

华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙是赞岐岩吗?

张 继,程素华

(中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京 100083)

摘 要:在以往的研究中,华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙所代表的是一种裂解伸展构造背景,但近年来有研究提出这些基性岩墙可能为赞岐岩,代表了俯冲汇聚构造背景,因此,广泛出露于恒山—宣化—兴和地区的大量元古代基性岩墙是否为赞岐岩,对于明确该地区在古元古代是汇聚还是伸展构造背景具有重要科学意义。恒山—兴和—宣化地区岩石手标本可见典型的辉绿结构。恒山地区岩墙岩石主要由具角闪石后成合晶的辉石、自形的斜长石和石榴石组成;兴和地区岩墙岩石主要由角闪石和中性斜长石组成,角闪石填充在斜长石组成的三角形“骨架”中;宣化地区样品岩石薄片镜下无明显的辉绿结构,由石榴石、斜长石、单斜辉石、斜方辉石、角闪石组成。恒山、宣化地区样品岩石主量元素特征为高铁高镁富钛,略富集相容元素和不相容元素,且轻稀土元素较重稀土元素富集,与赞岐岩的地球化学标准不尽相似。兴和地区样品 $Mg^\#$ 值偏低,但同样富铁富钛,更富集不相容元素,未见明显富集相容元素,与赞岐岩的地球化学标准相差较大。因此,华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙不属于赞岐岩,而为高铁玄武岩,且经历了一定程度的结晶分离作用和地壳混染作用,很可能属于板内裂解的产物。

关键词:赞岐岩;基性岩墙;热俯冲;板内裂解;结晶分离作用;地壳混染作用;高铁玄武岩;华北
中图分类号:P588.1;P581 **文献标志码:**A

Are Those Mafic Dikes in Hengshan-Xuanhua-Xinghe Area of North China Sanukitoids?

ZHANG Ji, CHENG Su-hua

(School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: In previous study, the mafic dikes in Hengshan-Xuanhua-Xinghe area of North China have been thought as the production of rifting and extension; some papers have already claimed that those mafic dikes may be sanukitoids. Therefore, the definition of those mafic dikes is of important significance to distinguish the tectonic background of subduction or extensional tectonic background. The hand specimens of rocks in Hengshan-Xuanhua-Xinghe area have typical ophitic texture. The mafic dikes in Hengshan area are made up of pyroxene with amphibole-symplektite, idiomorphic plagioclase and garnet; the mafic dikes in Xinghe area consist of andesine, amphibole and the amphibole fills into the triangle “skeleton” which is made up of plagioclase; and the mafic dikes in Xuanhua area without obvious ophitic texture consist of garnet, plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and amphibole. Compared with the geochemistry standard of sanukitoids, the samples in Hengshan and Xuanhua areas are rich in FeO^T , MgO and TiO_2 , lightly rich in both compatible and incompatible elements, and what’s more, the contents of light

收稿日期:2016-07-23

基金项目:国家自然科学基金项目(41102122,40972125)

作者简介:张 继(1992-),男,河南信阳人,理学硕士研究生,E-mail:2101140026@cugb.edu.cn.

通讯作者:程素华(1972-),女,河北平乡人,副教授,理学博士,E-mail:suhua@cugb.edu.cn.

rare earth elements are much more than those of heavy rare earth elements. However, the samples in Xinghe area, which are very different from sanukitoids, are also rich in FeO^{T} and TiO_2 , and richer in incompatible elements, but with lower $\text{Mg}^{\#}$, and the compatible elements are not that rich. Therefore, those mafic dikes in Hengshan-Xuanhua-Xinghe area of North China are not typical sanukitoids, but belong to the ferrobasalts. They have experienced a degree of fractional crystallization and crustal contamination, and may be the production of intraplate rifting.

Key words: sanukitoid; mafic dike; hot subduction; intraplate rifting; fractional crystallization; crustal contamination; ferrobasalt; North China

0 引言

赞岐岩(Sanukite, サヌカイト)是源于日本四国北部的一种富镁火山岩,产于日本中新世 Setouchi 火山岩带(11~15 Ma),按照其发现地 Sanukite 镇的译名“赞岐”,将其译为“赞岐岩”^[1]。Shirey 等于 1984 年将该赞岐岩术语引入太古宙,将太古宙具上述赞岐岩特征(Si 过饱和, $\text{Mg}^{\#}$ 值高, Ni、Cr 及大离子亲石元素(LILE)含量高)的深成岩和火山岩称为 Sanukite 岩套(Sanukitoid)^[2]。Lobach-Zhuchenko 等于 2005 年把具有上述地球化学特征的基性岩石囊括在内,并提出赞岐岩系列应当为一个从超基性到酸性的序列,使得赞岐岩的范围更广泛了^[3]。此外,中国学者王仁民等提出了 GMM 岩套的概念作为 Sanukite 岩套的扩展,指明了赞岐岩序列的主要岩性^[4]。其中, GMM 岩套是 Gabonorite(辉长苏长岩)-Monzodiorite(二长闪长岩)-Monzogranite(花岗二长岩)岩套的简称。

综合前人研究,赞岐岩的特点可以归纳为:①由超基性到中酸性的岩石序列组成,钙碱—碱钙性,偏铝质,含有较多的镁铁氧化物($5\% < w(\text{FeO}) + w(\text{MgO}) + w(\text{MnO}) + w(\text{TiO}_2) < 25\%$), $\text{Mg}^{\#}$ 值为 45~75,且 CaO 含量(质量分数,下同)较高,多为钾质;②富集大离子亲石元素和轻稀土元素(LREE),重稀土元素(HREE)较球粒陨石 6~12 倍富集,通常具有弱的 Eu 负异常,亏损高场强元素,有明显的 Nb-Ta 负异常, $w(\text{Ba}) + w(\text{Sr}) > 1\,400 \times 10^{-6}$, 有较高的 $w(\text{Ba})/w(\text{Rb})$ 值和 $w(\text{Sr})/w(\text{Y})$ 值,过渡元素含量较高,如 V 含量高于 50×10^{-6} , Ni 含量为 $(15 \sim 200) \times 10^{-6}$, Cr 含量为 $(20 \sim 500) \times 10^{-6}$ ^[5-11];③具有地壳的 O 和 Pb 同位素特征^[12-15]。

关于赞岐岩成因, Kovalenko 等在研究 Karelia 太古宙赞岐岩的过程中提出了一种比较合理的成因模式,即把赞岐岩的形成分为两个阶段:第一阶段是在

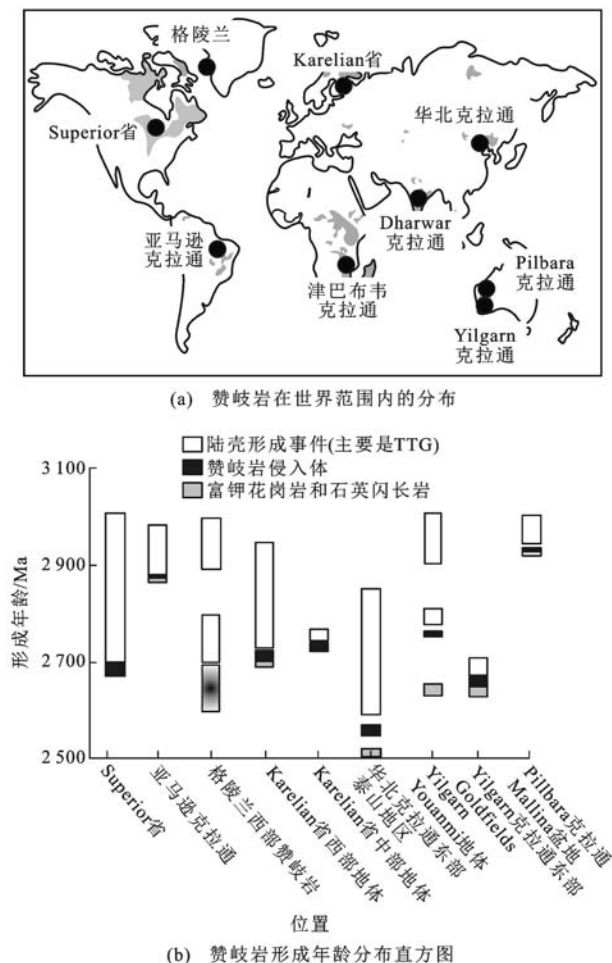
俯冲过程中,地幔经过流体交代变化发生富集;第二阶段就是一次构造热事件使受板片熔体交代的地幔橄榄岩部分熔融,形成赞岐岩浆^[16-19]。因此,赞岐岩类作为一种岛弧型岩浆产物,反映了一种俯冲成因的构造背景,是板块热俯冲最后阶段的产物。

目前,在华北恒山—宣化—兴和地区临近区域内有关于基性岩墙为赞岐岩的报道^[20-23],但在恒山地区尚未有基性岩墙赞岐岩的报道,仅有相关猜测,且在宣化与兴和地区的赞岐岩研究仍存在一定的不足,其结果值得验证。鉴于赞岐岩对地质背景的指示作用,恒山—宣化—兴和地区弱变形的基性岩墙是否为赞岐岩的厘定,对于明确该地区在中元古代是发生汇聚结束还是进入伸展构造背景的判定具有重要意义。本文将综合宣化与兴和地区被认为是赞岐岩的基性岩墙与恒山地区赞岐岩进行对比验证,运用地球化学数据,对其形成地质背景进行探讨和解释。

1 研究现状

目前在世界范围内的古老克拉通内均有赞岐岩的发现,年龄主要介于 2 500~3 000 Ma,与 TTG(奥长石花岗岩-云英闪长岩-花岗闪长岩)和富钾花岗岩有成因上的先后关系(图 1)。在中国也有赞岐岩的报道^[24-29]。简平等对中国内蒙古固阳地区的太古宙赞岐岩首先做了报道,认其为岩性为闪长岩,得到 SHRIMP 锆石年龄为 2 520~2 556 Ma,因此,华北板块可能在 2.52~2.56 Ga 期间有了板块消减作用的记录^[30]。

钟长汀等描述了内蒙古大青山新太古代—古元古代赞岐状岩和富 Nb 辉长岩的特征,沿固阳—武川—察右中旗断裂带两侧发育大量以新太古代—古元古代埃达克质岩-赞岐状岩-富铌辉长岩为特征的岛弧花岗岩质岩组合,并提出该花岗岩带代表华北克拉通北缘早期的俯冲作用^[31-33]。之后, Wang 等



图(a)为世界地图示意图;图件引自文献[34],有所修改

图 1 赞岐岩在世界范围内的分布及形成年龄分布直方图

Fig. 1 Distribution of Sanukitoids Around the World and Histogram of Forming Ages

在华北板块东部的泰山地区发现赞岐岩,得到其锆石 U-Pb 年龄为 $2\,536 \sim 2\,540$ Ma^[35]。在华北恒山—宣化—兴和地区,前人又陆续发表论文论证存在赞岐岩的地区有河北尚义西梁、葛令天、宣化、双庙,山西天镇新平堡—瓦窑口以及内蒙古兴和黄土窑一带^[20-23],赋予了基性岩墙新的名称以及新的构造意义。

O'Brien 等认为,在南恒山义兴寨地区具有“红眼圈”结构的弱变形基性岩墙并非高压麻粒岩^[36]。因其石榴石与单斜辉石并不共生,所以只达到了角闪岩相变质,义兴寨地区保留有辉绿结构以及“红眼圈”结构的岩墙有可能为赞岐岩,尚需要进一步的验证^[20]。因此,就华北恒山—宣化—兴和地区所谓的基性岩墙^[37-43]是不是赞岐岩的论证,对于其是俯冲成因的构造背景还是裂解伸展的构造背景的判定有重要意义,本文将恒山地区与已报道有赞岐岩的兴和和宣化地区联系对比展开论述。

2 区域地质背景

2.1 恒山地区

恒山地区样品取自南恒山义兴寨岩体中一套近直立产出的基性岩墙中(图 2)。义兴寨岩体属于英云闪长岩,主要见于恒山南麓东段,从繁峙义兴寨经浑源西河口、王庄堡到灵丘唐之洼,呈近 EW 向分布,在代县北、应县南的恒山西段也有出露,与朱家坊表壳岩相伴出现,并且与基底杂岩呈侵入接触,代表了晚期岩浆侵位事件。这些近直立产出的岩墙变形较弱,在岩墙与岩体接触部位发育冷凝边,有明显的辉绿结构和“红眼圈”结构。

李江海等在恒山东部浑源县中庄铺村西,通过单颗粒锆石 U-Pb 化学法,首次获得了恒山地区 NW 向基性岩墙群的 U-Pb 年龄为 $(1\,769.1 \pm 2.5)$ Ma,并验证了它代表了基性岩墙群的侵位年龄,认为其是伸展构造背景下的产物^[39]。Peng 等于 2012 年对义兴寨这类弱变形岩墙的 SHRIMP 锆石定年得到约 $2\,060$ Ma 的原岩年龄,并有一组约 $(1\,869 \pm 170)$ Ma 的上交点年龄为变质记录^[44]。

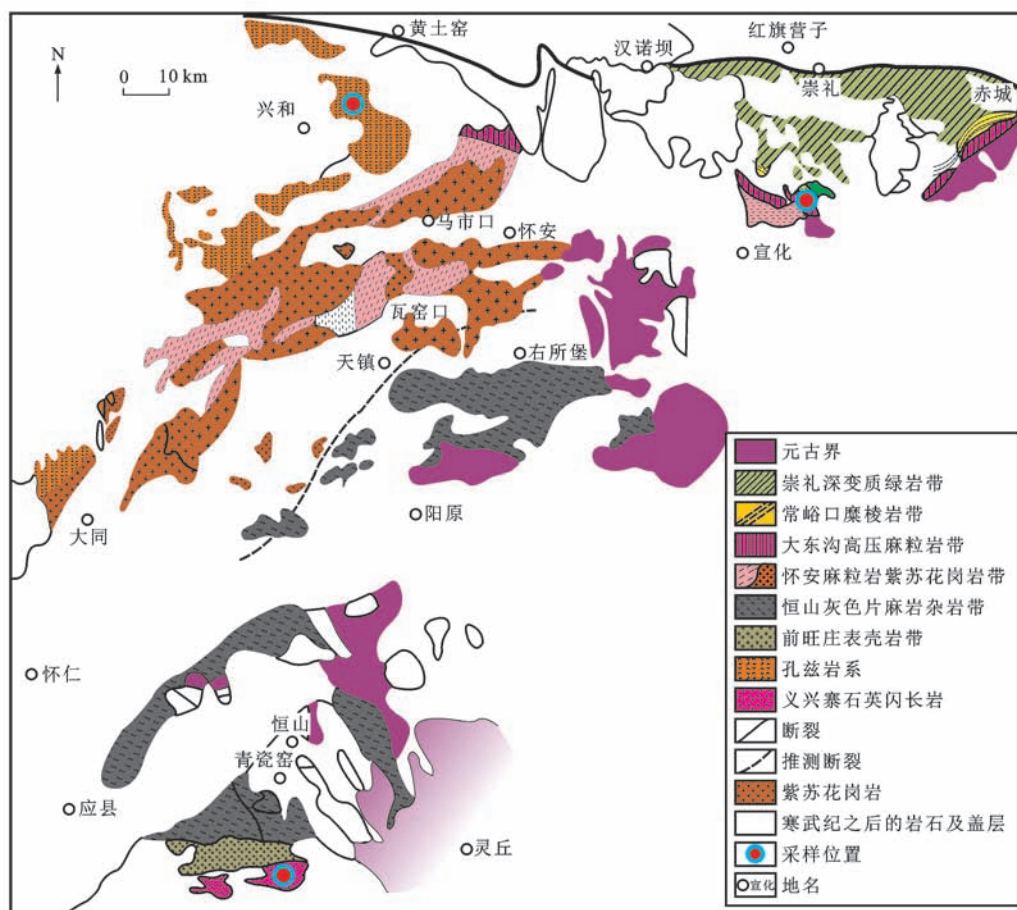
2.2 宣化地区

宣化地区采样位置(图 2)为宣化双庙南湾蔡家庄地区的基性岩墙,岩墙成群侵入到 TTG 中,与富钾高铬花岗岩一起产出在 TTG 中,岩墙宽 $1 \sim 2$ m,长 $1 \sim 2$ km。产状大多为 EW 向,少数为 NE—SW 向和 NW—SE 向。TTG 发生部分熔融逐渐过渡到钾质花岗岩,局部存在暗色矿物聚集的暗色包体。

宣化地区目前已有关于基性岩墙为赞岐岩的报道^[20]。刘璐璐等在研究该地区的富钾高铬花岗岩成因时,提及该地区的基性岩墙为赞岐岩,得到了一组地球化学数据^[22],但并未对照赞岐岩的标准进行验证,因此,其是否为赞岐岩仍需要进行验证。陈红杰也提出该地区基性岩墙为赞岐岩的观点^[23],但对比赞岐岩的地球化学标准,对于其 $Mg^\#$ 值普遍偏低、 $w(Sr) + w(Ba)$ 值较低的地球化学结果,仍存在可验证之处。Peng 等从宣化西望山地区岩墙核部得到 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $(1\,973 \pm 4)$ Ma,为岩浆结晶时的年龄^[45]。

2.3 兴和地区

兴和地区采样位置(图 2)为内蒙古兴和黄土窑地区,区域内可见风化呈土黄色的孔兹岩,孔兹岩部分熔融形成的石榴花岗岩、TTG、高压麻粒岩和基性岩墙,其中基性岩墙切穿 TTG 产出,有细小的岩枝,与围岩接触具有冷凝边。Zhang 等研究表明,古



图件引自文献[46],有所修改

图 2 华北恒山—宣化—兴和地区早前寒武纪主要地质单元简图

Fig. 2 Simplified Map Showing Early Precambrian Geological Units of Hengshan-Xuanhua-Xinghe Area in North China

元古代岩墙年龄为 $1.85 \sim 1.97 \text{ Ga}$ ^[47]。目前,在该地区已发现有基性岩墙为赞岐岩^[20],但并没有详细的地球化学数据和具体描述,仅根据野外产出的关系辨认其为赞岐岩,证据不足,因此,就其是否为赞岐岩仍需要进一步验证。

3 岩相学特征

通过光学显微镜及电子探针技术(表 1~3)鉴定,华北恒山—宣化—兴和地区岩石大致可以分为 4 类,分别为石榴石变余辉绿岩、斜长角闪岩、基性麻粒岩和含石英斜长角闪岩。

3.1 恒山地区

3.1.1 石榴石变余辉绿岩

样品 HS-5 为石榴石变余辉绿岩,呈墨绿色,具变余辉绿结构和块状构造。其主要由斜长石(体积分数为 35%)、单斜辉石(25%)、斜方辉石(8%)、角闪石(20%)、细粒与辉石共生呈后成合晶、黑云母(3%)、石榴石(7%)及副矿物(磁铁矿等,2%)等组成。斜长石呈自形一半自形,粒度为 $0.10 \sim 0.45 \text{ mm}$,可见聚

片双晶,常与石榴石形成“红眼圈”结构,主要为中长石,由核至边, Si、Na 含量先降低后升高, Al、Ca 含量皆先升后降,显示震荡环带;单斜辉石主要为次透辉石,呈半自形,粒度为 $0.10 \sim 0.25 \text{ mm}$,常围绕在较大颗粒的辉石周围,外围为角闪石颗粒,角闪石主要为含钾含镁绿钙闪石;斜方辉石呈宽板状,无多色性,可见席列结构,呈一级橙黄至一级黄白干涉色,平行消光[图 3(a)、(b)];石榴石种类为铁铝榴石。

3.1.2 斜长角闪岩

样品 HS-12 为斜长角闪岩,呈墨绿色,具变余辉绿结构和块状构造。其主要由斜长石(体积分数为 35%)、角闪石(35%)、单斜辉石(10%)、斜方辉石(4%)、黑云母(4%)、石榴石(10%)及副矿物(磁铁矿等,2%)等组成。斜长石呈自形一半自形,粒度为 $0.25 \sim 0.45 \text{ mm}$,可见聚片双晶,常与石榴石形成“红眼圈”结构,由核至边, Si、Na 含量逐渐升高, Al、Ca 含量逐渐降低,显示正环带,即核部为拉长石,中部为中长石,边部为更长石;角闪石呈半自形,粒度为 $0.10 \sim 0.25 \text{ mm}$,十分破碎,疑为辉石假象,

表 1 斜长石电子探针分析结果

Tab. 1 Electron Microprobe Analysis Results of Plagioclases

样品编号	HS-5	HS-5	HS-5	HS-12	HS-12	HS-12	625-1	625-1	625-1	624-2-1	624-2-1	624-2-1
分析位置	核部	中部	边部	核部	中部	边部	核部	中部	边部	核部	中部	边部
$w(\text{Na}_2\text{O})/\%$	6.86	5.35	7.95	4.56	6.47	8.68	6.46	6.36	5.87	7.17	6.69	9.28
$w(\text{MgO})/\%$	0.09	0.03			0.07	0.05		0.01	0.08			0.08
$w(\text{Al}_2\text{O}_3)/\%$	26.64	28.73	24.64	28.69	26.91	24.18	26.91	26.61	26.77	26.04	26.68	23.10
$w(\text{SiO}_2)/\%$	56.81	54.22	59.02	52.54	56.26	61.25	56.23	56.40	56.08	57.71	56.36	61.72
$w(\text{K}_2\text{O})/\%$	0.13	0.13	0.15	0.07	0.06	0.09	0.27	0.33	0.28	0.18	0.20	0.22
$w(\text{CaO})/\%$	9.14	11.60	6.83	12.86	9.75	5.75	9.62	9.77	9.72	8.42	9.50	5.17
$w(\text{TiO}_2)/\%$			0.11						0.05	0.14	0.08	0.04
$w(\text{Cr}_2\text{O}_3)/\%$												
$w(\text{MnO})/\%$				0.06	0.01				0.04			0.10
$w(\text{FeO})/\%$		0.13	0.37	0.40		0.16	0.25		0.50	0.70	0.19	
$w_{\text{total}}/\%$	99.67	100.18	99.07	99.18	99.53	100.15	99.74	99.48	99.39	100.35	99.69	99.73
An 值	44	56	33	60	47	27	47	47	47	40	46	20

注: $w(\cdot)$ 为元素或化合物含量; w_{total} 为主量元素总含量;An 值为长石牌号;分析单位为中国地质大学(北京)实验中心电子探针室。

表 2 暗色矿物电子探针分析结果

Tab. 2 Electron Microprobe Analysis Results of Melanocratic Minerals

样品编号	HS-5	HS-12	624-2-1	624-2-1	HS-5	HS-12	625-1	625-1	625-1
矿物类型	角闪石	角闪石	角闪石	角闪石	单斜辉石	单斜辉石	单斜辉石	斜方辉石	斜方辉石
分析位置	核部	核部	边部	核部	核部	核部	核部	核部	边部
$w(\text{Na}_2\text{O})/\%$	1.83	1.60	1.82	0.36	0.76	0.66	0.64	0.27	0.15
$w(\text{MgO})/\%$	9.48	9.41	6.47	8.13	12.78	13.22	10.84	16.54	16.66
$w(\text{Al}_2\text{O}_3)/\%$	11.71	11.21	8.76	0.80	1.62	3.49	3.11	0.99	1.06
$w(\text{SiO}_2)/\%$	41.44	42.40	41.26	45.58	50.64	49.89	48.66	48.60	48.59
$w(\text{K}_2\text{O})/\%$	1.11	0.80	1.27		0.04	0.18		0.07	
$w(\text{CaO})/\%$	11.12	11.12	9.94	10.16	22.36	19.04	20.83	0.61	0.51
$w(\text{TiO}_2)/\%$	1.32	1.21	1.46	0.54	0.12	0.48	0.29	0.06	0.04
$w(\text{Cr}_2\text{O}_3)/\%$									
$w(\text{MnO})/\%$	0.13	0.10	0.25	0.75	0.14	0.36	0.45	0.81	0.68
$w(\text{FeO})/\%$	19.57	19.18	26.28	30.73	10.89	12.19	14.29	31.83	32.47
$w_{\text{total}}/\%$	97.71	97.04	97.50	97.06	99.34	99.50	99.10	99.77	100.16
Mg [#] 值	46.52	46.84	30.66	32.21	67.82	66.08	57.67	48.28	47.96

注:分析单位为中国地质大学(北京)实验中心电子探针室。

表 3 石榴石及不透明矿物电子探针分析结果

Tab. 3 Electron Microprobe Analysis Results of Garnet and Opaque Minerals

样品编号	HS-5	HS-12	625-1	624-2-1	HS-5	HS-12	625-1
矿物类型	钛铁矿	磁铁矿	钛铁矿	磁铁矿	石榴石	石榴石	石榴石
$w(\text{Na}_2\text{O})/\%$					0.16	0.01	0.04
$w(\text{MgO})/\%$					3.86	3.54	4.09
$w(\text{Al}_2\text{O}_3)/\%$	0.19		0.18		20.62	20.50	20.48
$w(\text{SiO}_2)/\%$	0.04	3.08	0.12	0.19	36.93	37.52	36.38
$w(\text{K}_2\text{O})/\%$					0.01	0.05	
$w(\text{CaO})/\%$					6.28	8.51	6.70
$w(\text{TiO}_2)/\%$	50.77		49.48	0.28		0.01	0.11
$w(\text{Cr}_2\text{O}_3)/\%$	0.06	0.04				0.17	0.10
$w(\text{MnO})/\%$	0.18		0.39	0.08		0.89	1.82
$w(\text{FeO})/\%$	49.10	90.02	49.75	91.90	31.92	27.92	29.55
$w_{\text{total}}/\%$	100.35	93.14	99.92	92.46	99.77	99.12	99.27

注:分析单位为中国地质大学(北京)实验中心电子探针室。

细微粒斜长石充填其中,外围为更细粒角闪石颗粒围绕,常与石榴石接触,根据电子探针分析结果判定其为含钾含镁绿钙闪石;辉石为普通辉石;石榴石在正交光下全消光,包裹体含量增多,属于铁铝榴石[图 3(c)~(f)]。

3.2 宣化地区

样品 625-1 为基性麻粒岩,呈灰绿色,具粒状变晶结构和块状构造。其主要由斜长石(体积分数为 45%)、辉石(紫苏辉石为 15%,单斜辉石为 20%)、角闪石(3%)、石榴石(8%)以及其他(磁铁矿等,9%)组成。斜长石呈半自形,粒度为 0.1~0.5 mm,可见聚片双晶,主要为中长石,由核至边,Na 含量略降低,Ca 含量略升高,不明显,显示轻微正环带。紫苏辉石为铁紫苏辉石,呈淡红色—淡绿色粒

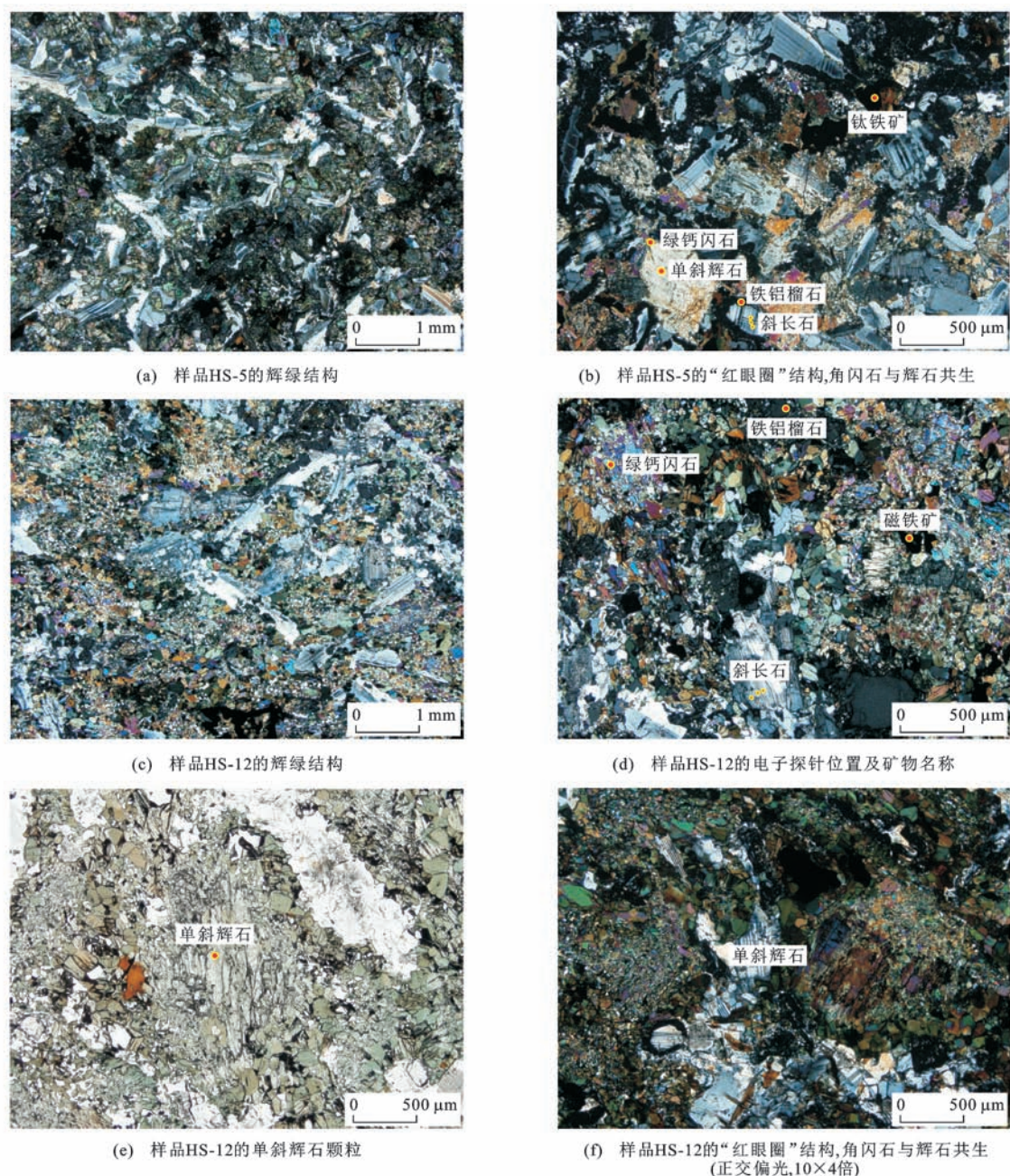


图3 恒山义兴寨地区基性岩石显微照片

Fig. 3 Photomicrographs of Basic Rocks in Yixingzhai Area of Hengshan

状,粒度为 0.20~0.65 mm,呈半自形一级橙黄至一级紫红干涉色,横切面对称消光,纵切面平行消光;单斜辉石为次透辉石;石榴石呈淡红色,正高突起,正交偏光下全消光(图 4),属于铁铝榴石。

3.3 兴和地区

样品 624-2-1 为含石英斜长角闪岩,呈灰白色,具变余辉绿结构和块状构造。其主要由斜长石(体积分数为 50%)、高铁角闪石(30%)、绿钙角闪石(10%)、石英(5%)及其他(磁铁矿等,5%)组成。斜长石呈自形,粒度为 0.1~0.5 mm,可见聚片双晶

和环带。在斜长石边部常发育蠕英结构,由核至边,Al 含量降低,Si 含量升高,Na 含量先略降低后升高,Ca 含量先略升高后降低,显示轻微震荡环带,核部及中部为中长石,边部为更长石。角闪石多核部为高铁角闪石,边部为绿钙闪石,为后成合晶结构(图 5)。

4 地球化学特征

为了更好地确定华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙是否为赞岐岩,对样品进行了全岩分析(表 4),

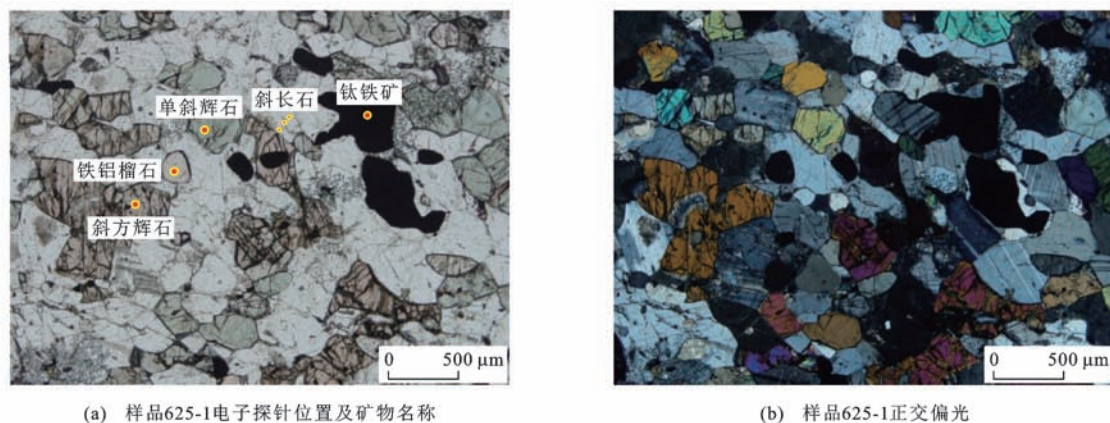


图 4 宣化地区基性岩石显微照片

Fig. 4 Photomicrographs of Basic Rocks in Xuanhua Area

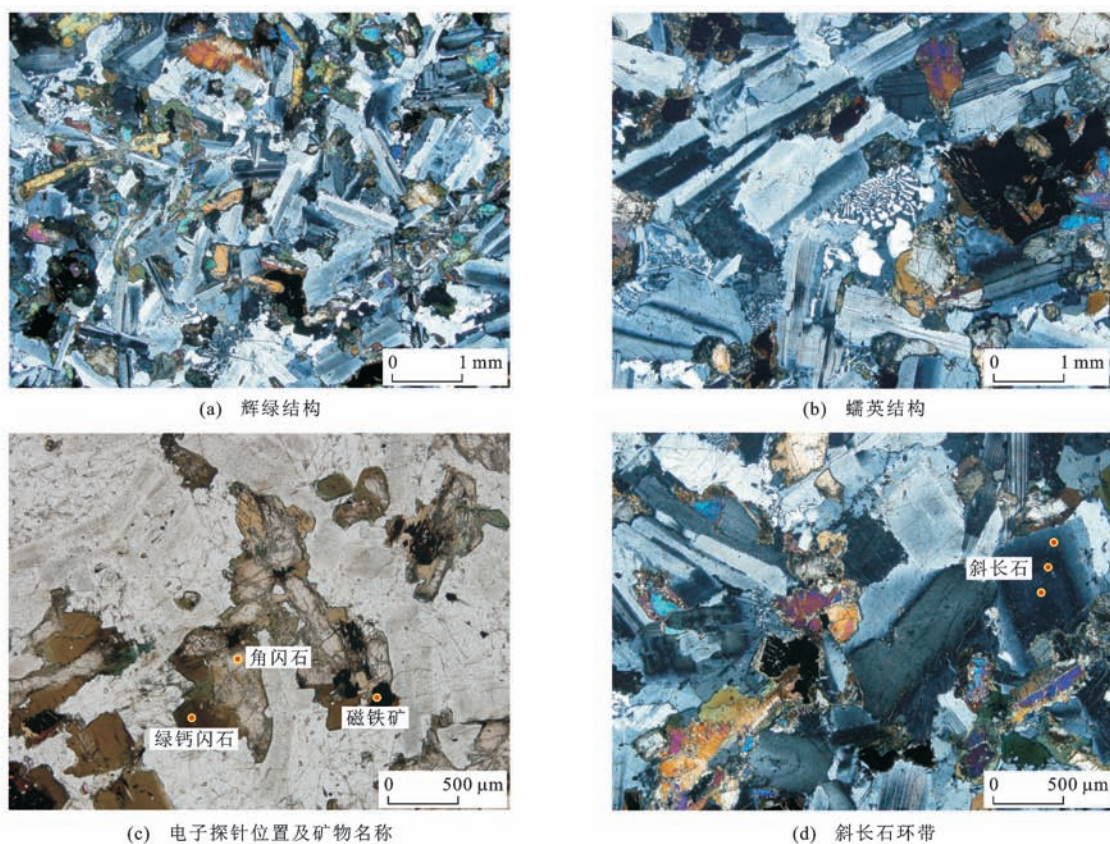


图 5 兴和地区基性岩石显微照片

Fig. 5 Photomicrographs of Basic Rocks in Xinghe Area

并收集了中国和世界范围内其他地区已发表的文献里有关赞岐岩的一些数据^[2-3,5-32,48]进行投图处理,再与研究区所得地球化学数据进行对比,并与赞岐岩的地球化学标准进行核验,用以验证研究区基性岩墙是否为赞岐岩。

4.1 主量元素特征

恒山—宣化—兴和地区 SiO_2 含量为 50%~56%, K_2O 含量为 0.51%~2.18%, $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ 值为 1.4~4.7; $\text{Mg}^\#$ 值 (32~48) 低于原生玄武岩 (70),

其中宣化和恒山地区的较为一致,而兴和地区则差别较大。根据主量元素特征,恒山和宣化地区属于玄武岩, $\text{Mg}^\#$ 值为 41.3~48.3, 兴和地区则属于玄武安山岩, $\text{Mg}^\#$ 值为 32.2~32.6。

由于研究区岩石皆为侵入岩,所以通过硅碱图对岩石进行分类[图 6(a)], 恒山—宣化地区样品的地球化学数据大部分落在亚碱性辉长岩内, 兴和地区的则落在辉长闪长岩内,这与其在野外鉴定及室内镜下鉴定的结果一致,同时与已发表的赞岐岩的

表 4 主量元素和微量元素分析结果

Tab. 4 Analysis Results of Major and Trace Elements

样品编号	HS-5	HS-6	HS-12	625-1	625-2	625-3	624-2-1	624-2-2
样品位置	恒山地区	恒山地区	恒山地区	宣化地区	宣化地区	宣化地区	兴和地区	兴和地区
$w(\text{SiO}_2)/\%$	50.31	49.84	50.18	50.14	50.43	49.93	55.41	55.04
$w(\text{Al}_2\text{O}_3)/\%$	13.19	12.54	14.03	13.32	13.40	13.31	13.34	13.24
$w(\text{CaO})/\%$	10.12	9.26	9.76	9.93	10.21	9.94	6.87	6.96
$w(\text{Fe}_2\text{O}_3)/\%$	2.13	4.16	3.53	4.18	3.54	3.97	1.43	2.54
$w(\text{FeO})/\%$	11.96	10.32	9.44	10.53	10.89	11.04	11.08	10.35
$w(\text{K}_2\text{O})/\%$	0.51	0.85	0.69	0.57	0.61	0.51	2.16	2.10
$w(\text{MgO})/\%$	5.95	6.01	6.56	5.94	5.88	5.71	3.27	3.40
$w(\text{MnO})/\%$	0.22	0.23	0.21	0.23	0.23	0.23	0.19	0.19
$w(\text{Na}_2\text{O})/\%$	2.30	2.41	2.36	2.51	2.44	2.41	3.18	3.14
$w(\text{P}_2\text{O}_5)/\%$	0.14	0.39	0.20	0.14	0.15	0.15	0.51	0.51
$w(\text{TiO}_2)/\%$	1.24	1.84	1.36	1.30	1.33	1.38	1.49	1.54
$w(\text{CO}_2)/\%$	0.20	0.59	0.05	0.04	0.07	0.21	0.16	0.12
$w(\text{H}_2\text{O}^+)/\%$	1.16	1.40	1.22	0.86	0.86	0.74	0.60	0.64
烧失量/ $\%$	0.53	0.67	0.71	-0.13	-0.27	-0.30	0.02	-0.13
$w_{\text{total}}/\%$	99.96	100.51	100.30	99.56	99.77	99.23	99.71	99.64
$w(\text{Li})/10^{-6}$	6.00	8.34	8.78	20.50	20.20	19.40	10.99	10.40
$w(\text{Be})/10^{-6}$	0.54	0.85	0.64	0.57	0.59	0.60	1.21	1.18
$w(\text{Cr})/10^{-6}$	109.00	82.00	143.00	107.00	110.00	101.00	11.00	5.58
$w(\text{Mn})/10^{-6}$	1 730	1 710	1 583	1 733	1 792	1 803	1 416	1 443
$w(\text{Co})/10^{-6}$	55.1	48.7	50.7	58.6	57.8	58.4	38.0	39.9
$w(\text{Ni})/10^{-6}$	42.50	44.90	63.90	62.20	61.40	58.90	11.60	9.98
$w(\text{Cu})/10^{-6}$	56.3	52.9	52.1	65.0	79.6	81.1	12.8	13.5
$w(\text{Zn})/10^{-6}$	115	133	111	123	122	122	129	133
$w(\text{Ga})/10^{-6}$	16.4	17.8	16.8	16.9	17.0	17.0	19.8	19.8
$w(\text{Rb})/10^{-6}$	12.0	19.3	17.9	15.7	17.4	11.8	52.6	50.1
$w(\text{Sr})/10^{-6}$	164	214	185	220	211	207	373	375
$w(\text{Mo})/10^{-6}$	0.43	0.48	0.43	0.44	0.48	0.50	0.99	0.96
$w(\text{Cd})/10^{-6}$	0.15	0.17	0.15	0.15	0.16	0.17	0.13	0.14
$w(\text{In})/10^{-6}$	0.08	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08	0.08
$w(\text{Cs})/10^{-6}$	0.38	2.34	0.70	0.55	0.56	0.35	0.79	0.71
$w(\text{Ba})/10^{-6}$	212	317	265	213	214	194	1 092	1 097
$w(\text{Tl})/10^{-6}$	<0.05	0.15	0.12	0.07	0.07	0.05	0.26	0.27
$w(\text{Pb})/10^{-6}$	2.79	4.78	3.52	4.65	3.24	2.80	11.60	11.30
$w(\text{Bi})/10^{-6}$	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
$w(\text{Th})/10^{-6}$	1.29	1.89	1.65	1.06	1.21	1.11	6.57	6.15
$w(\text{U})/10^{-6}$	0.29	0.41	0.36	0.26	0.31	0.30	1.17	1.12
$w(\text{Nb})/10^{-6}$	4.59	7.50	5.33	4.53	4.87	4.78	9.51	9.36
$w(\text{Ta})/10^{-6}$	0.33	0.52	0.39	0.37	0.36	0.37	0.66	0.66
$w(\text{Zr})/10^{-6}$	87.7	137.0	107.0	75.5	99.3	90.5	178.0	169.0

续表 4

样品编号	HS-5	HS-6	HS-12	625-1	625-2	625-3	624-2-1	624-2-2
样品位置	恒山地区	恒山地区	恒山地区	宣化地区	宣化地区	宣化地区	兴和地区	兴和地区
$w(\text{Hf})/10^{-6}$	2.74	4.29	3.30	2.46	3.19	2.93	5.21	5.16
$w(\text{Sn})/10^{-6}$	1.38	1.58	1.68	1.26	1.26	1.46	1.79	1.79
$w(\text{Sb})/10^{-6}$	0.11	0.07	0.09	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
$w(\text{Ti})/10^{-6}$	11 893	17 725	12 902	12 482	13 122	13 351	13 844	14 420
$w(\text{W})/10^{-6}$	0.17	0.60	0.25	0.13	0.13	0.15	0.35	0.35
$w(\text{As})/10^{-6}$	0.84	0.18	0.58	0.06	<0.05	0.09	0.18	0.18
$w(\text{V})/10^{-6}$	365	395	349	369	380	385	215	223
$w(\text{La})/10^{-6}$	10.3	19.2	12.5	10.0	10.5	10.3	40.6	40.3
$w(\text{Ce})/10^{-6}$	22.9	42.3	27.0	22.8	23.8	23.4	102.0	101.0
$w(\text{Pr})/10^{-6}$	3.14	5.74	3.71	3.19	3.29	3.27	10.00	9.92
$w(\text{Nd})/10^{-6}$	15.1	27.0	17.4	15.6	16.2	16.1	33.8	33.9
$w(\text{Sm})/10^{-6}$	3.66	6.25	4.25	3.92	4.07	4.13	8.13	8.10
$w(\text{Eu})/10^{-6}$	1.22	1.79	1.31	1.26	1.32	1.32	2.19	2.20
$w(\text{Gd})/10^{-6}$	4.57	7.18	5.18	4.86	5.03	5.15	7.61	7.61
$w(\text{Tb})/10^{-6}$	0.74	1.12	0.82	0.77	0.83	0.85	1.05	1.05
$w(\text{Dy})/10^{-6}$	4.84	7.11	5.19	5.03	5.52	5.52	6.06	6.19
$w(\text{Ho})/10^{-6}$	1.03	1.45	1.08	1.07	1.20	1.17	1.19	1.20
$w(\text{Er})/10^{-6}$	3.08	4.22	3.21	3.21	3.57	3.45	3.45	3.51
$w(\text{Tm})/10^{-6}$	0.44	0.61	0.45	0.46	0.52	0.50	0.48	0.48
$w(\text{Yb})/10^{-6}$	2.96	3.81	2.99	2.95	3.44	3.28	3.08	3.18
$w(\text{Lu})/10^{-6}$	0.44	0.58	0.45	0.46	0.53	0.50	0.46	0.49
$w(\text{Sc})/10^{-6}$	52.9	49.5	44.8	50.1	52.5	50.8	34.1	35.6
$w(\text{Y})/10^{-6}$	28.7	38.2	28.6	29.2	32.9	31.3	33.1	32.9
$w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$	4.509 804	2.835 294	3.420 290	4.403 509	4.000 000	4.725 490	1.472 222	1.495 238
Mg [#] 值	43.560 36	43.478 67	48.345 31	42.796 82	42.920 94	41.293 35	32.247 26	32.630 44
$(w(\text{Ba})+w(\text{Sr}))/10^{-6}$	376	531	450	433	425	401	1 465	1 472
$(w(\text{Ni})+w(\text{Cr}))/10^{-6}$	151.50	126.90	206.90	169.20	171.40	159.90	22.60	15.56
$w(\text{FeO}^{\text{T}})/\%$	13.876 57	14.063 17	12.616 29	14.291 16	14.075 29	14.612 21	12.366 71	12.635 49

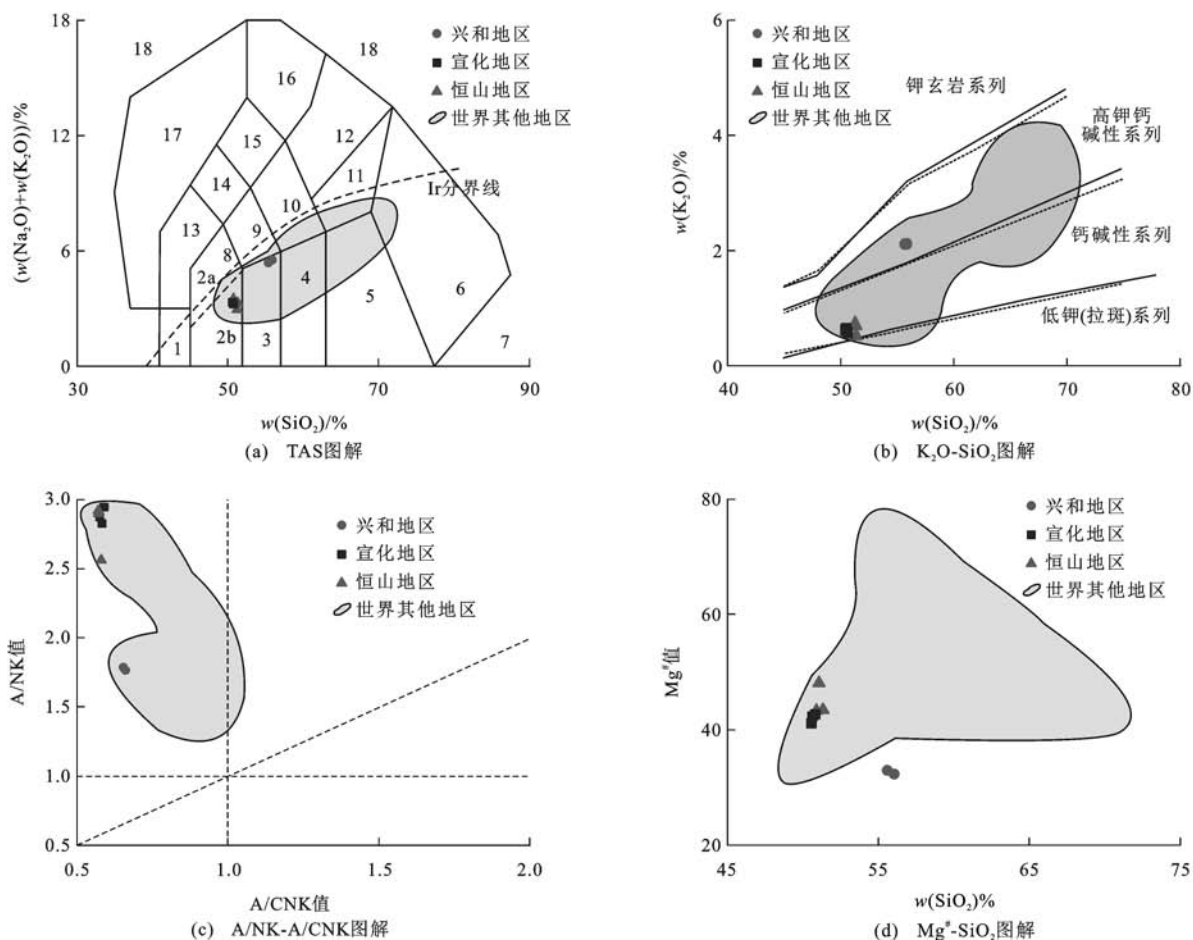
注:分析单位为中国地质科学院国家地质实验测试中心;检测方法依据为国家标准 GB/T 14506.30—2010 和 GB/T 14506.28—2010;检测仪器为等离子质谱仪(PE300D)和 X 射线荧光光谱仪(PW4400)。

区域有重合。从图 6(a)可以看出,赞岐岩主要落在 Ir 分界线的下方,即主要为亚碱性。通过样品主量元素的硅钾投图[图 6(b)]可以看出,恒山—宣化地区岩石为钙碱性系列,兴和地区为高钾钙碱性系列。中酸性赞岐岩 K_2O 含量普遍高于基性—超基性赞岐岩,超基性岩和基性岩的 K 含量变化则十分连续,主要分布在钙碱性系列,而在中酸性系列中,则可分为高钾钙碱性系列和低钾系列,但主要还是高钾系列,二者并无明显的差异。在 A/NK-A/CNK 图解中,样品都为准铝质岩石,赞岐岩也基本上都落在准铝质区域(A/NK 值介于 1.0~3.0 之间, A/CNK 值介于 0.5~1.0 之间)[图 6(c)]。赞岐岩最重要的特点就是其 $\text{Mg}^{\#}$ 值比较高,在 30~80 内都

有分布,但主要集中在 40~60 内,恒山—宣化地区岩石 $\text{Mg}^{\#}$ 值与这个范围有重合,而兴和地区则偏低[图 6(d)]。

4.2 稀土及微量元素特征

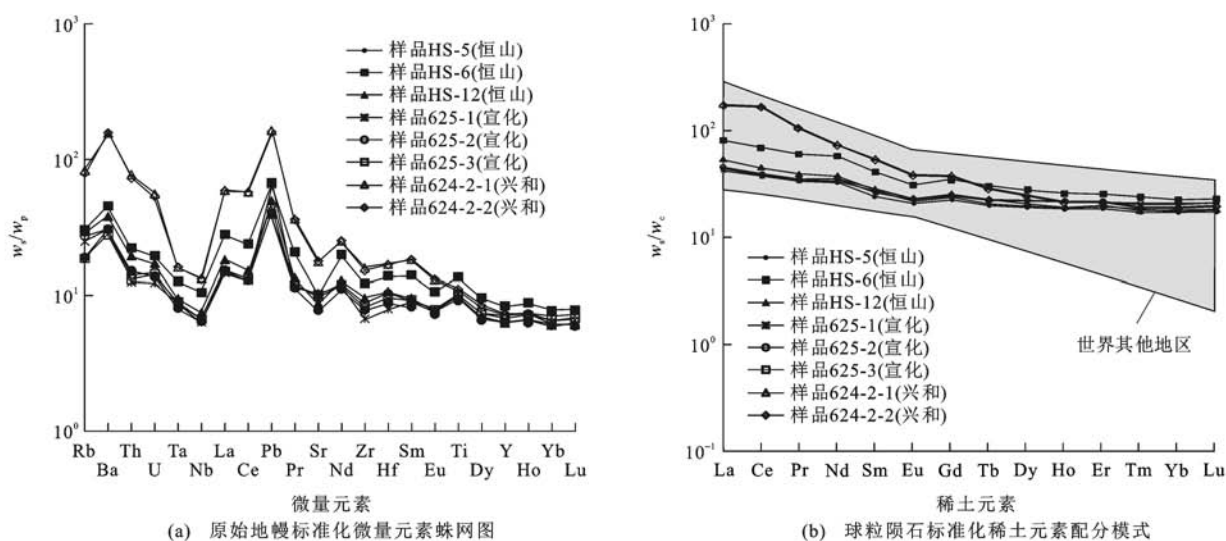
赞岐岩既富含相容元素,又富含不相容元素,且轻稀土元素较重稀土元素富集,并且具有 Nb-Ta 亏损的特征。从原始地幔标准化微量元素蛛网图[图 7(a)]可以看出,微量元素蛛网图与 TTG 十分相似,但是有明显的 Nb-Ta 负异常,不相容元素十分富集。其中 Pb 元素含量明显富集, Sr、Ba 元素轻微富集。这与赞岐岩地球化学标准特点存在着一定相似性,但需要指出的是,研究区样品有一定的 Ti 正异常。从球粒陨石标准化稀土元素配分模式[图 7(b)]



Ir 分界线上为碱性,下方为亚碱性;1 为橄榄辉长岩;2a 为碱性辉长岩;2b 为亚碱性辉长岩;3 为辉长闪长岩;4 为闪长岩;5 为花岗岩;6 为花岗岩;7 为石英岩;8 为二长辉长岩;9 为二长闪长岩;10 为二长岩;11 为石英二长岩;12 为正长岩;13 为副长石辉长岩;14 为副长石二长闪长岩;15 为副长石二长正长岩;16 为副长石正长岩;17 为副长石深成岩;18 为霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

图 6 赞岐岩 TAS 图解、 K_2O-SiO_2 图解、A/NK-A/CNK 图解和 $Mg^\#-SiO_2$ 图解

Fig. 6 Diagrams of TAS, K_2O-SiO_2 , A/NK-A/CNK and $Mg^\#-SiO_2$ of Sanukitoids



w_s 为样品含量; w_p 为原始地幔含量; w_c 为球粒陨石含量; 图(a)引自文献[49]; 图(b)引自文献[50]

图 7 赞岐岩原始地幔标准化微量元素蛛网图和球粒陨石标准化稀土元素配分模式

Fig. 7 Primitive Mantle-normalized Trace Element Spider Diagram and Chondrite-normalized REE Pattern of Sanukitoids

可以看出,研究区样品与世界其他地区的赞岐岩稀土元素配分模式基本一致,轻稀土元素较重稀土元素更富集(轻、重稀土元素含量之比介于 3.1~8.5 之间),稀土元素总含量也较高($(74\sim 221)\times 10^{-6}$),显示轻微的 Eu 负异常(0.8~1.0)以及 Tm 正异常。总体来看,研究区样品与世界其他地区的赞岐岩有一定的相似性,但也存在着差别。

为了进一步判定研究区样品与世界其他地区的赞岐岩在一些典型微量元素(Cr、Ni、Sr 和 Ba)含量之间的差别,采用一系列微量元素哈克图解(图 8)。从图 8 可以看出,赞岐岩 Cr、Ni 含量分别为 $(37\sim 600)\times 10^{-6}$ 、 $(25\sim 256)\times 10^{-6}$,并随着 SiO_2 含量的增加而下降,而 Sr、Ba 含量分别为 $(200\sim 1\,200)\times 10^{-6}$ 、 $(150\sim 160)\times 10^{-6}$,则随着 SiO_2 含量的增加而增加,越偏基性的赞岐岩越富含相容元素,偏酸性的赞岐岩则更富含不相容元素。在恒山和宣化地区, Ni 含量为 $(42.5\sim 63.9)\times 10^{-6}$, Cr 为 $(82\sim 143)\times 10^{-6}$, Co 为 $(48.7\sim 58.6)\times 10^{-6}$, V 为 $(349\sim 395)\times 10^{-6}$,而兴和地区 Ni 含量为 $(9.98\sim 11.6)\times 10^{-6}$, Cr 为 $(5.58\sim 11.00)\times 10^{-6}$, Co 为 $(38.0\sim 39.9)\times 10^{-6}$, V 为 $(215\sim 223)\times 10^{-6}$ 。从不相容元素

含量来看,恒山和宣化地区 Sr 含量为 $(164\sim 220)\times 10^{-6}$, Ba 为 $(194\sim 317)\times 10^{-6}$, Rb 为 $(11.8\sim 19.3)\times 10^{-6}$,而兴和地区 Sr 含量为 $(373\sim 375)\times 10^{-6}$, Ba 为 $(1\,092\sim 1\,097)\times 10^{-6}$, Rb 为 $(50.1\sim 52.6)\times 10^{-6}$ 。总的来说,兴和地区样品更加富集不相容元素,而恒山和宣化地区则略富集相容元素,但研究区 Cr 和 Ni 含量与赞岐岩的地球化学标准特点都不是十分吻合。

4.3 小 结

华北恒山—宣化—兴和地区样品主量元素与世界其他地区的赞岐岩有重合,但是 $\text{Mg}^\#$ 值总体偏低,而兴和地区则基本无重合;研究区样品轻稀土元素较重稀土元素富集,显示轻微的 Eu 负异常,有明显的 Nb-Ta 负异常,轻微富集 Sr、Ba,这与赞岐岩的地球化学标准特点也是存在着一定相似性,但研究区 Cr 和 Ni 含量都不是十分吻合。因此,华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙并非典型的赞岐岩,就其成因和构造背景,尚需进一步讨论。

5 成因讨论

华北恒山—宣化—兴和地区岩墙的形成受源区

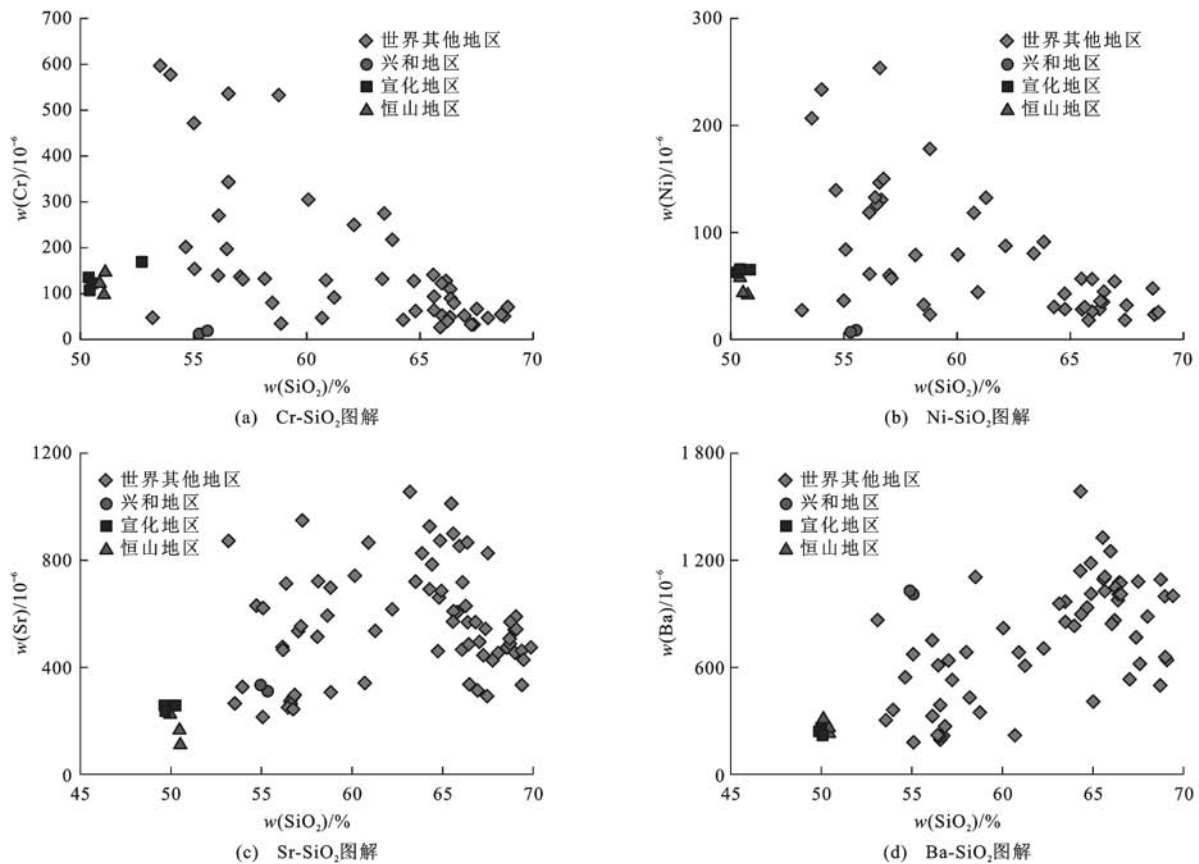


图 8 赞岐岩微量元素哈克图解

Fig. 8 Harker Diagrams of Trace Elements of Sanukitoids

性质、岩浆混合、熔融程度、结晶分异程度和同化混染及后期蚀变等多种因素的影响。只有理清了各个方面作用的方式及强弱,才能准确把握研究区的岩墙成因。研究区所有样品烧失量均较低($-0.30\% \sim 0.67\%$),表明岩石样品受后期热液蚀变影响较小;岩石氧化度较大, $w(\text{FeO})/(w(\text{FeO})+w(\text{Fe}_2\text{O}_3))$ 值在 $0.712 \sim 0.885$ 之间。一般来说,氧化度愈高则氧化程度越低,可见岩石样品总体受氧化影响很小。研究区 $\text{Mg}^\#$ 值($32 \sim 48$)低于原生玄武岩(70), MgO 含量为 $3.3\% \sim 6.7\%$,因此,研究区样品经历镁铁质矿物的结晶分异作用,也就是说岩墙为岩浆演化

后的产物,具有演化玄武岩的特征。从图 9 可以看出,研究区样品更富 FeO^T 和 TiO_2 ,尤其是恒山和宣化地区样品 FeO^T 含量为 $12.8\% \sim 14.8\%$, MgO 为 $5.8\% \sim 6.7\%$, TiO_2 为 $1.3\% \sim 1.9\%$,属于高铁高镁玄武岩(FeO^T 含量大于 14%),而兴和地区样品 FeO^T 含量为 $12.50\% \sim 12.76\%$, MgO 为 $3.3\% \sim 3.4\%$, TiO_2 为 $1.5\% \sim 1.6\%$,同属于高铁玄武安山岩。研究区样品都符合富 Fe、贫 Si 的 Fenner 演化趋势^[51],但与恒山、宣化地区的基性岩墙岩石相比,兴和地区的基性岩墙更像一种过渡类型,因为其 SiO_2 含量相对较高,而 FeO^T 含量又相对较低。

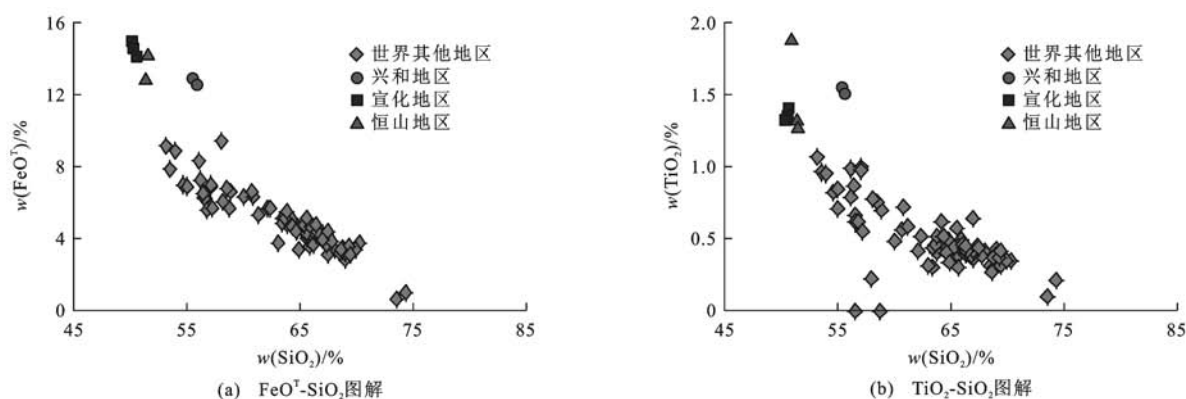


图 9 赞岐岩 FeO^T - SiO_2 图解与 TiO_2 - SiO_2 图解

Fig. 9 Diagrams of FeO^T - SiO_2 and TiO_2 - SiO_2 of Sanukitoids

高铁玄武岩成因目前有 3 种解释:①普通洋中脊型玄武岩在封闭系统中简单的分离结晶作用;②低压条件下俯冲板片的大比例部分熔融;③地幔柱头前富铁组分的部分熔融^[52]。洋中脊型高铁玄武岩更富 TiO_2 (含量为 $3.97\% \sim 5.51\%$), $\text{Mg}^\#$ 值较低($30 \sim 40$)。低压条件下脱水俯冲板片大比例部分熔融形成的高铁玄武岩轻微富集轻稀土元素,与正常洋中脊型玄武岩(N-MORB)相比,具有异常高的 Nb、Ta、Ti 含量和低的 Zr、Hf、Y 含量特征,是脱水俯冲板片(难熔榴辉岩)的直接部分熔融或受到俯冲交代的上覆地幔楔的部分熔融形成的。而若要使上覆地幔楔在低压条件下发生熔融形成这种高铁镁质拉斑玄武岩,必须有足够的热量。Leybourne 等认为在地球演化早期,高热流和年轻洋壳的快速俯冲熔融可能会导致俯冲板片在浅部大比例部分熔融,从而形成这种高铁镁质玄武岩^[53],这与赞岐岩成因十分类似。地幔柱头前富铁组分的部分熔融形成的高铁玄武岩,是一套存在于大陆溢流玄武岩(CFB's)的底部、比正常苦橄质岩石高铁镁质的苦橄质岩石。这套岩石具有高 $(\text{Gd}/\text{Yb})_\text{en}$ 值和 $(\text{Gd}/\text{Yb})_\text{en}$ 值、低 Al_2O_3 含量的特征^[52]。

Halls 等曾在华北克拉通早中元古代基性岩脉的古地磁研究中提到太行山早中元古代基性岩脉群存在富铁拉斑质岩石^[54];侯贵廷研究的晋北中元古代岩墙具有高 Fe(含量为 $14\% \sim 16\%$)的特征^[55];Wang 等在开展太行山南段隆升过程构造-热年代学研究 and 基性岩脉研究时,也发现太行山南段有些基性岩脉属于高铁镁质岩石^[56];彭澎等在晋冀蒙交界地区区分了 3 组不同的岩墙类型,分别为高镁拉斑玄武岩、高铁玄武岩以及高铁玄武岩和安山岩,并认为这 3 种岩墙岩石在形成过程中都经历了一定程度的分离结晶和明显的地壳混染,推测其可能为地幔柱背景下大陆伸展裂解的产物^[57]。然而,彭头平等指出,低压条件下俯冲板片大比例部分熔融的成因,对于解释华北克拉通内部南太行山地区发现的早元古代(约 1.8 Ga)高铁镁质基性岩脉成因机制有重要的现实意义,也就是说这些基性岩墙很可能是高热流值的年轻洋壳板块快速俯冲导致俯冲板片或上覆地幔楔熔融形成的^[52]。因此,关于其究竟是大陆伸展裂解成因还是热的年轻板块快速俯冲形成的,需要做更多的微量元素方面的讨论。

综上所述,研究区构造背景目前可以分为两类:

①高铁玄武岩,为大陆伸展裂解成因^[55,57];②高铁镁质玄武岩及高铁玄武安山岩,或高铁的赞岐岩类类似物,为俯冲板片脱水部分熔融或上覆地幔楔受交代后部分熔融形成的^[52]。针对研究区构造背景,本文结合地球化学证据及野外证据判断其是属于板内伸展裂解成因还是俯冲岛弧成因。

首先,可以明确的是,研究区岩石经历一定程度的地壳混染。从宏观上来说,研究区岩墙具有冷边,且由边部至中心有渐变带,不可能是与单一热能交换所致^[55]。从微观上来说,样品 $w(\text{Ti})/w(\text{Zr})$ 值为54.63~103.23,低于原始地幔,由于陆壳中 $w(\text{Ti})/w(\text{Zr})$ 值明显低于各种地幔类型,所以研究区样品发生了一定程度的地壳混染^[58]。此外,Pb元素明显富集,Sr、Ba元素富集,中等不相容元素Nb-Ta的亏损及轻稀土元素的富集表明其经历了地壳混染作用。根据以上特点,尤其是Nb-Ta亏损,一般会认为其属于岛弧岩浆成因,但夏林圪等在地幔柱成因的岩石对比研究中总结认为,在原始地幔标准化微量元素蛛网图中,软流圈地幔(或地幔柱)受到大陆地壳或岩石圈的混染作用,也会表现出Nb-Ta负异常和Ti负异常的消减带特征,这也是部分学者认为其为构造伸展裂解成因的主要原因^[59]。此外,赵振华也提出岛弧玄武岩具有Nb-Ta、Ti亏损,但出现Nb-Ta、Ti亏损的并不一定是岛弧环境^[60]。因此,为了区分其是伸展裂解成因还是消减带成因,采取两种方法进行判断:①地球化学指标;②构造环境判别图解。

除了Nb-Ta亏损等消减带构造环境的特点外,侯贵廷指出区分地幔柱成因和消减带成因的地幔指标是:岛弧玄武岩总体上具有较低的Zr含量($<130 \times 10^{-6}$)和 $w(\text{Zr})/w(\text{Y}) < 4$ 的特征;而大陆玄武岩不管是否遭受地壳或岩石圈混染,都具有较高的Zr含量($>70 \times 10^{-6}$)和 $w(\text{Zr})/w(\text{Y}) > 3$ ^[55]。恒山地区Zr含量为 $(87.7 \sim 137.0) \times 10^{-6}$, $3.1 < w(\text{Zr})/w(\text{Y}) < 3.7$;宣化地区Zr含量为 $(75.5 \sim 90.5) \times 10^{-6}$, $2.6 < w(\text{Zr})/w(\text{Y}) < 3.0$;兴和地区Zr含量为 $(169 \sim 178) \times 10^{-6}$, $5.14 < w(\text{Zr})/w(\text{Y}) < 5.40$ 。恒山和宣化地区更加偏向岛弧玄武岩,而兴和地区偏向板内玄武岩。

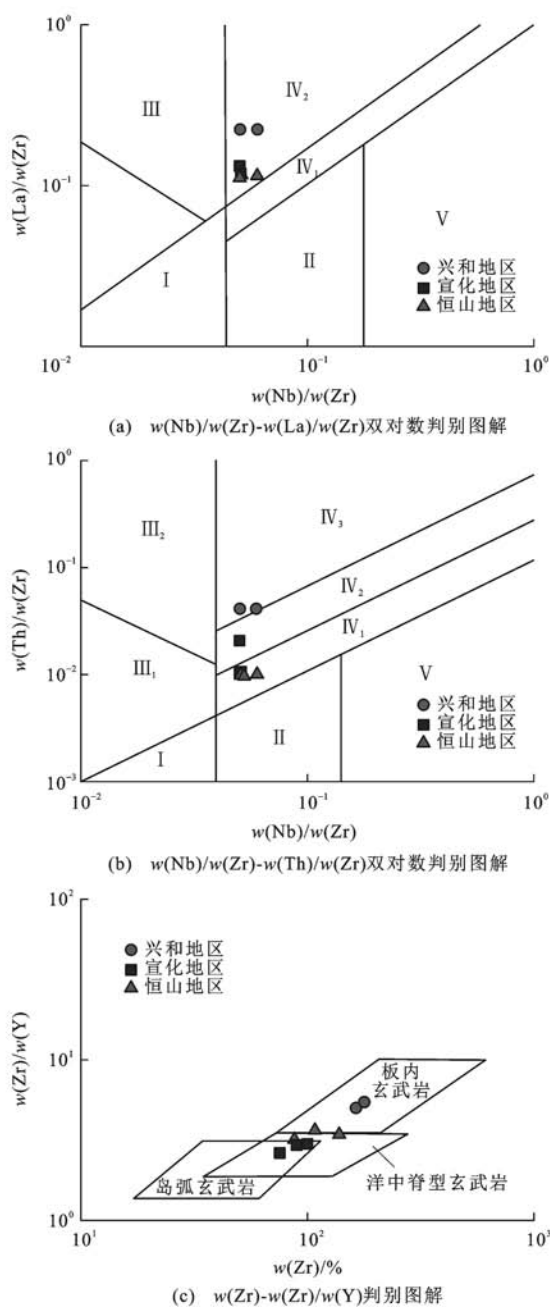
研究区岩石样品受后期蚀变较小,且处于相对非氧化条件下,得以很好地保存,故可采用全岩地球化学数据来对构造环境投图判别。几乎所有的岩浆岩形成构造环境判别都是建立在地幔不均一的基础上,而且地幔的不均一性可达到中元古代^[60],研究

区基性岩墙的侵位年龄都为中元古代,满足地幔不均一性的要求。目前常用的构造环境判别图解对样品的要求较高,有的甚至要求分离结晶作用较弱或者无明显的地壳混染。针对利用含有Ti、Nb、Ta等元素作为判别因子的玄武岩构造环境判别图解,由于受到混染作用的影响,其成分点的位置就会向着这些图解中Ti、Nb、Ta含量降低的方向移动,造成误判^[59]。但对于同一种大地构造环境的地幔源区,La、Nb、Zr元素是一组耐熔不相容或强不相容元素,在深部作用过程(如地幔分离、地幔部分熔融、岩浆分离结晶和地壳混染等)中,其在岩浆相、流体相或地幔分离后的活动分离相中的含量发生了几个数量级的变化,因此,用其绝对含量恢复玄武岩岩石岩浆源区成分,从而判别其大地构造环境,显然是困难的。由于其化学性质的相似性,在岩浆演化过程中,其含量变化是基本同步的,所以 $w(\text{La})/w(\text{Zr})$ 、 $w(\text{Nb})/w(\text{Zr})$ 值基本不变或只有很小的变化^[61-62],故可采用武莉娜等提出的 $w(\text{Nb})/w(\text{Zr})-w(\text{La})/w(\text{Zr})$ 双对数判别图解[图10(a)]^[61]、孙书勤等提出的 $w(\text{Nb})/w(\text{Zr})-w(\text{Th})/w(\text{Zr})$ 双对数判别图解[图10(b)]^[63]、Pearce等于1979年推出的 $w(\text{Zr})-w(\text{Zr})/w(\text{Y})$ 判别图解[图10(c)]^[64]进行判别,并结合李永军等提出的La、Zr、Nb含量比值对比判别^[65]。

在图10(a)中,研究区样品落在陆内裂谷碱性玄武岩区;在图10(b)中,恒山地区及宣化地区样品落在板内裂谷、拉张玄武岩区及陆缘裂谷拉张玄武岩区,宣化地区还有一个样品落在陆内裂谷碱性玄武岩区,兴和地区属于大陆板内陆陆碰撞带玄武岩区;在图10(c)中,兴和地区样品落入板内玄武岩区,恒山与宣化地区样品则落在岛弧玄武岩与洋中脊型玄武岩重叠区,但有倾向于板内玄武岩区的趋势,根据赞岐岩的地球化学标准特点,研究区样品应当属于板内玄武岩。综上所述,研究区样品皆趋向于板内玄武岩,属于板内裂解成因,而非典型的赞岐岩型俯冲消减带成因的岩浆岩岩石类型。

6 结 语

(1)恒山和宣化地区样品虽然在一些数据上很接近赞岐岩的地球化学标准(SiO_2 含量为50%~56%, K_2O 为0.51%~2.18%, $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})=1.4 \sim 4.7$),但其Sr、Ba含量并不理想($w(\text{Sr})+w(\text{Ba})$ 值为 $(358 \sim 537) \times 10^{-6}$),不符合 $w(\text{Sr})+w(\text{Ba}) > 1400 \times 10^{-6}$ 的标准,且Ni含量 $((42.5 \sim 63.9) \times 10^{-6})$ 、Cr含量 $((82 \sim 143) \times 10^{-6})$ 也不算很高,



I 为大洋板块发散边缘 N-MORB 区; II 为大洋板内(洋岛、海山玄武岩区及过渡洋中脊型玄武岩(T-MORB)、富集洋中脊型玄武岩(E-MORB)区); III 为板块汇聚边缘(III₁ 为大洋岛弧玄武岩区; III₂ 为陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区); IV 为大陆板内(IV₁ 为板内裂谷、拉张玄武岩区及陆缘裂谷拉张玄武岩区; IV₂ 为陆内裂谷碱性玄武岩区; IV₃ 为大陆板内陆陆碰撞带玄武岩区); V 为地幔热柱玄武岩区;图(a)引自文献[61];图(b)引自文献[63];

图(c)引自文献[64]

图 10 玄武岩大地构造环境判别图解

Fig. 10 Tectonic Settings Discrimination Diagrams of Basalts
 $\text{Mg}^\#$ 值较低。这些都表明其与传统意义上所认为的赞岐岩不甚相符,兴和地区样品与赞岐岩的地球化学标准差别则更大,因此,华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙并非典型的赞岐岩。

(2)结合前人研究,并根据其高铁高钛的特征,可以确定华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙为高铁玄武岩石。

(3)无论是主量元素还是微量元素特征,都表明华北恒山—宣化—兴和地区基性岩墙经历了一定程度的结晶分离作用和地壳混染作用。

(4)通过一系列已经过大量验证的、结果可靠的构造环境判别图解,得出华北恒山—宣化—兴和地区岩石很可能为板内裂解成因的产物。

(5)本研究仍存在一定局限性,对于赞岐岩与高铁玄武岩在某些成因上的相似性,无法做出合理解释,对于二者的区别也仍需要进一步探讨。

中国地质大学(北京)于根旺与刘小丽在野外样品采集中提供了帮助,中国科学技术大学郑永飞院士、北京大学魏春景教授及中国地质科学院地质研究所曾令森研究员对本文提出了宝贵的意见和建议,在此一并表示感谢!

参考文献:

References:

- [1] 张旗,钱青,翟明国,等. Sanukite(赞岐岩)的地球化学特征、成因及其地球动力学意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(2): 117-125.
ZHANG Qi, QIAN Qing, ZHAI Ming-guo, et al. Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications of Sanukite[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2005, 24(2): 117-125.
- [2] SHIREY S B, HANSON G N. Mantle-derived Archean Monzoniorites and Trachyandesites[J]. Nature, 1984, 310: 222-224.
- [3] LOBACH-ZHUCHENKO S B, ROLLINSON H R, CHEKULAEV V P, et al. The Archean Sanukitoid Series of the Baltic Shield: Geological Setting, Geochemical Characteristics and Implications for Their Origin[J]. Lithos, 2005, 79(1/2): 107-128.
- [4] 王仁民, 刘璐璐. 正确识别 GMM 岩套体系[C]// 中国地质学会. 2012 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文集. 北京: 地质出版社, 2012: 540-541.
WANG Ren-min, LIU Lu-lu. How to Identify GMM Rock Suits[C]// Geological Society of China. Proceedings of the National Petrology and Geodynamics Conference in 2012. Beijing: Geological Publishing House, 2012: 540-541.
- [5] TATSUMI Y, ISHIZAKA K. Origin of High-magnesian Andesites in the Setouchi Volcanic Belt, Southwest Japan: I. Petrographical and Chemical Characteristics[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1982,

- 60(2):293-304.
- [6] LAURENT O, MARTIN H, MOYEN J F, et al. The Diversity and Evolution of Late-Archean Granitoids: Evidence for the Onset of "Modern-style" Plate Tectonics Between 3.0 and 2.5 Ga[J]. *Lithos*, 2014, 205: 208-235.
- [7] MARTIN H, SMITHIES R H, RAPP R, et al. An Overview of Adakite, Tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and Sanukitoid: Relationships and Some Implications for Crustal Evolution[J]. *Lithos*, 2005, 79(1/2): 1-24.
- [8] MARTIN H, MOYEN J F, RAPP R. The Sanukitoid Series: Magmatism at the Archean-proterozoic Transition[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 2009, 100(1/2): 15-33.
- [9] SMITHIES R H, CHAMPION D C. High-Mg Diorite from the Archean Pilbara Craton; Anorogenic Magmas Derived from a Subduction-modified Mantle[J]. *Geological Survey of Western Australia, Annual Review*, 1998, 99: 45-59.
- [10] STEVENSON R, HENRY P, GARIEPY C, et al. Assimilation-fractional Crystallization Origin of Archean Sanukitoid Suites: Western Superior Province, Canada[J]. *Precambrian Research*, 1999, 96(1/2): 83-99.
- [11] MOYEN J F, MARTIN H, JAYANANDA M. Origin of the Late-Archean Granite of Closepet, South India: Information from Geochemical Modeling of Trace Element Behaviour[J]. *Series II A: Earth and Planetary Science*, 1997, 325(9): 659-664.
- [12] STERN R A, HANSON G N. Archean High-Mg Granodiorite: A Derivative of Light Rare Earth Element-enriched Monzodiorite of Mantle Origin[J]. *Journal of Petrology*, 1991, 32(1): 201-238.
- [13] RAPP R P, SHIMIZU N, NORMAN M D, et al. Reaction Between Slab-derived Melts and Peridotite in the Mantle Wedge: Experimental Constraints at 3.8 GPa[J]. *Chemical Geology*, 1999, 160(4): 335-356.
- [14] HALLA J. Late Archean High-Mg Granitoids (Sanukitoids) in the Southern Karelian Domain, Eastern Finland: Pb and Nd Isotopic Constraints on Crust-mantle Interactions[J]. *Lithos*, 2005, 79(1/2): 161-178.
- [15] SHIMODA G, TATSUMI Y, NOHDA S, et al. Setouchi High-Mg Andesites Revisited: Geochemical Evidence for Melting of Subducting Sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 160(3/4): 479-492.
- [16] KOVALENKO A, CLEMENS J D, SAVATENKOV V. Petrogenetic Constraints for the Genesis of Archean Sanukitoid Suites: Geochemistry and Isotopic Evidence from Karelia, Baltic Shield[J]. *Lithos*, 2005, 79(1/2): 147-160.
- [17] KOVALENKO A V. Sm-Nd Data as a Key to the Origin of the Archean Sanukitoids of Karelia, Baltic Shield[J]. *Geochemistry International*, 2008, 46(4): 367-377.
- [18] OLIVEIRA M A D, DALL'AGNOL R, ALTHOFF F J, et al. Mesoarchean Sanukitoid Rocks of the Rio Maria Granite-greenstone Terrane, Amazonian Craton, Brazil[J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 2009, 27(2/3): 146-160.
- [19] MOYEN J F, MARTIN H, JAYANANDA M, et al. Late Archean Granites: A Typology Based on the Dharwar Craton (India)[J]. *Precambrian Research*, 2003, 127(1/2/3): 103-123.
- [20] 王仁民, 刘永顺, 倪志耀, 等. 古洋求索录[M]. 北京: 地质出版社, 2014.
- WANG Ren-min, LIU Yong-shun, NI Zhi-yao, et al. The Research of Archean Oceanic Crust[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2014.
- [21] 陈红杰, 王仁民, 刘永顺, 等. 怀安瓦窑口赞岐岩 (Sanukitoid) 的特征和成因研究[C]//中国地质学会. 2013年全国岩石学与地球动力学研讨会论文集. 北京: 地质出版社, 2013: 76-77.
- CHEN Hong-jie, WANG Ren-min, LIU Yong-shun, et al. The Research on the Feature and Genesis of Wayaokou Sanukitoids in Huai'an[C]//Geological Society of China. Proceedings of the National Petrology and Geodynamics Conference in 2013. Beijing: Geological Publishing House, 2013: 76-77.
- [22] 刘璐璐, 王仁民, 陈红杰, 等. 双庙富钾高铬花岗岩的成因探讨[C]//中国地质学会. 2013年全国岩石学与地球动力学研讨会论文集. 北京: 地质出版社, 2013: 97.
- LIU Lu-lu, WANG Ren-min, CHEN Hong-jie, et al. The Discussion on Genesis of K-riched High-Cr Granite in Shuangmiao[C]//Geological Society of China. Proceedings of the National Petrology and Geodynamics Conference Proceedings in 2013. Beijing: Geological Publishing House, 2013: 97.
- [23] 陈红杰. 冀西北晚太古代赞岐岩类及其构造意义研究[D]. 北京: 首都师范大学, 2014.
- CHEN Hong-jie. The Research of Late Archean Sanukitoids in the Northwest Hebei Province and Its Implication for the Tectonic Evolution[D]. Beijing: Capital Normal University, 2014.
- [24] 张 旗, 王 焰, 钱 青, 等. 晚太古代 Sanukite(赞岐

- 岩)与地球早期演化[J]. 岩石学报, 2004, 20(6): 1355-1362.
- ZHANG Qi, WANG Yan, QIAN Qing, et al. Sanukite of Late Archaean and Early Earth Evolution[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2004, 20(6): 1355-1362.
- [25] 边红业, 吉峰, 表尚虎. 大兴安岭富西里地区赞岐岩(石英)二长闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 世界地质, 2014, 33(4): 768-779.
- BIAN Hong-ye, JI Feng, BIAO Shang-hu. LA-ICP-MS Zircon U-Pb Dating of Sanukite-(Quartz) Monzodiorite in Fuxili Area, Daxing'anling and Its Geological Significance[J]. *Global Geology*, 2014, 33(4): 768-779.
- [26] 张旗, 金惟俊, 王元龙, 等. 晚中生代中国东部高原北界探讨[J]. 岩石学报, 2007, 23(4): 689-700.
- ZHANG Qi, JIN Wei-jun, WANG Yuan-long, et al. Discussion of North Boundary of the East China Plateau During Late Mesozoic Era[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(4): 689-700.
- [27] 彭松柏, 刘松峰, 林木森, 等. 华夏早古生代俯冲作用(II): 大爽高镁-镁质安山岩新证据[J]. 地球科学, 2016, 41(6): 931-947.
- PENG Song-bai, LIU Song-feng, LIN Mu-sen, et al. Early Paleozoic Subduction in Cathaysia(II): New Evidence from the Dashuang High Magnesian-magnesian Andesite[J]. *Earth Science*, 2016, 41(6): 931-947.
- [28] 袁玲玲, 张晓晖, 翟明国, 等. 富闪深成岩的成因及其地球动力学意义[J]. 岩石学报, 2016, 32(5): 1556-1570.
- YUAN Ling-ling, ZHANG Xiao-hui, ZHAI Ming-guo, et al. Petrogenesis and Geodynamic Implications of Appinite Suite[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2016, 32(5): 1556-1570.
- [29] 孙勇, 李永军, 杨高学, 等. 西准噶尔谢米斯台山西缘火山岩岩石地球化学特征及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2015, 34(2): 387-394.
- SUN Yong, LI Yong-jun, YANG Gao-xue, et al. Geochemical and Geological Significance of the Volcanic Rocks in the West of the Xiemisitai Mountain, West Junggar[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2015, 34(2): 387-394.
- [30] 简平, 张旗, 刘敦一, 等. 内蒙古固阳晚太古代赞岐岩(Sanukite): 角闪花岗岩的 SHRIMP 定年及其意义[J]. 岩石学报, 2005, 21(1): 151-157.
- JIAN Ping, ZHANG Qi, LIU Dun-yi, et al. SHRIMP Dating and Geological Significance of Late Archean High-Mg Diorite(Sanukite) and Hornblende-granite at Guyang of Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2005, 21(1): 151-157.
- [31] 钟长汀, 毛德宝, 刘丽萍, 等. 内蒙古大青山新太古代—古元古代赞岐状岩和富 Nb 辉长岩的特征及其对成矿作用的制约[C]//中国地质学会. 第八届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 2006: 305-310.
- ZHONG Chang-ting, MAO De-bao, LIU Li-ping, et al. The Features of Neoproterozoic-Paleoproterozoic Sanukite-like Rocks and Nb-enriched Gabbro in Daqingshan of Inner Mongolia and Its Influence on Mineralization[C]//Geological Society of China. Proceedings of the Eighth National Conference on Mineral Deposits. Beijing: Geological Publishing House, 2006: 305-310.
- [32] 钟长汀, 席忠, 赵维宽, 等. 内蒙古大青山地区金矿床类型、控矿规律及找矿方向[J]. 地质调查与研究, 2005, 28(4): 240-249.
- ZHONG Chang-ting, XI Zhong, ZHAO Wei-kuan, et al. Types, Metallogenesis and Exploration Direction of the Gold Deposit in Daqingshan, Inner Mongolia[J]. *Geological Survey and Research*, 2005, 28(4): 240-249.
- [33] 钟长汀, 邓晋福, 万渝生, 等. 内蒙古大青山地区古元古代花岗岩: 地球化学、锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. 岩石学报, 2014, 30(11): 3172-3188.
- ZHONG Chang-ting, DENG Jin-fu, WAN Yu-sheng, et al. Paleoproterozoic Granitoids in the Daqingshan Mountain Area, Inner Mongolia: Geochemistry, SHRIMP Zircon Dating and Geological Significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2014, 30(11): 3172-3188.
- [34] HEILIMO E, HALLA J, HUHMA H. Single-grain Zircon U-Pb Age Constraints of the Western and Eastern Sanukitoid Zones in the Finnish Part of the Karelian Province[J]. *Lithos*, 2011, 121(1/2/3/4): 87-99.
- [35] WANG Y J, ZHANG Y Z, ZHAO G C, et al. Zircon U-Pb Geochronological and Geochemical Constraints on the Petrogenesis of the Taishan Sanukitoids(Shandong): Implications for Neoproterozoic Subduction in the Eastern Block, North China Craton[J]. *Precambrian Research*, 2009, 174(3/4): 273-286.
- [36] O'BRIEN P J, WALTE N, LI J. The Petrology of Two Distinct Granulite Types in the Hengshan Mts, China, and Tectonic Implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2005, 24(5): 615-627.
- [37] 侯贵廷, 李江海, 钱祥麟, 等. 华北克拉通中部中元古代岩墙群的古地磁学研究及其地质意义[J]. 中国科学: D 辑, 地球科学, 2000, 30(6): 602-608.
- HOU Gui-ting, LI Jiang-hai, QIAN Xiang-lin, et al.

- The Paleomagnetism and Geological Significance of Meso-Proterozoic Dyke Swarms in the Central North China Craton[J]. Science in China: Series D, Earth Sciences, 2000, 30(6): 602-608.
- [38] 侯贵廷, 钱祥麟, 李江海. 华北克拉通中元古代岩墙群形成的构造应力场数值模拟[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2002, 38(4): 492-496.
- HOU Gui-ting, QIAN Xiang-lin, LI Jiang-hai. The Simulation of Mesoproterozoic Tectonic Stress Field Forming Mafic Dyke Swarms in the Central North China Craton[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 2002, 38(4): 492-496.
- [39] 李江海, 侯贵廷, 钱祥麟, 等. 恒山中元古代早期基性岩墙群的单颗粒锆石 U-Pb 年龄及其克拉通构造演化意义[J]. 地质论评, 2001, 47(3): 234-238.
- LI Jiang-hai, HOU Gui-ting, QIAN Xiang-lin, et al. Single Zircon U-Pb Age of the Initial Mesoproterozoic Basic Dike Swarms in Hengshan Mountain and Its Implication for the Tectonic Evolution of the North China Craton[J]. Geological Review, 2001, 47(3): 234-238.
- [40] 邵济安, 张履桥, 李大明. 华北克拉通元古代的三次伸展事件[J]. 岩石学报, 2002, 18(2): 152-160.
- SHAO Ji-an, ZHANG Lu-qiao, LI Da-ming. Three Proterozoic Extensional Events in North China Craton[J]. Acta Petrologica Sinica, 2002, 18(2): 152-160.
- [41] 张 臣, 吴泰然. 内蒙古苏左旗南部华北板块北缘中新元古代—古生代裂解-汇聚事件的地质记录[J]. 岩石学报, 2001, 17(2): 199-205.
- ZHANG Chen, WU Tai-ran. Crack and Assembly Events of Meso-Neoproterozoic-Palaeozoic Continental Blocks in the Sourthern Area of Suzuoqi, Inner Mongolia[J]. Acta Petrologica Sinica, 2001, 17(2): 199-205.
- [42] 彭 澎, 翟明国, 郭敬辉, 等. 华北克拉通 1.8 Ga 镁铁质岩墙群的成因和构造背景[C]// 中国地质学会. 2004 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文集. 北京: 地质出版社, 2004: 179-180.
- PENG Peng, ZHAI Ming-guo, GUO Jing-hui, et al. The Genesis and Tectonic Background of 1.8 Ga Mafic Dikes Swarm in North China Craton[C]// Geological Society of China. Proceedings of the National Petrology and Geodynamics Conference in 2004. Beijing: Geological Publishing House, 2004: 179-180.
- [43] 李江海, KRONER A, 黄雄南, 等. 恒山地区变基性岩墙群的发现及“五台群”绿岩地层的解体[J]. 中国科学: D 辑, 地球科学, 2001, 31(11): 902-910.
- LI Jiang-hai, KRONER A, HUANG Xiong-nan, et al. The Discovery of the Neoarchean Mafic Dyke Swarm in Hengshan and Reinterpretation of the Previous “Wutai Greenstone Belt”[J]. Science in China: Series D, Earth Sciences, 2001, 31(11): 902-910.
- [44] PENG P, GUO J H, ZHAI M G, et al. Genesis of the Hengling Magmatic Belt in the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic Tectonics [J]. Lithos, 2012, 148(3): 27-44.
- [45] PENG P, ZHAI M G, ZHANG H F, et al. Geochronological Constraints on the Paleoproterozoic Evolution of the North China Craton; SHRIMP Zircon Ages of Different Types of Mafic Dikes[J]. International Geology Review, 2010, 47(5): 492-508.
- [46] 王仁民, 赖兴运, 董卫东, 等. 冀西北晚太古宙古缝合带的一些证据[M]// 钱祥麟, 王仁民. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京: 地震出版社, 1994: 7-20.
- WANG Ren-min, LAI Xing-yun, DONG Wei-dong, et al. Some Evidences of the Late Archean Collision Zone in Northwest Hebei Province [M] // QIAN Xiang-lin, WANG Ren-min. The Geological Evolution of Granulite Bands in the North Part of North China. Beijing: Seismological Press, 1994: 7-20.
- [47] ZHANG H F, WANG H Z, SANTOSH M, et al. Zircon U-Pb Ages of Paleoproterozoic Mafic Granulites from the Huai'an Terrane, North China Craton (NCC): Implications for Timing of Cratonization and Crustal Evolution History[J]. Precambrian Research, 2015, 272: 244-263.
- [48] 尹继元, 袁 超, 孙 敏, 等. 新疆西准噶尔地区赞岐岩(Sanukite)的地球化学特征、成因机制及其与铜金矿化的关系[J]. 地球化学, 2009, 38(5): 413-423.
- YIN Ji-yuan, YUAN Chao, SUN Min, et al. Sanukitic Dykes in West Junggar, Xinjiang: Geochemical Features, Petrogenesis and Links to Cu-Au Mineralization [J]. Geochimica, 2009, 38(5): 413-423.
- [49] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution [M]. Oxford: Blackwell, 1985.
- [50] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [51] FENNER C N. The Crystallization of Basalt[J]. American Journal of Science, 1929, 18(5): 223-253.
- [52] 彭头平, 王岳军, 彭冰霞, 等. 一种罕见的岩石: 富铁玄武岩/富铁苦橄岩研究进展[J]. 地球科学进展, 2005, 20(5): 525-532.
- PENG Tou-ping, WANG Yue-jun, PENG Bing-xia, et al. The Summary on a Kind of Rare Rock-ferrobasalts/

- Ferropicrites[J]. *Advances in Earth Science*, 2005, 20(5): 525-532.
- [53] LEYBOURME M L, WAGONER N V, AYRES L. Partial Melting of a Refractory Subducted Slab in a Paleoproterozoic Island Arc: Implications for Global Chemical Cycles[J]. *Geology*, 1999, 27(8): 731-734.
- [54] HALLS H C, LI J H, DAVIS D, et al. A Precisely Dated Proterozoic Palaeomagnetic Pole from the North China Craton, and Its Relevance to Palaeocontinental Reconstruction[J]. *Geophysical Journal International*, 2000, 143(1): 185-203.
- [55] 侯贵廷. 华北基性岩墙群[M]. 北京: 科学出版社, 2012.
- HOU Gui-ting. The Mafic Dyke Swarms in North China [M]. Beijing: Science Press, 2012.
- [56] WANG Y J, FAN W M, ZHANG Y, et al. Structural Evolution and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of the Zanhuang Metamorphic Domain in the North China Craton: Constraints on Paleoproterozoic Tectonothermal Overprinting[J]. *Precambrian Research*, 2003, 122(1/2/3/4): 159-182.
- [57] 彭 澎, 翟明国, 张华锋, 等. 华北克拉通 1.8 Ga 镁铁质岩墙群的地球化学特征及其地质意义: 以晋冀蒙交界地区为例[J]. *岩石学报*, 2004, 20(3): 439-456.
- PENG Peng, ZHAI Ming-guo, ZHANG Hua-feng, et al. Geochemistry and Geological Significance of the 1.8 Ga Mafic Dyke Swarms in the North China Craton: An Example from the Juncture of Shanxi, Hebei and Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2004, 20(3): 439-456.
- [58] HERGT J M, PEATE D W, HAWKESWORTH C J. The Petrogenesis of Mesozoic Gondwana Low-Ti Flood Basalt[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 105(1/2/3): 134-148.
- [59] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩[J]. *岩石矿物学杂志*, 2007, 26(1): 77-89.
- XIA Lin-qi, XIA Zu-chun, XU Xue-yi, et al. The Discrimination Between Continental Basalt and Island Arc Basalt Based on Geochemical Method[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2007, 26(1): 77-89.
- [60] 赵振华. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题[J]. *大地构造与成矿学*, 2007, 31(1): 92-103.
- ZHAO Zhen-hua. How to Use the Trace Element Diagrams to Discriminate Tectonic Settings[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2007, 31(1): 92-103.
- [61] 武莉娜, 王志畅, 汪云亮. 微量元素 La、Nb、Zr 在判别大地构造环境方面的应用[J]. *华东地质学院学报*, 2003, 26(4): 343-348.
- WU Li-na, WANG Zhi-chang, WANG Yun-liang. On the Application of La, Nb, and Zr in Identifying the Tectonic Settings[J]. *Journal of East China Geological Institute*, 2003, 26(4): 343-348.
- [62] 李昌年. 构造岩浆判别的地球化学方法及其讨论[J]. *地质科技情报*, 1992, 11(3): 73-78.
- LI Chang-nian. A Geochemical Method for Tectonomagnetic Discrimination[J]. *Geological Science and Technology Information*, 1992, 11(3): 73-78.
- [63] 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别[J]. *地质论评*, 2003, 49(1): 40-47.
- SUN Shu-qin, WANG Yun-liang, ZHANG Cheng-jiang. Discrimination of the Tectonic Settings of Basalts by Th, Nb and Zr[J]. *Geological Review*, 2003, 49(1): 40-47.
- [64] PEARCE J A, NORRIS M J. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1979, 69(1): 33-47.
- [65] 李永军, 李甘雨, 佟丽莉, 等. 玄武岩类形成的大地构造环境 Ta、Hf、Th、La、Zr、Nb 比值对比判别[J]. *地球科学与环境学报*, 2015, 37(2): 14-21.
- LI Yong-jun, LI Gan-yu, TONG Li-li, et al. Discrimination of Ratios of Ta, Hf, Th, La, Zr and Nb for Tectonic Settings in Basalts[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 2015, 37(2): 14-21.