大兴安岭北段新林区塔木兰沟组火山岩 成因及地幔富集作用

杨华本¹⁾,王文东¹⁾,闫永生²⁾,魏小勇¹⁾,耿成宝¹⁾ 1)武警黄金第三支队,哈尔滨,150086; 2)吉林大学地球科学学院,长春,130061

内容提要:本文报道了大兴安岭北段新林区塔木兰沟组玄武岩样品锆石 U-Pb 定年结果和岩石地球化学分析, 探讨了塔木兰沟组玄武岩的成因及中生代岩石圈地幔的性质。锆石 U-Pb 定年结果显示,塔木兰沟组玄武岩形成于 晚侏罗世(~153Ma),该玄武岩样品的 SiO₂ 含量介于 49.96% ~59.06% 之间,全碱含量介于 5.21% ~7.44% 之间, Mg[#]{100×n(Mg²⁺)/[(n(Mg²⁺)+n(Fe²⁺)]}值介于 50~94 之间。该玄武岩相对富集轻稀土元素(LREEs)、亏损 重稀土元素(HREEs),La_N/Yb_N 值介于 10.7~20.0 之间,具有轻微的 Eu 异常(δEu = 0.80~1.09),结合区域研究成 果,认为塔木兰沟组玄武岩形成于蒙古一鄂霍茨克洋闭合造山后岩石圈伸展环境,源区岩浆起源于石榴子石相二辉 橄榄岩与尖晶石相二辉橄榄岩部分熔融的混合形成,含富含挥发分的金云母和角闪石等,暗示岩石圈地幔经历了交 代作用的改造,交代类型以俯冲板片流体/熔体交代为主。结合区域已有研究表明,本区地幔交代富集作用来源于 蒙古一鄂霍茨克洋的向南俯冲,塔木兰沟组火山岩形成于蒙古—鄂霍茨克洋闭合造山后岩石圈伸展背景。

关键词:大兴安岭新林区;塔木兰沟组;地球化学;岩石圈地幔;交代作用

大兴安岭中生代火山岩规模巨大,从侏罗纪至 早白垩世主要经历塔木兰沟期、满克头鄂博期、玛尼 吐期、白音高老期、梅勒图期等火山喷发活动(本次 工作引用内蒙古区域自治区划分方案),岩石组合 总体表现为基--中-酸重复变化特征。由于植被覆 盖严重,地层出露大多不全,地层间接触关系不明, 再加上缺乏古生物年代学资料,大兴安岭地区中生 代火山岩系岩石地层单位的时间跨度大、不同岩石 地层单位时代重叠,加上岩石地层具有穿时普遍性 特点,制约了火山岩地层时代的有效限定。塔木兰 沟组是大兴安岭地区中生代火山岩较早喷发的火山 岩地层,其形成时代曾被划归为晚侏罗世和中侏罗 世(内蒙古自治区地质矿产局,1991;内蒙古自治区 地质矿产局,1996),随着同位素年代测试技术的发 展,塔木兰沟组年龄数据(表1)得到了更新,被认为 是晚侏罗世一早白垩世(尹志刚等,2005; Wang Fei et al., 2006; 孟恩等, 2011; 赵忠华等, 2011)。有些 地方的塔木兰沟组火山岩获得的年龄差异较大,而 可能不是真正的塔木兰沟组(Wang Fei et al., 2006; Zhang Jiheng et al., 2008)。比如, 额尔古纳 地区护林一向阳盆地原定塔木兰沟组获得 124~ 127Ma(徐美君等,2011)和182±2Ma、193±5Ma的 年龄(Xu Wenliang et al., 2013; Wang Wei et al., 2015)。因此有必要对本区塔木兰沟组火山岩年龄 进一步工作,可为区域火山岩地层划分对比提供精 确年代学依据。

前人对大兴安岭地区新生代火山岩反演岩石圈 地幔性质的研究相对较多,由于缺乏地幔直接的样 品,通过中生代火山岩对岩石圈地幔的反演研究较 少。比如,对哈拉哈呵一绰尔第四纪火山岩中的尖 晶石和石榴子石橄榄岩捕掳体的研究,表明大兴安 岭保留有明显受改造的古老岩石圈地幔(赵勇伟 等,2011);五大连池科洛荡子山新近纪的白榴碧玄 岩和其中的方辉橄榄岩地幔包体和白榴霓霞岩包体 的研究认为岩石圈地幔的富集来自软流圈富流体交 代作用(邵济安等,2008);近年来通过对五大连 池一二克山一科洛地区富钾玄武岩的研究认为,本 区可能存在一个富集的岩石圈地幔,其形成时代远 年轻于地壳形成时代(Zhang Ming et al., 1995; 1998),而地幔的橄榄岩包体进行研究表明,兴蒙造

收稿日期:2015-12-23;改回日期:2016-08-10;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2016.06.008

注:本文为中国地质调查局黑龙江大兴安岭战备村、二中队幅1:5万区域地质矿产调查项目(编号:12120113072400)的成果。

作者简介:杨华本,男,1986年生。硕士,工程师,主要从事区域地质调查工作。通讯地址:150086,黑龙江哈尔滨市南岗区学府路400号。 Email:yanghuaben@163.com。

山带具有古老的岩石圈和新生的岩石圈地幔,并在 科洛和诺敏地区发现岩石圈地幔存在上新下老的倒 置现象(张彦龙,2011),大兴安岭地幔源区出现南 北分带的特点(林强等,2003;Xu Yigang et al., 2012)。在中生代一新生代期间,大兴安岭乃至整 个兴蒙造山带和中国东部,以大规模的碱性一亚碱 性火山岩或双峰式火山岩喷发为特点,岩石圈地幔 的性质和演化复杂,对于大兴安岭地区地幔性质的 确定还需要做更多工作。本文报道的是大兴安岭北 段塔木兰沟组玄武岩的形成时代和地球化学特征, 并以此来反演地幔的性质,为大兴安岭及中国东北 地区地幔的不均一性和对比提供证据。

1 地质背景及岩石学特征

研究区大地构造位置处于中亚造山带东部额尔 古纳地块之上,处于德尔布干断裂和塔源——喜桂图 断裂之间。区内断裂构造以 NE 向和 NW 向为主, 其次为 SN 向断裂。前中生代地层分布极少,为零 星出露奥陶纪-志留纪大乌苏杂岩浊积岩组合 「《黑龙江省岩石地层》(黑龙江省地质矿产局, 1997)中称吉祥沟组],中生代由陆相火山岩地层和 侵入岩组成。1: 20 万塔源幅(1985)将火山岩地层 自下而上依次划分为:塔木兰沟组、吉祥峰组、上库 力组、依列克得组。通过本次1:5万区域地质调查 工作划分为:下侏罗统火山岩组合(内部资料,待 刊)、塔木兰沟组、满克头鄂博组、玛尼吐组、白音高 老组。火山岩的分布概况如图1所示。塔木兰沟组 玄武岩沿 NE 向大兴安岭火山岩带出露。研究区出 露面积较小,从剖面上看其覆盖于下侏罗统酸性火 山岩地层之上,岩层产状较为平缓,多介于25°~ 40°之间:覆盖其上为满克头鄂博组,火山碎屑岩角 砾普遍含塔木兰沟组玄武岩。塔木兰沟组主要由玄 武岩、玄武安山岩和安山岩等熔岩和火山碎屑熔 岩组成,鉴于其火山熔岩普遍含杏仁体,成分为粘

表 1 大兴安岭北段塔木兰沟组年龄数据

Table	I Age	data fo	r the	Tamulango	a Formation	In	northern	Great	er F	Inggan N	Vlountain	IS

样品编号	采样位置	GPS	岩性	年龄(Ma)	测试方法	参考资料
PM4TC51	新林区	51°51′40″N 124°01′29″E	橄榄玄武安山岩	153.2 ± 1.1	LA-ICP MS	本文
PM4TC73	新林区	51°52′04″N 124°02′12″E	玄武安山岩	153.6 ± 1.2	LA-ICP MS	本文
ER18-1	上护林	50°44′02″N 120°11′57″E	粗玄岩	182 ± 2	LA-ICP MS	Wang Wei et al., 2015
13ER20-1	莫尔道嘎北	51°23′27″N 121°03′07″E	玄武安山岩	193 ± 5	SIMS U-Pb	Wang Wei et al., 2015
P9b2-2	扎兰屯		玄武安山岩?	146.7 ± 2.2	SHRIMP U-Pb	Li Shichao et al. , 2015
ER18-1	上护林	50°44°02″N 120°11′57″E	玄武安山岩	182 ± 2	LA-ICP MS	Xu Wenliang et al., 2013
ER3-1	根河桥北	50°19′57″N 120°15′01″E	玄武质粗安岩	125 ± 2	LA-ICP MS	徐美君等,2011
ER19-2	上护林	50°42′37″N 120°12′52″E	玄武安山岩	127 ± 1	LA-ICP MS	徐美君等,2011
ER16-1	恩河镇东	50°45′57″N 120°10′37″E	流纹岩	124 ± 1	LA-ICP MS	徐美君等,2011
ER5-1	根河桥北	50°26′14″N 120°00′54″E	安山岩	114 ± 3	LA-ICP MS	徐美君等,2011
M003-1	满洲里南部	48°45′03″N 116°26′29″E	橄榄玄武岩	161 ± 2	LA-ICP MS	赵忠华等,2011
M043-1	满洲里南部	48°53′24″N 116°20′57″E	橄榄玄武岩	161 ± 2	LA-ICP MS	赵忠华等,2011
M104-4	满洲里南部	48°51′14″N 116°58′54″E	辉石玄武岩	161 ± 2	LA-ICP MS	赵忠华等,2011
M133-1	满洲里南部	49°36′11″N 116°40′50″E	橄榄玄武岩	164 ± 2	LA-ICP MS	赵忠华等,2011
MZ2-1	满洲里	49°17′33″N 117°31′36″E	辉石安山岩	166 ± 2	LA-ICP MS	孟恩等,2011
05 MZL10	满洲里	48°16′10″N 116°15′17″E	玄武安山岩	164.2 ± 3.7	SHRIMP U-Pb	Ying Jifeng et al., 2008
05 MZL16	满洲里	48°14′01″N 116°17′48″E	玄武安山岩	149.5 ± 1.7	SHRIMP U-Pb	Ying Jifeng et al., 2008
GW04037	三河镇	50°26′04″N 120°08′59″E	橄榄玄武岩	139 ± 2	LA-ICP MS	Zhang Jiheng et al., 2008
GW04037	三河镇	50°26′04″N 120°08′59″E	橄榄玄武岩	139.9±1.8	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Zhang Jiheng et al., 2008
GW04257	根河	48°09'13"N 121°14'44"E	玄武岩	128 ± 8	LA-ICPMS	Zhang Jiheng et al. , 2008
GW04042	根河	51°25′56″N 121°31′52″E	玄武岩	186.3 ± 2.8	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Zhang Jiheng et al. , 2008
MZL04-6	满洲里	49°28′22″N 117°25′42″E	玄武岩	161.0 ± 0.8	⁴⁰ Ar⁄ ³⁹ Ar	Wang Fei et al. , 2006
MZL10	满洲里	48°16′10″N 116°15′17″E	玄武岩	162.6 ± 0.7	⁴⁰ Ar⁄ ³⁹ Ar	Wang Fei et al. , 2006
MZL13	满洲里	48°15′37″N 116°16′32″E	玄武安山岩	162.0 ± 0.8	⁴⁰ Ar⁄ ³⁹ Ar	Wang Fei et al., 2006
MZL16	满洲里	48°14′01″N 116°17′48″E	玄武岩	147.0 ± 0.8	⁴⁰ Ar⁄ ³⁹ Ar	Wang Fei et al., 2006
ERBY04-1	额尔古纳	49°50′32″N 119°57′34″E	玄武岩	139.7 ± 0.7	⁴⁰ Ar⁄ ³⁹ Ar	Wang Fei et al. , 2006
ERBY04-4	额尔古纳	49°50′47″ N 119°57′37″E	玄武安山岩	139.5 ± 0.7	⁴⁰ Ar⁄ ³⁹ Ar	Wang Fei et al. , 2006
ERBY1-9	额尔古纳	49°50′32″N 119°57′35″E	玄武岩	140.3 ± 0.7	⁴⁰ Ar⁄ ³⁹ Ar	Wang Fei et al. , 2006
	漠河		玄武粗安岩	134.3 ~151.8	K-Ar	尹志刚等,2005



图1 大地构造单元图(a)和新林区地质简图(b)

(a) 据 Wu Fuyuan 等, 2011; Li Shichao 等, 2015 修改;(b) 据 1:5 万战备村幅地质图[●]修改

Fig. 1 Tectonic units division (a) and simplified geological map of Xinlin area

(a) after Wu Fuyuan et al., 2011; Li Shichao et al., 2015; (b) modified from the 1/250000 Regional

Geological Report of Zhanbeicun Area

(a)构造分区:F1—德尔布干断裂;F2—塔源—喜桂图断裂;F3—贺跟山—黑河断裂;F4—索伦—西拉木伦—长春缝合带;F5—赤峰—开 源断裂;F6—伊通—依兰断裂;F7—牡丹江断裂;F8—敦化—密山断裂;F9—蒙古—鄂霍茨克带;Ⅰ—漠河盆地;Ⅱ—额尔古纳;Ⅲ—海拉 尔盆地;Ⅳ—兴安;Ⅴ—松辽盆地;Ⅵ—二连盆地;Ⅶ—松辽;Ⅷ—华北克拉通;Ⅳ—佳木斯

(b)地质简图:1一第四系;2一梅勒图组;3一白音高老组;4一玛尼吐组;5一满克头鄂博组;6一塔木兰沟组;7一下侏罗统火山岩;8一花岗 岩 9一采用位置

(a) Tectonic units: F1—Derbugan Fault; F2—Tayuan—Xiguitu Fault; F3—Heganshan—Heihe Fault; F4—Solonker—Xra Moron—Changchun Fault; F5—Chifeng—Kaiyuan Fault; F6—Yitong—Yilan Fault; F7—Mudanjiang Fault; F8—Dunhua—Mishan Fault; F9—Mongol—Okhotsk belt; I —Mohe Basin; II—Erguna; III—Hailar Basin; IV—Xing'an; V—Songliao Basin; VI—Erlian Basin; VI—Songliao; VII—North China Craton; IX—Jiamusi

(b) Geological map: 1— Quaternary;2—Meiletu Formation;3—Baiyingaolao Formation;4—Manitu Formation;5—Manketouebo;6— Tamulangou Formation;7— Lower Jurassic volcanic rock;8— Granite;9—Sample location



图 2 研究区塔木兰沟组玄武岩的镜下显微照片 Fig. 2 Photomicrographs of the the basalts in the Tamulangou Formation Idn—伊丁石;PI—斜长石 Idn—iddingsite; PI—plagioclase 土矿物、石英或方解石。本文选取样品为镜下无杏 仁体或少量杏仁体(<1%)的火山熔岩和个别角砾 含量少(<5%)、成分单一的火山碎屑熔岩样品。

岩石主要为绿灰色、深灰色,斑状结构,基质具间粒—间隐结构,致密块状构造。斑晶为橄榄石、辉石、斜长石等、个别含黑云母。其中,橄榄石呈半自形粒状,颗粒晶面裂纹发育,多数被方解石、蛇纹石、伊丁石(图2)等交代,呈交代假像结构,0.2~2.0mm,含量为2%±;辉石呈半自形板柱状、柱粒状,横切面呈八边形,被方解石、绿帘石、绿泥石等集合体交代,0.8~1.5mm,含量为2%±;斜长石为更一中长石,(010) ∧ Np' = 15°~20°, 个别可达30°, An = 22~28, 少数大于30, 呈自形—半自形板状、板柱状,聚片双晶,0.2~2.2mm,含量为12%±。基质矿物成分由斜长石、火山玻璃、少量辉石及磁铁矿等组成,含量为85%~95%±。

2 样品测试方法

样品全岩主量、微量元素分析均由河北省区域 地质矿产调查研究所完成。其中主量元素采用熔片 法 X-射线荧光光谱法(XRF)测定,分析准确度和 精度优于 2% ~ 3%;微量元素和稀土元素是用 Teflon 熔样罐进行熔样,然后采用 Finnigan MAT 公 司生产的双聚焦高分辨等离子体质谱仪 ICP-MS 进 行测定,准确度和精度优于 10%。

本文测年样品在河北省区域地质矿产调查研究 所进行粉碎,并用浮选和电磁选法进行分选,在双目 镜下选出晶形较好的锆石,然后将锆石粘贴在环氧 树脂表面,打磨抛光后露出锆石的表面,制成样靶对 测试样靶中锆石进行透射光、反射光和阴极发光 (CL)照相之后,采用 LA-ICP-MS 仪器对锆石进行 U-Pb 测年分析。锆石 U-Pb 分析在天津地质矿产研 究所同位素实验室 LA-ICP MS 仪器上完成,利用 193nm 激光器对锆石进行剥蚀,采用的激光剥蚀的 斑束直径为35µm,激光能量密度为13~14 J/cm², 频率为8~10Hz,激光剥蚀物质以氦为载气送入 Neptune,利用动态变焦扩大色散可以同时接收质量 数相差很大的U-Pb 同位素,从而进行锆石U-Pb 同 位素原位测定。采用 TEMORA 作为外部锆石年龄 标准。利用 NIST610 玻璃标样作为外标计算锆石样 品的 Pb、U、Th 含量。样品信号采集时间 60s(其中 20s 为空白的测定)。采用 ICP-MS DataCal 和 Isoplot 程序进行数据处理,数据处理方法同文献 Liu Yongsheng 等(2008)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

对新林区的战备村幅 2 件样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析,样品均采自新林区西部 曼拉开河上游南岸,分析结果见表 2。CL 图像显 示,样品的锆石颗粒晶形较好,呈长柱状一短柱状, 长 50~200μm,长宽比约为 2:1~1:1,显示出典 型岩浆锆石的特点具有环带结构(图 3),个别具有 分带现象,多数锆石的 Th/U 比值均大于 0.3,为典 型岩浆成因的锆石。

PM4TC51 样品地理坐标为 E 124°01′29″,N 51° 51′40″2。岩性为玄武安山岩。测点均位于 U-Pb 谐 和线上或其附近,11 个地点*n*(²⁰⁶Pb)/*n*(²³⁸U) 年龄 集中分布在 151~157Ma,加权平均年龄为 153 ± 1Ma,MSWD = 1.2(图 4)。9~12、16 号锆石的 *n*(²⁰⁶Pb)/*n*(²³⁸U)年龄集中分布在 221~226Ma,加 权平均年龄为 222 ± 2Ma,MSWD = 1.1,代表捕获围 岩的锆石年龄,表明本区存在晚三叠世地质体,7、8 和 20 号锆石颗粒表面年龄有 243~392Ma 和 1947Ma(2 号),代表岩浆捕获地壳岩石的年龄,说 明该区存在古生代—元古代的基底。

PM4TC73 样品地理坐标为 E 124°02′12″,N 51° 52′04″。岩性为更一中长玄武安山岩。该样品共测



图 3 新林区塔木兰沟组玄武安山岩代表性锆石 CL 图像

Fig. 3 Representative CL images for zircons of the basaltic andesites in the Tamulangou Formation from Xinlin area

	表 2 新林区塔木兰沟组火山岩锆石 U-Pb 同位素分析结果 Table 2 Zircon U-Pb dating results for the volcanic rocks in the Tamulangou Formation from Xinlin area													
	元素含量 (×10 ⁻⁶)					同位素		年龄(Ma)						
分析			Th	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$		$n(^{207} \text{Pb})/n(^{235} \text{U})$		$n({}^{207}\mathrm{Pb})/n({}^{206}\mathrm{Pb})$		$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$		$n(^{207} \text{Pb})/n(^{235} \text{U})$		
点	Pb	U	U	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	(Ma) n(²⁰⁷ Pb)/n(测值	1σ	
	PM	04TC51	,玄武安	天山岩, ²⁰⁶ Pb	/ ²³⁸ U表面4	手龄加权平 步	勾值 153 ±1	Ma(n=11),	MSWD = 1.	2;E 124°01	29″,N 5	1°51′40″2		
1	7	236	1.18	0.0246	0.0003	0.1663	0.0085	0.0490	0.0025	157	2	156	8	

	PM	04TC51	,玄武安	 妄山岩, ²⁰⁶ Pb	/ ²³⁸ U 表面 ⁴		 勾值 153 ±1	Ma(n = 11)	, MSWD = 1.	2;E 124°01	′29″,N 5	1°51′40″2	
1	7	236	1.18	0.0246	0.0003	0.1663	0.0085	0.0490	0.0025	157	2	156	8
2	327	942	0.12	0.3458	0.0034	5.8035	0.0769	0.1217	0.0014	1915	19	1947	26
3	18	514	1.89	0.0245	0.0002	0.1704	0.0046	0.0505	0.0013	156	2	160	4
4	11	393	0.96	0.0239	0.0002	0.1657	0.0056	0.0504	0.0016	152	1	156	5
5	32	995	1.49	0.0238	0.0002	0.1611	0.0033	0.0491	0.0009	152	2	152	3
6	11	415	0.87	0.0240	0.0002	0.1640	0.0062	0.0495	0.0018	153	2	154	6
7	168	2626	0.40	0.0627	0.0006	0.4753	0.0065	0.0550	0.0007	392	4	395	5
8	8	158	0.90	0.0456	0.0005	0.3269	0.0132	0.0519	0.0021	288	3	287	12
9	182	5478	0.07	0.0357	0.0004	0.2502	0.0034	0.0509	0.0006	226	2	227	3
10	10	263	0.78	0.0353	0.0004	0.2487	0.0086	0.0511	0.0017	223	2	226	8
11	31	793	0.77	0.0348	0.0003	0.2419	0.0042	0.0504	0.0008	221	2	220	4
12	238	6839	0.31	0.0348	0.0003	0.2452	0.0033	0.0510	0.0006	221	2	223	3
13	13	301	0.78	0.0384	0.0004	0.2706	0.0108	0.0510	0.0020	243	2	243	10
14	9	292	1.36	0.0241	0.0003	0.1642	0.0074	0.0494	0.0022	154	2	154	7
15	39	1205	1.80	0.0238	0.0002	0.1617	0.0031	0.0492	0.0009	152	2	152	3
16	138	4143	0.17	0.0348	0.0003	0.2472	0.0034	0.0515	0.0006	221	2	224	3
17	11	463	0.32	0.0240	0.0002	0.1624	0.0042	0.0490	0.0012	153	1	153	4
18	10	365	0.78	0.0242	0.0002	0.1666	0.0070	0.0499	0.0020	154	2	156	7
19	99	2919	1.85	0.0240	0.0002	0.1652	0.0023	0.0499	0.0006	153	1	155	2
20	114	1429	0.06	0.0841	0.0008	0.9830	0.0139	0.0848	0.0010	521	5	695	10
21	19	666	1.36	0.0238	0.0002	0.1605	0.0038	0.0490	0.0011	151	2	151	4
P	MO4TC7	3,更一	中长玄	武安山岩,2	06Pb/238U	表面年龄加	权平均值1:	54 ± 2Ma(n =	=14),MSWI	D = 0.31; E	124°02′1	2",N 51°52	04″
1	4	141	1.40	0.0235	0.0002	0.1637	0.0096	0.0506	0.0030	150	2	154	9
2	3	117	1.28	0.0244	0.0003	0.1675	0.0098	0.0498	0.0029	155	2	157	9
3	14	504	1.13	0.0239	0.0002	0.1626	0.0035	0.0493	0.0010	152	1	153	3
4	10	371	0.74	0.0239	0.0002	0.1658	0.0045	0.0504	0.0013	152	1	156	4
5	53	627	0.82	0.0747	0.0007	0.5773	0.0081	0.0561	0.0007	464	5	463	6
6	110	1497	0.65	0.0676	0.0006	0.5179	0.0069	0.0555	0.0006	422	4	424	6
7	13	443	1.15	0.0238	0.0002	0.1589	0.0041	0.0485	0.0012	151	1	150	4
8	7	255	0.75	0.0237	0.0002	0.1612	0.0065	0.0493	0.0020	151	1	152	6
9	12	382	1.21	0.0244	0.0002	0.1650	0.0036	0.0491	0.0010	155	2	155	3
10	7	264	0.78	0.0241	0.0002	0.1661	0.0068	0.0500	0.0020	153	2	156	6
11	7	284	0.67	0.0239	0.0002	0.1644	0.0059	0.0499	0.0018	152	1	155	6
12	8	275	0.99	0.0242	0.0002	0.1632	0.0049	0.0489	0.0014	154	2	154	5
13	8	247	1.19	0.0248	0.0002	0.1677	0.0046	0.0491	0.0013	158	2	157	4
14	9	298	1.09	0.0242	0.0002	0.1674	0.0046	0.0501	0.0013	154	2	157	4
15	21	710	1.21	0.0244	0.0002	0.1678	0.0036	0.0499	0.0010	155	1	158	3
16	6	218	1.08	0.0243	0.0002	0.1643	0.0059	0.0491	0.0017	155	2	154	6
17	8	311	0.32	0.0259	0.0003	0.2240	0.0069	0.0627	0.0018	165	2	205	6
18	11	245	3.07	0.0255	0.0003	0.1745	0.0048	0.0496	0.0013	163	2	163	5
19	4	126	1.31	0.0244	0.0003	0.1675	0.0037	0.0498	0.0010	155	2	157	4
20	6	188	0.06	0.0329	0.0003	0.9399	0.0215	0.2075	0.0043	208	2	673	15
21	36	465	0.97	0.0676	0.0007	0.5221	0.0087	0.0560	0.0009	422	4	427	7
22	1	55	0.48	0.0247	0.0004	0.1682	0.0063	0.0494	0.0018	157	2	158	6





图 4 新林区塔木兰沟组玄武安山岩锆石 U-Pb 年龄谐和图 Fig. 4 Zircon U-Pb Concordia diagrams for the basaltic andesites in the Tamulangou Formation from Xinlin area

试了 22 个测点,多数均位于 U-Pb 谐和线上,14 个 测点的²⁰⁶ Pb/²³⁸U 年龄集中在 150~157 之间,加权 平均年龄为 154 ± 2Ma, MSWD = 0.31(图 4),5、6 和 21 号锆石颗粒表面年龄有 422~464Ma,说明该区 存在古生代基底,个别测点偏离谐和曲线,无意义。

3.2 岩石地球化学特征

塔木兰沟组火山岩主量元素、稀土元素及微量 元素分析结果见表3。前人资料将塔木兰沟组火山 岩多定名为玄武岩、玄武安山岩、安山岩和粗面安山 岩,采用国际地科联推荐的TAS分类,火山岩投影 在玄武粗安岩/粗安岩区(图5a)。由于火山岩的基 质矿物主要为斜长石微晶,总体表现为间粒、间隐、 交织结构,而非粗面结构,因此将其定名为玄武粗安 岩/粗安岩与岩相学特征不符(基质中见碱性长石 为填隙物形式存在中斜长石微晶间)。为此,采用 地球化学性质较稳定的高场强元素 Zr/TiO²—Nb/Y 分类图解(图 5b),样品主要投在亚碱性玄武岩、碱 性玄武岩和安山岩区。

塔木兰沟组火山岩的 SiO₂ 含量介于 49.96% ~ 59.06% 之间, 富碱(K₂O + Na₂O 介于 5.21% ~ 7.44% 之间), K₂O 含量介于 1.28% ~ 3.88%, Na₂O 含量介于 3.56% ~ 4.86%, 大多数 K₂O/Na₂O < 1, CaO(2.46% ~ 7.46%)、MgO(2.14% ~ 5.04%)含量较高, 里特曼指数(σ)为 2.45 ~ 5.18, 为碱性—钙



图 5 塔木兰沟组火山岩判别图 TAS 图解(a)、Zr/TiO₂—Nb/Y 岩石分类图解(b)和 K₂O—SiO₂ 关系图(c) (a)、(b)底图据 Winchester and Floyd,1976;(c)据 Middlemost,1972

Fig. 5 The discrimination diagrams of volcanic rocks in the Tamulangou Formation: TAS diagram (a),

Zr/TiO___Nb/Y diagram (b) and $K_2O\space{--}SiO_2$ diagram (c) (a) and

(b) after Winchester and Floyd, 1976; (c) after Middlemost, 1972

表 3 塔木兰沟组火山岩的岩石化学特征表(主量元素:%;微量元素:×10⁻⁶)

Table 3 Major element (%) and trace element (×10⁻⁶) for the volcanic rocks in Tamulangou Formation from Xinlin

样品编号	PM02 TC18	PM02 TC32	PM02 TC51	PM03 TC20	PM04 TC51	PM04 TC73	PM10 TC37	PM10 TC39	PM16 TC4	PM16 TC11	PM16 TC103	PM16 TC104	РМ17 ТС54
岩性	玄武岩		玄武安山岩 安山玄武质含角砾熔岩									岩	玄武
											1		安田宕
SiO ₂	52.94	51.15	53.70	57.32	51.81	53.00	58.87	59.06	55.03	55.20	52.61	49.96	57.75
AI_2O_3	17.00	17.73	17.52	17.35	18.03	16.73	16.97	17.04	18.16	17.85	17.32	16.50	16.31
110 ₂	1.28	1.25	1.32	1.11	1.28	1.23	0.96	0.98	0.90	1.09	1.21	1.16	0.95
Fe_2O_3	4.19	5.58	5.55	5.86	3.19	3.42	5.01	4.72	6.70	4.98	5.66	4.66	3.93
FeO	3.76	3.57	2.63	1.27	5.29	3.52	1.29	1.20	0.21	2.95	2.46	3.89	3.20
CaO M.O	0.80	7.38	4.78	5.25	4.44	0.21	4.12	3.75	7.40	5.20	4.22	5.95	3.91
MgO K O	3.71	5.04	5.75 2.01	2.07	3.01	3.21	2.10	2.23	2.14	3.28	4.00	4.00	3.31
K ₂ O	5.88 2.56	1.28	3.01	3.12	1.70	2.09	2.50	2.78	2.41	2.57	2.75	1.08	1.75
Na ₂ O	3.30	3.93	4.32	3.88	3.85	4.44	4.80	4.38	4.03	5.90	4.48	4.05	4.55
MnO P O	0.154	0.142	0.151	0.114	0.125	0.108	0.08	0.07	0.12	0.15	0.14	0.14	0.14
1 ₂ 05 历史早	0.301	0.302	0.370	0.578	0.574	0.300	0.55	0.50	0.50	0.50	0.58	0.54	0.27
灼天重	1.85	2.40	2.49	1.34	0.02	5.37	2.39	3.13	2.20	2.08	4.39	0.8/	3.72 00.76
□ 尽利	99.55	99.75	99.57	99.05	99.78	99.08	99.74	99.70	99.75	99.71	99.69	99.79	99.70
$K_2 O + Na_2 O$	1.00	5.21	1.33	7.00	5.01	0.55	7.35	7.10	0.44	0.55	7.23	5.71	0.20
$\mathbf{K}_2 \mathbf{O} / \mathbf{N} \mathbf{a}_2 \mathbf{O}$	1.09	0.33	0.70	0.80	0.40	0.47	0.51	0.04	0.00	0.05	0.01	0.42	0.38
FeO ⁻	1.35	8.39 71	7.05	0.34	0.1/ 50	0.00	5.79	5.45	0.24	1.45	7.30	8.08 69	0.74
Mg"	03 5 19	/1	/1	79	2.97		15	2.02	94	2 20	/4	08	05
σ	5.18	3.00	4.03	3.31	2.87	3.03	3.20	3.03	3.24	3.30	4.72	3.51	2.48
Y	16.6	13.5	18.4	20.9	12.3	10.8	12.4	13.2	13.6	18.5	15.5	14.2	18.5
La	26.6	20.5	31.3	37.0	21.1	26.1	29.7	30.4	20.0	29.4	25.9	24.6	26.6
Le	63.9	45.0	68.9	80.7	41.9	56.0	57.5	60.5	43.3	64.5	56.8	54.5	52.6
Pr	8.69	6.17	9.24	10.43	5.86	7.64	7.38	8.13	6.10	8.52	7.93	7.23	7.64
Nd	36.2	26.2	38.3	42.6	24.4	31.3	29.0	32.1	26.0	36.1	33.0	31.9	32.2
Sm	6. /1	5.05	6.94	7.45	4.54	5.62	5.12	5.80	4.71	6.83	0.11	5.98	6.12
Eu	1.97	1.58	2.05	2.14	1.43	1.63	1.42	1.5/	1.34	1.79	1.5/	1.56	1.53
Gd	4.95	3.91	5.35	5.83	3.54	4.15	4.15	4.51	4.50	6.43	5.68	5.65	5.76
Tb	0.77	0.63	0.82	0.91	0.56	0.57	0.55	0.60	0.63	0.90	0.81	0.79	0.80
Dy	3.67	3.05	3.96	4.27	2.70	2.58	2.55	2.64	2.71	3.75	3.37	3.29	3.69
Но	0.63	0.53	0.72	0.81	0.47	0.42	0.46	0.50	0.47	0.66	0.57	0.57	0.68
Er	1.63	1.39	1.89	2.22	1.32	1.10	1.29	1.34	1.38	1.92	1.59	1.53	1.88
Tm	0.23	0.18	0.26	0.31	0.17	0.14	0.23	0.24	0.21	0.28	0.21	0.20	0.29
Yb	1.37	1.06	1.54	2.05	1.14	0.94	1.30	1.43	1.30	1.72	1.25	1.18	1.78
Lu	0.35	0.28	0.42	0.60	0.28	0.29	0.39	0.42	0.34	0.44	0.32	0.28	0.43
Li	16.1	29.2	25.4	22.4	61.8	51.3	89.2	91.8	19.9	33.9	46.5	41.0	66.8
Be	1.43	1.18	1.99	1.71	1.59	1.41	2.22	1.76	1.76	1.39	1.9/	1.13	1.55
Nb	8.25	6.25	9.31	10.53	6.47	7.55	9.08	8.67	7.19	6.33	10.12	7.68	6.43
Se	16.5	18.1	16.8	12.6	15.8	13.3	8.5	7.0	14.0	9.3	19.9	16.6	15.7
Ga	22.3	22.5	24.9	24.1	22.1	26.4	22.8	21.0	26.7	20.4	26.4	23.4	19.7
Zr	182	133	194	232	127	170	192	198	164	180	188	154	147
Th	1.86	1.21	2.36	3.33	2.23	2.17	4.06	3.28	3.42	1.55	4.11	1.43	3.88
U	0.55	0.31	0.69	0.96	0.58	0.39	1.17	1.04	0.65	0.61	1.08	0.40	1.28
Sr	1164	1070	1287	1088	561.2	1531	1106	1031	769	1031	979	796	812
Ba	1821	444	1619	1124	612	687	685	813	1189	645	1180	568	657
Rb	98.1	37.0	74.5	72.0	68.9	47.0	41.7	32.8	28.6	24.7	96.8	40.2	40.4
V	214	225	220	153	211	198	125	115	117	137	214	188	108
Cr	55.4	87.2	50.6	7.9	93.0	101	6.72	7.16	10.35	2.28	51.93	42.48	30.84
Co	23.4	30.1	28.7	17.4	31.3	25.4	14.4	13.5	21.7	20.6	33.3	31.5	20.5
Ni	18.5	45.2	21.2	6.0	55.6	45.4	5.43	4.66	15.8	7.67	32.4	28.8	21.2

样品编号	PM02 TC18	РМ02 ТС32	PM02 TC51	PM03 TC20	PM04 TC51	PM04 TC73	PM10 TC37	PM10 TC39	PM16 TC4	PM16 TC11	PM16 TC103	PM16 TC104	РМ17 ТС54
岩性	玄武岩		玄武安山岩 安山玄武质含角砾熔岩										玄武 安山岩
Cu	36.3	32.6	23.7	7.2	21.7	32.9	19.3	21.4	18.7	32.6	26.8	56.9	38.1
Pb	8.46	9.60	30.2	17.9	5.77	9.75	16.8	14.9	15.2	13.4	15.5	11.2	7.6
Zn	97.1	125	113	99.4	101	107	96.2	88.3	79.6	88.6	119.9	109.7	73.8
W	0.28	0.35	0.39	0.33	0.76	0.45	0.47	0.35	0.48	0.63	0.78	0.38	1.40
Mo	0.65	0.86	0.77	0.61	0.18	0.31	0.76	0.45	0.31	0.59	0.55	0.26	0.16
Hf	5.26	4.15	5.23	6.29	3.52	5.10	5.44	5.54	4.71	5.25	6.23	5.47	3.96
Та	0.45	0.38	0.52	0.59	0.40	0.42	0.60	0.65	0.42	0.35	0.61	0.42	0.43
Cs	1.37	1.52	0.90	1.18	2.50	4.17	7.58	10.63	1.72	1.37	3.49	5.51	3.91
Nb/Ta	18.5	16.6	18.0	18.0	16.0	18.1	15.0	13.3	17.3	18.0	16.6	18.2	14.9
$\mathrm{Sm}_{\mathrm{N}}/\mathrm{Nd}_{\mathrm{N}}$	0.19	0.19	0.18	0.17	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19
La_N/Yb_N	13.87	13.87	14.58	12.95	13.30	20.00	16.37	15.22	11.04	12.30	14.84	14.99	10.74
La_N / Sm_N	2.56	2.62	2.91	3.21	3.00	3.00	3.74	3.39	2.74	2.78	2.74	2.65	2.81
$\mathrm{Gd}_{\mathrm{N}}/\mathrm{Yb}_{\mathrm{N}}$	3.60	3.69	3.48	2.84	3.11	4.43	3.19	3.15	3.46	3.75	4.53	4.81	3.24
Eu *	1.05	1.09	1.03	0.99	1.09	1.03	0.94	0.94	0.89	0.82	0.82	0.82	0.80
ΣREE	174.19	128.98	190.10	218.21	121.83	149.27	153.50	163.34	126.57	181.77	160.73	153.43	160.51
È	$\mathfrak{R}: \sigma = \frac{[w(\operatorname{Na}_2 O) + w(\operatorname{K}_2 O)]^2}{w(\operatorname{Si}_2) - 43\%}; \operatorname{FeO^T} = \operatorname{FeO} + 0.8998 \ \operatorname{Fe}_2 O_3; \operatorname{Mg}^{\#} = 100 \times \frac{n(\operatorname{Mg}^{2+})}{n(\operatorname{Mg}^{2+}) + n(\operatorname{Fe}^{2+})} \circ$												

碱性系列, Mg[#] {100 × n (Mg²⁺)/[(n (Mg²⁺) + n(Fe²⁺)]} 值介于 50~94 之间, 平均值为 70.6。在 TAS 分类图解上, 3 个样品落在碱性系列, 10 个样品 落在亚碱性系列, 在 K₂O—SiO₂ 关系图解中样品在 钾质和钠质火山岩区均有分布(图 5c)。

塔木兰沟组火山岩具有较高稀土总量, $\Sigma REE =$ 121×10⁶~218×10⁻⁶, 轻重稀土分馏明显, La_N/Yb_N 为 10.7~20.0之间, 平均值为 14.1, 轻稀土分馏系 数 La_N/Sm_N 为 2.54~3.74, 平均值为 2.93, 重稀土

分馏系数 $Gd_N/Yb_N = 2.6 \sim 5.5$,平均值为 3.9,稀土 元素配分模式图(图 6a)均具有轻稀土元素富集的 右倾特征。轻微的铕异常($\delta Eu = 0.80 \sim 1.09$),反 映成岩过程中斜长石的分离结晶作用不明显。微量 元素组成上,塔木兰沟组火山岩出现 Th—U、Nb— Ta 亏损,高度富集大离子亲石元素 Rb、K、Sr、Ba 和 Pb,亏损高场强元素 Zr—Hf 略微富集,高 Sr 和 Ba 含量(分别为 561 × 10⁻⁶ ~ 1530 × 10⁻⁶、443 × 10⁻⁶ ~ 1821 × 10⁻⁶, 个别达 4112 × 10⁻⁶)。岩石具有变化



(球粒陨石标准值引自 Boynton,1984;原始地幔标准值引自 Sun and McDonough,1989) Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized spidergrams (b) of volcanic rocks in the

Tamulangou Formation (Chondrite values are from Boynton, 1984; primitive mantle value is

from Sun and McDonough, 1989)

1479

较大的 Nb/Ta 比值(13.3~18.5,平均为16.8)。在 原始地幔标准化的微量元素蛛网图上,岩石富集大 离子亲石元素(LILE) Rb、K、Sr 和 Ba,亏损高场强元 素(HFSE) Nb、Ta、Ti(图 6b),具有类似岛弧岩浆的 特征。

4 讨论

4.1 岩石成因

4.1.1 不存在明显的地壳混染

塔木兰沟组玄武岩样品中有少数年龄较老的锆石,微量元素显示 Nb、Ta 等高场强元素的亏损,暗示岩浆在上升过程中可能经历了地壳物质的混染。Nb/U、Ta/U 和 Ce/Pb 比值均比较低(平均分别为12.4、0.7 和 4.8),暗示着可能受地壳物质混染(Hofmann,1997;Jahn Borming et al. 1999)。但是以下几点表明地壳物质混染是轻微的:

(1) 地壳物质有显著的 Eu 负异常, 而塔木兰沟 组火山岩没有明显 Eu 异常。

(2)样品 Nb/Ta 比值变化于 13.3~18.5之间, 平均值为 16.8,接近原始地幔比值(17.3,据 Sun and McDonough,1989),而远高于大陆地壳值(11~ 12,据 Barth et al., 2000),指示塔木兰沟组玄武岩 受地壳混染的影响较小。大陆裂谷玄武岩 HFSE 含 量低很难用大陆地壳混染作用解释(Ormerod et al., 1991;Arndt and Christensen,1992),因为需要大量的 地壳混染物(50%~90%),这样大的量是不实际 的。Ormerod et al(1991)指出,大陆板内玄武岩,如 美国西部大盆地的钙碱性玄武岩 Nb、Ta 负异常说 明岩石是由大陆岩石圈地幔较小程度(2%~4%) 部分熔融形成。因此 Nb/U、Ta/U 等元素可能是继 承了富集岩石圈地幔源区的特征,其比值不适用于 判断本区样品地壳混染情况。

(3) Ce/Pb 比值大多低于大洋玄武岩相应值 (25±5)、但高于大陆地壳的平均值(4.0~4.1), Yan Jun 等(2008)也发现没有明显地壳混染的镜泊 湖第四纪碱性玄武岩的 Ce/Pb 值低于大洋玄武岩 值,这说明东北地区中一新生代玄武岩具有高 Pb 含量的特征,反映的应是地幔源区的特征,而与地壳 混染无关。(4) Ti/Yb 比值可以用于判断玄武质岩 石受地壳混染的程度,Ti/Yb > 5000 的玄武质岩石 很少或未受到地壳物质的混染(Hart et al., 1989; 邹和平,2010),本区火山岩样品的 Ti/Yb 比值较高 (平均为5543,个别小于 5000),表明玄武岩浆受地 壳物质的混染影响较小。综上所述,形成塔木兰沟 组火山岩的岩浆在上升过程中地壳物质混染较弱, 其地球化学特征可反映源区地幔的特征。

4.1.2 岩浆演化机制

塔木兰沟组火山岩中含橄榄石、辉石和斜长石 等斑晶矿物表明其早期分离结晶作用的存在。其地 球化学以低的 MgO 含量(2.14%~5.04%)、Mg[#]值 (50~94)和低的 Ni(4.7×10⁻⁶~55.6×10⁻⁶)、Cr (2.28×10⁻⁶~101×10⁻⁶)丰度为特征,表明岩浆不 是与地幔橄榄岩平衡的原始地幔熔体,原始岩浆经 历了橄榄石、辉石等分离作用,与岩石中很少出现橄 榄石现象相符,在 REE 配分图中无明显铕异常以及 蛛网图上 Sr 的正异常说明斜长石不是主要的结晶 相。地球化学特征与岩相学的观察相吻合。

4.1.3 源区特征

熔融实验表明,与金云母平衡的岩浆比与角闪 石平衡的岩浆具有更高的 Rb/Sr 值和低的 Ba/Rb 值(Furman & Graham, 1999)。塔木兰沟组火山岩 既有高 Rb/Sr、低 Ba/Rb 的样品,也有低 Rb/Sr 和高 Ba/Rb 的样品,表明其源区既富含金云母,也有角闪 石(图7a),说明本区玄武岩源区可能受到富钾、富 铁等熔体/流体的影响。低的 Yb 含量(0.9~2.05, 平均为1.39)和相对亏损的HREE 组成反映岩浆来 源于石榴子石相地幔的部分熔融。在 Dy/Yb-La/ Yb 协变关系图上(图 7b)显示,本区玄武岩为石榴 子石相二辉橄榄岩部分熔融与尖晶石相二辉橄榄岩 部分熔融的混合形成(Kinzler et al., 1997)。石榴 石相橄榄岩稳定存在于大于70 km 左右的岩石圈地 幔,尖晶石相橄榄岩则小于 70km 左右(Yu Jinhai et al., 2003),说明本期岩浆起源深度较大。在已有 的研究成果中,蒙古一鄂霍茨克构造体系经历了中 生代早期(245~180Ma)的俯冲作用和中生代晚期 两次(~170Ma 和~145Ma)的陆壳加厚事件(许文 良等,2013)。在本区获得约150±1Ma(锆石 U-Pb 年龄)的二长花岗岩具有高 Sr/Y 值(119~133)的 特征,为增厚中基性下地壳的熔融产物(内部资 料);区域上,侏罗纪早期大兴安岭东北部地区发现 171~181Ma 高 Sr 低 Yb 型花岗岩,说明形成于加厚 地壳环境(隋振民,2007)。说明本区在侏罗纪早期 岩石圈具有加厚的性质。

已有的研究表明,塔木兰沟组玄武岩,甚至大兴 安岭北段中生代火山岩整体具有较低的 Sr 和 Nd 同 位素特征(Fan Weiming et al., 2003)。玄武岩类 Sr 同位素初始比值为 0.7047 ~ 0.7049, $\varepsilon_{Nd}(t) =$ -4.62 ~ -0.17(林强等,2003),略低于中段满洲



图 7 塔木兰沟组火山岩 Rb/Sr—Ba/Rb (a)和 Dy/Yb—La/Yb (b)协变图,Nb/La—Ba/La (c),La/Nb—Ba/Nb (d), Zr/La—U/La (e)和 Th/La—Rb/La(f)图解,Th/Yb—Ta/Yb (g)和 Th/Zr—Nb/Zr (h)判别图图解

Fig. 7 Rb/Sr vs Ba/Rb(a) and Dy/Yb vs La/Yb(b) , Nb/La vs Ba/La(c) and La/Nb vs Ba/Nb(d), Zr/La vs U/La(e) and Th/La vs Rb/La(f) variation diagrams, and Th/Yb—Ta/Yb diagram (g) and Th/Zr—Nb/Zr diagram(h) of volcanic rocks in Tamulangou Formation

(a)、(b) 底图据 Kinzler et al., 1997; (c) 据 Hawkesworth et al., 1995; (d) 底图据 Yan Jun et al., 2008; (e)和(f) 底图据赵芝等, 2006;
(g) 据 Pearce, 1982; (h) 据孙书勤等, 2003

数据来源:1一本文,2一引自赵忠华等,2011,3一引自张玉涛,2013,4一引自 Li Shichao et al.,2015,N-MORB 和 E-MORB 范围来自 Sun and McDonough, 1989

(g)图:IAT—岛弧拉斑系列;ICA—岛弧钙碱性系列;SHO—岛弧橄榄粗玄岩系列;TH—拉斑玄武岩;TR—过渡性玄武岩;ALK—碱性玄武 岩

(h)图:I—板块发散边缘 N-MORB 区;II—板块汇聚边缘 (III—大洋岛弧玄武岩区;II 2—陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区);III—大洋 板内(洋岛、海山玄武岩区、MORB 区);IV—大陆板内(IV1—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区;IV2—大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩 区;IV3—陆陆碰撞带玄武岩区;V—地幔热柱玄武岩区

(a) and (b) after Kinzler et al., 1997; (c) after Hawkesworth et al., 1995; (d) after Yan Jun et al., 2008; (e) and (f) after Zhao Zhi et al., 2006; (g) after Pearce, 1982; (h) after Sun Shuqin et al., 2003

Data source: 1— this study; 2— from Zhao Zhonghua et al., 2011; 3—from Zhang Yutao et al., 2013; 4—from Li Shichao et al., 2015; N-MORB and E-MORB after Sun and McDonough, 1989

diagram (h): I—margin of divergent oceanic plate; II—margin of convergent plate (III—island arc of continental margin; II2—volcanic arc of continental margin); III—oceanic intra (the oceanic island and seamount, T-MORB, E-MORB); IV—continental intraplate (IV1—continental rift; IV2—tentional zone; IV3—collision zone of two continental plate); V—mantle plume

里地区(Sr 初始比值为 0.705078 ~ 0.705811, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 - 0.5 ~ 1.3)(陈志广等, 2006),在 $[n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)]_i - \varepsilon_{Nd}(t)$ 图解上基本分布在美 国 Basin and Range 基性岩区范围内(图 8)。Lu-Hf 同位素也显示为亏损的的特征 $[n(^{176} \text{ Hf})/n(^{177} \text{ Hf})$ 值为 0.282691 ~ 0.282740, $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 0.67 ~ 2.30](赵中华等,2011)。表明塔木兰沟组 玄武岩的岩浆源区为不相容元素富集、同位素亏损 的地幔源区,微量元素的富集和同位素体系的相对 贫化可能与富集作用发生在地幔岩石熔融前不久有 关。

塔木兰沟组火山岩亏损的同位素组成(陈志广 等,2006;赵中华等,2011)与富集的不相容元素的特 征不相匹配,本文认为其岩浆活动起源于近期遭受 地幔交代作用的富集型地幔,交代介质来自于含水 俯冲流体/熔体,交代作用产生富 K 矿物相金云母, 并使不相容元素得到富集,但由于交代作用与岩浆 喷发之间的时间间隔较短,因此微量元素富集特征 不能通过同位素衰变反映到同位素组成上。

玄武质岩浆起源于古老的含金云母石榴子石相 的富集岩石圈地幔,并且该区岩石圈地幔在不久前 遭受了一次大规模的岩石圈地幔富集事件。塔木兰 沟组火山岩的地球化学特征反映了岩石圈地幔源区 富集大离子亲石元素和 LREE、亏损高场强元素和 Sr—Nd 同位素亏损的特征。



图 8 大兴安岭中、北段中一基性火山岩 $[n(^{87} \text{Sr})/n(^{86} \text{Sr})]_i - \varepsilon_{Nd}(t)$ 图解

Fig. 8 Plot of $[n (^{87} \text{ Sr})/n (^{86} \text{ Sr})]_i$ vs. $\varepsilon_{Nd} (t)$ for intermediate—basic volcanic rocks from the central and northern Greater Hinggan Mountains

数据来源:大兴安岭北区中生代玄武岩据林强,2003;大 兴安岭北段中生代火山岩据 Fan et al.,2003;满洲里晚 侏罗世中基性火山岩据陈志广等,2006;Basin and Range 区据 Hawkesworth et al.,1995

4.2 地幔富集机制

塔木兰沟组火山岩强烈富集 Rb、Sr、Ba 和 La 等, Rb/Sr 比值平均为 0.06, 高于一般地幔源区的 0.03 ±, 以及富 K₂O 含量, 排除岩浆上升过程中地 壳物质明显混染之后, 暗示地幔源区发生过富集以 上元素的交代作用。目前认为地幔交代类型主要有 3 种: 富挥发分的硅酸盐熔体交代作用(Kelemen et al., 1998)、碳酸岩交代作用(Ionov et al., 1993)和 起源于俯冲板块的熔体/流体交代作用(Stalder et al., 1998)。

美国盆岭省的研究表明,钙碱性系列岩浆也可 以形成于受早期俯冲交代的岩石圈地幔源区,其熔 融动力学过程主要与岩石圈的伸展—减薄作用有关 (Hawkesworth et al.,1995)。塔木兰沟组玄武岩富 集 LILE(Rb、Sr、Ba 和 K 等)、LREE、而亏损 HFSE 的特征,以及碱性—钙碱性系列等特征反映其应起 源于发生过交代富集的岩石圈地幔而不是亏损的地 幔源区(软流圈或地幔柱)熔融的产物。本区存在 明显 Nb—Ta 亏损的现象,经历过俯冲流体改造的 富集岩石圈地幔发生熔融(陆内阶段再活化),容易 形成及其富集 LILE 的玄武质岩浆(Shand et al., 1994; Gibson et al., 1995),因此,Rb、Sr、Ba 等不相 容元素的富集可能为循环的古消减带熔体/流体物 质的卷入有关。

塔木兰沟组玄武岩在 Nb/La—Ba/La 和 La/ Nb—Ba/Nb 图解(图 7c、d)中落入流体交代的富集 地幔来源区域,表明岩浆起源是来自受先前与俯冲 有关的流体交代过的富集岩石圈的减压熔融。鉴于 Ba 等大离子亲石元素可能受后期蚀变的影响,利用 Zr/La—U/La 和 Th/La—Rb/La 不相容元素比值图 解(图 7e、f)结果,塔木兰沟组玄武岩源区均显示为 受俯冲板片流体富集的趋势。俯冲洋壳脱水和沉积 物的部分熔融,产生富集大离子亲石元素和 LREE 和亏损高场强元素以及比原始地幔或亏损地幔更高 的 Rb/Sr、Nd/Sm 和 Th/U 比值的流体/熔体(Pearce et al. 1996),进入上覆的岩石圈地幔,发生交代作 用。

4.3 构造背景

塔木兰沟组火山岩为一套以碱性一钙碱性的玄 武岩一玄武安山岩一安山岩等熔岩和火山碎屑熔岩 组成,相当于大陆裂谷玄武岩类。其地球化学类似 于火山弧钙碱性玄武岩特征,但是其表现出 Th、U 相对亏损及比岛弧火山岩明显高的 Sr 含量(561 × 10⁻⁶~1530×10⁻⁶)、高 Zr/Y 比值(8~16),在 Th/ Yb—Ta/Yb 图解(图 7g)上投影于活动大陆边缘火 山岩区,考虑岩浆源区遭受了俯冲流体的交代作用, 容易将大陆玄武岩误判为岛弧玄武岩;Th、Nb、Zr 是 一组强不相容元素,在深部作用过程中,其含量变化 是基本同步的,Th/Zr、Nb/Zr 值基本不变或只有很 小的变化,岩浆中其比值可以反映源区微量元素丰 度特征(孙书勤等,2003)。在 Th/Zr—Nb/Zr 双对 数判别图上(图 7h),样品投在大陆拉张带(或初始 裂谷)向陆内裂谷玄武岩区的趋势。因此,塔木兰 沟组火山岩应该处于拉伸的应力作用之下,形成于 伸展环境,岩石圈拉张导富集的岩石圈地幔发生减 压熔融形成偏碱性的玄武岩浆。

前人对蒙古—鄂霍茨克洋及区域构造演化研究 表明,塔木兰沟组火山岩主要分布在大兴安岭中一 北段额尔古纳地块上,早古生代早期额尔古纳地块 与兴安地块已经闭合(葛文春等,2007)。中三叠世 以后,东北地区进入到环太平洋构造体系和蒙古鄂 霍茨克构造体系的演化阶段。中生代早期蒙古一鄂 霍茨克大洋板块向北俯冲(Zorin et al., 1999),之 后向南俯冲(陈志广等,2010; Wu Fuyuan et al., 2011; 许文良等, 2013; Tang Jie et al., 2015), 中侏 罗世大洋闭合(李宇等,2015; Miao Laicheng et al., 2015),晚侏罗世之后的进入伸展阶段(Xu Wenliang et al., 2013; Tang Jie et al., 2015)。从区域上分布 特征上看,研究区东部玻乌勒山和富西里地区并未 见有塔木兰沟组火山岩出露,西一西北部满洲里一 额尔古纳地区则发育碱性—亚碱性塔木兰沟组火山 岩组合。从形成时间上看,靠近蒙古一鄂霍茨克洋 的满洲里一额尔古纳地区塔木兰沟组形成于158~ 166Ma(Wang Fei et al., 2006; 孟恩等, 2011), 较远 离蒙古--鄂霍茨克洋的新林区则为约154Ma,扎兰 屯则为146.7 ± 2.2Ma,远离蒙古—鄂霍茨克洋的 形成年龄有变新趋势(图1;表1)。可以认为,塔木 兰沟组火山岩的形成并非受控于滨太平洋构造活 动,而是与蒙古一鄂霍茨克大洋板块俯冲有关(Tang Jie et al., 2015; Wang Wei et al., 2015; Li Shichao et al., 2015) $_{\circ}$

塔木兰沟组火山岩岩浆源区早期受到富钾、富 铁等俯冲熔体/流体的影响,形成含金云母、角闪石 的富集源区,随着蒙古—鄂霍茨克洋闭合,加厚形成 石榴子石相二辉橄榄岩—尖晶石相二辉橄榄岩的岩 石圈地幔,之后的岩石圈伸展坍塌阶段发生减压熔 融形成塔木兰沟组火山岩。

5 结论

根据新林区塔木兰沟组火山岩的年代学与地球 化学研究,同时结合该区已有的研究成果,得出如下 结论:

1)新林区塔木兰沟组火山岩主要由玄武岩、玄 武安山岩和安山岩等组成,形成于约153Ma的晚侏 罗世。

2)新林区塔木兰沟组火山岩富集大离子亲石 元素和轻稀土元素,亏损高场强元素,其岩浆来源于 石榴子石相二辉橄榄岩一尖晶石相二辉橄榄岩的富 集岩石圈地幔。

3)新林区塔木兰沟组火山岩源区地幔的富集 机制为蒙古一鄂霍茨克大洋板块俯冲的流体/熔体 交代岩石圈地幔。火山岩形成于蒙古一鄂霍茨克洋 闭合后岩石圈伸展背景。

致谢:感谢黑龙江省区域地质调查所韩松山教 授级高工、吉林大学张元厚副教授的指导和帮助,感 谢章雨旭研究员和审稿专家提出的恳切意见与建 议。

注释 / Notes

中国人民武装警察部队黄金第三支队.黑龙江省1:50000 战备 村等二幅区域地质矿产调查报告.2015.

参考文献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; the literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 陈志广,张连昌,卢百志,李占龙,吴华英,相鹏,黄世武. 2010. 内蒙古太平川铜钼矿成矿斑岩时代,地球化学及地质意义. 岩 石学报,(5):1437~1449.
- 陈志广,张连昌,周新华,万博,英基丰,王非.2006. 满洲里新右 旗火山岩剖面年代学和地球化学特征. 岩石学报,12 期(12): 2971~2986.
- 葛文春, 隋振民, 吴福元, 张吉衡, 徐学纯, 程瑞玉. 2007. 大兴安 岭东北部早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄, Hf 同位素特征及地 质意义. 岩石学报, 23(2): 423~440.
- 李宇,丁磊磊,许文良,王枫,唐杰,赵硕,王子进.2015. 孙吴地区 中侏罗世白云母花岗岩的年代学与地球化学:对蒙古一鄂霍茨 克洋闭合时间的限定. 岩石学报,(1):56~66.
- 林强, 葛文春, 曹林, 孙德有, 林经国. 2003. 大兴安岭中生代双峰 式火山岩的地球化学特征. 地球化学, 32(3):208~222.
- 孟恩, 许文良, 杨德彬, 邱昆峰, 李长华, 祝洪涛. 2011. 满洲里地 区灵泉盆地中生代火山岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其地 质意义. 岩石学报, 27(4):1209~1226.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1996. 内蒙古自治区岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社.

- 邵济安,张文兰,张聪. 2008. 五大连池火山岩带的地幔富集作用. 岩石学报,第11期(11):2485~2494.
- 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 2003. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、 Nb、Zr 判别. 地质论评, 49(01):40~47.
- 许文良, 王枫, 裴福萍, 孟恩, 唐杰, 徐美君, 王伟. 2013. 中国东 北中生代构造体制与区域成矿背景:来自中生代火山岩组合时 空变化的制约. 岩石学报, 29(2):339~353.
- 尹志刚,赵海滨,赵寒冬,张跃龙.2005.大兴安岭北端塔木兰沟组 玄武质岩石的地球化学特征及构造背景.地质通报,24(9): 848~853.
- 张吉衡. 2009. 大兴安岭中生代火山岩年代学及地球化学研究.导师:高山. 武汉 中国地质大学博士学位论文:1~105.
- 张彦龙. 2011. 大兴安岭地区地幔橄榄岩捕虏体的同位素特征与岩石圈地幔时代.导师:葛文春 吉林. 吉林大学博士学位论文:1~134.
- 张玉涛. 2013. 大兴安岭北段漠河地区塔木兰沟组火山岩地球化学 特征. 科技导报, 31(33):25~30.
- 赵勇伟, 樊祺诚. 2011. 大兴安岭岩石圈地幔特征——哈拉哈河— 绰尔河橄榄岩捕虏体的证据. 岩石学报, 27(10):2833~2841.
- 赵芝, 迟效国, 刘建峰, 黎广荣, 赵院东. 2009. 西藏羌塘地区戈木 错渐新世钾质火山岩的地球化学特征及其构造意义. 地质通 报, 28(4):463~473.
- 赵忠华,孙德有,苟军,任云生,付长亮,张学元,王晰,柳小明. 2011. 满洲里南部塔木兰沟组火山岩年代学与地球化学.吉林 大学学报:地球科学版,41(6):1865~1880.
- 邹和平,张珂,刘玉亮,李刚. 2010. 鄂尔多斯地块北部中,新生代 玄武岩地球化学特征及其地质意义. 大地构造与成矿学,34 (1):92~104.
- Arndt N T, Christensen U. 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978 ~ 2012), 97 (B7): 10967 ~ 10981.
- Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology, 165(3): 197 ~ 213.
- Chen Zhiguang, Zhang Linchang, Lu Baizhi, Li Zhanlong, Wu Huaying, Xiang Peng, Huang Shiwu. 2010&. Geochronology and geochemistry of the Taipingchuan copper—molybdenum deposit in Inner Mongolia, and its geological significances. Acta Petrologica Sinica, 26(5):1437 ~1449.
- Chen Zhiguang, Zhang Linchang, Zhou Xinhua, Wan Bo, Ying Jifeng, Wang Fei 2006&. Geochronology and geochemical characteristics of volcanic rocks section in Manzhouli Xinyouqi, Inner Mongolia. Acta Petrologica Sinica, 22(12):2971 ~ 2986.
- Fan Weiming, Guo Feng, Wang Yuejun, and Lin Ge. 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, Northeastern China. Journal of Volcanology & Geothermal Research, 121(1):115~135.
- Furman T, Graham D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Developments in Geotectonics, volume 48:237 ~ 262.
- Ge Wenchun, Sui Zhenmin, Wu Fuyuan, Zhang Jiheng, Xu Xuechun, Cheng Ruiyu. 2007 &. Zircon U-Pb ages, Hf isotopic characteristics and their implications of the Early Paleozoic granites in the northeastern Da Hinggan Mts., northeastern China. Acta Petrologica Sinica, 23(2):423 ~ 440.
- Gibson S A, Thompson R N, Leonardos O H, Dickin A P and Mitchell J

G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. Journal of Petrology, 36(1): 189 ~ 229.

- Hart W K, Woldegabriel G, Walter R C, and Mertzman S A. 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interactions. J. Geophys. Res., 94: (B6):7731 ~7748.
- Hawkesworth C J, Turner S, Gallagher K, Hunter A, Bradshaw T, Rogers N. 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 100(B6):10271~10286.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385(6613):219 ~ 229.
- Inner Mongolia Bureau of Geology and Mineral Resources. 1991 #. Regional Geology of Inner Mongolia. Hohhot: Geology Publishing House.
- Inner Mongolia Bureau of Geology and Mineral Resources. 1996#. Rock Stratigraphic Units : Wuhan: China University of Geoscience Press.
- Ionov D A, Dupuy C, O' Reilly S Y, Kopylova M G, Genshaft Y S. 1993. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. Earth & Planetary Science Letters, 119(3):283 ~ 297.
- Jahn Borming, Wu Fuyuan, Lo Chinghua, and Tsai Chiho. 1999. Crust—mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr—Nd isotopic evidence from post-collisional mafic—ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. Chemical Geology, 157(98):119~146.
- Kelemen P B, Hart S R, Bernstein S. 1998. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction. Earth & Planetary Science Letters, 164(1~2):387~406.
- Kinzler R J. 1997. Melting of mantle peridotite at pressure approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. J Geophys Res 102 (B1): 853 ~ 874. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 102;853 ~ 874.
- Li Shichao, Liu Zhenghong, Xu Zhongyuan, Li Gang, Zhang Chao. 2015. Age and tectonic setting of volcanic rocks of the Tamulangou Formation in the Greater Hinggan Mountains, NE China. Journal of Asian Earth Sciences, 113: 471 ~ 480.
- Li Yu, Ding Leilei, Xu Wenliang, Wang Feng, Tang Jie, Zhao Shuo, Wang Zijin. 2015 &. Geochronology and geochemistry of muscovite granite in Sunwu area, NE China: Implications for the timing of closure of the Mongol—Okhotsk Ocean. Acta Petrologica Sinica, 31 (1):56~66.
- Lin Qiang, Ge Wenchun, Cao Lin, Sun Deyou, Lin Jingguo. 2003. Geochemistry of Mesozoic volcanicr ocks in Da Hinggan Ling: The bimodal volcanic rocks. Geochimica, 32(3):208 ~ 222.
- Liu Yongsheng, Hu Zhaochu, Gao Shan, Günther D, Xu Juan, and Gao Changgui. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology, 257(s 1 ~ 2):34~43.
- Meng En, Xu Wenliang, Yang Debin, Qiu Kunfeng, Li Changhua, Zhu Hongtao. 2011 &. Zircon U-Pb chronology, geochemistry of mesozoic volcanic rocks from the Lingquan basin in Manzhouli area, and its tectonic implications. Acta Petrologica Sinica, 27(4):1209 ~1226.
- Miao Laicheng, Zhang Fuqin, Zhu Mingshuai, and Liu Dunyi. 2015. Zircon SHRIMP U-Pb dating of metamorphic complexes in the conjunction of the Greater and Lesser Xing' an ranges, NE China: Timing of formation and metamorphism and tectonic implications.

Journal of Asian Earth Sciences, 114:634~648.

- Ormerod D S, Rogers N W, Hawkesworth C J. 1991. Melting in the lithospheric mantle: Inverse modelling of alkali-olivine basalts from the Big Pine Volcanic Field, California. Contributions to Mineralogy & Petrology, 108(3):305 ~ 317.
- Pearce J A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Element Geochemistry of Volcanic Rocks Applications for Massive Sulphide Exploration Geological Association of Canada Short Course Notes V, 12(1):79 ~113.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Orogenic Andesites & Related Rocks:528 ~ 548.
- Shand P, Gaskarth J W, Thirlwall M F, and Rock N M S. 1994. Late Caledonian lamprophyre dyke swarms of south-eastern Scotland. Mineralogy and Petrology, 51(2~4): 277~298.
- Shao Ji'an, Zhang Wenlan, Zhang Chong. 2008 &. Mantle enrichment of Wudalianchi volcanic rock belt. Acta Petrologica Sinica. (11): 2485 ~ 2494.
- Stalder R, Foley S F, Brey G P, and Horn I. 1998. Mineral—aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 ~ 1200°C and 3.0 ~ 5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 62(10):1781 ~ 1801.
- Sun S S, Nough W F, 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society London Special Publications, 42:313 ~345.
- Sun Suqin, Wang Yunliang, Zhang Chengjiang. 2003 & ChengjiangThree Department. Discrimination of the Tectonic Settings of Basalts by Th, Nb and Zr. Geological Review, 49(1):40~47.
- Tang Jie, Xu Wenliang, Wang Feng, Zhao Shuo, and Li Yu. 2015. Geochronology, geochemistry, and deformation history of Late Jurassic—Early Cretaceous intrusive rocks in the Erguna Massif, NE China: Constraints on the late Mesozoic tectonic evolution of the Mongol—Okhotsk orogenic belt. Tectonophysics, 658: 91 ~ 110.
- Wang Fei, Zhou Xinhua, Zhang Lianchang, Ying Jifeng, Zhang Yutao, and Wu Fuyuan. 2006. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing' an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. Earth & Planetary Science Letters, 251(1~2): 179~198.
- Wang Wei, Tang Jie, Xu Wenliang, and Wang Feng. 2015. Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: Petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol—Okhotsk suture belt. Lithos, 218 ~ 219;73 ~ 86.
- Winchester J A, Floyd P A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth & Planetary Science Letters, 28 (3):459 ~ 469.
- Wu Fuyuan, Sun Deyou, Ge Wenchun, Zhang Yanbin, Grant M L, Wilde S A, and Jahn Borming. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China. Journal of Asian Earth Sciences, 41(1):1~30.
- Xu Wenliang, Wang Feng, Pei Fuping, Meng En, Tang Jie, Xu Meijun, Wang Wei. 2013 &. Mesozoic tectonic regimes and regional oreforming background in NE China: Constraints from spatial and temporal variations of Mesozoic volcanic rock associations. Acta Petrologica Sinica, 29(2):339 ~ 353.
- Xu Wenliang, Pei Fuping, Wang Feng, et al. Spatial-temporal

relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 74(18):167 ~ 193.

- Xu Yigang, Zhang Huihuang, Qiu Huaning, Ge Wenchun, and Wu Fuyuan. 2012. Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone?. Chemical Geology, 328(11):168~184.
- Yan Jun, Zhao Jianxin. 2008. Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction. Journal of Asian Earth Sciences, 33(1):106 ~121.
- Yin Zhigang, Zhao Haibin, Zhao Handong, Zhang Yuelong 2005&. Geochemical characteristics and tectonic setting of basaltic rocks of the Tamulangou Formation at the northern end of the Da Hinggan Mountains, China. Regional Geology of China.
- Ying Jifeng, Zhou Xinhua, Zhang Lianchang, Wang Fei, and Zhang Yutao. 2008. Geochronological and geochemical investigation of the late Mesozoic volcanic rocks from the Northern Greater Hinggan Mountains and their tectonic implications. International Journal of Earth Sciences, 99(2):357 ~ 378.
- Yu Jinhai, O'Reilly S Y, Griffin W L, Xu Xisheng, Zhang Ming, and Zhou Xinmin. 2003. The thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China. Journal of volcanology and geothermal research, 122(3): 165 ~ 189.
- Zhang Jiheng, Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Wilde S A, Yang Jinhui, and Liu Xiaoming. 2008. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing' an Range, Northeastern China. Lithos, 102(s 1 ~ 2):138 ~ 157.
- Zhang Jiheng. 2009 &. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing' an Range, northeastern China. Supervisor: Gao Shan. Wuhan. China University of Geoscience. Ph'D dissertation: 1 ~ 105.

Zhang Ming, Suddaby P, Thompson R N, Thirlwall M F, and Menzies M

A. 1995. Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. Journal of Petrology, 36(5):1275 ~ 1303.

- Zhang Ming, Zhou Xinhua, Zhang Jianbo. 1998. Nature of the Lithospheric Mantle Beneath NE China: Evidence from Potassic Volcanic Rocks and Mantle Xenoliths// Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. American Geophysical Union:197~219.
- Zhang Yanlong. 2011 & Isotopic Compositions of the Peridotite Xenoliths and Age of the Subcontinental Lithospheric Mantle in the Great Xing' an Range. Supervisor: Ge Wenchun. Jilin JiLin university. Ph'D dissertation: 1 ~ 134.
- Zhang Yutao. 2013 &. Geochemistry of Tamulangou Formation Volcanic Rocks in Mohe, North Da Hinggan Mountains. Science and Technology Review, 31(33):25 ~ 30.
- Zhao Yongwei, Fan Qicheng. 2011&. Characteristics of lithospheric mantle beneath the Great Xing' an Range: Evidence from spinel peridotite xenoliths in the Halaha river and Chaoer river area. Acta petrologica Sinica, 27(10) :2833 ~ 2841.
- Zhao Zhonghua, Sun Deyou, Gou Jun, Ren Yunsheng, Fu Changliang Zhang Xueyuan, Wang Xi, Liu Xiaoming. 2011 &. Chronology and Geochemistry of Volcanic Rocks in Tamulangou Formation from Southern Manchuria, Inner Mongolia. Jilin Daxue Xuebao, 41(6): 1865 ~ 1880.
- Zhao Zhi, Chi Xiaoguo, Liu Jianfeng, Li Guangrong, Zhao Yuandong. 2009 &. Geochemical feature and its tectonic significance of Gemucuo Oligocene potassic volcanic rocks in the Qiangtang area, Tibet, China. Geological Bulletin of China, 28(4):463 ~473.
- Zorin Y A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia— Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics, 306(1):33~56.
- Zou Heping, Zhang Ke, Liu Yuliang, Li Gang. 2010&. Geochemical Characteristics and their Geological Implications of Meso—Cenozoic Basalts in the Northern Ordos Block, North China. Geotectonica Et Metallogenia, 34(1):92 ~ 104.

Origin of Basalts of the Tamulangou Formation and Mantle Enrichment in Xinlin Area, Northern Greater Hinggan Mountains

YANG Huaben¹⁾, WANG Wendong¹⁾, YAN Yongsheng²⁾, WEI Xiaoyong¹⁾, GENG Chengbao¹⁾

1) No. 3 Gold geological Party, CAPF, Haerbin, 150086;

2) College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, 130061

Objectives: This paper presents zircon U-Pb ages dating results and geochemical data of the basalts of the Tamulangou Formation in the Xinlin area, north Greater Hinggan Mountains(Da Hinggan Mountains), with the aim of constraining the origin of the basalts and the nature of the Mesozoic lithosphere mantle.

Methods: Pulverization of the volcanic rock samples and the selection of zircons for analysis were undertaken at the Regional Geological Survey Research Institute based in Langfang City, Hebei Province, China. The samples were pulverized to 80 ~ 100 mesh, elutriated, and separated using the electromagnetic method. Zircons with good crystal shape, and lacking any significant inclusions or cracks, were selected using a binocular microscope. The preparation of the zircons for observation under transmitted and reflected light, cathode luminescence imaging, and U-Pb isotopic analysis, was completed in the Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, China.

Results: The zircon U-Pb ages dating results indicate that basalts of the Tamulangou formed in the Late

Jurassic (~153Ma). They have SiO₂ = 49.96% ~59.06%, Na₂O + K₂O = 5.21% ~7.44%, and Mg[#] = $\{100 \times n(Mg^{2+})/[(n(Mg^{2+}) + n(Fe^{2+})]\} = 50 \sim 94_{\circ}$ These basalts are enriched in light rare earth elements (LREEs), and depleted in heavy rare earth elements (HREEs), La_N/Yb_N = 10.7 ~20.0, and have weak Eu anomalies (δ Eu = 0.80 ~1.09).

Conclusions: Combined with the studies on the regional geology, suggesting that the basalts of the Tamulangou Formation formed under the a lithospheric extension setting related to the closure of Mongol—Okhotsk Ocean, and were derived from partial melting of spinel lherzolite and garnet lherzolite. the source of this magma contain amphibole, phlogopite that rich in volatile, indicating that they had experienced mantle metasomatism. and that the metasomatizing agents are mainly subduction fluid/melt. Combined with the regional research results, we suggest that the mantle metasomatic fluid/melt could be originated from southern subduction of Mongol—Okhotsk Ocean crust, and these volcanic rocks formed under a lithospheric extension after the closure of Mongol—Okhotsk Ocean.

Keywords: Xinlin area, Greater Hinggan Mountains (Da Hinggan Mountains); Tamulangou Formation; geochemical; lithosphere mantle; metasomatism

Acknowledgements: This study was financially supported by the 1:50000 Regional Geology and Mineral Resources Survey (No. 12120113072400). We would like to express our thanks to colleagues in No. 3 Gold geological Party, CAPF.

First author: YANG Huaben, male, born in 1986, engineer. Mainly engaged in regional geological surveys. Address: No. 400, Xuefu Road, Nangang District, Harbin, Heilongjiang Province, 150086. Email: yanghuaben @163.com

Manuscript received on: 2015-12-23; Accepted on: 2016-08-10; Edited by: ZHANG Yuxu. **Doi**: 10.16509/j.georeview.2016.06.008