

# 内蒙古满都拉地区二叠纪俯冲造山过程的岩石记录<sup>1</sup>

陶继雄, 白立兵, 宝音乌力吉, 郑武军, 苏茂荣

(内蒙古自治区地质调查院 内蒙古 呼和浩特 010020)

**摘要:** 内蒙古中部满都拉地区位于中朝、西伯利亚两大板块边缘的汇聚部位, 关于两大板块在该处的最终拼合时间, 学术界存在很多不同的认识。该地区发育一套中基性火山岩和深成侵入岩, 火山岩系由块状、枕状玄武岩、细碧岩、玄武安山岩、火山角砾岩、凝灰岩等组成; 深成侵入岩由辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、斜长花岗岩等一系列小岩株组成复合侵入体。通过对其岩石学、岩石化学、地球化学特征研究, 认为它们具有大洋岛弧岩浆岩的特点, 是俯冲造山过程中的岩石记录。该套岩石的单颗粒锆石 U - Pb 同位素年龄为  $285 \text{ Ma} \pm 11 \text{ Ma}$ 、 $280.4 \text{ Ma} \pm 1.1 \text{ Ma}$ , 说明本区在二叠纪早期依然存在大洋板块活动。因此, 中朝板块与西伯利亚板块在本区的缝合时间至少应当在早二叠世之后。

**关键词:** 岛弧岩浆岩; 同位素年龄; 俯冲造山过程; 缝合时间; 内蒙古中部满都拉

**中图分类号:** P588.12<sup>+</sup>4

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1007 - 6956(2003)04 - 0241 - 09

内蒙古中部满都拉地区位于中朝、西伯利亚两大板块边缘的汇聚部位, 属传统的兴蒙地槽区。自二十世纪七十年代以来, 许多板块构造学者对本区进行过研究。目前多数学者认为内蒙古北部锡林浩特(贺根山) — 苏尼特左旗 — 索伦敖包一带是中朝板块北缘和西伯利亚板块南缘最终缝合带<sup>[1 ~ 5]</sup>, 而最终碰撞缝合究竟发生在何时却一直进行着激烈的争论。主要有二种看法: 一是认为缝合时间在晚二叠世<sup>[3]</sup> 主要证据来自古地磁和古生物群的分布; 另一种则认为缝合时间可能在晚泥盆世<sup>[1, 2, 4, 6, 7]</sup>, 主要证据是区域地质对比、古生物地层学以及少量同位素年龄数据。

近年来, 笔者等在满都拉地区相继开展的 15 万和 125 万区调工作时, 对发育于该地区的一套代表俯冲造山过程的岩石记录——岛弧岩系, 进行了较为系统的岩石学、岩石化学、地球化学、同位素年代测试研究, 获得了大量新资料, 以期为本区大地构造演化的研究提供新的证据。

## 1 岛弧岩系的地质特征及岩相学特征

研究区出露的岛弧岩系分布于内蒙古达尔罕茂明安联合旗满都拉苏木南约 15 km 的乌珠尔—查干哈达庙一带(图 1), 呈东西向延伸, 长达 45 km, 宽约 8 km。主体为中基性火山岩, 伴

生一系列辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、斜长花岗岩侵入体。北侧与泥盆纪构造混杂带呈断层接触, 南侧被上新统覆盖。

### 1.1 火山岩系

该岩系由块状、枕状玄武岩、细碧岩、玄武安山岩、火山角砾岩、凝灰岩等组成。以块状玄武岩为主, 岩石呈灰绿、黑色, 斑状结构, 基质为变余间粒、变余玻基交织结构, 块状、气孔状、杏仁状构造, 斑晶含量一般少于 5%, 个别达 15%, 主要为斜长石, 呈板条状 0.15 ~ 2.5 mm, 发育聚片双晶, 部分颗粒见环带构造, 为中—拉长石, 普遍发生绿泥石化、阳起石化、绢云母化。少量玄武安山岩, 灰绿色、灰紫色, 斑状结构, 基质具玻基交织结构, 气孔、杏仁状构造。斑晶(5%) 由斜长石(1%)、辉石(3%)、角闪石(10%) 组成, 粒径 0.3 ~ 1.0 mm。基质(95%) 由斜长石、角闪石、辉石、玻璃质、磁铁矿等组成。玄武安山岩呈夹层状产出玄武岩之中。

由玄武岩构成的岩枕个体长 30 ~ 500 cm, 宽 10 ~ 100 cm, 枕状体最外层发育 1.0 cm 厚的玻璃质外壳, 已全部绿泥石化, 枕状体间常见紫红色碧玉充填。

火山角砾岩、凝灰岩多呈透镜状夹于各类熔岩中, 且数量较少。火山角砾占 40% 左右, 呈次棱角状, 砾径 2 ~ 10 mm 大小, 分选差, 角砾间

收稿日期: 2003 - 10 - 09

基金项目: 国家地质大调查项目(10101115015)

作者简介: 陶继雄, 男(1965 - ), 矿产地质工程师, 一直从事区域地质矿产调查工作。

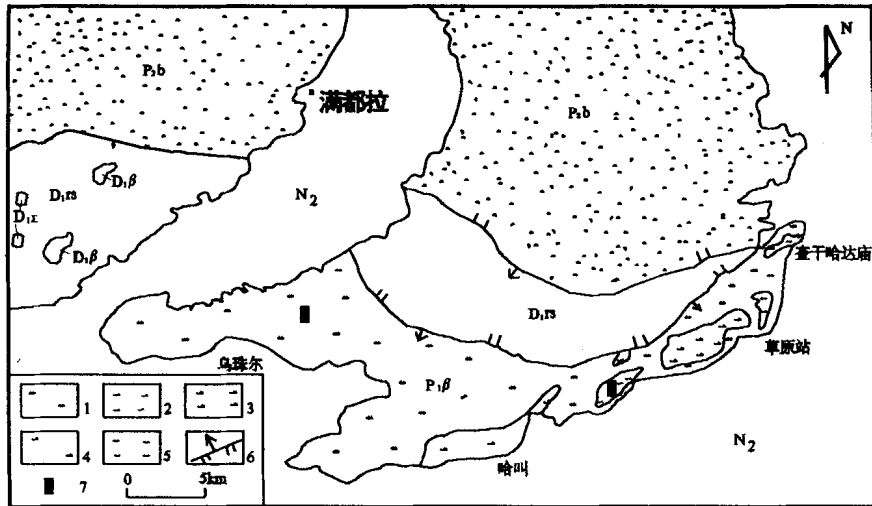


图1 研究区地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of Guyang area

1. 玄武岩; 2. 辉长岩; 3. 闪长岩; 4. 石英闪长岩; 5. 斜长花岗岩; 6. 断层; 7. 同位素样品采集点  
 N<sub>2</sub>. 上新统; P<sub>2</sub>b. 包特格组; D<sub>1</sub> . 超基性岩岩块; D<sub>1</sub> . 基性火山岩岩块; D<sub>1</sub>rs. 构造混杂带

火山灰胶结。

## 1.2 深成侵入岩

由辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、斜长花岗岩一系列小岩株组成复合侵入体,其中细粒角闪辉长岩,总体呈北东向带状展布,由7个独立小岩株组成,基岩出露极差,岩石均为碎块状,但十分新鲜。岩体内部结构不发育,偶尔可见到少量不规则状玄武岩包体。四周侵入玄武岩,与围岩界线多处覆盖,很难观察到一个清晰的接触界面特征。岩石呈灰黑色,矿物组成主要为斜长石(40%)、辉石(50%),少量角闪石(10%)。斜长石部分具不清晰的聚片双晶,多已强钠黝帘石化和绢云母化,为中—拉长石。

细粒闪长岩,呈灰绿色,主要由斜长石(55%~75%)、角闪石(20%~35%)组成。斜长石呈板条状,发育聚片双晶,个别发育清晰的环带状结构,为中长石,多强绢云母化及帘石化。

中细粒石英闪长岩,呈灰绿色,具中细粒半自形粒状结构,由斜长石(70%)、角闪石(15%)、石英(15%)组成。斜长石呈0.3~2.0 mm板条状,发育聚片双晶,多具环带结构,为中长石。

中细粒斜长花岗岩,由7个侵入体组成,各个侵入体规模甚小,呈小岩株或岩脉状产出。各侵入体中基岩出露极差,岩体内部包体、脉岩少见,结构不发育。侵入体均侵入同时代的辉长岩、闪长岩、石英闪长岩及玄武岩。岩石呈浅灰

色,主要由斜长石(60%~75%)、石英(20%~30%)组成,少量黑云母、角闪石。斜长石呈板条状,发育聚片双晶,为更长石,多绢云母化和帘石化。

## 2 岩石化学、地球化学特征

火山岩类的岩石化学成分分析结果见表1,玄武岩 SiO<sub>2</sub> 49.72%~54.99%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.05%~16.94%, TiO<sub>2</sub> 0.33%~2.5%, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=2.36~5.17%;在火山岩 TAS 图中投点均落入碱性玄武岩中(图2)。玄武安山岩 SiO<sub>2</sub> 55.43%~59.55%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14.88%~15.06%, TiO<sub>2</sub> 0.32%~0.76%, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=2.56%~5.95%;在火山岩 TAS 图中投点均落入玄武安山岩中(图2)。在 Alk-FeO\*-MgO 图解中,它们均属拉斑玄武岩系列<sup>[8]</sup>(图3)。

火山岩类的 REE 分析结果见表2,玄武岩 REE = 29.20 × 10<sup>-6</sup> ~ 166.46 × 10<sup>-6</sup>, 成分变化范围较大, Eu = 0.9 ~ 1.1;玄武安山岩 REE = 28.66 × 10<sup>-6</sup> ~ 69.21 × 10<sup>-6</sup>, Eu = 1.0 ~ 1.5;从图4中明显看出,二者稀土配分曲线基本平行一致,只是在总量上出现一定差异,可能是由于岩浆分异作用所致。总体接近于原始固相拉斑玄武岩的特征<sup>[9]</sup>,表现为大洋岛弧拉斑玄武岩的岩石特点。

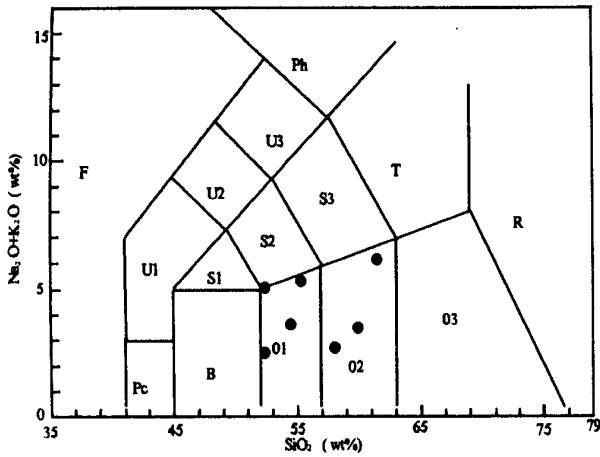


图 2 TAS 分类图解  
Fig. 2 TAS diagram

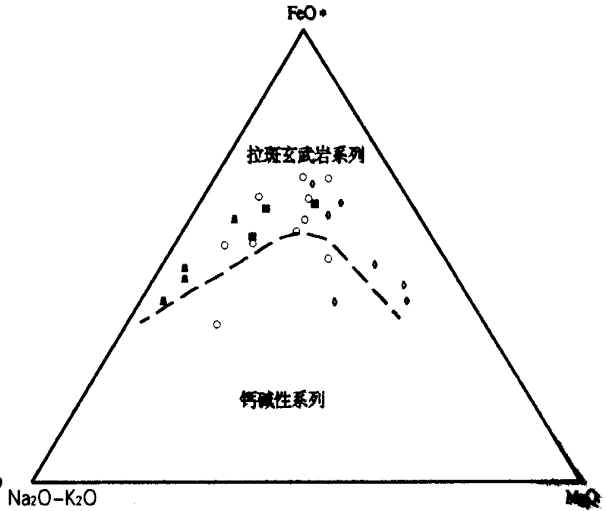


图 3 Alk-FeO\*-MgO 图解  
Fig. 3 Alk-FeO\*-MgO diagram

表 1 岩石化学成分表

Table 1 Major element analyses

岩性	样品号	氧化物含量(%)													
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Los	Σ
玄武岩	6GS189	53.56	13.05	6.51	5.95	5.16	4.45	0.39	4.78	0.21	0.29	2.5		3.17	100.02
	6P <sub>1</sub> GS2-2	49.72	16.94	7.87	5.76	6.94	4.04	0.18	2.18	0.23	0.41	0.58		5.68	100.53
	6P <sub>2</sub> GS3-2	54.99	15.8	6.19	6.9	8.52	3.89	0.38	3.25	0.23	0.38	0.33		1.46	102.32
	6P <sub>3</sub> GS7	50.35	14.91	3.6	7.79	6.28	6.59	0.32	4.53	0.24	0.13	1.4		4.08	100.22
玄武安山岩	6P <sub>3</sub> GS12-1	59.55	14.88	6.17	3.83	2.91	2.5	0.17	5.78	0.12	0.20	0.76		2.84	99.71
	6P <sub>2</sub> GS23-2	57.89	15.06	4.74	4.8	6.66	3.29	0.36	2.99	0.23	0.25	0.32		3.71	100.3
	6P <sub>1</sub> GS2-1	55.43	14.94	8.92	2.16	8.27	2.44	0.18	2.38	0.13	0.08	0.55		5.1	100.58
斜长花岗岩	6P7GS2	72.52	12.85	1.76	2.74	2.75	0.531	0.493	4.26	0.056	0.07	0.283	2.67	0.111	99.49
	6P7GS12	71.36	12.57	2.77	2.25	6.23	0.667	0.055	2.74	0.065	0.036	0.209	0.888	0.16	100.00
	6P7GS17	75.62	12.38	0.98	2.89	1.69	0.389	0.672	4.62	0.856	0.048	0.790	0.938	0.088	100.55
	6P7GS20	72.51	12.27	2.49	2.46	3.09	0.46	0.53	4.34	0.093	0.069	0.33	1.06	0.07	99.91
	6P7GS25-2	70.99	12.84	2.05	2.84	2.77	0.59	0.14	5.05	0.055	0.074	0.40	0.92	0.285	99.00
石英闪长岩	6P7GS4	63.99	14.15	3.56	4.68	6.24	1.27	0.263	3.14	0.115	0.123	0.593	1.84	0.162	100.12
	6P7GS18	63.42	15.21	2.41	4.76	4.64	1.22	0.97	4.16	0.13	0.75	0.68	1.59	0.145	100.09
	6P7GS40	63.29	15.51	2.66	1.91	5.58	2.03	0.35	5.70	0.09	0.50	1.16	0.75	0.35	100.05
闪长岩	6P7GS26	56.07	15.88	4.16	6.48	6.08	2.13	0.58	3.99	0.16	0.18	1.21	2.53	0.74	99.65
	6P7GS27	59.26	16.02	1.86	6.56	5.85	2.04	0.62	4.37	0.16	0.18	0.95	2.27	0.135	100.28
	6P7GS6	53.82	15.04	4.12	8.02	7.12	4.04	0.30	3.07	0.16	0.084	1.05	2.78	0.158	99.76
辉长岩	6P7GS31	48.14	16.98	3.39	4.78	11.84	8.28	0.08	1.84	0.17	0.10	0.51	2.88	0.232	99.22
	6GS3082-1	47.26	15.59	5.74	7.86	7.74	5.47	0.43	3.20	0.30	0.111	3.59	1.94	0.36	99.83
	6GS39	49.35	15.23	3.23	4.44	12.58	6.53	1.84	2.82	0.16	0.28	0.95	1.62	0.42	99.75
	6P7GS1	46.71	16.50	5.20	8.77	9.60	3.80	0.15	3.14	0.22	0.38	2.29	2.67	0.295	99.73
	6P7GS3	47.73	17.02	5.28	8.67	8.19	5.64	0.49	2.34	0.169	0.023	0.833	3.31	0.215	99.91
	6P7GS14	48.18	16.51	3.49	4.31	13.00	9.05	0.11	2.09	0.125	0.041	0.541	2.62	0.152	100.22
	6P7GS15	49.18	14.44	4.02	6.96	10.77	8.61	0.297	2.71	0.196	0.083	1.06	1.98	0.154	100.46

样品均由内蒙古地质矿产研究所采用原子吸收分光光度计分析,1998

表2 稀土元素分析结果  
Table2 Rare earth element analyses

单位	样号	稀土元素含量( $\times 10^{-6}$ )																
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\Sigma$	Eu*
玄武岩	6XT189	3.420	23.450	4.373	22.328	7.564	2.649	10.961	1.754	10.497	2.506	7.088	1.094	6.182	1.016	61.601	166.46	1.0
	6P <sub>1</sub> XT2-2	2.889	5.466	0.749	3.092	0.986	0.356	1.441	0.229	1.463	0.343	1.000	0.166	1.054	0.143	9.943	29.32	0.9
	6P <sub>2</sub> XT3-2	3.227	5.802	0.725	2.953	0.781	0.329	1.157	0.205	1.283	0.314	0.885	0.157	1.041	0.130	10.21	29.20	1.2
	6P <sub>3</sub> XT7	4.982	13.39	2.229	12.03	3.916	1.502	5.821	1.011	6.561	1.541	4.377	0.72	4.124	0.65	40.01	102.86	1.1
玄武 安山岩	6P <sub>3</sub> XT12-1	5.293	11.21	1.637	7.815	2.458	0.933	3.892	0.618	3.825	0.876	2.598	0.417	2.483	0.388	24.77	69.21	1.0
	6P <sub>2</sub> XT23-2	2.847	6.917	0.744	3.076	0.732	0.356	0.866	0.197	1.462	0.356	1.004	0.185	1.19	0.22	10.07	30.22	1.5
	6P <sub>1</sub> XT2-1	2.745	4.706	0.693	2.989	1.002	0.43	1.474	0.240	1.509	0.348	1.033	0.169	1.143	0.181	10.00	28.66	1.2
斜长 花岗岩	6P <sub>7</sub> XT2	4.263	10.77	1.666	8.246	2.811	1.085	3.897	0.641	3.828	0.888	2.466	0.400	2.405	0.39	22.438	66.19	1.02
	6P <sub>7</sub> XT12	7.662	17.68	2.615	11.35	3.434	0.978	4.29	0.694	4.179	0.992	2.922	0.462	2.613	0.445	25.695	86.01	0.79
	6P <sub>7</sub> XT17	5.257	12.60	1.736	8.433	2.619	0.698	3.762	0.648	4.18	1.03	2.969	0.46	2.666	0.426	24.761	72.25	0.69
	6P <sub>7</sub> XT20	4.42	11.64	1.876	10.03	3.556	1.028	4.803	0.792	4.64	1.117	3.174	0.498	2.809	0.455	28.244	79.08	0.77
	6P <sub>7</sub> XT25-2	5.149	12.06	1.849	9.259	2.89	0.938	4.067	0.669	4.05	0.969	2.814	0.43	2.389	0.379	26.721	74.60	0.85
石英 闪长岩	6P <sub>7</sub> XT4	5.619	13.86	1.94	9.49	3.24	1.03	4.272	0.709	4.422	1.038	3.022	0.477	2.896	0.465	27.393	79.87	0.86
	6P <sub>7</sub> XT18	4.708	10.54	1.622	7.851	2.556	1.002	3.728	0.587	3.386	0.803	2.257	0.351	1.999	0.31	20.411	62.11	1.01
闪长岩	6P <sub>7</sub> XT26	4.262	9.257	1.361	7.24	2.506	1.162	3.302	0.550	3.333	0.78	2.206	0.350	2.001	0.321	20.411	59.06	1.25
	6P <sub>7</sub> XT27	3.869	8.797	1.519	7.269	2.394	1.103	3.522	0.569	3.439	0.824	2.352	0.352	1.951	0.296	20.057	57.95	1.18
	6P <sub>7</sub> XT6	3.036	7.275	1.759	6.211	2.352	0.917	3.314	0.531	3.194	0.748	2.096	0.317	1.774	0.275	18.928	52.13	1.02
辉长岩	6P <sub>7</sub> XT31	2.349	5.311	0.789	3.858	1.251	0.54	1.937	0.309	1.82	0.410	1.088	0.158	0.851	0.119	10.023	30.81	1.07
	6XT3082-1	2.60	6.70	1.12	5.83	1.96	0.857	2.948	0.48	2.928	0.705	1.970	0.294	1.67	0.269	22.266	52.60	1.10
	6XT39	1.552	3.782	0.566	3.195	1.368	0.669	1.639	0.281	1.79	0.446	1.266	0.21	1.216	0.186	11.56	29.73	1.38
	6P <sub>7</sub> XT1	1.941	5.66	1.011	6.05	2.267	1.355	3.475	0.537	3.167	0.717	1.903	0.287	1.585	0.247	17.697	47.90	1.49
	6P <sub>7</sub> XT3	0.885	2.772	0.365	1.866	0.633	0.304	0.953	0.144	0.983	0.213	0.532	0.067	0.424	0.055	5.123	15.31	1.21
	6P <sub>7</sub> XT14	1.808	4.025	0.701	3.514	1.278	0.541	1.996	0.328	1.847	0.396	1.054	0.159	0.873	0.119	9.959	28.60	1.05
	6P <sub>7</sub> XT15	3.903	9.472	1.647	8.268	2.862	1.056	3.822	0.64	3.755	0.861	2.329	0.362	2.038	0.304	22.709	64.02	0.99

样品均由北京大学地质学系测试中心采用 ICP-AES 法分析,1998

火山岩类部分微量元素分析结果见表3,地球化学形式类似于拉斑玄武质火山弧玄武岩。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70461 \pm 0.00012$ ,在 Ti-Zr、Ti/100-Zr-Sr/2 微量元素判别图解中,本区中基性火山岩均投入于岛弧拉斑玄武岩区<sup>[10]</sup>(图5、6)。

深成侵入岩类  $\text{SiO}_2$  含量为 46.71% ~ 75.62%,富  $\text{Na}_2\text{O}$ ,为 1.84% ~ 5.70%;贫  $\text{K}_2\text{O}$ ,为 0.055% ~ 1.84%;  $\text{A}/\text{NKC} = 0.5 \sim 0.9$ , $\sigma = 0.3 \sim 1.0$ ,在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解中位于低钾拉斑玄武岩系列(图7)。REE 总量为  $15.31 \times 10^{-6} \sim 86.01 \times 10^{-6}$ , $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 0.57 \sim 1.03$ ,属轻稀土亏损型, $\delta\text{Eu} = 0.99 \sim 1.49$ ,稀土配分型式表现为基本一致的平坦式曲线(图8),表明它们的亲缘性,具有幔源分异产物的特征。微量元素明显富相容元素 Cr、Ni、Co,而大离子亲石元素 LILE(不相容元素)K、Rb、Sr、Ba 则相对较低,其地球化学微量元素显示为拉斑玄武岩的特征。

经计算,斜长花岗岩中钾长石标准分子为

0.3% ~ 3.9%,低于 4%;斜长石中钙长石的标准分子为 An8 到 An21,在 Or-Ab-An 三角图中均落入低压长石区;而由大陆玄武岩浆分异形成的奥长花岗岩(英云闪长岩)均含有 20% 以上的钾长石标准分子,二者具有显著差别。

### 3 成因及构造环境讨论

上述该套深成侵入岩主要由辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、斜长花岗岩组成,其中辉长岩和斜长花岗岩占绝对优势,各侵入体均以小型岩株状产出。这套岩石组合特征相似,在时间上和空间上密切相关,伴生岛弧型火山作用,岩石化学成分以富含 Na、Fe、Mg 而贫 Si、K 为特征, $\text{K}_2\text{O}$  小于  $\text{Na}_2\text{O}$ , $\text{A}/\text{NKC}$  小于 1.05,属低钾拉斑玄武岩系列。ICPW 矿物中少见刚玉,而多见透辉石;稀土元素总量极低,稀土配分曲线中 Eu 异常不明显;相当于 M 型花岗岩<sup>[11]</sup>。

一般来讲,M 型花岗岩的母岩浆直接来源于地幔或岛弧之下消减的大洋地壳。近二十年来,M 型花岗岩的含义已完全不是它的原始含

义了。胡受溪等明确指出, M 型花岗岩类是指与地幔直接有联系的花岗岩类。形成过程可分为二个阶段, 第一阶段是由地幔岩经分熔作用形成基性岩浆; 第二阶段再由基性岩浆的分离结晶作用形成中性、中酸性花岗岩类, 主要是石英闪长岩、英云闪长岩和斜长花岗岩类<sup>[12]</sup>。

从区域地质的角度来看, 本区该类侵入岩与岛弧火山岩密切伴生, 分布于晚古生代造山带。

大量岛弧火山岩的存在, 表明该区在晚古生代期间确实存在一个洋-洋汇聚俯冲造山作用过程, 为了进一步证实这一点, 采用 J. P. Pearce(1984) 的 Rb-Y+Nb 图解判别花岗岩形成时的构造环境, 从图 9 中可见, 该套岩石组合均投影到火山弧花岗岩区(VAG), 说明它们是在岛弧环境下形成。

表 3 微量元素分析结果  
Table3 Trace element analyses

岩性	样品号	微量元素含量( $\times 10^{-6}$ )															
		K	Ba	Cr	Nb	Ni	P	Rb	Sr	Th	V	Zr	Sn	Co	W	Li	Ti
中基性火山岩	6P <sub>1</sub> DG23			19.1		18.1	729	7.9	69.2		199.6	105.5		24.0			8571
	6P <sub>2</sub> DG1			263.9		88.8	355	18.0	101.0		215.3	42.7		32.0			6076
	6P <sub>2</sub> DG2			41.8		19.3	191	17.1	141.1		224.2	22.9		38.0			1965
	6P <sub>2</sub> DG3			240.6		93.1	314	8.3	96.2		192.8	30.6		38.0			5031
	6P <sub>2</sub> DG3-2	3153		40.3		16.8	163	30.8	84.9		198.4	19.7		31.0			1765
	6P <sub>2</sub> DG7	2655		323.7		100.6	375	12.0	86.7		219.0	36.6		41.0			5812
	6P <sub>2</sub> DG9			32.4		15.1	195	16.7	89.7		254.4	29.4		24.0			2400
斜长花岗岩	6P <sub>7</sub> DG31	332	140	40.5	3.1	27.6		10.9	172.4	4.3		20.6	1.5	46.0	0.20	12.9	
	6P <sub>7</sub> DG1	622	179	34.1	6.8	15.1		13.6	189.0	4.8		13.9	2.4	29.0	0.16	7.5	
	6P <sub>7</sub> DG3	2033	195	24.0	4.7	5.0		13.4	128.9	4.0		10.6	2.8	38.0	0.16	10.8	
	6P <sub>7</sub> DG14	456	165	343.9	4.2	73.5		9.7	196.0	2.9		19.3	2.6	45.0	0.20	11.9	
	6P <sub>7</sub> DG15	1232	170	215.6	5.4	90.7		11.9	158.9	5.1		50.8	2.8	39.0	0.20	10.1	
石英闪长岩	6P <sub>7</sub> DG26	2406	239	12.0	6.1	11.9		16.0	202.5	4.9		37.3	2.2	19.0	0.32	11.3	
	6P <sub>7</sub> DG27	2572	228	8.5	5.8	10.9		17.7	191.2	4.3		36.2	1.9	17.5	0.40	12.1	
	6P <sub>7</sub> DG6	1245	190	15.7	4.9	10.0		11.9	158.2	6.0		30.2	3.5	25.0	0.24	12.9	
闪长岩	6P <sub>7</sub> DG4	1091	214	39.1	6.7	19.6		12.2	103.5	3.9		42.8	3.4	24.0	0.22	8.3	
	6P <sub>7</sub> DG18	4025	222	9.9	6.4	11.9		15.0	134.5	3.9		51.4	3.0	10.0	0.18	5.8	
辉长岩	6P <sub>7</sub> DG2	2045	146	13.5	7.2	10.0		7.4	93.5	4.0		15.6	1.7	31.0	0.2	9.7	
	6P <sub>7</sub> DG12	228	93	11.1	5.3	9.6		8.0	178.8	3.6		62.5	1.6	3.1	0.28	3.6	
	6P <sub>7</sub> DG17	2788	185	10.6	6.5	10.4		15.4	79.7	2.7		76.0	2.0	3.8	0.20	4.4	
	6P <sub>7</sub> DG20	2198	159	14.5	7.0	12.5		13.2	79.4	2.6		59.7	1.7	6.5	0.26	8.4	
	6P <sub>7</sub> DG25-2	581	136	9.4	7.0	11.4		8.7	99.8	2.5		74.5	1.3	5.0	0.26	4.9	

样品均由内蒙古地质矿产研究所采用 X-荧光法分析, 其中 K、Ti 采用原子吸收分光光度计分析

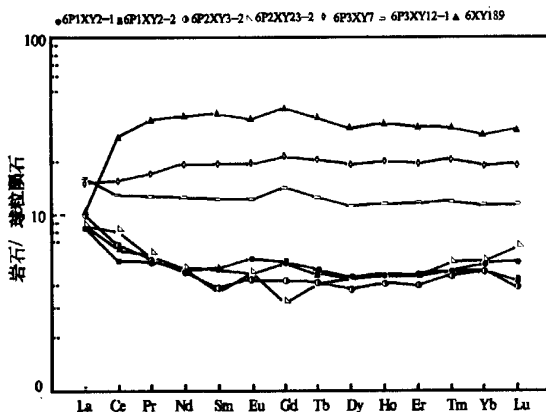


图 4 火山岩稀土元素分配曲线

Fig. 4 Chondrite normalized REE patterns of volcanic rocks

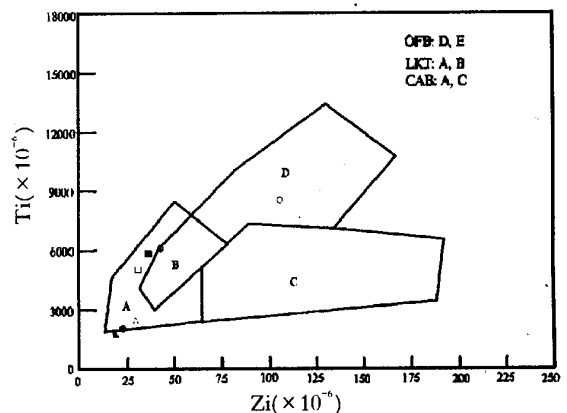


图 5 Ti-Zr 图解

Fig. 5 Ti-Zr diagram

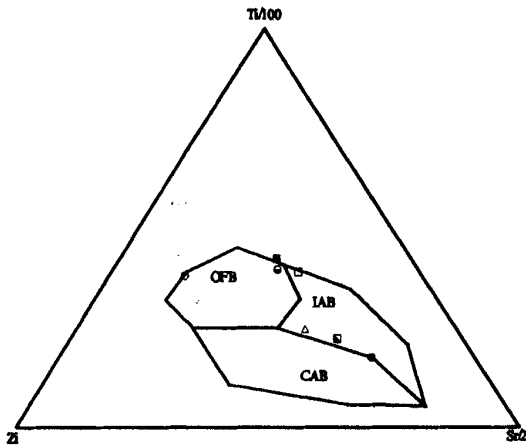


图6 Ti/100-Zr-Sr/2 图解  
Fig. 6 Ti/100-Zr-Sr/2 diagram

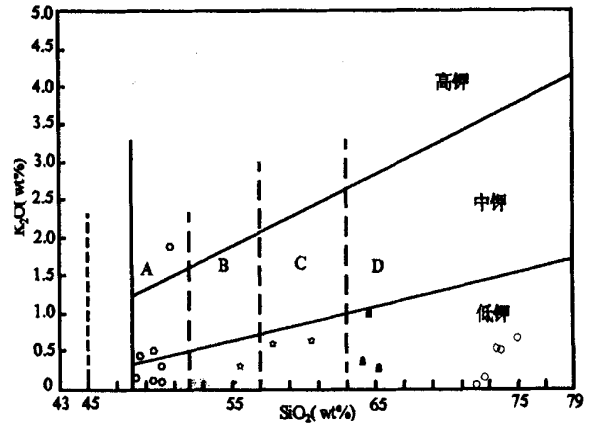


图7 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 图解  
Fig. 7 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> diagram

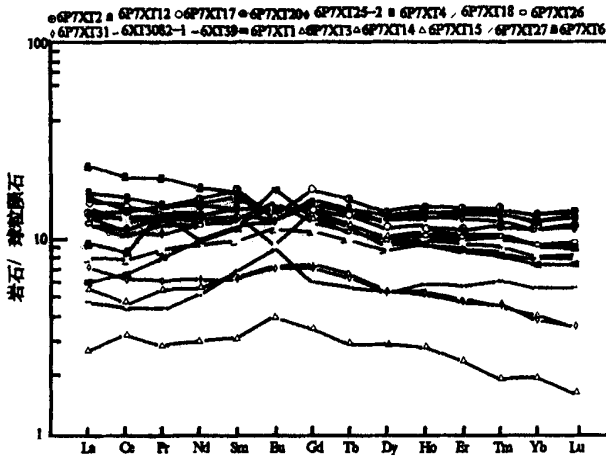


图8 深成岩稀土曲线模式  
Fig. 8 Chondrite normalized REE mode patterns

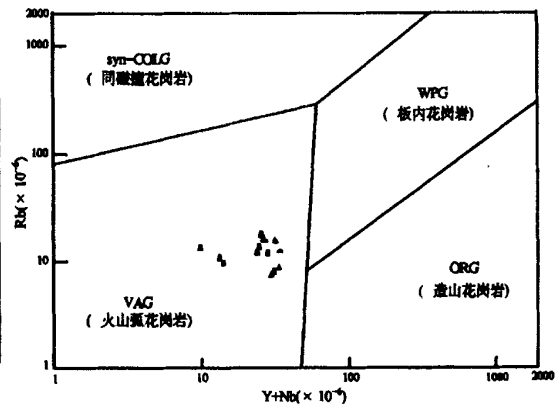


图9 Rb-Y+Nb 图解  
Fig. 9 Rb-Y+Nb diagram

#### 4 同位素年代学特征

1994~1998年原内蒙古第一区调队开展满都拉地区1:5万区域地质调查工作时,分别在

基性火山岩、闪长岩、石英闪长岩中采集了同位素测年样品,测定结果见表4,年龄集中在371~252 Ma (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U)之间,得到了一些年代学信息。

表4 同位素年龄测定结果表

Table. 4 The isotope ages results

样号	地点及测年对象	年龄(Ma)	测试方法、单位、时间	资料来源、时间
6TW1037	满都拉、胡吉尔特玄武岩	241.8	全岩 K-Ar 法、宜昌所同位素室,1995	满都拉地区1:5万区调报告;原内蒙古第一区调队,1997
6TW41		291 ± 7	Rb-Sr 法、宜昌所同位素室,1998	
6TW39	查干哈达庙闪长岩	252.17 ( <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U)	锆石 U-Pb、宜昌所同位素室,1997	
6P7TW4	草原站西石英闪长岩	371.1 ± 5.3 ( <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U)	锆石 U-Pb、原核工业地质分析测试研究中心(北京三所),1996	

2001~2003 年在该地区进行 1:25 万区域地质调查时,对岛弧岩浆岩中的玄武岩、辉长岩进行了同位素年龄测定,全岩样在内蒙古地调院化验室粉碎并挑选锆石群,后送天津地质矿产研究所同位素地质年代学实验室进行锆石分选和 U-Pb 同位素年龄测定。

样品 3P<sub>5</sub>TW20-1 采自满都拉苏木东南约 20 km 的阿木乌苏(N 42°24'22",E110°6'20")的玄武岩中。岩石呈灰绿色,强绿泥石化、钠黝帘石化。原始样重约 60 kg,所选出的锆石主要为淡黄色锆石,晶形大多呈自形柱状,长比宽 1.5:1~2:1。

样品 3P<sub>4</sub>TW14-2 采自满都拉苏木东南约 25 km 的合勒陶日盖北侧(N 42°22'12",E110°22'00")的辉长岩中,辉长岩体周围侵入玄武岩。样品岩石呈灰绿色,由辉石、斜长石组成,强绿泥石化、钠黝帘石化及绢云母化。原始样重约 40 kg,所选出的锆石有两种,主要为淡黄色锆石,晶形大多数呈不规则状,长比宽 1.5:1~2:1;

少量为玫瑰色锆石,多经浑圆。

对分选所得的锆石进行形态学分析后,挑选颜色、粒度、长宽比、自形程度等形态特征不同,纯净、透明、没有裂纹和包裹体、未退晶质化的锆石晶体作测年对象,采用同位素稀释法作单颗粒锆石的 U-Pb 同位素年龄测定。锆石的溶解和 U-Pb 的分离在超净化学实验室中进行。实验流程在 T. E Krogh 的流程基础上作了相应的改进。采用的稀释剂为 <sup>205</sup>Pb/<sup>235</sup>U 混合稀释剂,锆石样品经高温高压溶解、蒸干后用硅胶-磷酸溶液与样品的 U 和 Pb 混合后加在单铈带上,在 VG354 型热力质谱仪上用高灵敏度 Daly 检测器进行 U-Pb 同位素测定。所有 U-Pb 同位素数据均进行了质量歧视效应和系统误差校正。实验的全流程 Pb 空白为 0.030~0.050 ng,U 的空白为 0.002~0.004 ng。实验数据用 PB-DAT 和 ISOPLOT 程序计算处理,测试结果见表 5 和图 10。

表 5 锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果一览表

table. 5 Single zircon U-Pb isotopic analysis from the study area

样品号	点号	锆石特征	重量(μg)	浓度(μg/g)		样中普通铅含量(ng)	同位素原子比率*					表面年龄值(Ma)		
				U	Pb		<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
A	1	浅黄色透明长柱状自形	35	469	35	0.220	130	0.2723	0.04514 (23)	0.3250 (252)	0.05222 (395)	284.6	285.7	295.0
	2	浅黄色透明长柱状晶体	35	184	34	0.190	160	0.1974	0.1201 (5)	1.800 (59)	0.1087 (59)	731	1046	1778
	3	近无色透明长柱状晶体	30	200	91	0.330	261	0.06504	0.3587 (6)	6.578 (52)	0.1330 (9)	1976	2056	2138
B	1	黄色透明不规则晶形	40	340	23	0.140	199	0.2957	0.04446 (18)	0.3167 (231)	0.05166 (360)	280.5	279.4	270.5
	2	黄色透明不规则晶形	40	575	34	0.100	367	0.2965	0.04423 (55)	0.2928 (230)	0.04801 (356)	279.0	260.7	99.6
	3	浅黄色透明不规则晶形	35	389	21	0.049	469	0.2972	0.04158 (29)	0.2759 (231)	0.04813 (382)	262.6	247.4	105.6
结果处理			样品 A:1~3 号点上交点年龄值:2152 Ma±13 Ma 下交点年龄值:285 Ma±11 Ma 1 号点 <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U 表面年龄值:284.6 Ma±1.5 Ma; 样品 B:1、2 号点 <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U 表面年龄统计权重平均值:280.4 Ma±1.1 Ma 3 号点 <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U 表面年龄值:262.6 Ma±1.8 Ma											

样品号:A 为 3P<sub>5</sub>TW20-1、B 为 3P<sub>4</sub>TW14-2

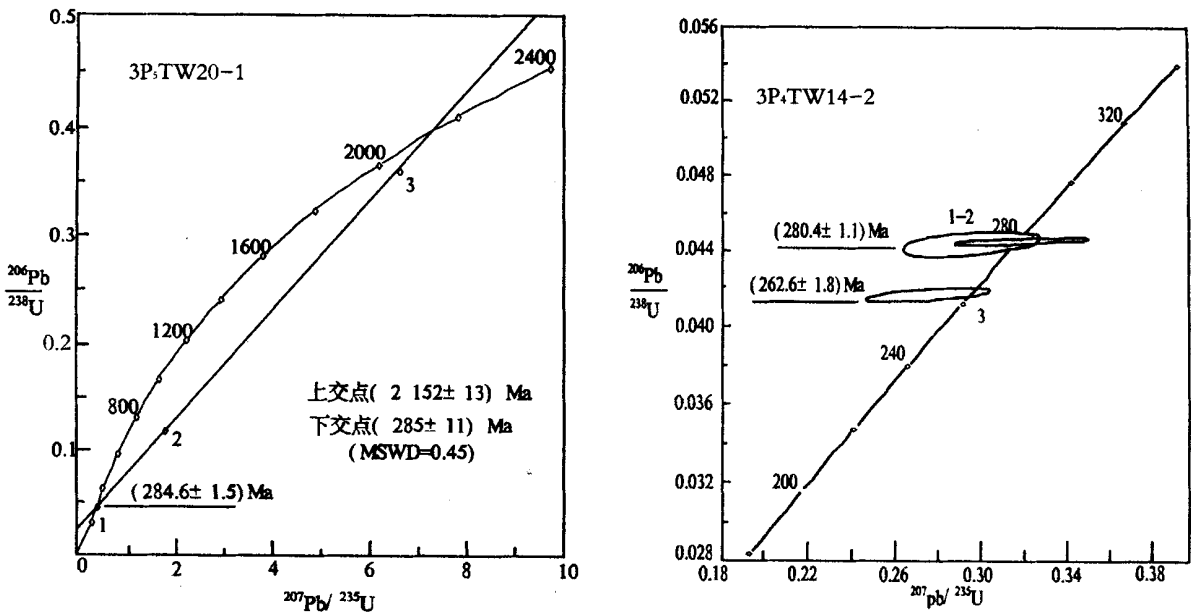


图 10 锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果谐和图

Fig. 10 U-Pb Concordia diagram of the single zircons from the study area

上述测定结果可以看出,由于采用的同位素测年方法各异,测试精度有别,导致其年龄值出现一定的差别。以往同位素测年对象为锆石群,而本次工作同位素测年对象为单颗粒锆石,相对而言其精度要更加可靠。样品 3P<sub>5</sub>TW20-1、3P<sub>4</sub>TW14-2 中所测锆石具有良好的晶形,均为岩浆成因锆石,同位素组成测试精度较高,样品 3P<sub>5</sub>TW20-1 获得的下交点年龄 285 Ma ± 11 Ma,上交点年龄 2152 Ma ± 13 Ma,根据野外地质产状,该地区赋存有大量古陆块,其上交点年龄可能代表了继承锆石的结晶年龄,而下交点年龄 285 Ma ± 11 Ma 基本代表了基性火山岩的形成年龄;样品 3P<sub>4</sub>TW14-2 中获得的 280.4 Ma ± 1.1 Ma;基本代表了深成侵入岩的形成时代。

## 5 构造意义

本区发育的上述中基性火山岩、M 型花岗岩组合,其岩石学、岩石化学、地球化学特征显示具有典型大洋岛弧岩浆岩特征。大量同位素测年结果集中于 285 ~ 280 Ma,证实该类岩石形成于二叠纪早期。岛弧岩浆岩的侵位年代代表了缝合时间的下限<sup>[13]</sup>。

在该岛弧岩浆岩带的北侧所形成的二叠系下统大石寨组火山岩,为活动陆缘火山弧,系大洋板块俯冲于大陆板块之下发生消减熔融的产物。

上述岛弧岩浆岩的存在,充分说明本区在二叠纪早期依然存在大洋板块活动的历史记录;因此,关于本区中朝板块与西伯利亚板块的缝合时间,由以上岩石记录来看至少应当在早二叠世之后。

## 参考文献:

- [1]唐克东,张允平. 内蒙古缝合带的构造演化[A]. 肖序常,汤耀庆. 古中亚复和巨型缝合带南缘构造演化[C]. 北京:北京科技出版社,1991,30-54.
- [2]邵济安. 中朝板块北缘中段地壳演化[M]. 北京:北京大学出版社,1991,11-917.
- [3]王荃,刘雪亚,李锦轶. 中国华夏与安加拉古陆间的板块构造[M]北京:北京大学出版社,1991,74-91.
- [4]徐备,陈斌. 内蒙古北部华北板块与西伯利亚板块之间中生代造山带的结构和演化[J]. 中国科学(D辑),1997,27(3):227-232.
- [5]陈斌,赵国春,Simon WILDE. 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[J]. 地质论评,2001,47(4):361-366.
- [6]唐克东,等. 中朝板块北侧褶皱带构造演化及成矿规律[M]. 北京:北京大学出版社,1992,60-179.
- [7]洪大卫,黄怀曾,肖宜君,等. 内蒙中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义[J]. 地质学报,1994,68(3):219-230.
- [8]姜春发,王宗起,李锦轶,等. 中央造山带开合构造[M]. 北京:地质出版社,2000,1-154.
- [9]赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京:科学出版



- 社,1997,56-129.
- [10]李昌年.火成岩微量元素地球化学[M].武汉:中国地质大学出版社,1992,1-195
- [11]王荃.板块构造与岩浆活动[A].李春昱,郭令智,朱夏,等[C]板块构造基本问题.北京:地震出版社1986, 221-253.
- [12]罗照华、邓晋福、韩秀卿.太行山造山岩浆活动及其造山过程反演[M].北京:地质出版社,1999.
- [13]夏林圻.造山带火山岩研究[J].岩石矿物学杂志,2001,(3):225-231.

## Rock Record of Permian Subducting Orogenic Process in Mandula, Innermongolia

TAO Ji xiong, BAI Li bing, BAO Jin wu fi ji, ZHENG Wu jun, SU Rong mao

(Innermongolia Institute of Geological Survey, Huhhot 010020)

**Abstract:** Mandula area, in the middle part of Innermogolia, located in the convergent boundary between Sino Korean Plate and Siberia Plate. There are still some different view points on the matching time of the two big plates at this region. Here developed a suit of intermediate basic volcanic rocks and plutons. The colcanic rocks are made up of mass pillow basalt, spilite, basaltic andesite, volcanic breccia and tuff. The plutons include gabbro, diorite, quartz diorte, plagiogranite little stocks. These rocks are of island arc magma based on the study of their petrology, petrochemistry and geochemistry. They are the rocks of the subducting orogenic belt. The single zircon U Pb isotopic ages are  $285 \text{ Ma} \pm 11 \text{ Ma}$ ,  $280.4 \text{ Ma} \pm 1.1 \text{ Ma}$ . So it is suggested that there is still plate activity during Early Permien period in this place. The suture time of Sino Korean Plate and Sibria Plate is at least after Early Permien period.

**Key words:** island arc magmatite; isotopic age; subducting orogenic process; suture time; the midlle part of Innermongolia; Mandula