



Title	Sr-Nd-Pb isotope mapping of Late Mesozoic volcanic rocks across northern margin of North China Craton and implications to geodynamic processes
Author(s)	Zhou, X; Zhang, GH; Yang, JH; Chen, WJ; Sun, M
Citation	Geochimica, 2001, v. 30 n. 1, p. 10-23
Issued Date	2001
URL	http://hdl.handle.net/10722/73094
Rights	Creative Commons: Attribution 3.0 Hong Kong License

文章编号 : 0379 - 1726(2001)01 - 0010 - 14

华北克拉通北缘晚中生代火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素填图及其构造意义

周新华¹, 张国辉¹, 杨进辉¹, 陈文寄², 孙 敏³

(1. 中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029; 2. 中国地震局 地质研究所, 北京 100029; 3. 香港大学 地球科学系, 香港 薄扶林道)

摘 要: 辽宁西部广泛分布着晚中生代火山岩, 横跨华北克拉通和兴 - 蒙造山带两大构造单元, 一般认为它们是在这一地区发育的两条主要断裂——西拉木伦河断裂和赤峰 - 开源断裂为界。这些火山作用曾被认为是中生代伊泽奈崎板块西向或西北向消减作用的结果。在岩性上它们主要以中酸性岩石为主, 玄武岩等中基性岩石较少。为查明下伏岩石圈对这些岩浆作用成因的影响, 对其中的 SiO₂ 含量 < 60% 的中基性火山岩进行了详细的 Sr-Nd-Pb 同位素研究。结果显示, 以西拉木伦河断裂和赤峰 - 开源断裂两侧为界, 两侧火山岩的同位素特征存在显著区别。南区有明显的 EMI 特征并具 EMI-PM 混合趋势, 而北区则显示了原始或略亏损的特征。南北两区之间的过渡带 (介于西拉木伦河断裂和赤峰 - 开源断裂之间) 则表现了同位素组成上相应的过渡特征。这一地球化学观测与已有的地质和地球物理资料颇为吻合。基于新生代幔源岩石化学反演的中国东部陆下地幔化学区划研究揭示了克拉通下 (subcratonic) 岩石圈地幔与 EMI 存在着密切关系。本研究所提供的地球化学证据说明了采用中生代中基性岩类作为类似研究途径的可行性, 并进一步提出对华北克拉通边缘中生代火山作用成因另一种可能的解释, 即古消减带物质的活化有可能对华北北缘火山岩源区物质组成产生重要影响。

关键词: 晚中生代; 火山岩; Sr-Nd-Pb 同位素填图; 华北克拉通; 古消减带; 辽宁省

中图分类号: P597 文献标识码: A

0 引 言

用地球化学方法勾画和描绘陆下岩石圈 (subcontinental lithosphere) 或陆下地幔 (subcontinental mantle) 能为研究岩浆作用的深部地球动力学过程提供独特的信息 [1-3]。自 20 世纪 80 年代以来, 对新生代幔源岩类地球化学研究已进行了成功的尝试, 并在地幔地球化学方面取得了许多令人瞩目的进展 [3-5]。由于大陆岩石圈演化和大陆火山作用成因的复杂性, 具有一定程度演化的火山岩类能否适用于这类研究在国际上已有不少深入研究, 如安第斯地区大陆火山岩的成功实例 [6, 7]。然而, 在我国尚缺乏类似系统的研究; 加之我国东部大陆岩石圈构造背景和地质演化历史与南美安第斯地区存在相当差异, 因而很有必要对此加以探讨。

我国东部广泛发育的中生代火山岩是环太平洋

火山岩带的重要组成部分, 并且是东部大陆岩石圈构架在中生代发生重大转折的产物。在东北及华北区内这一时期的火山岩浆活动, 一般都将其视为陆内 - 陆缘过渡型活动带 [8], 曾经被认为是直接受古太平洋板块北西向俯冲的影响 [9]。而近年的研究则显示, 它们虽受控于东亚环太平洋带中生代洋、陆相互作用的总动力学背景, 但推测岩浆发生区可能与大洋板块俯冲无直接关系 [8], 或认为非简单的古太平洋板块俯冲模式所能解释 [1, 10]。因此, 深入探讨这一时代火山岩的成因背景, 将对更全面地认识和估价中生代我国东部岩石圈构造演化的构架及机制具有重要的理论和实践意义。

本文拟通过跨越中国华北北缘的一个研究实例系统的同位素地球化学研究, 说明中生代火山岩, 至少是演化程度较低的基性 - 中基性岩类有可能用于探讨陆下岩石圈的性质, 并且为岩浆成因提供某种地球化学制约。

收稿日期: 2000 - 08 - 04; 修订日期: 2000 - 12 - 21

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (49733110); 香港 RGC 资助项目 (HKU7110/97P); 科学技术部资助项目 (G1999057704)

作者简介: 周新华 (1942—), 男, 研究员, 地球化学专业。

1 地质背景和样品

研究区主要位于辽宁西部及其邻区，即河北北部和内蒙古东部。其大致构造格局及地质背景见图 1。辽西及其邻区现今属于西太平洋构造域，其地壳基本构造格局表现为 NNE-NE 向隆凹相间带状分布，与中国东部地壳和岩石圈一样，NNE-NE 向厚度变化带具有基本同步的特点。根据地球物理探测结果^[11]，本区岩石圈结构具如下特征：其地壳厚度缓变带大致在依兰 - 伊通断裂和红山 - 八里罕两条断裂带附近。在依兰 - 伊通断裂以东地区地壳厚度在 28 ~ 35 km 之间变化，软流圈顶点埋深在 90 ~ 100 km 左右。深部构造走向以 NE 向为主，兼有 NEE 向。在红山 - 八里罕断裂以西地区地壳南厚北薄，大致为 43 ~ 47 km。且中地壳中存在高导层，软流圈顶点埋深 90 ~ 100 km。构造线方向以 NEE 向为主，兼有近 EW 向和近 SN 向。在两条断裂之间地壳厚度较薄，厚 30 ~ 37 km，软流圈顶点埋深为 50 ~ 80 km，呈明显的隆起状态。本区岩石圈结构特征充分说明，控制中、新生代盆地的主要大地构造背景是上地幔的上隆^[12]。

剧烈而频繁的火山活动是我国东部中生代构造运动的重要特征及表现形式。辽西及邻区中生代火山岩发育。本区发育的中生代中晚期火山岩是环太平洋火山岩带的重要组成部分。中生代主火山活动期始于早侏罗世，结束于早白垩世晚期，它以活动时间长、期次多、强度大、火山岩分布面积广和类型齐全而独具特色。它的分布跨越两个重要构造单元。其南侧是太古宙克拉通，北侧为古生代兴 - 蒙造山带 (图 1)。据研究，华北克拉通基底具古老至 3.8 Ga 的年代学记录^[13]，克拉通化于古元古代，其后为中、新元古代和古生代的巨厚沉积物所覆盖^[12]。兴 - 蒙造山带是一古生代造山带，属中亚 - 蒙古巨型造山带的东段，一般被认为是蒙古或西伯利亚地块与华北地块的缝合带。该陆块的前身是由一些较小的洋盆、微陆岛链和中间地块组成的复杂系统^[14]。兴 - 蒙造山带经过长期的演化过程，形成了从南到北不同空间分布的板块俯冲作用痕迹，并表现为陆 - 弧 - 弧 - 陆的俯冲 - 碰撞作用^[15]。俯冲作用结束于早二叠世晚期 - 早三叠世早期，而强烈的褶皱变形、不同温压下的韧性剪切作用、变质作用和岩浆作用等发生于晚二叠世 - 早中三叠世。随后发生碰撞期后陆内挤压作用。中侏罗世构造运动时期不仅是由板块

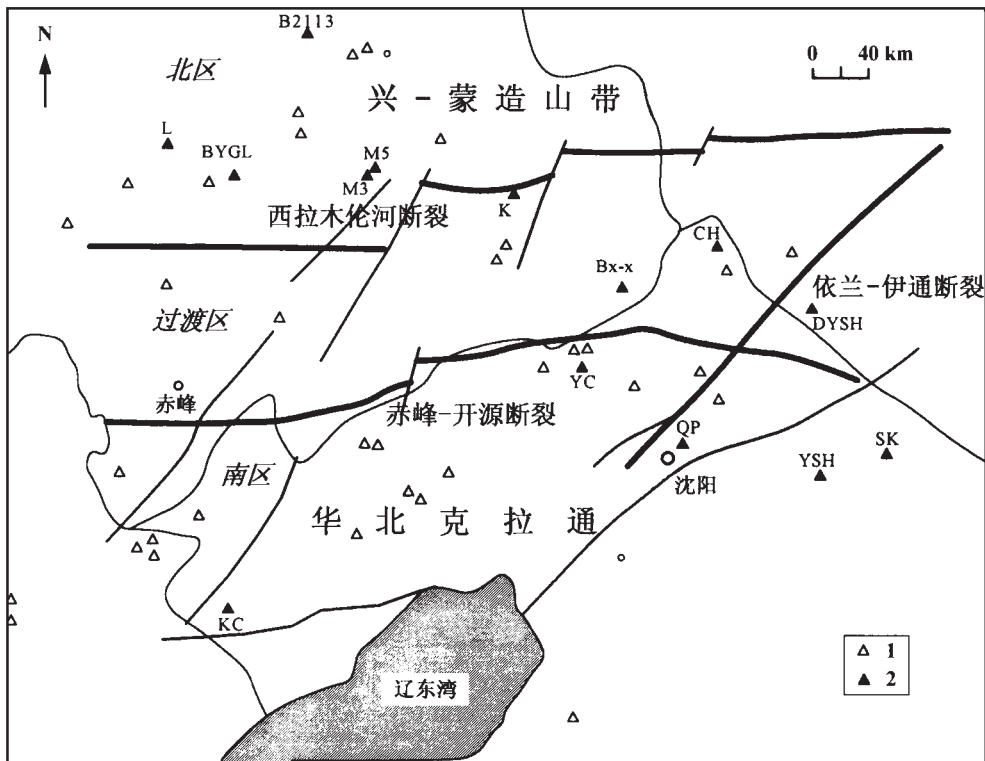


图 1 研究区构造略图

Fig. 1 Sketch tectonic map of the studied area

整个项目的采样地点，本文所研究的样品的采样点。

间相对运动转换为陆内构造运动,而且是由欧亚构造域向环太平洋构造域转换的开端^[15,16]。中生代中晚期主要为欧亚构造动力学体系与西太平洋动力学体系复合、叠加作用的结果,从而形成了这一时期从EW向构造线逐渐向NEE,进而为NE向的构造方向转换。中生代晚期西太平洋地区大洋板块对亚洲大陆东部的作用结果,表现为大规模地壳隆起、褶皱、张裂、平移断层以及火山岩浆活动。它不仅包含大陆地壳或岩石圈在水平方向上受到挤压或拉张作用,而且也有垂直方向上的地幔物质上涌和重力均衡作用^[12]。

在上述这两个大的构造单元交接部位,有两条重要而平行的东西向大断裂。北面的为西拉木伦河断裂,南边的为赤峰-开源断裂。为方便起见,根据这两条断裂的位置,把本研究区和取样区分为三个区,即北区、过渡区和南区(见图1)。西拉木伦河断裂以北为北区,赤峰-开源断裂以南为南区,而两条大断裂之间则为过渡区。在本研究区的东部,发育有著名的NE向郯庐断裂及依兰-伊通断裂。

研究区内晚中生代火山岩传统上被认为是环太平洋火山岩带的一部分,并且与中生代伊泽奈崎板块向亚洲板块的消减作用有关^[9]。然而,这些火山岩的分布很广且分散,未见明显的、在南美安第斯地区能观察到的空间和时间变化规律,并且产于内陆,空间上与现代太平洋板块俯冲海沟处相距超过1 000~1 500 km^[9]。

在化学成分上,这些侏罗纪至白垩纪火山岩存在很大的变化范围,从演化程度很高的岩类(如流纹岩)到镁铁质岩类(如玄武岩)。然而,总体而言,北区以酸性岩为主,而南区则自酸性到中性和基性岩类皆存在。因此,南区岩类比北区岩类总体成分上更偏基性。

为探讨下伏大陆岩石圈对这些火山岩成因的影响,研究和取样区域包括西拉木伦河断裂和赤峰-开源断裂之间及其两侧的部分区域。本区中生代火山岩,无论是地表或钻孔样品,均具一定程度的蚀变。为了兼顾代表性并具较好的可靠性,本文暂只研究那些新鲜程度相对较好(烧失量小于5.5%,其中三分之二样品的烧失量小于4.5%)且SiO₂含量低于60%的样品。这些样品的年龄主要为晚侏罗至早白垩纪,少数稍早于或晚于这一年龄段^[12]。约有三分之一的样品取自钻孔,其余的皆取自地表。样品的位置和岩性等列于表1和图1。基于上述标准,共有35个样品取自三个分区。另有大量的中酸性样

品相应分析结果可见陈义贤等^[12]。本文及相应研究关于中酸性样品的微量元素及同位素地球化学分析结果均表明,对本区而言,在这一烧失量范围内,主要结论不受影响。

表1 岩石类型和取样位置

Table 1 Lithology and sampling localities

分区	位置	样号	岩石类型
南区	QP (沈阳棋盘山)	QP1	安山岩
		QP3	安山玄武岩
		QP4	安山岩
	SK (通化三棵榆树乡)	SK1	碱性玄武岩
		SK2	碱性玄武岩
		SK4	碱性玄武岩
		SK5	碱性玄武岩
	YC (叶参1井)	YC-14	碱性玄武岩
		YC-21	亚碱性玄武岩
	KC (喀参1井)	KC-4	安山岩
KC-14		碱性玄武岩	
过渡区	K (钱家店凹陷坤1井)	K1-1	碱性玄武岩
		K1-2	亚碱性玄武岩
		K1-3	安山岩
		K1-4	安山岩
		K1-5	安山岩
		K1-6	安山岩
		K1-7	安山岩
		K1-8	安山岩
	DYSH (四平市西丰县大榆树林)	DYSH2	粗安岩
		DYSH4	安山岩
Bx-x (张强凹陷之钻孔)	B4-4	粗安岩	
	B5-2	粗安岩	
	B8-1	粗安岩	
CH (昌图凹陷昌参2井)	CH2	粗安岩	
北区	BYGL (林东白音高老村)	BYGL1	安山岩
		BYGL2	安山岩
		BYGL3	安山岩
		BYGL4	安山岩
		BYGL5	安山岩
		BYGL6	安山岩
	L (林东县查干哈达乡)	L3	安山岩
	M3 (陆家堡凹陷庙3井)	M3-2	碱性玄武岩
	M5 (陆家堡凹陷庙5井)	M5-2	碱性玄武岩
	B (内蒙古鲁北县白音宝力皋)	B2113	安山岩

注:样品位置已以实心三角形标于图1中。

2 分析方法

岩石粉碎至约200目后,分别采用X射线荧光

光谱 (XRF)、电感耦合等离子质谱 (ICP-MS) 和表面热电离同位素质谱 (TIMS) 等分析技术测定主元素、微量元素 (含稀土元素) 含量和 Sr-Nd-Pb 同位素含量及组成。荧光光谱仪为 PW-1400 型, 用 USGS 标准确定工作曲线。对于大多数元素, 其测定精度优于 2%。烧失量和亚价铁另取样测定。ICP-MS 为 VG Elemental PQ II 型。样品的化学处理在超净实验室完成。溶样过程中特别注意了样品的分解情况, 以确保样品的彻底溶解。同时测量的还有国际和国内标准样, 用以监测数据质量。对大多数微量 (含稀土) 元素来说, 测量精度优于 5%, 少数低浓度元素的测量精度为 5% ~ 10%。热表面电离质谱计为 VG354 型, 配 5 个法拉第杯。样品溶解后, 将溶液离心, 取其上部清液, 并用 DOWEX50 型 200 ~ 400 目阳离子交换树脂分离 Rb、Sr 和总稀土。Sm 和 Nd 采用国产 P507 萃淋树脂分离。Pb 采用阴离子交换树脂分离。NBS987、BCR-1、Caltech Sm/Nd 标准和 NBS981 在整个测定过程中定期监测。Sr 和 Nd 同位素分别采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行校正。Sr、Nd 和 Pb 同位素测定的全流程本底分别为 10^{-10}g 、 10^{-11}g 和 10^{-10}g 。对于本文所研究的火山岩来说, 空白的影响可忽略。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 及 Pb 同位素比值测定精度分别为优于 0.003%、0.002% 和 0.5%。

3 分析结果

3.1 主元素和微量元素

主元素测定结果列于表 2。微量元素数据见表 3。由于样品蚀变较强, K、Na 有可能迁移, 故本文采用不活泼元素进行岩石类型划分 (图 2)。南区和中

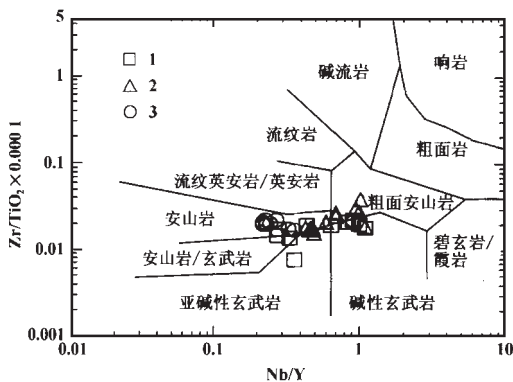


图 2 岩石类型划分

Fig. 2 Lithological type of volcanic rocks

区样品变化范围较宽, 北区主要为安山岩 (表 1)。稀土元素分布模式图和不相容元素原始地幔标准化图 (亦称蛛网图) 见图 3 和图 4。三区样品普遍具高 REE 含量、LREE/HREE 比值和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值, 表明在岩浆演化过程中稀土元素的富集。南区部分样品显示了更高的稀土元素含量, 过渡区则表现为南

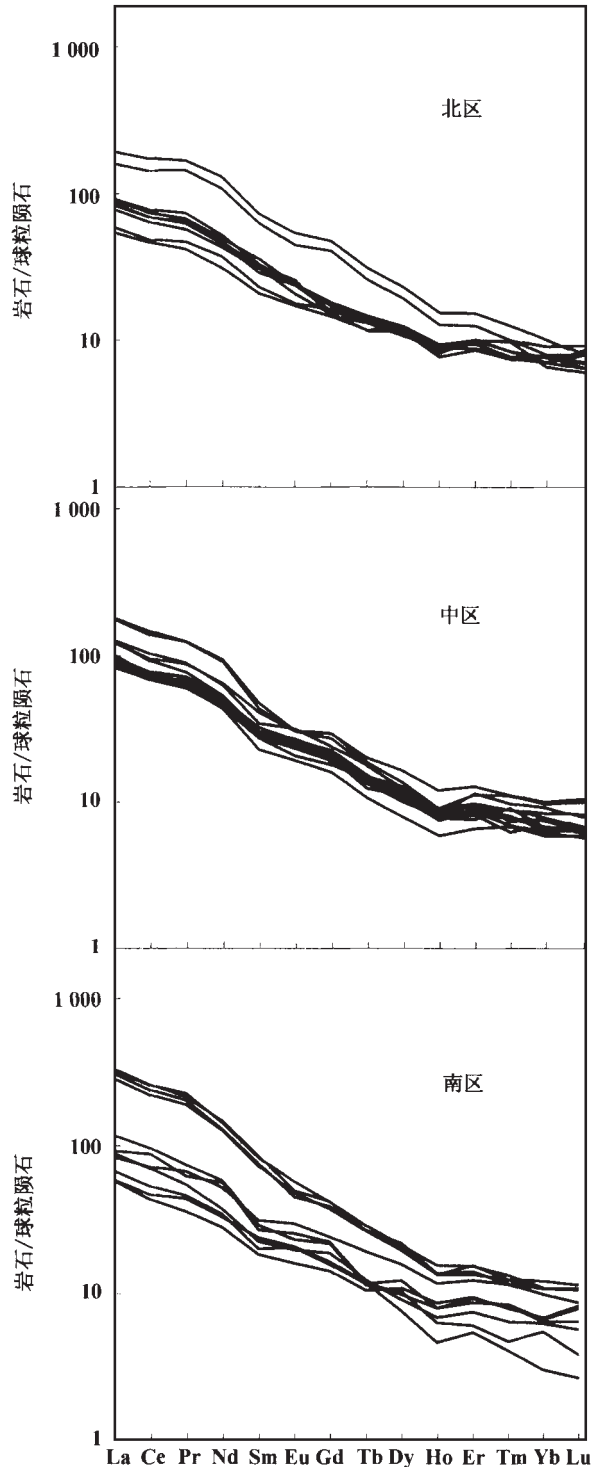


图 3 稀土元素分布模式

Fig. 3 REE patterns for volcanic rocks

表 2 火山岩主元素组成 (%)

Table 2 Major element contents (%) of volcanic rocks

分区	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	总量
南区	QP1	52.44	1.08	18.42	4.41	2.46	0.05	2.75	5.77	6.04	1.51	0.26	4.76	99.95
	QP3	52.00	1.06	18.40	5.03	2.24	0.05	2.90	5.21	5.37	2.49	0.25	4.76	99.76
	QP4	55.65	0.92	16.21	6.02	1.17	0.06	3.49	3.81	5.38	2.9	0.23	4.13	99.97
	SK1	54.09	1.87	17.26	5.10	3.52	0.10	2.53	3.42	5.49	3.14	0.78	2.42	99.72
	SK2	54.12	1.85	17.03	3.17	4.61	0.07	1.87	4.67	4.80	4.00	0.78	3.15	100.12
	SK4	52.84	1.87	15.99	5.79	3.41	0.09	3.33	3.83	3.56	4.34	0.74	3.65	99.44
	SK5	50.74	1.84	15.90	5.85	3.51	0.12	4.37	4.43	4.27	3.32	0.74	5.24	100.33
	YC-14	59.90	0.74	15.13	0.94	4.10	0.16	3.57	3.35	3.69	3.20	0.52	4.58	99.88
	YC-21	50.50	1.51	15.58	5.13	1.80	0.25	6.29	5.97	4.93	1.01	1.13	1.63	95.73
	KC-4	57.90	0.71	18.49	5.26	0.63	0.12	2.27	4.70	4.43	2.22	0.83	2.01	99.57
KC-14	58.25	0.78	17.90	4.89	1.11	0.13	2.03	3.66	4.76	3.34	0.82	1.92	99.59	
过渡区	K1-1	50.76	0.97	16.57	4.98	2.43	0.08	5.54	7.08	4.14	1.76	0.30	5.32	99.93
	K1-2	51.54	1.00	16.84	4.47	2.66	0.06	5.45	6.21	4.24	1.91	0.31	5.13	99.82
	K1-3	52.29	0.94	16.71	4.03	2.95	0.06	5.40	6.44	4.42	1.58	0.30	4.35	99.47
	K1-4	50.73	0.98	16.32	4.06	3.22	0.13	5.06	8.02	4.17	1.70	0.29	4.83	99.51
	K1-5	52.21	0.94	16.46	4.57	3.11	0.06	5.95	5.84	4.33	1.72	0.30	4.39	99.88
	K1-6	51.62	0.99	16.50	3.74	3.55	0.11	5.09	7.08	4.30	1.87	0.32	4.39	99.56
	K1-7	51.56	0.93	16.34	4.10	3.31	0.11	5.17	7.76	4.09	1.60	0.28	4.37	99.62
	K1-8	51.97	0.91	15.74	4.12	3.18	0.11	5.72	7.51	4.05	1.73	0.30	4.10	99.44
	DYSH2	56.91	0.77	15.44	2.50	3.82	0.12	7.13	2.91	3.20	2.40	0.34	4.26	99.80
	DYSH4	54.70	1.11	19.14	5.09	2.32	0.08	3.22	3.12	5.75	1.29	0.44	3.21	99.47
北区	B4-4	52.80	1.10	19.44	4.61	1.25	0.13	1.48	5.77	4.35	3.89	0.88	4.19	99.89
	B5-2	59.20	0.74	17.74	3.53	1.39	0.12	1.67	4.33	4.45	3.45	0.41	2.79	99.82
	B8-1	52.50	0.95	18.36	5.83	1.82	0.10	2.20	4.33	5.00	2.90	0.90	4.95	99.84
	CH2	57.13	0.88	17.00	3.12	3.56	0.11	3.80	3.44	5.22	2.51	0.54	2.04	99.46
	BYGL1	53.64	0.76	16.80	3.47	5.39	0.14	7.33	4.19	3.13	1.68	0.25	2.65	99.43
	BYGL2	54.38	0.78	16.83	2.37	6.32	0.13	7.65	4.41	3.18	1.23	0.27	1.90	99.45
北区	BYGL3	53.41	0.78	17.10	3.05	5.37	0.14	6.58	3.53	3.23	1.49	0.26	4.56	99.50
	BYGL4	54.30	0.80	16.86	3.67	5.16	0.14	6.29	3.87	3.30	1.75	0.25	3.02	99.41
	BYGL5	54.57	0.80	16.89	3.22	4.97	0.11	6.97	3.58	3.26	1.59	0.25	3.10	99.31
	BYGL6	54.32	0.79	16.88	3.18	5.23	0.11	6.98	3.99	3.23	1.60	0.25	2.96	99.52
	L3	54.83	0.74	16.73	3.04	4.84	0.13	5.13	4.23	3.95	1.81	0.23	4.46	100.12
	M3-2	55.11	2.02	16.43	2.53	3.55	0.04	1.87	5.63	3.81	2.17	1.27	5.20	99.63
	M5-2	53.79	1.88	15.63	2.28	4.91	0.06	2.01	6.13	3.82	2.73	1.13	5.27	99.64
B2113	54.00	0.98	17.15	2.62	4.17	0.18	4.20	5.77	2.40	2.31	0.37	5.38	99.63	

北两区的过渡特征。蛛网图 (图 4) 的最明显特征是 Nb 和 P 的显著亏损和 Pb 的富集, 表明了沉积物的加入^[17]。

3.2 Sr-Nd-Pb 同位素

表 4 列出了火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素含量和组成。元素含量和同位素比值都显示了较大的变化范围, 如 Rb、Sr 和 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 比值分别有 10、3 和 5

倍的变化, 而 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值变化则相对小得多。Sm-Nd 和 U-Pb 同位素显示了更小的变化, 并且在各个分区表现了规律性变化。图 5a、b、c、d 分别是 Nd-Sr、Nd-Pb、Pb-Sr 和 Pb-Pb 同位素关系图。为明显起见, 各分区用线条圈出。由于所研究的火山岩有不同程度的蚀变, 用 K-Ar 法和 Rb-Sr 法所测的年龄有一定的差异, 且这种差异并未显示明显的规律, 故精确的火山喷发年龄难以确定。综合野外地质情

表 3 火山岩微量元素组成 ($\mu\text{g/g}$)Table 3 Trace element contents ($\mu\text{g/g}$) of volcanic rocks

分区	样号	Ti	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
南区	QP1	6 503	44.9	981	18.8	159	5.19	0.71	669	19.5	38.7	4.25	17.61	3.56	1.16	3.67	0.49	3.24	0.67	1.89	0.25	1.49	0.28	3.46	0.33	10.9	3.09	1.02
南区	QP3	6 161	77.7	773	17.4	149	5.82	1.48	502	19.8	41.7	5.20	20.68	4.63	1.50	4.24	0.55	2.93	0.62	1.84	0.26	1.40	0.22	3.73	0.46	15.7	2.89	1.04
南区	QP4	6 313	85.8	859	18.6	161	5.26	0.75	823	22.7	47.6	5.46	21.63	3.88	1.48	4.05	0.54	3.64	0.61	1.72	0.27	1.44	0.26	3.66	0.43	15.6	2.87	0.89
南区	SK1	13 611	87.1	796	30.3	340	33.67	1.23	1 465	97.7	201.2	22.79	80.75	14.13	3.46	9.57	1.23	5.82	1.04	3.07	0.39	2.63	0.39	6.60	1.61	14.2	11.90	2.33
南区	SK2	14 539	114.2	659	33.6	369	33.84	1.52	1 930	105.5	217.4	24.49	82.84	14.79	3.22	9.96	1.24	6.00	1.04	2.67	0.40	2.33	0.36	6.93	1.82	12.7	11.52	2.21
南区	SK4	15 286	163.1	728	39.6	397	33.11	1.88	2 518	110.0	235.0	27.35	91.37	16.17	4.13	10.69	1.34	6.30	1.20	3.05	0.42	2.36	0.36	6.77	1.60	15.3	11.65	2.43
南区	SK5	16 046	107.1	696	40.1	411	36.90	1.25	1 484	113.3	237.0	25.93	94.52	16.66	3.57	10.73	1.23	6.49	1.06	2.79	0.37	2.35	0.36	6.20	1.77	13.0	11.46	2.46
南区	YC-14	3 322	112.0	504	12.9	155	11.00	2.70	931	30.0	63.0	6.49	23.44	4.36	1.43	4.86	0.58	2.70	0.53	1.49	0.21	1.36	0.19	4.68	0.93	22.5	9.75	2.62
南区	YC-21	6 614	47.0	731	21.2	118	7.68	1.92	763	28.2	64.7	7.99	32.69	6.00	2.15	6.23	0.89	4.68	0.91	2.44	0.37	2.15	0.29	2.54	0.53	6.3	3.56	0.56
南区	KC-4	4 241	46.2	807	12.2	139	5.40	0.44	1 242	31.2	79.1	7.44	35.56	5.17	1.85	5.76	0.55	2.26	0.36	1.08	0.13	0.66	0.09	3.72	0.25	12.9	1.36	0.38
南区	KC-14	4 588	90.5	665	12.0	153	7.71	0.60	1 290	39.8	86.8	8.87	36.82	5.58	1.67	5.63	0.53	3.07	0.49	1.20	0.15	1.20	0.13	3.69	0.53	12.1	2.37	0.43
中区	K1-1	5 188	30.0	988	17.3	180	19.03	0.44	620	32.7	70.2	8.47	31.87	6.18	1.91	5.79	0.71	3.28	0.67	1.69	0.24	1.49	0.21	3.76	3.84	1.2	4.31	0.99
中区	K1-2	4 283	30.5	968	16.0	157	7.95	0.45	739	31.2	67.2	7.94	30.50	5.68	1.80	4.87	0.62	3.17	0.58	1.78	0.26	1.39	0.22	3.46	1.84	0.5	4.42	1.12
中区	K1-3	3 959	32.5	1 061	15.7	160	7.50	0.53	593	27.9	62.9	7.35	28.14	5.35	1.67	4.92	0.62	2.98	0.62	1.70	0.22	1.36	0.19	3.34	1.07	0.0	3.72	0.94
中区	K1-4	4 018	31.1	1 103	17.6	173	8.22	0.52	600	29.5	64.2	7.65	29.56	5.23	1.82	5.23	0.67	3.43	0.66	1.86	0.25	1.63	0.22	3.58	3.04	0.0	3.74	0.96
中区	K1-5	4 148	31.6	887	16.4	171	7.94	0.58	574	28.7	61.6	7.14	27.96	5.26	1.50	4.61	0.65	3.19	0.62	1.62	0.20	1.48	0.21	3.65	0.68	0.4	3.94	0.93
中区	K1-6	4 368	37.1	933	18.8	172	9.06	0.59	649	33.3	69.8	8.57	32.59	5.80	1.95	5.53	0.69	3.77	0.70	1.82	0.28	1.70	0.23	3.57	0.63	0.6	4.19	1.12
中区	K1-7	4 192	34.1	991	18.6	168	8.08	0.51	633	31.8	66.0	8.01	31.83	5.55	1.83	5.32	0.65	3.64	0.70	1.95	0.24	1.65	0.22	3.21	3.64	0.3	3.93	0.92
中区	K1-8	4 343	24.7	962	19.3	158	8.77	0.32	607	27.9	64.8	7.23	28.62	5.47	1.73	5.35	0.65	3.56	0.66	1.93	0.24	1.67	0.21	3.04	1.64	0.0	3.75	0.83
中区	DYSH2	4 886	46.5	1 034	16.5	193	11.62	1.16	948	43.2	83.3	9.24	33.76	5.75	1.69	5.15	0.57	3.30	0.60	1.51	0.29	1.47	0.23	4.70	0.66	16.7	7.29	1.55
中区	DYSH4	7 324	21.8	715	24.0	239	14.37	1.09	883	41.7	86.4	10.50	41.16	7.86	2.20	7.51	0.93	4.85	0.93	2.53	0.35	2.17	0.35	5.68	0.88	12.6	5.55	1.08
中区	B4-4	8 892	125.9	971	20.5	311	20.68	3.89	1 239	61.6	132.3	14.95	59.63	9.14	2.23	7.62	0.86	4.03	0.70	2.22	0.35	2.11	0.34	6.85	0.98	21.4	11.76	2.93
中区	B5-2	6 388	109.6	731	12.9	288	13.20	8.89	1 024	34.8	67.1	7.29	27.34	4.40	1.38	4.11	0.49	2.36	0.46	1.31	0.22	1.29	0.20	5.87	0.78	16.1	8.34	2.13
中区	B8-1	8 372	69.7	885	18.8	287	17.85	2.11	1 276	60.3	124.9	14.89	57.76	8.37	2.20	6.98	0.82	3.69	0.67	1.94	0.28	1.82	0.28	6.45	0.83	20.1	10.81	1.89
中区	CH2	6 198	52.0	1 548	19.6	240	13.77	0.65	947	43.4	93.5	10.71	39.89	6.64	2.28	6.13	0.83	3.65	0.64	2.27	0.31	2.00	0.27	5.59	0.91	14.7	7.36	2.31
北区	BYGL1	7 624	54.5	1 019	21.8	153	5.10	1.76	705	26.7	57.6	6.84	27.26	6.02	1.50	3.92	0.54	3.42	0.60	1.72	0.24	1.55	0.29	2.78	0.30	6.8	4.17	0.83
北区	BYGL2	8 168	29.4	963	23.4	161	5.76	2.23	627	28.4	62.4	7.50	29.07	5.58	1.72	4.12	0.61	3.19	0.71	1.88	0.25	1.73	0.22	2.97	0.31	11.9	4.15	0.95
北区	BYGL3	8 767	58.0	1 201	25.6	175	5.81	4.01	915	30.6	67.5	7.90	29.79	5.97	1.74	4.45	0.62	3.26	0.65	2.00	0.27	1.67	0.24	3.02	0.35	9.3	4.19	0.98
北区	BYGL4	7 938	58.1	1 073	24.0	158	5.22	2.88	733	29.2	62.4	7.57	29.67	6.23	1.86	3.77	0.55	3.72	0.73	2.00	0.31	1.44	0.20	3.00	0.30	7.8	4.19	0.94
北区	BYGL5	8 292	55.0	1 086	23.6	181	6.44	2.26	720	31.4	70.1	8.86	33.08	6.40	1.72	4.59	0.66	3.54	0.69	1.76	0.24	1.55	0.22	3.08	0.47	10.3	4.51	0.96
北区	BYGL6	8 594	58.6	1 128	25.7	169	5.68	2.43	732	31.9	66.8	8.07	31.55	6.92	1.75	4.68	0.68	3.70	0.69	1.92	0.24	1.72	0.24	3.32	0.37	8.1	4.23	1.04
北区	L3	5 058	36.8	815	17.1	132	5.62	1.69	828	18.4	41.8	4.99	19.76	4.03	1.24	3.76	0.61	3.39	0.64	2.03	0.27	1.55	0.27	3.48	0.61	8.7	3.25	0.89
北区	M3-2	8 730	29.7	1 159	33.6	449	30.55	5.85	1 530	66.3	158.0	20.26	83.06	14.27	3.91	12.34	1.46	6.84	1.20	3.05	0.40	2.20	0.27	7.51	3.42	1.3	2.79	0.86
北区	M5-2	7 399	55.3	1 490	27.1	400	25.01	2.21	1 059	54.6	129.6	17.40	69.03	12.27	3.25	10.57	1.21	5.72	0.99	2.51	0.32	1.74	0.27	6.74	2.08	0.6	2.32	0.84
北区	B2113	6 896	55.8	653	22.0	166	7.98	4.45	515	20.0	43.9	5.61	23.56	4.45	1.30	4.22	0.66	3.54	0.67	1.99	0.32	1.99	0.31	3.45	0.40	8.2	3.15	1.07

表 4 Sr-Nd-Pb 同位素
Table 4 Sr-Nd-Pb contents and

分区	样号	Rb($\mu\text{g/g}$)	Sr($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)^{(1)}$	$\Delta\text{Sr}(t)^{(1)}$	Sm($\mu\text{g/g}$)	Nd($\mu\text{g/g}$)
南 区	QP1	43.7	954	0.132 5	0.705 163	0.704 909	8.1	3.54	17.0
	QP3	79.7	793	0.290 7	0.705 554	0.704 996	9.4	4.64	21.9
	QP4	70.7	707	0.289 2	0.705 593	0.705 038	10.0	3.63	18.9
	SK1	73.1	718	0.294 1	0.708 105	0.707 541	45.5	11.8	68.0
	SK2	88.5	686	0.372 5	0.708 383	0.707 668	47.3	11.2	67.5
	SK4	103	469	0.633 3	0.708 410	0.707 195	40.6	11.2	64.1
	SK5	64.3	425	0.437 0	0.708 610	0.707 771	48.8	10.5	61.2
	YC-14	104	517	0.586 0	0.707 472	0.706 348	28.6	4.56	24.5
	YC-21	48.3	755	0.185 0	0.706 600	0.706 245	27.1	5.44	29.6
	KC-4	40.2	1 160	0.100 3	0.705 584	0.705 392	15.0	5.19	29.8
KC-14	78.3	765	0.296 3	0.706 240	0.705 671	19.0	5.28	31.1	
过 渡 区	K1-1	30.1	1 144	0.076 3	0.705 320	0.705 174	11.9	5.10	27.1
	K1-2	210	1 175	0.516 4	0.705 352	0.704 361	0.4	5.31	28.2
	K1-3	33.7	1 156	0.084 3	0.705 300	0.705 138	11.4	5.48	28.7
	K1-4	31.7	1 090	0.084 0	0.705 243	0.705 082	10.6	5.52	28.2
	K1-5	31.8	1 129	0.081 5	0.705 298	0.705 142	11.5	5.73	29.5
	K1-6	37.1	1 044	0.102 8	0.705 268	0.705 071	10.4	5.86	30.4
	K1-7	34.1	1 121	0.087 9	0.705 238	0.705 069	10.4	5.45	27.6
	K1-8	24.7	1 305	0.054 9	0.705 182	0.705 077	10.5	7.03	34.8
	DYSH2	47.8	1 062	0.130 1	0.705 594	0.704 335	14.3	5.13	30.3
	DYSH4	21.0	689	0.088 2	0.705 626	0.705 457	15.9	6.48	35.8
	B4-4	120	2 046	0.171 0	0.705 998	0.705 670	19.0	9.33	55.3
	B5-2	108	790	0.359 0	0.706 920	0.706 231	26.9	4.65	26.7
	B8-1	67.0	1 169	0.167 0	0.706 070	0.705 750	20.1	8.67	49.3
	CH2	43.0	1 472	0.084 5	0.705 340	0.704 335	12.0	6.01	34.3
北 区	BYGL1	37.2	690	0.155 6	0.705 859	0.705 561	17.4	4.16	20.1
	BYGL2	22.0	686	0.092 5	0.705 680	0.705 502	16.6	3.87	21.4
	BYGL3	38.8	749	0.149 5	0.705 850	0.705 563	17.4	4.44	21.6
	BYGL4	39.4	706	0.161 1	0.705 854	0.705 545	17.2	4.31	20.9
	BYGL5	35.8	693	0.149 4	0.705 875	0.705 588	17.8	4.45	21.8
	BYGL6	39.8	722	0.159 2	0.705 878	0.705 573	17.6	4.31	20.9
	L3							3.95	19.5
	M3-2	25.4	1 182	0.062 1	0.705 247	0.705 128	11.3	12.9	65.6
	M5-2	50.7	1 443	0.101 6	0.705 421	0.705 226	12.7	11.5	65.1
	B2113	59.7	640	0.270 0	0.706 421	0.705 903	22.3	4.29	23.1

注：(1) 初始比值统一按 135 Ma 计算。原始地幔 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704 5$, $\Delta\text{Sr}(t)$ 为样品 Sr 同位素比值对当时原始地幔的万分偏差。

(2) 初始比值统一按 135 Ma 计算。模式年龄计算所用参数：现代原始地幔 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.196 7$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512 638$; 现代亏损地幔

含量及组成

isotopic compositions

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)^{\text{①}}$	$t_{\text{CHUR}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
0.125 5	0.512 162	0.512 051	-8.1	1 064	1 706	17.008	15.238	36.658
0.128 0	0.512 128	0.512 015	-8.8	1 183	1 815	16.855	15.175	36.396
0.116 0	0.512 104	0.512 002	-9.1	1 048	1 630	16.530	14.827	35.615
0.104 6	0.512 207	0.512 115	-6.9	738	1 317	17.081	15.254	37.244
0.100 1	0.512 203	0.512 115	-6.9	709	1 271	17.124	15.301	37.387
0.105 7	0.512 195	0.512 102	-7.1	768	1 348	17.466	15.392	37.840
0.103 7	0.512 184	0.512 092	-7.3	769	1 338	17.254	15.360	37.579
0.112 7	0.512 267	0.512 167	-5.8	699	1 332	16.967	15.318	36.855
0.111 0	0.512 315	0.512 217	-4.9	596	1 239	17.056	15.323	37.109
0.105 4	0.511 646	0.511 553	-17.8	1 708	2 111	15.721	15.105	35.537
0.102 8	0.511 700	0.511 609	-16.7	1 570	1 988	15.864	15.134	35.774
0.113 7	0.512 408	0.512 308	-3.1	439	1 131	18.133	15.544	38.129
0.113 9	0.512 419	0.512 318	-2.9	419	1 117	18.038	15.431	37.805
0.115 3	0.512 425	0.512 323	-2.8	415	1 123	18.095	15.516	37.972
0.118 3	0.512 396	0.512 292	-3.4	490	1 205	18.023	15.442	37.776
0.117 5	0.512 401	0.512 297	-3.3	475	1 188	18.032	15.473	37.879
0.116 8	0.512 402	0.512 299	-3.3	468	1 177	18.044	15.485	37.960
0.119 2	0.512 401	0.512 296	-3.3	486	1 209			
0.122 3	0.512 377	0.512 269	-3.9	558	1 289	18.051	15.488	37.947
0.102 4	0.512 079	0.511 989	-9.3	933	1 465	17.467	15.291	37.163
0.109 4	0.512 499	0.512 402	-1.3	252	952	18.005	15.380	37.642
0.102 0	0.512 138	0.512 048	-8.2	831	1 380	17.561	15.324	37.303
0.105 5	0.512 367	0.512 274	-3.8	469	1 104	17.892	15.433	37.782
0.106 3	0.512 095	0.512 001	-9.1	947	1 496	18.003	15.457	37.869
0.105 8	0.512 539	0.512 446	-0.4	172	864	18.285	15.518	38.117
0.125 0	0.512 563	0.512 453	-0.3	167	1 010	18.351	15.523	38.235
0.109 5	0.512 574	0.512 477	0.2	116	844	18.384	15.591	38.405
0.124 0	0.512 526	0.512 416	-1.0	245	1 061	18.317	15.511	38.188
0.124 6	0.512 543	0.512 433	-0.7	210	1 039	18.466	15.627	38.547
0.123 1	0.512 539	0.512 430	-0.7	214	1 029	18.150	15.379	37.830
0.124 6	0.512 548	0.512 438	-0.6	199	1 031	18.197	15.447	38.003
0.122 7	0.512 561	0.512 453	-0.3	166	988	18.097	15.413	37.800
0.118 9	0.512 599	0.512 494	0.5	80	887	18.247	15.551	38.144
0.107 2	0.512 617	0.512 522	1.1	37	764	18.274	15.529	38.130
0.112 3	0.512 750	0.512 651	3.6	-211	603	18.387	15.519	38.200

¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.213 6, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513 15。

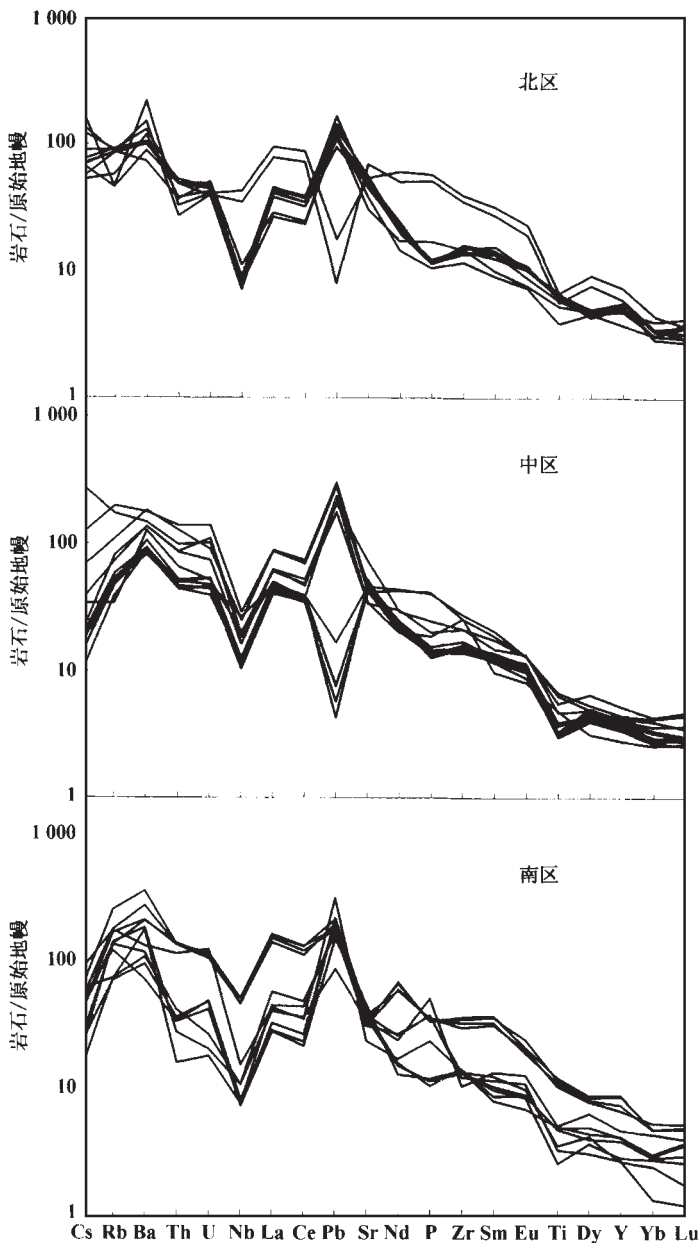


图4 不相容元素原始地幔标准化图

Fig. 4 Primitive mantle-normalized incompatible element patterns

况、Rb-Sr法、K-Ar法结果,陈义贤等^[12]建立了该区火山岩地层层序。本文所研究的样品年龄大多为 (135 ± 30) Ma,少数超出40 Ma的范围。但这一误差对Sr、Nd同位素初始比值的影响均小于万分之一,远远小于火山岩同位素组成的实际变化范围。故统一取135 Ma作为其平均年龄。样品的U/Pb比值一般小于0.1, U衰变对Pb同位素组成的影响在约135 Ma时间内是非常小的,远远小于Pb同位素比值千分之一的测定精度范围。故无须对Pb同位素比值进行校正。各个分区的同位素上的差异与构造背景明显的关系,下节将详细讨论。

4 讨论

4.1 岩浆作用的空间变化趋势

上节已提到了岩石的地球化学特征与各个分区的相互关系。尽管三个分区的岩性变化很大,但北区的岩石演化程度很高(见表1和表2)。图2显示南区主要为碱性系列,而北区则为高钾亚碱性系列。但火山岩同位素特征则表现了相反的趋势(图5a、b、c、d),即演化程度愈高,同位素比值所反映的富集程度愈低。这种主元素地球化学特征与同位素特征的解耦可能反映了火山岩浆的地壳物质混染主要并非发生在浅部。另外,作为微量元素的Nb的异常与主元素SiO₂含量呈现一定的相关关系(见图6),同样说明了浅部地壳混染在岩类成因中不具主要影响。

4.2 火山岩源区特征对比

图5中的同位素参数,包括⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd和²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb,都反映了各个分区的火山岩源区地球化学特征。北区火山岩显示了略亏损至略富集的特征,与原始地幔(PM)端员接近。与之形成鲜明对照的是南区样品显示了很强的与I型富集地幔(EMI)的联系,反映了古老的富集端员组分的影响。少量样品在Sr-Nd同位素图上向右延伸,反映了EMII组分对南区和海水蚀变对北区的影响。而过渡区样品位于南北两区之间,显示了两者的过渡特征。

4.3 岩石圈在岩浆成因中的作用

为了解所观察到的同位素特征所反映的更深层意义,人们必须清楚其源区过程,至少是其中的某些基本要素^[2, 18]。尽管很难定量描述这样一个复杂的岩石系列源区过程或机制,已有的同位素数据还是能提供某种基本制约。同位素示踪已在多方面用于制约地幔源区^[19]和大陆地区的构造区划^[4, 5]。根据新生代幔源岩石的同位素数据,人们进行了中国东部陆下地幔区划的初步研究,识别了若干个地幔端员,并对同位素区划和构造块体的关系给予了特别关注^[1, 20, 21],揭示了“南亏损,北富集”的总体变化趋

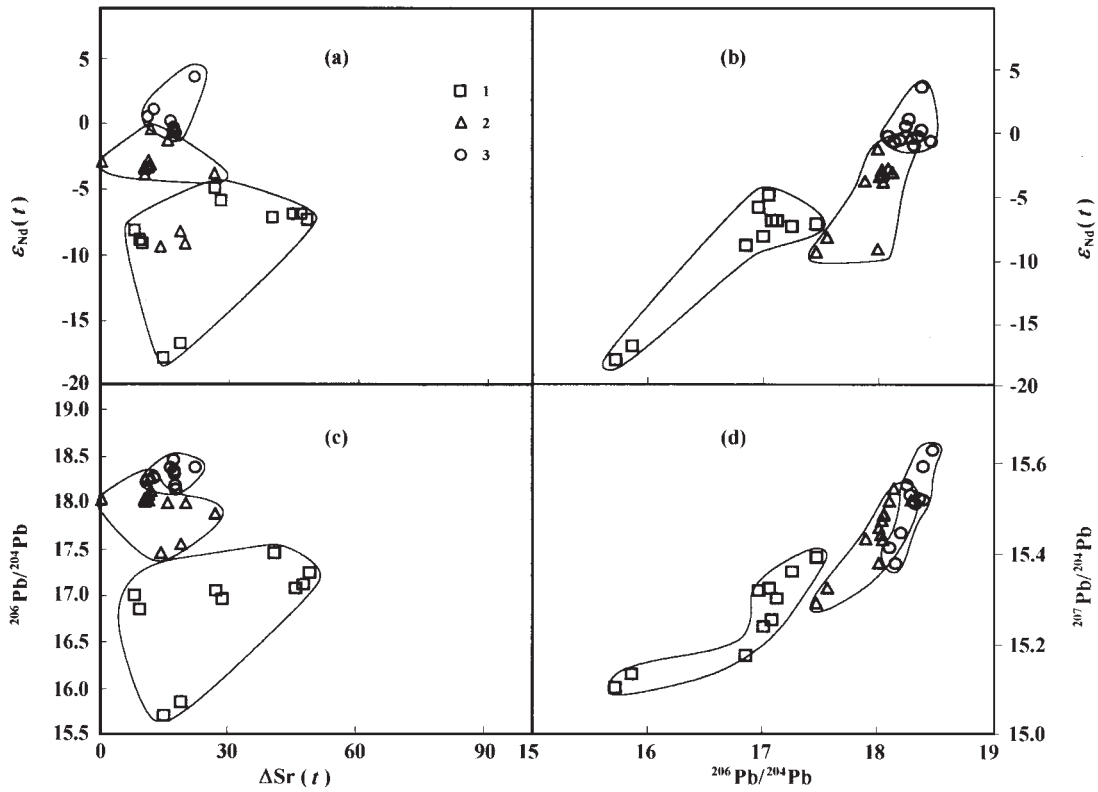


图 5 二元同位素相关图

Fig. 5 Relationships between various isotopic compositions

1. 南区样品; 2. 过渡区样品; 3. 北区样品。

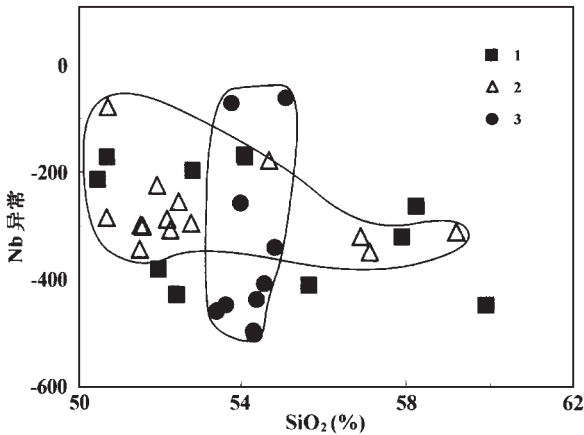


图 6 Nb 异常与 SiO₂ 的关系

Fig. 6 The relationship between Nb anomaly and SiO₂ contents

1. 南区样品; 2. 过渡区样品; 3. 北区样品。

样品 Nb 异常 = 100 × [Nb_N - 0.5 × (U_N + La_N)] / Nb_N, 下标 N 表示为原始地幔标准化后的值。

究中, 必须回答混染在何处发生, 即是源区混染还是在浅部混染。主元素, 如 SiO₂ 与放射成因同位素比值无相关性, 微量元素 Nb 的负异常与 SiO₂ 含量不相关 (图 6), Sr 同位素与 (La/Yb)_N 具粗略正相关, Nd 同位素与 (La/Yb)_N 具粗略负相关性 (图 7)。这些现象提示在浅部无明显的地壳混染。如果有, 也很可能是源区过程所致。北区火山岩具非常年轻的 *t*_{DM} 年龄 (600 ~ 1 100 Ma)。上述这些现象强烈支持这些火山岩来源于某种地幔源区的论点, 至少对于北区的情况如此。从过渡区向南区, *t*_{DM} 年龄的逐渐变大 (过渡区 800 ~ 1 500 Ma; 南区 1 200 ~ 2 200 Ma) 说明古老岩石圈组分的贡献在逐渐增加。图 8 以直方图显示了这种趋势。图 7 和图 8 中的趋势明确提示了下伏深部岩石圈在岩浆成因中的作用。

4.4 下伏岩石圈的特征

正如上节所讨论的, 火山岩 Nd 模式年龄的变化趋势为我们了解下伏岩石圈提供了重要的线索。中国东北和世界范围的研究工作表明, EMI 端员与古老克拉通的岩石圈有关^[2, 19, 22, 23]。EMI 标识是和华

势。本研究将尝试中生代火山岩数据如何应用于类似的目的。

如果强调岩石圈深部组分在岩浆成因中的作用, 就必须首先评价地壳混染的程度。另外, 在本研

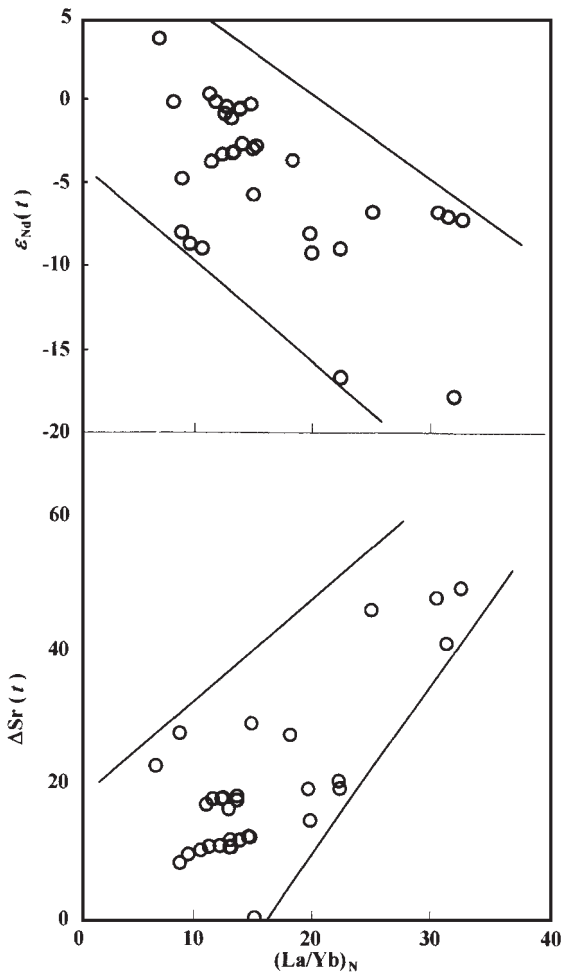


图 7 Sr, Nd 同位素对 $(La/Yb)_N$ 关系图

Fig. 7 Relationships between Sr-Nd isotopic compositions and $(La/Yb)_N$

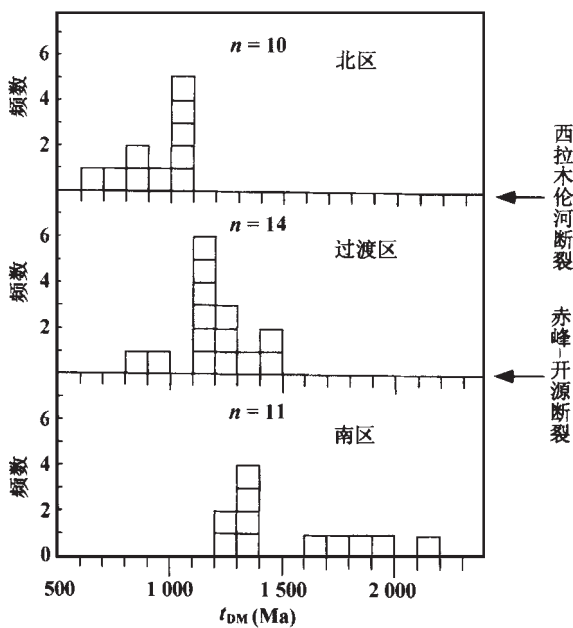


图 8 模式年龄直方图

Fig. 8 Histogram of t_{DM} for the basaltic rocks

北太古代克拉通有关的一个主要特征^[1, 21]。因此把所观察到的中生代玄武岩的 EMI 标识归因于下伏克拉通岩石圈是合理的。中生代和新生代火山岩喷发于类似的构造环境中。跨越华北克拉通北缘的火山岩的模式年龄 t_{DM} 自北向南逐渐变老, 以及自北向南富集程度逐渐加强的特征在图 7 和图 8 中表现得非常明显。兴 - 蒙造山带上的中生代火山岩清楚地显示了 PM 和略亏损的特征, 以及 Sr 同位素的略向右延伸 (图 7 和图 9)。这些特征和如下的模式是相符的, 即在地幔分异产物或亏损组分与 EMI 组分混合产物从地幔分离后的较短时间内, 由于某种构造作用而侵位于岩石圈, 并作为中生代火山岩的源区。

图 9 将全球相关火山岩的 Sr-Nd 同位素同时投图以进行对比。华北克拉通和安第斯地区的数据趋势有着显著的差异。在安第斯地区, EMII 组分起着更大的作用。而在华北克拉通, 源区特征更多的是受 EMI 影响。这可能暗示了两者在岩浆形成构造环境上的差异。关键问题是这种岩浆作用是和中生代消减作用同时, 还是和古消减作用有关。下一节将进一步讨论这一问题。另外, 新生代幔源火山岩的亏损特征^[20, 24, 25]与中生代火山岩的富集及略亏损特征形成了鲜明的对比。这表明本研究区在晚中生代至新生代深部地球动力学过程必然发生了很大的变化^[25, 26]。

5 对晚中生代区域地球动力学的意义

5.1 构造背景

关于西太平洋板块的俯冲作用对欧亚板块的影响和改造, 以及两者之间的关系有过多种探讨。根据海底磁异常条带和海底钻探取样结果推测, 三叠纪末 - 早侏罗世初, 太平洋地区存在着 Izanagi-Kula, Farallon 和 Phoenix 三个板块^[9]。在太平洋扩张过程中, 各板块的存在时间与运动方向是改变的。中生代时期西太平洋地区对亚洲大陆东部影响最大的是 Izanagi-Kula 板块^[12]。145 ~ 135 Ma (晚侏罗纪 - 早白垩纪), Izanagi-Kula 板块沿 NW 方向朝亚洲大陆运动, 此时正是中国东北大陆边缘 NE 向构造运动最强烈的阶段, 但 Izanagi 板块的运动速度不大 (6 cm/a)。而在 135 ~ 74 Ma (白垩纪) 时, 该板块的运动速度非常快, 当时也是太平洋海底扩张在全球最快的阶段。亚洲大陆东部的火山活动也在短时间内

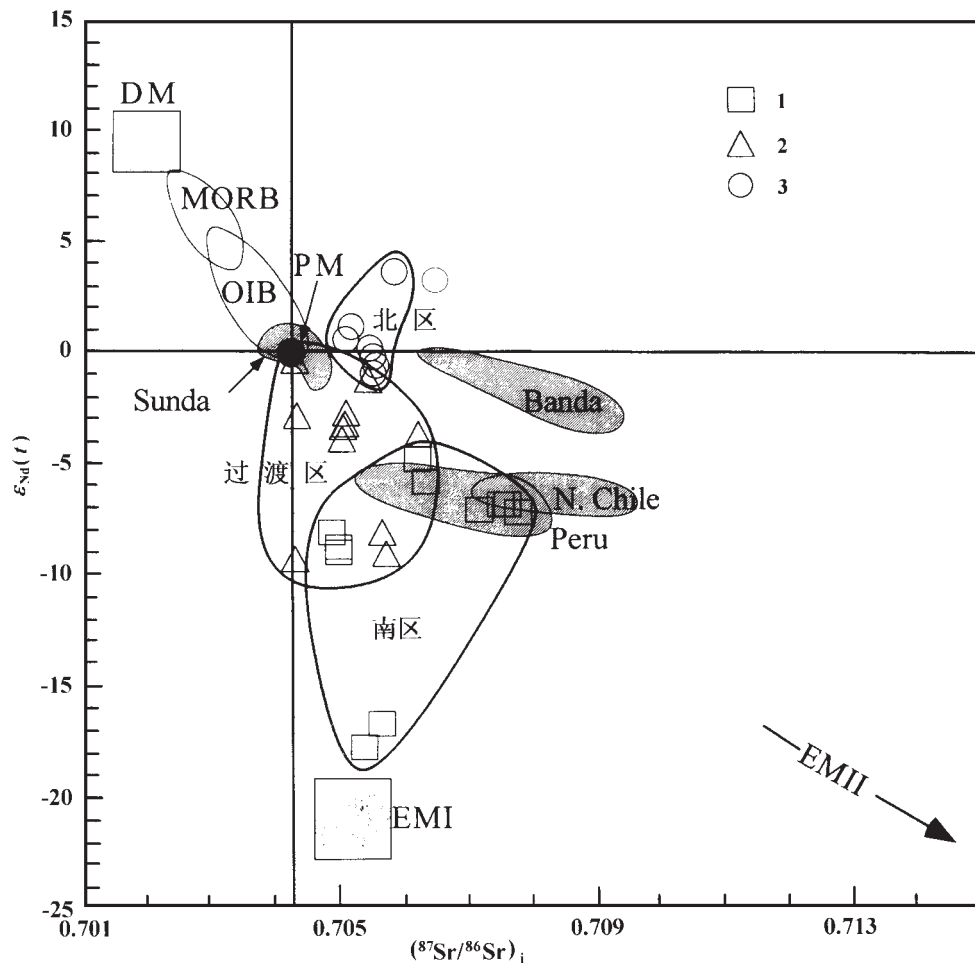


图 9 本文样品的 Sr、Nd 同位素组成与世界典型地区对比

Fig. 9 A comparison of Sr-Nd isotopic compositions between samples in this study and worldwide volcanic rocks

1. 南区样品; 2. 过渡区样品; 3. 北区样品。

DM. 亏损地幔; MORB. 洋中脊玄武岩; PM. 原始地幔; EMI. I 型富集地幔; EMII. II 型富集地幔; OIB. 洋岛玄武岩; Sunda, Banda. 印尼 Sunda 和 Banda 岛弧火山岩; N. Chile. 北智利大陆边缘火山弧; Peru. 秘鲁大陆边缘火山弧。

(120 ~ 110 Ma) 出现高潮。

辽河盆地及其西部地区的基本格局是 NNE-NE 向隆凹分带，南北方向分块。中国东北的构造背景很长时间以来一直是有争议的。但较为普遍可接受的是东北是由一些微块体以及古生代到中生代造山带拼合而成的。本研究从地球化学的角度提供了进一步的间接证据表明，这里存在保存较好的古生代缝合带。反过来，这又有利于划定中国华北和东北的两个主要构造区的岩石圈深部边界。

5.2 中生代消减作用

中生代 Izanagi-Kula 板块西至西北向消减作用在海岸和内陆地区消减作用是否对华北及东北地区中生代地质演化产生了重要影响？由于空间上的局限以及不规则的形状和边界分布，要将整个中国东

部同这些广泛的岩浆作用直接联系起来是很困难的。最近，美国西北和西南的两个研究实例表明钙碱性岩浆作用可以由后期构造活化引发，并成为岩石圈减薄或同时伸展的表现^[27,28]。这些相似的实例促使我们考虑用类似的模式解释所观察到的现象，并重新评价华北克拉通北缘的中生代火山作用。考虑到本研究区位于古生代造山缝合带，消减或碰撞的古混杂岩相必然含有增生楔中的大量新生物质，如下插板片、沉积物或火山岩碎片等以及相对较多的流体。东亚晚中生代构造格局的转变引发岩石圈深部的地质作用，在适当的深度很可能导致熔融作用的发生。这种解释为同期深成岩，如相同时段同一地区发生于较浅部位的花岗岩类的成因可提供一种类似的解释。正如前面所讨论的，本文所研究的兴蒙造山带（即北区），正符合上述讨论的地质背

景。至于活化的起因,既可以由古太平洋板块的消减作用造成,亦可由蒙古-鄂霍次克海的封闭或地幔的局部隆升造成。至于上述区域性深部作用是否与该时段全球超级地幔柱活动有关,则是需要进一步深入研究的方向。

6 结 语

(1) 系统的元素及同位素地球化学特征表明了浅部地壳物质的混染并非在本区中生代火山岩成因中占主导作用;该时段火山岩类具有岩石圈深部成因背景。

(2) 北区火山岩显示了略亏损至略富集的岩石圈深部源区特征,反映了其年轻活动带的背景,而南区样品则显示了富集端元组分的影响,反映了其源区与古老克拉通块体的亲缘性。

(3) 源区地球化学特征的强烈对比以及与大地构造及地球物理边界的吻合有力地表明了中生代火山岩岩系在一定地质条件下有可能用于岩石圈块体边界的深部填图。

(4) 中国华北北缘中生代火山岩很可能是由于构造格局的转变引发岩石圈深部过程的产物,即在适当的深度导致岩石圈深部物质的熔融作用而引起的,亦可称为岩石圈古消减带物质的重新活化。

谨以本文纪念辽河及辽西地区同位素年代学和地球化学研究的开拓者、本文作者之一的陈文寄研究员,她为我国同位素年代学及地球化学事业贡献了毕生精力,值得我们永远缅怀。

本研究由国家自然科学基金、科学技术部和香港 RGC 资助;特别感谢陈文寄总工程师在研究期间的鼓励和支持;参加部分野外和室内工作的还有李齐、陈绍海、樊祺诚和王非;本文还得益于与路凤香教授、张宏福博士的深入讨论,在此一并致谢。

参考文献:

[1] Zhou X H, Zhu B Q. Chemical zoning of subcontinental mantle beneath eastern China[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 1992, (2): 291 ~ 300.

[2] Menzies M A. Continental mantle[M]. Oxford: Oxford University Press, 1990. 67 ~ 86.

[3] O'Reilly S Y, Griffin W L. 4-D Lithosphere Mapping: Methodology and examples[J]. *Tectonophysics*, 1996, 262: 3 ~ 18.

[4] DePaolo D J. Neodymium isotope geochemistry[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1988. 1 ~ 187.

[5] Framer G L, DePaolo D J. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western US and implications for Pre-Mesozoic crustal structure. 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin [J]. *J Geophys Res*, 1983, 88: 3 379 ~ 3 401.

[6] Wörner G, Moorbath S, Harmon R S. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains [J]. *Geology*, 1992, 20: 1 103 ~ 1 106.

[7] Aitchison S J, Harmon R S, Moorbath S, *et al.* Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, central Andes[J]. *Geology*, 1995, 23: 555 ~ 558.

[8] 李思田, 路凤香, 林畅松, 等. 中国东部及邻区中、新生代盆地演化及地球动力学背景 [M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1997. 4 ~ 19.

[9] 吴利仁. 华东及邻区中、新生代火山岩 [M]. 北京: 科学出版社, 1984. 1 ~ 286.

[10] 毛建仁, 陶奎元, 邢光福, 等. 中国南方新生代地幔柱活动的地球化学证据[J]. *地质论评*, 1999, 45 (增刊): 698 ~ 702.

[11] 国家地震局《深物探成果鉴定》编写组. 中国地壳上地幔地球物理探测成果 [M]. 北京: 地震出版社, 1986. 1 ~ 407.

[12] 陈义贤, 陈文寄, 周新华, 等. 辽西及邻区中生代火山岩-年代学、地球化学和构造背景 [M]. 北京: 地震出版社, 1997. 1 ~ 279.

[13] Liu D Y, Nutman A P, Compston W, *et al.* Remnants of $\geq 3 800$ Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton[J]. *Geology*, 1992, 20: 339 ~ 342.

[14] 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿 [M]. 北京: 科学出版社, 1990. 1 ~ 205.

[15] 王瑜. 内蒙古-燕山造山带晚古生代晚期-中生代的造山带的造山作用过程 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 1 ~ 141.

[16] 王瑜. 中生代以来华北地区造山带与盆地的演化及动力学过程 [M]. 北京: 地质出版社, 1998. 1 ~ 92.

[17] Sun S-s, MacDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D, Norry M J. *Magmatism in the ocean basins* [C]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 313 ~ 345.

[18] Hawkesworth C J, Marsh J S, Duncan A R, *et al.* The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: Evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies[J]. *Spec Publ Geol Soc S Africa*, 1984, 13: 341 ~ 354.

[19] Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics[J]. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493 ~ 571.

[20] Zhou X H, Zhu B Q, Liu R X, *et al.* Cenozoic basaltic rocks in eastern China [A]. MacDougall J D. *Continental Flood Basalts* [C]. Amsterdam: Kluwer Publishers, 1988. 311 ~ 330.

[21] 朱炳泉. 从壳幔同位素体系看不同地体的化学不均一性 [J]. *科学通报*, 1990, 35: 1 653 ~ 1 655.

[22] Zhou X H, Zhang J B. The LOMU-PM connection: a continental EM I debate[J]. *U S Geol Surv Circ*, 1994, 1 107: 368.

[23] Zhou X H, Armstrong. Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Secular and geographic trends in chemistry and Sr isotopic com-

- position[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 58: 301 ~ 329.
- [24] Zhou X H, Carlson R W. Isotopic evidence for temporal variability of mantle characteristics beneath the North China Block[J]. *Ann Rep Carnegie Inst Washington*, 1982, 82: 505 ~ 508.
- [25] Griffin W L, Zhang A, O'Reilly S Y. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton[J]. *Am Geophys Union Geodynam Ser*, 1998, 27: 107 ~ 126.
- [26] Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean Craton, China[J]. *Geol Soc Spel Pub*, 1993, 76: 71 ~ 78.
- [27] Hooper P R, Bailey D G, McCarley G A. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100(B7): 10 303 ~ 10 319.
- [28] Hawkesworth C, Turner S, Gallagher K, *et al.* Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100(B7): 10 271 ~ 10 286.

Sr-Nd-Pb isotope mapping of Late Mesozoic volcanic rocks across northern margin of North China Craton and implications to geodynamic processes

ZHOU Xin-hua¹, ZHANG Guo-hui¹, YANG Jing-hui¹, CHEN Wen-ji², SUN Min³

(1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*; 2. *Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing 100029, China*; 3. *Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong, China*)

Abstract: Late Mesozoic volcanic rocks are extensively spread on both sides of northern margin of the North China Craton (NCC), where is the boundary between an Archean craton to the south and a Paleozoic orogenic belt, Xing'an-Mongolia Orogenic Belt (XMOB), to the north. Two major east-west trending faults, Kaiyuan-Chifeng Fault (KCF) and Xar Moron He Fault (XHF) develop in this margin zone as a boundary between two tectonic domains. The volcanism has been thought to be the magmatic response to the west-, or northwest-dipping subduction of Izanagi Plate and covers a wide range in lithologies, from rhyolites, dacites, trachyte, andesites to basalts. To clarify the role of underlain lithosphere in magma genesis, a systematic Sr-Nd-Pb isotope survey has been taken on these selected samples that contain SiO₂ < 60%, i. e. basalt, trachyandesite and basaltic andesite. The results show a distinctive and contrasting pattern of isotope signatures on two sides of the boundary faults, KCF and XHF. A remarked EMI signature and EMI-PM mixing trend feature the isotope system of basaltic volcanism on the southern side, the North China Craton, whereas the primitive to slightly depleted signature dominates that of basaltic volcanism on the northern side, the Paleozoic Orogenic Belt (XMOB). A clearly transitional and variable signature has been shown in the area between two parallel EW trending faults, i. e. KCF and XHF. This picture is quite consistent with the available geological and geophysical observations. A chemical zoning of subcontinental mantle beneath eastern China (Zhou and Zhu, 1992) has shown the EMI affinity of sub-cratonic mantle based on a chemical inversion study of the Cenozoic mantle-derived rocks. However, a positive argument is presented to show that the magma sources of Mesozoic volcanic rocks in the region have been highly influenced by the underlain lithosphere although the magma has been evolved to different degrees. Furthermore, the results would support an alternative interpretation, reactivation of paleo-subduction zone, for the genesis of Mesozoic volcanic magmatism in this craton marginal area.

Key words: Late Mesozoic; volcanic rocks; Sr-Nd-Pb isotopes mapping; paleo-subduction zone; North China Craton