

# 大兴安岭中南段中生代的构造热演化<sup>\*</sup>

邵济安

张履桥

牟保磊

(北京大学综合技术研究所, 北京 100871) (内蒙古地质研究所, 呼和浩特 010020) (北京大学地质系, 北京 100871)

**摘要** 通过对大兴安岭中南段中生代火山-深成岩同位素年龄的测定, 对不同阶段岩浆活动的构造背景进行分析, 从而确立了该区构造岩浆演化的序列: 晚三叠世以含幔源包体的基性-超基性岩侵位为标志的初始幔隆, 早-中侏罗世以辉绿岩岩墙群侵入为标志的中、上部地壳伸展, 晚侏罗世强烈的粗面质火山岩喷发, 早白垩世板内非造山性质的碱性-亚碱性花岗岩侵位, 同时还形成了基性岩墙和玄武岩。据此, 可以认为中生代大兴安岭的隆升与幔隆背景下深部岩浆上涌密切相关。这一研究为进一步探讨大兴安岭造山模式奠定了基础。

**关键词** 构造热演化序列 岩墙群 火山-深成岩 地幔隆起

大兴安岭隔着燕山山脉与太行山遥相呼应, 它们以其醒目的北北东走向勾画了中国东部主要的构造格架。从地球物理场的特征来看, 这也是一条重要的构造带。大兴安岭 75 % 以上的面积为中生代岩浆岩所覆盖, 是中国北方重要的锡、铜、铅、锌多金属矿带 (图 1)。研究大兴安岭中生代热演化史对认识中国东部大陆岩石圈演化和资源有重要意义。

大兴安岭中南段指乌兰浩特以南的地段, 地理上的大兴安岭通常南延到西拉木伦河以北。通过地质调查发现赤峰以南的喀喇沁旗-宁城一带的中生代地层及构造-岩浆演化与大兴安岭中南段十分相近, 因此本文的讨论也将包括这一地区。

## 1 中生代构造演化的背景

大兴安岭斜跨在兴蒙造山带之上。大兴安岭中南段则是二者重叠的部位。兴蒙造山带是中亚-蒙古-鄂霍茨克造山带的一段, 其前身曾经是古亚洲洋的一段, 该洋是自晚前寒武纪开始发育在华北板块、南蒙古大陆以及西伯利亚板块之间的陆间洋盆。古亚洲洋的最终闭合发生在晚泥盆世, 古洋闭合过程中, 许多微陆块也逐渐敛合, 有些地段的洋盆最后以陆屑物质和火山物质的堆叠而过渡成为陆壳。随着板块的对接而发生的碰撞造山作用相对比较弱, 具有“软碰撞、弱造山”特点。上泥盆统法门阶底部的不整合面, 连同 369 ~ 315 Ma 的重熔型花岗岩以及一套低压相系的变质岩都标志着与造山作用有关的硅铝壳增厚过程。自中石炭世起对接带两侧大部分处于被东西向隆起分割的陆表海环境中, 这些海槽大多是同沉积的断陷盆地, 接受了 3 000 ~ 5 000 m 的火山-沉积岩系。引人注目的是兴蒙造山带及其两侧自早二叠世末期开

1997-09-08 收稿, 1997-12-28 收修改稿

<sup>\*</sup>国家自然科学基金 (批准号: 249472143) 及中国科学院资源与生物环境重大课题 (KZ-951-81-404) 资助项目。

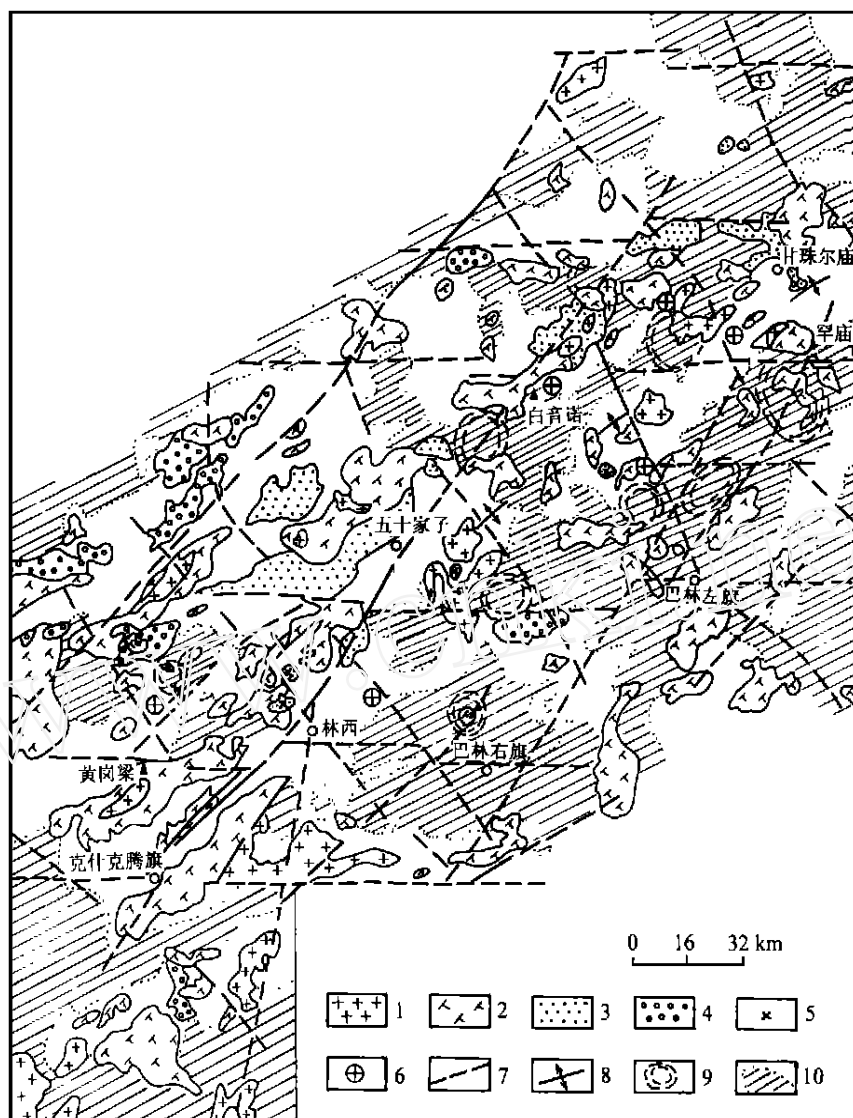


图 1 大兴安岭中南段中生代构造-岩浆岩图(据内蒙古地质局有关资料改编)

1 示早白垩世花岗岩, 2 示晚侏罗世及少量中侏罗世花岗岩, 3 示晚三叠世深成岩, 4 示古生代花岗岩, 5 示幔源或含幔源包体的深成岩, 6 示大型多金属工业矿床, 7 示实测或推测断层, 8 示复式背斜轴, 9 示火山机构, 10 示晚侏罗世火山岩

始出现了 8 条裂谷性质的岩浆岩带<sup>[1]</sup>, 其中以经过二连浩特的戈壁天山-宝力格带连续性最好, 发育的双峰式火山岩以含钠闪石的碱性流纹岩、粗面流纹岩以及玄武岩为代表。南兴安带从黄冈梁到乌兰浩特附近的大石寨, 也发育了一套双峰式的大陆裂谷火山岩建造。黄冈梁一带枕状玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  为 0.704 2~0.705, 反映来源比较深的海底火山喷发。之后在晚古生代末-三叠纪初, 沿着造山带从戈壁、天山到兴安带侵位了一套颇具规模的碱性花岗岩带<sup>[2]</sup>。双峰式火山岩和碱性花岗岩的形成可以被看作造山后的伸展作用。然而如此大规模伸展环境下的岩浆活动从另一个侧面暗示了造山带年轻陆壳固结程度比较低, 同时也反映了深部物质

上涌的势头比较强。因此兴蒙造山带造山后的伸展作用远非只是松弛意义上的调整,而是与岩石圈深部物质主动上涌密切相关,反映壳幔相互作用的活跃,莫霍面的调整,进入了构造转折阶段<sup>[3]</sup>。

## 2 中生代的构造热演化

### 2.1 早中生代的初始幔隆(T)

本区三叠纪大部分处于隆起、剥蚀状态,局部可能有早三叠世沉积。然而此时的深部却开始了一系列热事件。最早表现为早三叠世白云母或二云母花岗岩的侵位,沿大兴安岭主脊从白塔子到甘珠尔庙 100 km 范围内断断续续出露了一套浅色的白云母或二云母花岗岩,侵入上二叠统林西组,林西组砂板岩热动力变质成为绢云长英片岩。花岗岩中白云母和长石定向排列,花岗岩含磁铁矿、石榴石、萤石、独居石,  $H_2O$  不饱和,  $SiO_2$  高(75%),  $K_2O > Na_2O$ ,  $CaO$  含量低,铝过饱和  $A/CNK > 1.1$ , 含标准分子刚玉(4%~5%), REE 低(19.41~22.14), REE 配分型式近水平,有强烈的铕负异常( $Eu$  为 0.036),是一套泥质岩石发生部分熔融生成的铝过饱和花岗岩。实验岩石学表明白云母花岗岩岩浆来源于 20~40 km 深处的泥质岩石的局部熔融<sup>[4]</sup>。据推测是早三叠世中下地壳于幔隆初始阶段,在板底垫托的作用下局部熔融形成的。软流圈上隆必将为幔源岩浆的活跃创造条件,近年来笔者在大兴安岭中南段确定了一系列以晚三叠世为主的超基性岩和含幔源包体的中-基性岩体(表 1),包括甘珠尔庙地区的纯橄岩、含铬尖晶石的斜方辉石橄榄岩以及辉长岩、骆驼场包含在闪长岩中的金云母橄榄辉石岩、辉长岩包体、海苏坝次闪石化辉石岩、八楞山辉长岩、兰家营子二长闪长岩中的含橄苏长岩包体以及打鹿沟辉长岩中的二辉岩包体。它们有以下特点:(1) 锆初始值低:0.703 5~0.704 9;(2)  $^{87}Sr$  低: -6~10;(3)  $^{143}Nd(t)$ : 0.5~4.02;(4) 超基性岩  $Cr$  高和  $Mg$  高,例如,骆驼场辉石岩中金云母  $Cr_2O_3$  为 1.3%~1.6%,甘珠尔庙纯橄岩中  $Cr$   $3.230 \times 10^{-6}$ ,  $Ni$   $1.930 \times 10^{-6}$ ,  $Co$   $124 \times 10^{-6}$ ,  $MgO$  为 42%,斜方橄榄岩中含铬尖晶石,表明这些岩体或包体来源于地幔;(5) 值得注意的是本区包体的载体均为闪长岩,这些载体是来自部分熔融的下地壳,携带了一些幔源包体,这些包体大部分是下地壳中幔源岩石的难熔残留体,而不是直接来源于地幔(例如镜下可见到某些“辉长岩”包体实属早期晶出的辉石岩被后来的闪长岩混染的结果)。这些表明当时该区处于初始幔隆阶段,伸展作用的强度有限,深部物质从壳幔边界上升,其速度相对本区新生代玄武岩的上升要慢的多,有机会与陆壳发生更多的物质交换作用。这种携带幔源包体的中基性岩浆侵位现象同样可以出现在华北克拉通和太行山地区。臧启家等人<sup>[8]</sup>曾论述了太行山涉县地区燕山期(1.33~1.29 Ma)闪长岩和角闪辉长岩中的幔源包体,并且指出由于幔隆导致上部地幔温度、压力普遍降低,上部地幔部分熔融的比例更小,因此不可能产生碱性玄武质岩浆,而产生安山质岩浆。从另一侧面也表明从早中生代(230 Ma)到晚中生代(130 Ma)大约 100 Ma 间华北北部(含本区)都处于幔隆的伸展构造背景之下。

### 2.2 岩墙群——上部岩石圈扩张的证据( $J_1$ 、 $J_2$ , $K_1$ )

在大兴安岭海拔 2034 m 的黄岗梁东北部(富林沟-吉林坝)有一系列醒目的辉绿岩墙群,分布面积近 100 km<sup>2</sup>,组成密集的岩墙群,富林沟 2 km 内上百条,单体岩墙群宽 1~2 m,长 100~1 000 m,复式岩墙群宽达 20~70 m。岩墙的边缘总体平直,有时也呈锯齿状,时见两侧分支脉体下垂,呈纵树状,反映垂直上顶的共轭张性裂隙系统。从岩石组分和结晶程度看,复式

表 1 大兴安岭中南段中生代岩浆岩、火山岩同位素年龄<sup>a)</sup>

地点	岩性	时代	年龄/ Ma	方法	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$r$
吉林坝	辉绿岩	K <sub>1</sub>	100.6 ±2.7	K-Ar	0.705 3	
窟窿山 <sup>a)</sup>	石英二长斑岩	K <sub>1</sub>	103.9	U-Pb		
腰尔压	钾长花岗岩	K <sub>1</sub>	115.1 ±4.1	U-Pb	0.704 9	
僧更坝南	似斑状花岗岩	K <sub>1</sub>	117.3 ±7.1	U-Pb	0.708 8	
双发屯	玄武岩	K <sub>1</sub>	121.9 ±3.9	Rb-Sr	0.704 7	0.996 6
碾子山 <sup>[5]</sup>	晶洞碱性花岗岩	K <sub>1</sub>	123 ±8.6	Rb-Sr		
巴尔哲 <sup>[6]</sup>	晶洞碱性花岗岩	K <sub>1</sub>	125.2 ±2	Rb-Sr	<0.705	
老房身 1	斑状花岗岩	K <sub>1</sub>	127.5 ±4.2	Rb-Sr	0.705 6	0.997 5
小罕山 <sup>b)</sup>	钾长花岗岩	K <sub>1</sub>	131.9	Rb-Sr	0.705 6	
老房身 2	钾长花岗岩	J <sub>3</sub>	136.6 ±8.6	Rb-Sr	0.704 9	0.991 2
九连山	黑云母二长花岗岩	J <sub>3</sub>	137.5 ±4.7	Rb-Sr	0.704 2	0.997 4
黄岗梁 <sup>c)</sup>	钾长花岗岩	J <sub>3</sub>	142.05 ±7	Rb-Sr	0.702 8	0.993 9
洞山	辉石安山岩-流纹岩	J <sub>3</sub>	142.37 ±3.8	Rb-Sr	0.705 4	0.998 9
马鞍子 <sup>d)</sup>	钾长花岗岩	J <sub>3</sub>	155.4	Rb-Sr	0.704 6	
板桥沟	钾长花岗岩	J <sub>3</sub>	166.79 ±4.5	Rb-Sr	0.708 6 <sup>a)</sup>	
富林沟	辉绿岩	J <sub>2</sub>	170.4 ±5.2	K-Ar	0.704 4	
白音诺 <sup>1c)</sup>	二长闪长岩	J <sub>2</sub>	171	Rb-Sr	0.703 3	
二道沟	安山岩	J <sub>2</sub>	178.79 ±7.6	Rb-Sr	0.705 8 <sup>b)</sup>	0.995 9
罗家营	花岗闪长岩	J <sub>2</sub>	179.9 ±6	Rb-Sr	0.707 2 <sup>b)</sup>	0.998 2
曙光	花岗岩	J <sub>1</sub>	185.3	U-Pb	0.705 8	
富林沟	辉绿岩	J <sub>1</sub>	199.6 ±6.7	K-Ar	0.703 6	
海苏坝	次闪石化辉石岩	J <sub>1</sub>	202.14 ±1.4	Rb-Sr	0.704 4	0.999 7
黑山头	黑云母花岗岩	T <sub>3</sub>	213.6 ±8.63	Rb-Sr	0.704 9	0.995 7
白音诺 2	石英二长闪长岩	T <sub>3</sub>	217.5 ±9.5	U-Pb	0.710 9	
兰家营子	含橄苏长岩包体	T <sub>3</sub>	221 ±30	Rb-Sr	0.704 9	0.957 5
八楞山	辉长岩	T <sub>3</sub>	228.46 ±6.8	Rb-Sr	0.703 5	0.996 0
骆驼场 <sup>[7]</sup>	橄榄辉石岩-辉长岩	T <sub>3</sub>	229 ±2.5	Rb-Sr	0.703 8	
脑央乌拉 <sup>a)</sup>	辉长岩	T <sub>2</sub>	241	U-Pb		
曙光	白云母花岗岩	T <sub>1</sub>	242.8	K-Ar		

a) 据区测报告, b) 据王关玉, c) 据内蒙古地质三队, d) 据鲍修坡, 其余为本文数据. 测试主要由乔广生、张仁祜承担, 部分由吴家弘完成.

岩墙群有对称向两侧扩张的趋势. 通过 K-Ar 稀释法测定(表 1), 富林沟 NW 330°这组年龄为 199.6 Ma (J<sub>1</sub>), 以复式岩墙和不规则的张性特征为主; NW 340°~350°这组年龄为 170.4 Ma (J<sub>2</sub>), 由辉绿岩和辉绿玢岩组成, 以延伸长和左型剪张性特征为主; 吉林坝 NNE 岩墙群年龄为 100.6 Ma, 延伸长, 分布广. 表明岩墙群形成时除了来自深部上隆的伸展作用, 同时, 区域上还受到反时针旋扭的作用.

岩墙群的岩石化学和地球化学性质具有以下特征: 属拉斑玄武岩系列; SiO<sub>2</sub> 47%~52%, TiO<sub>2</sub> 1.2%~2.25%, K<sub>2</sub>O 低(平均 0.8%), Na<sub>2</sub>O > K<sub>2</sub>O; 稀土配分型式呈平坦型, REE 较低(70 ×10<sup>-6</sup>~102 ×10<sup>-6</sup>),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  为 0.703 6~0.704 8, 表明岩浆来自未分异的地幔区; 从微量元素 Zr/Y-Zr 及辉石的 F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>关系看, 它们均为板内玄武岩(图 2), 与典型的大陆拉斑玄武岩可对比(表 2).

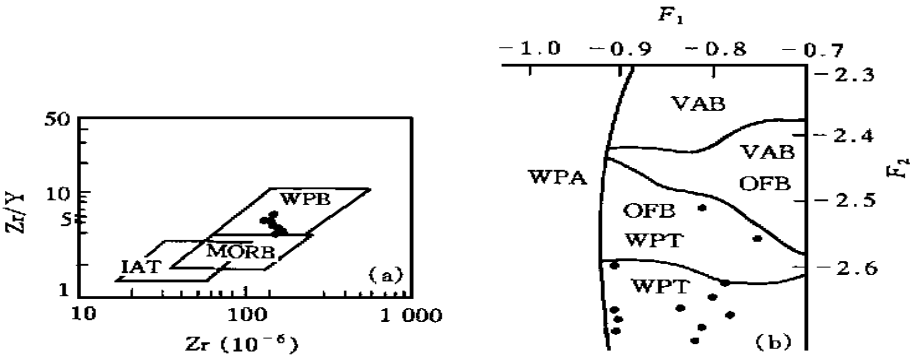


图 2 辉绿岩形成的构造环境判别图解

(a)  $Zr/Y$  图解 (据 Pearce J. A. 等, 1979), (b) 单斜辉石的  $F_1$ - $F_2$  图 (据 Nisbet, E. G. 等, 1997). VAB 为火山弧玄武岩, OFB 为洋岛玄武岩, WPT 为板内拉斑玄武岩, WPB 为板内玄武岩, MORB 为洋脊玄武岩, IAT 为岛弧玄武岩;  $F_1 = -0.120(SiO_2) - 0.0807(TiO_2) + 0.0026(Al_2O_3) - 0.0012(FeO^*) - 0.0026(MnO) + 0.0087(MgO) - 0.0128(CaO) - 0.0419(Na_2O)$ ,  $F_2 = -0.0490(SiO_2) - 0.0818(TiO_2) - 0.212(Al_2O_3) - 0.0041(FeO^*) - 0.1435(MnO) - 0.0029(MgO) + 0.0085(CaO) + 0.0160(Na_2O)$

表 2 本区岩墙群与大陆拉斑玄武岩的成分对比

	大陆拉斑玄武岩 <sup>a)</sup>	本区岩墙群 <sup>b)</sup>
TiO <sub>2</sub> / %	1.5 ~ 3.2	1.2 ~ 2.25
FeO <sup>*</sup> / Mg	1.1 ~ 3.5	1.1 ~ 2
K/ Rb	120 ~ 500	< 441
Rb/ Sr	0.015 ~ 0.4	0.12 ~ 0.4
U/ K(10 <sup>-4</sup> )	0.38 ~ 3.2	0.1 ~ 0.5
Sr(10 <sup>-6</sup> )	100 ~ 400	161 ~ 333
Ba(10 <sup>-6</sup> )	150 ~ 750	104 ~ 360
U(10 <sup>-6</sup> )	0.2 ~ 1.9	0.3 ~ 0.7
Th(10 <sup>-6</sup> )	0.53 ~ 5.4	0.58 ~ 1.96
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704 ~ 0.712	0.7036 ~ 0.7048

a) 大陆拉斑玄武岩数据 (据 Carmichael 等, 1975), b) 由 12 组数据统计得出, 微量元素为中国科学院高能物理研究所采用中子活化测试结果.

2.3 强烈的深源火山活动(J<sub>3</sub>)

晚侏罗世的火山岩构成了大兴安岭的主体, 火山活动以火山溢流相和爆发相方式交替进行, 串珠状火山机构近等间距分布, 表明晚侏罗世火山活动明显受到断裂格局的控制. 火山活动从早期满克头鄂博组(J<sub>3-1</sub>)酸性火山角砾爆发相喷发、中期马尼图组(J<sub>3-2</sub>)中基-中酸性火山熔岩溢流发展到晚期白音高老组(J<sub>3-3</sub>)酸性火山碎屑和凝灰岩的喷发. 火山喷发强, 爆发指数 E 高(30 ~ 83), 从 150 ~ 140 Ma 的 10 Ma 间火山岩总厚 650 ~ 4 600 m, 在火山活动间歇阶段, 山间断陷盆地接受了湖泊-河流相沉积. 晚侏罗世构造-地貌可划为三组对称的火山基底隆起和断堑盆地<sup>[9]</sup>.

火山岩通过硅碱分类, 大部分属于粗面质岩石, 而且是钾质火山岩, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) 随时间

增高,  $\text{SiO}_2$  则随时间呈现酸-中-酸性变化, 爆发也呈现早晚强、中期弱的特点。从东、中、西三个火山岩带来看, 中带火山岩 ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (主要是钾含量) 和爆发指数高于两侧, 呈对称趋势, ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) 百分含量分别为 8.06, 9.00, 8.81, 爆发指数比为 0.65 : 1 : 0.86, 表明大兴安岭主脊带正是深部岩浆上涌的主要通道。说明火山物源区特征的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  为 0.704 8 ~ 0.707 7, 大多是 0.705 1 ~ 0.705 5。前人研究认为中酸性火山岩浆起源于下地壳, 中基性岩浆可能起源于上地幔<sup>[9]</sup>。强烈的火山爆发发生在大兴安岭快速崛起之前, 它提高了上部岩石圈的渗透度, 为热隆奠定了基础。

#### 2.4 大规模的板内非造山花岗岩侵位 ( $J_3 \sim K_1$ )

本区从三叠纪就开始了深成岩的侵位, 然而大规模侵位则发生在晚侏罗末 ~ 早白垩世, 深成岩的岩浆活动有以下三个特点。

**2.4.1 岩浆活动的涌动性。** 内蒙古第十勘查开发院新一轮 1:50 000 超单元地质填图证实了大兴安岭中生代岩浆活动的涌动性, 例如主峰带上白塔子地区 300 km<sup>2</sup> 的马勒根坝大岩基被划分为三个超单元, 分别为闪长质岩体 ( $T_3$ )、石英二长岩 ( $J_3$ ) 和花岗斑岩 ( $K_1$ )。岩体的规模越来越大, 晚期岩体对早期岩体呈侵入接触关系, 并含前期岩体包体。在 EW 走向与 NNE 走向大型断裂交汇部位, 涌动岩体往往呈同心环状构造, 从南西向北东如莫斯托岩体、新林镇-朝阳沟岩体和白音诺岩体等。以新林镇-朝阳沟岩体为代表, 其外环为晚三叠世的片麻状黑云母花岗岩 (213 Ma), 与围岩二叠系地层间有一宽阔的混染带; 中环是晚侏罗世末的钾长花岗岩 (136 Ma), 于朝阳沟可见这期岩体的钨矿化现象。接近中心部位花岗岩中斜长石出现反环带现象, 标志着岩浆侵位深度变浅, 岩浆冷却速度加快。中心是早白垩世的斑状花岗岩 (127 Ma), 钾长石斑晶大达 1 cm<sup>2</sup>, 局部已成为次火山岩相的花岗斑岩或流纹斑岩。在朝阳沟岩体中心, 组成顶峰的园蛋子山岩体实为古火山颈, 具有大量不规则的二叠系角岩崩塌的岩块。这类环状岩体反映岩浆上涌过程中能量不断集聚-释放, 直至最后集中释放, 其中挥发分是十分活跃的。同时还说明它们从深部不断有物质补给。

**2.4.2 岩浆侵位的界面不断抬高。** 大兴安岭中南段从晚三叠世以来的深成岩浆活动经历了从超基性-基性-酸性-碱性的过程。仅就花岗岩类而言, 岩浆演化的多项指标反映整个过程伴随着岩浆侵位界面的不断提高: 1) 花岗岩中钾含量通常被看作岩浆受陆壳混染程度的标志, 本区花岗岩  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  随时间 ( $T_3 \sim J_3 \sim K_1$ ) 相应从 0.22 ~ 0.38 ~ 0.76, 随着岩浆侵位界面提高, 逐渐从封闭系统到开放系统; 2) 晚期花岗岩以斑岩为主, 斑晶/基质 = 0.43, 而且斜长石斑晶大多为低温钠长石, 钾长石斑晶为低温正条纹长石, 说明花岗岩侵位深度小; 3) 从稀土总量递增及配分型式变化 (早期平滑右倾, 晚期钬异常明显,  $\text{Eu} = 0.26$ ) 看出岩浆结晶深度明显变浅; 4) 据区域资料, 通过晚侏罗世花岗岩的黑云母-角闪石压力计计算, 压力为 216 MPa; 早白垩世花岗岩压力为 160 MPa, 表明随时间推移岩浆侵位界面抬升, 压力降低; 6) 如果将花岗岩分为早 ( $T_3$ - $J_2$ )、晚 ( $J_3$ - $K_1$ ) 两期, 早期  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 0.55 ~ 1, 晚期则为 1.2 ~ 1.7, 早期  $\text{Rb}/\text{Sr}$  为 0.35 ~ 0.47, 晚期为 0.98 ~ 1.93, 表明晚期岩浆定位深度逐渐变浅, 被熔的壳源物质不断增加。

**2.4.3 岩浆的深源特征。** 如前所述, 本区岩浆活动界面随时间不断抬高, 从深成侵入体到浅成-超浅成乃至次火山岩、火山岩, 然而它们却起源于统一的深部岩浆房, 各种元素地球化学信息显示了它们的深源性, 当然不排除岩浆在上涌过程中有壳源物质的加入。为讨论方便, 称

之为初始的或异地的岩浆,以区别于原地重熔或混合岩化的岩浆。这种异地花岗岩最重要的特征是受构造控制,大多数为复式环状岩体,具有涌动性特点。本区晚中生代花岗岩大多为钾长花岗岩,岩石组合为花岗闪长岩-石英正长岩-钾长花岗岩-二长花岗岩-碱性钠闪石花岗岩。常见花岗结构、文象结构、晶洞结构。岩石富碱,富硅,低钙, $A/CNK < 1$ ,  $K_2O > Na_2O$ , REE 高( $140 \times 10^{-6} \sim 320 \times 10^{-6}$ ), LREE 富集, Eu 亏损明显( $Eu \ 0.02 \sim 0.78$ ),以含副矿物萤石、磷灰石及锡石矿化为特点, $R_1-R_2$  投影属非造山花岗岩,部分  $Rb/Nb-Y/Nb$  图解属  $A_1$  型花岗岩<sup>[10]</sup>。岩浆的深源特征表现在以下方面。

(1) 同位素数据。经初步统计该区代表性的中生代花岗岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$  初始比值, $T_3$  为  $0.7049$ ,  $J_2$  为  $0.7075 \sim 0.7080$ ,  $J_3$  为  $0.7042 \sim 0.7048$ ,  $K_1$  为  $0.7049 \sim 0.7087$ (表1),个别矿区含 Sn, W, Ag 的花岗岩锶初始值较高。晚侏罗世初始岩浆来源于下地壳、上地幔,早白垩世壳熔物质有所增加。本区中生代花岗岩的  $_{Nd}(t)$  大多集中在  $1 \sim 4$  之间,同时不同时间的花岗岩,包括晚侏罗世火山岩,还显示了低氧同位素或亏损氧同位素的特征<sup>[11]</sup>,有关  $_{Nd}(t)$  和氧同位素的特征及其成因问题将另文讨论。

(2) 挥发组分。本区花岗岩的挥发分比较高(F 平均  $800 \times 10^{-6}$ , 高达  $1000 \times 10^{-6} \sim 3000 \times 10^{-6}$ , Cl 平均  $240 \times 10^{-6}$ ; S, P, As 也高),其中氟和砷的异常是很强的,林西县同兴的砷钴矿就产于晚侏罗世的火山岩中。花岗岩的副矿物多含萤石、磷灰石、锆石、金红石,萤石含量随时间递增。成岩作用中流体活跃,钾-钠长石化、萤石化、硅化等现象明显。值得注意的是本区存在若干钠交代型的铀矿床(洪山铀矿、广兴铀矿),  $Na_2O$  9%,最高达 11%,钠交代导致了铀的富集,杜乐天<sup>[12]</sup>认为这种碱交代乃是地幔交代。

与早白垩晚期碱性花岗岩侵位同时(120~100 Ma)本区还伴有基性岩墙群侵位和碱性玄武岩的溢流,玄武岩还广布在大兴安岭两侧的断陷盆地中。玄武岩全碱 5.58%~8.83%,  $Na/K$  1.1~3.5,  $TiO_2$  2%~3%,  $Ti/V$  76~79,表明玄武岩起源很深。综合前述种种因素可以认为,该区晚中生代花岗岩属板内拉张环境下形成的亚碱性-碱性非造山花岗岩,而且通过不相容元素  $Rb/Nb-Y/Nb$  分析,大多数  $Y/Nb$  0.6~1.5,表明某些花岗岩还具备了  $A_1$  型花岗岩的特点,这种类型被认为是板内裂谷、地幔柱或热点活动的产物<sup>[10]</sup>。

### 3 热演化机制的讨论

大兴安岭中南段强烈的岩浆活动主要集中在 150~120 Ma 间,火山活动主要发生在 150~140 Ma 间,花岗岩侵位集中在 140~120 Ma( $J_3$ 末~ $K_1$ )。火山喷发的岩浆在地壳中并不占据很多空间,而火山活动过后的花岗岩侵位却要任在上部地壳占据相当的空间,因此后者更多地代表地壳拉伸的强度。晚中生代花岗岩大约占 10%~15%的面积,反映了当时地壳的伸展程度。本区中生代花岗岩随着时间发展,从深源深成到深源浅成,表明在 20 Ma 间深部岩浆房不断有幔源物质补给,当然随时间推移,上涌的岩浆也不断有陆源物质的加入,改变岩浆成分。然而从整个岩浆演化的趋势看,不能简单用岩浆分异的观点来解释,从早白垩世具大陆裂谷性质的碱性橄榄玄武岩( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7047$ )流溢与晚侏罗世粗面质火山岩喷发的比较,从早白垩世晚期富含稀土矿的碱性花岗岩与前期亚碱性花岗岩比较,可以看出岩浆来源有不断加深的趋势,表明整个过程中岩石圈是处于拉伸状态,其拉伸强度具有间歇性的变化,岩墙群

( $J_1 - 2$ ,  $K_1$ ) 和大规模的花岗岩侵位( $J_3$ 末 ~  $K_1$ ) 是岩石圈伸展的重要表现,而伸展最强当属早白垩世,这时期也正是大兴安岭快速隆升,两侧二连及松辽盆地对称断陷,甘珠尔庙和喀喇沁旗变质核杂岩形成的时期<sup>[13]</sup>。从整个中生代岩浆演化过程看,早中生代板底垫托造成的重熔变质作用,携带幔源包体的基性岩浆上侵,早中侏罗世基性岩墙群的扩张,一直到晚中生代大兴安岭的伸展造山,揭示了一个重要的事实:在 100 Ma 的漫长过程中,是幔隆引起的岩石圈伸展与减薄而不是机械拉伸引起的深源岩浆上涌。岩浆不断补给和岩浆侵位界面不断抬升只有依靠来自岩石圈深部的动力。目前,地幔柱的理论正是揭示这种动力来源的最好选择。

中生代大兴安岭地幔隆起的特征持续到新生代,该区,特别是大兴安岭两侧出现大面积含幔源包体的玄武岩喷发。现今横切造山带的地球物理剖面显示造山带下部岩石圈厚度明显减小,从陆台区的 110 km 减小到 70 km,在主峰下方还存在一个清晰的低阻区,推测为软流圈上涌体<sup>[14]</sup>。

## 参 考 文 献

- 1 邵济安,唐克东. 兴蒙造山带的后期构造特征. 见:马杏垣主编. 中国大陆构造论文集. 武汉:中国地质大学出版社, 1992. 43 ~ 50
- 2 洪大卫,王式光,黄怀曾. 中国北疆及其邻区晚古生代-三叠纪碱性花岗岩带及其地球动力学意义初探. 见:李之彤主编. 中国北方花岗岩及其成矿作用论文集. 北京:地质出版社,1991. 40 ~ 48
- 3 邵济安,牟保磊,何国琦,等. 华北北部在古亚洲域与太平洋域构造叠加过程中的地质作用. 中国科学,1997. 27(5): 390 ~ 394
- 4 邓晋福,赵海玲,莫宣学,等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学钥匙. 北京:地质出版社,1996. 16
- 5 李培忠,于津生. 黑龙江碾子山晶洞碱性花岗岩岩体年龄及其意义. 地球化学,1993, (4): 389 ~ 397
- 6 王一先,赵振华. 巴尔哲超大型稀土铌、钽、锆矿床地球化学和成因. 地球化学,1997, 26(1): 24 ~ 35
- 7 徐永生. 昭盟地区骆驼场印支期杂岩体. 科学通报,1983,30(19): 1564 ~ 1566
- 8 臧启家,谭绪荣,曹正民. 河北铁矿区的闪长岩中及角闪辉长岩幔源包体的发现与研究. 见:北京大学论文集. 北京:地质出版社,1984. 232 ~ 239
- 9 赵国龙,杨桂林,王忠,等. 大兴安岭中南部中生代火山岩. 北京:北京科技出版社,1992. 247
- 10 Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*, 1992, 20(7): 641 ~ 644
- 11 牟保磊,邵济安,王关玉,等. 与低 $^{18}\text{O}$  岩浆有关的矽卡岩型铅锌矿床. 科学通报,1997, 42(15): 1158 ~ 1661
- 12 杜乐天. 烃碱流体地球化学原理. 北京:科学出版社,1996. 40 ~ 44
- 13 张履桥,邵济安,郑广瑞. 内蒙古甘珠尔庙变质核杂岩. 地质科学,1998, (2): 140
- 14 邵济安,臧绍先,牟保磊,等. 造山带的伸展构造与软流圈隆起——以兴蒙造山带为例. 科学通报 1994, 39(6): 533 ~ 537