

大兴安岭中段二叠系大石寨组细碧岩的 岩石学地球化学特征及其成因探讨^{*}

吕志成^{1,2} 段国正² 郝立波² 李殿超² 潘军² 董广华²

LU ZhiCheng^{1,2}, DUAN GuoZheng², HAO LiBo², LI DianChao², PAN Jun² and DONG GuangHua²

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵阳 550002

2. 吉林大学, 吉林 长春 130026

1. *Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*

2. *Jilin University, Changchun 130026, China*

2001-08-14 收稿, 2002-03-14 改回.

Lu ZC, Duan GZ, Hao LB, Li DC, Pan J and Dong GH. 2002. The petrological and geochemical characteristics and petrogenesis significance of spilite from lower Permian Dashizhai Group in the middle section of Da Hinggan Mountains. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2):212-222

Abstract The spilite-keratophyre formation from lower Permian Dashizhai group in the middle section of Da Hinggan Mountains recorded the early development of Dashizhai taphrogenic trough, so it is significant to study their tectonic setting and petrogenesis. Based on detailed fieldwork, petrological and geochemical studies on spilites have been carried out. The results show that the spilites, composed of basalt, basaltic andesite, olivine trachy-andesite and trachy-andesite belong to tholeiitic series. The major elements show that they are similar to the N-MORB in EPR. Compared to the N-MORB, the spilites are enriched in LILE, and HFSE are similar to that in N-MORB, Nb and Ta are depleted, and REE patterns are generally flat; the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ varies from 0.7013~0.7056. The results suggest that the spilites were developed in the back-arc or within-arc spreading basin during the early development of Dashizhai taphrogenic trough, and spilites were crystallized in the surface from tholeiitic magma which are mixed seriously by salt water.

Key words Petrological and geochemical characteristics, Petrogenetic significance, Spilite, Dashizhai Group, Middle section of Da Hinggan Mountains

摘要 大兴安岭中段林西地区二叠系大石寨组下部的细碧角斑岩建造记录了大石寨裂陷槽早期的发育历史,因而对其成因和构造环境的研究具有一定的意义。本文在详细的野外工作基础上,对二叠系大石寨组的细碧岩进行了较为系统的岩石学、元素地球化学及同位素地球化学研究。结果表明,细碧岩的岩石类型为玄武岩、玄武安山岩、安山岩、橄辉粗安岩和粗安岩(或歪长粗面岩),属于拉斑玄武岩岩石系列;细碧岩的主要元素质量分数及变化范围类似于N-MORB玄武岩;与正常洋中脊玄武岩相比较,细碧岩的LILE元素明显富集, HFSE元素的质量分数与大洋中脊玄武岩(N-MORB)相接近, Nb、Ta明显亏损;细碧岩的稀土元素分配模式具平坦型; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 为 0.7013~0.7056。细碧岩形成于大石寨裂陷槽早期裂陷阶段弧后盆地局部扩张的构造环境;细碧岩是由拉斑玄武岩浆在上升过程中经热卤水的严重混染后喷出地表结晶而形成的。

关键词 岩石学地球化学特征; 成因意义; 细碧岩; 大石寨组; 大兴安岭中段

中图分类号 P588.14; P595; P534.46; P581

1 前言

大兴安岭中段位于内蒙古东南部中晚华力西褶皱带的

北东部。内蒙古东南部中-晚华力西地槽是西伯利亚古板块与中朝古板块于泥盆世晚期沿二连浩特-贺根山一线碰撞、大部分地区短暂隆升后,于晚石炭世又再度裂解形成的大型裂陷槽(任纪舜等,1990;徐志刚,1993;赵一鸣等,1994),即

* 教育部博士点基金(No. 97018701)、国家攀登计划预选项目(95-预-39)和国家杰出科学家基金(批准号:49625304)共同资助。

第一作者简介:吕志成,男,1966年生,博士,副教授,地球化学专业。

早二叠世大石寨裂陷槽(苏养正,1996)。大石寨裂陷槽在接受了早二叠世巨厚的地槽型沉积后,于早二叠世晚期经中晚华力西造山运动后,地槽回返而形成大兴安岭东南部中晚华力西造山带。因而,早二叠世是中晚华力西地槽发育的全盛时期。在大石寨裂陷槽内,地层序列可分为三面井组、大石寨组、哲斯组、包特格组和于家北沟组(苏养正,1996),其中,大石寨组构成了该地层序列的主体,厚1500—2800m,主要岩性为中性火山岩夹砂岩、粉砂岩和板岩及灰岩透镜体。大石寨组地层的岩性变化很大,在其主体部的西乌旗-林西一带发育一套中基性熔岩和细碧-角斑岩组合(图1)。多年来,

虽然对二叠纪地层已作了不少研究工作(赵国龙等,1989;李鹤年,1993;杨国富,1996;范书义,1997),但主要是针对正常熔岩及其该套岩石对成矿的效应,而对细碧-角斑岩的岩石学、地球化学等方面仍缺乏系统详细的研究,特别是细碧岩的成因及其形成时的古构造环境还没有明确的结论。鉴于此,本文在详细的野外工作基础上,对二叠系大石寨组的细碧岩进行了较为系统的岩石学、元素地球化学等研究。确定了细碧岩的成因及其形成时的古构造环境,从而最终为解决大石寨裂陷槽的演化提供依据。

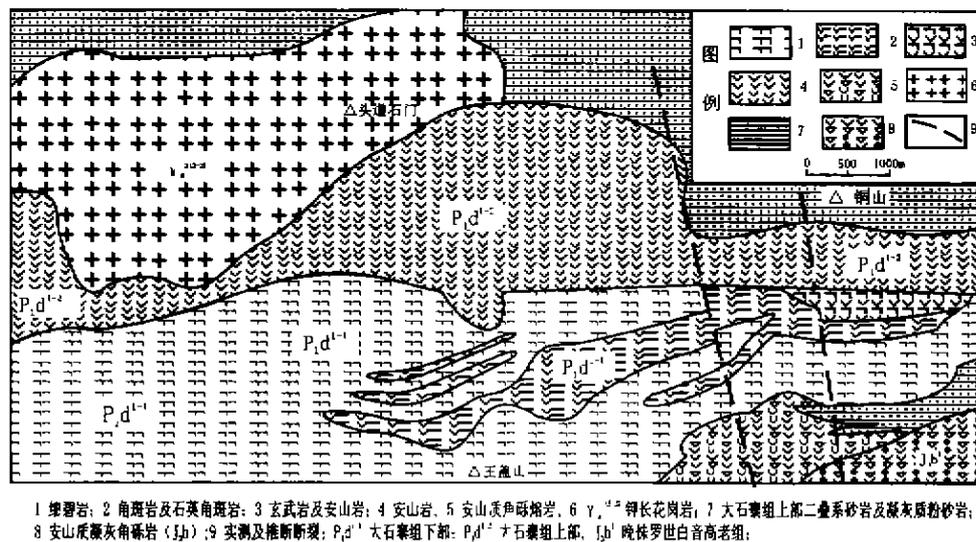


图1 林西王盖山、头道石门细碧岩地质图

Fig.1 Geological sketch map of spilites from Dashizai group in the Wanggaishan-Toudaoshimen area

2 细碧岩的地质特征

发育于大石寨组中的细碧-角斑岩建造是1976年首次由长春地质学院和内蒙区调二队发现和确定的。细碧岩、角斑岩和石英角斑岩在全区仅出露于林西的王盖山、头道石门和八稷等地(图1),分布于大石寨组相变复杂的火山-沉积岩系的底部。根据火山活动的特点,细碧-角斑岩建造可分为两个亚旋回,每一旋回由下而上按石英角斑岩、角斑岩和细碧岩的顺序产出。在细碧-角斑岩中常夹有正常系列的玄武岩及安山岩,厚度一般不大。同时,在细碧-角斑岩系中,常夹有富铁的细碧岩薄层,越到喷发旋回的顶部,富铁层位越密集,磁铁矿在富铁的细碧岩中含量可达25%~30%,局部出现海绵陨铁结构。表明在火山喷发过程中,岩浆曾分异出富铁的

熔浆。该套岩石的同位素年龄为245.6~276.8Ma(全岩K-Ar法),并在其下部的凝灰质粉砂岩中,发现了蠕蚪化石(Fusulinenille sp.),故其形成时代为早二叠世。

3 细碧岩的岩石学特征

细碧岩主要以层状为主,亦有呈薄层状或透镜体状产出者。岩石呈灰绿、深灰、灰黑等色调。无斑或少斑结构。基质具间粒、间片、间隙及似交织结构,枕状构造在部分地段甚为发育,普遍见有杏仁构造。

具有斑状构造的岩石,其斑晶含量在2%~8%之间,主要为半自型-自型板状钠长石或更钠长石,粒径0.4×0.8~0.5×1.2mm,具卡氏或卡钠复合双晶,个别晶体见有净边。偶见暗色矿物辉石,晶体测得 $C \wedge Ng = 41^\circ \sim 43^\circ$, (+)2V=

44°~57°。其基质与其无斑隐晶结构的细碧岩类型相同,钠长石或钠更长石含量一般在40%~50%之间,呈条状或针柱状,粒径一般变化在0.1~0.5mm之间,少量可达到0.7~0.8mm,晶体近乎杂乱或网格状分布,钠长石晶体表面较干净,有的呈舒缓弯曲及波状消光,费氏台测得 $An=5-10$, $(+)2V=80^{\circ}\sim 84^{\circ}$ 或 $(-)2V=88^{\circ}\sim 86^{\circ}$,有序度 $S=0.6\sim 1$,属中低温型钠长石,斜长石牌号随粒度加大而加大。在钠长石晶体间充填分布有较多量的暗色矿物及玻质,含量为25%~40%,除主要为普通辉石外,亦见有少量角闪石,其 $CANg=15^{\circ}\sim 18^{\circ}$, $(-)2V=64^{\circ}\sim 78^{\circ}$,暗色矿物蚀变为绿色角闪石、绿泥石、绿帘石及碳酸盐矿物等,少量薄片上可见到普通辉石的交代残留。磁铁矿含量一般为5%~7%,呈星散状或不规则状充填在钠长石晶隙间。

在局部地段可见有细碧岩的富铁变种-富铁细碧岩。多呈不规则状、角砾状分布于正常细碧岩中,这类岩石的钠长石晶体较纯洁,舒缓弯曲,条状微晶(0.1~0.3mm)呈网架状分布,费氏台测得 $An=8\sim 9$, $(+)2V=88^{\circ}$, $S=0.65$, $Ng=1.5360$ (采用多变双射折射仪测定,通过旋转针及三轴旋转台测出 Ng 方向,然后用油浸法配合单色光测定计算折射率,同样方法测出 Nm 及 Np 值), $Nm=1.5300$, $Np=1.5270$,为中低温钠长石。在钠长石间主要分布着绿泥石且与铁质伴生,在同一薄片上可见富铁部分铁质呈它形微晶状集合体充填在钠长石间隙中,构成较典型的海绵陨铁结构,铁质含量最高可达20%~30%之间。

岩石绿色角闪石、绿泥石、绿帘石化发育,有的呈细脉状穿插,并伴随磁铁矿细脉和侵染体,普遍遭受了低绿片岩相的区域变质作用。

4 细碧岩的地球化学特征

4.1 主量元素

细碧岩的主量元素分析结果见表1。由表可知,本区细碧岩 SiO_2 质量分数为45.46%~56.87%,平均值为51.00%, SiO_2 质量分数与我国甘肃老虎山、西藏雅鲁藏布江、山西恒曲、西班牙Huelva地区、印度孟美及澳大利亚新南威尔士Nundle地区等出现的细碧岩(夏林圻等,1987)较为一致。细碧岩 TiO_2 的质量分数(0.75%~3.00%,平均值为1.42%)略高于上述地区的细碧岩,与正常洋中脊玄武岩相似,而明显地区别于具有低 TiO_2 (0.17%~0.70%)(Wilson M., 1989)特点的岛弧拉斑玄武岩,在 Al_2O_3/TiO_2-TiO_2 相关图解中(图2),呈现一条明显的相关趋势线,表明岩石没有经过广泛的分离结晶作用,与大洋拉斑玄武岩的演化趋势较为一致。其中高 TiO_2 质量分数的样品可能代表了地幔部分熔融形成岩浆熔体的起点,熔融作用开始时,不相容元素Ti进入熔体,而此时,熔体体积较小,从而造成熔体中Ti的质量分数相对较高;熔融作用结束时,熔体体积达到最大,引起Ti的质量分数相对较低, TiO_2 质量分数介于两者之间的样

品,代表了地幔部分熔融大规模形成岩浆的阶段。本区细碧岩 Na_2O 的质量分数较高(2.08%~6.41%),而 K_2O 的质量分数较低(0.20%~1.58%),且 $Na_2O\gg K_2O$,同时多数样品的 $Na_2O/K_2O>4$, Na_2O 平均值为4.65%, CaO/Na_2O 平均值为1.50,与根据 $CaO/Na_2O<1.9$ 和 $Na_2O>3.5\%$ (符新琴,1984)来界定的细碧岩类亦一致。将本区细碧岩的主量元素平均成分与东太平洋(EPR)洋中脊玄武岩(N-MORB)(Wilson M., 1989)主量元素平均成分相比较,细碧岩 SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 $(FeO+Fe_2O_3)$ 的质量分数与洋中脊玄武岩(N-MORB)较为一致,而 MgO 、 CaO 略偏低。 Na_2O 、 K_2O 明显富集,可能与岩石的后期变化有关。细碧岩的总体成分特征与东太平洋正常洋中脊玄武岩较为接近。

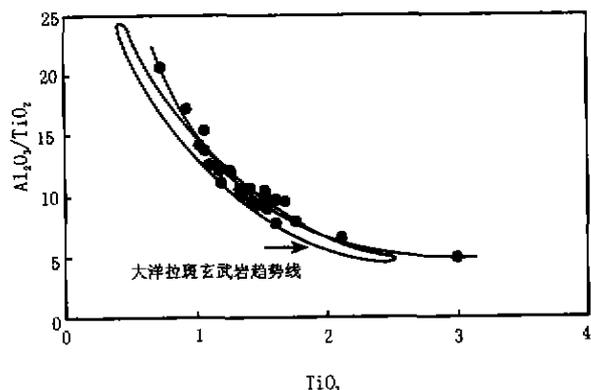


图2 细碧岩的 Al_2O_3/TiO_2-TiO_2 相关图解

Fig. 2 The Al_2O_3/TiO_2-TiO_2 diagram of spilites

根据肖广策等(1997)提出的细碧岩系的分类原则,本区细碧岩属非高镁火山岩,适宜于用略经修正后的TAS图解(肖广策等,1997,与Le Bas的TAS图相比,部分区间含义略不同)划分岩石类型。在该图解中(图3),本区细碧岩主要岩石类型为玄武岩、玄武安山岩、安山岩、橄辉粗安岩和粗安岩(或歪长粗面岩)。在 TiO_2-Zr/P_2O_5 细碧岩岩石系列划分图解中(图4),本区细碧岩投影点落于拉斑玄武岩岩石系列范围内,与根据火山岩系列划分的 SiO_2-TFeO/MgO 图解中(图略)的投影结果相同。在AFM图解中(图略),本区细碧岩表现出由早期富镁向晚期富铁的拉斑玄武岩岩石系列的演化趋势,这与野外观测到的晚期岩浆形成富铁细碧岩的事实相一致。

4.2 微量元素

本区细碧岩的微量元素和稀土元素分析结果见表2。由表可知,细碧岩Ni的质量分数为26.67~39.45 $\mu g/g$,Cr的质量分数为47.42~65.52 $\mu g/g$,明显低于洋中脊玄武岩Ni和Cr的质量分数(表2),而与岛弧钙碱性玄武岩(Ni 50 $\mu g/g$, Cr 160 $\mu g/g$)(Pearec, 1982)相接近。细碧岩的Rb、Sr、K、Ba、Th等大阳离子不相容元素的质量分数与岛弧钙碱性玄武岩Rb、Sr、K、Ba、Th的质量分数相近,而明显地高于洋

表 1 细碧岩的全岩化学分析结果

Table 1 The chemical composition (%) of spilite from Dashizhai group

样号	岩石名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	灼碱	合计
HW-1	细碧岩	45.73	1.62	12.48	10.35	6.16	0.40	7.37	8.41	3.51	0.41	0.28	3.21	100.13
HW-2	细碧岩	45.46	1.35	13.37	10.65	4.56	0.40	5.84	11.48	2.08	1.08	0.31	2.90	99.48
HW-3	细碧岩	45.65	1.55	13.71	9.21	7.15	0.43	6.97	8.09	3.23	0.51	0.28	3.54	100.32
HW-4	细碧岩	46.17	1.47	13.45	9.42	5.86	0.41	6.43	9.53	2.90	0.37	0.29	3.63	99.93
HW-5	细碧岩	48.51	1.43	13.65	6.28	6.49	0.35	6.14	7.20	4.28	0.33	0.30	3.40	100.36
HW-6	细碧岩	52.33	1.2	13.14	6.66	3.94	0.33	4.33	8.93	3.52	0.45	0.26	2.36	99.45
HW-7	细碧岩	48.26	1.34	14.08	6.38	5.28	0.27	5.86	10.05	3.08	0.32	0.28	2.40	99.60
HW-8	细碧岩	48.85	1.19	14.42	7.09	5.93	0.33	5.76	9.40	3.12	0.77	0.28	2.45	99.59
IE2230	细碧岩	53.16	1.27	15.32	3.98	7.12	0.26	4.33	5.09	4.85	0.95	0.22	3.03	99.58
HE77-3	细碧岩	51.93	0.75	15.48	3.90	7.06		5.33	6.75	4.46	1.16	0.20	2.33	99.35
4	细碧岩	53.38	1.08	14.88	3.41	8.27		4.80	7.23	3.14	1.45	0.21	1.94	99.79
5	细碧岩	55.64	1.03	14.61	3.77	6.39		4.10	5.50	4.85	0.36	0.21	3.04	99.5
9	细碧岩	48.69	1.26	15.16	6.43	7.49		5.94	6.68	4.13	0.36	0.26	3.11	99.51
IP35-E32	细碧岩	50.26	1.18	14.46	2.51	6.95	0.56	7.71	6.86	4.43	1.58	0.30	3.32	100.06
-A														
IE2233	细碧岩	56.87	1.10	13.82	5.46	5.70	0.26	3.03	6.66	3.91	0.36	0.15	2.72	99.98
IP35-E27	细碧岩	50.64	0.94	16.20	5.27	5.04	0.30	3.58	9.33	5.68	0.39	0.95	1.87	100.19
HE77-1	细碧岩	48.89	2.12	13.84	6.32	6.32		7.21	7.45	4.39	0.29	0.20	3.46	100.8
8	细碧岩	54.28	1.53	15.82	2.69	7.10		4.16	6.27	5.45	0.43	0.26	1.48	99.49
IP35-E19	细碧岩	54.74	1.62	15.52	1.76	7.64	0.16	3.09	9.12	4.32	0.58	0.29	1.33	100.17
HE77-6	细碧岩	52.76	1.53	15.12	2.30	8.93		4.91	7.49	4.56	0.60	0.23	1.70	100.07
II-2	细碧岩	48.68	3.00	14.61	3.53	9.46	0.26	4.74	8.59	3.78	0.76	1.00		98.49
IE3043	细碧岩	56.33	1.76	13.76	3.50	5.68	0.23	3.26	5.69	6.41	0.20	0.21	2.38	99.41
IE1276	细碧岩	54.49	1.68	15.95	3.16	6.45	0.19	3.55	6.82	5.09	0.65	0.22	2.07	100.52
9	细碧岩	52.48	1.08	16.55	4.69	6.42	0.51	5.28	6.22	5.00	0.28	0.22	0.56	99.29

注:样品由长春科技大学分析测试中心分析

中脊玄武岩(N-MORB)上述元素的质量分数(表2),高场强不相容元素(HFSE)由于活动性较小,是研究岩浆源区特征、成因和演化的可靠指标。本区细碧岩Ce、P、Zr、Hf、Sm、Yb、Y等元素的质量分数与洋中脊玄武岩(N-MORB)相接近(表2),细碧岩Nb的质量分数为1.10~1.55 $\mu\text{g/g}$,低于洋中脊玄武岩,而与岛弧钙碱性玄武岩Nb的质量分数(2.7 $\mu\text{g/g}$)(Pearce,1982)相当。Ta的质量分数为0.08~0.18 $\mu\text{g/g}$,与洋中脊玄武岩Ta的质量分数相近。将细碧岩的微量元素蛛网图(图5)与典型构造环境火山岩相比,它显示出不同程度的Rb、Sr、Ba、Th、K的富集,Nb、Ta呈明显的“谷”,而Hf和REE则较平坦,与岛弧拉斑玄武岩相似。细碧岩的MgO(7.71~3.09%)含量较低,而且具有明显的Nb、Ta负异常及相对高的Ba/La比值(表4),这都表明了典型的岛弧特征(赵建新等,1995)。因此,从岩石的微量元素特征来看,

本区细碧岩兼具有岛弧钙碱性玄武岩和洋中脊玄武岩的地球化学特征,应形成于弧后盆地的构造环境。

4.3 稀土元素

基性玄武岩的低温蚀变和变质作用所引起的稀土元素的分馏作用较弱,从而可利用稀土元素含量及其配分模式来判别原始岩石的类型及成因(宋志高等,1987)。本区细碧岩稀土总量较为44.68~63.27 $\mu\text{g/g}$,轻稀土略富集且轻、重稀土之间存在着较弱的分馏作用(LREE/HREE为1.66~2.49),略具正或负的Eu异常(表2)。轻稀土元素内部之间基本上未发生较强的分馏作用((La/Sm)_n=0.76~1.28),而重稀土内部元素之间存在着一定程度的分馏作用((Gd/Yb)_n=1.19~2.84),可能与早期石榴子石的结晶分异有关。细碧岩的稀土元素球粒陨石标准化图(图6)呈平坦型。已有

表 2 大兴安岭中段细碧岩的微量元素分析结果(10⁻⁶)

Table 2 The trace element composition of spilite from middle section of Da Hinggan Mountains

样号	HW-1	HW-2	HW-3	HW-4	HW-5	HW-6	HW-7	HW-8	N-MORB *
Li	36.96	11.56	73.88	29.53	28.36	0.87	21.23	18.85	
B	26.31	30.95	55.41	50.61	41.03	51.66	57.44	68.52	
Sc	33.71	31.83	35.96	33.94	34.85	29.94	34.45	29.63	40
V	400.1	416.5	440.6	333.9	343.8	359.0	408.5	357.2	
Cr	47.42	65.52	55.58	47.63	49.71	54.03	41.89	54.98	250
Co	36.61	30.65	33.55	36.10	32.08	28.37	41.61	33.34	
Ni	37.57	39.24	34.97	31.64	32.87	26.67	27.29	32.02	130
Cu	199.7	84.4	71.9	188.4	112.3	144.6	95.8	146.8	
Zn	196.0	119.3	196.2	233.7	246.5	129.8	106.8	117.5	
Ga	16.30	22.46	21.77	18.35	14.59	16.30	17.97	17.09	
Ge	2.08	2.02	2.93	1.55	1.38	1.77	1.78	1.54	
As	10.90	20.39	14.25	12.97	24.73	12.77	11.24	12.77	
Rb	15.90	38.20	22.39	11.85	8.42	12.94	10.06	30.80	2
Sr	72.4	135.0	90.5	98.5	83.7	98.4	125.6	219.1	120
Y	28.63	25.05	29.40	23.79	23.52	22.28	27.79	21.59	30
Zr	60.13	55.48	60.87	59.35	60.08	54.16	57.02	45.39	90
Nb	1.33	1.14	1.55	1.29	1.19	1.14	1.15	1.10	3.5
Mo	0.76	1.28	0.89	0.81	0.64	0.68	0.67	0.89	
Ag	1.05	1.17	1.16	0.75	0.51	50.57	53.29	1.07	
Cd	1.09	0.91	0.15	0.05	0.11	0.04	0.08	0.13	
In	0.34	0.23	0.08	0.07	0.03	0.06	0.06	0.23	
Sn	1.88	3.29	2.18	2.47	1.60	1.61	3.20	5.71	
Sb	5.22	12.33	7.84	2.97	1.56	2.24	7.27	12.07	
Cs	1.35	2.10	2.86	1.37	1.31	1.77	4.17	4.62	
Ba	157.0	252.0	166.4	181.1	223.9	233.7	129.2	191.4	20
La	6.01	4.99	6.24	7.49	3.83	5.80	6.24	5.04	
Ce	14.56	13.99	15.55	18.26	10.54	13.38	15.89	12.68	10
Pr	2.23	2.03	2.50	2.69	1.61	2.01	2.31	2.13	
Nd	10.09	10.28	11.11	12.03	8.15	9.22	11.43	10.79	
Sm	3.76	3.87	3.70	3.66	3.16	2.95	4.47	3.40	3.3
Eu	1.14	1.47	1.23	1.41	0.93	1.17	1.35	0.94	
Gd	4.26	4.60	5.18	4.59	3.93	3.98	4.68	3.86	
Tb	0.81	0.90	0.83	0.84	0.72	0.74	0.84	0.73	
Dy	5.50	5.52	5.52	4.93	4.54	4.50	5.44	4.29	
Ho	1.07	1.28	1.19	1.07	1.00	1.02	1.14	0.92	
Er	2.95	3.21	3.22	2.74	2.87	2.53	3.20	2.75	
Tm	0.49	0.53	0.45	0.40	0.38	0.37	0.42	0.41	
Yb	2.89	2.97	3.12	2.82	2.62	2.53	2.89	2.27	3.4
Lu	0.53	0.43	0.46	0.34	0.37	0.38	0.44	0.38	
Hf	1.77	2.02	1.96	2.23	1.83	1.85	1.90	2.05	2.4
Ta	0.10	0.09	0.10	0.09	0.08	0.09	0.09	0.18	0.18
W	17.63	53.30	19.55	32.54	20.88	42.81	96.79	53.54	
Tl	0.54	0.92	0.62	0.38	0.30	0.58	0.45	0.89	
Pb	22.48	27.07	24.80	21.00	22.24	21.75	24.68	37.20	
Bi	0.29	0.48	0.25	0.21	0.29	0.40	0.44	0.57	
Th	0.47	0.52	0.53	0.68	0.66	0.67	0.49	0.45	0.2
U	0.19	0.22	0.34	0.27	0.48	0.35	0.19	0.22	
ΣREE	56.28	56.07	60.30	63.27	44.68	50.56	60.72	50.61	
LREE/HREE	1.98	1.81	1.96	2.48	1.66	2.08	2.12	2.18	
Eu	0.87	1.07	0.88	1.05	0.81	1.04	0.90	0.79	
La/Sm(n)	1.01	0.81	1.06	1.29	0.76	1.26	0.88	0.93	
Gd/Yb(n)	1.19	1.25	1.34	1.32	1.21	1.27	1.31	1.37	

注:样品由中国科学院地球化学研究所用 ICP-MS 方法分析,分析者:漆亮; * 据 Pearce J A(1982)

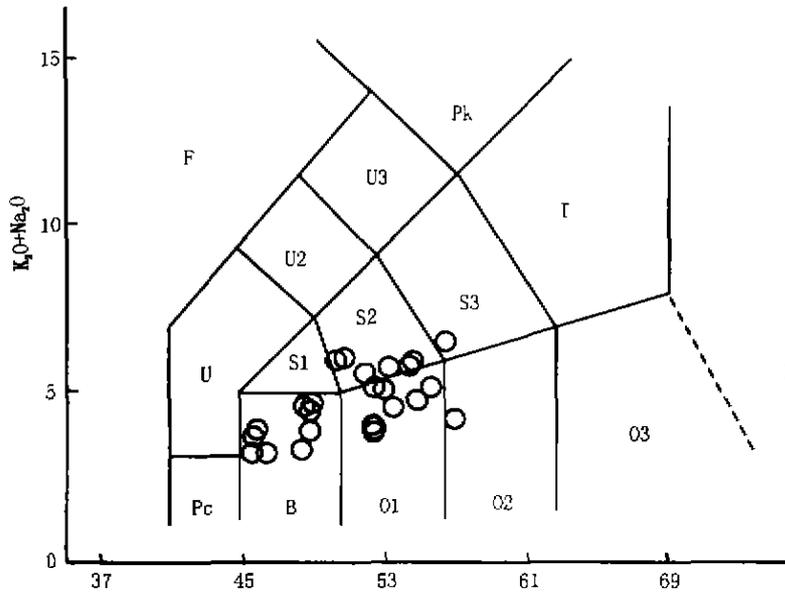


图3 细碧岩的TAS分类图解(据肖广策等,1997)

F-似长岩; Pc-苦橄玄武岩; U1-碧玄岩、碱玄岩; U2-响岩质碱玄岩; U3-碱玄质响岩; S1-粗面玄武岩; S2-橄辉粗安岩; S3-粗安岩(歪长粗面岩); T-粗面岩、粗面英安岩; B-玄武岩; O1-安山玄武岩; O2-安山岩; O3-英安岩; R-流纹岩

Fig. 3 TAS diagram of spilites

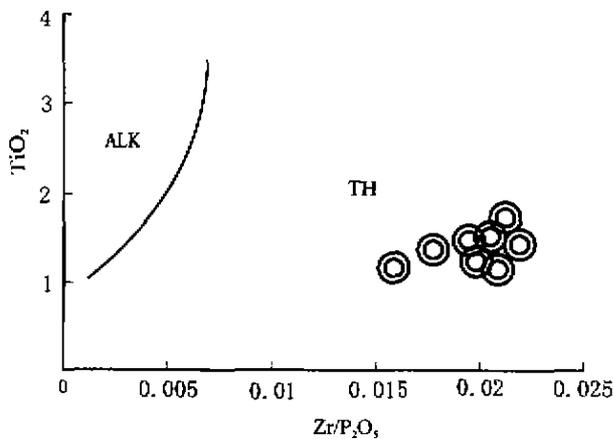


图4 细碧岩的TiO₂-Zr/P₂O₅图解

(据 winchester and Floyd,1977)

Fig. 4 The TiO₂-Zr/P₂O₅ diagram of spilites

的研究表明(王中刚等,1989),大陆边缘的拉斑玄武岩,其稀土元素配分型式可出现较弱的轻稀土富集型或轻稀土亏损型,并且如果斜长石分离起主要作用时,出现负Eu异常;岛弧拉斑玄武岩一般出现明显的正Eu异常;N-MORB型拉斑玄武岩一般表现为明显的轻稀土亏损型配分型式,而E-MORB型拉斑玄武岩表现为明显的轻稀土富集型配分型式,T-MORB型拉斑玄武岩的稀土配分型式介于两者之间。结合本区细碧岩的稀土元素含量特点及配分型式(图6),它主要与现代T型洋中脊拉斑玄武岩或产于大陆边缘的拉斑

玄武岩相类似。同时,本区细碧岩所有样品的稀土元素分布型式非常相似,表明它们具有相同的成因、来源及演化历史。细碧岩平坦型稀土元素分布模式表明,在拉斑玄武岩经历细碧岩化的过程中,稀土元素没有或只经历了微弱的分异作用,从而保持了源岩的稀土元素含量及配分特点。

4.4 同位素地球化学

细碧岩的Rb-Sr同位素分析结果列于表3,初始铷(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i采用公式(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t = (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_s - (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr)_s(e^{λt} - 1)计算,其中t = 250Ma(全岩钾氩法平均年龄);λ = 1.42 × 10⁻¹¹a⁻¹,计算结果见表3。由表可知,本区细碧岩(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i变化于0.7013~0.7056范围内,其变化范围处于N-MORB玄武岩(0.7024~0.7030)(Wilson M.,1989)和岛弧拉斑玄武岩(0.7030~0.7050)(Wilson M.,1989)之间。这种不均匀的铷同位素组成表明在岩浆形成或喷出地表前曾有放射性铷的富集。朱永峰等(1999)报道了本区早二叠系大石寨组基性火山岩ε_{Nd}为较大的正值,它们的源区具有亏损地幔特征,在基性岩石中未发现富放射性铷的富集成分的加入。因而,这种富放射性铷的富集可能是由于热卤水(富铷贫钹)在拉斑玄武岩岩浆喷出地表前加入岩浆体系而造成的,而不可能源于地壳物质混染(富放射性铷和钹)。

5 构造环境判别

不相容元素比值在海水蚀变和变质作用过程中有较好

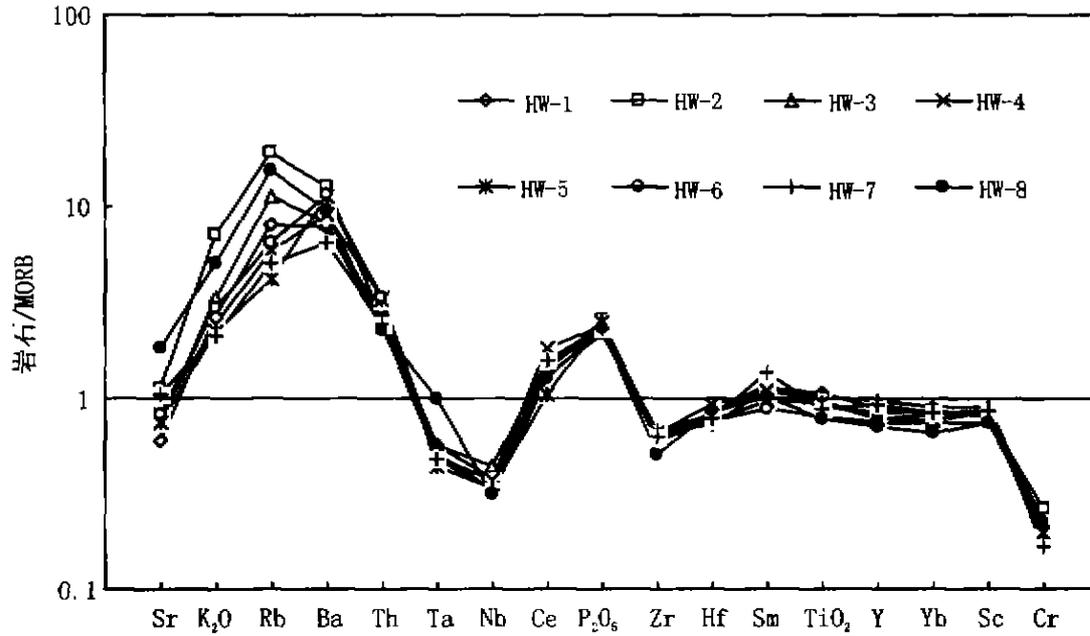


图 5 细碧岩的微量元素蛛网图

Fig. 5 MORB-normalized incompatible element spiderdiagram of spilites

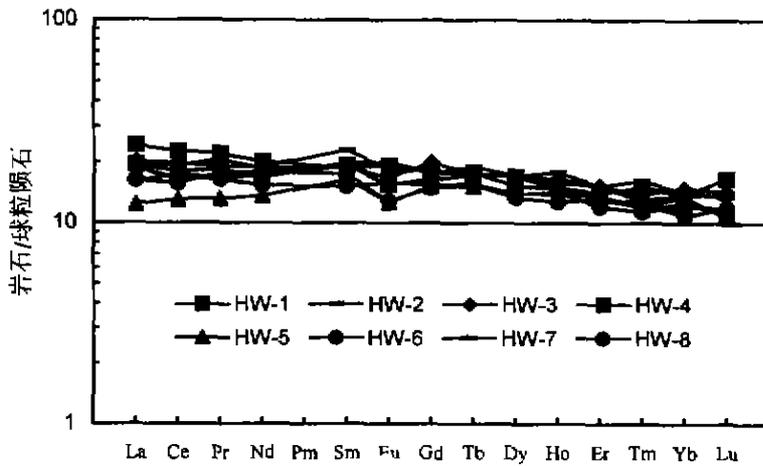


图 6 细碧岩的稀土元素球粒陨石标准化图

Fig. 6 The chondrite-normalized REE pattern of spilites

表 3 细碧岩铷同位素组成

Table 3 The Rb-Sr isotopic composition of spilites from Dashizhai group

样品号	岩石类型	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Sr84007	细碧岩	0.705377	0.440966	0.7038
Sr84008	细碧岩	0.704644	0.205713	0.7039
Sr84009	细碧岩	0.706468	0.347053	0.7052
Sr84010	细碧岩	0.704577	0.136550	0.7041
Sr84011	细碧岩	0.707429	1.736318	0.7013
Sr84012	细碧岩	0.705405	0.500896	0.7036
Sr84013	细碧岩	0.705725	0.041472	0.7056

注: 样品由长春科技大学同位素实验室分析

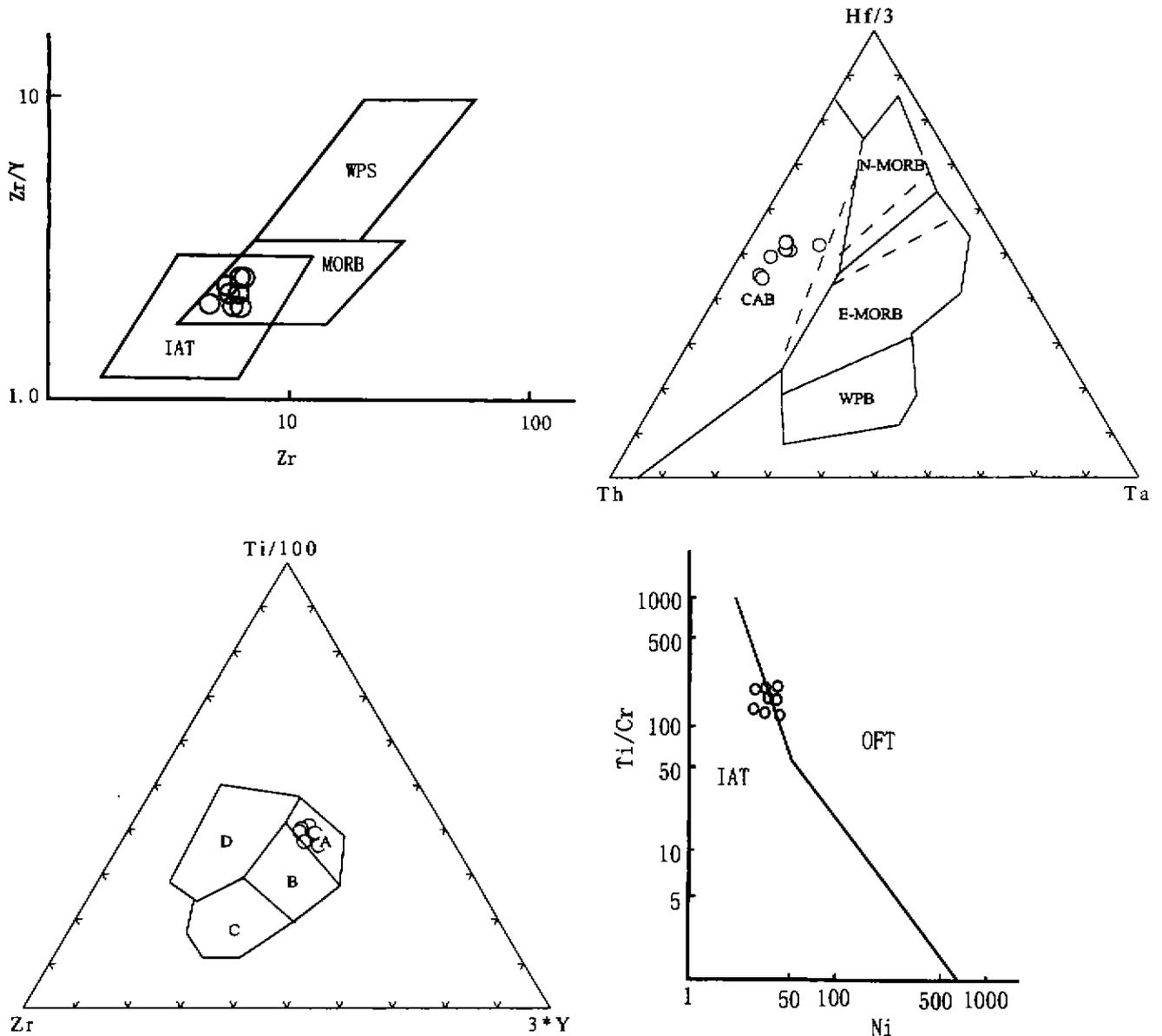


图 7 细碧岩的微量元素构造环境判别图解

WPB-板内玄武岩; IAT-岛弧玄武岩; LKT-低钾拉斑玄武岩; OFB-洋底玄武岩; N-MORB 为正常洋中脊玄武岩; E-MORB 为富集洋中脊玄武岩; IAB-火山弧玄武岩; CAB-岛弧钙碱性系列及拉斑玄武岩系列; A=LKT; B=MORB; C=CAB; D=WPB

Fig. 7 The determination diagrams of tectonic settings for spilites

的稳定性,其比值在部分熔融及分离结晶过程中保持不变,从而可以消除岩石后期变化及岩浆演化过程的影响,反映原始岩浆乃至源区的成分特征(Condie K C, 1989),广泛地应用于玄武岩的构造环境及源区成分特征的研究。表 4 列出了细碧岩不相容元素的元素对比值。严格遵守 Condie K. C (1989)提出的构造环境判别程序和标准,将本区二叠系细碧岩进行构造环境判别后发现,本区细碧岩形成的构造环境为岛弧环境。在微量元素构造环境判别图解(图 7a)中,投影点落于 MORB 和 IAT 的重叠区域内,在 Hf/3-Th-Ta 玄武岩

构造环境判别图解中(图 7b),投影点落于岛弧拉斑玄武岩岩石系列区域内,在 Ti/100-Zr-3*Y 火山岩构造环境判别图解中(图 7c),投影点亦落于火山弧低钾拉斑玄武岩区域内,在进一步的专门应用于岛弧和洋中脊的构造环境判别图解中(图 7d),主要表现为以岛弧构造环境为主,同时具有洋底拉斑玄武岩的特点。

从上面各种不同构造环境判别图解的判别结果可知,本区细碧岩属于岛弧拉斑玄武岩与洋底拉斑玄武岩的过渡类型,且主要表现为岛弧拉斑玄武岩的特征。这与本区细碧岩

表4 大石寨组细碧岩不相容元素元素对比值

Table 4 The ratios of some incompatible trace elements for splotites from Dashizhai group

	Nb/La	Hf/Ta	La/Ta	Ti/Y	Ti/V	TiO ₂	Ta	Nb	Hf/Th	Ce/Nb	Th/Yb	Nb/La	Hf/Th	Zr/Y	Ta/Yb	Ti/Zr	La/Ta	Ba/La
细碧岩	0.21	12.8	74.6	216.1	31.8	0.79	0.27	4.10	0.96	11.28	1.67	0.21	0.96	5.29	0.13	41.30	74.6	20.0

主量元素具有正常洋中脊玄武岩的特点和微量元素具有岛弧拉斑玄武岩的特点是一致,即本区细碧岩兼具有正常洋中脊玄武岩和岛弧拉斑玄武岩的双重地球化学特点。

具有上述双重成分特点的玄武岩类可出现于两种不同的大地构造背景,一是与洋脊俯冲作用有关的产于洋中脊的玄武岩类,如南智利俯冲洋中脊产出的拉斑玄武岩类(J. L. Karsten, 1996);二是形成于弧后盆地的拉斑玄武岩。由于产于上述两类不同构造环境的玄武岩成分极其相似,致使被认为是具有构造环境判别意义的微量元素比值在分辨上述两类构造环境下形成的玄武岩类失效(J. L. Karsten, 1996)。但两类玄武岩类在沉积柱的发育历史上明显不同。俯冲洋中脊构造环境下形成的拉斑玄武岩类,其上部以发育硅质岩、泥质岩等远洋深海沉积岩为特点,陆源碎屑岩和碳酸盐岩不发育(J. L. Karster, 1996),而弧后盆地以发育陆源碎屑岩、碳酸盐岩及来源于岛弧岩浆活动所形成的火山碎屑沉积岩,本区细碧岩上部以发育大体积的石英砂岩、长石石英砂岩、火山碎屑岩夹灰岩透镜体等陆源碎屑岩或弧源火山碎屑岩(图1),而缺乏硅质岩、泥质岩等深海沉积岩,说明本区细碧岩形成于扩张弧后(或弧间)盆地的大地构造环境。这就不难解释本区细碧岩的常量、微量元素及稀土元素特征具有岛弧拉斑玄武岩和洋中脊拉斑玄武岩的双重地球化学特征。同时,这一结论与赵国龙(1989)及徐志刚等(1995)提出的本区在早二叠世晚期处于“类岛弧”的构造环境基本上是一致的。

6 细碧岩的成因探讨

自1827年法国地质学家布朗厄尼特(Brongmart)提出细碧岩这一名称以来,围绕细碧岩的结构、构造、矿物成分及成因等问题展开了长达一个多世纪的争论和研究,其中关于细碧岩的成因问题一直成为细碧岩研究的核心内容之一。迄今为止,有关细碧岩的成因观点大致近10种(施林道,1982;林景仟,1987;钟昆明,1999;宋子高,1987;何大伦,1995;赵太平,1994;樊金涛,1995;夏林圻,1973;常向阳,1998),它们主要为:原生细碧岩浆结晶而成;由岩浆岩混染海水或是在水接触的条件下结晶而成;由玄武岩经喷发后在成岩条件下蚀变或交代形成;玄武岩经变质作用形成;从玄武质岩浆的派生子岩浆系统中结晶形成;火山岩经自变质交代作用形成;侵入作用条件下形成;岩浆经卤水混染后结晶形成;火山岩经含盐沉积物中的钠交代而形成;海底喷流作用形成等。但是,这些众多的观点可归纳为两大类:细碧岩是由含钠的细碧岩浆直接结晶形成的;细碧岩是由凝固的玄武

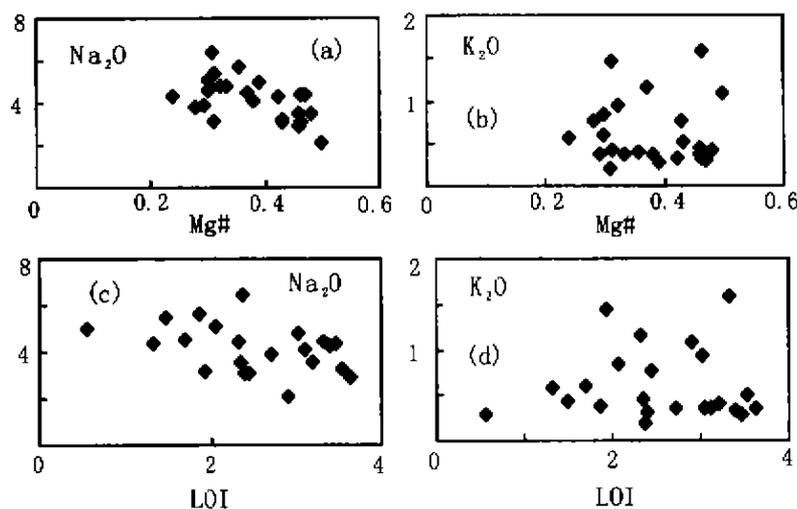
岩经矿物重新组合而形成的。

与本区细碧岩密切共生的玄武安山岩或安山岩类(图1)或产于细碧岩中呈薄层、厚层及透镜体状产出的正常玄武岩及安山岩类排除了本区细碧岩是由已冷却和固化的火山岩经后期改造而形成的观点,如果细碧岩是后期改造而形成的话,那么很简单的问题是为什么在同一层内,在经历了相同的后期改造作用后,有的火山岩改变而形成了细碧岩而有的却没有呢?然而我们在细碧岩中和与细碧岩共生玄武安山岩或安山岩中都见到了它们共同的后期交代蚀变矿物绿泥石和绿帘石等,但在组成两类岩石的斑晶和基质中的长石种类迥然不同,细碧岩中的长石为 $An=8\sim 10$ 的钠更长石,玄武安山岩中的长石为 $An=63\sim 66$ 的拉长石。虽然实验岩石学有较多的证据(Yoder H. S. Jr., 1965-1966; Hajash A and Chandler G. W., 1973; Munha. J. and Kerrich R., 1980)表明在中、低级变质作用中,富钙斜长石向较稳定钠长石转变,但本区的地质事实表明,这种作用至少在本区还不足以使玄武岩类岩石改造形成细碧岩。而绿泥石和绿帘石等蚀变矿物组合才是岩石经后期改造作用而形成的稳定的平衡矿物组合。

岩石的灼减量(LOI)可以近似地反映岩石形成后所经历的蚀变或变质作用的强弱(R. Kerrich, 1999),本区细碧岩LOI均小于4%,在 Na_2O -LOI图解中(图8), Na_2O 并未随蚀变或变质作用的增强(LOI增大)而增加,反而有减少的趋势。在镁指数($Mg^{\#} = Mg/(Mg^{2+} + Fe^{3+})$)- Na_2O 图解中(图8),随镁指数的降低, Na_2O 具有明显的线性增高演化趋势。这些特点均反映了本区细碧岩中 Na_2O 的富集与岩石后期蚀变或变质作用无关。相反,对 K_2O 而言,岩石的后期蚀变或变质作用对其影响是显著的(图8)。

富钠是细碧岩的重要特征,因而细碧岩中钠质斜长石的成因矿物学研究成为解决细碧岩成因问题的关键(夏林圻等,1979)。下面我们就本区细碧岩中钠长石的矿物学特征作一介绍,以期在细碧岩的成因研究中提供重要的约束条件。

本区细碧岩中钠长石可分为两种类型,一种为呈斑晶产出的半自形-自形板状钠长石或更钠长石,此种类型的钠长石卡钠或卡钠复合双晶发育;另一种是出现于基质中晶体相互杂乱或呈网格状分布的微晶钠长石,此种类型的钠长石晶体表面干净,部分钠长石晶体呈舒缓弯曲及波状消光。这种晶体的弯曲,只能发生于尚未固化并且有相当粘性的岩浆体系之中,即在原生结晶作用过程中受力作用形成,而不可能是固化成岩后的应力现象,因为成岩后的这种应力效应决不可能只对某一矿物产生作用而对其他矿物毫无影响(夏林

图8 细碧岩的 K_2O 、 Na_2O 与 LOI 、 $Mg^\#$ 关系图Fig. 8 The K_2O 、 Na_2O vs. LOI 、 $Mg^\#$ diagrams of spilites

折等, 1987), 这从另一个侧面反映了钠长石是从岩浆体系中结晶而形成的。

据夏林圻等(1987)的统计结果, 变质或后期成因的斜长石一般双晶不发育, 即使有变质双晶, 也多为简单双晶, 变质岩中除钠长石双晶和肖钠双晶外, 其它双晶极其罕见。相反, 在火成岩中, 所有的斜长石双晶都极其发育。本区细碧岩中呈斑晶产出的钠长石卡氏或卡钠联合双晶发育, 反映了他们的岩浆成因特征。本区细碧岩中的钠长石的有序度为 0.65~1, 属过渡—有序结构状态, 表明它们形成于中低温的条件下。细碧岩的锶同位素研究表明, 在拉斑玄武岩岩浆喷发前, 曾有富放射性锶的卤水的混入, 结合钠长石形成于中低温的温度条件, 卤水的混入过程可能发生在岩浆喷发前的近地表的条件下。

因此, 本区细碧岩的形成过程为: 来源于上地幔的拉斑玄武岩岩浆, 在扩张弧后盆地的构造环境下沿构造裂隙上升, 在其上升过程中, 热的岩浆体系在其周围的沉积物或硅铝层中产生卤水对流循环作用, 热的卤水带来了 Si 和 Na 离子, 带走了 Ca 和 Fe 离子, 从而形成了富钠的岩浆体系。这种被改造了的岩浆喷出地表冷却结晶而形成细碧岩。

References

- Chang Xiangyang, Zhu Bingquan, Zou Ri and Sun Dazhong. 1998. Geochemical studies on sodium enriched volcanic rock in the area of Longbohe copper deposit, Yunnan province, SW China; I. Chronology and characteristic of Nd-Sr-Pb isotope. *Geochimica*, 27(4): 361~366 (in Chinese with English abstract)
- Condie K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, (23): 1-18
- Fan Jintao. 1995. The petrogenesis of spilite-keratophyre sequence of the Haizhou group in northern Jiangsu. *Regional Geology of China*, 14(2): 118~124 (in Chinese with English abstract)
- Fan Shuyi, Mao Huaren, Zhang Xiaodong, Sun Xiuli and Li Yin. 1997. Stratigraphic geochemistry of Permian strata in the central Da Hinggan Mountains and its metallogenic significance. *Regional Geology of China*, 16 (1): 89~96 (in Chinese with English abstract)
- Fu Jinjin and Wang Chuansong. 1984. The statistic analyses of Ca/Na ratios in classification of spilites. *Geology-Geochemistry*, 10: 55~56 (in Chinese with English abstract)
- Hajash A and Chandler GW. 1973. An experimental investigation of high-temperature interaction between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 240~254
- He Dalun. 1995. Spilitic magmatic hydrothermal gold deposit and mantle emanation-genetic mechanism in Huachanggou, Lueyang, Shanxi. *Acta Geologica Sichuan*, 15(4): 294~303 (in Chinese with English abstract)
- Karsten J L, Klein E M and Sherman S B. 1996. Subduction zone geochemical characteristics in ridge basalts from the southern Chile Ridge: Implication of modern ridge subduction system for Archean. *Lithos*, 37: 143~161
- Kerrick R, Polat A, Wyman D and Hollings P. 1999. Trace element systematics of Mg-, to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis. *Lithos*, (46): 163~187
- Li Henan. 1994. Stratigraphic geochemistry of Permian strata in the south-middle part of Da Hinggan Mountains and its metallogenic significance. In: Zhang Dequan and Zhao Yiming (eds.). *The collection of copper-polymetallic ore deposits in the Da Hinggan Mountains and its continue regions*. Beijing: Seismological Press, 79~86 (in Chinese)
- Lin Jingqian. 1987. Introduction of magmatic petrogenesis. Beijing: Geological Publishing House, 226~228 (in Chinese)
- Munha J and Kerrich R. 1980. Sea water basalt interaction in spilites from the Iberian pyrite belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 191~200
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S (ed.). *Andesites; Orogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley, 525~548
- Ren Jishun, Chen Yanyu, Niu Baogui, Liu Zhigang and Liu Fengren. 1990. The tectonic evolution and metallogenic of

- lithosphere in eastern China and its neighbor region. Beijing: Science Press, 205(in Chinese)
- Shi Lindao. 1982. The discussion on petrogenesis, evolution, classification and nomenclature of spilite-keratophyre in China. *Geology and Prospecting*, (1):41~50 (in Chinese)
- Song Zhigang, Jia Quanzi. 1987. On the fabric, mineral assemblages and metamorphic origin of spilite. *The Bulletin of Xi'an Institute of Geology and Mineral Resource*, 31~46(in Chinese with English abstract)
- Su Yangzheng. 1996. Permian and early Triassic stratigraphy in northeastern China. *Jilin Geology*, 15(3.4):55~65(in Chinese with English abstract)
- Wang Zhonggang, Yu Xueyuan and Zhao Zhenghua. 1989. *Geochemistry of rare earth elements*. Beijing: Science Press, 133~212(in Chinese)
- Xia Linqi and Huang Yuehua. 1979. Genesis of some spilite-keratophyre suites in the northwestern China as illustrated by the structural state of soda plagioclases. *Geochimica*, (1): 3~27(in Chinese with English abstract)
- Xia Linqi, Xia Zhuchun. 1987. Some problems on the spilite-keratophyre volcanic rocks. *Bulletin of Xi'an Institute of Geology and Mineral Resource*, 1~30(in Chinese with English abstract)
- Xu Zhigang. 1994. The tectonic setting of copper-polymetallic deposits in Southeastern Inner Mongolia. In: Zhang Dequan and Zhao Yiming (eds.). *The collection of copper-polymetallic ore deposits in the Da Hinggan Mountains and its continues region*. Beijing: Seismological Press, 20~41(in Chinese)
- Yang Guofu. 1996. Geological formation and ore-controlling process of Permian system in the southern part of Dahingganling, Inner Mongolia. *Mineral Resources and Geology*, 10(52): 120~125 (in Chinese with English abstract)
- Yoder and H. S. Jr. 1965-1966. Spilites and serpentinites. *Annual Report of Carnegie Inst., Washington. Geophys. Lab.*, 269~278
- Zeng Guangce, Xiao Yuyong, Qiu Jitxiang and Zhu Yunhai. 1997. Suggestion on the classification of spilite-keratophyre and their nomenclature. *Geological Science and Technology Information*, 16(2):19~23(in Chinese with English abstract)
- Zhao Guolong, Yang Guilin, Wang Zhong, Fu Jiayou and Yang Yuzhuo. 1989. Mesozoic volcanic rocks in the Middle-South Daxinganling. Beijing: Science and Technique Publishing House of Beijing (in Chinese)
- Zhao Jianxin, Li Xianhua, McCulloch M T, Zhou Guoqing and Xing Feiming. 1995. Petrogenesis of ophiolites from South Anhui and Northeast Jiangxi, and their tectonic implication: chemical and Sm-Nd isotopic constraints. *Geochimica*, 24(4):311~326
- Zhao Taiping, Qiang Lizhi, Yuan Zhenlei and Yuan Hegao. 1994. The relationship between volcanic rocks from Xiong'er group and spilite-keratophyre series. *Henan Geology*, 12(1):18~27 (in Chinese with English abstract)
- Zhao Yiming, Wang Dawei, Zhang Dequan, Fu Xianzheng, Bao Xiupo, Li Henian and Ai Yunfu. 1994. Ore-controlling factors and ore prospecting models for copper-polymetallic ore deposits in the Southeast of the Inner Mongolia. Beijing: Seismological Press, 1~86 (in Chinese)
- Zhong Kunming and Yan Yinbin. 1999. Geochemical characteristics and formation of the spilite rocks in Dahongshan area, Yunnan China. *Journal of Kunming University of Science and Technology*, 24(1): 98~106(in Chinese with English abstract)
- Zhu Yongfeng, Sun Situa, Mao Jian, Liu Yan and Ben Jianchong. 1999. The Source region geochemistry of magmatite in early Permian period in the east of the Inner Mongolia. The abstract collection symposium on granitic geology and crust evolution. Nanjing: Nanjing University Press, 25(in Chinese)

附中文参考文献

- 常向阳,朱炳泉,邹日,孙大中. 1998. 金平龙脖河铜矿区变钠质火山岩系地球化学研究: I. Nd, Sr, Pb 同位素特征与年代学. *地球化学*, 27(4):361~366
- 樊金涛. 1993. 苏北海州群细碧角斑岩系的成因. *中国区域地质*, 14(2):118~124
- 范书义,毛华入,张晓东,孙秀丽,李颖. 1997. 大兴安岭中段二叠系地球化学特征及其成矿意义. *中国区域地质*, 16(4):89~97
- 符新琴,王传松. 1984. 钙钠比值在细碧岩定名中的统计分析. *地质地球化学*, 10:55~56
- 何大伦. 1995. 陕西省略阳县钵厂沟细碧岩浆热液金矿床及地幔排气成矿机制. *四川地质学报*, 15(4):294~303
- 李鹤年. 1993. 大兴安岭中南部二叠系地层地球化学特征及其成矿意义. 见:张德全,赵一鸣主编. *大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集*. 北京:地震出版社,79~86
- 林景仔. 1987. 岩浆岩成因导论. 北京:地质出版社,226~228
- 任纪舜,陈延愚,牛宝贵,刘志刚,刘凤仁. 1990. 中国东部及邻区岩石圈的构造演化与成矿. 北京:科学出版社,205
- 施林道. 1982. 中国细碧-石英角斑岩的成因、演化、和分类. 命名探讨. *地质与勘探*, (1):41~50
- 宋志高,贾群子. 1987. 论细碧岩的岩石组构、矿物组合和变质成因. *中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊*, 31~46
- 苏养正. 1996. 中国东北区二叠纪和早三叠纪地层. *吉林地质*, 15(3.4):55~65
- 王中刚,于学员,赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京:科学出版社,133~212
- 夏林圻,黄月华. 1979. 从钠质斜长石的结构状态论西北某些细碧-角斑岩系的成因. *地球化学*, (1):3~27
- 夏林圻,夏祖春. 1987. 细碧角斑质火山岩若干问题. *中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊*, 1~30
- 徐志刚. 1993. 内蒙古东南部铜多金属矿床成矿构造背景. 见:张德全,赵一鸣主编. *大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集*. 北京:地震出版社,20~41
- 杨国富. 1996. 内蒙大兴安岭南段二叠系的地质建造与控矿作用. *矿产与地质*, 10(52):120~125
- 曾广策,肖玉永,邱家骥,朱云海. 1997. 对细碧-石英角斑岩系种属划分和命名的建议. *地质科技情报*, 16(2):19~23
- 赵国龙,杨桂林,王忠,傅嘉友,杨玉琢. 1989. 大兴安岭中南部中生代火山岩. 北京:北京科学技术出版社
- 赵太平,强立志,原振雷,袁鹤皋. 1994. 熊耳群火山岩与细碧角斑岩. *河南地质*, 12(1):18~27
- 赵一鸣,王大畏,张德全,傅先政,鲍修坡,李鹤年,艾永富. 1994. 内蒙古东南部铜多金属成矿地质条件及找矿模式. 北京:地震出版社,1~86
- 钟昆明,颜以彬. 1999. 云南大红山细碧质岩石的地球化学特征及成因. *昆明理工大学学报*, 24(1):98~106
- 朱永峰,孙世华,毛寿,刘焰,本间弘次. 1999. 内蒙古东部早二叠系岩浆源区地球化学. 南京:花岗岩地质与地壳演化学术讨论会论文集摘要集,25