

大兴安岭哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩地幔源区与岩浆成因^{*}

赵勇伟 樊祺诚

ZHAO YongWei and FAN QiCheng

中国地震局地质研究所活动构造与火山重点实验室, 北京 100029

Key Laboratory of Active Tectonics and Volcano, Institute of Geology, CEA, Beijing 100029, China

2012-01-02 收稿, 2012-03-02 改回.

Zhao YW and Fan QC. 2012. Mantle sources and magma genesis of Quaternary volcanic rocks in the Halaha River and Chaoer River area, Great Xing'an Range. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4):1119–1129

Abstract The Halaha River and Chaoer River volcanic field (HC for short), middle of the Great Xing'an Range, is in the north of the North-South Gravity Lineament in eastern China. The volcanic rocks in HC, dominated by alkali olivine basalts in sodium series, is characterized by relative enrichment in large ion lithophile elements and light rare earth elements. The fractionation of rare earth element of the basalts is weak ($(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 8 \sim 12$). They resemble alkali basalts in Datong, as shown by trace elements distribution patterns, and generally exhibit OIB-like characteristics. The basalts show nearly homogeneous Sr-Nd-Pb isotopic composition similar to MORB source and present depleted mantle characteristics ($\epsilon_{\text{Nd}} = 4.8 \sim 5.9$). All data show that basalts of HC have a garnet lherzolite mantle source, low degree partial melting (8% ~ 15%) in which results in the primitive magma. Crystal fractionation of olivine and pyroxene from the magma is weak and seldom contamination by the crust rocks happens during the magma ascending, which resulting the volcanic rocks with high MgO content (>9%), Ni content (>200 × 10⁻⁶) and Mg value (60 ~ 70). Regional extension triggers asthenospheric upwelling, which may lead to the genesis of magma and subsequent volcanism.

Key words Great Xing'an Range; Halaha River and Chaoer River; Quaternary volcanic rocks; Geochemistry; Mantle source; Magma genesis

摘 要 哈拉哈河-绰尔河第四纪火山地处重力梯度带上的大兴安岭中段。火山岩主要类型为钠质系列碱性橄榄玄武岩。火山岩大离子亲石元素和轻稀土元素相对富集,轻重稀土分异程度弱($(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 8 \sim 12$),稀土元素和微量元素配分曲线与大同碱性玄武岩平行,总体上表现出与 OIB 相似的特征。在 Sr-Nd-Pb 同位素组成特征上表现出亏损地幔的特点($\epsilon_{\text{Nd}} = 4.8 \sim 5.9$),接近 MORB 的源区范围。哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩岩浆由轻稀土富集的石榴子石二辉橄榄岩低程度(8% ~ 15%)部分熔融产生,火山岩高 MgO (>9%)、Ni (>200 × 10⁻⁶)和 Mg[#] (60 ~ 70),表明它们是较原始的岩浆,岩浆上升过程经历了橄榄石和辉石为主的弱分离结晶作用,没有受到地壳物质明显混染。区域伸展作用引发软流圈地幔上涌是哈拉哈河-绰尔河第四纪火山的岩浆成因。

关键词 大兴安岭;哈拉哈河-绰尔河;第四纪火山岩;地球化学;地幔源区;岩浆成因

中图法分类号 P588.145; P542.5

1 引言

哈拉哈河-绰尔河地区位于大兴安岭中段西麓,大兴安岭-太行山重力梯度带西侧,本世纪以来因其火山潜在活动

性逐渐引起地质界的关注(白志达等,2005;赵勇伟等,2008;赵勇伟和樊祺诚,2010,2011;樊祺诚等,2008,2011)。该火山区与重力梯度带南部的大同第四纪火山区遥相呼应,但构造位置上它们分别属于兴蒙造山带内部和华北克拉通北缘。因此,研究哈拉哈河-绰尔河地区火山岩有助于我们加深

^{*} 本文受国家自然科学基金项目(40972047,41172305)资助。

第一作者简介:赵勇伟,男,1981年生,博士,主要从事火山与地球内部化学研究,E-mail: zilongzhao1981@yahoo.com.cn

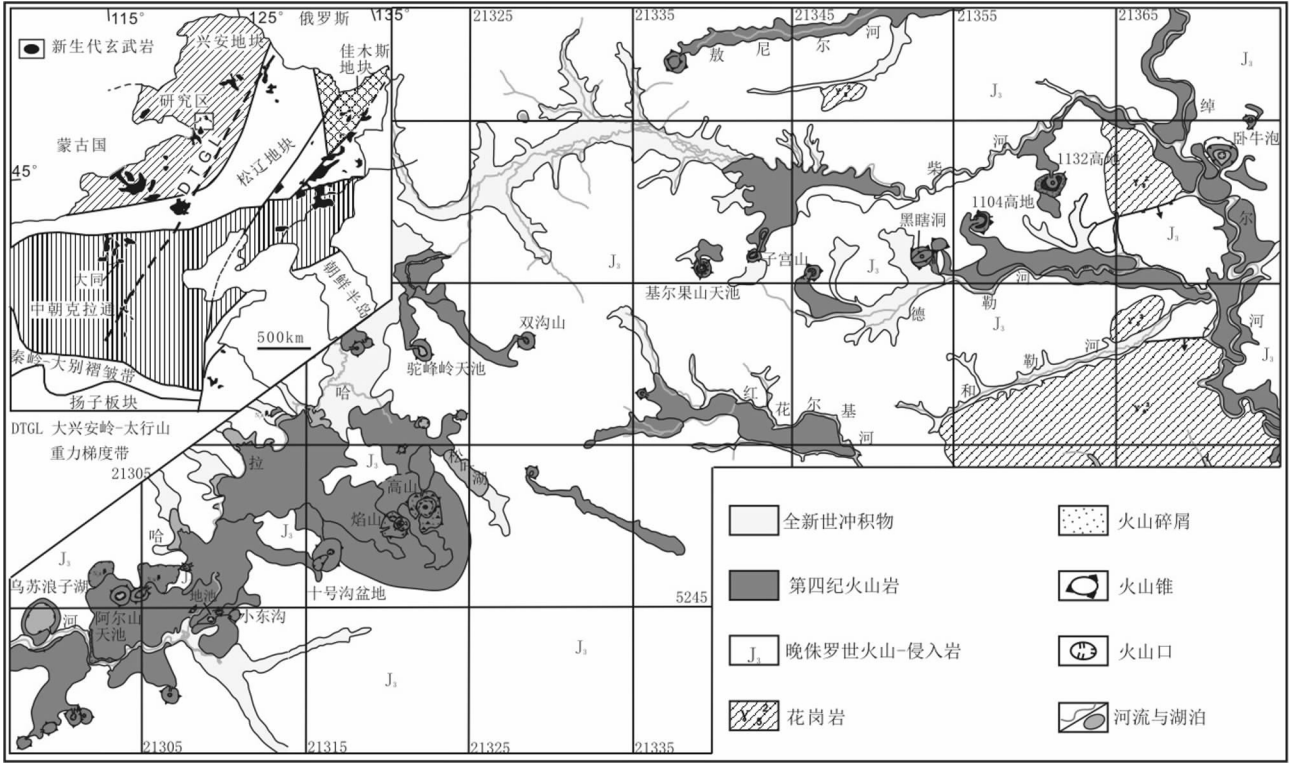


图1 研究区火山地质图

Fig.1 Geological map of volcanic rocks in the study area

重力梯度带第四纪以来岩浆起源演化的认识。在先期对该区域火山地质、火山岩年代学研究基础上,本文通过火山岩主量、微量和 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学的研究,限定该区火山岩的地幔源区及岩浆成因。

2 地质背景

新生代以来,火山作用广泛发育于东亚地区,广布的火山岩构成西环太平洋火山带。在我国东部,新生代火山岩主要沿大陆边缘一系列北东向、北北东向的裂谷和断陷盆地分布。我国东北地区在日本海张开的背景下发生频繁的岩浆作用(Basu *et al.*, 1991; Liu *et al.*, 2001)。大兴安岭-太行山属于我国南北重力梯度带北端,将我国东北及华北地区分为东西两部分,不仅形成地形变化的梯度带,而且还形成重力异常梯度带与地壳厚度梯度带。北北东走向的大兴安岭横跨在晚古生代晚期就逐渐稳定的兴蒙造山带之上,晚中生代开始隆起成山(邵济安等, 2007)。中生代该地区在大兴安岭隆起的背景下,发育有强烈的岩浆活动,以中酸性的岩浆侵位和喷发为主。中国东部大陆在新生代整体处于拉张构造环境,在日本海弧后盆地和中国东部裂谷系拉张的背景下,大兴安岭山体发生强烈隆升,并伴有频繁的玄武质岩浆喷发活动。该地区地层主要为侏罗纪、白垩纪火山岩系,其次为新生代地层。侵入岩主要为燕山早期二长花岗岩。火山

岩分布广泛,以中生代酸性火山岩分布最广,新生代火山岩主要为碱性玄武岩。

哈拉哈河-绰尔河第四纪火山区总体呈北东向带状分布(赵勇伟等, 2008),区内拥有至少 35 座火山,大部分属于规模较小的火山渣锥(锥底直径小于 1km),熔岩流呈连续带状分布于哈拉哈河、绰尔河、德勒河和柴河等主要河流的河谷当中,分布面积约 400km²(图 1)。根据火山地质证据,结合地质测年数据,研究区的火山活动分为早更新世、中更新世、晚更新世和全新世四期(樊祺诚等, 2011)。

3 样品选取

在对火山地质进行详细研究,充分了解火山地质特征(包括火山活动期次,火山机构等)的基础上,本文对中更新世、晚更新世及全新世形成的有代表性的火山分别进行采样。采样位置主要分两类:第一类是火山锥顶部的熔结集块岩,或锥体附近的火山渣,代表火山喷发早期爆破阶段产物;第二类是熔岩流中相对新鲜的玄武岩,代表火山喷发晚期溢流阶段的产物。对样品的选取采取以下原则:对于火山锥处样品尽量选取采石坑内新鲜渣样,对于形成时代较新的火山,选取锥顶无明显风化现象的熔结集块岩;对于熔岩流选取岩流的中下层且远离河流侵蚀的新鲜样品。

表 1 哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩主量元素分析结果 (wt%) 及 CIPW 标准矿物

Table 1 Major element compositions (wt%) and CIPW normative minerals

样品号	07AES06	07AES07	07AES08	07AES09	07CH15	08AES01	07AES02	08AES04	07CH01	07CH02	07AES10	07AES16
采样地点	高山火山渣	高山熔岩	焰山火山渣	焰山熔岩	卧牛泡火山渣	卧牛泡熔岩	驼峰岭锥体火山块	驼峰岭熔岩	黑瞎洞锥体火山块	黑瞎洞熔岩	阿尔山天池火山块	阿尔山天池熔岩
SiO ₂	48.40	48.79	49.02	49.20	48.49	49.93	48.41	48.58	47.17	47.77	47.04	47.58
TiO ₂	2.18	2.00	2.29	2.05	2.81	2.04	2.44	2.08	2.27	1.96	2.11	2.00
Al ₂ O ₃	12.97	12.62	13.21	12.57	12.74	12.97	12.63	12.65	12.33	12.19	12.11	11.99
Fe ₂ O ₃	10.88	2.92	4.93	3.60	4.75	3.97	8.03	4.83	4.54	3.39	12.22	4.44
FeO	0.58	8.27	6.73	8.31	8.75	7.40	4.38	6.70	7.68	8.43	0.20	7.58
MnO	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17
MgO	10.35	10.88	9.42	10.43	6.89	9.22	9.07	10.59	10.95	12.97	11.19	12.50
CaO	8.64	8.65	8.82	8.97	8.87	9.63	8.38	9.32	9.52	8.55	9.41	9.33
Na ₂ O	3.29	3.19	2.97	3.22	3.83	3.15	3.90	3.28	3.00	2.78	3.32	3.14
K ₂ O	1.64	1.50	1.64	1.36	2.49	1.21	2.15	1.41	1.64	1.24	1.31	1.38
P ₂ O ₅	0.47	0.43	0.48	0.35	0.87	0.37	0.60	0.49	0.51	0.39	0.45	0.41
LOI	0.18	0.3	0.42	0	0	0	0.08	0	0.34	0	0.46	0
Total	99.8	99.7	100.1	100.2	100.7	100.1	100.2	100.1	100.1	99.8	100.0	100.5
Mg#	0.68	0.68	0.64	0.65	0.53	0.64	0.62	0.67	0.66	0.70	0.68	0.69
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	9.7	8.9	9.7	8.0	14.6	7.2	12.7	8.3	9.7	7.3	7.8	8.1
Ab	27.9	25.7	25.2	27.0	23.6	26.6	26.9	26.1	20.4	23.5	25.0	20.4
An	15.8	15.7	17.9	15.8	10.1	17.6	10.6	15.6	15.3	17.1	14.3	14.4
Ne	0.0	0.7	0.0	0.1	4.6	0.0	3.2	0.9	2.7	0.0	1.7	3.2
Di	19.0	20.0	18.4	21.3	23.0	22.4	21.3	22.0	23.1	18.4	23.3	23.2
Hy	1.9	0.0	7.5	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0
Ol	10.7	19.8	8.7	17.9	10.0	9.6	8.9	15.1	16.7	23.7	12.1	19.5
Mt	2.4	4.3	7.2	5.2	6.8	5.8	7.6	7.0	6.6	4.9	1.2	6.4
He	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8	0.0	0.0	0.0	11.4	0.0
Il	0.0	3.8	4.4	3.9	5.3	3.9	4.6	4.0	4.3	3.7	0.0	3.8
Ap	1.0	0.9	1.1	0.8	1.9	0.8	1.3	1.1	1.1	0.9	1.0	0.9

注:中国科学院地质与地球物理研究所 X 荧光光谱实验室分析, Mg[#] = Mg/(Mg + Fe), 假定 Fe₂O₃/(FeO + Fe₂O₃) = 0.15

爆破喷发的火山碎屑物主要以气孔状构造为主,显微镜下具有特征的玻基斑状结构,70% ~ 80% 以上为基质玻璃和针状长石微晶。显微斑晶除了橄榄石,还有钛辉石,单偏光下呈褐色,出现菊花状结构。熔岩流样品的结晶程度好于爆破喷发的火山碎屑物。熔岩流火山岩具斑状结构,斑晶以橄榄石为主,较自形,偶有熔蚀现象,单斜辉石斑晶较少见。基质结构为玄武质岩石常见的填间结构和间隐结构。基质由细粒橄榄石、短柱状辉石、条状斜长石、粒状磁铁矿等钛铁氧化物和玻璃质组成。斑晶常呈聚斑状结构或菊花状结构,少数辉石斑晶具典型的环带结构。极个别橄榄石颗粒较大(2 ~ 3mm),有熔蚀港湾现象和裂纹、破碎现象,部分可见膝折带,推测可能为捕虏晶。

4 分析方法与分析结果

在中国科学院地质与地球物理研究所样品制备实验室内切除样品表层及混杂杂质,烘干 2h,置入研磨器中将样品粉碎为 200 目的粉末样。样品送入中国科学院地质与地球

物理研究所微量元素及同位素实验室进行分析测试。分析结果见表 1、表 2、表 3。

4.1 主量元素

火山岩主量元素分析结果列于表 1。根据 Le Bas *et al.* (1986)的命名法,研究区样品总体上属于碱性玄武岩,只有个别样品处于碱性系列与亚碱性系列分界线附近(图 2)。所有样品的 Na₂O/ K₂O > 1,显示出钠质型碱性玄武岩特征(图 3)。CIPW 标准矿物计算显示研究区样品的标准矿物中含橄榄石 (Ol = 8.7% ~ 23.7%),部分含霞石 (Ne = 0 ~ 4.6%), Hy/(Hy + Di) < 0.45,均不含石英,属碱性橄榄玄武岩。在图 2 中,大同火山岩明显分为碱性和亚碱性两组,前人的研究中将其分为碱性玄武岩和拉斑玄武岩(樊祺诚等, 1992; Xu *et al.*, 2005)。研究区样品与大同碱性玄武岩在 TAS 图中范围相近,但在相同 SiO₂ 含量下,研究区内玄武岩 K₂O + Na₂O 低于大同碱性玄武岩。而大同拉斑玄武岩则投在相对高 SiO₂, 低的 K₂O + Na₂O 的一侧。在图 3 中研究区玄武岩与大同碱性玄武岩都投在钠质系列与钾质系列的分

表 2 哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)

Table 2 Trace element compositions ($\times 10^{-6}$) of basalts in the study area

样品号	07AES06	07AES07	07AES08	07AES09	07CH15	08AES01	07AES02	08AES04	07CH01	07CH02	07AES10	07AES16
Ba	430	416	445	340	612	373	537	396	440	349	439	382
Rb	33. 0	29. 3	35. 0	29. 1	57. 4	26. 8	45. 6	28. 1	30. 6	24. 6	29. 9	28. 8
Sr	443	443	453	380	746	359	677	479	452	391	445	396
Y	20. 3	20. 4	21. 5	21. 7	33. 8	22. 6	26. 4	21. 7	21. 0	19. 7	22. 0	20. 8
Zr	175	166	184	149	267	131	238	146	164	137	158	144
Nb	45. 1	41. 9	45. 9	40. 2	83. 9	36. 1	69. 6	43. 2	44. 6	35. 2	46. 8	42. 0
U	1. 01	0. 97	1. 02	0. 88	1. 67	0. 70	1. 62	0. 87	0. 87	0. 63	0. 51	0. 79
Th	4. 11	3. 97	3. 89	3. 50	7. 35	3. 07	6. 63	3. 52	3. 65	2. 60	3. 99	3. 51
Pb	4. 40	4. 07	6. 62	2. 95	5. 10	2. 43	3. 80	2. 65	2. 45	2. 46	2. 33	2. 35
Ga	18. 1	18. 0	19. 3	18. 2	23. 1	17. 9	20. 6	18. 0	17. 6	16. 6	17. 6	16. 4
Ni	303	351	235	292	174	220	246	284	294	446	372	372
V	199	201	202	210	173	245	196	217	229	213	178	219
Cr	445	480	366	400	222	343	321	429	453	637	564	561
Hf	4. 42	4. 23	4. 52	3. 89	7. 37	3. 62	6. 20	4. 00	4. 10	3. 42	3. 93	3. 70
Cs	0. 59	0. 45	1. 00	0. 40	1. 14	0. 25	1. 03	0. 32	0. 44	0. 26	0. 38	0. 35
Ta	2. 88	2. 71	2. 79	2. 59	6. 08	2. 19	4. 48	2. 66	2. 60	2. 11	2. 97	2. 69
Co	48. 6	50. 8	47. 7	51. 5	45. 5	51. 1	50. 6	54. 8	55. 0	60. 6	56. 3	55. 0
La	26. 5	25. 2	27. 4	23. 1	49. 3	22. 0	41. 9	26. 3	26. 7	21. 3	27. 1	24. 6
Ce	51. 7	49. 4	53. 9	46. 0	100. 5	39. 8	80. 3	47. 8	53. 1	42. 8	52. 6	47. 8
Pr	6. 31	6. 01	6. 41	5. 41	13. 11	5. 22	9. 90	6. 29	6. 57	5. 24	6. 31	5. 68
Nd	25. 5	24. 0	25. 3	22. 4	54. 8	22. 0	39. 2	25. 8	26. 6	21. 4	25. 2	23. 1
Sm	5. 62	5. 51	5. 91	5. 30	12. 49	5. 16	8. 80	5. 84	6. 11	5. 03	5. 84	5. 34
Eu	1. 87	1. 78	2. 04	1. 71	3. 64	1. 69	2. 54	1. 96	1. 94	1. 69	1. 90	1. 74
Gd	5. 74	5. 36	5. 67	5. 31	11. 24	5. 27	7. 80	5. 87	5. 69	5. 08	5. 66	5. 23
Tb	0. 84	0. 80	0. 85	0. 82	1. 67	0. 82	1. 22	0. 86	0. 87	0. 79	0. 85	0. 81
Dy	4. 54	4. 37	4. 56	4. 61	8. 66	4. 79	6. 39	4. 79	4. 77	4. 35	4. 82	4. 49
Ho	0. 81	0. 80	0. 80	0. 86	1. 43	0. 90	1. 16	0. 89	0. 89	0. 77	0. 89	0. 85
Er	1. 94	1. 93	1. 96	2. 13	3. 14	2. 27	2. 62	2. 17	2. 09	1. 89	2. 18	2. 17
Tm	0. 26	0. 27	0. 27	0. 28	0. 36	0. 31	0. 34	0. 28	0. 28	0. 25	0. 29	0. 28
Yb	1. 56	1. 61	1. 52	1. 62	1. 94	1. 87	1. 89	1. 64	1. 65	1. 38	1. 65	1. 64
Lu	0. 22	0. 23	0. 21	0. 23	0. 25	0. 25	0. 25	0. 23	0. 22	0. 19	0. 24	0. 23

注:中国科学院地质与地球物理研究所等离子体质谱实验室分析

表 3 哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩同位素分析结果

Table 3 Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the study area

样品号	07CH02	07AES02	07AES07	07AES09	07AES10	07AES16
Rb($\times 10^{-6}$)	24. 4	46. 2	29. 4	26. 9	29. 5	29. 2
Sr($\times 10^{-6}$)	394. 7	651. 7	448. 8	398. 4	478. 8	437. 5
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0. 1789	0. 2050	0. 1895	0. 1957	0. 1784	0. 1932
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0. 7036	0. 7036	0. 7037	0. 7037	0. 7036	0. 7035
(2 σ)	0. 000011	0. 000010	0. 000009	0. 000012	0. 000011	0. 000012
Sm($\times 10^{-6}$)		8. 10	5. 39	5. 19	5. 60	5. 34
Nd($\times 10^{-6}$)		37. 2	23. 8	21. 7	24. 7	23. 1
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		0. 1315	0. 1372	0. 1445	0. 1373	0. 1400
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0. 5129	0. 5129	0. 5129	0. 5129	0. 5129
(2 σ)		0. 000014	0. 000013	0. 000013	0. 000012	0. 000009
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18. 3729	18. 6580	18. 3900	18. 5435	18. 4522	18. 4048
(2 σ)	0. 018	0. 02	0. 025	0. 024	0. 021	0. 019
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15. 5082	15. 5146	15. 5132	15. 5235	15. 5330	15. 5015
(2 σ)	0. 02	0. 02	0. 019	0. 023	0. 021	0. 019
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38. 2051	38. 4407	38. 1989	38. 3518	38. 3711	38. 2696
(2 σ)	0. 019	0. 02	0. 026	0. 023	0. 023	0. 019

注:中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室分析

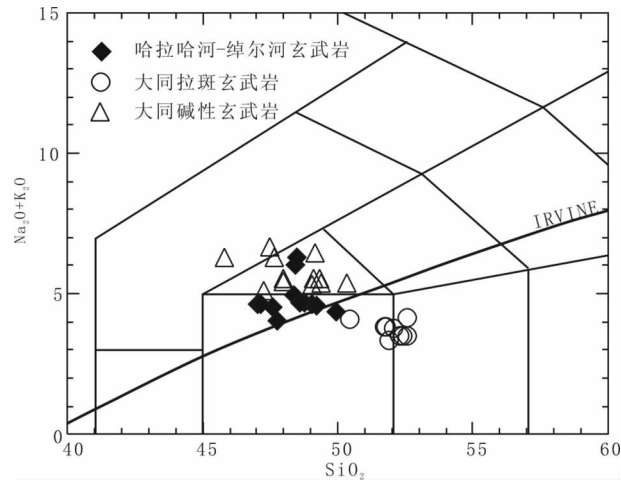


图2 哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩 TAS 图(据 Le Bas *et al.*, 1986;大同数据引自 Xu *et al.*, 2005)

图3、图4、图7、图8、图12的图例同此图

Fig. 2 Total alkalis versus SiO_2 (after Le Bas *et al.*, 1986; Data of Datong after Xu *et al.*, 2005)

Symbols in Fig. 3, Fig. 4, Fig. 7, Fig. 8, Fig. 12 are the same as this figure

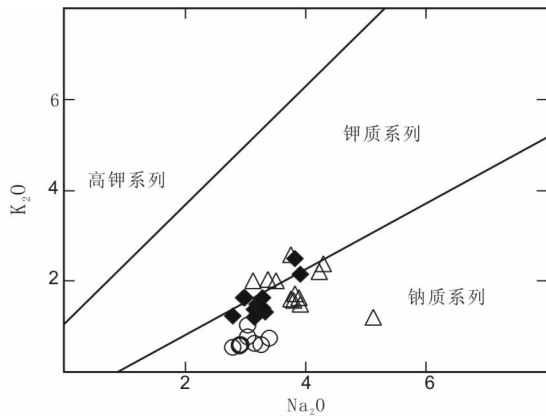


图3 研究区第四纪火山岩 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图(据 Middlemost, 1975)

Fig. 3 Variation of Na_2O versus K_2O (after Middlemost, 1975)

界附近,而大同拉斑玄武岩都投进相对低 K_2O 的区域内,表现出不一样的特征。

在主量元素 Harker 图解(图4)中研究区样品 MgO 总体上高于大同火山岩,显示出岩浆相对较为原始的特点。区内样品 MgO 与 TiO_2 、 Al_2O_3 、 SiO_2 和 Na_2O 有负相关关系,与 K_2O 只是弱相关,而与其它元素没有明显相关关系。 SiO_2 (47.04% ~ 49.93%, 平均值 48.37%), Al_2O_3 (11.99% ~ 13.21%, 平均值 12.58%), K_2O (1.21% ~ 2.49%, 平均值 1.58%), Na_2O (2.78% ~ 3.9%, 平均值 3.26%), P_2O_5 (0.35% ~ 0.87%, 平均值 0.49%)。上述表明岩浆从源区到

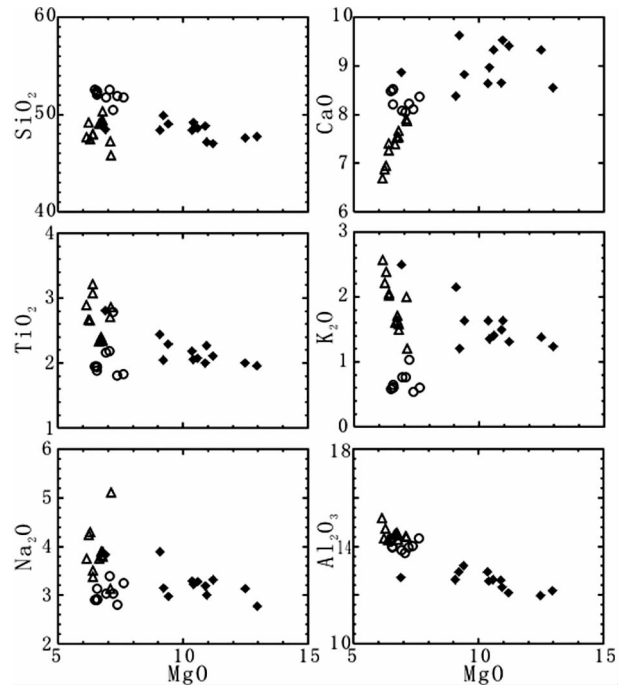


图4 研究区第四纪火山岩 MgO -主量元素 Harker 图解
Fig. 4 Variation of SiO_2 , CaO , TiO_2 , K_2O , Na_2O and Al_2O_3 versus MgO for the studied samples

地表过程中演化不明显,高 $\text{Mg}^\#$ (0.60 ~ 0.70,除了一个样品为 0.53) 特征也表明它们具有相对原始岩浆特点。

在图4中将研究区样品与大同火山岩放在一起进行比较。可以明显看出,大同火山岩明显处于低 MgO 一端,大同碱性玄武岩在 $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ 和 $\text{CaO}-\text{MgO}$ 都表现出明显的相关关系,与研究区数据投于相似的相关趋势线上。而拉斑玄武岩则没有表现出清晰的相关关系。

4.2 微量元素

4.2.1 不相容元素

火山岩 REE 和微量元素分析结果列于表2。 ΣREE 为 $112.1 \times 10^{-6} \sim 262.6 \times 10^{-6}$,大部分样品 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 介于 7.9 ~ 12.4 之间,显示轻重稀土的分异程度低。只有卧牛泡子火山锥和驼峰岭火山锥样品特殊,不但 ΣREE 含量相对较高,且 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 也异常高,分别达到 14.8 和 17.0,显示了最陡的稀土配分型式(图5)。所有样品的 δEu 变化于 1 左右 (0.92 ~ 1.07),多数呈极弱的 Eu 正异常,表明斜长石不是主要的结晶分异矿物,这与显微镜下观察到的现象一致。研究区玄武岩 REE 配分曲线与大同第四纪碱性玄武岩近于平行,但大同样品的 REE 含量总体上高于区内样品 1 ~ 20 倍,只有卧牛泡子火山锥样品 (07CH15) 与驼峰岭火山锥样品 (07AES02) 与大同碱性玄武岩相近。而大同拉斑玄武岩则有着与其它两者不同的特点,其轻稀土含量相对较低,重稀土含量则相对较高,与大同碱性玄武岩及哈拉哈河-绰尔河

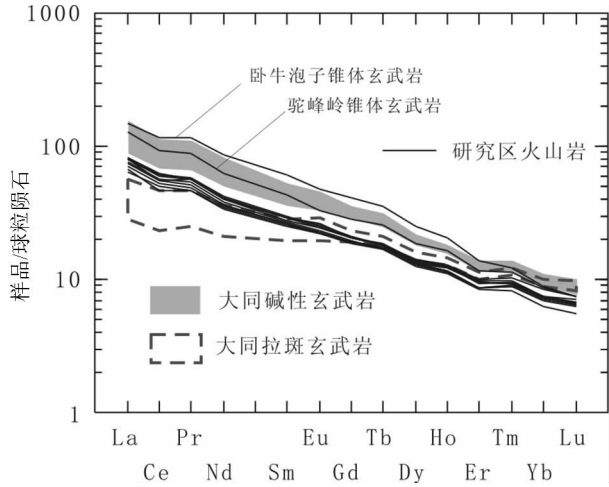


图5 研究区第四纪火山岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式(球粒陨石标准值据 Nakamura, 1974; 大同数据引自 Xu *et al.*, 2005)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns for the basalts in the study area (normalization values after Nakamura, 1974; Datong data after Xu *et al.*, 2005)

玄武岩明显不同。

在微量元素原始地幔标准化配分图中(图6),大多数样品曲线相互平行,表现出大离子亲石元素富集, Nb 和 Ta 的正异常, Pb 的负异常, 无高场强元素(Zr, Hf, Ti)亏损, 总体上表现出与 OIB 相似的特征。07CH15 和 07AES02 两个样品几乎所有微量元素含量都明显高出其它样品, 可能是结晶分异的结果。在图6中研究区样品曲线与大同碱性玄武岩样品曲线同样有着良好的平行近似性, 只是后者不相容元素含量更高。大同拉斑玄武岩强不相容元素含量相对区内样品和 大同碱性玄武岩样品都较低, 但弱不相容元素含量则较高。

在图7中, 研究区玄武岩大多投在大洋玄武岩(MORB + OIB)范围及其附近, 微量元素比值 Nb/U (43 ~ 53) 和 Ba/Nb (7.3 ~ 10) 与 OIB 相近 ($\text{Nb}/\text{U}_{\text{OIB}} = 47$, $\text{Ba}/\text{Nb}_{\text{OIB}} = 7.3$; 引自 Sun and McDonough, 1989), 而 Ce/Pb (8.1 ~ 23) 和 La/Nb (0.57 ~ 0.61) 相比 OIB 较小 ($\text{Ce}/\text{Pb}_{\text{OIB}} = 25$, $\text{La}/\text{Nb}_{\text{OIB}} = 0.77$; 引自 Sun and McDonough, 1989), 这可能主要与大陆岩石圈与软流圈之间一定程度上相互影响有关。这些样品同大同碱性玄武岩投点相近, 而与大同拉斑玄武岩明显不同。

4.2.2 相容元素

研究区玄武岩中相容元素总体上含量较高 ($\text{Ni} = 170 \times 10^{-6} \sim 450 \times 10^{-6}$, $\text{Cr} = 220 \times 10^{-6} \sim 640 \times 10^{-6}$, $\text{Co} = 45 \times 10^{-6} \sim 61 \times 10^{-6}$, $\text{V} = 170 \times 10^{-6} \sim 250 \times 10^{-6}$)。在图8中 MgO 与 Cr、Co、Ni 都显示出相同的线性正相关。将大同数据投入图8中, 发现与研究区样品相似的线性相关关系, 不同之处在于大同样品处于低 MgO 的一端。MgO 与 V 投图中数据离散较多。

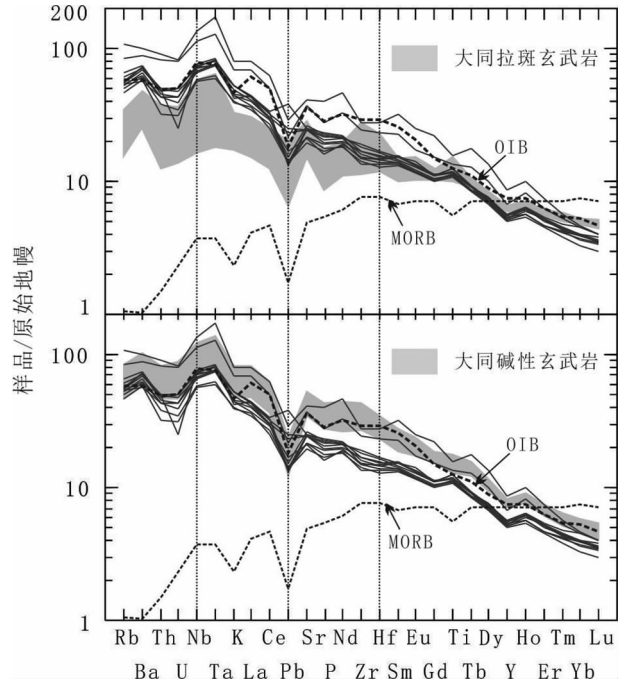


图6 研究区第四纪火山岩原始地幔标准化微量元素分布模式(原始地幔数据引自 Hofmann, 1988; 大同数据引自 Xu *et al.*, 2005)

Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace element diagrams for the basalts in the study area (normalization values after Hofmann, 1988; Datong data after Xu *et al.*, 2005)

4.3 Sr-Nd-Pb 同位素

研究区玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果列于表3。研究区的样品位于高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的一端 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703536 \sim 0.703706$, $\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512885 \sim 0.512932$), $\varepsilon_{\text{Nd}} > 0$, 处于亏损地幔。数据分布区间较小, 落在 MORB 范围内(图9)。研究区的 Sr-Nd 同位素组成与大同碱性玄武岩, 大同拉斑玄武岩的一端及部分汉诺坝新生代玄武岩的同位素组成最为接近。

在图10中哈拉哈河-绰尔河玄武岩投在中国东部新生代玄武岩数据投图范围的高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和高 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 一端, 接近 MORB 的范围。大同和汉诺坝火山岩与区内样品投在同一趋势线上。中国东部大部分地区新生代火山岩都具有类似的特点, 与 NHRL 虽然平行, 但 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 普遍较高, 全部位于参考线的上方, 这暗示长期以来必然存在一个高 Th/U 的富集源(涂勤等, 1992)。

在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素投图中(图10), 哈拉哈河-绰尔河玄武岩位于邻近北半球参考线(NHRL)稍靠上的位置, 落于 MORB 范围内。总体上研究区样品的散布范围很小, 说明岩浆的同位素组成比较均一。区内样品与中国东部新生代火山岩投点范围相近, 暗示有相近的来源。与大同和汉诺坝火山岩相比, 研究区玄武岩处于相对高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和高 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 一端相近。

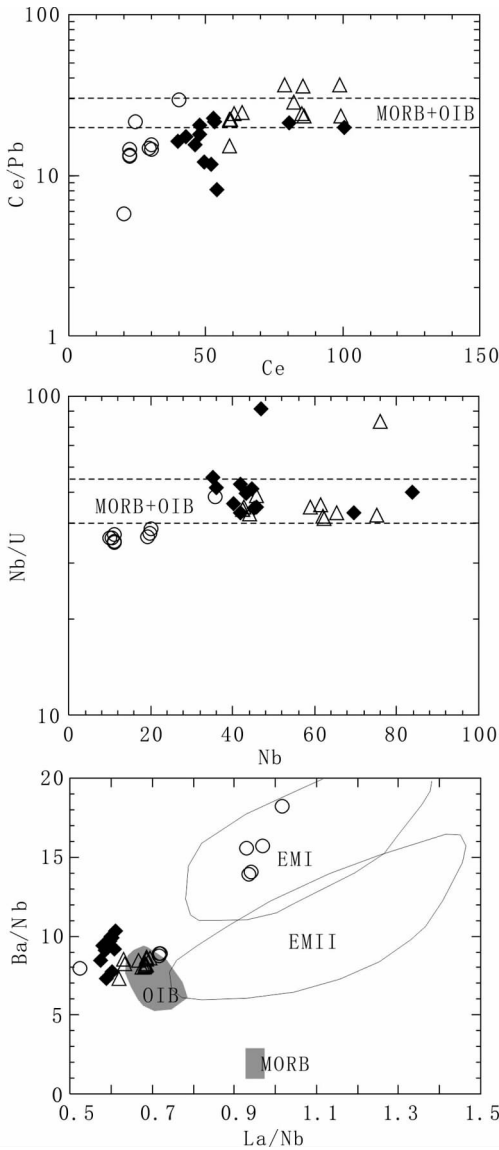


图 7 Ce-Ce/Pb, Nb-Nb/U, La/Nb-Ba/Nb 变化图 (MORB,OIB,EMI,EMII 数据引自 Hofmann *et al.* , 1986; Weaver, 1991;Liu *et al.* , 1994)

Fig. 7 Ce versus Ce/Pb, Nb versus Nb/U and La/Nb versus Ba/Nb diagrams (MORB,OIB,EMI and EMII data after Hofmann *et al.* , 1986; Weaver, 1991; Liu *et al.* , 1994)

5 讨论

5.1 岩石成因

大陆玄武岩的成份主要受控于地幔源区、岩石圈性质和岩浆浅部过程。本文在探讨这些因素的影响基础上,对岩石成因进行解释。

5.1.1 地壳混染

火山岩地球化学研究表明,中国东部新生代碱性玄武

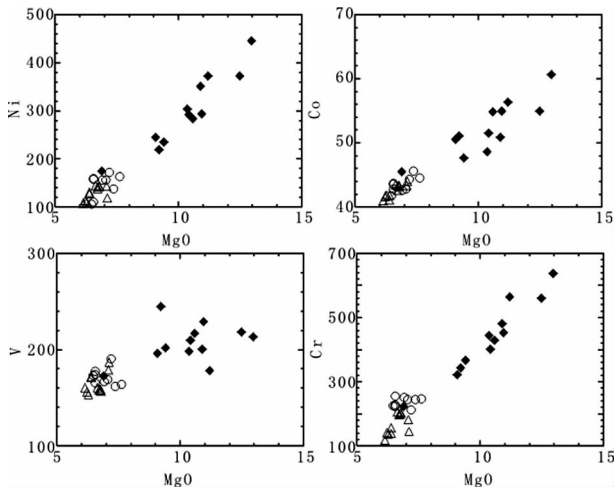


图 8 研究区火山岩 MgO-微量元素变化图

Fig. 8 Variation diagrams of MgO versus Ni, Co, V and Cr for the basalts in the studying area

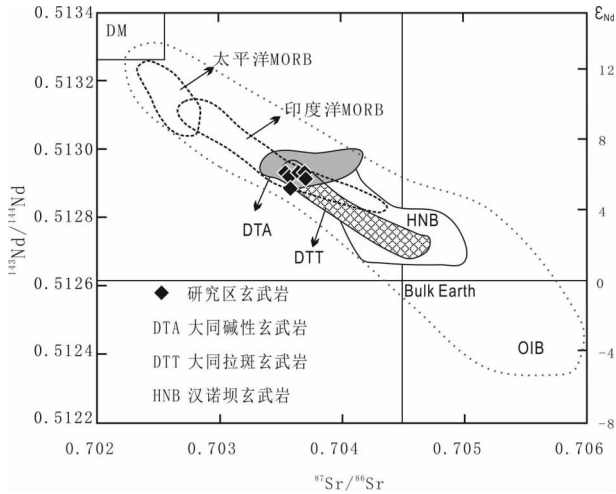


图 9 研究区第四纪火山岩 Sr-Nd 同位素分布 (区外数据引自 White *et al.* , 1987;Mahoney *et al.* , 1989;Wilson, 1989;支霞臣和冯家麟,1992; Xu *et al.* , 2005)

Fig. 9 Variation of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr versus ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd of the basalts in the study area (Data after White *et al.* , 1987; Mahoney *et al.* , 1989; Wilson,1989; Zhi and Feng,1992; Xu *et al.* , 2005)

岩,如汉诺坝玄武岩、太行山新生代玄武岩、大同玄武岩形成过程中,都没有受到明显的地壳物质混染作用的影响 (Zhou and Armstrong,1982;Peng *et al.* , 1986;Song *et al.* , 1990;Fan and Hooper,1991;Basu *et al.* , 1991;Xu *et al.* , 2005;Tang *et al.* , 2006)。研究区玄武岩中普遍携带有地幔捕虏体 (赵勇伟和樊祺诚,2011),排除了岩浆长时间滞留于地壳中的可能,说明岩浆快速通过地壳上升到地表,与地壳之间的相互作用有限。玄武岩的不相容元素的配分曲线和元素对的比值,如高的 Nb/U,具有与 OIB 相似的特征。大洋玄武岩具有

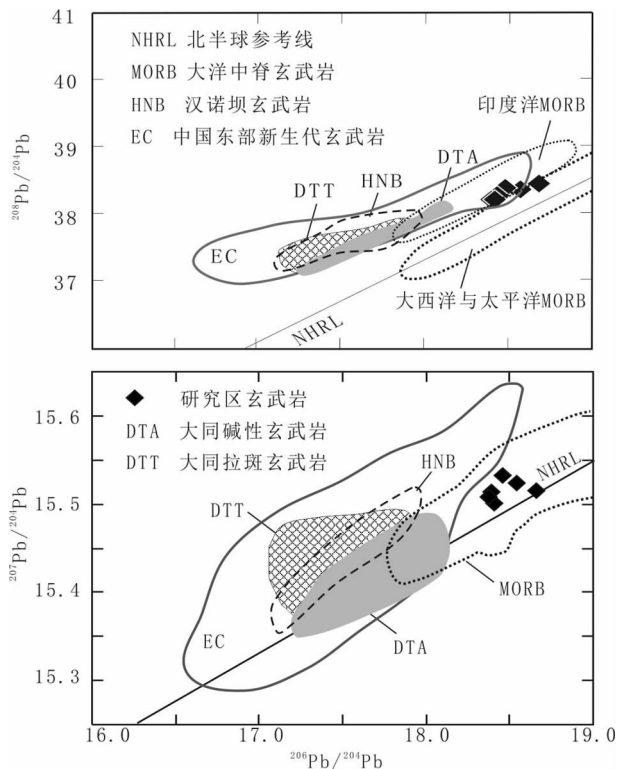


图 10 哈拉哈河-绰尔河玄武岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化图 (区外数据来源于 Peng *et al.*, 1986; White *et al.*, 1987; Mahoney *et al.*, 1989; 支霞臣和冯家麟, 1992; Barry and Kent, 1998; 马金龙, 2003)

Fig. 10 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams for the basalts in the study area (Data after Peng *et al.*, 1986; White *et al.*, 1987; Mahoney *et al.*, 1989; Zhi and Feng, 1992; Barry and Kent, 1998; Ma, 2003)

高的,而且均一的 Nb/U 比值,平均 Nb/U 是 47 ± 7 (Hofmann *et al.*, 1986; Hofmann, 1997), 大大高于大陆地壳平均值, 这些元素在结晶分异和部分熔融时彼此不发生分馏, 它们的比值反映出源区的特征 (Hofmann, 1988)。研究区的样品中 Nb/U 基本保持恒定 (43 ~ 53), 与大洋玄武岩平均值相近 (图 7), 说明大兴安岭第四纪玄武岩与大洋玄武岩有着相近的来源, 并且在岩浆到达地表之前没有受到地壳物质明显混染, 这同时也得到玄武岩的 Sr-Nd 同位素组成的支持。

5.1.2 结晶分异

研究区玄武岩的 MgO 与 Al_2O_3 、Cr、Co、Ni 明显的线性相关关系 (图 4、图 8), 表明岩浆经历了橄榄石和辉石为主的分离结晶作用, 这与火山岩中常见橄榄石、辉石斑晶等岩相学特征也是一致的。MgO 含量普遍大于 9%, Ni 含量大于 200×10^{-6} , 说明分离结晶作用并不强。因此, 研究区岩浆经历过橄榄石与单斜辉石的结晶分异, 但是结晶分异程度不强, 绝大多数火山岩的 Mg# 值 60 ~ 70 以上, 表明它们具有接近原生岩浆的特点 (Fan and Hooper, 1991), 它们的化学组成可以

用来探讨岩浆演化过程。

5.1.3 岩浆成因

研究区玄武岩中含有丰富的尖晶石相和石榴子石相地幔橄榄岩捕虏体, 石榴子石相橄榄岩的类型主要是石榴子石二辉橄榄岩 (赵勇伟和樊祺诚, 2011)。根据绰尔河新鲜的石榴子石二辉橄榄岩 P - T 平衡条件估计, 推测其形成深度约 76 km (樊祺诚等, 2008)。这与中国东部其它地方四相共存的石榴子石二辉橄榄岩类似, 区别于五相共存的尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩形成条件 (< 70 km), 证实它们是来自尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩相转变带之下深度超过 70 km 的石榴子石橄榄岩稳定区。由此可以推测研究区火山的岩浆源区具有石榴子石二辉橄榄岩的矿物组成特征。

Ce/Yb 与 Sm/Yb 的变化图可以用来区分尖晶石相橄榄岩熔融和石榴子石相橄榄岩的熔融。因为 Yb 在石榴子石中是相容的, 而 Ce、Sm 是不相容的, 当熔融程度低时 Ce/Yb 与 Sm/Yb 会产生强烈的分异。与之相反, 在尖晶石相橄榄岩熔融时 Ce/Yb 与 Sm/Yb 只产生轻微的分异。图 11 显示研究区玄武岩的岩浆源区具有石榴子石相橄榄岩特征, 而不属于尖晶石相橄榄岩, 这与地幔橄榄岩包体提供的信息相吻合。研究区玄武岩可由轻稀土富集的地幔源区经约 8% ~ 15% 的部分熔融产生。图 11 中大同碱性玄武岩可由相同的地幔源区经相似的批式熔融产生, 而拉斑玄武岩的部分熔融程度相对较高 (Xu *et al.*, 2005)。

前人发现 Zr/Y 比值在玄武质岩浆的结晶分异过程中不受影响, 较为稳定, 而在部分熔融过程中会发生明显变化, 因

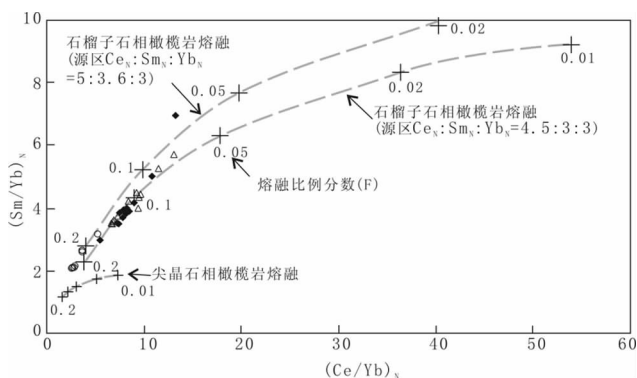
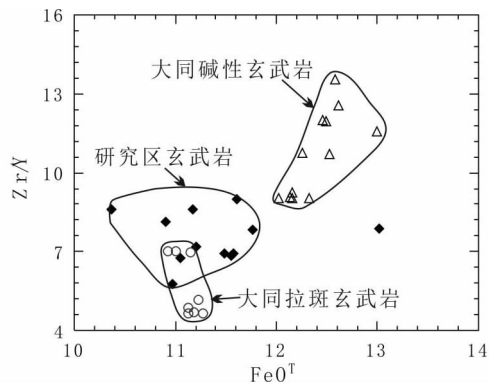


图 11 $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ -($\text{Sm}/\text{Yb})_N$ 变化图

图中加入了石榴子石相橄榄岩和尖晶石相橄榄岩批式熔融正演结果, REE 矿物/熔体分配系数引自 Johnson (1998), 源区矿物组成 ol 55%, opx 20%, cpx 15%, gt 10%, 石榴子石相熔融反应引自 Walter (1998), 尖晶石相熔融反应引自 Kinzler (1997)

Fig. 11 Variation of normalized Sm/Yb versus Ce/Yb

Also shown are batch melting curves calculated for garnet peridotite and spinel peridotite. Partition coefficients are taken from Johnson (1998). The starting materials are ol, 55%; opx, 20%; cpx, 15%; gt, 10%; Melting reaction in garnet field is from Walter (1998). Melting reaction in spinel field is from Kinzler (1997)

图 12 FeO^T -Zr/Y 变化图Fig. 12 Variation of FeO^T versus Zr/Y

此可以指示部分熔融程度。同时原生岩浆中 FeO 的含量与岩浆的源区组成和形成深度相关 (Nicholson and Latin, 1992)。因此在相同的源区产生的玄武岩中,较高的 Zr/Y 比值和 FeO 含量指示较高的形成压力或较低程度的部分熔融,或二者皆有。哈拉哈河-绰尔河玄武岩的 Zr/Y 比值总体介于大同碱性玄武岩和大同拉斑玄武岩之间,其 FeO 含量低于大同碱性玄武岩,在图 12 中投在二者之间,由此可以推测研究区岩浆源区熔融程度高于大同碱性玄武岩,熔融压力也有可能小于大同碱性玄武岩的源区熔融压力。这也与大同碱性玄武岩不相容元素富集程度相对较高事实相一致。

5.2 地幔源区

同位素地球化学研究表明, Sr-Nd 同位素可以提供可靠的地幔源区信息,对于不同端元组分的混合有明显的制约。在图 9 中,哈拉哈河-绰尔河第四纪玄武岩具有较为均一的同位素组成,显示与 MORB 相似的亏损地幔特征,说明岩浆主要来源于亏损的软流圈地幔,未受岩石圈地幔明显影响。其火山岩中携带的石榴石-二辉橄榄岩形成深度大于 70km (樊祺诚等, 2008),也支持岩浆来源于软流圈。

玄武岩的 REE 和不相容元素配分曲线与 OIB 相近, Nb/U 与 Ba/Nb 值也都近似 OIB (图 7)。这种富集轻稀土及大离子亲石元素的特征说明,源区软流圈地幔可能受到源自更深部地幔的小程度的富集轻稀土和大离子亲石元素熔体的交代 (Menzies, 1990)。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 Rb/Sr 之间缺乏相关性,暗示交代作用发生在近期。这与前人证实的中国东部新生代碱性玄武岩与软流圈地幔 (具有似 OIB 富集特征) 之间的成因关系相一致 (Song *et al.*, 1990; Basu *et al.*, 1991; Liu *et al.*, 1994; Zou *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2005; Tang *et al.*, 2006)。

哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩与大同碱性玄武岩有着极为相似的地化特征: REE 与微量元素配分曲线上具有平行相似性,不相容元素比值 (图 7) 也分布在相近范围内;而且其 Sr-Nd 同位素组成特征也具有明显的相似性。与此形成对比的是,研究区样品与大同拉斑玄武岩相比有着迥异的

地化特征:前者属于碱性系列,而后者属于亚碱性系列;前者 REE 配分曲线较缓,后者较陡,在微量元素蛛网图上也有明显差别;在 Sr-Nd 同位素方面,前者位于亏损地幔,而后者相对富集。这些巨大反差说明这两类玄武岩不是来自同一岩浆源区。研究区玄武岩和大同碱性玄武岩有着相似的岩浆源区,即软流圈地幔,但大同拉斑玄武岩可能更多来源于软流圈熔体与岩石圈地幔相互作用 (Xu *et al.*, 2005)。

另一方面,哈拉哈河-绰尔河玄武岩与大同碱性玄武岩的地幔源区之间可能也存在差异。在图 7 中研究区的 La/Nb 值普遍比大同火山岩小,可能暗示哈拉哈河-绰尔河第四纪火山岩地幔源区在不相容元素富集程度上要弱于大同碱性玄武岩的地幔源区。在 Pb 同位素投图上 (图 10),研究区样品分布范围较为集中,而大同碱性玄武岩的分布范围相对宽大。与大同碱性玄武岩相比,研究区样品处于 Pb 同位素比值相对较高端。Zou *et al.* (2003) 提出俯冲板片被俯冲进入深部地幔之前,可能已释放出流体物质,经过这种改造的地幔能够形成低 μ 源区。Tang *et al.* (2006) 认为华北克拉通内古老的俯冲事件可能造就低 μ 的岩石圈地幔源区,而软流圈-岩石圈地幔不同程度上相互作用产生太行山地区低 Pb 同位素比值的新生代玄武岩。大同火山区与上述太行山火山区相距不远,由此可合理推测大同火山岩地幔源区也可能某种程度上受此低 μ 岩石圈地幔的影响。由于岩石圈地幔极低的 Pb 同位素比值,甚至小规模地加入这些组份就会强烈地降低玄武岩的 Pb 同位素比值,却不会引起 Sr-Nd 同位素的明显改变。而与大同相比,哈拉哈河-绰尔河地区没有华北克拉通那样厚的岩石圈,其玄武岩源自上涌的软流圈地幔,可能没有受岩石圈地幔的影响,又或即使有少量岩石圈地幔的参与,也因 μ 值与软流圈相近,故未能明显降低玄武岩的 Pb 同位素比值。

5.3 岩浆成因模式

根据前人对南北重力梯度带上太行山和大同地区新生代火山岩的研究,认为都是岩石圈伸展作用下软流圈上涌造成的 (Tang *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2005)。并且前人研究中已经注意到印度-欧亚板块碰撞可能是新生代火山作用的动力学成因 (Tang *et al.*, 2006)。而本文数据显示,大兴安岭哈拉哈河-绰尔河地区火山岩具有与大同第四纪碱性玄武岩极为相似的源区与岩石成因。这可能暗示在印度-欧亚板块碰撞和太平洋板块俯冲的综合构造作用下,引发哈拉哈河-绰尔河地区岩石圈强烈伸展和软流圈上涌,由于地处大兴安岭中段的哈拉哈河-绰尔河岩石圈相对较薄,玄武质熔体沿脆弱带快速通过岩石圈喷发至地表,形成相对较为原始、不受混染的碱性玄武岩。相比,处于重力梯度带南段来自软流圈的岩浆在穿越相对厚的华北克拉通岩石圈时发生一定程度的岩浆与岩石圈相互作用,所以在汉诺坝、大同、太行山等地区出现碱性玄武岩与拉斑玄武岩共存的情况。

6 结论

通过对哈拉哈河-绰尔河地区第四纪火山岩主量、微量和 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学研究,可以得到以下结论:

(1) 火山岩为钠质系列碱性玄武岩,主要类型为碱性橄榄玄武岩。

(2) 火山岩为轻稀土相对富集型,轻重稀土的分异程度弱,表现出与 OIB 相似的特征。具有亏损地幔的 Sr-Nd-Pb 同位素组成($\varepsilon_{\text{Nb}} = 4.8 \sim 5.9$),表明岩浆源区为亏损的软流圈地幔。

(3) 岩浆由石榴子石二辉橄榄岩地幔源区经不同程度部分熔融形成,岩浆上升过程中极少受地壳混染,保持了较原始岩浆特征。

(4) 在区域伸展作用背景下软流圈地幔上涌、大兴安岭造山,引发哈拉哈河-绰尔河第四纪火山活动。

References

- Bai ZD, Tian MZ, Wu FD, Xu DB and Li TJ. 2005. Yanshan and Gaoshan: Two active volcanoes of the volcanic cluster of Arshan, Inner Mongolian. *Earthquake Research in China*, 21: 113–117 (in Chinese with English abstract)
- Basu AR, Wang JW, Huang WK, Xie GH and Tatsumoto M. 1991. Major element, REE, and Pb, Nd, and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 149–169
- Barry TL and Kent RW. 1998. Cenozoic magmatism in Mongolia and the origin of central and east Asia basalts. In: *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. American Geophysical Union, Washington DC. *Geodynamics Series*, 27: 347–364
- Fan QC and Hooper PR. 1991. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: Petrology and chemical composition. *Journal of Petrology*, 32: 765–810
- Fan QC, Chen WJ, Hurford AJ and Hunziker JG. 1992. The Major and Trace Element Chemistry of Quaternary Basalt in Datong. Beijing: Seismological Press, 93–100 (in Chinese)
- Fan QC, Sui JL, Zhao YW, Sun Q, Li N and Du XX. 2008. Preliminary study on garnet peridotite xenolith of Quaternary volcanic rocks in middle Daxing'an Mountain Range. *Acta Petrologica Sinica*, 24 (11): 2563–2568 (in Chinese with English abstract)
- Fan QC, Zhao YW, Li DM, Wu Y, Sui JL and Zheng DW. 2011. Studies on Quaternary volcanism stages of Halaha river and Chaoer river area in the Great Xing'an Range: Evidence from K-Ar dating and volcanic geology features. *Acta Petrologica Sinica*, 27 (10): 2827–2832 (in Chinese with English abstract)
- Hofmann AW, Jochum KP, Seufert M and White WM. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 33–45
- Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297–314
- Hofmann AW. 1997. Early evolution of continents. *Science*, 275: 498–499
- Johnson KTM. 1998. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet and basaltic melt at high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133: 60–68
- Kinzer RJ. 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 102: 853–874
- Liu CQ, Masuda A and Xie GH. 1994. Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: Petrogenesis and mantle source. *Chemical Geology*, 114: 19–42
- Liu JQ, Han JT and Fyfe WS. 2001. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K-Ar geochronology. *Tectonophysics*, 339: 385–401
- Le Bas M, Le Maitre RW, Strekeisen A *et al.* 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745–750
- Mahoney JJ, Natland JH, White WM, Poreda R, Bloomer SH, Flisher RL and Baxter AN. 1989. Isotopic and geochemical provinces of the western Indian Ocean spreading centers. *Journal of Geophysics Research*, 94: 4033–4052
- Ma JL. 2003. Geochemistry and geodynamic implications of the Cenozoic basalts and included mantle xenoliths from Yangyuan and Datong, western North China Craton. Master Degree Thesis. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences (in Chinese with English summary)
- Menzies MA. 1990. Effects of small volume melts. *Nature*, 343: 312–313
- Middlemost EAK. 1975. The basalt clan. *Earth Science Review*, 11: 337–364
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757–775
- Nicholson H and Latin D. 1992. Olivine tholeiites from Krafla, Iceland: Evidence for variations in the melt fraction within a plume. *Journal of Petrology*, 33: 1105–1124
- Peng ZC, Zartman RE, Futa K and Chen KG. 1986. Pb-Sr and Nd-isotopic systematics and chemical characteristic of Cenozoic basalts, Eastern China. *Chemical Geology*, 59: 3–33
- Shao JA, Zhang LQ, Mou BL and Han QJ. 2007. The Surge of the Great Xingan Range and Geochemical Background. Beijing: Geological Publishing House, 18–30, 171–251 (in Chinese)
- Song Y, Frey FA and Zhi X. 1990. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: Implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle. *Chemical Geology*, 88: 35–52
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Saunders AD and Norry MJ (eds.)*. *Magmatism in Oceanic Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313–345
- Tang YJ, Zhang HF and Ying JF. 2006. Asthenosphere-lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China Craton. *Chemical Geology*, 233: 309–327
- Tu K, Xie GH, Zhang M, Wang JW, Flower MFJ and Carlson RW. 1992. The Sr, Nd, Pb Isotopic Constitution of Cenozoic Basalt in Eastern China. In: *Liu RX (ed.)*. *The Age and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rock in China*. Beijing: Seismological Press, 330–338 (in Chinese)
- Walter MJ. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of petrology*, 39: 29–60
- Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member composition: Trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381–397
- White WM, Hofmann AW and Puchelt H. 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. *Journal of Geophysical Research*, 92: 4881–4893
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: International Thompson, 140–146
- Xu YG, Ma JL, Frey FA, Feigenson MD and Liu JF. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary

- alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. *Chemical Geology*, 224: 247–271
- Zhao YW, Fan QC, Bai ZD, Sun Q, Li N, Sui JL and Du XX. 2008. Preliminary study on Quaternary volcanoes in the Halaha River and Chaoer River area in Daxing'an Mountain range. *Acta Petrologica Sinica*, 24(11): 2569–2575 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YW and Fan QC. 2010. Yanshan and Gaoshan volcanoes in the Daxingan Mountain range: A new eruption style. *Seismology and Geology*, 1: 28–37 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YW and Fan QC. 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 (in Chinese with English abstract)
- Zhi XC and Feng JL. 1992. The Geochemistry of Basalts in Hannuoba. In: Liu RX (ed.). *The Age and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rock in China*. Beijing: Seismological Press, 114–148 (in Chinese)
- Zhou XH and Armstrong RL. 1982. Cenozoic volcanic rocks of eastern China-secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 301–329
- Zou HB, Zindler A, Xu XS and Qi Q. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171: 33–47
- Zou HB, Reid MR, Liu YS, Yao YP, Xu XS and Fan QC. 2003. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U-Th disequilibrium data. *Chemical Geology*, 200: 189–201
- 主要元素和微量元素化学. 见:刘若新主编. 中国新生代玄武岩年代学与地球化学. 北京:地震出版社, 93–100
- 樊祺诚, 隋建立, 赵勇伟, 孙谦, 李霓, 杜星星. 2008. 大兴安岭中部第四纪火山岩中石榴石橄榄岩捕虏体的初步研究. *岩石学报*, 24(11): 2563–2568
- 樊祺诚, 赵勇伟, 李大明, 武颖, 隋建立, 郑德文. 2011. 大兴安岭哈拉哈河-绰尔河第四纪火山分期: K-Ar 年代学与火山地质特征. *岩石学报*, 27(10): 2827–2832
- 马金龙. 2003. 华北克拉通西部河北阳原和山西大同新生代玄武岩及幔源包体的地球学特征及其深部动力学意义. 硕士学位论文. 广州:中国科学院广州地球化学研究所
- 邵济安, 张履桥, 牟保磊, 韩庆军. 2007. 大兴安岭的隆起与地球动力学背景. 北京:地质出版社, 18–30, 171–251
- 涂勘, 解广轰, 张明, 王俊文, Flower MFJ, Carlson RW. 1992. 中国东部新生代玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素组成——次大陆岩石圈的同位素证据. 见:刘若新主编. 中国新生代玄武岩年代学与地球化学. 北京:地震出版社, 330–338
- 赵勇伟, 樊祺诚, 白志达, 孙谦, 李霓, 隋建立, 杜星星. 2008. 大兴安岭哈拉哈河-绰尔河地区第四纪火山活动初步研究. *岩石学报*, 24(11): 2569–2575
- 赵勇伟, 樊祺诚. 2010. 大兴安岭焰山、高山火山——一种新的火山喷发型式. *地震地质*, 1: 28–37
- 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
- 支霞臣, 冯家麟. 1992. 汉诺坝玄武岩的地球化学. 见:刘若新主编. 中国新生代玄武岩年代学与地球化学. 北京:地震出版社, 114–148

附中文参考文献

- 白志达, 田明中, 武法东, 徐德兵, 李团结. 2005. 焰山、高山-内蒙古阿尔山火山群中的两座活火山. *中国地震*, 21: 113–117
- 樊祺诚, 陈文寄, Hurford AJ, Hunziker JG. 1992. 大同第四纪玄武岩