西伯利亚板块东南缘晚古生代伸展体制新证据: 东乌旗角闪辉长岩年代学及地球化学研究

程银行^{1,2)},李敏²⁾,张天福²⁾,李艳锋²⁾,李影²⁾,牛文超²⁾,滕学建²⁾,彭丽娜²⁾,刘洋²⁾,胡晓佳²⁾ 1)中国地质大学(北京),北京,100083;2)天津地质矿产研究所,天津,300170

内容提要:为研究西伯利亚板块东南缘晚古生代板内伸展开始时间及地幔属性。基于1:5万野外宏微观调查,采用LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年法对分布于东乌旗西部的角闪石辉长岩进行了年龄测定和岩石地球化学测试。结果表明:角闪辉长岩主要由斜长石、角闪石和单斜辉石组成,锆石 U-Pb 年龄为 280.8±1.5Ma,属早二叠世。地球化学数据显示:岩石具较高 SiO₂(48.87%~53.70%)、TiO₂(0.73%~2.27%)、Al₂O₃(15.05%~16.69%)的含量,中等至较高的 MgO(4.84%~9.25%)、FeO^T(6.91%~10.47%)和较低的 CaO(5.80%~7.94%)。富 Na₂O(2.75%~3.90%),贫 K₂O(1.01%~1.90%),为铁质一富铁质碱性和拉斑玄武岩系列岩石组合。稀土总量较高(Σ REE 为 97.50×10⁻⁶~251.16×10⁻⁶),轻重稀土分异程度中等[(La/Yb)_N=4.23~7.12], Eu 异常不明显(δ Eu=0.85~0.98)。岩石富集大离子亲石元素(LILE)Ba、Sr、K等,相对亏损高场强元素(HFSE) Nb、Ta、Th等,高的 Zr(87×10⁻⁶~289×10⁻⁶)和 Zr/Y(4.03~7.66)比值,与板内幔源岩浆作用的产物一致。综上,我们认为角闪辉长岩为板内伸展构造体制下富集型地幔橄榄岩部分熔融形成的玄武质岩浆岩浆经分离结晶作用后形成的,标志着~280 Ma 西伯利亚板块东南缘晚古生代造山过程进入到板内非造山阶段。

关键词:角闪辉长岩;晚古生代;伸展体制;锆石 U-Pb 年龄;西伯利亚板块;东乌旗

造山带中发育的辉长岩记录了造山带演化过程 中深部地幔性质、壳幔作用过程以及构造背景的信 息,备受广大地质学者的关注(张旗等,1995;谢桂青 等,2005;杜杨松等,2007;朱永峰,2009;董春艳等, 2012)。经过长期的工作,特别是近年来,关于西伯 利亚板块东南缘晚古生代造山花岗岩的构造属性的 研究取得了不同认识,主要有:陆缘弧花岗岩(陈斌 等,2001;张健等,2011;范中林等,2012;王新宇等, 2013),时代介于 335~298Ma,岩性以闪长岩、二长 花岗岩为主;造山后花岗岩(洪大卫等,1994,2000; 施光海等,2004;鲍庆中等,2007;张玉清等,2009, 2013;韩宝福等,2010;程银行等,2012;梁玉伟等, 2013),时代集中在 323~273Ma,岩性以二长花岗 岩、正长花岗岩以及碱性花岗岩为主;大陆弧后花岗 岩,形成于大陆弧后伸展断裂构造环境(张磊等, 2013),时代在 325~260Ma 之间,以上表明前人研 究存在同一构造位置同一时代不同构造成因的分 歧。而与之对应的火山岩的研究成果表明 320~ 303Ma这一地区发育大规模的陆缘弧型火山岩(金 岩等,2005;辛后田等,2011),似乎与陆缘弧型花岗 岩相匹配。前述表明,前人的研究多集中在中酸性 岩浆岩领域,而对于标志深部地幔岩浆作用的岩石 记录尚未见有确切报道,以及是否存在板内的岩浆 事件仍需要进行研究。笔者 2012~2014 年在东乌 旗西部开展的1:5万奥尤特区调工作中首次识别 出了角闪辉长岩,并对其进行了 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和岩相学、地球化学研究,确定了其 成岩时代为 280.8±1.5Ma,属早二叠世,以及板内 伸展背景成因的构造属性,这一认识对西伯利亚板 块东南缘晚古生代地质构造演化具有重要意义。

1 区域地质背景及岩相学特征

研究区位于东乌旗西部,构造位置为西伯利亚 板块东南缘,二连-贺根山构造结合带北侧,(图 1a), 晚古生代构造岩浆活动非常活跃,该岩浆岩带向西 经二连浩特断续延入蒙古境内,向东延入大兴安岭 地区。区内岩石地层显示有两个构造演化阶段(图 1b):晚古生代构造演化阶段,主要岩石地层有中下

收稿日期:2014-04-19;改回日期:2014-07-17;责任编辑:黄敏。

注:本文为中国地质调查项目(编号:1212011220446 和 1212011120697)联合的资助。

作者简介:程银行,男,1982年生。助理研究员,从事地质矿产调查与研究工作。通讯地址:300170,天津市河东区大直沽8号路4号天津 地质矿产研究所;Email: weicheng1858@163.com。

泥盆统泥鳅河组复理石建造,岩性为灰绿色、灰色粉 砂岩、粉砂质泥岩。上石炭统宝力高庙组,主要为陆 相火山岩一碎屑岩建造,以安山岩、安山质火山碎屑 岩为主。侵入岩主要以晚古生代肉红色碱性花岗 岩、石英正长岩和灰白色中细粒二长花岗岩为主,侵 入到泥鳅河组和宝力高庙组中,伴有基性一超基性 深部幔源岩浆活动的记录。中新生代构造演化阶 段,主要表现为下侏罗统红旗组河湖相沉积地层,主 要岩性为复成分砂砾岩、含砾粗砂岩、长石岩屑砂 岩,角度不整合于晚古生代岩石地层之上。本文研 究的角闪辉长岩主要分布在东乌旗育种场和窑勒一 带,呈小岩株、岩脉侵入到早二叠世碱性花岗岩、二 长花岗岩中,面积从几十个平方米到1~2km²不等, 东乌旗育种场可见到被细粒正长花岗岩侵入(276.4 ±0.7Ma,内部数据待发表),并伴有辉闪橄榄岩、闪 长岩和辉绿岩脉,构成基性一超基性杂岩体,其中辉 绿岩呈脉状侵入到角闪辉长岩中。

角闪辉长岩的岩相学特征:岩石呈灰黑色块状构造(图 2a,2b),辉长结构(图 2c,2d),主要矿物有斜长石(55%~60%)多为倍长石(An=80),呈自形长板状,发育聚片双晶,绢云母化明显,局部嵌布于角闪石内;普通角闪石(15%~20%)呈半自形柱状,多色性强,深绿色到黑绿色,负光性,发育两组突起

菱形解理,解理夹角约 56°,部分发育辉石镶嵌,构 成包含结构;单斜辉石(10%~15%)半自形粒状,正 光性,无多色性,干涉色为二级蓝,偶呈嵌晶状被斜 长石和角闪石包裹,构成包含结构;黑云母(5%~ 10%)呈片状,被绿泥石交代;副矿物主要有磁铁矿、 赤铁矿、钛铁矿、榍石、磷灰石和锆石。以上表明角 闪辉长岩为岩浆成因,矿物结晶顺序为辉石→斜长 石→角闪石。

263

2 样品分析方法

本文研究样品主要采自东乌旗育种场和窑勒 (图 1b),样品新鲜,弱蚀变,选择1件角闪辉长岩用 于年代学研究,10件样品用于主量、微量元素分析。

对1件样品做锆石 U-Pb 同位素测定。锆石分 选工作由河北省廊坊地质调查研究所完成。样品按 照常规粉碎淘洗后,经磁选和重液分离,然后在双目 镜下人工挑选纯度在99%以上的锆石。锆石的制 靶和透射光、反射光、阴极发光照相在北京锆年领航 科技有限公司完成。样品测年工作在天津地质矿产 研究所完成,采用 LA-MC-ICP-MS 进行锆石 U-Pb 同位素定年,ICP-MS 为 Agilent 7500a,分析中采用 的激光束斑直径为 35μm,以氦气作为剥蚀物质的 载气,分析流程见参考文献(李怀坤等,2010),测试



图 1 内蒙古东乌旗西部地质简图(据程银行等●修改)

Fig. 1 Geological sketch map of the western of Dong Ujimqi, Inner Mongolia (modified after Cheng Yinhang et al. ^Φ)
 Q-Quaternary; Jh-Early Jurassic Hongqi Formation; Cb-Later Carboniferous Baoligaomiao Formation; D₁n-Early Devonian Niqueh Formation;
 P₁γ-Early Permain alkali granite; P₁ξo-Early Permainquartz syenite; P₁ξγ-Early Permain syenogranite; Di-Diorite;Ga-Gabbro



图 2 内蒙古东乌旗角闪辉长岩手标本和正交偏光显微照片 Fig. 2 Macrofeatures and photomicrographs of the bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia Pl-斜长石;Hb-角闪石;Mag-磁铁矿 Pl-Plagioclase;Hb-hornblende;Mag-magnetite

数据的计算处理采用 ISOPLOT3.0 程序(李怀坤 等,2011)。

对 10 件样品进行主微量元素分析。首先对新 鲜样品去除风化壳,然后用破碎机粉碎,在用球磨仪 研磨至粉末状(>200 目),用于主量元素和微量元 素分析。实验测试由天津地质矿产研究所完成,主 量元素采用 X 射线荧光光谱法(XRF),FeO 采用氢 氟酸、硫酸溶样、重铬酸钾滴定容量法,分析精度优 于 2%,微量元素使用 ICP-MS 测试,分析精度优 于 5%。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

角闪辉长岩的锆石 U-Th-Pb 数据列于表 1,CL 图像和 U-Pb 谐和图见图 3。锆石多呈长柱状,透明 度好,颗粒大多在 150~200μm,具明显岩浆成因的 韵律条带,具基性岩锆石特征。前人研究表明,不同 成因 锆 石 具 有 不 同 的 Th、U 含 量 与 Th/U 值 (Rubattoet al.,2000)。一般情况下,岩浆锆石的 Th、U含量较高,Th/U值较大(一般大于 0.4),而 变质锆石的 Th、U含量低,Th/U值小(Hoskinet al.,2003,一般小于 0.07)。角闪辉长岩样品(5132) 参与加权平均年龄计算锆石的 Th/U比值为 0.22 ~2.02,仅1颗锆石的 Th/U值小于 0.4,具有岩浆 锆石 Th/U比值,因此,本次测试锆石的年龄可以 代表角闪辉长岩的成岩年龄。

样品 5132(角闪辉长岩:N45°24′55″;E 116°43 27″)有 26 粒锆石测点,各测值的²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 年龄较 为稳定 290±4~272±3Ma,均落在谐和线上或附 近,对 26 粒锆石的²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 表面年龄在置信度为 95%时的加权平均年龄为 280.8±1.5Ma(MSDW =1.2)。综上认为 280.8±1.5Ma 的年龄值可以代 表角闪辉长岩的成岩年龄。

3.2 地球化学特征

角闪辉长岩样品的岩石化学分析结果及部分参数列于表 2。数据表明,角闪辉长岩具较高 SiO₂



图 3 内蒙古东乌旗角闪辉长岩的部分锆石阴极发光图像(a)和锆石 U-Pb 年龄谐和图(b) Fig. 3 CL images of selected zircons (a) and zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb concordia diagram (b) of the bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia

	元素含量及比值			同位素比值						年龄(Ma)			
测点号	U	Th	²³² Th	$^{206}\mathrm{Pb}$		$^{207}\mathrm{Pb}$		$^{207}\mathrm{Pb}$		$^{206}\mathrm{Pb}$		$^{207}\mathrm{Pb}$	1.4
	$(\times 10^{-6})$	$(\times 10^{-6})$	$^{238}{ m U}$	$^{238}{ m U}$	$\pm 1\sigma$	$^{235}{ m U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\mathrm{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{238}{ m U}$	$\pm 1\sigma$	$^{235}\mathrm{U}$	±lσ
5312.1	1175	1397	1.1894	0.0440	0.0004	0.3239	0.0050	0.0534	0.0008	278	3	285	4
5312.2	1362	1356	0.9958	0.0443	0.0004	0.3288	0.0049	0.0538	0.0007	280	3	289	4
5312.3	3677	6705	1.8234	0.0447	0.0004	0.3345	0.0038	0.0542	0.0005	282	2	293	3
5312.4	595	479	0.8047	0.0431	0.0005	0.3266	0.0076	0.0549	0.0013	272	3	287	7
5312.5	736	377	0.5122	0.0441	0.0004	0.3145	0.0061	0.0517	0.0010	278	2	278	5
5312.6	659	551	0.8358	0.0445	0.0006	0.3253	0.0074	0.0531	0.0011	280	4	286	6
5312.7	1152	1109	0.9619	0.0455	0.0006	0.3256	0.0066	0.0520	0.0008	287	4	286	6
5312.8	1475	1842	1.2491	0.0448	0.0006	0.3244	0.0063	0.0526	0.0008	282	4	285	6
5312.9	1506	1535	1.0195	0.0444	0.0005	0.3326	0.0058	0.0544	0.0007	280	3	292	5
5312.10	544	453	0.8326	0.0460	0.0006	0.3299	0.0092	0.0521	0.0014	290	4	290	8
5312.11	819	694	0.8474	0.0447	0.0007	0.3214	0.0068	0.0521	0.0010	282	4	283	6
5312.12	1513	2484	1.6421	0.0450	0.0006	0.3206	0.0058	0.0517	0.0007	284	4	282	5
5312.13	1138	1738	1.5277	0.0454	0.0006	0.3279	0.0051	0.0524	0.0007	286	4	288	4
5312.14	863	808	0.9362	0.0449	0.0006	0.3112	0.0069	0.0503	0.0009	283	4	275	6
5312.15	988	833	0.8433	0.0440	0.0004	0.3205	0.0053	0.0529	0.0008	277	3	282	5
5312.16	1534	2331	1.5194	0.0447	0.0005	0.3339	0.0050	0.0541	0.0007	282	3	293	4
5312.17	1904	2398	1.2596	0.0445	0.0005	0.3300	0.0049	0.0538	0.0007	281	3	290	4
5312.18	697	362	0.5199	0.0436	0.0005	0.3272	0.0075	0.0545	0.0012	275	3	287	7
5312.19	1236	1310	1.0599	0.0443	0.0007	0.3277	0.0050	0.0536	0.0008	280	4	288	4
5312.20	1003	901	0.8990	0.0444	0.0004	0.3299	0.0049	0.0538	0.0009	280	3	289	4
5312.21	1320	1640	1.2419	0.0446	0.0004	0.3242	0.0043	0.0527	0.0006	281	3	285	4
5312.22	2993	6056	2.0236	0.0448	0.0005	0.3389	0.0037	0.0549	0.0005	282	3	296	3
5312.23	528	407	0.7708	0.0455	0.0006	0.3441	0.0104	0.0549	0.0016	287	4	300	9
5312.24	800	638	0.7981	0.0448	0.0006	0.3368	0.0071	0.0545	0.0010	283	4	295	6
5312.25	598	129	0.2156	0.0452	0.0009	0.3466	0.0173	0.0556	0.0021	285	5	302	15
5312.26	671	61	0. 9008	0.0446	0.0006	0.3374	0.0073	0.0549	0.0010	281	4	295	6

表 1 内蒙古东乌旗角闪辉长岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果 Table 1 Zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb dating results of bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia

注:测试单位为天津地质矿产研究所实验室。

(48.87%~53.70%)、TiO₂(0.73%~2.27%,变化 较大)、Al₂O₃(15.05%~16.69%)的含量,中等至 较高 MgO(4.84%~9.25%)、FeO^T(6.91%~ 10.47%)和较低的 CaO(5.80%~7.94%)。这些 样品 相 对 富 Na₂ O(2.75%~3.90%), 贫 K₂ O (1.01%~1.90%), 具较低的 K₂ O/Na₂ O(0.26~



图 4 内蒙古东乌旗角闪辉长岩的硅一碱图 (after Wilson, 1989)

Fig. 4 The total alkalis versus silica (TAS) diagram of bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia (after Wilson, 1989)

0.62)和较低的 m/f(0.90~2.41),属铁质一富铁质 岩石。在硅碱图(图 4)上 5 个样品落在碱性区,5 个 样品落在分界线附近,有向碱性系列靠近的趋势。 利用 FeO^T/MgO-SiO₂图解(Miyashiro,1974,图略) 进一步划分,其中 3 个样品落入钙碱性区,2 个样品 属拉斑玄武系列,表明所研究样品多属于碱性系列, 少量为钙碱性和拉斑玄武岩系列。

稀土总量较高(Σ REE 为 97.50×10⁻⁶~ 251.16×10⁻⁶),轻重稀土分异程度中等[(La/Yb)_N =4.23~7.12],Eu 异常不明显(δ Eu = 0.85~ 0.98),在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(图 5)上显示轻稀土相对富集、重稀土比较平坦的右倾



图 5 内蒙古东乌旗角闪辉长岩稀土元素球粒陨石标准化 配分模式图(球粒陨石标准化数据引自 Sun et al.,1989) Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of the bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia (Chondritic value is from Sun et al.,1989)



图 6 内蒙古东乌旗角闪辉长岩的原始地幔标准化微量 元素蛛网图(球粒陨石标准化数据引自 Sun et al., 1989) Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace elements patterns of the bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia (Chondritic value is from Sun et al., 1989)

配分模式。从岩石微量元素含量及其原始地幔标准 化素蛛网图(图 6)看,角闪辉长岩富集大离子亲石 元素(LILE)Ba、Sr、K等,相对亏损高场强元素 (HFSE)Nb、Ta、Th等,兼具消减带与板内玄武岩 的特征,高的Zr(87×10⁻⁶~289×10⁻⁶)和Zr/Y (4.03~7.66)比值,与板内玄武岩特征更为相似。

4 讨论

4.1 岩石成因及构造背景

东乌旗角闪辉长岩规模较小,呈脉状、小岩株状 产出,伴有辉闪橄榄岩、闪长岩,一起构成基性一超 基性杂岩体,与同期碱性花岗岩(272.3±0.7Ma,内 部资料待发表)、二长花岗岩中,构成双峰式岩石组 合,并被后期正长花岗岩脉侵入,表明玄武质岩浆与 花岗质岩浆为同期构造事件的产物。加之,角闪辉 长岩呈块状构造,矿物特征显示其成岩及之后未经 历较为强烈的变质作用和构造变形(图 2b),表明角 闪辉长岩应形成于伸展构造体制,侵位时的压力较 低,而非岛弧成因构造增生到活动大陆边缘的可能。 研究区窑勒一带发育大规模北西向、北北西向、北西 西向三组辉绿岩墙群也表明了其形成于伸展的构造 体制。主量元素表明东乌旗角闪辉长岩以碱性系列 和拉斑玄武岩系列岩石为主,兼有少量的钙碱性岩 石,具有板内岩浆岩组合的特征(Pearce et al., 1973)。Mg[#]可以粗略指示岩浆结晶分异的程度, 如果以 $60 \sim 71$ 作为未分异的初始岩浆 Mg[#] (Langmuir et al., 1977), 角闪辉长岩有 3 件样品 (5213-1,5213-2,P19-8-1)Mg[#]较高(68.11~71.84),

表 2 内蒙古东乌旗角闪辉长岩主量元素(%)、微量元素(×10⁻⁶)分析结果 Table 2 Major (%) and trace (×10⁻⁶) elements of the bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia

编号	4078-1	9307-1	4004-1	5312-1	5312-2	P19-15-1	P19-8-1	P19-11-1	4112-1	9738-1
岩石名称				角闪辉长岩					辉绿岩	
SiO ₂	50.19	50.23	48.87	52.37	52.90	53.70	50.23	50.75	51.58	49.19
TiO_2	2.27	1.67	2.42	0.76	0.73	0.97	1.29	1.79	2.08	2.05
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	16.36	16.14	15.92	15.23	15.05	16.25	15.62	16.63	15.33	16.69
$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	3.95	3.22	2.63	2.31	1.33	4.88	2.99	3.88	4.02	3.15
FeO	6.86	6.48	8.10	5.17	5.71	4.86	5.46	5.93	5.96	6.48
MnO	0.18	0.15	0.19	0.14	0.14	0.12	0.14	0.16	0.20	0.17
MgO	5.20	6.17	5.72	9.00	9.25	4.84	9.14	5.51	4.91	5.99
CaO	6.79	7.94	6.98	7.29	6.87	7.38	7.60	6.97	5.80	6.94
Na_2O	3.52	2.75	3.66	2.98	3.06	3.90	2.91	3.72	3.08	3.90
K_2O	1.77	1.44	1.32	1.73	1.59	1.01	1.41	1.39	1.90	1.42
P_2O_5	0.65	0.48	0.73	0.15	0.13	0.24	0.38	0.70	1.26	0.91
LOI	1.49	2.40	2.26	2.11	2.30	1.09	2.03	1.71	3.22	2.44
总量	99.23	99.07	98.80	99.24	99.06	99.24	99.20	99.14	99.34	99.33
Mg♯	48.74	55.62	51.00	70.28	71.84	49.91	68.11	52.69	49.40	55.05
$\rm FeO^T$	9.58	10.41	9.38	9.31	10.47	7.25	6.91	9.25	8.15	9.42
m/f	0.90	1.18	0.98	2.23	2.41	0.94	2.02	1.05	0.92	1.16
$\mathrm{K_2O} \ /\mathrm{Na_2O}$	0.50	0.52	0.36	0.58	0.52	0.26	0.48	0.37	0.62	0.36
Cs	3.47	1.48	6.06	2.07	2.23	1.55	1.26	2.18	5.01	1.51
Rb	40.40	30.70	38.80	60.80	55.30	25.60	32.00	39.20	68.60	23.50
Sr	601	538	586	415	435	617	565	705	665	746
Ba	426	327	448	540	393	255	313	364	504	516
Ga	19.00	19.00	22.00	16.00	16.80	20.20	18.30	20.60	19.60	18.10
Nb	8.86	6.71	11.40	3.48	3.79	4.12	4.85	9.23	10.80	11.40
Ta	0.52	0.47	0.70	0.33	0.30	0.36	0.34	0.60	0.62	0.72
Zr	242	199	289	97	94	87	127	261	261	236
Hf	4.82	4.88	6.32	3.11	2.66	3.02	3.74	6.04	5.34	5.54
Th	2.08	1.68	2.36	6.09	5.28	4.08	2.03	2.00	2.58	1.74
V	220	258	227	165	166	144	195	222	196	203
Cr	67	162	95	578	608	46	369	83	124	172
Co	37	37	38	39	40	38	41	33	31	35
Ni	54	65	62	212	206	56	195	54	58	81
Li	24.80	53.20	34.10	41.10	40.60	19.30	18.60	22.70	60.20	31.40
Sc	24.10	31.20	24.70	27.70	23.50	28.40	26.60	27.90	23.50	21.40
U	0.64	0.48	0.80	1.78	1.55	1.10	0.47	0.65	0.72	0.60
La	22.60	20.70	32.70	16.50	13.70	15.30	18.20	26.50	33.30	30.00
Ce	58.40	48.40	74.80	33.00	31.10	35.60	46.50	63.60	82.00	75.30
Pr	7.54	6.72	10.10	4.28	3.77	4.74	6.99	8.90	10.40	8.98
Nd	34.70	29.20	43.80	17.90	16.20	19.90	32.10	38.70	50.20	39.60
Sm	7.52	6.32	8.63	4.12	3.25	4.28	7.37	8.30	10.00	8.17
Eu	2.30	1.88	2.64	1.35	1.00	1.20	2.01	2.32	3.02	2.56
Gd	6.75	6.16	8.22	4.20	3.07	3.98	6.91	7.89	8.61	7.47
Tb	1.09	0.95	1.36	0.63	0.53	0.62	1.10	1.23	1.32	1.14
Dy	6.56	5.21	8.02	3.77	3.31	3.46	6.08	6.74	7.30	6.14
Ho	1.37	1.04	1.58	0.74	0.66	0.71	1.22	1.32	1.46	1.16
Er	3.61	2.76	4.28	2.04	1.81	1.90	3.28	3.46	3.78	3.23
Tm	0.52	0.39	0.63	0.29	0.26	0.28	0.45	0.50	0.52	0.46
Yb	3.60	2.43	3.92	2.04	1.68	1.82	2.78	3.13	3.51	2.84
Lu	0.55	0.37	0.62	0.29	0.26	0.28	0.41	0.49	0.54	0.42
Υ	33.40	26.00	40.60	18.60	16.90	18.20	31.50	34.30	35.20	30.80
ΣREE	190.51	158.53	241.90	109.75	97.50	112.27	166.90	207.38	251.16	218.27
(La/Yb) _N	4.23	5.74	5.62	5.45	5.50	5.67	4.41	5.71	6.40	7.12
δEu	0.97	0.91	0.95	0.98	0.95	0.88	0.85	0.86	0.97	0.98
Zr/Y	7.25	7.65	7.12	5.21	5.56	4.76	4.03	7.61	7.41	7.66
Th/Ta	4.00	3.57	3.37	18.45	17.60	11.33	5.97	3.33	4.16	2.42

注:测试工作由天津地质矿产研究所完成;Mg[#]=100×Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺);FeO^T=FeO+0.8998Fe₂O₃;m/f=(FeO^T/72)/(MgO/40);N 为球粒陨石标准化值(Sun et al.,1989)。 比较接近于原始岩浆,其余样品 Mg[#] 较低(48.74~ 55.62),可能经历了不同程度的结晶分异作用,这一 点也得到了岩相学特征以的证实。在 La/Sm-La 图 解(图 7)中 La/Sm 并未与 La 呈相关性, 而辉闪橄 榄岩有正相关性的趋势,表明角闪辉长岩可能为地 幔橄榄岩部分熔融形成的辉闪橄榄岩岩浆经分离结 晶作用形成的。角闪辉长岩富集轻稀土[(La/ Yb)_N=4.23~7.12],类似于 OIB 的地球化学特征, 大离子亲石元素(LILE)Ba、Sr、K等,相对亏损高场 强元素(HFSE)Nb、Ta等,与板内幔源岩浆作用的 产物一致(Thompson, 1984),其源区地幔为富集 型,且残留石榴石相。一般与消减作用有关的玄武 质岩石亏 Ta、Nb、富 Th, Th/Ta 高(一般>4), 岛弧 环境玄武岩比值通常大于 3(Pearce et al., 1973), 本文角闪辉长岩样品 Th/Ta 在 2.42~18.45 之间, 变化较大,显示了较强的消减作用的成因。虽然角 闪辉长岩显示了一定的消减带特征,但其相对高的 $TiO_2(0.73\% \sim 2.27\%)$, Nb(3.48×10⁻⁶ ~11.40 ×10⁻⁶)含量明显高于典型的岛弧岩浆,Nb、Ta 亏 损与岛弧环境形成的具强烈 Nb、Ta 亏损的岛弧岩 浆岩明显不同(Ewart et al., 1998), 表明其形成虽 然受到消减带的影响,但并非直接形成于岛弧环境。 由于中上地壳中 Th、U 含量高(Tayloret al., 1985),东乌旗角闪辉长岩未表现出明显亏损,可能 受到了中上地壳物质的混染,且兴蒙造山带中大面 积分布由俯冲洋壳形成的新生大陆地壳物质,受这 些物质的混染,势必造成消减作用的特征更加明显 (洪大卫等,2000)。前人(夏林圻等,2007)研究表



图 7 内蒙古东乌旗角闪辉长岩的 La/Sm-La 图解(辉 闪橄榄岩据本次区调数据)

Fig. 7 La/Sm-La diagram of the bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia (schriesheimite from our geological survey) 明,对于具有消减带信号的基性熔岩可以利用 Zr/ Y-Zr 图(图 8)解能更好的区分板内玄武岩与岛弧 或活动大陆边缘玄武岩,本文研究样品落在板内玄 武岩区域和附近。在 Zr-Nb-Y 图解(图 9)中多数落 在 C 区,并有向 A2 区偏移的趋势。综上信息表明



图 8 内蒙古东乌旗角闪辉长岩的 Zr/Y-Zr 图解 (据 Pearce et al., 1979)

Fig. 8 Zr/Y - Zr diagram of the bojite in Dong Ujimqi, Inner Mongolia (after Pearce et al. , 1979)

A—Within plate balslts; B—island arc balslts;C—mid ocean ridge balslts



图 9 内蒙古东乌旗角闪辉长岩的 Zr-Nb-Y 图解 (据 Meschede, 1986)

Fig. 9 Zr-Nb-Y diagram of the bojite in DongUjimqi, Inner Mongolia (after Meschede, 1986)

A1—Within plate alkaline balslts; A2—within plate alkaline and tholeiiliticbalslts; B—E-MORB; C—within plate tholeiilitic and arc balslts; D—N-MORB and arc balslts

东乌旗角闪辉长岩形成于板内伸展构造体制,富集型地幔橄榄岩部分熔融形成的玄武质岩浆岩浆经分 离结晶作用形成的,经历了石榴石分离结晶。

4.2 ~280Ma 的基性侵入岩构造岩浆事件

西伯利亚板块东南缘广泛发育晚石炭世一早二 叠世伸展背景下形成的高钾钙碱性花岗岩、碱质 A 型花岗岩,时间介于 325~276Ma 之间,为造山后岩 浆事件的产物(洪大卫等,1994,2000;施光海等, 2004;张玉清等,2009,2013;韩宝福等,2010;程银行 等,2012;梁玉伟等,2013),与造山过程中造山后阶 段以发育有巨量花岗岩和强烈的岩浆作用为标志的 认识较为一致(杨坤光等,1997;Liegeois,1998;张 旗等,1999;王岳军,2002)。上述表明晚石炭世一早 二叠世两大板块碰撞造山后巨量花岗质岩浆事件的 存在,然而是否发育造山后至板内伸展阶段基性侵 入岩石的记录?目前,仅在西伯利亚板块西南缘的 新疆北天山一带发现有早二叠世造山后伸展构造背 景的镁铁一超镁铁岩(王玉往等,2010;邓宇峰等, 2011;夏昭德等,2013)。而对于西伯利亚板块东南 缘基性岩的研究多集中在二连一贺根山及其南侧的 蛇绿混杂岩(贺宏云等,2011;李英杰等,2012,2013) 上,均为古亚洲洋向北俯冲的残留物,多为岛弧型和 洋中脊型岩浆岩。本次工作我们在西伯利亚板块南 缘的东乌旗西部新发现了表征深部岩浆活动的岩石 记录一角闪辉长岩,并获得了 280.8±1.5Ma 的锆 石 U-Pb 同位素年龄,标志着这一时期的深部基性 侵入构造岩浆事件的存在,这一结论也得到了研究 区窑勒一带大规模的早二叠世基性辉绿岩墙群的佐 证。本文所研究的两个辉绿岩的样品与窑勒一带辉 绿岩同位于北东向构造带上,二者密切共生,与新疆 北天山早二叠世镁铁一超镁铁岩可能为同期岩浆事 件的产物。此外,在同一构造带中前人获得的碱性 侵入岩的锆石 U-Pb 年龄 286~276Ma(洪大卫 等,1994;张玉清等,2009;程银行等,2014;Cheng Yinhang et al., 2014), 且本次工作中也获得与角闪 辉长岩密切共生的碱性花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 272.3±0.7Ma(内部资料)和侵入于角闪辉长岩中 正长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄 276.4±0.7Ma,在误 差范围内,酸性岩浆活动与基性岩浆事件具有同时 性,尤其是正长花岗岩的就位年龄与之更接近,具有 双峰式火山岩的特征。综上信息表明:~280 Ma 西 伯利亚板块东南缘既发育大规模的碱性深成侵入 岩,同时也存在着深部基性侵入构造岩浆事件形成 的角闪辉长岩和大规模辉绿岩墙,二者共同构成双 峰式侵入岩组合,标志着造山过程可能进入到板内 非造山伸展阶段。

5 结论

(1)东乌旗角闪辉长岩 LA-MC-ICP-MS 锆石U-Pb 年龄为 280.8±1.5Ma,属早二叠世。

(2)岩石地球化学特征表明角闪辉长岩与板内 幔源岩浆作用的产物一致:岩石具较高 SiO₂、TiO₂、 Al₂O₃的含量,中等至较高的 MgO、FeO^T和较低的 CaO,岩石富 Na₂O,贫 K₂O,为铁质一富铁质碱性和 拉斑玄武岩系列岩石组合。稀土总量较高,轻重稀 土分异程度中等,Eu 异常不明显。岩石富集大离子 亲石元素(LILE)Ba、Sr、K等,相对亏损高场强元素 (HFSE)Nb、Ta、Th 等,高的 Zr(87×10⁻⁶~289× 10^{-6})和 Zr/Y(4.03~7.66)比值。

(3)东乌旗角闪辉长岩为板内伸展构造体制下 富集型地幔橄榄岩部分熔融形成的玄武质岩浆岩浆 经分离结晶作用后形成的,标志着~280 Ma 西伯利 亚板块东南缘晚古生代造山过程进入到板内非造山 阶段。

致谢:辛后田、李承东教授级对本文提出许多宝贵的建设性修改意见;谷永昌、刘永顺教授在野外过程中给予了指导工作;实验室郭虎、耿建珍给予很大帮助;审稿人对文章提出了宝贵意见,在此一并致以诚挚的谢意。

注 释

● 程银行,李艳锋,李敏,张天福,段连峰,2014.内蒙古1:5万奥尤 特等六幅区域地质矿产图.

参考文献

- 鲍庆中,张长捷,吴之理,王宏,李伟,桑家和,刘永生.2007.内蒙古 东南部晚古生代裂谷区花岗质岩石锆石 U-Pb 定年及其地质意 义.中国地质,34(5):790~798.
- 陈斌,赵国春,Wildes.2001.内蒙古苏尼特左旗南两类花岗岩同位素 年代学及其构造意义.地质论评,47(4):361~367.
- 程银行,滕学建,辛后田,杨俊泉,冀世平,张永,李艳锋.2012. 内蒙 古东乌旗狠麦温都尔花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地 质意义. 岩石矿物学杂志,31(3):323~334.
- 程银行,李艳锋,李敏,张天福,牛文超,滕学建,李影,刘洋,彭丽娜. 2014.内蒙古东乌旗碱性侵入岩的时代、成因及地质意义.地质 学报,88(11):2086~2096.
- 董春艳,马铭株,刘守偈,颉颃强,刘敦一,李雪梅,万渝生.2012.华 北克拉通古元古代中期伸展体制新证据:鞍山一弓长岭地区变 质辉长岩的锆石 SHRIMP Pb 定年和全岩地球化学.岩石学报, 28(9):2785~2792.

邓宇峰,宋谢炎,颉炜,程松林,李军.2011.新疆北天山黄山东含铜

镍矿镁铁一超镁铁岩体的岩石成因:主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素证据.地质学报,85(9):1435~1451.

- 杜杨松,曹毅,袁万明,楼亚儿,李顺庭,鲁鑫.2007.安徽沿江地区中 生代碰撞后到造山后岩浆活动和壳幔相互作用——来自火 山一侵入杂岩和岩石包体的证据.岩石学报,23(6):1294 ~1302.
- 范中林,柯于富,陈文,杨伟卫,孙孝峰.2012.内蒙古锡林浩特 I 型花 岗岩的时代及构造意义.资源调查与环境,33(3):191~197.
- 韩宝福,张臣,赵磊,任荣,徐钊,陈家富,张磊,周印章,宋彪.2010. 内蒙古西部呼伦陶勒盖地区花岗岩类的初步研究.岩石矿物学 杂志,29(6):741~749.
- 洪大卫,黄怀曾,肖宜君,徐海明,靳满元.1994.内蒙古中部二叠纪 碱性花岗岩及其地球动力学意义.地质学报,68(3):219~230.
- 洪大卫,王式洸,谢锡林,张季生.2000. 兴蒙造山带正 ε(Nd,t)值花 岗岩的成因和大陆地壳生长. 地学前缘,7(2):441~456.
- 贺宏云,宝音乌力吉,杨建军.2011.内蒙古贺根山蛇绿岩地球化学 特征及成因.西部资源,3,93~96.
- 金岩,刘玉堂,谢玉玲.2005.内蒙东乌旗地区岩浆活动与多金属成 矿的关系.华南地质与矿产,(1):8~12.
- 梁玉伟,余存林,沈国珍,孙庆茹,李进文,杨郧城,佘宏全,张斌,谭 刚.2013.内蒙古东乌旗索纳嘎铅锌银矿区花岗岩地球化学特 征及其构造与成矿意义.中国地质,40(3):767~779.
- 李怀坤,朱士兴,相振群,苏文博,陆松年,周红英,耿建珍,李生,杨 锋杰.2010.北京延庆高于庄组凝灰岩的锆石 U-Pb 定年研究及 其对华北北部中元古界划分新方案的进一步约束.岩石学报, 26(7):2131~2140.
- 李怀坤,苏文博,周红英,耿建珍,相振群,崔玉荣,刘文灿,陆松年. 2011.华北克拉通北部长城系底界年龄小于 1670Ma:来自北京 密云花岗斑岩岩脉锆石 LA-MC-ICPMS U-Pb 年龄的约束.地 学前缘,18(3):108~120.
- 李英杰,王金芳,李红阳,董培培,刘玉翠,刘德武,白卉.2012.内蒙 古西乌旗迪彦庙蛇绿岩的识别.岩石学报,28(4):1282~1290.
- 李英杰,王金芳,李红阳,董培培,贺秋利,张红晨,宋鹏.2013.内蒙 古西乌旗白音布拉格蛇绿岩地球化学特征.岩石学报,29(8): 2719~2730.
- 施光海,苗来成,张福勤,简平,范蔚茗,刘敦一.2004.内蒙古锡林浩特A型花岗岩的时代及区域构造意义.科学通报,49(4):384 ~389.
- 王新宇,侯青叶,王瑾,陈岳龙,刘金宝,王忠,李大鹏.2013. 内蒙古 维拉斯托矿床花岗岩类 SHRIMP 年代学及 Hf 同位素研究. 现 代地质,27(1):67~78.
- 王玉往,王京彬,王莉娟,龙灵利,唐萍芝,廖震,张会琼.2010. CuNi-VTiFe复合型矿化镁铁一超镁铁杂岩体岩相学及岩石地球化 学特征:以新疆北部为例.岩石学报,26(2):401~412.
- 王岳军. 2002. 造山后构造岩浆作用研究评述. 高校地质学报,8(1): 68~78.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义,李向民,马中平.2007.利用地球化学方法 判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩.岩石矿物学杂志,26(1):77 ~89.
- 谢桂青,毛景文,胡瑞忠,李瑞玲,蒋国豪,曹建劲,赵军红.2005.赣 南车步辉长岩体的地质地球化学特征及其意义.地质学报,79 (4):575.

- 辛后田,滕学建,程银行.2011.内蒙古东乌旗宝力高庙组地层划分 及其同位素年代学研究.地质调查与研究,34(1):1~9.
- 夏昭德,王垚,姜常义,凌锦兰,夏明哲,郭娜欣.2013.新疆北山地区 漩涡岭镁铁质一超镁铁质层状岩体岩石学与矿物学研究.地质 学报,87(4):487~497.
- 杨坤光,杨巍然.1997.碰撞后的造山过程及造山带巨量花岗岩的成因.地质科技情报,16(4):16~22.
- 朱永峰. 2009. 新疆塔城别斯托别苏长辉长岩的岩石学和锆石 SHRIMP年代学研究. 地质学报, 83(9):1316~1326.
- 张健,陈井胜,李泊洋,高妍,张彦龙. 2011. 内蒙古塔尔气地区晚古 生代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素特征. 世界地质,30 (4):521~531.
- 张磊,吕新彪,刘阁,陈俊,陈超,高奇,刘洪.2013. 兴蒙造山带东段 大陆弧后 A 型花岗岩特征与成因.中国地质,40(3):869~884.
- 张旗,马文璞,金唯俊,李秀云.1995.一个造山后的辉长岩一河南新 县王母观岩体的地球化学特征.地球化学,24(4):341~350.
- 张旗,钱青,王焰. 1999. 造山带火成岩地球化学研究. 地学前缘,6 (3):113~120.
- 张玉清,许立权,康小龙,宝音乌力吉.2009.内蒙古东乌珠穆沁旗京 斯台碱性花岗岩年龄及意义.中国地质,36(9):988~995.
- 张玉清,张建,屈强,高清秀.2013.内蒙古阿德拉嘎乌拉正长花岗岩 锆石 U-Pb 年龄.地质与资源,22(4):308~312.
- Cheng Yinhang, Teng Xuejian, Li Yanfeng, Li Min, Zhang Tianfu. 2014. Early Permian East-Ujimqin mafic-ultrafic and granitic rocks from the Xing'an-Mongolian Orogenic Belt, North China: Origin, chronology, and tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences, 96:361~373.
- Ewart A, Collerson K D, RegelousM, Wendt J I, Niu Y L. 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arcback-arc systems: The role of varying mantle wedge composition in space and time. Journal of Petrol. ,39(3):331~368.
- Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenes is. In: Hanchar JM and HoskinPWO(eds.). Zircon Rev. Mineral Geochem., 53: 27 \sim 62.
- Langmuir C H, Bender J F, Bence A E. 1977. Petrogenesis of basalts from the famous area: Mid-Atlantic ridge. Earth Planet. Sci. Lett. ,36:133~156.
- Liegeois L P. 1998. Preface-Some words on the post-collisional magatism. Lithos, 45: xv-xvii.
- Meschede M. 1986. Amethod of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology 56,207~218.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274: 321 \sim 355.
- Pearce J A, Cann R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, (19):290~300.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., (69):33~47.

- Rubatto D, Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: Some examples from the westernAlps. Pagel M, Barbin V, Blanc P, Ohnenstetter D. Cathodoluminescence in Geoscience. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, German, 373~400.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). Magmatism in Oceanic Basins. Geological Society Special Publication, 42:313~

345.

- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford:Blackwell,1~312.
- Thompson R N. 1984. Dispatches from the basalt front. I. Experiments. Proceeddings of the Geologists Assiciation, 95: $249 \sim 262$.
- Wilson M. 1989. Igneous
Petrogenesis. Kluwer Academic Publishers, $7\!\sim\!12.$

Late Paleozoic Crustal Extensional Regime on the Southeastern Siberian Plate: New Evidences from Geochronology and Geochemistry of the Bojite in Dong Ujimqi

CHENG Yinhang^{1,2)}, LI Min²⁾, ZHANG Tianfu²⁾, LI Yanfeng²⁾, LI Ying²⁾,

NIU Wenchao²⁾, TENG Xuejian²⁾, Peng Lina²⁾, LIU Yang²⁾, HU Xiaojia²⁾

1) China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083;

2) Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, 300170

Abstract

In this paper, through field investigation, petrography analyses of samples of the bojites, 1 sample zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb dating and 10 samples geochemical analyses, bojiteson in the southeast margin of Siberian plate have been studied, for their chronology and tectonic implications. In these rocks, main rock forming minerals are plagioclase, hornblende and clinopyroxene. The zircon U-Pb dating suggest that these bojites are formed in Early Permian with detail ages of (280, 8 ± 1.5) Ma. Geochemical researches indicate that the bojites are high in silica (SiO₂ = 48.87 % ~53.70 %), TiO₂(0.73 % ~2.27 %), Al₂O₃(15.05%~16.69%), moderate to high MgO (4.84%~9.25%), FeO^T(6.91%~10.47%) and low CaO (5.80%~7.94%). These rocks are enriched in Na₂O (2.75%~3.90%), especially LILE (Ba, Sr, K), and depleted in $K_2O(1.01\% \sim 1.90\%)$ and HFSE (Nb, Ta, Th), with the characteristics of alkaline and tholeiitic series. The rocks have high REE (97. $50 \times 10^{-6} \sim 251.16 \times 10^{-6}$), slightly Eu anomalies $(\delta Eu = 0.85 \sim 0.98)$, enrichment in LREE and relatively depletion in HREE [(La/Yb)_N = 4.23 ~ 7.12], with the high $Zr(87 \times 10^{-6} \sim 289 \times 10^{-6})$ and Zr/Y (4.03 \sim 7.66), which is similar to within-plate rocks from mantle magmatism. Thus, we consider that the bojites, in the southeast of Siberian plate, had been formed in extensional tectonics from partial melting of the Enrichment Mantle peridotite, with fractional crystallization, which indicates that \sim 280Ma may be the tectonic evolution from Post-Orogenic to Anorogenic in southeast margin of the Siberian plate.

Key words: bojite; Later Paleozoic; extensional regime; zircon U-Pb dating; Siberian Plate; Dong Ujimqi