

内蒙古固阳朱拉沟基性麻粒岩T-P轨迹

梅 华 林

(天津地质矿产研究所)

主题词: 内蒙古; 朱拉沟; 基性麻粒岩; P-T轨迹; 构造演化

提 要: 本文通过对内蒙古朱拉沟基性麻粒岩的岩石学、矿物学及温度、压力等研究, 建立了基性麻粒岩形成所经历的P-T轨迹, 解释了基性麻粒岩形成的大地构造环境。

一、区域地质背景

内蒙古朱拉沟高级区域变质杂岩主要出露于内蒙古中部固阳县下湿壕至武川县西乌兰不浪之间, 面积达800km², 其西部为东五分子绿岩区, 北部主要出露成群的花岗质岩体, 南部为一构造韧性剪切带, 方向基本为东西向。

本区变质杂岩主要由下列岩石按如下比例构成: 英云闪长质片麻岩65%, 中性和基性麻粒岩15%, 紫苏花岗岩10%及变质沉积岩等岩石5% (见图1)。

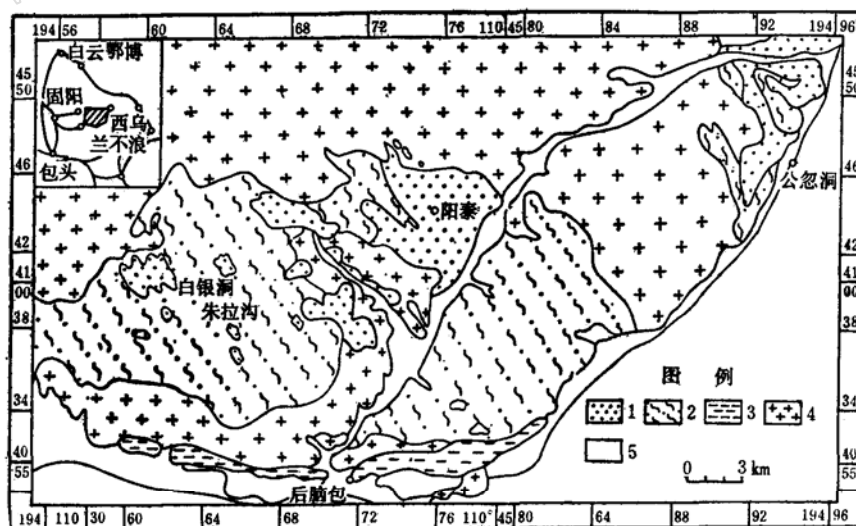


图 1 内蒙古朱拉沟地区简化地质图

Fig. 1 Geological sketch map of Zhulagou, Inner Mongoli

1—麻粒岩与变质沉积岩; 2—英云闪长质片麻岩; 3—韧性剪切变形带;
4—后期侵入的中酸性岩体; 5—显生宙沉积岩

中基性麻粒岩的产状主要为似层状、透镜状、团块状等。由于受到后期强烈的变质变形作用,很难判断其与围岩的关系。一般根据其岩石化学图解和具有似层状等特点,简单地将其归为火山沉积岩,事实上化学图解具有多解性,不能有效地说明是岩浆侵入还是火山沉积。而岩石呈现似层状,也并非就是火山沉积独有的特点,而表现层状特点的岩浆侵入体也非少见(L. R. Wager 和 G. M. Brown 1967^[1])。本区阳泰沟等地区可见有清楚的基性岩呈拱状挤入到中酸性岩石中,并且在基性岩石和中酸性岩石中存在着混染阴影带,这个带上出现多种不平衡矿物共存。这一特点在内蒙古其他地区也存在(吴昌华, 1989^[2]),因此基性麻粒岩至少有部分是岩浆侵入成因的,但此类岩石在整个麻粒岩区占有的比例及如何划分仍是一个有待研究的问题。

二、岩石学与矿物学特征

1. 岩石学特征

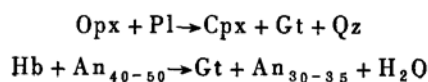
基性麻粒岩主要指 $\text{SiO}_2 < 53\%$, 经历了高级变质作用的一套岩石。本区基性麻粒岩典型矿物组合列于表1。

表1 基性麻粒岩矿物组合
Table 1 Mineral assemblages in basic granulite

岩石类型	矿物组合	代表样号
辉石麻粒岩	1) $\text{Opx} + \text{Pl} \pm \text{Hb}$	Y85009
	2) $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Cpx} \pm \text{Hb} \pm \text{Qz}$	Ba522
角闪辉石麻粒岩	3) $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Hb}$	Ba387
	4) $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Hb} \pm \text{Gt} \pm \text{Qz}$	Ba628
石榴辉石麻粒岩	5) $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Hb} \pm \text{Gt} \pm \text{Qz}$	Y85010
	6) $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Gt} + \text{Hb} + \text{Qz}$	H85001
石榴透辉岩	7) $\text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Gt} \pm \text{Hb} \pm \text{Qz}$	Ba499

根据矿物组合, 可将基性麻粒岩分为三个亚类: 角闪辉石麻粒岩, 辉石麻粒岩, 石榴辉石麻粒岩(包括石榴透辉岩)。

据观察, 矿物之间存在下列结构: a, 半自形紫苏辉石和斜长石的细粒结构, 有的斜长石(An_{60-65}) 在透辉石中呈很好的自形晶, 这种结构近似辉长结构。由于在高温流地壳中不可能充分冷却结晶, 因此这种结构可能是岩浆在高温变质条件下结晶的典型结构; b, 单斜辉石、石榴石、石英的交生结构(图2b); c, 早期棕色角闪石与斜方辉石共生或交代结构(图2a), 这种结构表明角闪石结晶时, 仍有岩浆存在; d, 单斜辉石在斜方辉石边部形成反应边且共存有石榴石(图2b), 石榴石呈反应边分布于角闪石和斜长石之间或保存有角闪石假象(图2c)。而透辉石、石榴石组合是高温变质结果, 是通过下列反应形成的。



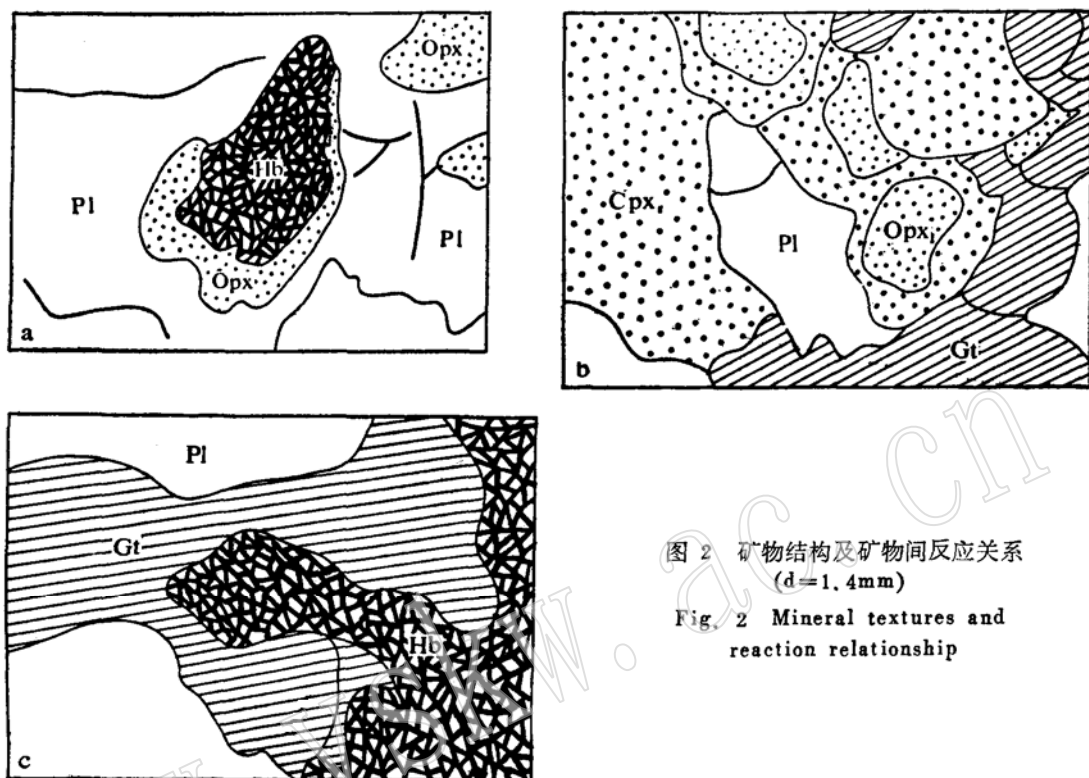


图2 矿物结构及矿物间反应关系
($d=1.4\text{mm}$)

Fig. 2 Mineral textures and reaction relationship

2. 矿物学研究

辉石、石榴石、角闪石及斜长石是构成基性麻粒岩的主要成分,对它们的研究有利于了解岩石的成因。斜方辉石:半自形至他形晶,粒度变化较大,小至 0.05mm ,大至 5mm 。各种岩石中斜方辉石的化学成分见表2。化学成分主要为紫苏辉石和古铜辉石,根据多布里佐夫(Добрецов, 1970; 张儒璠, 1983^[4])辉石判别式,斜方辉石 $D(x)$ 正负值皆有(表2),反映至少有部分斜方辉石是岩浆结晶变质产物。与石榴石共生的斜方辉石的 Al_2O_3 含量(2.79—2.95%)比不与石榴石而与角闪石共生的斜方辉石的 Al_2O_3 含量(1.28—1.42%)高得多,这反映了前者压力较高(Hoss, 1952; Murri和Tilley, 1964; Brown, 1967; Wilson, 1976^[4]),因此本区基性麻粒岩中斜方辉石形成时的压力具有两个区间(图3)。从岩石矿物结构的指示可以判断,斜方辉石具有由较低压力向较高压力演化的过程。单斜辉石:半自形至他形晶。根据辉石化学成分(见表2):主要为透辉石和次透辉石。根据多布里佐夫(1970)^[4]辉石判别式, $D(x)$ 多为正值,反映单斜辉石为变质产物(表2)。斜长石:自形—他形晶。通过单矿物分析(表2),红外光谱分析及费氏台测定,辉石麻粒岩的斜长石为 $An_{45}-64$,角闪辉石麻粒岩的斜长石为 $An_{40}-55$,而石榴透辉岩中的斜长石具有较大的成分范围,即 $An_{30}-55$ 。角闪石:本区岩石中角闪石可分为两种:一种具棕色—棕绿色多色性,另一种具绿色多色性,前者化学成分(表2)在Leek (1968)角闪石分类投影图上投点为非闪质—钙契尔马克质普通角闪石。曹荣龙等(1986)^[5]对成分 $Tr_{50}Ts_{50}$ 在水饱和情况下实验,角闪石在 $2 \times 10^8\text{Pa}$, 850°C — $10 \times 10^8\text{Pa}$, 900°C 仍可保持稳定,大约在 975°C 时发生部分熔融。本区角闪石与曹荣龙等

表 2 典型矿物分析

Table 2 Representative mineral analyses

1					2					3				
Ba691					Y85010-1					Y85010-2				
	Opx	Cpx	Gt	Hb	Pl	Opx	Cpx	Gt	Pl	Opx	Cpx	Gt1	Gt2	Gt3
SiO ₂	51.548	50.771	40.311	42.377	55.342	52.110	49.800	38.490	57.800	53.300	51.430	40.480	40.300	37.680
TiO ₂	0.042	0.267	0.045	1.119	0.017	0.100	0.600	0.000	0.000	0.000	0.160	0.000	0.000	0.540
Al ₂ O ₃	2.799	3.915	22.402	12.397	27.225	2.950	4.950	21.718	25.800	2.900	3.510	22.320	21.960	21.940
Cr ₂ O ₃	0.000	0.049	0.024	0.073	0.000			0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃						1.030	2.230		0.010					
FeO	24.607	9.620	25.606	14.267	0.051	19.190	6.320	24.224	0.150	22.020	10.730	22.650	22.210	23.990
CaO	0.381	20.041	4.312	11.439	10.237	0.820	21.350	5.942	9.890	0.000	23.150	5.340	6.090	6.720
MgO	20.752	13.561	8.428	12.670	0.040	21.690	13.500	8.700	0.000	20.150	10.220	7.960	8.030	6.990
MnO	0.575	0.094	0.687	0.023	0.024	0.350	0.180	0.862	0.000	0.680	0.000	0.390	0.490	0.990
K ₂ O	0.000	0.018	0.007	0.388	0.064	0.170	0.100	0.000	0.370	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.056	0.819	0.046	2.556	5.575	0.120	0.300	0.012	5.330	0.160	0.030	0.000	0.000	0.000
P ₂ O ₅						0.080	0.050		0.100					
						1.900	0.100		0.530					
灼减总量	100.67	99.155	101.87	97.308	98.573	100.500	99.500	99.876	99.980	99.210	99.230	99.350	99.230	98.999

辉石以6个氧、石榴石以12个氧、斜长石以8个氧、角闪石以23个氧计算

Si	1.9181	1.8972	3.0000	6.2515	2.5245	1.9457	1.8590	2.9629	2.6040	1.9875	1.9514	3.0900	3.0900	2.9500
Ti	0.0011	0.0074	0.0027	0.1241	0.0000	0.0028	0.0163	0.0000	0.0000	0.0000	0.0046	0.0000	0.0000	0.0300
Al	0.1232	0.1724	1.9855	2.1556	1.2748	0.1299	0.2179	1.9741	1.3703	0.1277	0.1569	2.0100	1.9800	2.0200
Fe ³⁺	0.7248	0.2227	1.6104	0.0872	0.0000	0.5994	0.1151	1.3792	0.0057	0.6868	0.3406	1.4500	1.4200	1.5700
Fe ²⁺	0.0426	0.0777	0.0000	0.4856	0.0016	0.0289	0.0820	0.1476	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ca	0.0152	0.8024	0.3475	1.8020	0.5002	0.0328	0.8540	0.4912	0.4775	0.0000	0.9325	0.4300	0.4800	0.5600
Mg	1.1531	0.7554	0.9448	2.7867	0.0000	1.2071	0.7510	1.0000	0.0000	1.1199	0.5780	0.9000	0.9200	0.8100
Mn	0.0181	0.0029	0.0438	0.0027	0.0000	0.0110	0.0056	0.0565	0.0000	0.0215	0.0000	0.0300	0.0300	0.0700
Na	0.0040	0.0593	0.0063	0.6284	0.4928	0.0085	0.2600	0.0009	0.4658	0.0117	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000
D(x)	1.8353	1.2029				-3.070	-2.120			-5.5.5	1.3221			

续表 2
Table 2 Continued

	4			5			6			7			8			9			10		
	H85001			H85002			84118			841155			Ba698			Ba499			841138(1), (2)		
	OpX	Cpx	Pl	Hb	OpX	Cpx	Pl	OpX	Cpx	Pl	OpX	Cpx	Pl	OpX	Cpx	Pl	OpX	Cpx	Pl	MgHb	MgHb
SiO ₂	51.100	50.000	59.200	42.100	51.700	52.300	65.900	51.24	53.60	52.65	51.818	39.354	57.043	50.549	37.371	59.343	45.68	48.93			
TiO ₂	0.080	0.250	0.000	2.500	0.080	0.250	0.000	0.12	0.03	0.16	0.224	0.037	0.011	0.078	0.000	0.026	0.51	0.40			
Al ₂ O ₃	1.420	2.580	24.250	11.950	1.280	2.220	20.150	1.66	1.90	2.37	3.302	22.112	26.116	2.564	21.354	22.586	11.02	7.99			
Cr ₂ O ₃								0.00	0.17	0.50	0.074	0.095	0.000	0.071	0.068	0.000	0.00	0.06			
Fe ₂ O ₃	1.430	1.030	0.080	5.060	1.780	1.520	0.060														
F O	25.080	8.690	0.110	11.600	23.140	8.220	0.160	25.14	17.00	5.95	7.492	24.344	0.100	11.536	28.842	0.060	16.81	15.26			
CaO	1.380	21.350	7.860	12.220	0.880	21.120	5.830	0.41	0.37	21.78	22.678	6.357	9.005	18.642	6.145	6.045	11.49	11.40			
MgO	17.610	13.500	0.150	10.800	19.090	11.660	0.000	20.79	26.55	15.15	13.997	8.470	0.047	13.055	5.727	0.053	9.43	11.47			
MnO	0.820	0.320	0.000	0.120	0.450	0.220	0.000	0.49	0.33	0.06	0.047	0.482	0.000	0.070	0.583	0.079	0.26	0.34			
K ₂ O	0.120	0.170	0.470	1.550	0.100	0.080	1.400	0.40	0.00	0.00	0.015	0.033	0.046	0.000	0.013	0.072	0.19	0.10			
Na ₂ O	0.100	0.360	6.900	0.600	0.120	0.320	5.330	0.02	0.06	0.82	0.603	0.057	6.827	1.011	0.024	8.261	1.36	1.02			
P ₂ O ₅	0.100	0.200	0.200	0.100	0.180	0.050	0.150														
	1.370	0.330	0.950	1.120	1.540	2.500	0.660														

Si	1.9628	1.8900	2.6676	6.2235	1.9694	1.9840	2.9244	1.9.8	1.938	1.941	1.9086	2.9677	2.5824	1.9445	2.9558	2.8480	6.795	7.159			
Ti	0.0023	0.0672	0.0000	0.2782	0.0023	0.0072	0.0000	0.0.3	0.0.3	0.004	0.0062	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.057	0.044			
Al	0.0641	0.1149	1.2884	2.0822	0.0576	0.0992	1.0926	0.0.3	0.081	0.103	0.1434	1.9658	1.3931	0.1165	1.9914	1.2780	1.933	1.379			
Fe ²⁺	0.8056	0.2746	0.0041	1.4774	0.7373	0.2608	0.0059	0.7.1	0.475	0.134	0.1618	1.4347	0.0000	0.3059	1.6905	0.0000	1.819	1.538			
Fe ³⁺	0.0415	0.0666	0.0027	0.5628	0.0510	0.0435	0.0021	0.0.5	0.039	0.050	0.0690	0.0588	0.0000	0.0635	0.1940	0.0000	0.273	0.330			
Ca	0.0588	0.8647	0.3796	1.9356	0.0357	0.8585	0.2773	0.025	0.014	0.861	0.8949	0.5248	0.4368	0.7684	0.5209	0.3809	1.832	1.787			
Mg	1.0080	0.7604	0.0000	2.3798	1.0838	0.6593	0.0000	1.166	1.431	0.832	0.7685	0.9525	0.0000	0.7485	0.6749	0.0000	2.091	2.501			
Mn	0.0268	0.0102	0.0000	0.0151	0.0144	0.0071	0.0000	0.018	0.010	0.002	0.0015	0.0308	0.0000	0.0023	0.0390	0.0000	0.033	0.042			
Na	0.0074	0.0263	0.6030	0.7280	0.0087	0.0237	0.4587	0.001	0.004	0.059	0.0429	0.0082	0.5994	0.0754	0.0038	0.7688	0.392	0.291			
D(x)	1.7700	0.4700			-0.511	2.1800			1.214	-0.62	1.8777										

注: Ba691, 角闪辉石麻粒岩, 朱拉沟; 85010, 辉石麻粒岩, 阳泰沟; H85001, 角闪辉石麻粒岩, 朱拉沟; H85002, 中性角闪辉石麻粒岩, 朱拉沟; Ba698, Ba499, 石榴透辉岩, 头号, 84118, 841155, 辉石麻粒岩, 分别采自塔拉沟和头号(据蒋永年, 1988)⁽²⁾; 841138, 含磁铁矿长角闪岩, 三合明(据蒋永年, 1988)⁽²⁾, 其他(除*)由长春地质学院电探室完成, *为中科院地质研究所电探室王文斌完成。

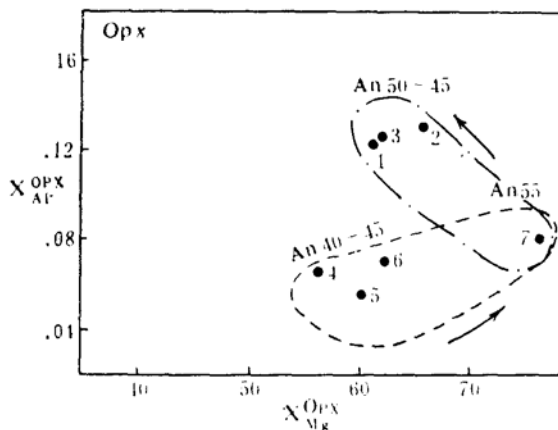


图 3 斜方辉石组分变化
Fig. 3 Compositional variation
in orthopyroxene

$$X_{Mg}^{OPX} = Mg / (Mg + Fe) \times 100$$

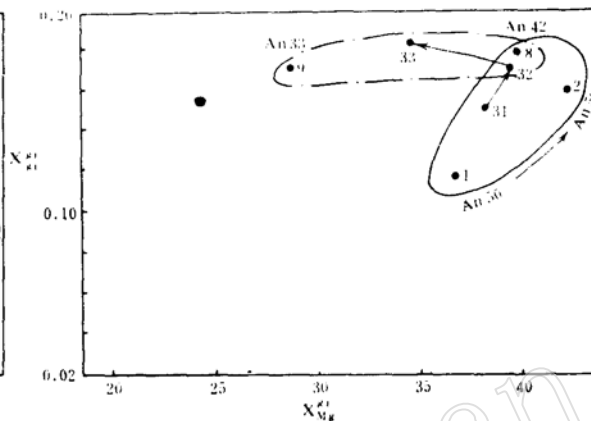


图 4 石榴石组分变化
Fig. 4 Compositional variation in garnet

$$X_{Ca}^{Grt} = Ca / (Ca + Mg + Fe + Mn)$$

$$X_{Mg}^{Grt} = Mg / (Mg + Fe \times 100)$$

所做实验相近, 因此可以推测在 a_{H_2O} 增加时, 角闪石可在800—900℃左右的温度晶出。这完全符合岩浆结晶 a_{H_2O} 增加的情形。石榴石: 一般呈半自形或粒状集合体。从石榴石成分(表2)的图解(图4)可以看出, 对角闪辉石麻粒岩至石榴辉石麻粒岩, X_{Mg} 、 X_{Al} 变化不大, 而 X_{Ca} 增加; 由辉石麻粒岩至石榴透辉岩, 石榴石 X_{Ca} 变化不大, 而 X_{Mg} 、 X_{Al} 则相应减少。石榴石环带成分显示的方向也表明由角闪辉石麻粒岩向石榴辉石麻粒岩存在着一个恒温升压阶段, 而向石榴透辉岩转化时存在恒压降温过程。

三、地质温度压力计

1. 地质温度计

基于共存矿物 Fe-Mg 分配有几种地质温度计经常用到: 二辉石地质温度计, 石榴石-单斜辉石地质温度计。

二辉石地质温度计

应用单矿物分析数据分别应用 Wood 和 Banno (1973)⁽⁶²⁾、Nehru 和 Wyllie (1974)⁽⁷²⁾、Wells (1976)⁽⁶³⁾、Saxana (1976)⁽⁶²⁾ 地质温度计计算本区岩石形成的地质温度(结果见表4)。

通过计算, Wood 和 Banno 公式稳定性最好, 分散程度(δ) $<42.6^\circ\text{C}$ 。由于 Nehru 和 Wyllie 公式考虑了5%水的影响, 看来不适合麻粒岩的温度计算, 因为麻粒岩的形成是相对贫水的。Saxana 温度计考虑到 Ca-Mg-Fe 三元组分的影响, 并应用了复杂热力学体系, 但计算结果具有较大的跳动性。这可能是由于分析精度、热力学数据的确切性及在地质温度计中 Ca 影响的不准确性造成的。

二辉石温度计温度代表了麻粒岩相变质温度, 根据 Wood 和 Banno (1973) 公式计算的温度为800—900℃。

表4 计算出的温度与压力
Table 4 Calculated temperatures and pressures

	H85001	Ba691	Y85010	H85002	Ba499	Ba698	84115		
T ₁	878.7	918.0	911.9	838.9			943.6		
T ₂	806.8	845.0	802.8	720.3			801.88		
T ₃	891.1	939.0	867.3	762.0			851.05		
T ₄	910	910	845	800			890		
T ₅	937.6	937.0	937.8	864.1			933.8		
T ₆		681	757		714	685			
T ₇		820	859		819	790			
T ₈		847	801		880	847			
T ₉		659	737		693	659			
T ₁₀		729	729		742	752			
T ₁₁	730	700							
T ₁₂	800	800							
T ₁₃								600	550
P ₁		1.05	0.94						
P ₂		0.87	1.04						
P ₃		0.45	0.88						
P ₄		0.89	1.08						
P ₅		0.93	0.89						
P ₆								0.9	0.5
P ₇			1.0ga1 1.0ga2 9.1ga3						

T₁—T₆为二辉石温度计(据Wood—Banno, 1973; Nehru—Wyllie, 1974; Dixon—Lindsley, 1976; Saxana, 1976; Wells, 1977温度计); T₆—T₁₀为单斜辉石—石榴石温度计(据Ellis—Green, 1979; Ganguly, 1979; Saxana, 1979; Powell, 1985; Dahl, 1980温度计); T₁₁和T₁₂分别为角闪石—斜方辉石、角闪石—单斜辉石温度计(据Perchuk, 1969图解); T₁₃为角闪石温度计(Triboulet, 1988); P₁为Wood (1974) 斜方辉石—石榴石压力计; P₂、P₃为Newton和Perkins (1982) 斜方辉石—石榴石—斜长石和单斜长石—石榴石—斜长石压力计; P₄、P₅分别为Perkins和Chipera (1985) 斜方辉石—石榴石—斜长石—石英压力计; P₆为Triboulet (1988) 角闪石压力计; P₇为单斜辉石—石榴石—斜长石 (Newton和Perkins, 1982) 压力计算出的石榴石环带压力。(T—°C, P—GPa)

石榴石—单斜辉石温度计

用近来发表的石榴石—单斜辉石地质温度计 (Ellis和Green, 1979^[10]; Saxana, 1979^[11]; Ganguly, 1979^[12]; Dahl, 1980^[13]; Powell, 1985^[14]) 计算的温度列于表4。这种温度的选择应尽量选择没有其它矿物存在的组合, 这样最有效地排除非平衡效应的影响, 因此石榴透辉岩 (Ba499和Ba698) 最为适合, 得出的温度为700—800℃, 平均值750℃左右。

角闪石温度计

根据Perchuk (1969)^[15]图解算出的基性麻粒岩Hb—Opx(Cpx) 温度为700—800℃。

2. 地质压力计

本区麻粒岩中广泛出现辉石、石榴石、斜长石、石英等组合。因此可以选用Wood (1974)^[16]、Newton和Perkins (1982)^[17]及Perkins和Chipera (1985)^[18]公式。

利用Wood公式, 压力为0.105—0.94GPa, Wood本人认为这一压力计精度在0.2—0.3 Gpa。Newton和Perkins公式计算结果, 单斜辉石—石榴石—斜长石压力要比斜方辉石—石榴石—斜长石压力低, Newton和Perkins (1982)^[19]也注意到这点。他们通过对世界几处典型麻粒

岩研究,发现单斜辉石-石榴石-斜长石压力要比斜方辉石-石榴石-斜长石压力低0.2GPa。也即前者压力要上校0.2GPa。但就本区计算结果,在斜方辉石存在时,压力差别达0.4GPa。这种差异指示了矿物之间存在着不平衡或准平衡。

通过上述分析,对石榴石-单斜辉石-斜长石压力计只有在斜方辉石完全消失情况下才真正有效。因此,斜方辉石+石榴石+斜长石组合压力在0.87—1.1GPa,而单斜辉石+石榴石+斜长石组合压力在0.96GPa(据Newton和Perkins, 1982^[19]; 上校0.2GPa)。而不含石榴石的斜方辉石+斜长石±角闪石组合压力在0.87GPa以下。根据该组合中斜方辉石 Al_2O_3 含量明显小于含石榴石组合中斜方辉石 Al_2O_3 含量,可以推测其压力在0.7—0.8GPa。

四、变质作用P-T轨迹及构造演化

1. 变质作用P-T轨迹

根据地质温度、压力资料及矿物结构关系得出本区麻粒岩变质P-T轨迹(图5),麻粒岩

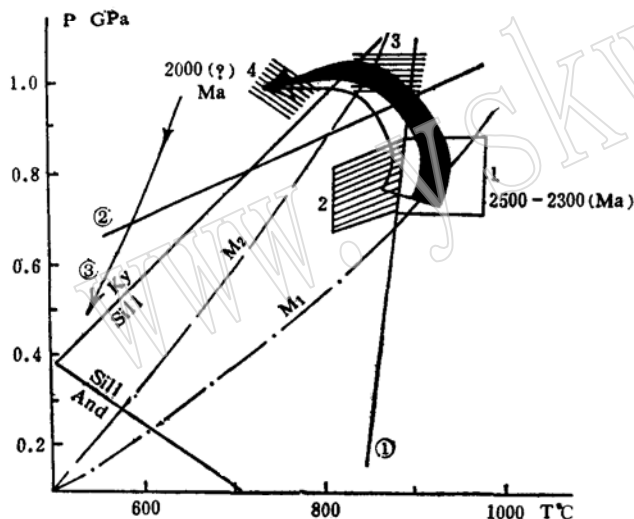


图5 麻粒岩的计算P-T值和P-Tt轨迹

Fig 5. Calculated P-T data and interpretative P-Tt path for granulites

Al_2SiO_5 三相线据Holdaway(1987)^[19]

①角闪石固结线(据曹荣龙等, 1986)^[4]; ② $Opx + Pl = Cpx + Gt + Qz$ 反应平衡线(据热力学计算, 梅华林, 1989)^[20]; ③韧性变形带内角闪石环带轨迹; 1、2、3、4分别为辉石麻粒岩、角闪辉石麻粒岩、石榴辉石麻粒岩及石榴辉石岩稳定区; 粗箭头为基性麻粒岩P-T轨迹, 暗色部分由辉石麻粒岩开始演化, 浅色部分由角闪辉石麻粒岩开始演化; M_2 、 M_1 为推测的地热梯度

对于这种P-Tt轨迹存在着下列解释: a. 裂谷下沉, 接受沉积物, 使地壳下部压力增加, 温度升高, 形成麻粒岩相变质岩, 这一模式的依据是 $Hb + Qz = Opx + Cpx + Pl$, 事实上这一反应只代表了一种升温反应, 而非升压反应, 至少在本区存在的角闪石没有升压迹象, 按照

形成经历了以下阶段: a. 麻粒岩早期形成阶段(M_1), 该阶段主要为基性岩浆侵入, 由于岩浆结晶变质, a_{H_2O} 增加, 形成角闪石, 这一温度在800—950℃之间, 压力为0.7—0.8GPa, 野外变质梯度变为30—35℃/km。形成的主要矿物为 $Opx + Pl \pm Hb$, 因此, 这一阶段主要为岩浆侵入结晶变质。b. 麻粒岩形成晚期阶段(M_2), 这一阶段为麻粒岩相变质阶段, 压力增加(0.9—1.1GPa)而温度在800—900℃, 野外变质梯度为22—25℃/km。c. 麻粒岩形成冷却阶段, 在这一阶段, 麻粒岩主要是在恒压条件下冷却, 直至 $Cpx + Gt + Pl$ 稳定区, (750℃, 0.96GPa)。

2. P-Tt轨迹的构造背景解释

本区基性麻粒岩P-Tt轨迹表现出反时针特点。这与England和Richardson(1977)^[21]提出的大陆碰撞类型P-Tt轨迹模式不同, 因此需要提出一个能解释这一模式的大地构造背景。

England和Thompson (1984) (据Peacock, 1989修正)^[33]均匀地壳加厚模拟, 在30km附近, 温度约600—800℃。这与本区基性麻粒岩测出的早期温度800—950℃相矛盾。b. 板块垫热模式, 这一模式虽然能解释在早期较低压力下具有较高温度, 但不能解释在增压过程中岩石仍保持恒温 and 冷却这一事实。c. 针对以上的问题, 试图应用地壳拉伸-重力滑塌模式 (Stüwe和Powell, 1989)^[33]进行解释。

地壳拉伸过程: 虽然我们不了解麻粒岩形成前的P-T轨迹, 但构造和地球化学均显示本区地壳存在着拉伸阶段 (韩光等, 1988)^[34]。本区白银洞附近中酸性麻粒岩和朱拉沟北侧长石石英片麻岩锆石U-Pb年龄分别为 $2462 \pm 9\text{Ma}$ 和 $2455 \pm 5\text{Ma}$ 。区域上其他地区测出的岩石年龄也主要集中在2600—2300Ma (董启贤, 1986^[35]; 沈其韩等, 1987^[36])。这一年龄基本代表了麻粒岩相变质年龄 (李树勋等, 1986^[37]; 沈其韩等, 1987^[36])。从本区基性麻粒岩是基性岩浆变质结晶的产物来看, 裂谷的拉张是在距麻粒岩相变质前很短的时间里发生的, 推测可能在2700—2600Ma。由于地壳拉张, 形成了一个高热流区, 这一高热流和一些岩浆侵入可形成900℃以上的温度 (Sandiford, 1989^[38])。本区基性岩浆在这一温度下变质结晶, 形成M₁期麻粒岩。地壳增厚过程: 关于本区地壳增厚, 有人认为是韧性剪切推覆所致, 但本区早期构造基本为NNW和N方向, 与韧性剪切带的EW方向不一致。而且剪切带中岩石年龄在2000Ma (刘喜山等1987)^[39], 因此同构造和同位素年龄资料相反。因而本区地壳加厚可能是地壳在邻近地块作用下重力回返的结果。对区域内中上部片麻岩温压测定结果温度为680—790℃, 压力0.4—0.58GPa (徐学纯, 1989博士论文)。假设其代表了这套岩石最高压力和最低压力, 则按照Stüwe和Powell (1989)^[33]地壳拉伸-重力回返模式计算, 基底岩石早期压力为0.65GPa, 而后期压力为1.0GPa, 与对本区麻粒岩推测的结果相吻合。这一地壳重力回返相当于England和Thompson (1984) 地壳均匀加厚b模式 (据Peacock, 1989修正)^[33], 这一模式在P-T图上30km附近为600—800℃轨迹区。本区岩石后期温度和这一温度相近, 说明本区岩石的冷却轨迹符合这一模式特点。

韧性剪切带活动: 本区韧性剪切带年龄主要为2000Ma (刘喜山等, 1987)^[39]。但对韧性剪切带中残留麻粒岩测定的锆石U-Pb年龄为2300Ma (金魏, 1989, 博士论文) 并认为这是韧性剪切改造的年龄。但锆石U-Pb年龄改造需大于800℃的温度 (孙大中, 1989讲稿) 这是韧性剪切带温度550℃ (刘喜山等, 1987^[39]) 所达不到的。根据三合明剪切带镁铁闪石所算出的P、T值主要在600℃, 0.9GPa和550℃, 0.5GPa, 反映韧性剪切活动十分迅速, 其时间不可能持续很长。因此在麻粒岩形成后仍有一个较长的稳定阶段, 而非快速隆起, 并且可以推测韧性剪切活动与重力滑塌面有关。

总 结

1. 通过岩石、矿物学及地质温度压力的研究, 指出了基性麻粒岩形成过程。基性麻粒岩形成早期是岩浆侵入, 并且在高温条件下发生结晶作用, 因此它具有变质作用和岩浆作用双重性。后期由于发生地壳加厚而产生麻粒岩组合的变化。

2. 建立了麻粒岩形成的P-T轨迹, 这一轨迹采用了地壳拉伸和重力滑塌聚合模式。这与传统观点认为麻粒岩是由于沉积埋深或韧性剪切推覆加厚不同。

3. 根据本文的P-Tt轨迹,麻粒岩在地壳深部经历了很长一段时间,而形成后就快速隆起。

本文在撰写过程中得到了李树勋教授的指导,在野外和室内工作中得到了北大魏春景,内蒙地研队张履桥高级工程师,天津所董亚南诸同志的帮助,在此深表谢意。

参 考 文 献

- [1] Wager L. R., and Brown, G. M. 1967, Layered Igneous Rocks, Printed and Pulished in Great Britain by Oliver and Ltd., Edinburgh.
- [2] 吴昌华、韩光, 1989, 集宁—阳高地区侵入成因的暗色麻粒岩及苏长辉长岩的变质作用, 地质论评, 第25卷, 第1期, 1—12.
- [3] 蒋永年, 1988, 内蒙古早前寒武纪铁建造的成因矿物学及成矿特征, 天津地质矿产研究所所刊, 第19号, 1—56.
- [4] 张儒媛、从柏林, 1983, 矿物地质温度计和地质压力计, 地质出版社.
- [5] Cao Ronglong, Charles Ross and Ernst, W. G., 1986, Experimental studies to 10 Kb of the bulk composition: tremolite₅₀—tschermakite₅₀+excess H₂O. Contrib. Mineral. Petrol., 93, 160—167.
- [6] Wood, B. J., and Banno, S., 1973, Garnet—orthopyroxene and orthopyroxene relationship in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol., 42, 109—124.
- [7] Nehu, G.E., and Wyllie, P.J., 1974, Electron microprobe measurement of pyroxenes liquid in the join CaMgSi₂O₆—Mg₂Si₂O₆—H₂O at 30Kb, with applications to geothermometry. Contr. Mineral. Petrol., 48, 221—228.
- [8] Wells, P. R. A., 1977, Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol. 62, 129—139.
- [9] Saxana, S. K., 1976, Two-pyroxenes geothermometer: A model with an approximate solution. Am. Mineral., 61, 643—652.
- [10] Ellis and Green, 1979, An experimental study of the effect of gas upon garnet—clinopyroxene Fe—Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 13—32.
- [11] Saxana, 1977, Garnet—clinopyroxene geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 70, 229—235.
- [12] Ganguly, J., 1979, Garnet and clinopyroxene solid solutions and geochronometry based on Fe—Mg distribution coefficient. Geochim. Cosmochim. Acta. 43, 1021—1029.
- [13] Dahl, P. S., 1980, The thermal—compositional dependence of Fe²⁺—Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: Applications to geothermometry. Am. Mineral., 65, 852—866.
- [14] Powell, R., Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet—clinopyroxene geothermometer revisited. J. Metamorph. Geol., 3, 231—243.
- [15] Perchuk, L.L., 1969, The Effect of temperature and pressure on the equilibrium of nature Iron—magnesium minerals. Internal. Geology. Rev., 11, 87—901.
- [16] Wood, B. J., 1974, The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. Contr. Mineral. Petrol., 46, 1—15.
- [17] Newton and Perkins, D., 1982, Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages: Garnet—plagioclase—orthopyroxene (clinopyroxene)—quartz. Am. Mineral., 67, 203—222.
- [18] Perkins III and Chipera, 1985, Garnet—Orthopyroxene—Plagioclase—Quartz Barometry: Refinement and application to the English River Subprovince and the Minnesota River Valley. Contrib. Mineral. Petrol., 89, 69—80.
- [19] Holdaway, M.J., 1971, Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram: Am. J. Sci., 271, 97—131.
- [20] 梅华林, 1989, 麻粒岩中斜方辉石—单斜辉石—石榴石—斜长石—石英地质压力计的推导及其应用. 地质

找矿论丛, 第四卷, 第四期, 71—77.

[21] Engl and P.C. and Richardson, S.W., 1977, The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 134, 201—213.

[22] Peacock, 1989, Thermal modeling of metamorphic pressure-temperature-time Paths. (from Metamorphic PTt Paths Short Course) 55—101.

[23] Stüwe and Powell, 1989, Metamorphic evolution of the hunger hills, east antarctica: Evidence for substantial post-metamorphic peak compression with minimal cooling in a proterozoic orogenic Event. *J. Metamorphic. Geol.* 7, 449—464.

[24] 韩光等, 1988, 内蒙古阴山太古宙高级区域变质岩系的地球化学特征, 天津地质矿产研究所所刊, 第19号, 57—74.

[25] 董启贤, 1985, 内蒙古太古界划分对比意见, 华北陆台北缘西段地质及找矿作用讨论会论文摘要, 4—7.

[26] 沈其韩等, 1987, 内蒙古集宁群变质岩系U-Pb和Rb-Sr同位素年龄讨论. 中国地质科学院院报, 第16号, 165—178.

[27] 李树勋和魏春景, 1986, 内蒙古朱拉沟地区高级变质地体的变质作用特征, 全国变质地质及变质成矿作用学术讨论会论文摘要汇编, 第78页.

[28] Sandiford, m. and Powell, R., Deep crustal metamorphism during crustal extension: modern and ancient Examples. *Earth Planet Sci. Let.* 79, 151—158.

[39] 刘喜山、李树勋, 1987, 内蒙古东五分子地区韧性剪切变质作用的特征, 岩石矿物学杂志, 第6卷, 第4期.

P-T Path of Basic Granulite in the Zhulagou Complex, Inner Mongolia, China

Mei Hualin

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS)

Key words: P-T path; basic granulite; Zhulagou complex; Inner Mongolia

Abstract

The Zhulagou complex located between Xiashihao in Guyang County and Xi-wulanbulang in Wuchuan County, Inner Mongolia, is mainly composed of tonalitic gneisses well exposed and basic and intermediate granulites exposed to some extent as well as charnockite. The basic granulite is meta-basic magmatic intrusion according to its geology, petrology, mineralogy and geothermobarometers. The early mineral assemblage of it is $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Hb}$, while the late assemblage is $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Ga} + \text{Hb}$.

Temperature estimates by calibrations give values about 950°C, 850°C, and 750°C for the basic granulite. Application of different geobarometers to the gra-

(下转第126页)