

“登封群”内部的底砾岩和登封 花岗—绿岩地体的构造演化

陈衍景 富士谷 胡受奚 陈泽铭 周顺之^①。

(南京大学地球科学系)

提 要 嵩山地区“登封群”内部发现了证据充分的底砾岩,底砾岩的特征表明其为正常沉积形成,而不是其它地质作用所造成的假底砾岩。底砾岩的发现使长期被作为太古宙的“登封群”解体为2500Ma前的石碑河杂岩和2500~2200Ma的君召群。花岗质的石碑河杂岩被周围的君召群表壳岩不整合复盖。石碑河杂岩内的表壳岩包体是3000Ma前的青阳沟型绿岩的残留体,而不是君召群的捕虏体。

关键词 底砾岩 “登封群” 石碑河杂岩 君召群 青阳沟型绿岩 石碑河不整合 登封花岗—绿岩地体。

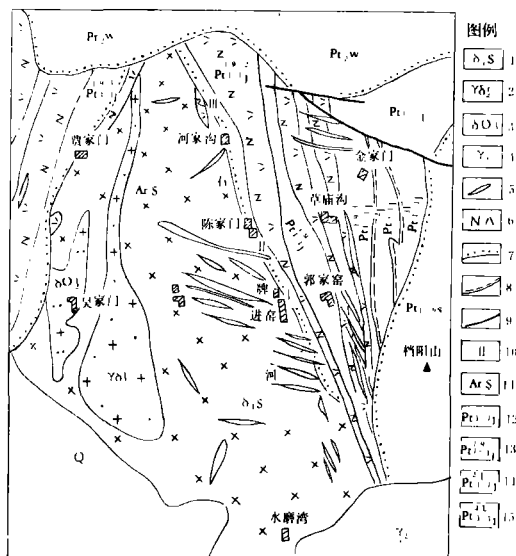
自张伯声^[1]论述了嵩阳运动之后,嵩山地区的早前寒武纪变质岩石被分为早元古宙的嵩山群和太古宙的“登封群”,^②“登封群”被当作一个地层单位进行研究。七十年代末,西北大学地质系^[2]率先从“登封群”中识别出了石碑河岩体,认为岩体侵入了周围的“登封群”。1981~1986年间,我们在进行《东秦岭有色金属贵金属成矿规律研究》^[3]时,发现一套环石碑河岩体发育的底砾岩(图1),故认为岩体被周围的表壳岩不整合复盖,而不是岩体侵入周围的表壳岩。综合研究表明:“登封群”的分布区是典型的花岗—绿岩区,“登封群”应解体为2500Ma前的石碑河杂岩和2500~2200Ma的君召群绿岩,石碑河杂岩内的表壳岩包体实为3000Ma前发育的本区第一次绿岩的残留体,称之青阳沟型绿岩。此成果已在中国地质报(1986年5月16日)和其他文献^[3,4,5,6,7]中做了报道,引起了同行们的关注和支持,但有些学者^[8,9]对底砾岩或不整合的存在持有不同看法。因此,本文详细介绍底砾岩的特征,讨论底砾岩作为其它岩石处理的可能性,并进而阐述我们对登封花岗—绿岩地体构造型式的新认识。

一、底砾岩的基本特征及成因意义

1. 砾石成分复杂,有片麻岩、混合岩、脉石英、斜长角闪岩、角闪岩、蚀变闪长岩、角闪片麻岩、变粒岩、云母片麻岩等(图2),岩石类型与石碑河杂岩的主要岩类一致。

^①河南地质科研所的林潜龙、符光宏、卢欣祥参加部分野外工作。

^②本文不沿用登封群的概念,故用“”标记。



图例说明:

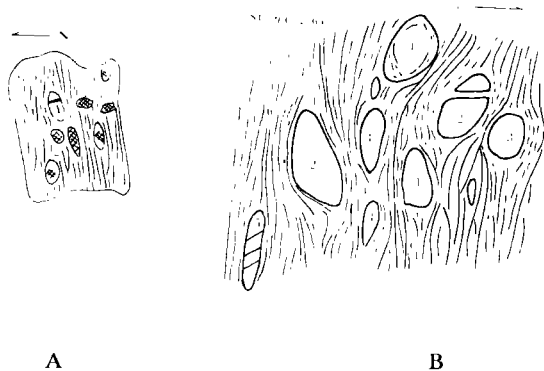
1. 变闪长岩; 2. 变花岗岩闪长岩; 3. 石英闪长岩; 4. 花岗岩; 5. 伟晶岩脉; 6. 角闪质岩类; 7. 不整合; 8. 地层分组界线; 9. 地质界线; 10. I、II、III为剖面位置; 11. 石碑河杂岩; 12. 君召群; 13. 陈家窑组; 14. 金家门组; 15. 青羊沟

图1 河南嵩山地体石碑河地区地质图

(据西北大学1985年修改)

Fig. 1 Geological map for Shipaihe area of

Songshan terrain, Henan.



A

B

图2 底砾岩素描图

Fig. 2 Sketches for the basal conglomerate.

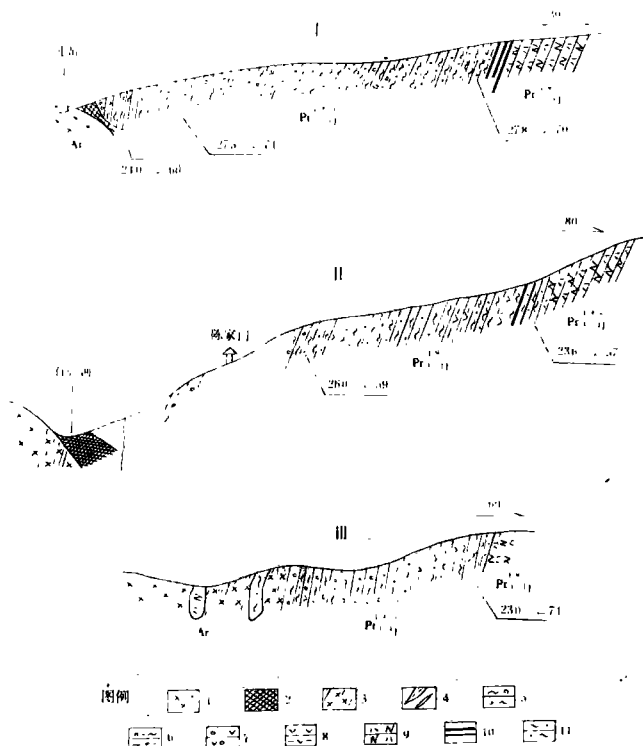
说明:

A. 陈家门村东20m—1. 混合片麻岩, 片麻岩砾石(片麻理与围岩片理不一致); 2. 蚀变(或未蚀变)的角闪岩、角闪片麻岩。

B. 进窑村北山梁—1. 混合角闪岩砾石(砾石边缘为混合岩化的长英脉和绿帘石条带); 2. 浅色矿物较多的角闪岩类砾石; 3. 混合岩化变闪长岩; 4. 绿帘石化(斜长石)石英岩; 5. 错断的砾石; 6. 胶结物及片麻理。

2. 砾石磨圆较好, 以呈椭球状为主(图2); 砾石大小不一, 略显分选特征, 砾石多分布在底砾岩

建造的底部(图3),直径多在10~20厘米;砾石多凸在岩石表面,可用手取之,砾石剥落后在



图例说明: 1. 变闪长岩, 2. 伟晶岩, 3. 片理化变闪长岩, 4. 表壳岩残留体, 5. 多砾黑云母片麻岩, 6. 少砾黑云母片麻岩, 7. 含砾角闪片麻岩, 8. 角闪片岩, 9. 角闪岩, 角闪片麻岩, 10. 阳起磁铁矿石英岩, 11. 黑云片岩, 变粒岩。

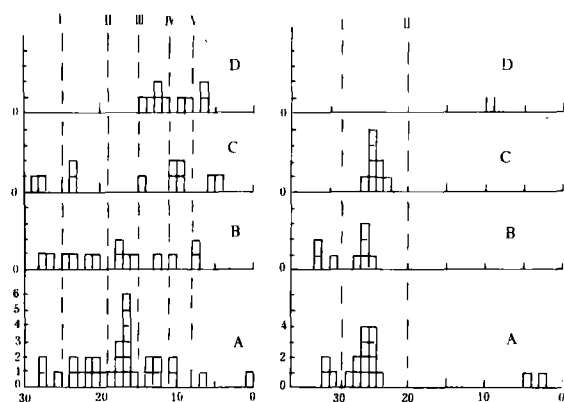
图3 底砾岩建造之实测剖面(I、II、III)

Fig. 3 Cross sections for the basal conglomerate (I、II、III)

岩石表面留有凹坑。

3. 砾石的片理、片麻理与胶结物的片理、片麻理($245^{\circ}/70^{\circ}$)不一致,有时近直交(图2),表明两者的构造线并不属同一次构造—变质作用的产物,砾石比胶结物多经历了一次构造—变质作用。

4. 本区角闪石类主要有两种(经薄片研究):一种结晶粗大,晶形好,浅灰绿—黄绿色,多色性明显,消光角($NgAC$)大于 15° 且主要集中在 $15\sim 18^\circ$ 和 $21\sim 25^\circ$ 两个区间(图 4),为普通角闪石,出现在中深变质的岩石中;另一类则结晶细小,晶形差,多呈针状、棒状或集合体,深兰绿—黄绿色者居多,多色性明显,表现出富水、钠、铁等成分的特征,消光角小于 15° ,为铁钠闪石、阳起石等,主要出现在中浅变质的岩石中(绿片岩相和绿帘角闪岩相)。前一种角闪石主要出现在石碑河杂岩、砾石和部分粗粒胶结物中,在底砾岩建造的上部及其以上的岩石中则没有出现(表 1);后一种角闪石类主要出现于底砾岩建造及其以上的层位,在砾石和石碑河杂岩中



图例说明: A. 砾石; B. 石碑河杂岩; C. 底砾岩胶结物; D. 除底砾岩外的君召群;

I、II、III、IV、V 为峰值边界线,纵座标数值为测值数,横座标为斜长石类 An 值(右)和角闪石类消光角度数(左)

图 4 登封花岗岩地体之角闪石类消光角频布图(左)和斜长石 An 值频布图(右)

Fig. 4 Histogram for the data of $NgAC$ of amphiboles (left) and the data of An of plagioclases (right), Dengfeng granite-greenstone terrain.

则较少(表 1)。表明石碑河杂岩比君召群多经历了一次中低级变质作用,砾石和粗粒胶结物在经历中低级变质作用时,仍可保留其源岩——石碑河杂岩的某些特征。

砾石和石碑河杂岩的斜长石特征极为一致,它们突起较高、斜黝帘石化明显、An 值在 $23\sim 32$ 之间;底砾岩胶结物(下部)的斜长石基本继承了石碑河杂岩的特征,只是 An 值略低(图 4);底砾岩建造上部的细碎屑岩中很难见到斜长石类(表 1),偶见的斜长石类颗粒较小、突起低、表面洁净、 $An < 10$,属钠长石,与石碑河杂岩的蚀变钠长石性质一致(图 4,表 1)。

角闪石类和斜长石类的特征表明:石碑河杂岩比君召群至少多经历了一次构造变质作用,多经历的变质作用形成了消光角大于 15° 的普通角闪石和 An 值大于 23 的斜长石类,相当于特纳对新西兰地区提出的斜长石—普通角闪石带^[10],应属角闪岩相。君召群变质岩相当于

特纳划分的钠长石—阳起石带^[10]和钠长石—普通角闪石带^[10]，属绿片岩相和绿帘角闪岩相。君召群底砾岩之砾石和胶结物在一定程度上显示石碑河杂岩的变质特征，证明其源自石碑河杂岩。

表 1 登封花岗岩绿岩地体的斜长石 An 值和角闪石类 NgAC 值

Table. 1 The data of NgAC of amphiboles and An of plagioclases of the Dengfeng granite-greenstone terrain

序号	样号	产状	岩石名称	角闪石类消光角	斜长石类 An 值
1	D ₀₀	砾石	绿帘石化石英闪长岩	28, 22, 17, 16	30, 27, 25
2	I ₁₋₁	砾石	石英角闪岩	18, 17, 11, 11, 7	26
3	I ₁₋₂	砾石	钠长黠帘石化磷灰石石英角闪岩	17	5, 3
4	I ₁₋₄	砾石	浅色石英闪长岩	19, 17	26, 25, 25
5	I ₁₋₁	砾石	英云闪长岩	21, 17, 13	26
6	I ₁₋₂	砾石	角闪石英岩	24, 23, 20, 17, 14	
7	I ₁₋₁	砾石	绿帘角闪岩	24, 18	
8	II ₁₋₁	砾石	角闪绿帘片麻岩	17, 5	31, 27
9	II ₁₋₂	砾石	角闪片麻岩	26, 22	28, 26
10	II ₁₋₃	砾石	绿帘石化角闪岩	21, 14, 13	
11	II ₁₋₃	砾石	纹层状角闪石英斜长片麻岩	28	31
12	III ₁₋₁	砾石	云母变粒岩		24, 25
13	I ₁₋₁	杂岩体	粗晶混合岩化闪长岩	24	32
14	I ₁₋₂	杂岩体	磷灰石角闪岩	18, 8	
15	I ₁₋₁	杂岩体	磷灰石角闪岩	28, 18, 25	
16	III ₁₋₁	杂岩体	粗晶绿帘角闪岩	27, 22, 16, 13, 8	
17	III ₁₋₃	杂岩体	纹层状绿帘云母斜长石英片岩		25
18	D ₀₀	杂岩体	混合岩化石英闪长岩	21, 17, 11	25, 26, 27, 26, 29, 32
19	I ₁₋₁	砾岩胶结物	角闪变粒岩	28, 11, 10, 6	23
20	I ₁₋₁	砾岩胶结物	云母变粒岩		24, 25
21	I ₁₋₃	胶结物	钠长黠帘石化云母变粒岩		26
22	I ₁₁₋₁	砾岩顶部	角闪石英片岩	24, 24	
23	II ₁₋₄	胶结物	云母变粒岩		25
24	II ₁₋₄	砾岩顶	云母石英片岩		25
25	I ₁₄₋₁	砾岩顶	角闪磁铁石英岩 BIF	11	
26	III ₁₋₁	砾岩上部	云母斜长石英片岩	10.5	24
27	III ₁₋₂	砾岩上部	黑云角闪片岩	29	
28	D ₁₁	砾岩顶 BIF	角闪磁铁石英岩	15	
29	D ₀₄	胶结物	黑云斜长变粒岩		25
30	D ₁₃	君召群	变余枕状闪石岩	7	
31	D ₁₃	君召群	角闪阳起石岩	9	
32	D ₁₀	君召群	绿帘角闪片岩	10	10
33	D ₀₀	君召群	角闪片岩	15, 14, 13, 13, 12, 8, 7	

5. 近百件岩石薄片研究表明：多数砾石的显微结构具岩浆岩特征，常为变余辉长结构、闪

长结构和交代残留闪长结构、花岗结构等,仅少数砾石似显付变质岩结构特征;底砾岩胶结物则为特征明显的变余碎屑结构,而 BIF (条带状铁建造) 的显微沉积韵律则更为清晰。表明底砾岩不可能是火山角砾岩或构造角砾岩。

表 2 底砾岩之砾石和胶结物的岩石化学成分及原岩恢复结果

Table. 2 The petrochemical composition and the protoliths of the matrix and the gravels of the basal conglomerate

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Loss	Sum	Fe ₂ O ₃ /FeO
1	65.07	0.35	16.19	4.42	0.07	0.07	1.86	4.16	4.10	1.31	0.17	2.02	99.79	63.14
2	65.72	0.32	17.19	3.09	0.61	0.03	1.22	3.99	4.71	1.25	0.24	1.30	99.69	5.07
3	59.28	0.55	16.07	3.25	2.56	1.23	4.27	5.79	4.32	1.12	0.68	0.96	100.08	1.27
4	64.92	0.40	15.45	3.55	1.70	1.07	1.60	5.92	3.93	0.41	0.38	1.02	100.35	2.09
5	62.23	0.43	17.54	3.16	1.90	0.55	1.58	3.85	3.07	3.05	0.30	1.66	99.31	1.67

No	样号	岩石名称及产状	产地	I	II	III	IV	V	VI	+/-	原 岩
1	D ₆₀	黑云石英片岩胶结物	进窑	+	-	-	-	+	+	3/3	杂砂岩
2	D ₆₇	黑云斜长片麻岩胶结物	进窑	+	-	-	-	-	+	2/4	杂砂岩
3	I ₄₋₄	变闪长岩砾石	进窑	+	-	+	-	+	+	4/2	闪长岩
4	II ₃₋₂	弱蚀变表壳岩砾石	陈家门	+	+	-	-	+	-	3/2	英安质火山沉积岩
5	D ₆₀₋₁	绿帘斜长云英片岩砾石	进窑	+	-	+	-	+	+	4/1	英安质火山沉积岩

I—西蒙南法;II—莫依内法;III—威尔逊法;IV—长春地院 al—alk 法;

V—长春地院 mg—k 法;VI—周世泰 k—A 法。样品由南京大学地科系分析。

“+”——原岩恢复为正变质岩;“-”——原岩恢复为负变质岩。表上部与下部序号一致。

6. 砾石的 (Fe₂O₃ + FeO)、MgO、MnO、P₂O₅ 等基性场组分高于胶结物,砾石 Fe₂O₃ /FeO 明显低于胶结物 (表 2)。表明胶结物与砾石相比经历了更强的外生作用的改造。多种方法的原岩恢复表明:胶结物 (D₆₀、D₆₇) 为沉积岩,砾石则为岩浆岩 (I₄₋₄) 和火山沉积岩 (II₃₋₂、D₆₀₋₁) (表 2)。

7. 底砾岩及共生的细碎屑岩和 BIF 一起构成一套完整的底砾岩建造,厚达 50 米以上 (图 5b—e 层),层位稳定,夹在石碑河杂岩与君召群中下部厚层角闪岩之间,凡是有石碑河杂岩和

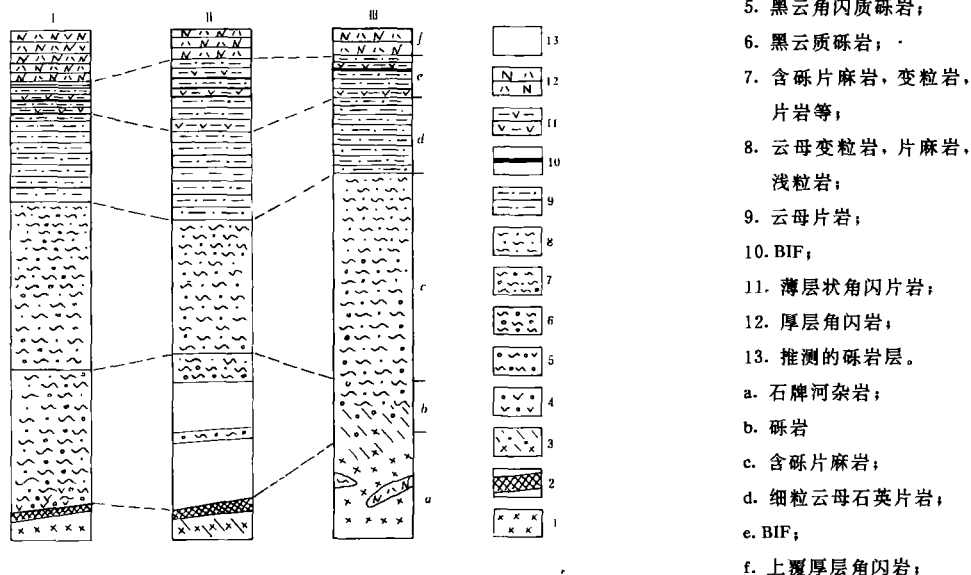


图5 底砾岩建造地层柱状图(I、II、III同图1)

Fig. 5 Stratigraphic columns of the basal conglomerate suite

君召群同时出露的地方均有该底砾岩建造发育,底砾岩建造环绕了整个石牌河杂岩体分布(图1)。

8. 底砾岩建造自下而上的岩性是:砾岩→含砾片麻岩→粗粒片麻岩、变粒岩、浅粒岩→细粒纹层状片岩→BIF(图3, 5);原岩建造序列自下而上为:砾岩→含砾砂岩→泥质岩→化学沉积的硅铁建造;自下而上结构成熟度明显增高,构成一个完整的海浸沉积序列;其上为海相厚层角闪岩(可见枕状构造)复盖。

9. 野外和薄片研究表明,底砾岩建造的胶结物或细碎屑岩的矿物成分自下而上变化规律(图5)是:角闪石长石质→黑云母长石石英质→二云母石英质→BIF。表现在:(1)镁铁质矿物逐渐减少,长英质矿物增多,(2)镁铁矿物中角闪石逐渐减少,云母(尤其是白云母)逐渐增多;(3)长英质矿物中斜长石逐渐减少,石英逐渐增多。反映了矿物成熟度的明显增高趋势。由矿物成份所决定的化学成分的变化应是:Fe、Mg、Ca等基性组分逐渐减少,Si、K等酸性组分逐渐增高,即化学成分成熟度逐渐增高。由此可见,底砾岩建造是拉张海侵背景的陆源碎屑沉积建造,它以BIF的发育而结束。

10. 稀土元素地球化学研究(图6,表3)表明:在 ΣREE 、 LREE/HREE 和 Eu/Eu^* 三项重要指标上,表壳岩砾石(D_{9-1})与石牌河杂岩内表壳岩残留体(III_{5-2})一致,变闪长岩砾石(I_{1-4})

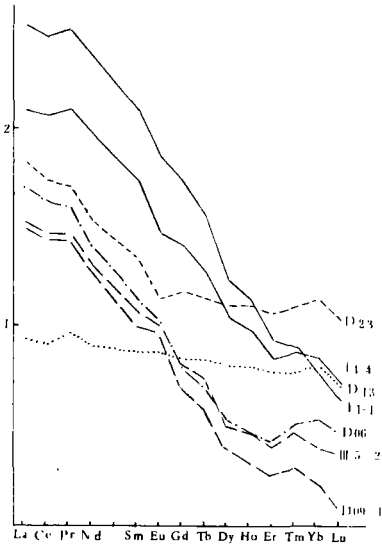


图6 底砾岩砾石、胶结物及底砾岩上下岩石的稀土元素型式图

Fig. 6 REE patterns for the gravels and the matrix of the basal conglomerate and the rocks overlying and underlying the basal conglomerate.

形成在 2300Ma 前的还原条件；君召群上部变沉积岩（ D_{23} ）之 ΣREE 明显高于前两者， $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.79$ ，明显亏损，表现出 2300Ma 后的沉积物特征，据此有力地证明着石碑河杂岩→底砾岩→底砾岩以上君召群的增新关系，底砾岩不可能是由石碑河杂岩和底砾岩建造以上层位岩石复合成的构造角砾岩、断层角砾岩等。

二 肯定底砾岩与否定假底砾岩的讨论

目前，关于这套底砾岩的认识尚未取得统一，谷敬尧等^[8]认为是古风化壳，付文宝^[9]认为是构造—变质作用的假砾岩，石毅等^①认为是火山角砾岩，也有人怀疑是断层角砾岩。下面我们将讨论这些观点。

1. 古风化壳的可能性讨论

①河南第一地质调查队石毅等，豫西成矿地质条件和成矿规律分析，1987。

与石碑河杂岩的变闪长岩（ I_{1-1} ）基本相近；底砾岩胶结物（ D_{06} ）介于变闪长岩和变质表壳岩之间；砾石、胶结物、石碑河杂岩的稀土特征与君召群火山岩（ D_{13} ）或君召群上部沉积岩（ D_{23} ）明显不同。反映出底砾岩源自石碑河杂岩，而与底砾岩建造以上的岩石无关。

陈衍景等^[11]通过对邻区舞阳变质地体的稀土元素研究而指出：同一地区早期火山岩较晚期同类型火山岩的 ΣREE 、 LREE/HREE 值高，差值较大时反映两期火山岩间的时间间隔较长。本区变闪长岩砾石和变闪长岩体的 ΣREE 、 LREE/HREE 明显高于君召群火山岩（表 3），指示了君召群火山岩晚于闪长岩形成，且二者间存在间断。

Taylor 等^[12]指出太古代沉积物不显示 Eu 亏损，后太古代沉积物显示 Eu 亏损。陈衍景等^{[13][14][15]}进一步指出 2300Ma 前的沉积物 Eu 正异常， ΣREE 低；2300Ma 以后的沉积物 Eu 亏损， ΣREE 高。本区表壳岩残留体和表壳岩砾岩均显示 Eu 正异常和 ΣREE 低（表 3），应形成在太古代，至少形成在 2300Ma 之前；底砾岩胶结物也显示 Eu 正异常， ΣREE 亦较低（表 3），应

一般风化壳的特征是：成分上继承基岩；下部与基岩呈过渡关系，无明显的界线；风化剖面自下而上 Al、Fe、Ca 等增高，Si、Mg、Na 等降低；岩块无磨园特征，无分选性，底部岩块与基岩可连在一起；无层理、纹理、韵律构造；层位不稳定；风化壳之上不直接沉积细碎屑岩，更不可能是 BIF 等化学沉积物。显然，前述底砾岩的特征（尤其是特征 2、6、7、8、9）与古风化壳的观点^[8]相悖。故本区底砾岩不可能是古风化壳的假底砾岩。

表 3 底砾岩之砾石、胶结物及底砾岩上下岩石的稀土元素参数表

Table. 3 REE parameters for the gravels and the matrix of the basal conglomerate and the rocks underlying and overlying the basal conglomerate.

No	样号	岩石名称及地质产状	ΣREE	LREE/HREE	(La/Yb) _N	(Gd/Yb) _N	Eu/Eu *
1	D ₁	角闪岩, 君召群变玄武岩	29.21	2.26	1.28	1.07	1.03
2	D ₂	绢英片岩, 君召群变沉积岩	131.11	6.22	4.86	1.05	0.79
3	D ₃	黑云石英片岩, 变底砾岩胶结物	95.37	16.28	15.80	1.98	1.07
4	I ₁₋₂	变闪长岩, 石碑河杂岩	697.38	21.53	57.11	9.09	0.81
5	I ₃₋₄	变闪长岩, 底砾岩之砾石	281.11	15.09	19.39	3.80	0.78
6	III ₁₋₂	石碑河杂岩之纹层状上壳岩	68.55	12.31	13.38	2.37	1.11
7	D ₃₋₁	云英片岩, 纹层状上壳岩砾石	62.17	14.58	19.01	3.03	1.22

需要说明,石碑河杂岩形成后与君召群底砾岩形成前本区存在着沉积间断,石碑河杂岩作为陆核必然受到风化,一般风化壳形成在挤压背景的海退后,风化壳剖面上部为含岩块的残积物,下部为基岩。在拉张海侵时,风化壳因首先受到河流冲刷作用和浪蚀作用而被破坏,至少其上部结构疏松的残积物被破坏掉,此后才开始沉积滨海的或河口相的粗碎屑物质(底砾岩)并继之沉积细碎屑岩和化学沉积岩。所以,海侵序列沉积建造之下至多能保存基岩风化带,而极难有风化残积物。因此,本区 BIF 层和细碎屑岩之下的底砾岩不可能是古风化壳物质。

2. 构造变质假砾岩的可能性讨论

中深变质区强烈的构造作用和变质分异作用可形成一些石香肠、勾褶皱、暗色聚集体、浅色长英质脉体、构造透镜体等,它们有时被误认为砾岩,即假砾岩。但这些假砾石常一维伸长或二维延展;石香肠、勾褶皱、暗色或浅色聚集体常呈明显的塑性变形特征,其成分与围岩一致或过渡,而且常常较单一;当假砾石为构造透镜体时,同一成分的“砾石”沿一定方向成群雁行排列或尖灭再现;假砾石与“胶结物”在空间分布、数量比例、粒径配分等方面均不具砾岩的特征;假砾石与“胶结物”及围岩经历的构造—变质作用相同,变质程度也应相同,表现在矿物性质(斜长石牌号、角闪石消光角等)上应一致。然而,石碑河地区的底砾岩并没有这些特征,而底砾岩本身的特征(尤其是前述的 1、2、4、6、8、9、10)又根本无法用构造—变质作用加以解释。所以,本区底砾岩不可能是构造—变质作用形成的假砾岩。

3. 火山角砾岩的可能性讨论

石毅等认为本区底砾岩是火山角砾岩。但底砾岩建造内发育的泥质岩和 BIF 的纹层、韵律构造,以及砾石与胶结物的成分差异等似乎很难由火山作用较好地解释。砾石与胶结物变质程度的差异,以及石碑河杂岩与君召群的变质程度差异更与火山角砾岩的观点相矛盾。与火山角砾岩观点尤其矛盾的是胶结物的沉积碎屑结构、砾石的磨圆分选特征,以及其层位的稳定性和垂向规律变化。此外,胶结物的 Eu 正异常和原岩恢复结果也表明其不可能是火山作用的产物,因为理论上不可能出现火山岩尤其是中酸性火山岩(按火山角砾岩观点 D₀ 应为英安岩)的 Eu 正异常,事实上亦无此类例子报道。所以,本区底砾岩不可能是火山角砾岩。

4. 断层角砾岩的可能性讨论

断层角砾岩是由断层两盘的岩石破碎形成,其角砾无磨圆特征,无分选性;成分上继承两盘岩石的特征;无固定层位,可穿切不同层位的岩石;无沉积岩的结构构造(如韵律构造)等特征。本区底砾岩之环石碑河杂岩分布、成分上单向继承石碑河杂岩、纹层和韵律构造的完好保存、BIF 的发育及砾石一定程度的磨圆和分选等特征表明其不可能是断层角砾岩。

三 登封花岗岩—绿岩地体的构造演化

1. 登封花岗绿岩地体的构造演化型式

“登封群”的分布区实为典型的花岗绿岩区^[2,3,4,6,16]。底砾岩的发现表明君召群绿岩^[4]不整合在花岗质的石碑河杂岩之上,是在石碑河杂岩作为底板的垫托下形成的不含科马提岩或超基性火山岩的第二次绿岩^[4](Secondary greenstone^[17])。

石碑河杂岩内不连续地分布着一些岩石包体,主要是显示辉石假象的角闪岩类,次为纹层明显的灰色角闪片麻岩,黑云片麻岩、片岩、变粒岩等。包体约占杂岩体的 10%,其混合岩化较强。这些包体被部分学者当作君召群的捕虏体。底砾岩的发现使我们认识到它们是形成在石碑河杂岩之前的更老一期绿岩的残留体^[4],与印度的 Sargar 型^[18]和罗德西亚的 Sebakwian 型^[18]等绿岩带相似,属第一次绿岩^[4](Primary greenstone^[1]),称之为青阳沟型绿岩^[4]。我们曾在理论上推测青阳沟型绿岩应含较多的科马提岩或超基性火山岩^[4,6]。最近的测试工作证实了我们的认识和推论。测试结果表明:青阳沟型绿岩的玄武岩之 MgO、CaO、MnO、Fe₂O₃ 明显高于君召型绿岩的玄武岩(表 4),K₂O、Na₂O、TiO₂、Al₂O₃ 明显低于君召型绿岩的玄武岩(表 4);青阳沟型绿岩之玄武岩的岩石化学成分与 Brooks 和 Hart 提出的基性科马提岩的成分指标(SiO₂ = 46~53%, MgO > 9%, CaO/Al₂O₃ > 1, K₂O < 0.9% 或 0.5%, TiO₂ < 0.9%)完全一致(表 4)。所以,青阳沟型绿岩是与君召型绿岩明显不同的更老一期的绿岩带。

综上所述,登封花岗绿岩地体的构造演化型式为:青阳沟型绿岩→石碑河杂岩→君召型绿岩。属 C 型(Protocontinental type,始陆型)^[6]花岗绿岩地体。

表 4 青阳沟型绿岩和君召型绿岩的玄武岩化学成分对比

Table. 4 Contrasts in petrochemical compositions for the basalts of the Qingyanggou type and the Junzhao type greenstone belts.

样品产状及样数		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
青阳沟型(1)	III ₁ - ₁	53.18	0.26	7.85	5.47	3.78	3.12	9.97	13.74	0.21	0.10	0.32
君召型(18)	平均	49.39	1.13	14.75	3.52	8.21	0.22	6.77	9.96	2.32	0.72	0.13
	最大	51.86	1.40	15.86	5.01	12.38	0.28	8.52	12.46	2.96	1.24	0.33
	最小	47.45	0.65	13.60	2.02	7.00	0.02	4.63	8.04	1.54	0.28	0.07

2. 登封花岗绿岩地体的形成时间

君召型绿岩下部拉斑玄武岩的 Sm—Nd 等时线年龄为 2486 Ma^[19]，代表君召群形成的下限年龄；君召群产有 2192Ma 的白云母 K—Ar 变质年龄^[20]，该值代表君召群上限年龄。故君召群形成于 2500~2200Ma，按国际前寒武纪地层分会推荐的分期标准^[21]，应属早元古代。

Kröner 等^[22]在君召群上部测得了 20 余组单颗粒锆石 U—Pb 年龄，²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄数据在 2487~2945Ma 之间，多数集中在 2500Ma 左右，一致线年龄为 2512±12Ma。我们认为这些年龄数据不能代表君召群的形成时间，所测样品可能源自更老的岩石或受更老的岩石的污染。Kröner 等推断具 2945Ma 的年龄的锆石颗粒源自华熊地块的结晶基底。但华熊地块获得的最大年龄为 2841 Ma^[22]，小于 2945Ma；而且胡受奚等^[23]认为早前寒武纪时华熊地块与嵩箕地块根本就不在一起，而是两个独立演化的块体。所以，Kröner 等的认识并不令人信服。我们认为 Kröner 等测试的锆石可能源自石牌河杂岩或受石牌河杂岩的污染，因为石牌河杂岩的全岩 Rb—Sr 等时年龄 2997 (3060) Ma^[3,5,8]、2841 Ma^[24] 以及锆石一致年龄 2520 Ma^[24] 等与 Kröner 等测得的年龄数据一致。由此可见，无论是君召群内获得的年龄数据还是石牌河杂岩本身的年龄数据都表明石牌河杂岩形成在 3000~2500Ma 间^[4,5,6]，属太古宙。

由于石牌河杂岩形成在 3000~2500Ma，在石牌河杂岩形成之前即已发育的青阳沟型绿岩的年龄至少大于 3000Ma，与世界各地的第一次绿岩时代相当。

四 结 论

- 1、详细的讨论表明：嵩山地区“登封群”内部底砾岩建造的特征证明其非沉积底砾岩莫属。
- 2、底砾岩的发现标志着石牌河不整合即沉积间断的存在，不整合以下为太古宙的石牌河杂岩，不整合以上为早元古宙早期的君召群。
- 3、登封花岗岩—绿岩地体的构造型式为：青阳沟型绿岩→石牌河杂岩→君召型绿岩。
- 4、青阳沟型绿岩形成在 3000Ma 之前，石牌河杂岩形成在 3000Ma~2500Ma，君召型绿岩则发育在 2500Ma~2200Ma。

野外工作承金守文、张源有、赵静如、劳子强、陈铁岭等的指导和帮助，薄片鉴定蒙胡受奚、

周新民、兰玉琦等教授审查,谨表谢意!

参考文献

- [1] 张伯声,嵩阳运动和嵩山区的五台系,地质论评, 16 (1) 1951, 79~81
- [2] 孙枢、张国伟、陈志明主编,《华北断块南部前寒武地质演化》,冶金工业出版社, 1985, 216 页。
- [3] 胡受奚主编,《华北华南古板块拼合带地质和成矿》,南京大学出版社, 1988, 558 页。
- [4] 陈衍景、富士谷、胡受奚,华北地台南缘不同类型绿岩带的主元素特征和意义,南京大学学报地学版, (1) 1988, 69~80。
- [5] 陈衍景、富士谷、胡受奚、陈泽铭、周顺之、林潜龙、符光宏,石碑河运动与“登封群”解体,地层学杂志, 13 (2) 1989, 81~87
- [6] 陈衍景、胡受奚、富士谷、陈泽铭、周顺之,绿岩带金矿受控于花岗岩—绿岩地体的构造型式,国际金矿地质与勘探学术讨论会论文集, 1989, 35~37。
- [7] 陈衍景、胡受奚、富士谷、陈泽铭、周顺之,初论三宝断裂的特征,南京大学学报地学版,青年地质学家专刊, 1989。
- [8] 谷敬尧、董有、秦国群、常效明,关于登封群中两个不整合的发现与论证,河南地质, 6 (4) 1988, 47~51。
- [9] 付文宝,对“华北地台南缘新发现”的质疑,中国地质报,总第 926 号, 1986
- [10] 贺同兴、卢兆良、李树勋、兰玉琦,《变质岩石学》,地质出版社, 1980, 254 页。
- [11] 陈衍景、胡受奚、富士谷、张源有,河南舞阳变质地体的稀土元素演化及意义,地学探索, (1) 1989。
- [12] Taylor, S. R., & McLennan, S. M., The Continental Crust; Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, oxford, 1985, pp. 312
- [13] 陈衍景, 23 亿年前地质环境发生的突变,天地生综合研究进展,中国科学技术出版社, 1989, 78~82。
- [14] 陈衍景、富士谷、胡受奚、陈泽铭,河南崤山变质地体变质沉积物稀土元素特征及意义,江苏地质, (3) 1989, 16~18。
- [15] 富士谷、陈衍景、陈泽铭,运用付变质岩稀土元素特征探讨鲁山变质地体的层序和时代,南京大学学报地学版, (1) 1990。
- [16] Zhang, G. W., Bai, Y. B., Sun, Y., Gui, A. L., Zhou, D. W., and Li, T. H., Composition and evolution of the Archean crust in central Henan, China. Precambrian Res., vol. 27, 1985, pp. 7~35.
- [17] Glikson, A. Y., Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones; significance of data from shields of the southern hemisphere. In: B. F. Windley (editor), The Early History of the Earth. 1976, pp. 257~277, Wiley, London.
- [18] Goodwin, A. M., Archean plates and greenstone belts. In: A. Kroner (editor), Precambrian Plate Tectonics, 1981, pp. 105~135, Elsevier.
- [19] 李曙光、S. R. Hart、郭安林、张国伟,河南中部登封群全岩 Sm—Nd 同位素年龄及其构造意义,科学通报, (22) 1987, 1728~1731
- [20] 全国同位素地质年龄汇编小组,全国同位素地质年龄数据汇编第一集,地质出版社, 1975, 231~247。
- [21] Plumb, K. A. and James, H. L., Subdivision of Precambrian time; recommendations and suggestions by the Subcommission on Precambrian Stratigraphy. Precambrian Res., vol. 32, 1986, pp. 65~92.
- [22] Kroner, A., Compston, W., Zhang, G. W., Guo, A. L., and Todt, W., Age and tectonic setting of late Archean greenstone-gneiss terrain in Henan Province, China, as revealed by single-grain zircon dating. Geology, Vol. 16, 1988, pp. 211~215.
- [23] Hu, S. X. et al, The structural construction of southern margin of North China platform. In: D. G. Howell and T. J. Wiley (editors), Proceedings of the 4th International Tectonostratigraphic Terrane Conference, 1988, pp. 37。
- [24] 王泽九、沈其韩、金守文,河南登封石碑河“变闪长岩体”的部分岩石学和地球化学以及 U—Pb 同位素年龄,中国地质科学院院报,第 16 号, 1987, 215~224

THE BASAL CONGLOMERATE WITHIN “DENG FENG GROUP” AND THE TECTONIC EVOLUTION OF THE DENG FENG GRN AITE-GREENSTONE TERRAIN

Chen Yanjing, Fu Shigu, Hu Shouxi, Chen Zeming, and Zhou Shunzhi

(Department of Earth Sciences, Nanjing University)

Abstract

The well evidenced basal conglomerate within “Dengfeng group” has been discovered in the Songshan area. Its characteristics show that it is the basal conglomerate developed in normal deposition rather than the pseudo-conglomerate resulted from the other geological processes. For the discovery of the basal conglomerate, the “Dengfeng group” is dissected into the Shipaihe complex developed before 2500Ma and the Junzhao group formed during the period from 2500Ma to 2200 Ma. The granitic Shipaihe complex is unconformably overlaid by the Junzhao supracrustal rocks. Inclusions of supracrustal rocks in the Shipaihe complex are the relicts of the Qingyanggou type greenstone belt developed before 3000 Ma rather than the xenoliths of the Junzhao group.