文章编号:0258-7106 (2014) 01-0104-19

安徽金寨响洪甸碱性侵入岩年代学、岩石地球化学及其意义*

周伟伟[1],蔡剑辉[2]**,阎国翰[3],王亚莹[2],闫星光[4],闫志娇[1]

(1 中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083;2 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用和资源评价重点实验室,北京 100037;3 北京大学地球科学与空间科学学院,北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室,北京 100871;4. 中国地质大学科学研究院,北京 100083)

摘 要 金寨响洪甸碱性侵入岩体分布在大别造山带东北缘的北淮阳地区,侵位于上元古界青白口系佛子岭群中。主要岩石类型为碱性长石及少量黑云母、普通辉石、绿钙闪石;碱性正长岩包含钾长石、角闪石、辉石和少量黑云母;霞石正长岩主要由碱性长石、霞石及少量绿钙闪石、普通辉石、次透辉石等矿物组成。化学成分上均具有偏铝质、富碱、高钾、贫钛的特点。富集大离子亲石元素 K、Rb、U、Nd 和轻稀土元素 La、Ce、Pr、Nd、Sm,亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Ti,轻、重稀土元素比值及 La/Nb、Ba/Nb 值较高,呈弱的负铕异常。根据高精度同位素年代学测试结果,响洪甸碱性侵入岩成岩期次分为 2 期:早期霞石正长岩,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为(135.1±0.7) Ma;晚期正长岩,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(125.0±1) Ma 和碱性正长岩,颗粒锆石 U-Pb 年龄为 122.3 Ma。主体岩石似斑状正长岩的 Hf 同位素分析结果表明,其初始 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为0.282 243～0.282 404,$\varepsilon_{Hf}(t)$ 为 -10.376～-16.602,结合该岩体的 Sr-Nd 同位素地球化学特征,推测响洪甸碱性侵入岩是富集地幔部分熔融的产物,其源区可能有部分陆壳物质的参与。其形成的构造背景为后碰撞的伸展环境。

关键词 地质学;响洪甸碱性侵入岩;正长岩;霞石正长岩;碱性正长岩;SHRIMP 锆石 U-Pb 测年

中图分类号:P597;P588.15 **文献标志码**:A

Geochronology and petrogeochemistry of Xianghongdian alkaline intrusion in Jinzhai County of Anhui Province and its significance

ZHOU WeiWei[1], CAI JianHui[2], YAN GuoHan[3], WANG YaYing[2], YAN XingGuang[4] and YAN ZhiJiao[1]

(1 Department of Geoscience and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 4 Institute of Earth Science, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

Lying in Beihuaiyang area on the northeastern margin of the Dabie orogenic belt, the Xianghongdian alkaline intrusion in Jinzhai County of Anhui Province was emplaced in Upper Proterozoic strata of Foziling Group of Qingbaikou System. The complex mainly includes syenite, alkaline syenite and nepheline syenite, with the syenite (mainly porphyroid syenite) being the largest among them. Their mineral compositions are successively

* 本文得到国家自然科学基金项目(41073047)和(40773041)资助

第一作者简介 周伟伟,女,1987 生,硕士研究生,地质工程专业。Email:zhouweiwei0809@126.com

** 通讯作者 蔡剑辉,女,1966 年生,研究员,博士,主要从事岩石学、矿物学研究,Email:caijh_cags@163.com

收稿日期 2013-09-15;改回日期 2013-12-10。张绮玲编辑。

http://www.kcdz.ac.cn

as follows: alkali feldspar-biotite-augite-hastingsite, potassium feldspar-hornblende-pyroxene- biotite and alkali feldspar-nepheline-hastingsite-augite-diopside. Chemically they are characterized by meta-aluminum nature and enrichment of alkaline, high K and low Ti. These alkaline rocks are also enriched in LILE elements (K, Rb, U, Nd) and LREE elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm), depletion of HFSE elements (Nb, Ta, P, Ti), with high La/Nb, Ba/Nb ratios and slightly negative Eu anomalies. According to the isotope chronological data, the rock-forming process can be divided into two phases. The formation periods of the early nepheline syenite and the late syenite-alkaline syenite are about 135.1 Ma and 122.3 Ma～ 125.0 Ma respectively. Hf isotopic analysis data of the porphyroid syenite show initial $^{176}Hf/^{177}Hf$ ratios (0.282 243～0.282 404) and low $\varepsilon_{Hf}(t)$ (－10.376～－16.602). Based on their petrogeochemistry and Hf, Sr-Nd isotopic geochemistry, it is suggested that Xianghongdian alkaline intrusion was produced by partial melting of the enrichment mantle with the addition of some crustal materials in the magma source region, and was formed in an extensional tectonic setting, mainly in the post-collision period.

Key words: geology, Xianghongdian alkaline intrusion, syenite, nepheline syenite, alkaline syenite, SHRIMP zircon U-Pb dating

碱性岩的地球化学特征是富钾、钠及稀土元素，其矿物组成通常以含有似长石或碱性铁镁矿物(如霞石、霓石、碱性闪石等)为特征。碱性岩具有深源性及显著的幔源特征(涂光炽，1989；Eby，1990；赵振华，1994；Vorlkert et al.，2000)，其中过碱碱性岩多具富集幔源特征(Fitton et al.，1987)。它多形成于拉张的构造环境(如碰撞后、裂谷或非造山)，在空间上常与火山岩一起构成线性延伸带。碱性岩的深源浅成属性及其产出构造环境的特殊性使其成为探索地球深部物质组成特征及演化过程、地球动力学、构造和物理化学环境的重要岩石(任康绪，2003)。

大别造山带东北缘属于华北陆块与扬子陆块的交接地带。沿金寨-霍山-舒城一带，晚中生代火山岩和碱性侵入岩体呈 NWW 向大量出露。其分布方向与大别造山带的构造线一致，并严格受深大断裂带的控制。前人对区内的火山岩研究较多(Qiu et al.，1996；高大旗，1992；杜建国等，1999；马昌前等，1999；谢芳贵等，2000；邱检生等，2002)，而对该区碱性侵入岩的研究相对薄弱。自上个世纪 90 年代开始，作为区内最大的典型碱性岩体(含霞石)，响洪甸碱性侵入岩体受到广大地质学者的重视（周泰禧等，1995；Yang et al.，1999)，前人着重对其岩浆源区性质及侵位年龄进行了研究。但是，由于响洪甸碱性侵入岩的岩石类型复杂、采样的局限性等原因导致系统性的研究工作一直未开展。在年代学研究方面，早期的测年方法多采用全岩 Rb-Sr 等时线法、角闪石 Ar-Ar 法、钾长石 Ar-Ar 法等，受样品的代表性和测试方法所限，其结果仍存在较大的不确定性。近年来，虽然已获得其中霞石正长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄(135.1 Ma，黄皓，2012)和碱性正长岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄(122.3 Ma，Yang et al.，1999)，但仍然缺少主体岩石正长岩的高精度年代学数据。高精度的年代学研究是划分岩浆活动期次及探讨岩石成因的重要前提。本文在系统研究该碱性侵入岩体野外产状、全岩地球化学特征的基础上，采用高精度的 SHRIMP 锆石 U-Pb 法测年，开展锆石 Hf 同位素测试，并结合前人的研究成果，详细划分了响洪甸碱性侵入岩体的成岩期次，探讨了其源区特征和形成的构造背景等岩石成因问题，这对于进一步揭示大别造山带北缘晚中生代碱性岩浆活动的特点及其深部过程、认识大别苏鲁造山带的构造演化特征具有重要的意义。

1　区域地质背景及岩体地质特征

1.1　区域地质背景

金寨响洪甸碱性侵入岩体位于大别造山带东北缘的北淮阳地区(图 1)。区内下部地层主要为震旦系—上古生界的佛子岭群和梅山群，上部地层主要为侏罗纪—早白垩世的陆相火山-沉积建造，两者呈不整合接触。佛子岭群主要为一套中深变质岩系，岩石组合为长石石英岩、板岩、石英片岩、千枚岩、含石英白云质大理岩(陈跃志等，1995)。梅山群主要为一套含煤浅变质岩系，岩石组合为砂质页岩和粉砂岩，是浅海相或滨海相向陆相过渡的含煤建造。侏罗纪—早白垩世的火山-沉积建造以凝灰

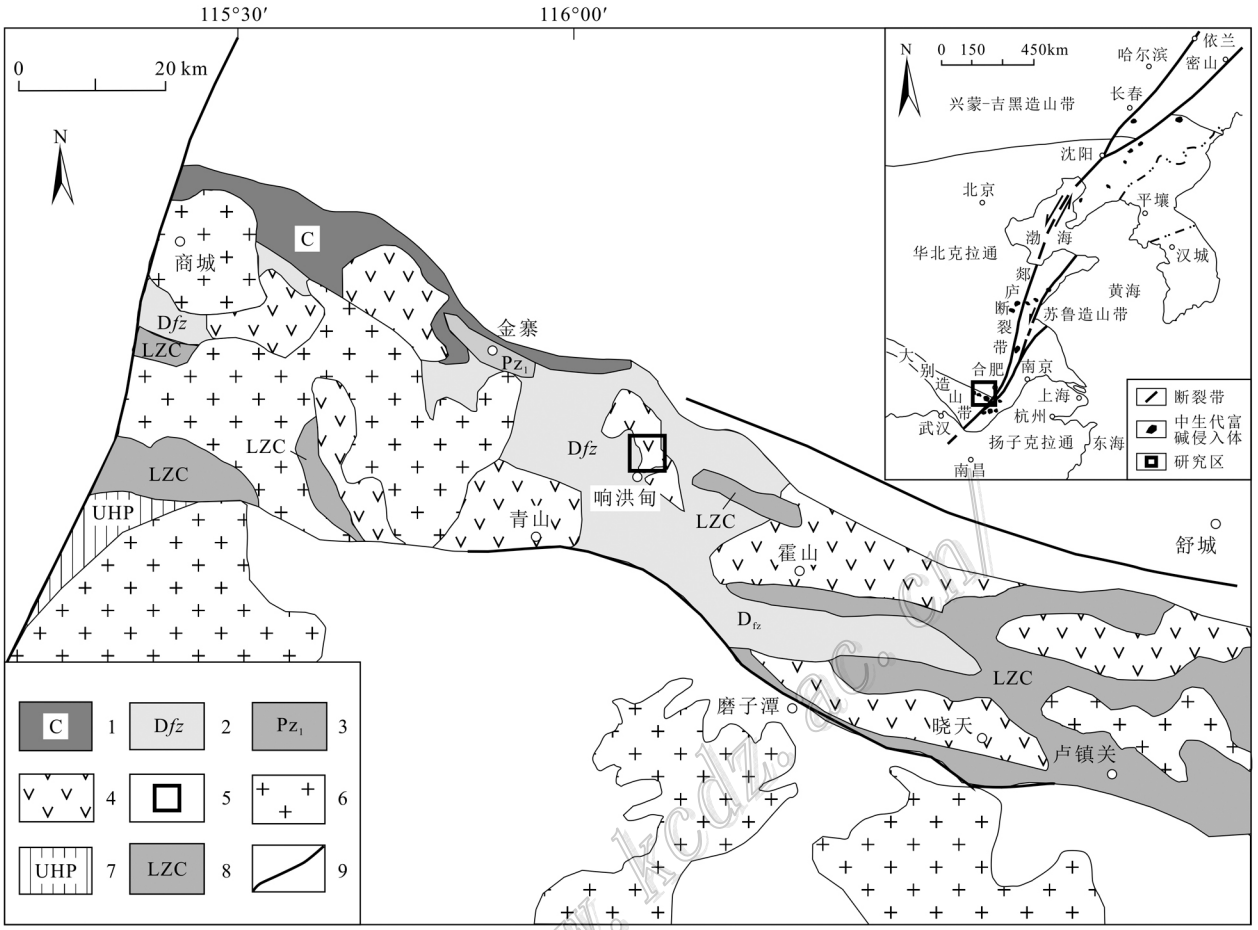

图 1 大别造山带东北缘区域地质图(据江来利等,2005;阎国翰等,2008)

1—石炭系;2—佛子岭群;3—梅山群;4—中生代火山岩;5—研究区;6—早白垩世花岗岩;7—超高压变质岩;8—卢镇关杂岩;9—断裂

Fig. 1 Geological sketch map of the northeast margin of Dabie orogenic belt (after Jiang et al., 2005; Yan et al., 2008)

1—Carboniferous; 2—Foziling Group; 3—Meishan Group; 4—Mesozoic volcanic rocks; 5—Study area; 6—Early Cretaceous granites; 7—UHP metamorphic rocks; 8—Luguanzhen complex; 9—Fault

http://www.kcdz.ac.cn

岩、火山碎屑岩为主。区内构造主要为北部的金寨-舒城断裂、南部的晓天-磨子潭断裂以及西部的郯庐断裂带。区内燕山期岩浆岩活动频繁,岩石种类众多,以中酸性岩为主。其中,火山岩岩石组合主要为安粗岩、粗面岩和安山岩,侵入岩岩石组合主要为石英闪长岩、霞石正长岩、正长岩、二长岩和花岗岩。

1.2 岩体地质特征

响洪甸碱性侵入岩体属于响洪甸碱性杂岩体的一部分。响洪甸碱性杂岩体出露面积约 48 km^2,呈 NNW 向展布于大别造山带的东北缘及郯庐断裂带西侧(图 1)。杂岩体包括碱性火山岩与碱性侵入岩,侵位于上元古界青白口系佛子岭群的片岩中(图 2)。

响洪甸碱性侵入岩位于杂岩体的中部,出露面积约 15 km^2,主要岩石组合为正长岩、碱性正长岩及霞石正长岩。正长岩(ξ_2)为碱性侵入岩体的主体岩石类型(图 3a),与西部响洪甸组碱性火山岩呈不整合接触。正长岩体又可分为中心相的粗粒正长岩(ξ_1)、中间相的似斑状正长岩(ξ_2)及边缘相的细粒正长岩(ξ_3)(图 3b)。其中,中间相的似斑状正长岩出露面积最大,边缘相的细粒正长岩分布面积较小,可在岩体西侧似斑状正长岩和响洪甸组碱性火山岩夹层中见到(Yang et al.,1999)。碱性正长岩与霞石正长岩相伴生分布于正长岩体的周围,出露面积约 1.32 km^2,其中霞石正长岩多呈豆荚状、不规则状、透镜状、似层状(图 3c)分布于碱性正长岩中,长度从几米到几百米。此外,碱性正长岩与霞石正长岩中常见暗色包体。

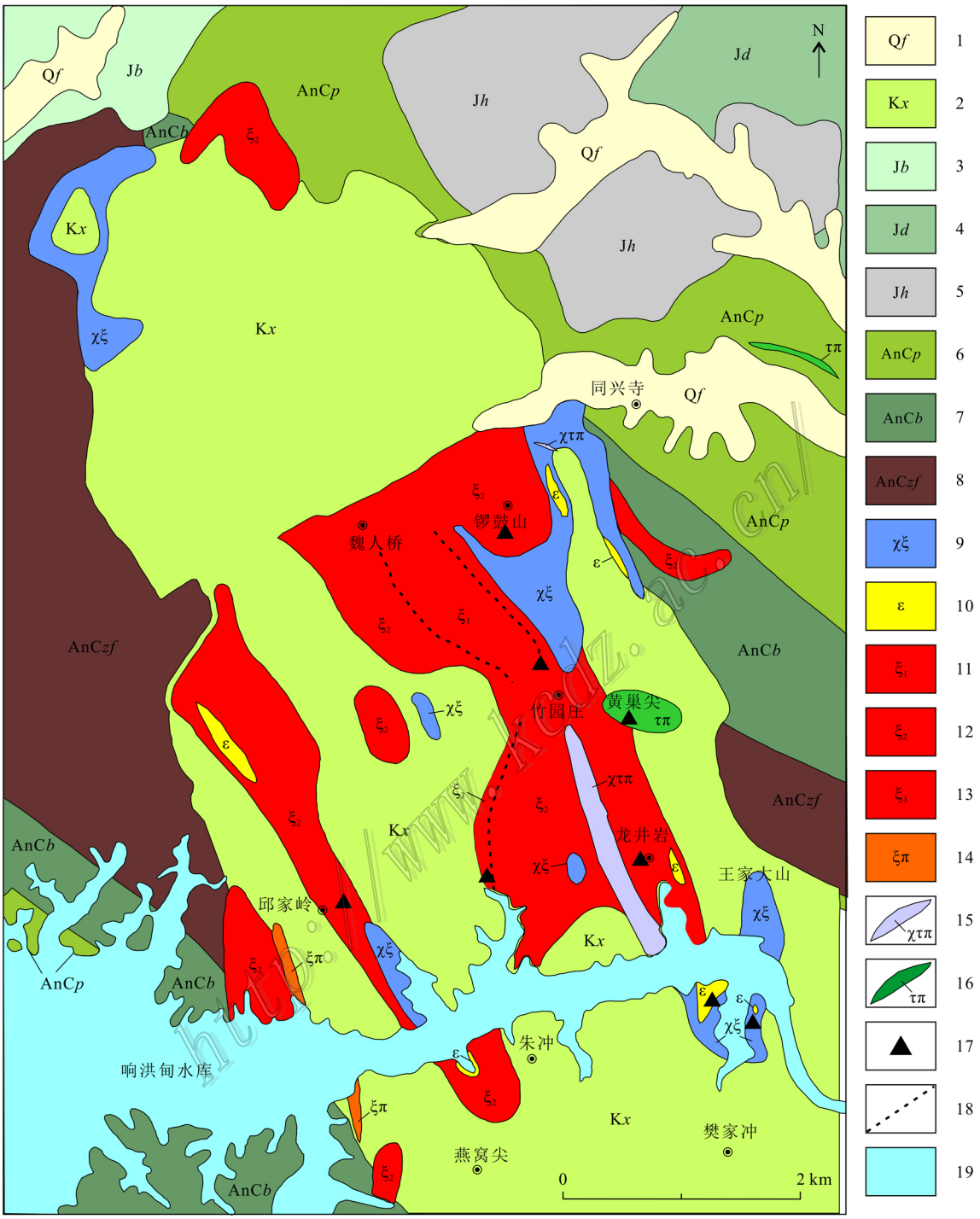

图 2　响洪甸碱性侵入体地质图(据安徽省地质矿产局区域地质调查队，1991；Yang et al.，1999 修改)

1—第四纪；2—响洪甸组火山岩；3—白云庵组凝灰岩；4—段集组砾岩夹砂岩；5—黄石滩组凝灰岩；6—潘家岭岩组石英片岩；7—八道尖岩组石英片岩；8—诸佛庵岩组石英片岩；9—碱性正长岩；10—霞石正长岩；11—粗粒正长岩；12—似斑状正长岩；13—细粒正长岩；14—正长斑岩；15—碱性粗面斑岩；16—粗面岩；17—采样位置；18—岩相分界线；19—响洪甸水库

Fig. 2　Geological sketch map of the Xianghongdian alkaline intrusion (after 1:50 000 Geological Map of Xianghongdian Sheet; modified after Yang et al., 1999)

1—Quaternary; 2—Volcanic rocks of Xianghongdian Formation; 3—Tuff in Baiyun'an Formation; 4—Conglomerate intercalated with sandstone in Duanji Formation; 5—Tuff in Huangshitan Formation; 6—Quartz schist in Panjialing Formation; 7—Quartz schist in Badaojian Formation; 8—Quartz schist in Zhufo'an Formation; 9—Alkaline syenite; 10—Nepheline syenite; 11—Coarse-grained syenite; 12—Porphyroid syenite; 13—Fine-grained syenite; 14—Syenite porphyry; 15—Alkaline trachyte porphyry; 16—Trachyte; 17—Sampling position; 18—Facies line; 19—Xianghongdian reservoir

2 岩石矿物学特征

2.1 岩石学特征

根据岩石中矿物粒度和结构可将响洪甸正长岩分为粗粒正长岩(图 3d)、细粒正长岩(图 3f)和似斑状正长岩(图 3e),以似斑状正长岩为主。似斑状正长岩呈肉红色,似斑状结构,块状构造,主要矿物为钾长石(80%~85%,为微斜长石和微斜条纹长石)、镁绿钙闪石(8%~10%),另外含有少量黑云母(3%±)、霓辉石(1%±);副矿物主要包括锆石、磁铁矿及部分榍石、磷灰石、独居石。钾长石呈自形-半自形板状,卡氏双晶发育。斜长石呈自形板状,聚片双晶发育(见图 3j)。镁绿钙闪石,绿褐色,多色性明显,具简单的聚片双晶(见图 3l)。

碱性正长岩(图 3h)为中粒半自形粒状结构,块状构造,主要矿物为钾长石(70%~75%,为微斜长石和微斜条纹长石),角闪石约 10%~15%,辉石约 8%~10%,少量黑云母(3%),副矿物主要为磁铁矿、榍石和锆石。多发生绢云母化。

霞石正长岩(图 3g)呈灰白或肉红色,中粒-粗粒半自形粒状结构,致密块状构造,有时呈似片麻状构造,主要矿物为钾长石(70%~75%,为正长石、微斜长石),霞石约 10%~15%,绿钙闪石约 8%~10%,含少量黑云母(3%±)、红钠闪石(2%±)等,副矿物主要为磁铁矿、榍石和锆石。钾长石呈自形-半自形板状,卡氏双晶发育。霞石,干涉色一级灰白,呈他形不规则粒状,具一组不完全解理(见图 3k),常呈他形粒状分布在其他矿物颗粒中。正长石,霞石正长岩多发生弱蚀变作用,经历了沸石化、钠长石化、萤石化、碳酸盐化和绿帘石化。绿钙闪石呈暗绿色,斜消光,干涉色为二级蓝,偶见环带结构。红钠闪石呈黄褐色,正高凸起,干涉色常被颜色所掩盖。

2.2 矿物化学特征

该区碱性岩的主要造岩矿物有碱性长石、霞石、辉石、角闪石及少量黑云母等。对一些代表性样品中的主要造岩矿物进行了电子探针成分分析。测试使用中国地质大学(北京)科学研究院电子探针室日本岛津公司产 EPMA-1600 型电子探针仪。电子探针测试条件:加速电压 15 kV,束流 1×10^{-7}A,束斑直径 1 μm。标准样品为 Si、Al、Na(钠长石)、Ti(金红石)、Fe(铁铝榴石)、Mn(蔷薇辉石)、Ca(方解石)、K(透长石),标准样品为美国 SPI 公司研制的电子探针标准物质。

碱性长石是碱性岩中最主要的组成矿物。根据本区似斑状正长岩和霞石正长岩中长石类矿物的电子探针分析结果(表 1),碱性长石包括钾长石(主要是正长石、微斜长石和条纹长石)和钠长石 2 类。其中似斑状正长岩中钾长石的端员组分 w(Or)为 89.23%和 89.28%;w(Ab)为 10.02%和 10.63%;w(An)为 0.09%和 0.57%。钠长石端员 w(Or)为 2.36%和 2.54%,w(Ab)为 92.52%和 92.92%;w(An)为 4.72%和 4.94%。而霞石正长岩中钾长石端员组分 w(Or)占 94.94%和 94.69%;w(Ab)为 4.63%和 5.03%;w(An)为 0.28%和 0.44%。钠长石的端员组分 w(Or)为 0.10%和 0.34%;w(Ab)为 98.6%和 99.81%;w(An)为 0.09%和 1.05%。可见,霞石正长岩中的钾长石较似斑状正长岩中的更富钾;霞石正长岩中的钠长石纯度很高,Ab 端员分子的质量分数达 99.21%,与似斑状正长岩中的钠长石相比,其钠的富集程度更高。

角闪石的电子探针分析结果见表 2,依据 Leake 等(1997)的分类标准:$(Ca+Na)_B\geqslant1.34$,$Na_B<0.67$,$(Na+K)_A\geqslant0.50$,$Si<6.25$,$Ti<0.50$,当 $Mg/(Mg+Fe^{2+})<0.5$ 为绿钙闪石,$0.5<Mg/(Mg+Fe^{2+})<0.7$ 为含镁绿钙闪石,$0.7<Mg/(Mg+Fe^{2+})$为镁绿钙闪石。本区霞石正长岩中角闪石主要为绿钙闪石;似斑状正长岩中角闪石主要为绿钙闪石、含镁绿钙闪石。与王濮等(1987)关于绿钙闪石主要产于富钠碱性岩的结论相一致。

辉石在本区碱性岩中含量较少,据显微镜下光学性质判断,本区辉石属于单斜辉石亚族,其电子探针分析结果见表 3。根据单斜辉石中 Ca-Mg-Fe 组合的分类与命名方法(常丽华等,2006)得知,其种属主要为普通辉石和次透辉石。霞石正长岩与似斑状正长岩中辉石的成分相近,$w(SiO_2)$为 48.97%~49.24%,平均 49.12%;w(CaO)为 21.56%~21.67%,平均 21.62%;$w(TiO_2)$为 0.92%~1.04%,平均 0.98%,表现出富硅、富钙、贫钛的特点,这与邱检生等(2002)报道的同区域典型富钾火山岩中单斜辉石的成分相似。

霞石是霞石正长岩中的特征矿物。响洪甸碱性岩中霞石的电子探针成分分析结果显示(表 4),$w(Al_2O_3)$为31.13%~31.50%,平均31.33%;

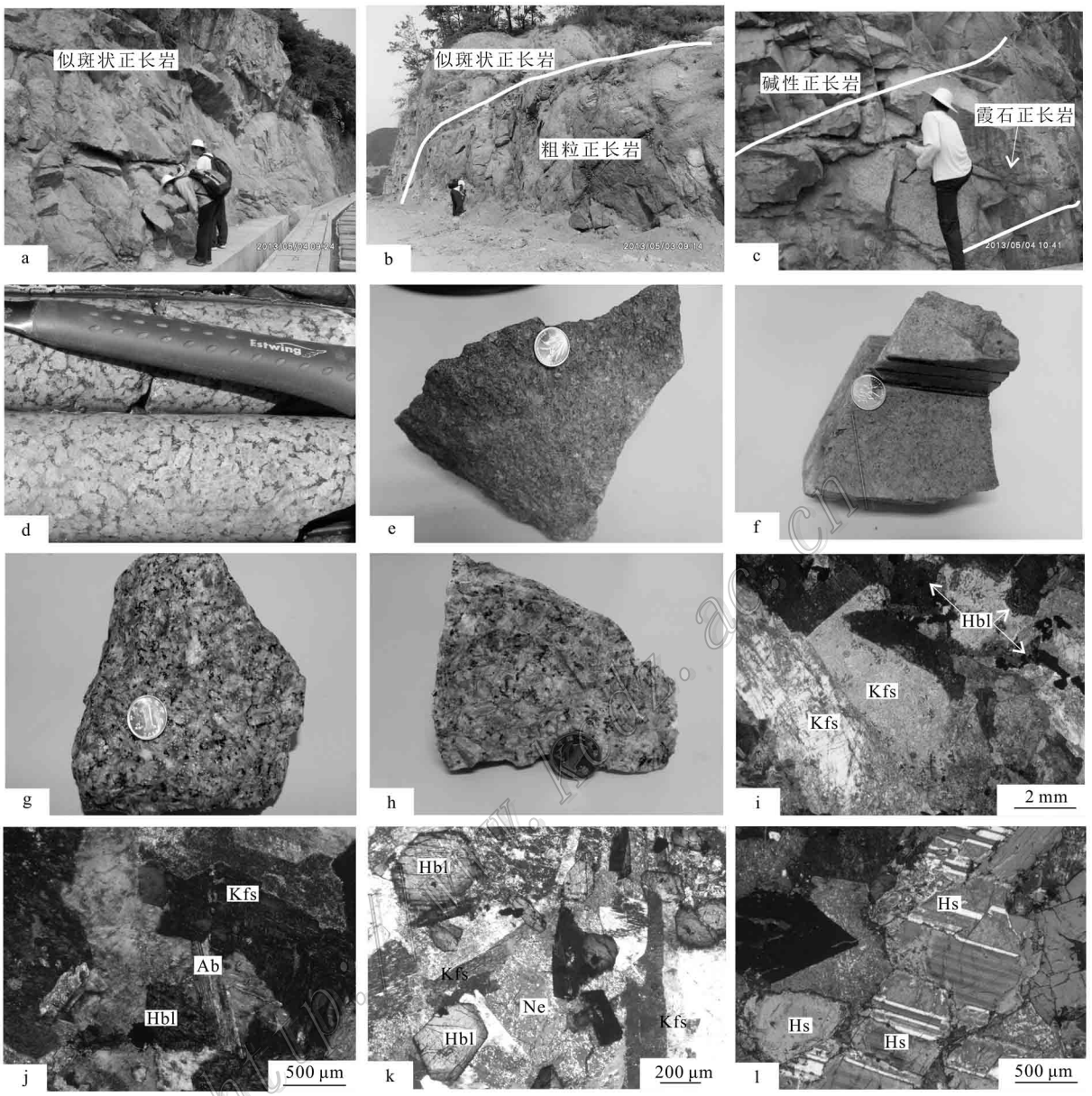

图 3　响洪甸富碱侵入体岩石手标本照片及镜下特征

a. 似斑状正长岩体露头；b. 似斑状正长岩体的中心相与中间相接触关系；c. 霞石正长岩呈似层状分布在碱性正长岩中；d. 粗粒正长岩；e. 似斑状正长岩；f. 细粒正长岩；g. 霞石正长岩；h. 碱性正长岩；i. 粗粒正长岩中的钾长石、角闪石；j. 似斑状正长岩中钾长石的条纹结构及钠长石的聚片双晶；k. 霞石正长岩中霞石的不连续解理，角闪石的切面六边形；l. 绿钙闪石的聚片双晶

Hbl—角闪石；Ne—霞石；Kfs—钾长石；Ab—钠长石；Hs—绿钙闪石

Fig. 3　Hand specimen photos and microscopic characteristics of Xianghongdian alkaline intrusion

a. Porphyroid syenite outcrops; b. Central facies in porphyroid syenite, coarse-grained syenite; c. Nepheline syenite in layered distribution in alkaline syenite; d. Coarse-grained syenite; e. Porphyroid syenite; f. Fine-grained syenite; g. Nepheline syenite; h. Alkaline syenite; i. K-feldspar and hornblende in coarse-grained syenite; j. Stripe structure of potash feldspar and polysynthetic twin of sodium feldspar in porphyroid syenite; k. Discontinuous cleavage of nepheline in syenite nepheline, hornblende hexagon section; l. Polysynthetic twins in hastingsite

Hbl—Hornblende; Ne—Nepheline; Kfs—K-feldspar; Ab—Albite; Hs—Hastingsite

表 1 响洪甸碱性侵入岩碱性长石的电子探针成分分析结果 $w(B)/\%$

Table 1 Electron microprobe analyses of alkaline feldspars from Xianghongdian alkaline intrusion

组分	钠长石				钾长石			
	霞石正长岩		似斑状正长岩		霞石正长岩		似斑状正长岩	
	XHD-4-2-2	XHD-4-3-3	XHD-1-1-2	XHD-1-1-1	XHD-4-2-1	XHD-4-3-3	XHD-1-2	XHD-1-3
SiO_2	68.20	67.40	66.18	66.45	65.40	63.00	64.44	64.57
TiO_2	0.00	0.00	0.03	0.01	0.14	0.19	0.00	0.03
Al_2O_3	19.28	18.61	19.53	19.62	18.24	17.6	17.60	17.69
FeO^T	0.16	0.37	0.22	0.14	0.05	0.76	0.10	0.11
MnO	0.14	0.10	0.00	0.07	0.05	0.08	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03
CaO	0.22	0.02	1.11	1.07	0.08	0.06	0.12	0.02
K_2O	0.06	0.02	0.48	0.45	14.66	16.88	15.82	16.08
Na_2O	11.37	12.52	11.50	11.64	0.47	0.59	1.19	1.26
总和	99.43	99.04	99.06	99.45	99.09	99.19	99.32	99.79
An	1.05	0.09	4.94	4.72	0.44	0.28	0.57	0.09
Ab	98.60	99.81	92.52	92.92	4.63	5.03	10.02	10.63
Or	0.34	0.10	2.54	2.36	94.94	94.69	89.23	89.28

表 2 响洪甸碱性侵入岩中角闪石的电子探针成分分析结果

Table 2 Electron microprobe analyses of amphiboles from Xianghongdian alkaline intrusion

组分	绿钙闪石			含镁绿钙闪石		
	霞石正长岩	霞石正长岩	似斑状正长岩	似斑状正长岩	似斑状正长岩	似斑状正长岩
	XHD-4-2-1	XHD-4-2-2	XHD-4-2-3	XHD-4-2-4	XHD-4-2-5	XHD-4-2-6
	$w(B)/\%$					
SiO_2	37.79	38.61	39.22	39.42	39.49	38.8
TiO_2	2.20	2.34	2.12	3.49	3.65	2.93
Al_2O_3	10.97	10.12	9.90	11.55	11.39	11.69
FeO^T	24.16	23.90	23.75	16.41	15.08	18.37
MnO	1.56	1.66	1.58	0.97	0.71	1.00
MgO	5.30	6.23	6.21	10.62	11.52	9.28
CaO	9.99	9.84	9.75	10.93	10.86	10.74
K_2O	1.76	1.82	1.82	2.07	2.05	1.96
Na_2O	3.30	3.37	3.38	2.69	2.72	2.86
总和	97.03	97.89	97.73	98.15	97.47	97.63
SiT^*	6.09	6.15	6.24	6.02	6.03	6.02
Al_T	1.91	1.85	1.76	1.98	1.97	1.98
Al_C	0.17	0.06	0.10	0.10	0.08	0.16
Fe_C^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti_C	0.27	0.28	0.25	0.40	0.42	0.34
Mg_C	1.27	1.48	1.47	2.42	2.62	2.15
Fe_C^{2+}	3.26	3.18	3.16	2.08	1.87	2.35
Mn_C	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe_B^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.03
Mn_B	0.18	0.22	0.20	0.13	0.09	0.13
Ca_B	1.72	1.68	1.66	1.79	1.78	1.79
Na_B	0.09	0.09	0.13	0.06	0.08	0.05
Ca_A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_A	0.94	0.95	0.91	0.73	0.73	0.81
K_A	0.36	0.37	0.37	0.40	0.40	0.39

http://www.kcdz.ac.cn/

表 3　响洪甸碱性侵入岩中辉石的电子探针成分分析结果

Table 3　Electron microprobe analyses of pyroxenes from Xianghongdian alkaline intrusion

样号	岩性	w(B)/%										端员成分/%		
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^T	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	总和	Wo	En	Fs
XHD-4-2-1	霞石正长岩	49.24	0.92	3.25	10.81	0.56	11.82	21.67	0.00	0.92	99.19	46.22	35.07	18.71
XHD-4-2-2	霞石正长岩	49.16	0.98	3.16	10.6	0.64	11.98	21.56	0.00	0.88	98.96	45.96	35.54	18.50
XHD-4-2-3	似斑状正长岩	48.97	1.04	3.54	9.78	0.64	12.83	21.62	0.00	0.76	99.18	45.51	37.58	16.92

表 4　响洪甸霞石正长岩中霞石的电子探针成分分析结果

Table 4　Electron microprobe analyses of nephelines from Xianghongdian nepheline syenite

样号	w(B)/%									
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^T	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	总和
XHD-4-2-1	44.20	0.00	31.13	0.06	0.08	0.00	0.86	3.66	19.07	99.06
XHD-4-2-2	44.57	0.01	31.35	0.09	0.00	0.01	0.23	3.85	19.40	99.51
XHD-4-2-3	43.46	0.00	31.50	0.00	0.00	0.00	0.30	4.21	18.98	98.45

$w(Na_2O)$为 18.98%～19.40%，平均 19.15%。按照霞石的标准化学式 $KNa_3[AlSiO_4]_4$ 中 O=16 为基础计算阳离子数，3 件样品 Si/Al 比值均值为 1.19，其中硅和铝原子总数接近 8，与东秦岭双山岩体角闪云霞正长岩中的霞石成分（张正伟等，2002）较相似。

3　地球化学特征

3.1　样品分析方法

（1）岩石主、微量元素分析方法

岩石样品经破碎后用玛瑙钵研磨至 200 目。主量元素和微量元素测试在北京大学造山带与地壳演化重点实验室的荧光光谱仪 ARLADNANT XP 上完成，仪器测试精度：主量元素<0.5%；微量元素检出限 0.1×10^{-6}。采用溶片法制样以用于主量元素分析，具体操作方法是：准确称取 3 g 四硼酸锂、1 g 偏硼酸锂和 0.4 g 样品，在铂金坩埚里加热至 1150℃充分融化，摇匀后冷却。采用压片法制样以用于微量元素分析，取适量的样品粉末，以硼酸为衬底在铝皿中加高压成片。稀土元素的测试在北京大学造山带与地壳演化重点实验室的 VGAxiom ICP-MS 系统上完成，采用酸熔法制样。

（2）SHRIMP 锆石 U-Pb 分析方法

本次用于测年的岩石样品（11-3-1）为似斑状正长岩，样品采自响洪甸水库北岸的龙井岩村西，地理坐标 N 31°34′16.5″，E 116°08′11.6″。碎样、锆石样品分选全部在河北廊坊区调队实验室完成。然后在北京离子探针中心将获得的锆石颗粒与标样（TEM）一起粘在玻璃板上，用环氧树胶浇铸，制成薄片、抛光，制成样靶。制靶的详细流程见宋彪等（2002）。上机测试前在北京离子探针中心和中国地质科学院地质所电镜分析室分别进行锆石的透射光、反射光及阴极发光（CL）显微照相。以此为据，选择晶形完好、无或少裂隙及包裹体、具有明显振荡环带结构的锆石颗粒或视域进行 SHRIMP 分析。锆石 U-Th-Pb 分析是在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心的网络虚拟实验室，通过 SHRIMP 远程共享控制系统（SHRIMP Remote Operation System，SROS）远程控制位于澳大利亚 Curtin 理工大学（Curtin University of Techonology）的 SHRIMP Ⅱ仪器而完成的。分析流程和标样校正详见 Williams（1998）。主要是在测试样品前先用标准锆石 M257 标定样品的 U、Th 和 Pb 质量分数。测试过程中每测定 3 个样品点，分析 1 次标准锆石 TEM（417 Ma）以校正元素间的分馏和年龄。测点直径约 25 μm，测前先剥蚀 150 s。每个样品点测定统计量为 5 次 ^{204}Pb 扫描，每个样品测定 11～15 个点。普通铅根据实测的 Pb 校正。数据处理采用 Ludwig SQUID.O206 238 及 ISOPLT 程序（Ludwig，2003）。采用年龄为 Pb/U 年龄，其加权平均值具 95%的置信度。

（3）LA-MC-ICP MS 锆石 Hf 同位素分析方法

在进行锆石 U-Pb 年龄测定后，采用同一样品进行原位 LA-MC-ICP MS Lu-Hf 同位素分析，测试在中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评

http://www.kcdz.ac.cn/

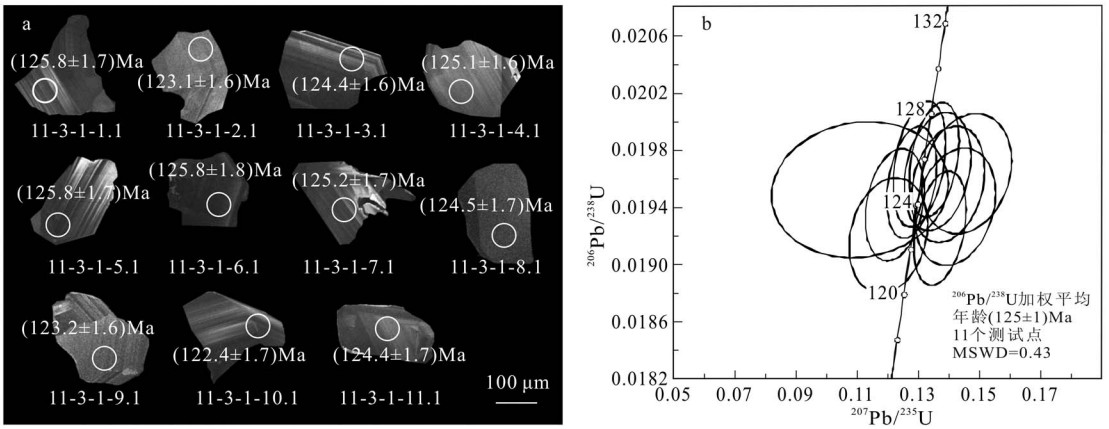

图 4 响洪甸似斑状正长岩中锆石 CL 图像和 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4 Cathodoluminescence image of zircons and SHRIMP U-Pb zircon concordia plot for Xianghongdian porphyroid syenite

价重点实验室进行。实验过程中采用 He 作为剥蚀物质载气，剥蚀直径为 55 μm，测定时使用锆石国际标样 GJ1 作为参考物质，分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置。相关仪器运行条件及详细分析流程见侯可军等(2007)、Elhlou 等(2006)。分析过程中锆石标准 GJ1 的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 测试加权平均值为 0.282 008±0.000 025(2σ, $n=26$)(侯可军等，2010)。

3.2 分析结果

(1) SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果

所测锆石呈无色透明或浅黄色，多为短柱状、不规则片状晶形，粒度为 150～250 μm，由于颗粒破碎，可以推测完整锆石颗粒的粒度更大。从锆石的 CL 图像(图 4a)可以看出，锆石颗粒均呈浅灰白-灰黑色，内部结构清晰，发育有典型的岩浆振荡环带，不具核幔结构及后期变质壳，为岩浆形成后一次结晶形成，所测锆石年龄可以代表岩浆冷却结晶及岩体侵位的年龄。岩浆锆石的 Th、U 质量分数高，Th/U 比值一般大于 0.1，而变质锆石的 w(Th)、w(U)低，Th/U 比值一般小于 0.1(Belousova et al.，2002)。响洪甸碱性正长岩的锆石中 w(U)、w(Th)较高，分别为(989～2040)×10^{-6}和(441～1698)×10^{-6}，11 个测点的 w(U)、w(Th)平均为 1327×10^{-6}和 946×10^{-6}。Th/U 比值变化范围在 0.38～1.59，均值为 0.78，均大于 0.1。锆石的 Th/U 比值、晶形及内部结构均能反映其岩浆成因的特点。

本次 11 颗锆石 11 个测点的分析结果见表 5。11 个测点的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 122.4～125.8 Ma，变化范围很小。在谐和曲线图(图 4b)上，11 颗锆石数

表 5 响洪甸似斑状正长岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年结果

Table 5 Zircon SHRIMP U-Pb dating results of Xianghongdian porphyroid syenite

样品点号	$^{206}Pb_C$ %	w(B)/10^{-6} U	w(B)/10^{-6} Th	Th/U	$^{206}Pb/\times10^{-6}$	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238U}$	±%	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄/Ma	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄/Ma
11-3-1.1	1.21	1328	1121	0.87	22.5	0.0412	17.0	0.111	17.0	0.01952	1.6	125.8±1.7	−273±430
11-3-2.1	0.43	1156	1124	1.00	19.2	0.0454	6.9	0.1203	7.0	0.01920	1.4	123.1±1.6	−33±170
11-3-3.1	0.38	1778	779	0.45	29.8	0.0457	5.1	0.1224	5.2	0.01942	1.3	124.4±1.6	−16±120
11-3-4.1	0.20	2040	940	0.48	34.4	0.0474	4.0	0.1280	4.2	0.01957	1.3	125.1±1.6	70± 95
11-3-5.1	0.06	1387	1506	1.12	23.5	0.0498	3.8	0.1354	4.0	0.01973	1.3	125.8±1.7	184± 87
11-3-6.1	0.14	1207	600	0.51	20.5	0.0481	4.1	0.1305	4.4	0.01970	1.5	125.8±1.8	102± 97
11-3-7.1	0.02	999	579	0.60	16.9	0.0503	5.1	0.1364	5.3	0.01965	1.4	125.2±1.7	211±120
11-3-8.1	−	1103	1698	1.59	18.5	0.0539	6.5	0.1459	6.7	0.01963	1.4	124.5±1.7	367±150
11-3-9.1	−	1413	1087	0.79	23.4	0.0532	5.9	0.1422	6.1	0.01940	1.4	123.2±1.6	336±130
11-3-10.1	−	989	532	0.56	16.3	0.0517	3.9	0.1373	4.1	0.01925	1.4	122.4±1.7	273± 90
11-3-11.1	−	1202	441	0.38	20.1	0.0519	5.5	0.1399	5.6	0.01956	1.4	124.4±1.7	280±130

注：Pb_C 和 Pb^* 分别代表普通铅和放射性成因铅；假设$^{206}Pb/^{238}U$-$^{208}Pb/^{232}Th$ 年龄谐和校正普通铅。

http://www.kcdz.ac.cn/

表 6　响洪甸碱性侵入岩岩石主量元素分析数据

Table 6　Major compositions of the Xianghongdian alkaline intrusion

样品编号	$w(B)/\%$												AR	A/CNK	σ	K/Na	Mg#
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	ALK					
似斑状正长岩																	
11-2-1-3	60.10	0.48	18.02	3.36	0.11	0.63	2.23	3.28	9.24	0.12	2.06	12.53	4.24	0.92	9.18	1.86	42.91
11-2-4-2	60.98	0.64	18.12	2.84	0.08	0.57	1.62	3.24	9.53	0.10	2.03	12.77	4.66	0.97	9.07	1.94	44.53
11-3-1-1	60.92	0.52	18.44	2.77	0.08	0.70	1.54	3.47	8.95	0.07	2.26	12.42	4.29	1.01	8.61	1.70	50.20
13-3-1-4	59.83	0.62	16.74	4.35	0.13	3.38	1.28	4.13	7.43	0.28	1.43	11.56	4.58	0.97	9.01	1.19	63.35
13-3-5-1	56.47	0.63	18.34	4.60	0.12	2.90	1.87	3.23	7.82	0.29	3.26	11.04	3.41	1.07	9.06	1.60	58.35
霞石正长岩																	
11-2-1-6	59.15	0.42	18.18	3.32	0.12	0.37	2.10	5.44	7.98	0.10	2.37	13.42	4.91	0.85	11.14	0.97	30.73
11-2-5-3	60.81	0.36	17.98	2.74	0.09	0.41	1.70	5.00	8.25	0.05	2.17	13.26	5.13	0.89	9.87	1.09	37.18
11-2-6-3	59.44	0.41	18.70	3.00	0.10	0.48	1.84	5.24	7.52	0.31	2.97	12.75	4.28	0.93	9.89	0.95	39.18
13-1-6	56.85	0.80	19.51	4.22	0.17	2.53	0.52	4.67	8.45	0.10	1.10	13.11	4.79	1.10	14.50	1.19	57.16
13-4-2-1	59.29	0.46	18.92	3.18	0.13	2.22	0.43	4.83	7.99	0.10	2.10	12.83	4.93	1.09	11.51	1.09	60.76
13-4-3	57.95	0.55	18.71	3.67	0.19	2.92	0.64	3.69	8.28	0.08	2.94	11.98	4.25	1.15	11.07	1.48	63.88
S5-1	59.34	0.59	18.83	3.66	0.17	0.50	2.04	5.21	7.76	0.11	1.7	12.97	4.28	0.91	10.30	0.98	35.34
碱性正长岩																	
13-1-1-1	60.19	0.51	16.84	3.14	0.11	1.90	0.50	4.71	6.61	0.07	5.03	11.32	4.77	1.06	8.44	0.92	57.30
13-3-3-2	60.89	0.44	19.55	3.23	0.11	1.31	0.70	4.81	6.67	0.07	1.68	11.48	3.62	1.19	8.30	0.91	47.45
S6-1	59.08	0.60	17.47	4.77	0.18	1.45	2.39	4.55	7.16	0.09	1.74	11.71	3.87	0.89	8.53	1.04	54.87

注：$ALK = Na_2O + K_2O$，$A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$，$Mg^{\#} = 100 \times Mg/(Mg + \sum Fe)$，K/Na，均为分子比；$AR = (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)/(Al_2O_3 + CaO - Na_2O - K_2O)$，$\sigma = (Na_2O + K_2O)^2/(SiO_2 - 43)$，$FeO^T$ 为全铁含量；其中 S5-1、S6-1 据周泰禧等，1995。

据点成群分布在一致曲线上及其附近很小的范围内。其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的加权平均值为（125 ± 1）Ma。由于本次所测锆石均为典型的岩浆锆石，测点结果一致且数据集中，因而 $^{206}Pb/^{238}U$ 的加权年龄值可以代表响洪甸似斑状正长岩体的侵位时代。

（2）主量、微量、稀土元素测试结果

响洪甸碱性侵入岩各代表性岩石的地球化学组成见表 6。

似斑状正长岩的 $w(SiO_2)$ = 56.47% ～ 60.98%，平均值为 59.66%，按酸度划分属于中性岩类。A/CNK 的值为 0.92～1.07，均值为 0.99，属于偏铝质-弱过铝质岩石。似斑状正长岩具有高 K 特征，$w(K_2O)$ 为 7.43% ～ 9.53%，全碱质量分数为 11.04%～12.77%，均值为 12.06%，K/Na 比值（分子比）为 1.19～1.94，岩石具高钾的特点。里特曼指数 σ 为 8.61 ～ 9.18，总体上属于碱性岩类。$w(TiO_2)$ 较低，为 0.48% ～ 0.64%。$w(MgO)$ 为 0.57%～3.38%，岩石的镁分数值（$Mg^{\#}$）为 42.91～63.35，均值为 51.87，表明岩浆的分异演化程度中等。

碱性正长岩的酸度变化为 59.08%～60.89%，平均值为 60.05%。A/CNK 比值为 0.89～1.19，均值为 1.05，属于偏铝质岩石。碱性正长岩全碱质量分数为 11.32%～11.71%，均值为 11.50，K/Na 比值（分子比）为 0.92～1.04，岩石相对富 K。里特曼指数 σ 为 8.30～8.53，属于过碱性岩。$w(TiO_2)$ 为 0.44%～0.6%。岩石的镁分数值（$Mg^{\#}$）为 47.45～57.30，均值为 53.21。

霞石正长岩的岩石酸度变化为 56.85% ～ 60.81%，平均值为 58.98%，属于中性岩。A/CNK 的值为 0.85～1.15，均值为 0.99，属于偏铝质岩石。霞石正长岩全碱质量分数为 11.98%～13.42%，均值为 12.90%，K/Na 比值（分子比）为 0.95～1.48，具高钾的特点。里特曼指数 σ 为 9.87～14.5，属于过碱性岩。$w(TiO_2)$ 为 0.36%～0.80%。$w(MgO)$ 为 0.37% ～ 2.92%，岩石的镁分数值（$Mg^{\#}$）为 30.73～63.88，均值为 46.32。

响洪甸碱性岩主要为一套中性岩石类型组合。在 TAS 图解上（图 5a）及 R_1-R_2 图解上（图 5b），全部样品投影点主要分布在正长岩-霞石正长岩区域。在 AR-SiO_2 图解（图 5c）中，全部岩石样品主要投影于碱性岩-过碱性区域，表明响洪甸碱性岩属于碱性-过碱性岩系列。在 K_2O-Na_2O 图解中（图 5d），样品主要分布在钾质岩至高钾质岩石区域，表明岩石总体具有高钾特点。相对于碱性正长岩和霞石正长岩，似斑状正长岩具有更高的钾含量。此外，3种类

http://www.kcdz.ac.cn

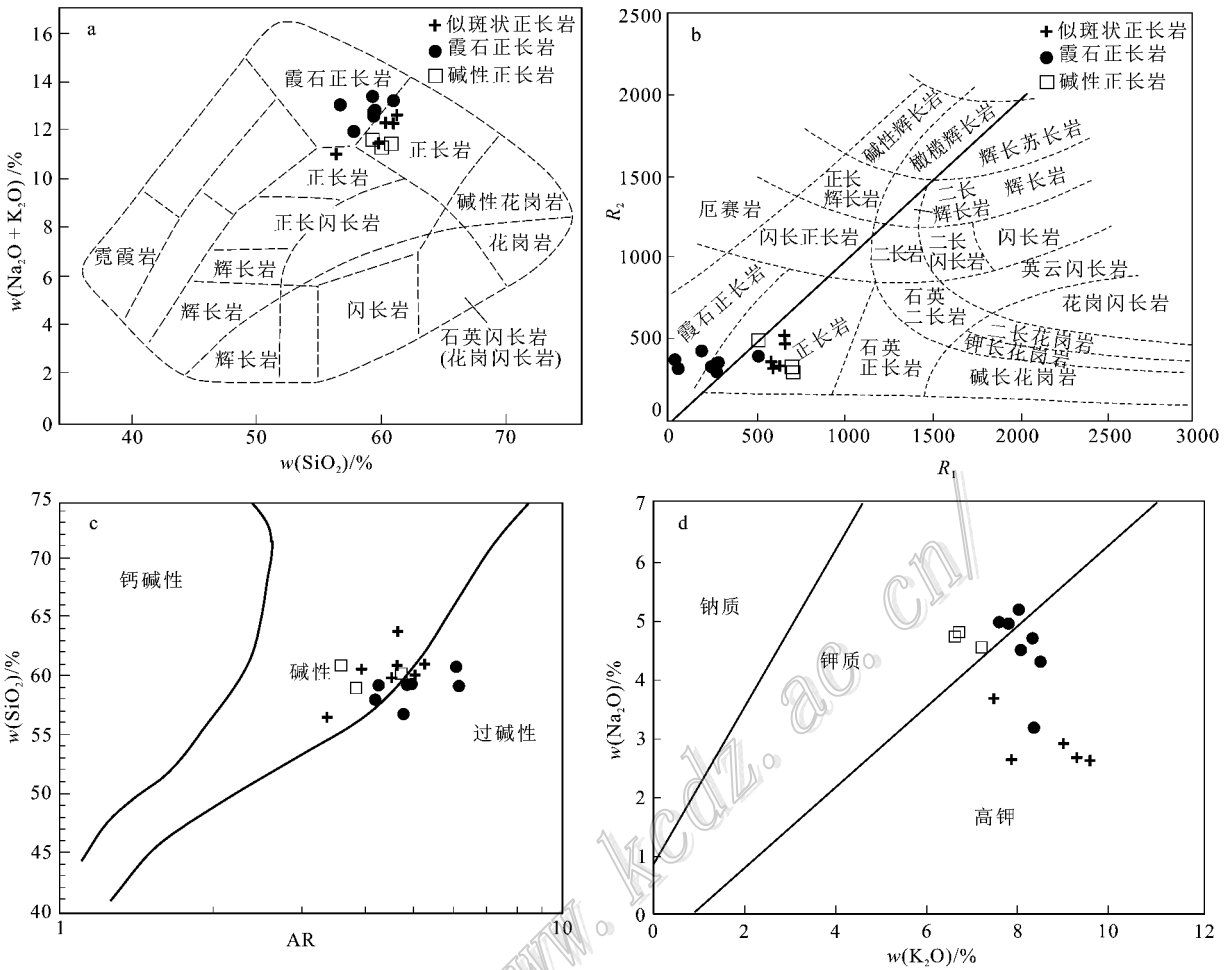

图 5 响洪甸碱性侵入岩 TAS **分类命名图解**(a，**据** Wilson et al.，1989)、R_1-R_2 **分类命名图解**(b，**据** De La Roche et al.，1980)、AR-SiO_2 **判别图解**(c，**据** Wright，1969)**及** K_2O-N_2O **判别图解**(d，**据** Middlemost，1975)

Fig. 5 TAS classification and nomenclature diagram (a, after Wilson, 1989) and R_1-R_2 diagram of Xianghongdian alkaline instrusion (b, after De La Roche et al., 1980); AR-SiO_2 discrimination diagram (c, after Wright, 1969) and K_2O-N_2O discrimination diagram (d, after Middlemost, 1975)

http://www.kcdz.ac.cn/

型的岩石均具有偏铝质及低 Ti **特征。可见，响洪甸碱性侵入岩为富碱、高钾、偏铝质、贫钛的碱性-过碱性岩石。**

响洪甸碱性侵入岩体各代表性岩石的稀土、微量元素组成见表 7。

似斑状正长岩、霞石正长岩及碱性正长岩的稀土元素总质量分数 ∑REE **分别为**(434.4～698.23)×10^{-6}、(457.43～1153.03)×10^{-6}、(529.72～860.43)×10^{-6}，**均值分别为** 575.58×10^{-6}、741.06×10^{-6}、745.75×10^{-6}。LREE **质量分数分别为**(415.67～666.63)×10^{-6}、(438.16～1107.54)×10^{-6}、(508.03～828.21)×10^{-6}，**均值分别为** 550.55×10^{-6}、709.56×10^{-6}、717.04×10^{-6}。3 **种岩石的轻、重稀土元素分馏均较为明显，其** LREE/HREE **比值分别为** 20.96～23.12(**平均** 22.08)、21.01～24.35(**平均** 22.35)、23.43～25.7(**平均** 24.81)，**其**$(La/Yb)_N$ **分别为** 39.46～47.59、32.47～48.42、40.91～46.77。δEu **值分别为** 0.56～1.05，0.47～0.96、0.52～0.84。**由此可见，响洪甸** 3 **种类型的碱性岩均具高的稀土元素总量，而其中的霞石正长岩与碱性正长岩更高，三者均具有高度富集轻稀土元素且轻、重稀土元素高度分馏的特点。响洪甸碱性岩的**$(La/Yb)_N$ **比值特征显示其岩浆来源较深，源区有较多的富重稀土元素矿物残留，并可能源于富集地幔的低程度熔融。霞石正长岩与碱性正长岩的** δEu **值均小于** 1，**似斑状正长岩除** 11-2-1-3、13-3-5 **两件样品具有轻微的** Eu **正异常外**(δEu **为** 1.05、1.01)，**其他样品的** δEu **也均小于** 1，**表明源区有部分**

斜长石的残留。

响洪甸碱性岩原始地幔标准化不相容元素配分图解呈相互平行的分布型式(见图 6a)，且与该区火山岩的原始地幔标准化不相容元素配分曲线一致，体现了整个杂岩体岩浆源区物质组成的相似性。3 种碱性侵入岩的微量元素特征基本一致，均富集大离子亲石元素 K、Rb、U、Nd 及轻稀土元素 La、Ce、Pr、Nd、Sm，相对亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Ti。由表 7 可以看出，其 w(Rb) 为 (209 ~ 282) × 10^{-6}，w(Sr) 为 (482.67 ~ 1612.43) × 10^{-6}，w(Y) 为 (18.44～49.80)×10^{-6}。Rb/Sr 比值变化于 0.14～0.50，平均值为 0.27，远高于全球下地壳平均值 0.032(Taylor et al.，1995)。Sr/Y 比值为 13.4～83.4。高场强元素 w(Nb) 为 (23.38 ~ 80.29) × 10^{-6}，w(Ta)为(1.20～5.45)×10^{-6}，Nb/Ta 比值变化于 14.73～27.95，平均值为 18.52，接近地幔的 Nb/Ta 比值 (17.5 ± 2.0) (徐平等，2004；Weyer et al.，2002)，高于地壳的 Nb/Ta 比值 (11 ~ 12) (Green，1995)。推测响洪甸碱性岩的岩浆来源可能与幔源物质关系密切。

在稀土元素球粒陨石标准化图解上(图 6b)，3 种岩石具有一致的配分曲线，且与该区正长斑岩及粗面岩的稀土元素配分曲线特征一致(黄皓，2012)，均呈强烈富集轻稀土元素的陡右倾斜模式，说明响洪甸碱性侵入岩与同一杂岩体中的富碱火山岩具有同源演化特征。

(3) 锆石 Hf 同位素分析结果

Amelin 等(2000)认为所测样品 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 基本上可以代表其形成体系的 Hf 同位素组成。锆石可以记录下岩浆源区不同性质的源岩特征，锆石 Hf 原位分析可以成为揭示地壳演化和示踪岩浆过程及岩浆源区的重要手段(Griffin et al.，2002)。锆石具有高 Hf 低 Lu 的特点，其 Hf 同位素体系具矿物稳定性强、封闭温度高的特征，没有明显的放射性成因 Hf 元素的积累及受后期岩浆热事件的影响，即使在麻粒岩相等高级变质条件下，仍能保持 Hf 同位素组成。因此，锆石原位 Hf 同位素示踪方法在探讨岩浆源区性质方面应用越来越广泛(Vervoort et al.，1996，2000；Amelin et al.，2000；Griffin et al.，2004；吴福元等，2007)。

在 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年的基础上，对响洪甸似斑状正长岩(样品号 11-3-1)进行微区原位 Hf 同位素测试分析，其中 $\varepsilon_{Hf}(t)$、t_{DM1} 和 t_{DM2} 均按照岩体的成岩年龄(125.0 Ma)进行计算。如 Hf 同位素分析结果(表 8)所示，11 颗锆石初始 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.282 243～0.282 404，$\varepsilon_{Hf}(t)$ 为 −10.376～−16.602，均值为 −13.74。Hf 同位素单阶段模式年龄 (t_{DM1}) 为 1231 ~ 1738 Ma，两阶段模式年龄 (t_{DM2}) 1843～2230 Ma。响洪甸似斑状正长岩的 Hf 同位素组成(图 7)显示，锆石样品点投影于 1.8～2.5 Ga 地壳演化线之间，表明其岩浆源区与古元古代地壳物质关系密切。

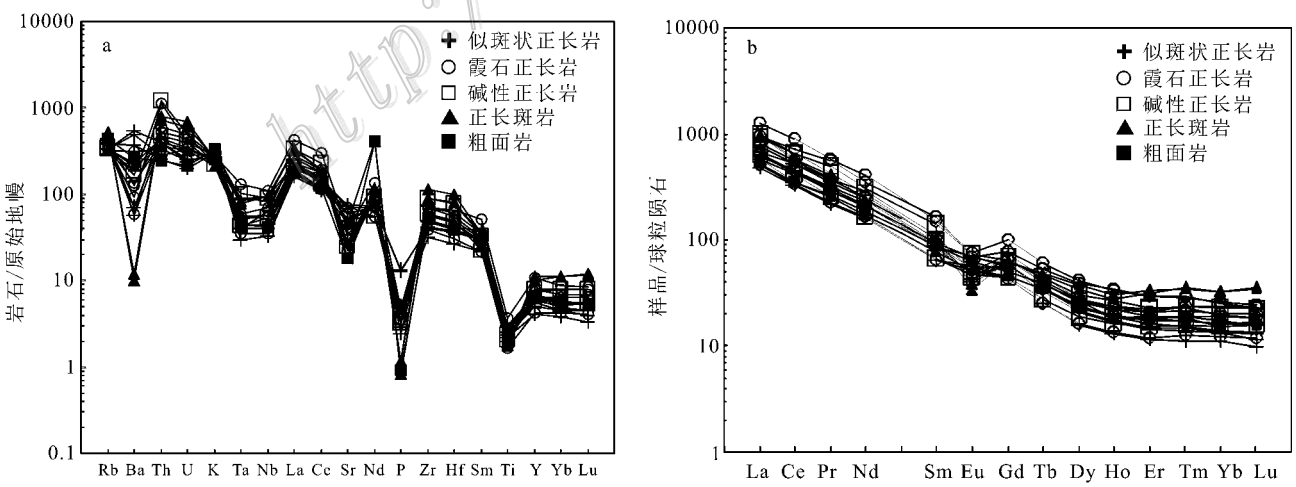

图 6　响洪甸碱性岩原始地幔标准化不相容元素配分图解(a)与稀土元素球粒陨石标准化图解 (b)
(标准化值据 Sun et al.，1989)

Fig. 6　Primitive mantle- normalized patterns of incompatible elements (a) and chondrite-normalized REE patterns of Xianghongdian alkaline rock (b) (normalized data after Sun et al.，1989)

http://www.kcdz.ac.cn/

表 7 响洪甸碱性侵入岩微量、稀土元素分析结果〔$w(B)/10^{-6}$〕

Table 7 REE and trace element composition of the rocks from Xianghongdian alkaline intrusion〔$w(B)/10^{-6}$〕

	似斑状正长岩					霞石正长岩							碱性正长岩		
	11-2-1-3	11-2-4-2	11-3-1-1	13-3-1-4	13-3-5	11-2-1-6	11-2-5-3	11-2-6-3	13-1-6	13-4-2.1	13-4-3	S5-1**	13-1-1.1	13-3-3.2	S6-1**
La	111.46	159	146.57	136.89	148.62	178.82	121	151	297.37	155.83	193.75	226.64	228.78	148.85	216.47
Ce	196.8	319	275.73	258.57	262.46	315.28	207	269	541.84	276.65	344.95	442.59	402.69	246.42	398.93
Pr	20.41	35.1	29.84	28.73	27.68	32.62	21.2	27.7	54.38	29.36	35.52	53.2	39.5	24.36	46.39
Nd	73.97	134	109.16	99.2	95.44	114.09	76.3	96.8	186.76	99.59	117.69	164.55	126.1	75.62	140.97
Sm	9.78	16.6	14	14.34	13.16	14	9.71	12.6	22.81	13.6	15.44	25.09	15.28	10.09	21.29
Eu	3.25	2.93	2.5	3.96	4.13	2.7	2.95	2.68	4.38	3.07	2.27	3.94	2.54	2.68	4.16
Gd	8.79	14.9	12.04	11.82	11.19	13.11	8.8	11.5	20.44	11.77	13.69	15.8	13.92	9.05	13.35
Tb	0.93	1.62	1.29	1.31	1.18	1.45	0.94	1.28	2.25	1.31	1.53	2	1.47	1.01	1.64
Dy	4.02	6.98	5.46	5.9	5.23	6.53	4.08	5.78	10.33	6.01	7.06	9.92	6.86	4.81	7.61
Ho	0.73	1.25	0.98	1.05	0.93	1.25	0.76	1.08	1.89	1.1	1.31	1.94	1.31	0.91	1.49
Er	1.87	3.08	2.41	2.66	2.39	3.42	1.98	2.89	4.81	2.85	3.45	4.86	3.61	2.49	3.77
Tm	0.28	0.48	0.37	0.39	0.36	0.59	0.32	0.48	0.73	0.44	0.54	0.75	0.6	0.4	0.58
Yb	1.9	2.89	2.25	2.37	2.24	3.95	2.09	3.16	4.4	2.73	3.45	4.23	3.88	2.61	3.32
Lu	0.25	0.4	0.29	0.34	0.33	0.59	0.3	0.47	0.63	0.41	0.51	0.57	0.58	0.4	0.46
Y	18.44	31.5	23	28.64	25.39	33.78	19.6	29.3	49.8	29.9	36.02	47.12	35.6	26.24	36.29
ΣREE	434.4	698.23	602.38	567.53	575.35	688.6	457.43	586.42	1153.03	604.71	741.16	956.08	847.11	529.72	860.43
LREE	415.67	666.63	577.29	541.69	551.5	657.71	438.16	559.78	1107.54	578.1	709.62	916.01	814.89	508.03	828.21
HREE	18.73	31.6	25.09	25.84	23.86	30.89	19.27	26.64	45.49	26.61	31.54	40.07	32.22	21.69	32.22
LREE/HREE*	22.19	21.1	23.01	20.96	23.12	21.29	22.74	21.01	24.35	21.72	22.5	22.86	25.29	23.43	25.7
La_N/Yb_N^*	42.98	39.46	46.73	41.39	47.59	32.47	41.53	34.28	48.42	41	40.32	38.43	42.31	40.91	46.77
δEu*	1.05	0.56	0.58	0.9	1.01	0.58	0.96	0.67	0.61	0.72	0.47	0.56	0.52	0.84	0.7
δCe*	0.94	1	0.97	0.96	0.93	0.94	0.92	0.95	0.97	0.94	0.95	0.95	0.95	0.91	0.93
Hf	8.34	12.9	11.91	11.62	11.38	20.25	17.3	9.64	14.2	15.49	18.94		23.8	15.55	
Ta	1.2	3.74	3.64	2.39	1.68	5.45	2.42	1.45	2.15	2.24	1.64		4.27	1.76	

注：*单位为 1；**样品数据来源于周泰禧等，1995. 空白处未有数据。

http://www.kcdz.ac.cn

续表 7

Count Table 7

	似斑状正长岩					霞石正长岩							碱性正长岩		
	11-2-1-3	11-2-4-2	11-3-1-1	13-3-1-4	13-3-5	11-2-1-6	11-2-5-3	11-2-6-3	13-1-6	13-4-2.1	13-4-3	S5-1**	13-1-1.1	13-3-3.2	S6-1**
Mn	704.54	2379	1842.58	1015.07	899.02	1375.93	1312.41	797	887	1273.58	1320.22		859.38	838.4	
Pb	46.72	50.7	57.16	47.93	86.13	49.25	67.16	57.3	57.4	73.55	78.82		49.86	67.18	
Th	21.82	33.9	37.26	24.21	33.73	94.87	44.58	28.6	37.1	33.45	50.97		102.21	40.34	
U	4.14	4.95	5.94	7.02	5.29	8.53	9.4	5.24	7.39	7.07	10.48		10.41	8.26	
P	445.74	275	212.6	1183.82	1393.7	437.12	395.28	328	382	482.87	310.6		329.05	324.66	
Ti	2832.59	3933	3232.31	3786.16	3412.82	5255.64	3162.2	2454	2887	3217.99	2990.59		3109.04	2473.77	
V	27.38	108.9	85.85	72.95	69.86	63.2	44.81	25.6	24.4	38.06	31.7		32.39	39.42	
Co	0.76	183	142.7	7.07	7.47	3.13	35.54	3.63	0.29	2.65	2.74		3.28	2.63	
Cu	3.51	389.92	294.98	22.17	14.69	3.9	68.72	3.13	2.62	5.88	7.16		4.81	6.6	
Ga	19.8	22.5	22.57	19.99	21.98	22.72	25.99	19.8	22.6	23.56	25.54		25.21	24.15	
Rb	243.59	282	255.04	216.92	214.47	231.01	270.21	209	213	221.06	233.84		217.94	216.67	
Sr	1538.74	565	727.35	1612.43	1057.68	821.65	933.4	1289	1516	1270.52	482.67		533.72	1087.9	
Y	18.44	31.5	23.16	28.64	25.39	49.8	33.78	19.6	29.3	29.9	36.02		35.6	26.24	
Zr	353.66	561	542.59	475.05	448.16	781.26	794.85	445	657	616.26	781.77		1012.42	656.96	
Nb	23.38	67.4	59.02	36.84	29.36	80.29	49.66	25.5	40.32	40.2	45.84		63.78	38.15	
Ba	2575.44	405	486.37	3492.21	3866.61	646.68	878.35	2182	1611	968.15	421.13		1174.28	1285.52	

http://www.kcdz.ac.cn

表 8 响洪甸似斑状正长岩锆石 Hf 同位素分析结果

Table 8 Zircon Hf isotopic data for the Xianghongdian porphyroid syenite

样品点号	t/Ma	$^{176}Yb/^{177}Hf$	2σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	t_{DM1}/Ma	t_{DM2}/Ma	$f_{Lu/Hf}$
11-3-1-1	130	0.05	0.000327	0.000624	0.000001	0.282266	0.000021	−17.9019028	−15.107	1378	2144	−0.9812153
11-3-1-2	123	0.17	0.000965	0.002584	0.000007	0.282282	0.000029	−17.3206341	−14.835	1428	2121	−0.9221631
11-3-1-3	125	0.05	0.000173	0.000599	0.000002	0.282283	0.000019	−17.2885779	−14.599	1353	2108	−0.9819506
11-3-1-4	126	0.16	0.001203	0.001700	0.000004	0.282358	0.000024	−14.6561268	−12.036	1287	1947	−0.948806
11-3-1-5	128	0.14	0.001346	0.002018	0.000004	0.282404	0.000027	−13.0120186	−10.376	1231	1843	−0.93923
11-3-1-6	125	0.06	0.000122	0.000782	0.000006	0.282295	0.000024	−16.8689935	−14.194	1343	2083	−0.9764315
11-3-1-7	126	0.08	0.000768	0.001103	0.000007	0.282272	0.000023	−17.6645284	−14.995	1386	2134	−0.9667785
11-3-1-8	127	0.47	0.003373	0.007855	0.000040	0.282243	0.000031	−18.7249634	−16.602	1738	2230	−0.7634017
11-3-1-9	124	0.12	0.000972	0.001493	0.000004	0.282373	0.000024	−14.1058354	−11.510	1258	1912	−0.9550286
11-3-1-10	123	0.07	0.000683	0.000927	0.000001	0.282328	0.000024	−15.6990754	−13.079	1302	2011	−0.9720858
11-3-1-11	125	0.11	0.000956	0.001345	0.000007	0.282306	0.000022	−16.4704154	−13.842	1347	2060	−0.9594942

注：表中告示 Hf 同位素组成的计算参数为$(^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR}=0.0332$，$(^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR,0}=0.282\ 772$，$(^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM}=0.0384$（Blichert-Toft et al.，1997；Griffin et al.，2000）。t 为样品的形成时间，$\lambda=1.867\times10^{-11}a^{-1}$（Söderlund et al.，2004）。

http://www.kcdz.ac.cn/

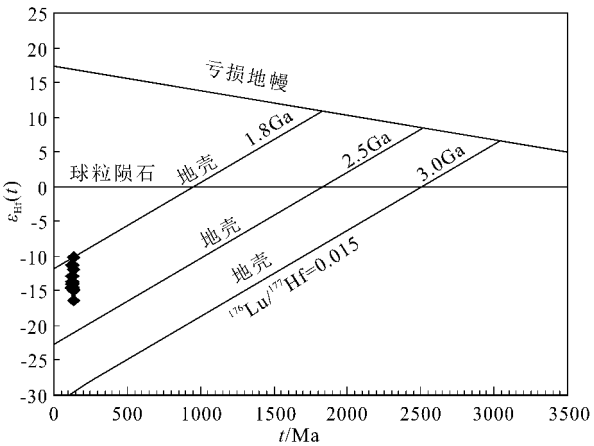

图 7　响洪甸似斑状正长岩的 Hf 同位素演化图解

Fig. 7　Hf isotopic diagram of Xianghongdian porphyroid syenite

4　讨　论

4.1　响洪甸岩体的年代学及成岩期次划分

本文利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年法获得响洪甸似斑状正长岩的成岩年龄为(125 ± 1) Ma。结合前人对响洪甸碱性侵入岩体中各种岩石进行的较高精度的测年结果(表 9),可以将响洪甸杂岩体中晚中生代早白垩世碱性侵入岩划分为早、晚 2 个期次,早期霞石正长岩,形成于 135～136 Ma;晚期碱性正长岩和正长岩,形成于 122～125 Ma,其中碱性正长岩的形成略早于正长岩。

4.2　岩浆源区及构造环境

响洪甸碱性侵入岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值偏高,为 0.709 11～0.710 62,$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值显著偏低,为 −15.4～−16.8,(周泰禧等,1995)。与大别造山带中富钾火山岩及镁铁质-超镁铁质侵入岩的 Sr、Nd 同位素组成相似,后二者的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$、$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.708 72～0.708 95、−14.62～−18.51(邱检生等,2002)及0.707 45～0.709 44、−15.3～−19.1(Jahn et al.,1999)。可见,三者均具富集地幔型 Sr、Nd 同位素组成特征。此外,在 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 与 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 的关系图解(图 8)中,响洪甸霞石正长岩和碱长正长岩投影点均落于主地幔趋势线附近,说明岩石具幔源成因;样品投影点与北淮阳辉长岩、北大别花岗岩及超镁铁质岩位于相同区域,推测响洪甸碱性岩与北大别早白垩世富钾火山岩及镁铁质-超镁铁质侵入岩具有相似的岩浆源区。前人(邱检生,2002;杜建国等,1999,谢芳贵等,2000)对早白垩世北大别富碱火山岩及镁铁质-超镁铁质侵入岩的起源问题进行过探讨,认为可能起源于受俯冲陆壳析出流体交代作用所形成的富集地幔(EMⅠ)的部分熔融。借此可以推测,响洪甸碱性岩也可能源于富集地幔的部分熔融。响洪甸似斑状正长岩锆石 Hf 同位素分析结果表明,其源区可能遭受古元古代地壳物质的混染。响洪甸碱性岩富集大离子亲石元素及轻稀土元素,具有较高的 La/Nb、Ba/Nb 比值,也暗示其岩浆源区可能有部分陆壳物质的参与。

从主量元素特征来看,响洪甸 3 种类型碱性岩的 SiO_2、TiO_2、FeO、P_2O_5、K_2O 质量分数相近,其微量、稀土元素分布型式图也完全相似,说明分离结晶作用在岩浆的演化过程中起到了重要的作用。

从 Lg(CaO/(Na_2O+K_2O))-SiO_2 判别图解(图 9a)来看,响洪甸碱性岩全部落于引张型碱钙性-碱性岩石区。在 w(Rb)-w(Nb+Y)判别图解(图9b)

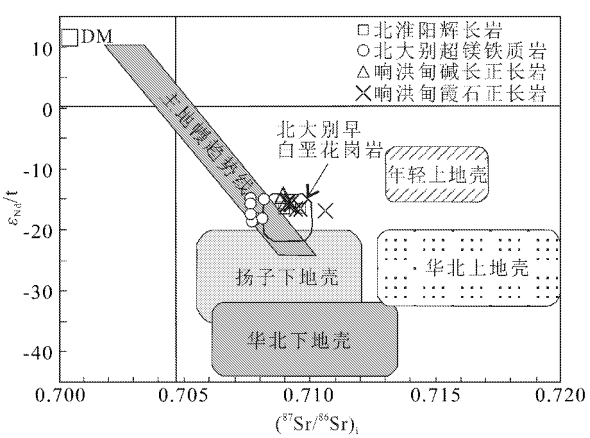

图 8　响洪甸碱性侵入岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 与 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 的关系图解(北淮阳辉长岩、北大别超镁铁质岩据邱检生等,2002;响洪甸霞石正长岩、碱长正长岩据周泰禧等,1995;北大别花岗岩 Jahn et al.,1999)

Fig. 8　$\varepsilon_{Nd}(t)$ versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram of Xianghongdian alkaline intrusion

表 9　响洪甸碱性侵入岩的测年结果

Table 9　Dating results of Xianghongdian alkaline intrusion

岩性	测年方法	年龄/Ma	资料来源
霞石正长岩	Ar-Ar 法	122	周泰禧等,1992
正长岩	Ar-Ar 法	123	周泰禧等,1992
霞石正长岩	Rb-Sr 等时线年龄	136 ± 24	Yang et al.,1999
霞石正长岩	锆石 U-Pb 法	136.1	Yang et al.,1999
碱性正长岩	锆石 U-Pb 法	122.3 ± 0.6	Yang et al.,1999
霞石正长岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	135.1 ± 0.7	黄皓,2012
似斑状正长岩	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	125.0 ± 1	本文

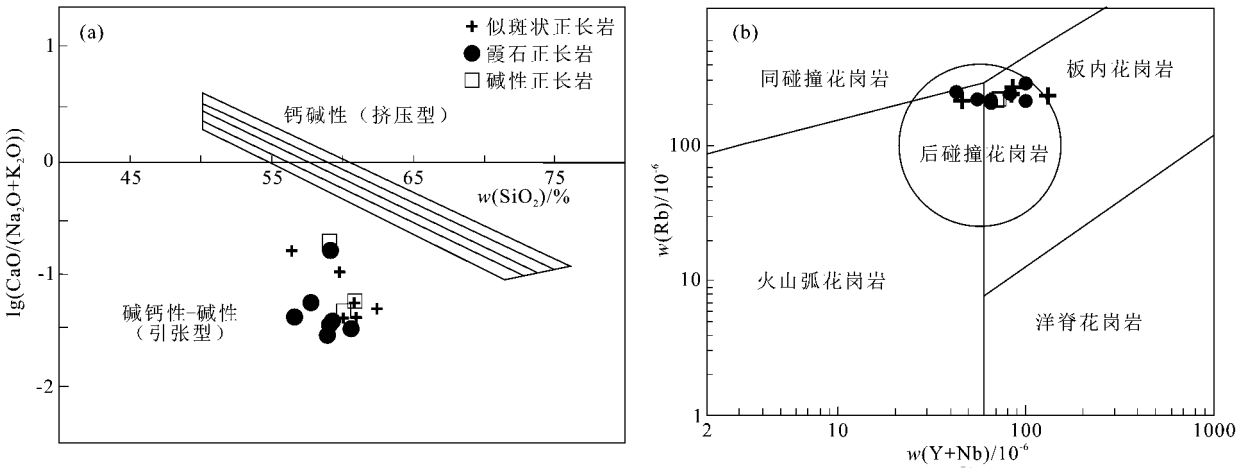

图 9 响洪甸碱性侵入岩的 Lg(CaO/Na_2O+K_2O)-SiO_2(a,**底图据** Brown,1982)**和** w(Nb+Y)-w(Rb)**判别图**(b,**底图据** Pearce,1996)

Fig. 9 Lg(CaO/Na_2O+K_2O)-SiO_2(a, after Brown, 1982) and w(Nb+Y)-w(Rb) (b, after Pearce, 1996) discrimination diagram of Xianghongdian alkalic intrusion

上,全部样品均投影于后碰撞花岗岩区。表明响洪甸碱性侵入岩形成于后碰撞的伸展环境。

大别-苏鲁造山带是华南-华北陆块在三叠纪碰撞形成的,在早白垩世发生强烈伸展垮塌(Hacker et a1.,2000),并伴随强烈的岩浆活动,白垩纪的岩浆岩在整个大别-苏鲁造山带均有分布。赵子福等(2009)将大别山早白垩世岩浆活动分为早、晚 2 期(130～143 Ma 和 120～130 Ma),早期存在不同程度的构造变形,晚期岩石缺乏构造变形,峰期在 125～130 Ma。响洪甸似斑状正长岩的年龄为(125±1) Ma,霞石正长岩的成岩年龄为(135.1±0.7) Ma,碱性正长岩的成岩年龄为(122.3±0.6) Ma,正好是北大别早白垩世的两期岩浆活动的产物,并且表明北大别地区在早白垩世曾经经历过两次较为强烈的伸展过程。早白垩世在北大别地区出现的磨子潭-晓天断裂、金寨-舒城断裂等超壳断裂(邱检生等,2002),也即为同时期岩石圈强烈拉张的证据。

5 结 论

(1) 响洪甸碱性侵入岩体主体岩石——似斑状正长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(125±1) Ma。结合前人所测另外两种岩石的高精度同位素年龄〔霞石正长岩,(135.1±0.7) Ma;碱性正长岩,(122.3±0.6) Ma〕,将早白垩世响洪甸碱性侵入岩浆活动划分为 2 期,早期为霞石正长岩(约 135 Ma),晚期为碱性正长岩-正长岩(122～125 Ma)。

(2) 响洪甸碱性侵入岩主要岩石类型为正长岩(以似斑状正长岩为主)、碱性正长岩和霞石正长岩。均属于富碱、高钾、偏铝质、贫钛的碱性-过碱性岩。似斑状正长岩主要组成矿物为碱性长石与少量黑云母、普通辉石、绿钙闪石等;碱性正长岩中主要矿物为钾长石、角闪石、辉石和少量黑云母;霞石正长岩主要由碱性长石、霞石及少量绿钙闪石、普通辉石、次透辉石等矿物组成。该区碱性岩具稀土元素总量高、高度富集轻稀土元素、轻重稀土元素分馏明显及弱负铕异常的特点。且富集大离子亲石元素 K、Rb、U、Nd 及轻稀土元素 La、Ce、Pr、Nd、Sm,相对亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Ti。

(3) 似斑状正长岩锆石 Hf 同位素的初始 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.282 243～0.282 404,$\varepsilon_{Hf}(t)$ 为 −10.376～−16.602,均值为 −13.74,两阶段模式年龄(t_{DM2}) 1843～2230 Ma。表明其岩浆源区可能存在古元古代地壳物质的混染。

(4) 响洪甸碱性侵入岩形成于后碰撞伸展构造环境。可能为岩石圈伸张构造背景下,富集地幔部分熔融的产物,推测其源区可能有部分陆壳物质的参与。

参考文献/References

安徽省地质矿产局区域地质调查队. 1991. 响洪甸幅 1:5 万区域地

质调查报告.

常丽华，陈曼云，金　巍. 2006. 透明矿物薄片鉴定手册[M]. 北京：地质出版社.

陈跃志，桑宝梁. 1995. 佛子岭群变质岩石学变质作用及时代的初步研究[J]. 中国区域地质，(3)：280-288.

杜建国，张　鹏. 1999. 大别造山带北部的中生代火山岩[J]. 现代地质，13(1)：57-65.

高大旗. 1992. 安徽磨子潭-晓天地区中生代火山岩的时空分布及火山喷发旋回[J]. 安徽地质，2(3)：20-27.

黄　皓. 2012. 北淮阳白垩纪火山岩的年代学和地球化学研究[D]. 硕士学位论文. 中国地质科学院. 1-81.

侯可军，李延河，邹天人，曲晓明，石玉若，谢桂青. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. 岩石学报，23(10)：2595-2604.

侯可军，袁顺达. 2010. 宁芜盆地火山-次火山岩的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及其地质意义[J]. 岩石学报，26(3)：888-902.

江来利，Wolfgang Siebel，陈福坤，刘贻灿，储东如. 2005. 大别造山带北部卢镇关杂岩的 U-Pb 锆石年龄[J]. 中国科学 D 辑：地球科学，35 (5)：411-419.

马昌前，杨坤光，许长海，李志昌，Carl Ehlers. 1999. 大别山中生代钾质岩浆作用与超高压变质地体的剥露机理[J]. 岩石学报，15 (3)：379-395.

邱检生，王德滋，刘　洪，凌文黎. 2002. 大别造山带北缘后碰撞富钾火山岩：地球化学与岩石成因[J]. 岩石学报，18(03)：319-330.

任康绪. 2003. 碱性岩研究进展述评[J]. 化工矿产地质，25(3)：151-163.

宋　彪，张玉海，刘敦一. 2002. 微量原位分析仪器 SHRIMP 的产生与锆石同位素地质年代学[J]. 质谱学报，(1)：58-62.

涂光炽. 1989. 关于富碱侵入岩[M]. 矿产与地质，13：1-4.

王　濮，潘兆橹，翁玲宝. 1987. 系统矿物学-中册[M]. 北京：地质出版社. 330-353.

吴福元，李献华，郑永飞，高　山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报，23(2)：185-220.

谢芳贵，杨祝良，沈加林，陶奎元. 2000. 大别山北缘中生代火山侵入杂岩地球化学特征[J]. 火山地质与矿产，21(3)：179-188.

徐　平，吴福元，谢烈文，杨岳衡. 2004. U-Pb 同位素定年标准锆石的 Hf 同位素[J]. 科学通报，49(14)：1403-1410.

阎国翰，蔡剑辉，任康绪，牟保磊，李凤棠，储著银. 2008. 郯庐断裂带晚中生代 Nd、Sr、Pb 同位素特征及源区性质探讨[J]. 岩石学报，24(6)：1224-1235.

张正伟，周玲棣，朱炳泉，常向阳. 2002. 东秦岭北部富碱侵入岩的主要矿物组成[J]. 矿物学报，22(1)：67-74.

赵振华. 1994. 富碱侵入岩——窥探地幔成分的窗口[A]. 见：欧阳自远主编. 中国矿物岩石地球化学研究进展[M]. 兰州：兰州大学出版社. 113-114.

赵子福，郑永飞. 2009. 俯冲大陆岩石圈重熔：大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩成因[J]. 中国科学 D 辑：地球科学，39(7)：888-909.

周泰禧，陈江峰，彭子成，李学明. 1992. 安徽中生代中酸性火山岩的时代归属[J]. 矿物学岩石学论丛，(8)：58-64.

周泰禧，陈江峰，张　巽，李学明. 1995. 北淮阳花岗岩-正长岩带地球化学特征及其大地构造意义[J]. 地质论评，41(2)：144-151.

Amelin Y，Lee D C and Halliday A N. 2000. Early-middle Archean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains[J]. Geochim. Cosmochim. Acta，64：4205-4225.

Belousova E A，Griffin W L and O'Reilly S Y. 2002. Igneous zircon：Traceelement composition as an indicator of source rock type[J]. Contribution to Mineralogy and Petrology，143：602-622.

Blichert-Toft J and Albarede F. 1997. The Lu-Hf isotope geochenistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system：Earth Planet[J]. Earth and Planerary Science Letters，148：243-258.

Brown G C. 1982. Calcalkaline intrusive rocks：Their diversity，evolution and relation to volcanic arcs[A]. Thorpe R S. Andersites[C]. Hoboken：John Wiley and Sons. 437-461.

De la Roche H，Leterrier J，Grand Claude P and Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagrams and major element analyses-its relationships with current nomenclature[J]. Chemical Geology，29：183-210.

Eby G N. 1990. The A-type granitoids：A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenisis[J]. Lithos，26：115-134.

Elhlou S，Belousova E and Griffin W L. 2006. Trace element isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation [J]. Geochim. Cosmochim. Acta，(Supplement.)：A158.

Fitton J G and Upton B G J. 1987. Alkaline igneous rocks[M]. Geol. Soc. Spec. Publ.，30.

Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. Chemical Geology，120 (3/4)：347-359.

Griffin W L，et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle：LAM-MC-ICP MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites [J]. Geochim. Cosmochim. Acta，64：133-147.

Griffin W L，Wang X，Jackson S E，Pearson S E，O,Reilly S Y，Xu X S and Zhou X M. 2002. Zircon chemistryand magma genesis，SE China：In-situ analysis of Hf isotopes，Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. Lithos，61：237-269.

Griffin W L，Belousova E A and Shee S R. 2004. Crustal evolution in the northern Yilarn Craton：U-Pb and H-f isotope evidence from detrital zircons[J]. Precambrian Research，131(3-4)：231-282.

Hacker B R，Ratschbacher L，Webb L，Mcwilliams M O，Iraland T，Calvert A，Dong S W，Wenk H R and Chateigner D. 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China：Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing[J]. Journal

http://www.kcdz.ac.cn/

of Geophysical Research, 105(B6): 13339-13364.

Jahn B M, Wu F Y, Lo C H and Tsai C H. 1999. Crust-mantle-interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisionalmafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex[J]. Chemical Geology, 120-176.

Leake B E, Wolley A R, Arps C E S, et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names[J]. Mineralogical Magazine, 61: 295-321.

Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Special Publication No. 4a. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.

Middlemost E A K. 1975. A simple classification of volcanic rocks[J]. Bull. Volcanol., 36: 282-397.

Pearce J A. 1996. Source and settings of granitic rocks[J]. Episodes, 19: 120-125.

Qiu J S and Hua R M. 1996. The spatial and temporal distribution of Mesozoic volcanic rocks in East China[A]. In: Wang D and Ren Q, eds. The Mesozoic volcanic-intrusive complexes and their metallogenic relations in East China[M]. Beijing: Science Press. 6-14.

Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D and Isachsen C E. 2004. The176Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. Earth and Planerary Science Letters, 219: 311-324.

Sun S S and Mcdonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. Saundern A D, Norry M J. Magmatism in the ocean basins [C]. Geo. Soc. Spec.

Taylor S R and McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust[J]. Rev. Geophys., 33: 241-165.

Vervoort J D, Pachett P J, Gehrels G E and Nutman A P. 1996. Constraints on early Earth differentitation from hafnium and neodymium isotopes[J]. Nature, 379: 624-627.

Vervoort J D, Pachelt P J, Albarde F, Blichert-Toft J, Rudnick R and Downes H. 2000. H-fnd isotopic evolution of the lower crust[J]. Earth and Planerary Science Letters, 181: 115-129.

Vorlkert R A, Feigenson M D and Patino L C. 2000. Sr and Nd isotopic compositions age and petrogenesis of A-type granitoids of Vernon Supersuite, New Jersey Highlands, USA[J]. Lithos, 50(4): 325-347.

Weyer S, Munker C, Rehkamper M and Mezger K. 2002. Determination of ultra-low Nb, Ta, Zr and Hf concentrations and the chondritic Zr/Hf and Nb/Ta ratios by isotope dilution analyses with multiple collector ICP-MS[J]. Chemical Geology, 187(3): 295-313.

Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ionmicroprobe[A]. In: McKibben M A, Shanks E C and Ridley W I. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes [C]. Review of Economic Geology, 1-35.

Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach[M]. London: Unwin Hyman.

Wright J B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis[J]. Geol. Mag., 106: 370-384.

Yang Z L, Shen W Z, Shen J L, Tao K Y and Xie F G. 1999. Isotopic geochronology of the Xianghongdian alkaline complex, Northern margin of the Dabie Mountains, China[J]. Acta Geological Sinica, 73(4): 404-410.

http://www.kcdz.ac.cn/