

早元古代宽甸杂岩的成因:地球化学证据

孙敏 张立飞
(香港大学地球科学系) (北京大学地质学系)

吴家弘
(中国地质科学院沈阳地质矿产研究所)



宽甸杂岩形成于2.3—2.4Ga,是目前较少保留的早元古代火山岩系之一,主要由斜长角闪岩和各类片麻岩、浅粒岩、变粒岩及花岗质岩石组成。岩石学和地球化学研究表明,其原岩建造相当于一套双峰式火山岩和非造山花岗岩石组合,原始岩浆来源于混染了的亏损地幔源(DMM)或者是DMM和II型富集地幔(EM2)的混合地幔源,并具有Dupal异常特征。成因过程的理论模拟计算表明,该杂岩中片麻岩和花岗岩来源于角闪质岩石的母岩浆,经强烈的分离结晶作用形成。其原岩建造形成陆壳拉开向洋壳转化的过渡环境。宽甸杂岩所在的中朝克拉通构造演化与北美地盾、欧洲地台和澳洲大陆不同,曾发生强烈的火山喷溢活动而使其增生。宽甸杂岩形成之前(2.3—2.4Ga)就曾经存在过类似现代板块规模的壳幔对流作用发生。

关键词 宽甸杂岩 地球化学 大陆拉斑玄武岩 Dupal异常地幔

自Armstrong^[1,2]提出地壳再循环模式以来,越来越多的地质和地球化学证据表明组成现今大陆的绝大部分岩石是在地球早期形成的。Condie根据结晶岩U-Pb年龄数据并结合钨同位素提出了地壳形成的两个主要生长期为2.6—2.8Ga和1.7—1.9Ga^[3]。后来在总结元古宙构造演化时,Condie注意到在北美大陆缺失2.0—2.4Ga这段期间的岩石年龄记录,因而提出了有可能存在2.0—2.4Ga的地壳生长间断期(crustal generation gap)^[4]。近些年来随着同位素地质年代学研究的深入,已有零星资料报道在西非^[5,6]和中国^[7-9]等地出露有这段时期形成的岩石。无疑有关这段时期岩石成因的研究,对于了解早元古代地壳生长过程具有重要意义。

宽甸杂岩形成于2.3—2.4Ga^[9],是目前我国较少保留的早元古代变质岩系之一。长期以来有关这套岩系的成因及其形成时的大地构造环境一直存在着争议。张秋生等较早提出辽吉岩套时曾认为这套岩系是形成于大陆裂开优地槽相的一套同源岩浆演化系列^[10,11]。姜春潮等认为是形成于洋壳的一套海底火山喷发沉积岩系^[12]。白瑾等则提出这套变质岩系是板块聚敛(岛弧)作用的产物^[13]。本文根据这套变质岩系的主要元素、微量元素和同位素地球化学特征,重点讨论这套火成岩系的岩石学成因过程包括其可能的岩浆来源、成因演化及其形成的构造背景,并进而探讨宽甸杂岩在早前寒武纪中朝克拉通演化过程中的地质意义。

本文1995年7月收到,1996年1月改回,郝梓国编辑。

1 区域地质特征

1.1 地质背景

宽甸杂岩出露于中朝克拉通太古宙狼林地块和龙岗地块之间的早元古代活动带中(图1),近EW和ENE方向分布,西以郯庐断裂为界,向东进入朝鲜半岛称摩天岭系。通常把这套主要由各类片麻岩、浅粒岩、变粒岩和斜长角闪岩组成的中高级变质岩系列为下辽河群^[14]。张秋生则将辽河群底部的这套火山岩系、花岗质岩石及其上的浊积岩系称之为辽吉岩套(Liaoji-tite suite)^[10,11]。姜春潮等认为在辽吉地区辽河群南北不能对比,提出将这套岩系从辽河群中分开建立宽甸群^[12],并将辽河群解体为草河群和辽阳群。本文为了讨论问题方便,将这套中高级变质岩系和其下的花岗质岩石通称为宽甸杂岩。

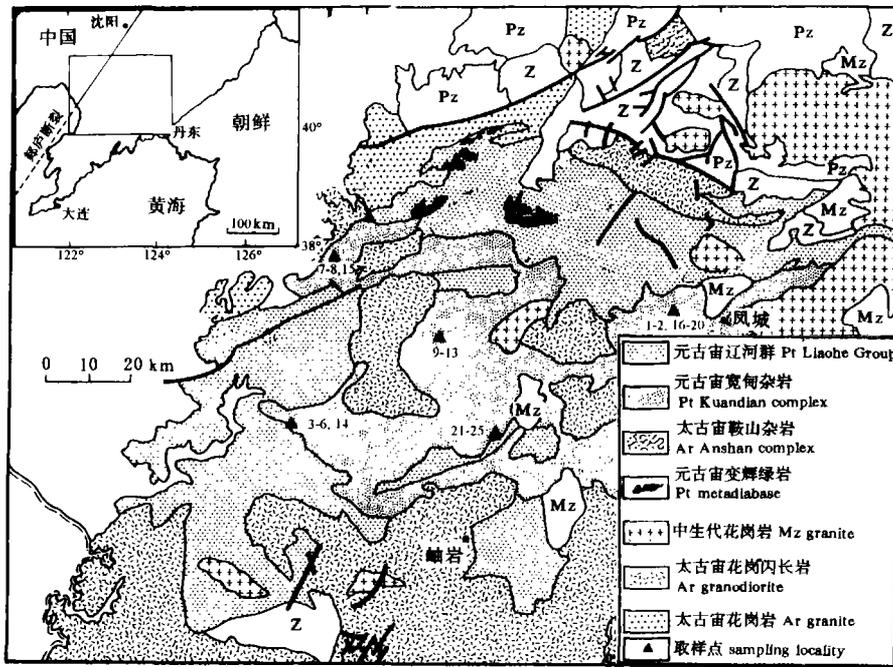


图1 宽甸杂岩分布略图^[9]

Fig. 1 Sketch map of the distribution of the Kuandian complex^[9]

Q 第四系; Mz 中生代; Pz 古生代; Z 震旦系

Q Quaternary; Mz Mesozoic; Pz Paleozoic; Z Sinian

1.2 野外产状和岩石学特征

宽甸杂岩主要组成岩石为角闪质岩石、片麻岩类和花岗质岩石。普遍经历了角闪岩相变质作用^[9]。宽甸杂岩不整合于太古宙鞍山群之上,其上又为辽河群不整合覆盖^[15]。

角闪质岩石主要包括斜长角闪岩和少量的角闪石岩。取样点如图1所示。通常以夹层状或透镜状与变粒岩、片麻岩或浅粒岩互层。出露厚度由数米到数十米,延长方向与围岩片麻理一致。其主要的矿物组合为角闪石-斜长石-透辉石-石英,中细粒粒状变晶结构,其中柱状角闪石常定向排列构成片状或片麻状构造,残余结构不明显。

片麻岩类常与角闪质岩石呈互层状产出,岩石类型主要有变粒岩、浅粒岩和黑云片麻岩。其代表性的矿物组合为黑云母-角闪石-钠长石-石英-钾长石-电气石。中粒或中细粒粒状变晶结构,在黑云母钠长变粒岩中可见变余斑状结构^[10]。通常具有弱定向片麻状构造。据野外产状和岩相学特征,张秋生等认为这套片麻岩的原岩可能相当于英安流纹岩或流纹英安岩类^[10,11]。

花岗岩常以层状或似层状产出,取样点如图1所示。常含有角闪质岩石的包体。由于强烈的变质变形,它与片麻岩或角闪质岩石关系不清,张秋生等认为呈整合接触^[10,11]。其主要组成矿物为微斜长石、奥长石、角闪石和石英等,副矿物有磁铁矿和锆石等。锆石晶形完好,长宽比为2—3^[10]。中细粒等粒粒状变晶结构,偶见有斑状变晶结构^[11]。

1.3 形成时代

以往的同位素年龄数据比较混乱,误差也较大。片麻岩 K-Ar 年龄值变化于 1.5—1.9Ga 之间,变粒岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 1.9—2.2Ga^[16]。花岗岩锆石 U-Pb 上交点年龄为 1.8—2.3Ga^[11]。最近的同位素资料表明^[9],宽甸杂岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $2.39 \pm 0.1\text{Ga}$ ^①, Pb-Pb 等时线年龄为 $2.11 \pm 0.06\text{Ga}$, Sm-Nd 等时线年龄为 $2.31 \pm 0.1\text{Ga}$, 花岗岩中锆石 U-Pb 上交点年龄达 $2.142 \pm 0.005\text{Ga}$ ^[9]。斜长角闪岩的钕亏损地幔模式年龄(TDM)为 2.46—2.75Ga, 花岗岩的钕亏损地幔模式年龄(TDM)为 2.36—2.53Ga, 因而确定宽甸杂岩形成于 2.3—2.4Ga^[9]。

2 宽甸杂岩的地球化学特征及其成因联系

本区这三类岩石的主要元素分析数据如表1所示。由此表可以看出本区这三类岩石基本构成双峰式分布。其中斜长角闪岩的 SiO₂ 含量多变化于 47%—54% 之间,而其 K₂O+Na₂O 值大都低于 4%,属于亚碱性玄武岩,在 AFM 图上构成拉斑系列玄武岩。片麻岩类的 SiO₂ 含量变化于 66%—80% 之间,在 Cox et al. 火山岩硅碱分类图上落入英安岩和流纹岩区,其原岩相当于英安流纹岩和流纹英安岩^[17]。花岗岩的 SiO₂ 集中在 73%—75%, 碱质含量集中在 8%—9%, 在 An-Ab-Or 图中,本区花岗岩落入正常花岗岩区^[9]。本区这三类岩系的主要化学组分相关性明显,在 Lemaitre 的 (MgO+FeO)-CaO-(K₂O+Na₂O) 图上基本在同一条线上变化(图2)^[18], 显示它们可能来源于同一岩浆源,由角闪质岩石至片麻岩类再到花岗质岩石,岩浆组分由基性(富 MgO+FeO)向富碱性(K₂O+Na₂O)方向演化。

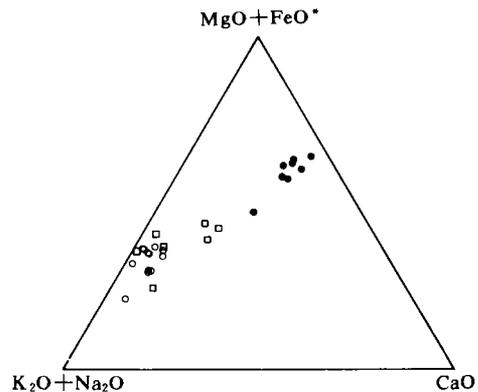


图2 宽甸杂岩的(MgO+FeO*)-CaO-(K₂O+Na₂O)图^[18]

Fig. 2 Diagram of (MgO+FeO*)-CaO-(K₂O+Na₂O) of Kuandian complex^[18]

实心点为角闪质岩石; 方形为片麻岩类; 空心点为花岗质岩石
solid circle is amphibolites; quadrangle is gneisses;
empty circle is granites

① 孙敏,吴家弘,姜春潮. 宽甸群的时代归属及其有关问题. 1991.

表 1 宽甸杂岩的主要元素(%)和同位素分析数据表

Table 1 Analysis result of major elements (%) and some isotope data of the Kuandian complex

序号	样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	总量	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1	k86031	47.40	1.27	13.00	12.40	0.17	6.69	8.96	2.00	5.06	0.15	1.20	99.10	0.72441	0.7057	0.512258	-7.2	1.14	17.43
2	k86083	50.40	1.29	14.70	14.10	0.25	6.04	9.65	2.41	1.07	0.11	0.85	100.02	0.72811	0.6989	0.512222	-7.9	0.73	17.34
3	k86244	48.90	1.05	15.30	12.70	0.18	6.65	10.31	2.38	2.46	0.10	0.42	100.45	0.75289	0.6981	0.512164	-9.0	1.37	21.88
	k86244pl													(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.71)	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.44)		17.62
4	k86245	53.20	1.07	14.50	12.30	0.23	6.17	8.38	2.43	1.56	0.14	0.00	100.02						
5	k86246	49.10	0.95	14.40	11.80	0.20	8.99	11.30	2.21	0.96	0.08	0.85	100.84			0.512272	-6.9	0.70	
6	k86247	54.30	0.65	15.60	11.31	0.11	3.10	6.38	2.16	4.73	0.14	0.00	99.48	0.71648	0.6998	0.512140	-9.5	1.94	
7	k87087	52.20	0.79	14.10	12.90	0.21	6.25	10.10	0.90	2.34	0.11	0.00	99.90						
8	k87137	58.20	0.44	13.30	8.44	0.18	6.71	7.49	2.79	1.15	0.28	0.00	98.98						
9	k86110	66.50	0.47	16.90	4.11	0.06	1.81	2.04	1.76	4.20	0.17	0.80	98.82						
10	k86112	67.60	0.44	15.60	4.47	0.08	1.69	2.88	1.92	4.10	0.16	0.00	98.94						
11	k86195	80.60	0.24	8.89	2.57	0.06	0.81	0.69	1.53	3.91	0.06	0.00	99.36						
12	k86197	74.80	0.18	13.20	1.97	0.05	0.62	1.20	3.56	3.75	0.07	0.00	99.40						
13	k86199	75.60	0.29	12.20	2.73	0.06	1.14	0.35	1.61	4.01	0.10	0.80	98.89						
14	k86202	72.00	0.28	13.70	3.43	0.10	1.39	2.29	3.20	2.51	0.08	0.00	98.98						
15	k870191	74.40	0.38	11.90	4.06	0.02	0.20	0.14	1.46	6.81	0.09	0.00	99.46						
16	k86027	74.70	0.27	11.40	4.40	0.07	0.10	0.53	3.30	5.16	0.03	0.35	100.31			0.511206	-27.7	0.45	
17	k86086	72.80	0.31	11.80	4.80	0.09	0.04	1.28	3.17	5.68	0.04	0.21	100.02			0.511729	-17.5	1.85	
18	k86088	73.90	0.30	11.70	4.50	0.07	0.06	0.63	3.37	5.34	0.03	0.37	100.27			0.511577	-20.5	0.98	
19	k86090	74.10	0.30	11.60	4.70	0.07	0.05	1.06	3.95	4.18	0.03	0.00	100.04			0.511184	-28.1	0.26	
20	k86091	73.40	0.29	11.50	5.10	0.08	0.06	0.72	2.88	6.01	0.03	0.22	100.29			0.511706	-17.9	0.80	
21	k86176	73.40	0.28	12.20	4.59	0.06	0.10	0.24	3.43	5.21	0.03	0.0	99.54						
22	k86178	74.20	0.30	12.10	4.34	0.03	0.18	0.30	3.60	4.83	0.03	0.00	99.91						
23	k86190	74.28	0.27	12.30	3.44	0.05	0.11	0.90	3.45	4.77	0.03	0.00	100.12						
24	k86191	73.80	0.58	12.40	3.64	0.04	0.06	1.03	3.63	4.90	0.03	0.00	100.11						
25	k86193	75.20	0.29	12.20	3.61	0.03	0.09	0.19	3.45	4.87	0.03	0.00	99.96						

注:本文主要元素和同位素分析是在加拿大 Brithish Columbia 大学同位素地球化学实验室完成。测试方法详见 Sun et al. 1991^[19]。

1. 细粒斜长角闪岩; 2. 斜长角闪岩; 3. 含长角闪岩; 4. 细粒斜长角闪岩; 5. 斜长角闪岩; 6. 条带状斜长角闪岩; 7. 细粒纹层状斜长角闪岩; 8. 条带状黑云斜长角闪岩; 9. 黑云斜长片麻岩; 10. 电气石角闪斜长变粒岩; 11. 钠长浅粒岩; 12. 含电气石斜长浅粒岩; 13. 电气石微斜浅粒岩; 14. 黑云斜长变粒岩; 15. 含磁铁矿斜长浅粒岩; 16-25. 细粒片麻状花岗岩

本区这三类岩石的微量元素和稀土元素分析数据如表2、表3所示。在初始地幔标准化的微量元素分布图上,角闪质岩石明显亏损铈、钽、磷和钛(图3),较富含大离子亲石元素如钾、铷、钡、铯等,含量随SiO₂含量的增加而增加。其高场强元素(HFS)和重稀土元素变化比较稳定,其含量也有随SiO₂增加而增加趋势。斜长角闪岩的稀土元素具平坦型略微富集LREE,其(La/Yb)_N变化于2.7—3.8之间,略具铈负异常或无异常。本区斜长角闪岩的微量元素分布型式与冈瓦那大陆裂开形成的南非Karoo、澳州Tasmania及南美Parana等的大陆溢流玄武岩相类似。斜长角闪岩的初始⁸⁷Sr/⁸⁶Sr变化于0.6981—0.7057之间。初始钆变化于0.70—1.94之间。

表2 宽甸杂岩的微量元素分析数据表($\times 10^{-6}$)Table 2 Analysis result of trace elements of the Kuandian complex($\times 10^{-6}$)

序号	样品号	Li	Be	V	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U
1	K86031	54.60	1.46	300.49	48.71	383.63	20.75	66.83	6.16	4.59	1069.98	1.91	0.37	6.95	1.59	0.45
2	K86083	25.22	0.65	282.46	91.52	292.69	15.39	56.01	3.12	2.72	482.34	1.62	0.20	13.47	1.55	0.30
3	K86244	1.50	1.00	185.04	131.86	225.74	18.01	75.02	5.02	2.58	209.83	2.04	0.27	2.47	2.06	0.38
	K86244pl				539.60	611.06	2.14	47.15	0.45	13.65	1128.79	1.24	0.04	8.73	2.24	0.46
4	K86245	13.56	0.82	266.55	31.15	204.57	20.48	76.24	5.83	0.84	215.85	2.47	0.35	7.95	2.98	0.70
5	K86246	2.81	1.17	176.06	29.50	212.65	16.13	60.12	5.01	0.98	137.17	1.62	0.22	3.63	1.62	0.32
6	K86247	10.37	1.75	309.55	28.95	261.19	23.46	90.70	7.14	0.85	156.08	2.87	0.47	6.15	1.30	0.40
7	K87087	32.36	0.49	307.63	16.99	244.34	16.85	74.08	4.32	0.47	101.43	1.83	0.27	13.34	1.70	0.41
8	K87137	9.21	2.00	129.38	64.34	367.88	14.01	109.04	5.10	3.16	425.76	3.01	0.40	11.14	9.49	1.27
9	K86110	20.99	2.64	52.59	174.14	208.06	38.17	218.00	20.76	11.08	722.04	6.33	1.40	7.79	24.34	6.78
10	K86112	35.71	3.62	54.69	198.88	287.53	30.41	196.18	16.90	14.72	883.64	5.11	1.13	12.12	1219.95	4.78
11	K86195	25.28	2.54	32.94	155.00	113.29	14.83	99.16	8.32	6.55	1013.40	2.62	0.58	25.61	8.64	2.50
12	K86197	23.97	1.73	19.43	103.80	167.74	23.70	148.14	11.62	2.82	962.25	3.93	1.25	20.24	26.51	4.62
13	K86199	78.38	3.10	51.06	284.42	108.32	11.20	100.69	10.53	4.92	1325.46	2.49	0.74	17.17	13.32	2.24
14	K86202	46.98	2.65	27.02	177.21	220.60	15.14	169.04	13.61	6.87	833.17	4.49	1.02	25.50	16.36	1.77
15	K870191	0.36	1.69	20.57	201.89	49.14	21.08	244.07	13.09	1.77	728.35	6.64	0.85	5.16	13.41	2.67
16	K86027	0.00	1.94	27.04	149.19	63.58	48.56	367.35	20.63	0.65	803.47	8.85	1.23	5.76	18.42	1.88
17	K86086	10.09	3.38	34.06	219.13	83.99	57.51	263.09	25.90	1.35	1093.52	7.73	1.84	9.09	14.83	1.56
18	K86088	4.85	2.96	29.70	201.29	75.94	48.07	263.19	24.17	0.93	936.74	8.68	1.68	9.85	19.44	1.95
19	K86090	7.88	3.43	22.33	159.66	107.35	52.64	365.18	25.20	1.92	681.05	9.35	1.75	6.56	22.01	0.96
20	K86091	6.87	3.24	21.58	305.03	68.15	52.55	372.06	24.00	1.05	885.51	9.93	1.08	6.12	29.94	2.91
21	K86176	3.10	1.90	3.16	147.33	45.04	35.87	313.09	21.41	0.43	985.44	8.51	1.42	5.36	19.69	1.79
22	K86178	3.30	2.89	1.89	164.27	26.36	46.58	307.33	21.62	0.88	685.85	7.85	1.39	5.36	16.62	2.29
23	K86190	4.37	2.10	3.03	193.91	99.63	52.41	275.83	22.50	0.99	879.77	7.55	1.85	8.26	26.55	3.23
24	K86191	0.76	2.51	1.54	183.51	79.12	59.08	324.42	24.32	0.79	968.06	8.68	1.71	6.24	17.66	3.27
25	K86193	5.77	2.61	8.69	158.87	51.11	49.44	329.25	22.17	0.76	862.99	8.49	1.58	12.38	20.23	2.57

注:本文微量元素和稀土元素分析是在加拿大Saskatchewan大学分析测试中心的ELan5000 ICP-MS完成。岩石类型同表1。

表3 宽甸杂岩稀土元素分析数据表($\times 10^{-6}$)
Table 3 REE data of Kuandian complex($\times 10^{-6}$)

序号	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	K86031	9.80	21.82	2.95	12.68	3.39	1.28	4.32	0.66	4.34	0.92	2.70	0.39	2.49	0.38
2	K86083	6.03	13.96	1.96	8.86	2.30	0.82	2.81	0.46	3.11	0.64	1.86	0.28	1.62	0.25
3	K86244	8.24	19.14	2.74	12.41	3.08	0.99	3.48	0.56	3.82	0.72	2.09	0.31	1.88	0.26
4	K86245	10.75	25.49	3.23	13.74	3.66	1.18	4.47	0.67	4.23	0.86	2.37	0.34	2.14	0.31
5	K86246	5.97	14.98	2.22	10.49	2.75	0.90	3.17	0.53	3.42	0.67	1.89	0.27	1.65	0.24
6	K86247	15.47	35.52	4.54	19.34	5.01	1.76	5.81	0.89	5.62	1.12	3.08	0.45	2.81	0.41
7	K87087	10.68	23.38	2.99	12.40	2.77	0.94	3.19	0.48	3.32	0.67	2.05	0.29	1.96	0.28
8	K87137	17.78	41.61	4.12	15.46	3.32	0.96	3.14	0.43	2.72	0.54	1.51	0.21	1.46	0.21
9	K86110	68.58	135.47	14.46	49.33	9.41	1.09	8.09	1.12	6.98	1.40	4.08	0.59	3.60	0.49
10	K86112	54.60	105.92	12.79	45.26	8.30	1.05	7.24	0.94	6.08	1.16	3.44	0.52	3.06	0.42
11	K86195	17.91	38.80	3.75	13.79	2.41	0.50	2.29	0.33	2.31	0.48	1.40	0.22	1.29	0.21
12	K86197	35.78	77.25	7.76	25.31	4.58	0.63	3.84	0.54	3.25	0.65	2.02	0.30	2.03	0.30
13	K86199	11.51	48.75	2.80	9.97	2.01	0.36	2.04	0.27	1.81	0.40	1.31	0.21	1.33	0.21
14	K86202	30.65	89.84	6.23	21.60	3.82	0.60	3.26	0.41	2.70	0.52	1.68	0.29	1.98	0.31
15	K870191	47.79	100.27	11.46	39.08	5.93	1.11	4.58	0.58	3.03	0.51	1.45	0.22	1.42	0.21
16	K86027	77.72	154.05	14.64	51.43	8.34	1.04	6.79	0.96	6.70	1.27	3.55	0.59	3.67	0.63
17	K86086	40.37	86.36	10.64	43.92	9.43	1.49	9.94	1.62	10.89	2.26	6.82	0.98	6.45	0.91
18	K86088	53.04	106.17	12.17	47.35	9.15	1.47	9.03	1.32	8.79	1.77	5.39	0.80	5.48	0.73
19	K86090	97.09	208.15	21.94	78.11	12.38	1.47	10.50	1.50	9.65	1.83	5.46	0.76	4.71	0.67
20	K86091	42.86	93.59	11.25	45.73	9.39	1.47	9.48	1.45	9.72	1.88	5.61	0.82	5.07	0.71
21	K86176	49.27	81.58	13.59	50.11	9.41	1.62	7.57	1.14	7.13	1.37	4.05	0.60	4.11	0.65
22	K86178	52.28	98.38	14.01	52.99	10.62	1.84	9.36	1.30	8.14	1.62	4.50	0.74	4.55	0.75
23	K86190	85.02	156.75	18.82	66.00	10.85	1.57	10.37	1.44	8.87	1.76	5.17	0.75	4.97	0.73
24	K86191	66.13	121.78	13.15	47.89	10.10	1.58	10.34	1.56	10.44	2.07	6.04	0.85	5.44	0.80
25	K86193	52.81	96.10	12.95	45.39	8.39	1.26	6.58	0.96	5.72	1.15	3.27	0.49	3.18	0.47

注:岩石类型同表1。

片麻岩类较富集大离子亲石元素(图3),铷、钽、钍和铯的含量较高并随 SiO_2 含量增加而减少。略富铅,明显亏损铈、钼、磷、钛和镱。高场强元素变化比较稳定。富集轻稀土元素, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化于6.2—21.7之间,具明显的铈负异常, Eu/Eu^* 变化于0.38—0.84。

花岗岩类几个样品微量元素变化模式基本一致,强烈亏损铈、钼、镱、磷、钛、钽、钍也略有亏损。较富含铷、钍、钾、铅等,高场强元素和重稀土元素变化比较稳定(图3)。其微量元素分布模式与加拿大纽芬兰岛 Topsails 地体中的典型A型花岗岩相似^[20]。强烈富集轻稀土, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化幅度大(2.7—17.2),明显的铈负异常, Eu/Eu^* 变化于0.36—0.59,初始钽变化于0.45—1.85之间。

总之本区这三大类岩石具有相似的分布型式,都具有明显的铈、钼、磷、钛亏损而富集钾、铅,高场强元素和重稀土元素变化稳定等特点,显示它们在成因方面具有一定的联系。

3 岩石学成因:地球化学制约

3.1 角闪质岩石的原岩成因类型

宽甸杂岩中的角闪质岩石与偏酸性片麻岩类密切伴生,其原岩相当于基性火山岩已为大多数学者所接受,但有关其成因类型却存在着不同的认识。根据其变质原岩建造特征,张秋生

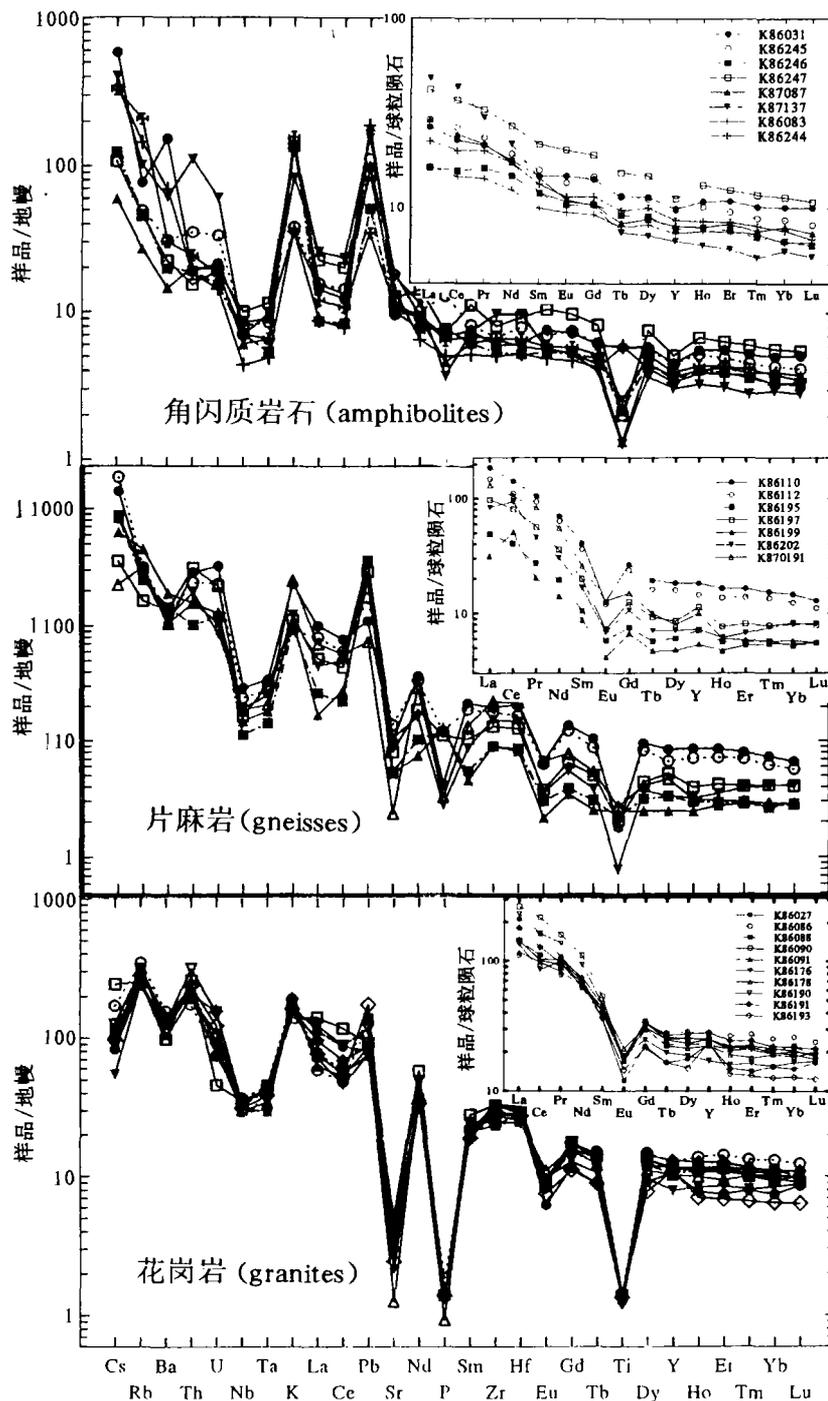


图 3 宽甸杂岩的微量元素初始地幔标准化和稀土元素球粒陨石标准化分布模式图
(原始地幔值据 Sun and McDonough^[21], 球粒陨石值据 Sun^[22])

Fig. 3 Primitive mantle normalized abundance patterns for trace elements and chondrite normalized diagram for REE of Kuandian Complex
(Primitive mantle normalizing values for trace elements after Sun and McDonough^[21], chondrite normalizing values for REE from Sun^[22])

等认为斜长角闪岩的原岩成因类型可能是在拉张环境下形成的幔源拉斑玄武岩^[11]。姜春潮等根据其地质产状特征认为它具有某些副变质岩特点,提出可能为变质海底火山沉积岩系^[12]。白瑾等则认为它可能是岛弧作用的产物^[13]。

从其微量元素的标准分布图型来看(图3),宽甸杂岩中的角闪质岩石较富含大离子亲石元素,但其高场强元素和重稀土元素含量却较低与洋中脊玄武岩相近。铌、钽的亏损则通常认为是有沉积物加入的大陆溢流玄武岩或岛弧玄武岩的特征^[23,24],富含钾、铅通常也是岛弧玄武岩和有沉积物混染的大陆玄武岩的特点^[21]。但岛弧玄武岩和大陆玄武岩的明显区别在于铈的含量,岛弧玄武岩富集铈而大陆玄武岩较亏损铈^[21],特别是相对于铅和钽,铈含量富集是岛弧玄武岩的突出特征^[25,26]。本区斜长角闪岩的铈相对于铅、钽明显亏损,排出了岛弧玄武岩

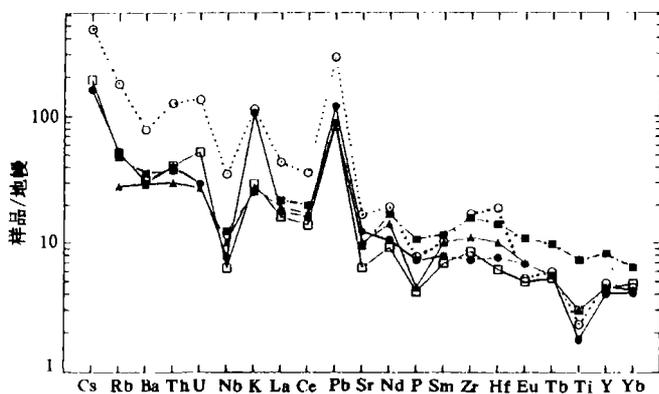


图4 宽甸杂岩中角闪质岩石微量元素与国外同类岩石的对比
(初始地幔值据 Sun and McDonough^[21])

Fig. 4 Comparison of average trace elements of amphibolites from Kuandian Complex with other rocks (primitive mantle normalizing values for trace elements after Sun and McDonough^[21])

实心点为宽甸杂岩; 三角形为南非 Karoo 玄武岩^[28]; 实方形为 Parana 玄武岩^[30,31]; 空方形为 Tasmania 玄武岩^[26]; 空心点为上部地壳^[27]

Solid circle is Kuandian complex; triangle is Karoo basalt^[28,29]; solid quadrangle is Parana basalt^[30,31]; empty quadrangle is Tasmania basalt after Hergt et al. ^[26]; empty circle is upper crust^[27]

的可能。铈的负异常或无异常也说明其与大部分岛弧玄武岩不同。另外与洋岛玄武岩相比较,大陆溢流玄武岩的 Nb/La < 1, 多集中于 0.3—0.7 之间; 而洋岛玄武岩则 > 1, 集中在 1.2—1.6 之间^[23]。本区的斜长角闪岩的 Nb/La 皆 < 1 (0.34—0.58) 具典型大陆拉斑玄武岩特征。宽甸角闪质岩石无论其微量元素的含量还是其分布模式都与冈瓦那大陆裂开形成的 Karoo, Tasmania, Parana 等的大陆溢流玄武岩相类似(图4),特别是其分布模式与澳洲 Tasmania 的大陆溢流玄武岩非常接近^[26],只是钾偏高、钛偏低。本区斜长角闪岩钾含量明显偏高可归因于后期变质过程中交代作用的结果(详见后叙),磷、钽亏损可能是一些副矿物如磷灰石(P)、钽铁矿(Ti)等的分离结晶造成的。

因此我们推断宽甸斜长角闪岩的原岩是由于岩石圈地幔上涌大陆拉开形成的大陆拉斑玄武岩。宽甸杂岩中的斜长角闪岩其 La/Nb 值皆大于 1, 变化于 1.73—5.18 之间。通常认为 La/Nb > 1 是由于板块俯冲过程中沉积物的加入或者是岩浆生成过程中富含铌矿物如钽铁矿等的残留造成的^[21]。本区斜长角闪岩明显富含钾、铅,并在 Th/Yb-Ta/Yb 图上(图5)落入左上角有沉积物混染的非洋中脊玄武岩区,并与南非的 Karoo 和南极州的 Ferrar 玄武岩相近,其平均值的分布型式与上部地壳平均值相似(图4)。这都显示了有地壳物质加入的特点。因此宽甸角

闪质岩石的原岩成因类型应为有地壳物质加入的大陆拉斑玄武岩。

3.2 地壳混染还是源区混染?

以上讨论表明,宽甸杂岩中的斜长角闪岩的原岩成因类型为有地壳沉积物质混入的大陆溢流玄武岩。一般来讲地壳物质的加入有两种可能:一是岩浆在上升就位过程中出现的地壳物质的混染(crustal contamination);再就是岩浆在源区就发生了混染,即在地壳再循环过程(crustal recycling)中地壳物质加入到岩浆源区使其混染。为了区分这两种可能的过程,我们看一下 $\epsilon_{Nd}-t$ 图(图 6),宽甸杂岩的初始钕变化于 0.45—1.85 之间,皆大于零,而宽甸杂岩附近最有可能的地壳混染源是 2.5Ga 鞍山花岗岩,其初始 ϵ_{Nd} 为 $-10^{[33]}$,这说明在岩浆形成后没有发生过明显的地壳混染。

为了进一步说明这一问题,把宽甸杂岩和其它岩石一起加以讨论。我们把宽甸杂岩投在 Nb/Yb-La/Yb 图上(图 7),由此图可以看出虽然宽甸杂岩包括片麻岩和花岗岩的 Nb/Yb 值随着 La/Yb 的增加而增加,但 $(Nb/La)_N$ 则保持在 1—0.3 之间变化,表明随着结晶分异程度的增加(La/Yb 通常代表岩浆的结晶分异程度,而 Nb/La 则随地壳物质的加入而降低),由基性岩浆到花岗质岩浆, Nb/La 变化是稳定的。说明造成 Nb/La 值低(La/Nb 高)并不是岩浆结晶分异过程或地壳混染造成的,而是继承了其源区的特征。所以宽甸杂岩中的大陆拉斑玄武岩的 Nb/La 低是太古代地壳物质再循环到上地幔发生源区混染的结果。

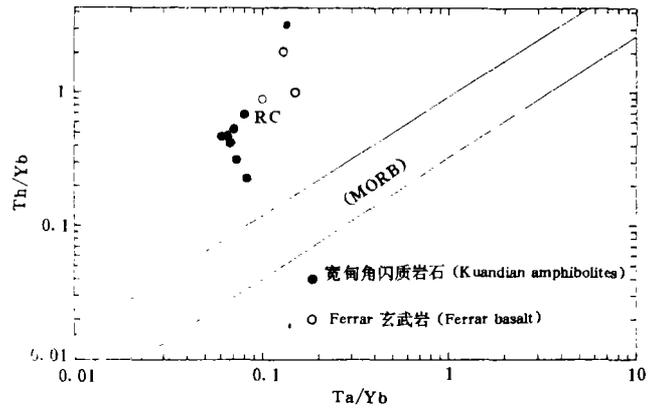


图 5 角闪质岩石的 Th/Yb-Ta/Yb 图^[32]

Fig. 5 Th/Yb vs. Ta/Yb diagram of amphibolites from Kuandian complex^[32]

RC 地壳再循环组分(recycling composition of crust);
MORB 洋中脊玄武岩

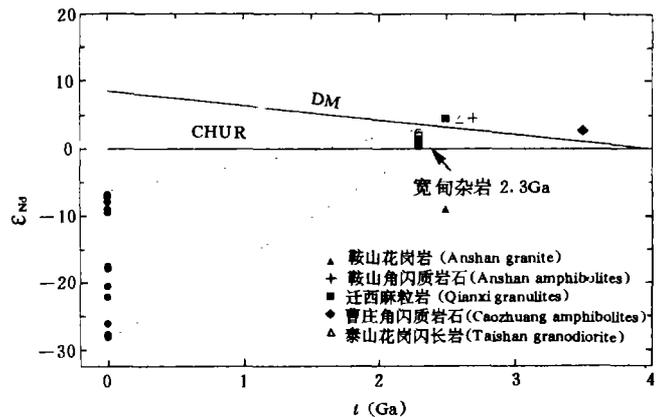


图 6 宽甸杂岩的初始 $\epsilon_{Nd}-t$ 图

(鞍山群、泰山群花岗闪长岩、迁西群麻粒岩、曹庄斜长角闪岩的初始钕数据 Jahn^[7];鞍山花岗岩据乔广生等^[33])

Fig. 6 Diagram of primitive Nd vs. time of Kuandian complex (the primitive Nd of Anshan Group, granodiorites from the Taishan Group, granolites from Qianxi Group and amphibolites from Caozhuang after Jahn^[7], that of Anshan granites after Qiao et al. ^[33])

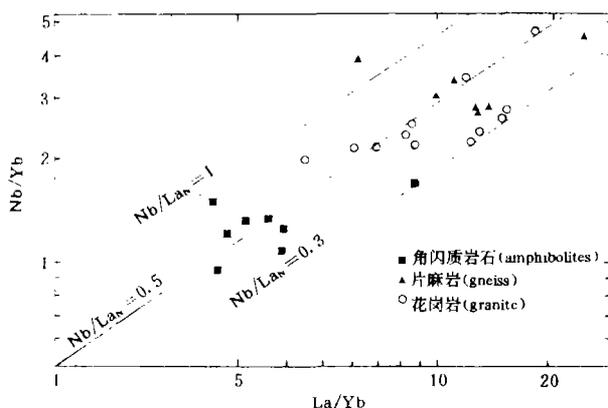


图7 宽甸杂岩的 Nb/Yb-La/Yb 图

(稀土球粒陨石标准化值据 Sun^[22])

Fig. 7 Nb/Yb vs. La/Yb diagram of Kuandian complex

(Chondrite normalizing values after Sun^[22])

(图 8a)和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(图 8b)上宽甸角闪质岩石落入亏损地幔源(DMM)和 II 型富集地幔源(EM2)或 I 型富集地幔源(EM1)之间;并与 Karoo, Parana, Ferrar, Tasmania 大陆溢流玄武岩的位置相近,表明宽甸杂岩与这些冈瓦那大陆裂开产生的大陆溢流玄武岩一样来源于混染了的 DMM 或者是 DMM 和 EM2 的混合地幔。南半球这些大陆溢流玄武岩属于 Dupal 异常地幔的一部分。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(图 8c), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(图 8d)上,宽甸斜长角闪岩中斜长石现今值和 2.3Ga 计算值皆位于北大西洋及太平洋中脊玄武岩之上^[37],而与典型的具 Dupal 异常的印度洋洋中脊玄武岩相似^[38],表明宽甸杂岩亦具有 Dupal 异常的特点。南半球 Dupal 异常通常被解释成 Pangean 俯冲使沉积物进入亏损地幔所致^[39,21]。Menzies et al.^[32]在总结冈瓦那大陆裂开产生的 Ferrar 大陆溢流玄武岩时,指出具 Dupal 异常的南半球大陆溢流玄武岩源于亏损的地幔和地壳再循环组分(crustal recycled components)相混合的结果。宽甸杂岩在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上落入 DMM 和 EM2(EM1)之间的位置,也只有这种解释才能说明其可能的源区。

Hart 在讨论 Dupal 异常时指出其主要出现于 30°S 的南半球,并可能自太古代以来就一直存在^[42]。近来在北半球也有这种异常的报告,如菲律宾岛^[43]和日本海^[44]等,但多被认为是些特例或是地壳混染的结果^[21]。早元古代宽甸杂岩的 Dupal 异常尚属首次发现,这表明中朝克拉通在早元古代曾出现过类似于南半球中生代的 Dupal 异常地幔,但其早元古代中朝克拉通的地理位置及 Dupal 异常地幔的大地构造意义有待于进一步探讨。同时也表明至少在早元古代(2.3—2.4Ga)之前,中朝克拉通就发生过类似于现在板块规模的壳幔对流作用,才使得地壳沉积物质俯冲进入亏损的上部地幔。

3.4 宽甸杂岩成因过程的理论模拟

以上微量元素地球化学特征和同位素数据表明,宽甸杂岩角闪质岩石、花岗岩和片麻岩类在成因上具有联系性。花岗质岩石或是由于玄武质岩浆经不同程度分离结晶作用而成,或是已固结的玄武质岩石部分熔融的产物。从其微量和稀土元素分布模式(图 3)可以看出片麻岩

3.3 宽甸杂岩的岩浆源及其 Dupal 异常

宽甸杂岩这三种主要岩石无论其微量元素分异模式还是其同位素地球化学特征都表明它们来源于同一岩浆系列,以往的研究已不同程度地证明了这一点^[9,11]。但其母岩浆的性质和源区特征尚未深入的工作和讨论。上述宽甸杂岩中的大陆溢流玄武岩在源区曾发生地壳再循环物质的加入而使其混染。与中朝克拉通太古代亏损地幔如迁西麻粒岩^[34]、泰山花岗闪长岩^[35]、鞍山群和曹庄斜长角闪岩^[36]相比较(图 6),宽甸杂岩则来源于较为富集的地幔。在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图

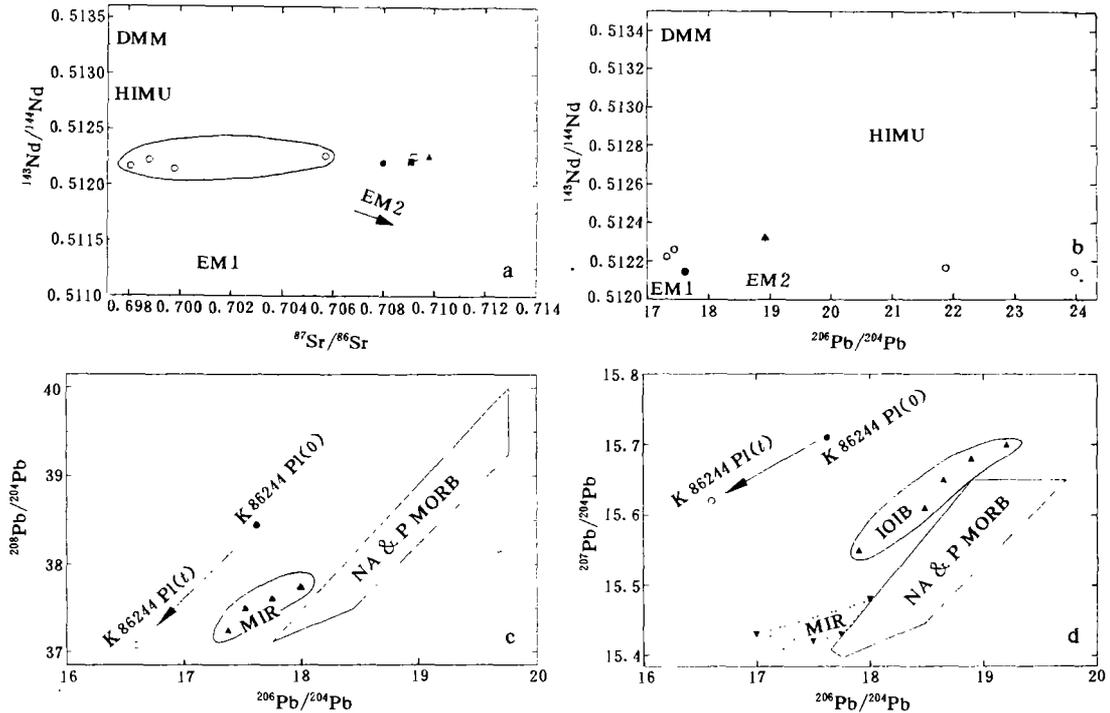


图 8 宽甸杂岩中斜长角闪岩的铈-钕-铅同位素变化图^[39]

Fig. 8 Diagram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of amphibolites from the Kuandian complex^[39]

a, b 空心点为宽甸角闪岩; 实心点为南 Karoo 玄武岩^[29,40]; 空方形点为 Parana 玄武岩^[30]; 实方形点为 Ferrar 玄武岩^[41]; 实三角形为 Tasmania 玄武岩^[26]。c, d NA&P MORB 北大西洋和太平洋中脊玄武岩^[38]; IOIB 印度洋岛玄武岩^[22]; MIR 印度洋玄武岩^[38]; K86244pl(o) 宽甸斜长角闪岩中斜长石的现今比值; K86244pl(t) 宽甸斜长角闪岩中斜长石 2.3 Ga 的计算值

a, b Empty circle is Kuandian complex; solid circle is South Karoo basalt^[29, 40]; empty quadrangle is Parana basalt^[30]; solid quadrangle is Ferrar basalt^[41]; solid triangle is Tasmania basalt^[26]。c, d NA&P MORB North Atlantic and Pacific MORB^[38]; IOIB Indian OIB^[22]; MIR Indian Middle Ridge Basalt^[38]; K86244pl(o) representative present value of plagioclase in amphibolite; K86244pl(t) representative 2.3 Ga value of plagioclase in amphibolite

和花岗岩类明显亏损铈、钕, 这用部分熔融过程无法解释, 因为只有斜长石具有很高铈、钕的 KD 值, 而斜长石作为残留相是不可能的。另外片麻岩和花岗岩的重稀土和高场强元素含量与斜长角闪岩相近或偏高也表明前者不可能是后者部分熔融的产物。所以宽甸杂岩中这三类不同的岩石类型是玄武质岩浆经不同程度和不同结晶相分离结晶作用的产物。为了再现这一成因过程, 选择一些微量元素利用 Rayleigh 分离结晶公式 $C_l/C_o = f^{D-1}$, 以角闪岩作为原始混染岩浆组分进行模拟计算, 其不同分异结晶程度和不同晶出相计算的结果见表 4。从表 4 看出, 片麻岩计算结果中除了钾、钆、镱与实际测定值有一定的误差外, 其它元素都比较吻合。片麻岩、花岗岩的钾明显比计算的结果偏低(大约 3 倍)。这可能是在变质过程中钾的加入(如泰

山群^[35]; 迁西群^[34]; 五台群^[8])所致。钐和钬明显低于理论值是有些副矿物象梢石、锆石等同时晶出的结果。总之通过理论模拟计算,可以得出这样的几点结论:(1)宽甸杂岩中的角闪质岩石除其钾值在变质过程中有富集外,其它元素模拟计算的结果基本相符,表明角闪质岩石可以作为其原始混染岩浆组分。(2)片麻岩是原始岩浆晶出20%橄榄石、30%单斜辉石、30%斜长石和20%石榴石及一些副矿物和残留15%的岩浆后结晶分异作用的产物。(3)花岗岩是原始岩浆晶出20%橄榄石、20%单斜辉石、50%斜长石和10%石榴石并残留15%的岩浆后结晶分异的产物。由此也可以看出原始岩浆由斜长角闪岩到片麻岩类和花岗岩经过了很高程度的分离结晶(85%),这也为根据主要元素得出的斜长角闪岩和片麻岩类组成双峰式火山岩提供了佐证。另外片麻岩类和花岗岩类具有相同的结晶分异程度,说明它们基本是同时形成的。这与张秋生等提出的辽吉花岗岩和其上的火山岩系为整合接触关系是一致的^[10,11]。

表4 宽甸杂岩部分微量元素分离结晶模拟计算结果

Table 4 The results of some trace elemental modeling calculation during fractional crystallization of the Kuandian complex

元素($\times 10^{-6}$)	角闪质岩石	片麻岩类	片麻岩类	花岗质岩石	花岗质岩石
	平均值	实测值	计算值	实测值	计算值
Rb	34.19	185.05	185.00	177.08	178.11
Ba	207.22	924.02	924.00	892.70	892.97
Th	3.42	17.51	17.15	19.26	19.96
Nb	8.46	13.49	13.59	22.89	21.84
K	26502.50	35550.00	112061.77	42277.50	100005.28
La	12.13	38.12	37.86	61.66	60.84
Sr	258.26	165.00	160.72	70.05	69.75
Sm	3.50	5.21	8.22	9.81	14.52
Zr	82.10	167.89	256.26	318.08	315.73
Eu	1.15	0.76	0.79	1.48	1.44
Yb	2.01	2.10	2.21	4.76	4.46
残余岩浆含量($\%$)			15		15
晶出相组成和含量($\%$)			Ol(20) Cpx (30)Pl(30) Gt(20)		Ol(20)Cpx (20)Pl(50) Gt(10)

注:瑞利分离结晶公式 $C_1/C_0 = f^{D-1}$, C_1 为残余岩浆中微量元素浓度; C_0 为原始岩浆中微量元素浓度; f 为残余岩浆的百分含量; D 为分离结晶相总体分配系数(各矿物的分配系数数据, M. Wilson^[48]); Ol 为橄榄石; Cpx 为单斜辉石; Pl 为斜长石; Gt 为石榴石。

3.5 宽甸杂岩形成时的大地构造环境

宽甸杂岩中的角闪质岩石无论其微量元素的标准化分布模式图,还是其钐、铈、铅同位素地球化学特征都与冈瓦那大陆裂开产生的大陆溢流玄武岩相类似,表明它们可能具有相同的成因过程和形成环境。在 T. H. Pearce et al. 的 $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ 图上(限于篇幅,图略)^[45],斜长角闪岩落入洋岛玄武岩和大陆玄武岩之间的过渡区。在 J. A. Pearce et al. 的 $Zr-Zr/Y$ 图解上则介于典型的板内玄武岩和洋中脊玄武岩之间的过渡区(限于篇幅,图略)^[46]。表明其可能形成于大陆拉开向洋壳转化的过渡环境。宽甸杂岩中的花岗质岩石在 J. A. Pearce et al. 的 $Nb-Y$ 和 $Rb-(Y+Nb)$ 图上(限于篇幅,图略)皆落入板内花岗岩区^[47]。再结合其火山岩系中明

显缺失中性岩石,角闪质岩石和片麻岩类组成双峰式火山岩。因而可以推测宽甸杂岩是在陆壳裂开向洋壳转化但还没有形成洋壳,类似于拗拉槽(aulacogen)的大地构造环境下形成的。

通常认为在 2.0—2.4Ga 期间,北美、欧洲和澳洲大陆构造发展基本处于一个相对稳定期^[49,3]。而在中朝克拉通东北部的宽甸地区却出现了强烈的岩浆喷溢活动。由于上地幔的上涌,太古代地壳开始拉张(delamination),出现了以偏酸性为主的双峰火山岩系,随后拉张结束形成了非造山的花岗岩。另外宽甸杂岩上部还有一套浊积岩系,张秋生等曾将其与宽甸杂岩一起称为辽吉岩套^[10,11]。这种先以双峰式火山喷发,然后是非造山花岗岩浆的侵入,而后浊积岩系不整合之上为特征的岩石系列,与元古宙较常见的形成于裂谷系(rift system)或拗拉槽环境的岩石组合相一致,Condie 称之为双峰火山岩-长石砂岩-砾岩组合(BVAC)^[3]。这种组合多出现于 1.8—1.9Ga,如南非的 Dewaras 和 Waterberg 岩系;北美的 Pahump 和 Unita 山组及在显生宙之后的拉张环境中,早元古代特别是 2.0—2.4Ga 尚未见 BAVC 组合的报道,宽甸杂岩可能是时代最老的 BVAC 岩石组合。宽甸杂岩这套 BVAC 组合的形成表明在 2.3—2.4Ga 期间中朝克拉通开始张裂,并以大陆拉斑玄武岩喷溢形式增生。

4 结论

(1)宽甸杂岩的母岩浆来源于有再循环地壳物质混染的地幔源。用角闪质岩石作为原始混染岩浆,利用 Rayleigh 分离结晶过程模拟结果表明,宽甸杂岩中片麻岩类和花岗质岩石都是原始岩浆分别晶出 20%橄榄石、30%单斜辉石、30%斜长石及 20%石榴石和 20%橄榄石、20%单斜辉石、50%斜长石及 10%石榴石后,残留 15%岩浆结晶形成的。

(2)宽甸杂岩中的角闪质岩石的原岩成因类型为大陆溢流玄武岩,与冈瓦那大陆裂开产生的 Karoo 和 Tasmania 等大陆溢流玄武岩相类似,具有 Dupal 异常特征,表明中朝克拉通东北部宽甸地区在早元古代(2.3—2.4Ga)曾存在过类似于南半球中生代的异常地幔。

(3)宽甸杂岩原岩建造先以双峰式火山喷发,而后为非造山花岗岩的形成为特征,这套建造形成时的大地构造环境相当于陆壳裂开向洋壳转化的过渡环境,类似于拗拉槽构造环境。

(4)宽甸杂岩的形成表明:在 2.3—2.4Ga 期间,中朝克拉通构造演化与北美地盾、欧洲地台和澳洲大陆不同,曾发生强烈的火山喷发活动而使其增生。同时宽甸杂岩地球化学特征也表明,至少在宽甸杂岩形成之前就已经存在过类似现代板块规模的壳幔对流作用发生。

本文野外工作曾得到姜春潮教授的指导,研究工作由香港大学提供资助,Chroucher 基金会提供了张立飞博士在香港大学地球科学系工作期间的费用,在此一并致谢!

参 考 文 献

- 1 Armstrong R L. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophys.*, 1968, 6, 175—199.
- 2 Armstrong R L. Radiogenic isotopes; the case for crustal recycling on a near-steady-state continental growth earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 301, 1981, 443—472.
- 3 Condie K C. *Plate tectonic and crustal evolution*. Pergamon, 1989.
- 4 Condie K C. *Proterozoic crustal evolution, developments in precambrian geology* 10. Elsevier, Amsterdam, New York, Tokyo, 1992.
- 5 Abouchami W, Boher M. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95, 17605—17629.
- 6 Boher M, Abouchami W, Michard A, Albaredo F, Arndt N T. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geo-*

- physical Research, 1992, 97, 345-369.
- 7 Jahn B M. Early Precambrian basic rocks of China. In: (ed. R. P. Hall and D. J. Hughs) Early Precambrian Basic Magmatism. Blachie, Bishopbriggs, Glasgow, 1990, 294-316.
 - 8 Sun M. Armstrong R L, Lambert R S. Petrochemistry and Sr, Pb, and Nd isotopic geochemistry of Early Precambrian rocks, Wutaishan and Taihangshan areas, China. Precambrian Research, 1992, 56, 1-31.
 - 9 Sun M. Armstrong, R L Lambert, R S, Jiang C C, Wu J H. Petrochemistry and Sr, Pb and Nd isotopic geochemistry of Paleoproterozoic Kuandian Complex, the eastern Liaoning Province, China. Precambrian Research, 1993, 62, 171-190.
 - 10 张秋生. 中国早前寒武纪地质及成矿作用. 吉林:吉林人民出版社,1984.196-264页.
 - 11 张秋生等. 辽东半岛早期地壳与矿床. 北京:地质出版社,1986.218-322页.
 - 12 姜春潮等. 辽吉东部前寒武纪地质. 沈阳:辽宁科学技术出版社,1987.5-62页.
 - 13 白瑾,黄学光,戴凤岩,吴昌华. 中国前寒武纪地壳演化. 北京:地质出版社,1993.68-118页.
 - 14 辽宁省地质矿产局. 辽宁省区域地质志. 中华人民共和国地质矿产部地质专报,区域地质第14号. 北京:地质出版社,1989.33-55页.
 - 15 姜春潮. 再论辽东前寒武纪地层的划分和对比辽河群一词使用的商榷. 中国地质科学院院报,1984,(9),157-167.
 - 16 赵宗溥等. 中朝准地台前寒武纪地壳演化. 北京:科学出版社,1993.342-350页.
 - 17 Cox K G, Bell J D, Pankhurst R L. The interpretation of igneous rocks, George, Allen and Unwin, London, 1979.
 - 18 Lemaitre R W. The chemical variability of some common igneous rocks. J. Petrology. 1976,288, 17-23.
 - 19 Sun M. Consolidation and mantle evolution of the Sinokorean Craton in Early Precambrian time. Unpubl. Ph. D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 1991.
 - 20 Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol., 1987, 95, 407-419.
 - 21 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (ed. A. D. Saunders and M. J. Norry). Geological Society Special Publication No. 42, 1989, 313-345.
 - 22 Sun S S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil. Trans. R. Soc. London, 1980, A297, 409-445.
 - 23 Arndt N T, Christensen, U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. Journal of Geophysical Research, 1992, 97, 10967-10981.
 - 24 Thirlwall M F, Smith T E, Graham A M, Theodorou N, Hollings P, Davidson J P, Arculus R J. High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? J. Petrology, 1994, 35, 819-838.
 - 25 Nakamura E, McCulloch M T, Sun S-S. The influence of subduction processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalts. Nature, 1985, 316, 55-58.
 - 26 Hergt J M, Chappell B W, McCulloch M T, McDougall I, Chivas A R. Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. J. Petrology, 1989, 30, 841-883.
 - 27 Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 1985, 9-71.
 - 28 Duncan A R, Erlank A J, March J S. Regional geochemistry of the Karoo igneous province. Special Publication of the Geological Society of South Africa, 1984, 13, 355-388.
 - 29 Ellam R M, Cox K G. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. earth and Letters, 1991, 105, 330-342.
 - 30 Hawkesworth C J, Mantovani M, Peate D. Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism. In: Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and differences (ed. M A Menzies and K G Cox), Oxford University Press, Oxford, 1988.
 - 31 Hawkesworth C J, Gallagher K, Kelley S, Mantovani M, Peate D W, Regelous M, Rogers N W. Parana magmatism and the opening of the south Atlantic. In: Magmatism and The Causes of Continental Break-up (ed. B. C. Storey, T. Alabaster and R J Pankhurst). Geological Society Special Publication, 1992, 68, 221-240.
 - 32 Menzies M A, Kyle P R. Continental volcanism: a crustal-mantle probe. In: Continental Mantle (ed. M. A. Menzies).

- Oxford Science Publication, 1990. 157—177.
- 33 乔广生,翟明国,严月华. 鞍山地区太古代岩石同位素地质年代学研究. 地质科学, 1990, (2):158—165.
- 34 Jahn B M, Zhang Z Q. Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1984, 85, 224—243.
- 35 Jahn B M, Auvray B, Shen Q H, Liu D Y, Zhang Z Q, Dong Y J, Ye X J, Zhang Q Z, Cornichet J, Mace J. Archean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Research*, 1988, 38, 381—403.
- 36 Jahn B M, Auvray B, Cornichet J, Bai Y L, Shen Q H, Liu D Y. 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei province, China: field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. *Precambrian Research*, 1987, 34, 311—346.
- 37 Dupre B, Allegre C J. Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle, *Nature*, 1980, 286, 17—21.
- 38 Dupre B, Allegre C J. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 1983, 303, 142—146.
- 39 Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. earth Planet. Sci.* 1986, 14, 493—571.
- 40 Erlank A J, Waters F G, Hawkesworth C J, Haggerty S E, Allsopp H L, Rickard R S, Menzies M A. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa. In *Mantle Metasomatism* (ed. M. A. Menzies and C. J. Hawkesworth). Academic Press, London, 1987, 221—311.
- 41 Kyle P R, Pankhurst R J, Browman R J, Menzies M A. Petrogenesis of the Ferrar volcanic rocks Antarctica. Preprint available from Department of Geosciences, N. M. I. M. T., Socorro, New Mexico, 1990.
- 42 Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, 1984, 309, 753—757.
- 43 Mukasa S B, Robert M, James G B. Pb-isotopic compositions of volcanic rocks in the West and East Philippine island arcs: presence of the Dupal isotopic anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 1987, 84, 153—164.
- 44 Sakes S. Nd isotopic heterogeneity of the oceanic upper mantle. *Earth Science*, 1987, 41, 23—34.
- 45 Pearce T H. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, 36, 121—132.
- 46 Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, 69, 33—47.
- 47 Pearce J A, Harries N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol*, 1984, 25, 956—983.
- 48 Wilson M. *Igneous Petrology, A Global Tectonic Approach*, Chapman & Hall, 1993, 417—421.
- 49 Nelson B K, Depaolo D J. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b. y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American Mid continent. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1985, 86, 746—754.

THE ORIGIN OF THE EARLY PROTEROZOIC KUANDIAN COMPLEX: EVIDENCE FROM GEOCHEMISTRY

Sun Min,

(*Department of Earth Sciences, University of Hong Kong, Hong Kong*)

Zhang Lifei

(*Department of Geology, Peking University, Beijing, China*)

and Wu Jiahong

(*Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Shenyang, China*)

Abstract

The Kuandian Complex is a rarely preserved Early Proterozoic volcanic suite, formed 2.3—

2.4 Ga ago. It is located in an Early Proterozoic mobile belt which is bounded by the Archean Rangrim and Ryonggang Blocks of the northeastern Sino-Korea Craton. The Complex is mainly made up of amphibolite, a variety of gneisses, and layered granite. Petrological and geochemical studies show that the protoliths of the complex are associations of bimodal volcanics and anorogenic granites. The Kuandian amphibolites are depleted in Nb, Ta, P and Ti, and enriched in LILE, e. g. K, Rb and Cs, with pronounced depletion of Sr relative to Nd and Pb; La/Nb ratios are higher than 1 (1.75 to 5.18). The trace element patterns of the amphibolites are similar to continental flood basalts formed by Gondwana break-up, such as those in South Karoo and Tasmania, which shows continental contamination. ϵ_{Nd} values ranging from 0.70 to 1.94 of the Kuandian amphibolites and the relationships between Nb/Yb and La/Yb suggest that contamination of basaltic magma happened in the mantle, rather than along the conduit. Isotope ratios of $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicate that the magma was derived from a contaminated mantle source like DMM or a mixture of DMM and EM2. The Kuandian complex has Dupal anomaly, as is the case with some continental basalts in the south hemisphere, e. g. in South Karoo and Tasmania. Petrochemical modeling proposes that the Kuandian gneiss, granite, and amphibolite came from the same parental magma, being products of strong fractional crystallization. Protoliths of the Kuandian complex were formed in an extensional tectonic setting during the transition from continental crust to oceanic crust.

The formation of the Kuandian complex indicates that 2.3 to 2.4 Ga ago, the tectonic evolution of the Sino-Korea Craton was different from that of other well-studied Precambrian cratons, e. g. the North America shield, European platform and Australian continent in that strong volcanic eruption resulted in its accretion. Besides, the contaminated magma source with a Dupal anomaly for the complex indicates that crustal-mantle convection whose scale was similar to that of the present plate tectonics had occurred at least before the formation of the Kuandian complex (2.3–2.4 Ga B. P.).

Key words: Kuandian Complex, geochemistry, continental tholeiite, Dupal anomaly

作者简介

孙敏, 1956年生。1981年毕业于北京大学地质学系, 1991年毕业于加拿大哥伦比亚大学地质系获博士学位。从事岩矿地球化学专业研究, 现为香港大学地球科学系讲师。通讯处: 香港薄扶林道香港大学地球科学系。