

东蒙地区燕山期花岗岩 Nd、Sr、Pb 同位素 及其岩石成因

肖成东¹ 张忠良¹ 赵利青²

(1.天津华北地质勘查局,天津 300181;2.武警黄金地质研究所,河北 廊坊 065000)

摘要:由于缺乏系统的同位素分析研究工作,过去对东蒙地区燕山期岩浆岩的成因探讨,主要集中在大量岩石地球化学方面的分析研究,因此,其成因观点和岩浆起源的认识也各持己见。主要有 3 种认识:1)本区中生代壳源和幔源共生的“双模式”观点,认为锡多金属成矿与这种“双模式”的岩浆岩有成因联系;2)中生代花岗岩属于引张环境下,地幔上隆所引发的亚碱性-碱性非造山岩浆作用的产物;3)中生代岩浆岩是中生代大陆内部伸展造山环境下底侵作用形成的一套壳幔混熔岩浆的产物。总之,研究者多认为燕山期岩浆岩具有壳幔混合起源的特征。笔者对燕山期花岗岩岩石的钕、锶、铅同位素进行了分析研究。其 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 全为正值,变化范围为 +0.75~+8.12,平均值为 +3.07,说明该区燕山期花岗岩的物质来源与亏损地幔有成因联系。其初始锶比值比较集中,变化于 0.7028~0.7096,平均为 0.7063,介于现代大洋玄武岩(0.702~0.706)和大陆地壳(0.706~0.718)之间,更接近大洋玄武岩。该区燕山期花岗岩的初始铅同位素的 3 个比值 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{234}\text{Pb}$ 都较高,平均值分别为 18.3742,15.5500,38.1810。由钾长石的铅同位素比值计算出来的 μ 值介于 9.51~8.91 之间,低于 $\mu = 9.74$ 的陆壳演化线。结合邻区兴蒙—北疆一带的岩浆岩同位素研究成果,笔者认为东蒙地区的燕山期花岗岩岩浆起源于亏损地幔的部分熔融作用和亏损地幔起源的晚华力西期古蒙古洋壳的部分熔融作用,即燕山期花岗岩浆最终起源于亏损地幔。并且提出了亏损地幔—古蒙古洋壳—边缘陆块活化的演化模式。

关键词:钕锶铅同位素;燕山期;花岗岩;东蒙地区;亏损地幔;岩石成因

中图分类号: P581.597 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2004)-01-0057-07

东蒙地区位于大兴安岭南段,华北板块和松辽微板块之间的交接过渡带,拥有黄岗梁—甘珠尔庙铅锌银锡(铜)多金属成矿带^[1]和许多大型超大型铅锌银矿山。本区燕山期岩浆岩研究工作从上世纪 80 年代开始,特别是岩浆岩的成因研究有了很大的进展。80~90 年代的以物源为主的 SIMA 研究阶段。按照 chappell 和 white^[2]等人的 I 型、S 型花岗岩的分类研究思路,对燕山期岩浆岩作了大量岩石化学方面的研究^[3-6]。90 年代至今,以板块、地体等理论为基础,从壳幔的相互作用、物质和能量的对流等方面研究岩浆岩的起源^[7]。所有这些成果对本区岩浆岩的成因研究奠定了良好的基础,但岩浆岩研究工作仍然存在一些值得探讨的问题。其中岩浆岩的起源问题仍然是当前进一步理解本区其他问题的基础。作者通过对燕山期岩浆岩岩石的锶、钕和岩石初始铅同位素的测定,探讨了燕山期花岗岩的物质来源和形成机制。

1 区域侵入岩概况

1.1 岩浆岩时空展布

本区的侵入岩主要发育有华力西和燕山两期。近期的研究表明,印支期的岩浆活动也有一定的表现,如骆驼场杂岩体 Rb-Sr 等时线年龄为 $(229 \pm 2.5)\text{Ma}$ ^[8],巴音花花岗岩体 K-Ar 年龄为 211 Ma^[9]。其中比较发育的主要有华力西晚期的侵入体和燕山期大量的侵入体,它们构成了本区规模宏大的大兴安岭构造岩浆带(图 1)。华力西期的侵入岩形成于西伯利亚古板块与中朝古板块的碰撞对接时期。其中以晚泥盆世—早石炭世的早期碰撞强度最大。它导致了贺根山蛇绿岩的构造侵位,同时形成了大兴安岭强烈的花岗岩质岩浆的侵位。

燕山期岩浆活动是本区的高峰时期。按照同位素定年(主要是 Rb-Sr 等时线)年龄,本区的花岗岩可分为燕山早、



图 1 东蒙地区华力西—燕山期花岗岩体分布简图

Fig.1 Distribution of Hercynian-Yanshanian granitoid plutons in eastern Inner Mongolia

晚两期岩浆活动,其同位素年龄分界为 135 Ma;而燕山早期又分为早晚两个阶段,即燕山早期早阶段和燕山早期晚阶段,其同位素年龄分界为 160 Ma。

华力西期的岩浆活动主要分布于大兴安岭主脊偏西北方向;燕山期的岩浆活动,无论从规模还是与成矿的关系密切程度来看,远远超出华力西期。燕山早期早阶段侵入规模局限,多分布在本区的中带以西,沿黄岗山—卡查断裂带呈长条状小岩株产出;在中部和东部多以零星岩株产出。代表性的岩体有白音诺、台布朵、黄岗山北、白石砬子、莫古吐、乌兰套海等。燕山早期晚阶段的岩浆活动在全区都较强烈,而且多以岩基或复式岩基产出。这期花岗岩构成了大兴安岭中南段燕山期花岗岩岩浆带的主体,如杜尔基、马鞍子等岩体。

燕山晚期花岗岩岩浆活动,主要集中在本区的中东部,即中带和东带。西带花岗岩的规模较小,主要出露于北部梅勒图附近。中带在黄岗梁—甘珠尔庙一线有零星出露;东带沿天山至宝日勿苏分布较广。它们多数以岩株或小岩枝等形式产出。如东山湾、好来宝等。值得注意的是,燕山晚期花岗岩带的分布方向呈北北东向,这与华力西期和燕山早期的北东向分布有较大的不同。

总之,本区的岩浆活动由华力西期到燕山期,由燕山早期到燕山晚期,在空间上的演化,岩浆活动中心虽然主要集中在中部的黄岗梁—甘珠尔庙一带,但是具有明显的由北西区向东南区发展的趋势。这些特征反映了本区板块构造演化的过程,是板块的软碰撞造山带到大陆板块活化的演化历史。

2 侵入岩的钕、铽、铅同位素地球化学特征

2.1 钕-铽同位素

前人对该区燕山期花岗岩钕、铽、铅同位素地球化学方面的研究是最薄弱的环节,尤其是钕同位素的研究还是空白。本文首次对该区燕山期花岗岩进行 Sm-Nd 同位素地球化学研究。选择 9 个有代表性的花岗岩体进行了全岩 Sm-Nd 同位素测定。样品测试由中国科学院地质研究所同位素室完成。利用成矿岩体铷-锶年龄(个别为钾-氩年龄)值,通过钐-钕衰变方程

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

求得岩石成岩时 $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i$ 初始值,然后,把岩石的 $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i$ 值代入方程

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i}{I_{\text{CHUR}}(t)} - 1 \right] \times 10^4 \quad (2)$$

其中为 $I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(t)$ Juvinas 无球粒陨石的 $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i$ 值(0.512 638)。其测试结果和计算出的有关参数均列表 1 中。由表可看出以下几个突出的特点:

①本区燕山期花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 全为正值,变化范围为+0.75~+8.12,平均值为+3.07。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为正值的花岗岩在国内外都是比较罕见的,现在公认此类花岗岩源于亏损地幔。这说

明该区燕山期花岗岩的物质来源与亏损地幔有成因联系。

②运用以上测试值计算得出的球粒陨石(CHUR)和亏损地幔(DM)得两套模式年龄值,都有惊人的一致性。其中球粒陨石模式年龄都为 0;而亏损地幔模式年龄则变化于 262.2~929.8 Ma(相当于新元古代—晚古生代),平均值为 705 Ma。该亏损地幔模式年龄平均值与新疆北部、本区以及东北地区晚华力西造山后花岗岩的平均模式年龄新疆北部 t_{DM} 平均值为 708 Ma,本区为 781 Ma,东北地区为 688 Ma 基本一致^[10-11]。这说明本区燕山期花岗岩与中国北方内蒙—北疆华力西造

山带华力西晚期造山后花岗岩在成因上有某种关系。更为有趣的是本区的燕山期和华力西期的花岗岩,其亏损地幔模式年龄都与中新元古代温都尔庙群变质基性火山岩的年龄(568~857 Ma)相近,而且与它们的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(8.8)^[12]也比较接近。这在一定程度上反映了它们物质起源的相似性。

③本区燕山期花岗岩的 $f_{Sm/Nd}$ 值全为负值,变化范围不大(-0.29~-0.49),平均值为-0.42。说明岩石源区的稀土元素 Sm、Nd 分馏不明显。因此,运用以上测试数据计算的模式年龄是可靠的。

表 1 东蒙地区燕山期部分岩体钐钕同位素特征

Table 1 Sm-Nd values of Yanshanian plutons in eastern Inner Mongolia

序号	岩体	岩性	年龄*(Ma)	Sm (10^{-6})	Nd (10^{-6})	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$f_{Sm/Nd}$	t_{DM} (Ma)	$\epsilon_{Nd}(t)$
1	204	花岗岩	142	0.9167	5.057	0.10960	0.512938	? 0.44	260.2	+8.12
2	富林	花岗岩	140 [#]	15.0000	86.640	0.10470	0.512590	? 0.47	782.9	+0.75
3	哈达吐	花岗闪长岩	150	8.8230	47.200	0.11300	0.512750	? 0.43	612.8	+3.73
4	白音诺	闪长岩	148	5.1140	24.260	0.12750	0.512670	? 0.35	858.9	+1.85
5	乌兰楚鲁特	花岗岩	136	6.8130	33.120	0.12440	0.512700	? 0.37	771.2	+2.47
6	小汗山	花岗岩	106	2.0760	9.010	0.13940	0.512730	? 0.29	865.1	+2.57
7	乌兰达坝	花岗岩	158	8.2640	38.060	0.13130	0.512650	? 0.33	929.8	+1.53
8	东山湾	正长斑岩	134	10.6100	55.780	0.11500	0.512720	? 0.42	657.6	+3.12
9	大井	英安岩	133 [#]	3.5060	21.330	0.09942	0.512730	? 0.49	562.8	+3.45

注:由中国科学院地质研究所同位素实验室张任佑、乔广生测试;年龄*:为岩体的铷锶等时线年龄,其中带#号的为钾氩年龄值; $\epsilon_{Nd}(t)$ 值是相对于 CHUR 计算的, $CHUR^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的现今值为 0.512 638; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.196 7$; $f_{Sm/Nd} = [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{样品}} / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}] - 1$ 。

表 2 东蒙地区燕山期部分岩体锶同位素特征值

Table 2 Sr isotope values of Yanshanian plutons in eastern Inner Mongolia

燕山期	岩体	岩石名称	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{Sr}(t)$	年龄值来源
早期 早阶段	召庙	钾长花岗岩	0.7059	98.8	[6]
	白音诺	花岗闪长斑岩	0.7065	107.4	[6]
	白音诺	花岗闪长斑岩	0.7066	108.9	[6]
	布敦化	花岗闪长斑岩	0.7054	91.7	[6]
早期 晚阶段	马鞍子	钾长花岗岩	0.7046	80.3	[6]
	浩布高	钾长花岗岩	0.7063	104.6	[6]
	浩布高	钾长花岗岩	0.7056	94.6	本文
	204	钾长花岗岩	0.7028	54.5	[6]
	乌兰楚鲁特	黑云钾长花岗岩	0.7056	94.6	本文
	敖瑙达巴	花岗斑岩	0.7080	128.9	[4]
晚期	东山湾	花岗斑岩	0.7096	151.8	[6]
	乌兰坝	钾长花岗岩	0.7077	125.9	[6]
	巴尔哲	碱长花岗岩	0.7071	103.0	[6]

注: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 标准样 = 0.698 990(BABI)

2.2 铷—锶同位素

该区燕山期花岗岩的 Rb—Sr 同位素分析数据和资料,都是十几年来前人在研究该花岗岩同位素年代学中所做的工作。本文把已收集到的大部分花岗岩体的初始锶同位素比值和由此计算出的 $\epsilon_{Sr}(t)$ 均列于表 2 中。从表中可看出:

①燕山期岩浆岩的初始锶比值比较集中,变化于 0.702 8~0.709 6,平均为 0.706 3,介于现代大洋玄武岩(0.702~0.706)和

大陆地壳(0.706~0.718)之间,更接近大洋玄武岩;②燕山期花岗岩的 $\epsilon_{Sr}(t)$ 也都是正值,变化于 54.5~151.8 之间,平均为 103.5;③燕山晚期花岗岩不论是初始锶比值,还是 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值,都比燕山早期有明显的增高。这可能说明随着时间的推移,古洋壳成分有增加的趋势。

2.3 铅同位素

花岗岩中钾长石的铅同位素能代表岩体的初始铅同位素^[13]。因此本区燕山期花岗质岩石的成因研究选择了花岗岩中的钾长石作为测定铅同位素的对象。

对本区燕山期花岗岩,前人仅有浩布高矿区的花岗岩做了部分钾长石铅同位素测定工作。本文在此基础上,选定了白音诺、黄岗 204 岩体等 11 个有代表性的成矿岩体,做了钾长石中铅同位素测定。

样品的选定和制备:岩体中的钾长石选定,是从各矿区钻孔中采集的新鲜样品;首先经过小于 80 目的粉碎、筛选和单矿物分离等过程,得到纯度大于 99% 的单矿物——钾长石;然后,经过蒸馏水的清洗(清除大气等铅同位素的干扰)、烘干等。之后,经过溶样,最后在质谱仪上测定。样品的测定由中国科学院地质与地球物理所同位素实验室完成,其测试结果和部分收集的铅同位素结果见表 3。由表 3 可见:

①该区燕山期花岗岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 3 个比值都较高,平均值分别为 18.374 2, 15.550 0, 38.181 0;

表 3 东蒙地区部分燕山期岩体钾长石铅同位素特征
Table 3 Feldspar Pb isotope values of Yanshanian plutons in eastern Inner Mongolia

编号	样号	矿区	岩性	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ
1	HG2-510	黄岗 204 岩体	黑云钾长花岗岩	18.495	15.602	38.325	9.51
2	8885	富林 (莫古吐)	黑云钾长花岗岩	18.367	15.598	38.297	9.37
3	88103	哈达吐	似斑状花岗闪长岩	18.367	15.578	38.216	9.39
4	991102	白音诺	中粒花岗闪长岩	18.347	15.522	38.093	9.37
5	8854	乌兰楚鲁特	钾长花岗岩	18.233	15.466	37.916	9.26
6	I-10	小汗山边缘相	黑云钾长花岗岩	18.315	15.531	38.125	8.98
7	I-20	小汗山	角闪石英二长岩	18.215	15.492	37.962	8.92
8	II-2	乌兰楚鲁特	钾长花岗岩	18.416	15.495	38.060	8.91
9	II-20	乌兰楚鲁特	钾长花岗岩	18.450	15.579	38.263	9.06
10	III-10	好布高	黑云钾长花岗岩	18.349	15.588	38.237	9.09
11	III-5	浩布高	黑云钾长花岗岩	18.563	15.600	38.501	9.11

②由钾长石的铅同位素比值计算出来的 μ 值介于 9.51~8.91 之间, 低于 $\mu = 9.74$ 的陆壳演化线。

3 燕山期花岗岩的成因探讨

3.1 以往研究

前人对本区岩浆岩的成因进行了大量的岩石学和岩石地球化学等方面研究, 取得了一些重要的认识。由于研究工作各有侧重, 对本区燕山期岩浆岩成因, 特别是岩浆岩起源的研究, 由于没有系统的同位素研究工作, 因此其成因观点和岩浆起源的认识也各持己见。归纳起来有如下 3 种主要的认识: 1) 本区中生代的壳源和幔源共生的“双模式”观点^[3-5], 认为锡多金属成矿与这种“双模式”的岩浆岩有成因联系; 2) 中生代花岗岩属于引张环境下, 地幔上隆所引发的亚碱性—碱性非造山岩浆作用的产物^[6]; 3) 中生代岩浆岩是中生代大陆内部伸展

造山环境下底侵作用形成的一套壳幔混熔岩浆的产物^[7]。

由于钕、锶、铅同位素在探讨岩浆岩的物质来源方面起着重要的示踪作用, 其中 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等比值, 是岩石物质来源的重要标志^[13-16], 同时又是前人研究工作中最为薄弱的环节。因此, 本文主要通过 Nd、Sr、Pb 同位素地球化学等特征分析, 重点探讨该区燕山期花岗岩的物质来源, 同时结合区域构造演化, 对花岗岩的构造背景、形成过程及机制加以初步探讨。

3.2 岩浆岩物质来源的同位素证据

岩体的锶同位素研究表明, 燕山期花岗岩起源于下地壳 (相当于洋壳的成分), 其初始锶的比值介于大洋玄武岩和大陆地壳之间, 而且随着岩浆演化的由早到晚, 陆壳成分增高, 但主体仍以洋壳为主。同样具有壳幔混源的特点。

区域岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 都为正值, 其 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值也为正值, 用两者

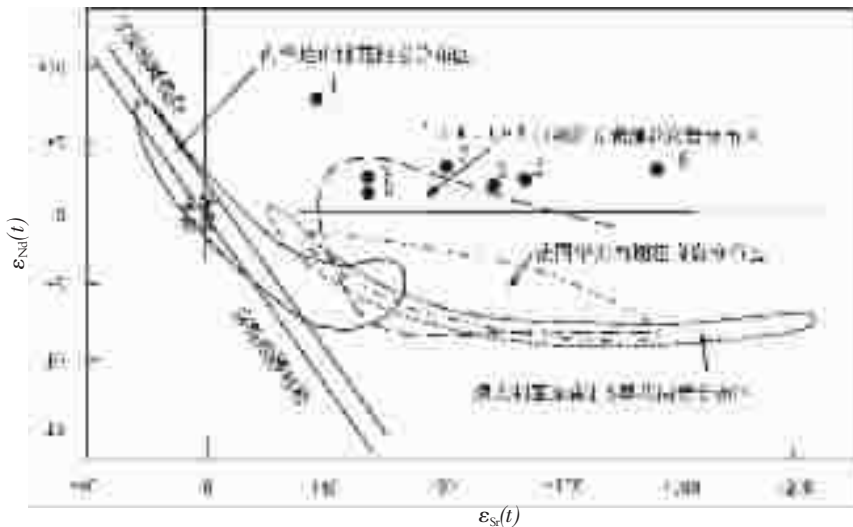


图 2 花岗质岩石的钐钕成分及来源判别图 (原图据 Faure G^[16])

1—204 岩体; 2—白音诺闪长岩; 3—乌兰楚鲁特花岗岩; 4—小汗山花岗岩;
5—乌兰坝钾长花岗岩; 6—东山湾石英正长斑岩; 7—大井英安岩

Fig. 2 Diagram of $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ — $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of granitoid plutons in eastern Inner Mongolia and their origin (after Faure, 1963)

1—No.204 granite; 2—Bayin Nur diorite; 3—Wulanchulute granite; 4—Xiaohanshan potassic feldspar granite;
5—Wulanba potassic feldspar granite; 6—Dongshanwan quartz syenite porphyry; 7—Dacite from the Dajing mine

投图 2, 本区侵入岩体的投影点明显地偏离地幔“主趋势线”, 大大地向主趋势线的右上方偏离, 落到了壳源区与钷亏损地幔区的过渡部位。说明其岩浆起源为亏损地幔与大陆地壳的混合, 而且以亏损地幔占优势。结合其亏损地幔模式年龄值, 认为燕山期花岗岩浆的起源与新元古代的洋壳有成因联系。

利用钾长石的铅同位素值投影到图 3 中, 多数钾长石的铅同位素投影点落到了造山带与地幔演化线之间。由钾长石的铅同位素比值计算出的 μ 介于 9.51~8.91 之间(表 3), 低于 $\mu=9.74$ 的陆壳演化线。这说明岩浆的物质来源为地幔与造山带两个源区的混合或者是幔源岩浆同化混染了造山带的源区物质。

4 燕山期花岗岩形成过程和形成机制模式

由以上的分析可以概括燕山期花岗岩的形成过程和机制模式如下 3 个阶段:

(1) 中新元古代—晚古生代早期(10~3 亿年)古蒙古洋壳形成时期。中新元古代, 华北板块与西伯利亚板块分裂, 蒙古洋形成^[7]。由亏损上地幔部分熔融形成的玄武岩浆沿裂隙带喷出, 逐步形成洋壳基底。如贺根山蛇绿岩($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 8.7$)^[8], 温都尔庙群的基性变质火山岩($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 8.8$)。

(2) 华力西期蒙古洋的闭合阶段。中朝板块与西伯利亚板块(包括中间的锡林浩特微板块)对接, 形成了大兴安岭华力西期造山带, 区域上与兴蒙—北疆华力西造山带相对应,

并有大量晚华力西造山后花岗岩形成。该期花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 3.85$ (平均值), 其亏损地幔模式年龄为 685~781 Ma。因此, 该期的花岗岩与古蒙古洋壳有关, 为亏损地幔岩浆与古洋壳重熔岩浆混合的结果。二叠纪火山岩微量元素的研究结果^[9], 也同样支持这一观点。

(3) 燕山期边缘陆块活动期。本区进入了由古亚洲构造域向太平洋构造域的转变阶段, 早期受太平洋板块斜向俯冲的影响, 东边的松辽微板块开始向沿嫩江断裂由南东向北西方向俯冲碰撞, 同时在西拉木伦断裂和大兴安岭的古缝合线附近也引发了强烈的构造岩浆活动。由此引发上地幔的隆升、底侵作用、以古蒙古洋壳为主的下地壳的拆沉作用和特大型推覆构造^[20-21]。这种拆沉作用形成大量的花岗质岩浆上侵; 在上升的过程中, 遭到不同程度的大陆壳物质的混染。基底构造的分带性和混染程度的不同造成了这种壳幔混源岩浆的不均一性。晚侏罗世至早白世是华北板块与西伯利亚板块最终的拼合。在微板块拼贴过程中, 板块间的大洋岩石圈通过俯冲插入地幔深部, 进入地幔物质大循环的地球动力学过程。微板块(或称陆块)物质成分的参与可能以重熔形式加入到混源岩浆中。

综合以上分析, 东蒙地区燕山期岩浆的形成历史为亏损地幔的部分熔融、古蒙古洋壳的俯冲和拆沉作用、部分古蒙古洋壳物质的同化混染等作用复合叠加的过程。以亏损型地幔来源为主的混合源隐伏岩浆的形成具有时间和空间的分带性。在时间上, 燕山早期早阶段和燕山晚期的岩浆岩深部幔源成分较高, 而燕山早期晚阶段则含较多的古洋壳成分。空间上, 东部的岩体以亏损的幔源为主, 而中西部的黄岗梁一带显示古洋壳起源的特征。

本文是笔者博士论文的部分内容, 论文的编写过程中始终得到了北京大学地球及空间科学系阎国翰教授和艾永富教授的精心指导, 野外样品的采集得到了浩布高铅铝矿王旭东工程师的密切配合, 周遗军博士在样品加工和测试中也提供了不少帮助, 在此表示衷心的感谢。

参考文献(References):

- [1] 肖成东, 杨志达. 内蒙赤峰北部两个重要成矿带及其成矿特征[J]. 有色金属矿产与勘查, 1997, 6(4): 197~201.
Xiao Chengdong, Yang Zhida. The twin metallogenic belts and their mineralizations [J]. Geological Exploration for Non-ferrous Metals. 1997, 6(4): 197~201(in Chinese with English abstract).
- [2] Chappell B W, White A J K. Two contrasting granite types[J]. Pacific Geol, 1974, 8: 173~174.
- [3] 杨伦. 论双模式岩浆活动对内蒙东部锡矿成矿的控制[J]. 有色金属矿产与勘查, 1991, 6: 8~13.
Yang Lun. On the constraint of the bi-model magmatism on the tin mineralization in eastern Inner Mongolia [J]. Geological Exploration for Non-ferrous Metals. 1991, (6): 8~13(in Chinese with English abstract).

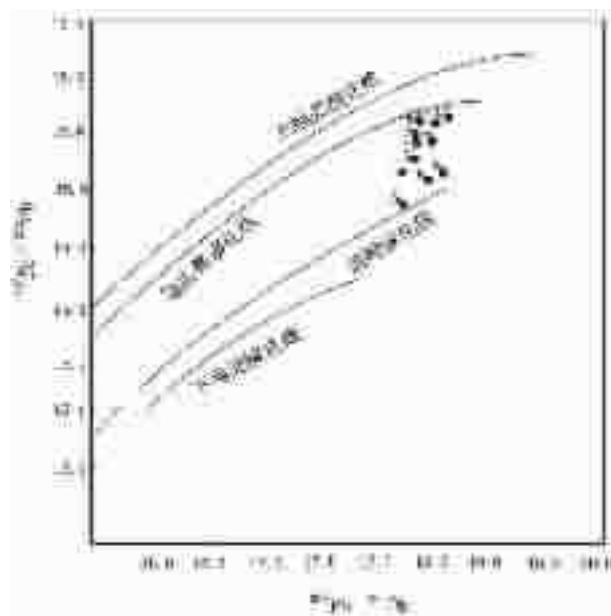


图 3 燕山期岩体铅同位素构造模式演化图

(原图据 Zartman 等^[23], 1981);

图中的数字代表样品的序号, 详见表 3

Fig. 3 Pb isotope evolution diagram of Yanshanian plutons (after Zartman et al. 1981)

The numbers in this diagram represent samples in Table 3

- [4] 郝立波,段国政,李殿超,等. 大兴安岭锡多金属成矿带花岗岩地球化学特征[J].世界地质, 1999, 18(2):66~72.
Hao Libo, Duan Guozheng, Li Dianchao. Geochemistry on the granite in Daxinganling tin-polymetal metallogenic belt[J]. World Geology, 1999, 18(2): 66~72(in Chinese with English abstract).
- [5] 冯建忠,艾霞,吴俞斌. 内蒙古黄岗梁—孟恩陶勒盖矿带成矿地质特征及成矿模式[J].辽宁地质, 1993, (3):245~253.
Feng Jianzhong, Ai Xia, Wu Yubin. The mineralization and their model in Huanggangliang—Mengentaolegai metallogenic belt, Inner Mongolia[J]. Geology of Liaoning, 1993, (3):245~253(in Chinese).
- [6] 张德全,刘勇,李大新. 大兴安岭地区与铜多金属成矿有关的侵入岩[A].见:大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集[C].北京:地震出版社, 1993.50~64.
Zhang Dequan, Liu Yong, Li Daxin. The Copper and polymetal mineralization associated with plutons in Daxinganling Mts[A]. In: The Copper and Polymetal Mineral Deposits in Daxinganling Ridge and Its Adjacent Region[C]. Beijing: Seismological Press 1993, 42~49 (in Chinese).
- [7] 邵济安,张履桥,牟保磊. 大兴安岭中生代伸展造山过程中的岩浆作用[J].地学前缘 1999, 6(4):339~346.
Shao Jian, Zhang Luqiao, Mu Baolei. The magmatism during the Mesozoic extensional orogeny in the Daxinganling ridge [J]. Earth Science Frontiers, 1999, 6(4):339~346(in Chinese with English abstract).
- [8] 徐永生. 昭盟地区骆驼场印支期杂岩体[J].科学通报, 1985, 19:1564~1566.
Xu Yongsheng. An Indo-Chinese epoch pluton—luotuochang complex in Chifeng region, Inner Mongolia[J]. Chinese Science Bulletin, 1985, 19:1564~1566(in Chinese).
- [9] Yan Guohan, Xu Baoliang, Mu Baolei, et al. Alkaline intrusive at the east foot of the Taihang—Da Hinggan Mountains: chronology, Sr, Nd and Pb isotopic characteristics and their implications[J]. Acta Geologica Sinica, 2000, 74(4):774~780.
- [10] 吴福元,江博明,林强. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义[J].科学通报, 1997, 42(20):2188~2192.
Wu Fuyuan, Jiang Boming, Lin Qiang. The isotopic study on the post-orogeny granite and its significance to the crustal accretion [J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42(20):2188~2192 (in Chinese).
- [11] 韩宝福,王式光,江博明,等. 新疆乌伦古河碱性花岗岩 Nd 同位素特征及其对显生宙地壳生长的意义 [J]. 科学通报, 1997, 42(17):1829~1831.
Han Baofu, Wang Shiguang, Jiang Boming, et al. The Nd isotope of Wulunguhe alkaline granite from Xinjiang and the significance to the phanerozoic crust growth[J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42(17):1829~1831(in Chinese).
- [12] 张臣,吴泰然. 内蒙古温都尔庙变质基性火山岩 Sm-Nd、Rb-Sr 同位素年代研究[J].地质科学, 1998, 33(1):25~30.
Zhang Chen, Wu Tairan. The Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology of Wenduermiao meta-basic volcanics in Inner Mongolia[J]. Acta Geologica Sinica, 1998, 33(1):25~30(in Chinese with English abstract).
- [13] Zartman R E and Doe B R. Plumbotectonics—the model[J]. Tectonophysics, 1981, 75:135~162.
- [14] 魏菊英,王金玉. 同位素地球化学[M].北京:地质出版社, 1988.
Wei Juying, Wang Guanyu. Isotope Geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988(in Chinese).
- [15] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社, 1992.
Li Changnian. Igneous Petrology and Trace Element[M]. Wuhan: China Geoscience University Press, 1992(in Chinese).
- [16] Faure G. Principles of Isotope Geology[M]. New York: Wiley and Sons, 1977.
- [17] 曹生儒. 对内蒙古板块构造轮廓的新认识 [J]. 中国区域地质, 1993, (3):211~215.
Cao Shengru. The framework of plate tectonics of Inner Mongolia [J]. Regional Geology of China, 1993, (3):211~215.
- [18] 包志伟. 内蒙古贺根山地区蛇绿岩稀土元素和钕同位素地球化学[J].地球化学, 1994, 23:339~349.
Baozhiwei. The REE and Sm-Nd isotopic geochemistry of ophiolites from Hegenshan region, Inner Mongolia[J]. Geochimica, 1994, 23: 339~349(in Chinese with English abstract).
- [19] 朱永峰,孙世华,毛骞,等. 内蒙古早二叠世火山熔岩痕量元素地球化学[J].地质论评, 1999, 45(增刊):1151~1154.
Zhu Yongfeng, Sun Shihua, Mao Qian, et al. The trace element geochemistry in early Permian volcanic lava in Inner Mongolia[J]. Geological Review, 1999, 45(supplement):1151~1154(in Chinese with English abstract).
- [20] Maruyama S. Plume tectonics [J]. J. Geol. Japan, 1994, 100(1):24~29.
- [21] 葛文春,林强,孙德有,等. 大兴安岭中生代玄武岩的地球化学特征:壳幔相互作用的证据[J].岩石学报, 1999, 15(3):397~407.
Ge Wen Chun, Lin Qiang, Sun Deyou. Geochemical characteristics of the Mesozoic basalts in Daxinganling Mts: Evidence of crust-mantle interaction[J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(3):397~407 (in Chinese with English abstract).

Nd, Sr and Pb isotope geochemistry of Yanshanian granitoids in eastern Inner Mongolia and their origins

XIAO Cheng-dong¹, ZHANG Zhong-liang¹, ZHAO Li-qing²

(1. North China Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Tianjin, 300181;

2. Institute of Geology, State Administration of Metallurgy Industry, Langfang 065000, Hebei)

Abstract: For lack of systematic isotopic study, the study of the origin of Yanshanian granitoids in eastern Inner Mongolia has been focused on their petrology and geochemistry, which leads to controversial views on the origin. There are mainly three views, all of which emphasize that the Yanshanian magmatic rocks originated from mixing of mantle and crust. The authors restudied the origin of the Yanshanian granitoids in the area by using the Nd, Sr and Pb isotope methods. The study shows that all the granitoids have positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values, ranging from +0.75 to +8.12 with an average of +3.07, which indicates that they are genetically associated with the depleted mantle. The whole-rock initial Sr ratios range from 0.7028 to 0.7096, with an average of 0.7063, being intermediately between that (0.702–0.706) of MORB (0.706–0.718) of continental crust, but close to that of MORB. The initial lead ratios of the granitoids are $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, with their respective averages of 18.3742, 15.5500 and 38.1810, all of which are higher. The μ value calculated from the K-feldspar lead isotope ratios ranges from 9.51 to 8.91, which is lower than the isochronic evolution line ($\mu = 9.74$) of the continent crust. Based on the above data, With Combination of the isotopic study of magmatic rocks in the Hinggan – Mongolia – northern Xinjiang region (a Late Paleozoic geosyncline) adjacent to the study area, the authors think that the Yanshanian granitic magma may have originated from partial melting of the depleted mantle and partial melting of the late Variscan paleo-Mongolian ocean crust derived from the depleted mantle in the area, i.e. the ultimate source of the Yanshanian granitic magma in the area is the depleted mantle. Therefore, a “three-step” evolutionary model is brought forward, that is the evolution model of depleted mantle – the ancient Mongolian ocean crust – the marginal continental rejuvenation.

Key words: Nd, Sr and Pb isotopes; Yanshanian; granitoid pluton; eastern Mongolia; depleted mantle; petrogenesis