藏南早白垩世火山岩屑砂岩对印度大陆 北缘火山事件的约束

陈蕾,胡修棉,黄志诚 南京大学地球科学系,210093

内容提要:藏南古错地区早白垩世以出现一套火山岩屑砂岩为特征。通过系统的岩石学、地球化学及物源区 综合分析表明,砂岩中的火山岩岩屑来源于同期的印度大陆北缘的板内火山作用。侏罗纪晚期,砂岩物源来自于 稳定的被动大陆边缘,早白垩世 Barremian 期砂岩物源来自于被动大陆边缘和火山弧的双重供应,随地层变新火山 物质的输入逐渐增加,至 Albian 早期达到顶峰。随后,火山物质输入终止,砂岩基本消失,取而代之的是一套黑色 页岩。古错砂岩物源区的变化反映了印度大陆北缘在早白垩世存在一次强烈的板内火山作用,可能与印度大陆与 澳大利亚大陆、南极大陆的裂解有关。

关键词:西藏;古错;岩屑砂岩;早白垩世;火山事件

古错剖面位于西藏南部聂拉木县门布乡古错村 的西南部(图1),地层连续,化石丰富,产大量的菊 石及双壳类化石,是研究侏罗系一白垩系界限的经 典剖面之一。古错剖面的下部为侏罗系门卡墩组黑 色页岩系,其顶部为一套石英砂岩;之上过渡为早白 垩世一套火山岩屑砂岩和页岩的组合,相当于刘桂 芳等(1987)划分的古错二组至古错四组,系本文主 要研究对象。根据前人在这套岩屑砂岩中发现的大 量化石(刘桂芳等,1987;刘桂芳,1988;徐钰林等, 1990;姚培毅等, 1990; Li et al., 1994; 苟宗海, 1997),结合新发现的化石证据和碎屑锆石年龄,其 时代相当于早白垩世 Barremian 晚期至 Albian 早 期(Hu et al., 2006)。最近, 胡修棉等(2006)在重 新修订该套地层的基础上,系统开展沉积学研究,认 为该套地层的主体为三角洲和陆棚的沉积。

古错地区大地构造位置属于特提斯喜马拉雅南 带(Wang et al., 1996), 侏罗纪一早白垩世位于印 度大陆的北缘。根据测量地层中交错层理和槽模的 古流向指示,古错地区下白垩统地层的古流向基本 为由南至北(NE15-NW15)(胡修棉等,2006),这 说明当时的物源来自南部的印度。现有资料表明, 印度大陆从裂谷阶段向漂移阶段的转变发生在早白 垩世(Powell et al., 1988; Patzelt et al., 1996)。古 错地区沉积的这套早白垩世岩屑砂岩是否就是这次 构造转变的响应呢?如果是的话,它将系统地记录 印度大陆从裂谷阶段向漂移阶段的转变过程,其研 究将有利于深化理解冈瓦纳大陆的最后裂解过程。 为此,本文系统地对这套岩屑砂岩地层进行物源区 分析。

2007

样品测试及分析方法 1

分析样品采自古错剖面一组、二组至四组山脊 露头的新鲜岩块,以岩屑砂岩为主,以及长石岩屑砂 岩和石英砂岩。所采集样品对整个剖面有着很好的 代表性(图 2)。

砂岩颗粒统计选择成岩作用相对小的样品,用 Gazzi-Dickinson 的点计法(Ingersoll et al., 1984)统 计。在一个显微薄片内统计 400 个左右的颗粒数, 记下各类颗粒的出现频次,然后将结果投点于 Dickinson (1985)的 QtFL 和 QmFLt 三角图解中。

样品在研磨成粉末前用蒸馏水清洗,烘干研磨 到 200 目以下。常量元素分析在南京大学分析测试 中心采用 X 衍射荧光光谱(XRF)方法(其中二价铁 含量通过湿法测得);微量元素分析在南京大学成矿 作用国家重点实验室完成,所用仪器为电感耦合等 离子质谱(ICP-MS)。

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40302017)、国家重点基础研究发展计划"973"项目(编号 2006CB701402)资助的成果。 收稿日期:2006-08-17;改回日期:2006-11-29;责任编辑:周健。

作者简介:陈蕾,男,1980年生,硕士研究生。主要从事沉积学研究。Email:chlei0001@163.com。通讯作者:胡修棉,男,1974年生,副教 授。通讯地址:210093,南京大学地球科学系;电话:025-83593002;传真:025-83686016;Email:huxm@nju.edu.cn。





本次实验采用电子探针来测试薄片中岩屑颗粒 的化学成分,实验采用南京大学成矿作用国家重点 实验室 JXA-8800M 电子探针仪,加速电压为 15 kV,电流为1×10⁻⁸A,束斑直径 150 μm。

2 砂岩岩石学分析

古错剖面下部为侏罗系门卡墩组黑色页岩系, 其顶部为一套石英砂岩;向上过渡为早白垩世火山 岩屑砂岩和页岩,之上为巨厚的黑色页岩层(图 2)。 通过对整个剖面岩石薄片的系统观察,砂岩岩石类 型主要为岩屑砂岩、长石岩屑砂岩和石英砂岩。

石英砂岩:在古错一组的石英砂岩中石英含量 近于 100%(表1),颗粒接触紧密,见石英的次生加 大边。石英颗粒的内部见有细小长柱状黑云母和包 裹体,显示火山来源的性质;重矿物见有锆石和金红 石,显示再旋回沉积来源性质。

岩屑砂岩和长石岩屑砂岩:骨架颗粒主要以石

英、长石、岩屑为主,还有少量的白云母、重矿物(锆石),长石见有少量的泥化和方解石化。胶结类型为 接触胶结,胶结物为绿泥石和硅质,硅质的薄膜依附 在碎屑颗粒的周围边界,它的存在对成岩之后的岩 屑起到了很好的保护作用;磨圆度随地层由老变新, 呈由次圆状、次棱角状到棱角、次棱角状变化;分选 性一般到差。

①石英:岩屑砂岩中石英颗粒总数含量在16% ~65%之间(表1)。以单晶石英为主,见有少量的 脉石英和燧石。随地层变新,石英含量减小,且有圆 状、表面相对清洁到棱角状、表面污浊变化。石英颗 粒的内部见有细小长柱状云母和包裹体,亦见有石 英颗粒的次生加大边;在剖面中下部石英颗粒的边 界见有凸面弧形的熔蚀结构。②长石:含量在0% ~40%之间(表1)。长石类型见有钾长石(主要为 微斜长石,其次为正长石),斜长石的 An_{24~31}显示中 基性的性质。随地层变新,以钾长石含量相对增多, 古错砂岩碎屑颗粒组分

层位	古错一组,2~4层		古错二组,4~8层				古错	二组,9~	古错四组,18~19层			
编号	GCST-1	GCST-5	GC4-1	GC7-1	GC8-2	GC9-2	GC9-5	GC10-0	GC10-1	GC18-1	GCL7-2	GCL13-2
单晶石英(颗)	392	380	262	250	286	118	152	138	120	117	134	68
多晶石英(颗)		1	2	3	2	2	8	9	7		5	
钾长石(颗)			1	12	4	3	1		1	11	66	91
斜长石(颗)			9	16	15	11	7			9	46	71
沉积岩岩屑(颗)			4	3	6	16	14	23	39	20	5	
安山岩岩屑(颗)			66	58	74	111	64	39	43	53	49	39
粗面岩岩屑(颗)			41	56	41	43	64	107	152	112	23	62
酸性岩岩屑(颗)			14	40	23	119	113	89	41	58	74	73
云母(颗)			3	1		2	1			9	1	3
石英总量(%)	100.0	100.0	65.7	57.6	63.9	28.2	37.7	36.3	31.5	30.1	34.5	16.7
长石总量(%)			2.5	6.4	4.2	3.3	1.9		0.2	5.1	27.8	39.8
岩屑总量(%)			30.1	35.8	31.9	68.0	60.1	63.7	68.2	62.5	37.5	42.8
定名	石革砂岩	石革砂岩	岩屑砂岩	岩屑砂岩	岩屑砂岩	岩屑砂岩	岩屑砂岩	岩屑砂岩	岩屑砂岩	岩屑砂岩	长石岩屑砂岩	长石岩屑砂岩

Table 1 Framework grain mode of the Gucuo sandstones

表 1



图 2 古错剖面岩性柱,示分析样品位置图 (据胡修棉等,2006 修改)

Fig. 2 Stratigraphic column of the Gucuo section, showing the locations of analyzing samples (modified from Hu et al. , 2006) 长石总量在顶部数量明显增加。③岩屑:岩屑总量 在 31%~68%之间变化(表 1)。以火山岩屑为主, 剖面中部见少量泥质岩屑。随地层由老变新,岩屑 显示 31%~68%~43%变化。岩屑结构类型主要 有玻基交织结构、交织结构、粗面结构、霏细结构。 岩屑中斜长石 An_{26~30}变化,显示中基性火山岩的来 源,与碎屑中的长石相互对应。岩屑砂岩薄片内见 少量的塑性变形的玻璃物质,这些玻璃物质磨圆度 差;岩屑内见圆形、椭圆形的气孔多被绿泥石充填。

为更准确地掌握岩屑的成分,我们用电子探针 的电子束斑直接轰击岩屑的表面,来获取岩屑的主 量元素成分。岩屑的粒径在 1 mm 左右,最大的可 达 2 mm,用 150 μm 的电子束斑轰击 3 个典型岩屑 的 18 个点,47 个部位,其结果见表 2。

根据数据结果,SiO₂含量在48.08%~57.71% 之间,为玄武一安山岩;但显示 Na₂O含量远大于 K₂O含量,而且 CaO含量很低,这是在沉积成岩之 后钾长石的钠长石化以及 CaO 被淋滤流失造成的, 钠长石主要是沿着裂隙、解理交代钾长石(Sadoon et al.,1990;杨桂芳等,2003)。

对18个点的全碱-硅的分类图(图3a)中,大部 分分布在玄武质粗面安山岩、粗面安山岩的范围内。 在玄武岩的TiO₂-MnO-P₂O₅的构造环境判别图解 (Mullen,1983)上,全部投点于洋岛型拉斑玄武岩和 洋岛型碱性玄武岩的范围(图3b)。这更可确定影 响古错砂岩沉积的火山事件的存在性,且源岩为板 内火山岩。

从颗粒统计的数据(表 1)可以看出,整个剖面 的岩石成分和结构成分是不稳定的,但是在剖面的

	表 2 古错火山岩屑的主量元素含量(%)													
	Table 2	Contents	s(%) of	major	element	s from 1	the volca	anic gra	ains of t	he Gucu	10 sands	tones		
号	测试点数	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	NiO		

样晶号	岩屑号	测试点数	SiO_2	${\rm TiO}_2$	$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K_2O	P_2O_5	NiO	V_2O_3	总量
GC-8-1	1	8	48.08	5.09	19.31	10.59	0.03	3.82	0.16	6.48	0.10	0.03	0.04	0.43	94.15
	2	3	54.58	3.61	18.57	5.57	0.02	1.76	0.56	8.06	0.11	0.36	0.04	0.29	93.54
	3	3	56.48	3.70	16.49	3.32	0.01	0.85	0.49	6.79	0.22	0.24	0.02	0.34	88.95
	4	4	54.82	2.11	17.74	5.57	0.05	1.63	0.51	6.24	0.13	0.32	0.03	0.22	89.38
	1	4	56.80	2.39	19.36	4.97	0.03	1.96	0.20	9.00	0.35	0.06	0.02	0.22	100.35
	2	2	54.28	3.39	18.14	5.55	0.02	1.94	0.16	8.37	0.17	0.06	-	0.31	96.39
	3	2	55.46	2.37	18.31	4.51	0.03	1.63	0.28	8.52	0.19	0.13	0.02	0.22	96.66
	4	1	57.71	2.03	17.58	2.53	-	0.75	0.87	8.02	0.16	0.24	0.01	0.17	95.07
GC-10-1	5	1	56.26	2.34	17.86	2.40	-	0.74	0.73	7.44	0.41	0.51	-	0.19	94.89
	6	1	52.92	1.80	17.94	4.88	0.03	1.70	0.42	6.87	0.45	0.27	-	0.17	94.45
	7	1	54.59	2.59	17.27	3.26	0.07	0.89	0.60	7.49	0.32	0.30	-	0.21	95.59
	8	1	51.98	2.07	16.88	4.68	0.01	1.24	0.61	6.78	0.35	0.22	0.02	0.20	94.05
	9	3	49.98	1.94	16.76	6.28	0.03	2.17	0.24	6.39	0.25	0.07	0.02	0.19	96.33
	1	3	52.97	2.22	16.99	4.92	0.06	0.45	1.49	6.95	0.09	0.22	0.03	0.19	86.56
	2	2	49.68	1.76	17.15	6.32	0.01	1.69	1.90	6.36	0.30	1.06	0.01	0.17	86.41
GC-10-1'	3	3	51.86	2.47	17.96	7.70	0.04	0.14	2.49	7.03	0.10	0.04	0.03	0.21	90.07
	4	3	55.83	1.65	18.12	4.08	0.03	0.53	1.11	8.29	0.15	0.26	0.01	0.15	90.21
	5	2	51.74	2.59	17.87	6.48	0.13	0.33	1.88	7.45	0.19	0.10	0.01	0.24	89.01





中下部,石英颗粒磨圆度相对较好,表示其中一部分 来源是一个高能的沉积再循环的环境;随地层变新 火山喷发物质的输入逐渐变强,构造环境为相对稳 定到不稳定的发展。对以上薄片中长石、石英、岩屑 的观察可看出,物源是近于喷发的火山的,随时间的 延续,距离火山作用的地点相对变近,并且整个剖面 的岩石组合都受到此火山作用的影响。在剖面顶部 出现较高的长石含量,这是隆起的火山的浅层侵入 岩剥露作用近源沉积的结果。

将颗粒统计结果(表 1)投图到 Dickinson 的 QtFL 和 QmFLt 构造背景的图解中(图 4),可以看 出底部为富石英区,中部为相对富岩屑区,顶部为富 长石区。底部、中部投点到再循环造山带,顶部投图 到火山弧内。这与岩石学的薄片观察是相对应的。



图 4 古错砂岩碎屑成分的 Dickinson (1985)构造判别图

 Fig. 4 Detrital mode plot of the Gucuo sandstones (tectonic fields from Dickinson,1985)
Qm-单晶石英;Qt-Qm+多晶石英质碎屑;F-单晶长石总数;L-火成岩岩屑和沉积岩岩屑;Lt-L+多晶石英
Qm-Monocrystalline quartz;Qt-Qm+polycrystalline quartz;F-total feldspar grains;L-total unstable lithic gragments; Lt-L+polycrystalline quartz

3 砂岩地球化学分析

3.1 砂岩主量元素分析

古错剖面中下部具有较高的 SiO₂含量(表 3), 显示为很高的成熟度;地层向上随着不稳定颗粒(长 石和岩屑)的数量增多而引起结构成熟度变低,导致 SiO₂/Al₂O₃值变小(McLennan et al., 1993)。Ti 是比较稳定的元素,一般不形成可溶性的化合物,在 古错剖面中下部相对富集,说明其来源物受改造较 强烈;且有较低的 CaO 含量,说明此处风化、淋滤作 用增强,是被动大陆边缘的外力作用带。但是 K₂O/Na₂O 值大部分小于 1,说明其物源是来自火 山背景(McLennan et al., 1990)。由此可以看出, 中下部沉积处于被动大陆边缘,同时又受到火山活 动的影响,有着双重的物源供应。在上部的具有低 Fe₂O₃和 MgO 值、较低的 SiO₂/Al₂O₃值、较低的 Ti 值,指示火山作用的影响增强,而且火山的喷发 物质偏于中性。在主量元素函数的构造判别图上 (Bhatia, 1983),上部为火山弧物质来源,而中下部 在主量元素的图解中投图到被动大陆边缘内(图 5),可以看出是一个相对稳定到不稳定的演化过程。

3.2 全岩微量元素分析

微量元素中 Zr 是相对稳定的成分,古错砂岩中 Zr 含量多在 200×10⁻⁶~500×10⁻⁶之间(表 4),但 有两个异常,在下部 Zr 的含量较高,有两个样品为







930×10⁻⁶左右,Zr含量随重矿物锆石的含量增加 而增加,锆石多来自于古老大陆,说明这个时期的沉 积物质以被动大陆边缘的再循环物质供应占主要地 位;在顶部的下端Zr含量突然增高,显示火山活动 的一个特殊阶段——喷发物质的快速沉积或沉积物 的再循环。在顶部见有La、Nb值的显著增高,显示 为典型的大陆岛弧性质(Bhatia et al.,1986);它又 显示较高的大离子亲石元素Rb、Sr、Ba含量,表现

表 3 古错砂岩主量元素含量(Wt%) Table 3 Major element of Gucuo sandstones(Wt%)

层位			古错二组	,4~8层				古错二组	,9~12 层	Ļ	古错四组,18~19层				
样品号	GC1-1	GC4-1	GC6-1	GC7-1	GC8-1	GC8-2	GC9-2	GC10-0	GC10-1	GC18-1	GCL3-2	GCL7-2	GCL13-2	GCL18-2	
SiO ₂	67.04	75.50	78.70	77.39	76.33	64.72	71.16	71.23	63.35	71.12	67.1	66.29	61.39	58.13	
${\rm TiO}_2$	1.52	0.84	0.96	1.09	1.03	1.16	0.88	0.94	1.27	0.96	0.73	0.59	0.92	0.90	
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	13.13	9.46	9.28	7.82	7.45	10.72	9.39	10.10	12.31	10.62	12.96	11.28	12.28	10.58	
$\rm Fe_2O_3$	4.14	3.64	2.83	1.63	1.28	2.95	1.56	1.91	2.71	6.13	4.82	3.35	3.91	2.18	
FeO	2.74	2.11	0.58	3.14	3.94	4.77	3.14	4.17	5.51	1.48	3.19	4.19	7.02	4.62	
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05	0.02	0.03	0.04	0.08	0.11	
MgO	2.21	1.86	0.96	2.04	2.28	3.44	2.37	2.93	3.52	1.78	1.11	1.30	1.85	1.13	
CaO	0.59	0.43	0.32	1.00	1.68	3.06	3.18	1.36	2.13	0.91	0.42	2.92	2.44	8.71	
Na_2O	3.12	1.50	1.15	2.00	1.92	2.68	2.79	2.90	3.53	1.59	2.09	1.99	2.38	3.13	
$\mathrm{K}_2\mathrm{O}$	1.05	1.00	1.54	0.29	0.18	0.27	0.38	0.27	0.26	1.25	3.83	2.90	1.66	0.91	
P_2O_5	0.20	0.13	0.08	0.12	0.10	0.16	0.15	0.17	0.16	0.32	0.17	0.30	0.19	0.15	
烧失量	3.66	3.08	2.87	2.51	3.25	5.21	4.49	3.26	4.41	4.10	2.93	4.39	4.65	9.04	
总量	99.42	99.57	99.29	99.07	99.48	99.20	99.54	99.29	99.21	100.27	99.37	99.53	98.76	99.59	

为被动大陆边缘的特性(Bhatia et al., 1986)。

由于微量元素在沉积成岩过程中很少受外界的 影响,它们能比较完整地保存物源区的原始信息(邵 磊等,1998),它的构造判断更具有说服力。在 Bhatia等(1986)的La-Th-Sc和Th-Sc-Zr/10的构 造背景判别图上(图 6)可以看出,下部沉积物来源 于被动大陆边缘,也同时受到火山弧作用的影响;向 上这种火山作用的强度增大,显示大陆岛弧和被动 大陆边缘的双重背景。

3.3 全岩稀土元素分析

REE 在沉积成岩过程中具有很小的迁移性,在 海相氧化环境中 Ce²⁺氧化成 Ce⁴⁺而与其他的 LREE 分离开;Eu 在化学风化中是优先带出的(王 中刚等,1989),这也就是在古错砂岩稀土元素球粒 陨石标准化的配分模式图中表现 Ce 和 Eu 明显负 异常的原因(图 7),且表现明显的 LREE 的富集, HREE 的亏损。古错剖面中下部 Σ REE 在 167.4× $10^{-6} \sim 158.36 \times 10^{-6}$ 和 δ Eu 值在 0.59 \sim 0.85 之间, 表现为被动大陆边缘的特征(Bhatia,1985)。在上



图 6 古错砂岩的微量元素的构造判别图解(据 Bhatia 等,1986)

Fig. 6 Trace element tectonic discriminant diagrams of the Gucuo sandstones (after Bhatia et al., 1986)

A-大洋岛弧;B-大陆岛弧;C-活动大陆边缘;D-被动边缘;PM-被动大陆边缘区域(McLennan et al., 1990)

A-Oceanic island; B-continental island; C-active continental margin; D-passive margin;

PM—Passive margin field (McLennan et al., 1990)

表 4 古错砂岩稀土元素、微量元素丰度值(×10⁻⁶) Table 4 Contents (×10⁻⁶) of REE and trace elements of the Gucuo sandstones

	1														
层位	古错二组,4~8 层							古有	昔二组,9~	12 层	古错四组,18~19层				
样品号	GC-1-1	GC-4-1	GC-6-1	GC-7-1	GC-8-1	GC-8-2	GC-9-2	GC-10-0a	GC-10-0b	GC-10-1	GC-18-1	GCL-3-2	GCL-7-2	GCL-13-2	GCL-18-2
Zr	552.2	353.8	390.4	919.8	950.1	132.5	209.6	229.0	232.5	178.6	210.0	270.4	284.9	508.1	566.9
Hf	16.9	15.4	13.3	25.6	27.0	10.9	10.9	9.2	9.9	11.1	9.9	15.8	15.5	17.9	18.4
Sc	15.3	8.7	10.7	9.7	9.8	12.7	9.0	9.1	9.7	14.4	14.0	9.7	9.8	10.2	10.7
Cr	84.8	38.2	47.9	72.5	62.3	98.1	44.8	50.9	51.8	76.2	67.7	31.2	38.2	39.5	35.3
Со	14.5	7.9	9.1	13.1	14.2	27.6	12.7	18.0	17.5	25.7	14.8	13.5	13.4	8.1	8.3
Cu	11.0	4.3	5.3	5.6	5.8	8.3	4.7	5.9	5.7	7.3	7.5	3.0	2.1	3.5	3.7
Zn	74.6	72.4	61.4	60.8	61.6	89.2	68.6	83.5	87.6	96.5	115.4	97.4	105.5	100.5	102.2
V	121.8	75.2	87.5	88.5	81.3	116.4	76.3	91.7	97.4	153.3	108.8	97.4	90.6	83.1	87.5
Ni	73.7	26.6	21.9	42.2	39.8	70.6	23.9	30.5	29.7	43.6	52.1	17.9	17.7	16.0	14.1
Rb	35.8	36.6	53.8	11.6	7.0	10.1	13.2	10.1	10.0	8.8	53.1	64.3	56.4	20.0	20.1
Sr	77.0	46.6	30.1	51.1	57.8	117.7	136.6	111.8	111.8	115.1	54.1	103.4	154.7	499.6	495.9
Nb	31.1	17.0	18.7	20.3	21.9	17.9	21.3	21.0	21.0	24.8	17.6	36.4	42.0	37.2	37.9
Sn	20.9	2.0	2.5	1.7	1.4	1.7	2.4	3.4	3.6	2.7	3.0	3.0	2.5	3.2	2.4
Cs	0.6	0.7	1.7	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.5	1.7	0.3	0.6	0.3	0.4
Ba	293.9	225.1	318.6	92.6	73.9	108.4	137.2	121.5	121.6	127.3	273.5	554.4	343.0	131.6	134.7
U	1.7	1.7	1.9	2.5	2.6	1.2	1.1	1.1	1.0	1.2	2.3	1.0	1.0	1.5	1.5
Pb	11.2	21.8	17.7	10.9	13.1	15.4	12.6	12.3	12.6	7.0	10.0	15.5	13.7	12.9	14.1
Th	12.5	16.3	14.7	30.5	31.5	9.1	7.3	6.8	6.5	7.9	17.5	8.6	8.9	10.3	10.6
La	55.7	42.3	48.5	53.4	59.3	30.8	43.5	33.4	33.6	51.3	47.7	62.5	77.4	61.4	63.2
Ce	38.1	74.0	54.2	37.9	39.2	63.0	76.0	68.4	65.0	47.6	69.3	168.7	174.6	47.5	56.1
Pr	13.4	11.4	11.0	13.5	14.5	8.4	11.2	8.9	8.6	12.8	11.9	23.7	23.6	15.7	16.3
Nd	60.3	48.2	45.5	54.9	58.4	35.7	48.6	39.1	41.5	56.8	50.5	97.8	107.3	69.0	71.5
Sm	12.5	11.0	9.1	10.6	11.6	8.4	10.1	9.1	9.3	11.7	12.2	19.2	23.1	14.8	14.8
Eu	2.6	2.3	1.9	1.9	2.1	2.1	2.6	2.0	1.9	2.7	3.3	4.1	5.3	3.2	3.6
Gd	9.4	9.1	7.4	9.2	9.6	6.8	8.1	7.2	7.3	9.2	11.2	14.3	19.5	11.0	12.1
Tb	1.6	1.4	1.1	1.3	1.4	1.1	1.3	1.1	1.2	1.4	1.7	2.1	3.0	1.7	1.8
Dy	7.8	7.8	6.0	7.9	7.5	5.8	7.1	6.3	6.8	8.0	9.9	11.4	17.2	9.1	10.2
Ho	1.4	1.1	1.1	1.3	1.1	0.9	1.1	0.9	1.0	1.2	1.6	1.6	2.3	1.2	1.3
Er	3.4	2.9	2.8	3.4	2.9	2.1	2.4	2.1	2.0	3.1	3.8	3.3	5.1	3.5	3.1
Tm	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4
Yb	2.7	2.3	2.3	3.3	2.7	1.8	1.7	1.7	1.7	2.5	3.1	2.8	3.1	2.5	2.7
Lu	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4
Υ	35.3	31.0	29.7	38.0	33.8	26.5	29.3	25.7	26.7	34.4	43.9	40.6	50.6	35.8	37.8
ΣREE	209.6	214.7	191.6	199.7	211.1	167.4	214.2	180.7	180.3	209.3	227.2	412.5	462.5	241.5	257.5
LREE	136.2	156.0	129.1	128.1	135.4	124.3	156.5	134.7	133.4	140.8	158.4	327.9	353.4	161.2	174.4
HREE	52.9	47.4	43.7	56.2	50.2	38.8	43.5	38.4	40.0	51.5	65.0	62.8	82.3	54.8	57.8
δEu	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.8	0.9	0.7	0.7	0.8	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8
δСе	0.3	0.8	0.5	0.3	0.3	0.9	0.8	0.9	0.9	0.4	0.7	1.0	1.0	0.4	0.4
LREE/	2.6	2.2	2.0	2.2	27	2.9	2.6	2 5	2.2	2 7	2.4	5.2	4.2	2.0	2.0
HREE	2.0	3.3	3.0	4.3	2.1	J 3. 2	5.0	3.0	3.3	2.1	2.4	5.2	4.3	4.9	3.0

部有两个样品 ΣREE 达到 327.85×10⁻⁶ 和 353.35 ×10⁻⁶,且它们的微量元素中大离子亲石元素 Rb、 Sr、Ba 含量的突高,说明此处接受火山物质的快速 沉积,其中的稀土元素基本没有分异。在球粒陨石 标准化配分模式图中,剖面下部显示被动大陆边缘 的模式,中上部表现大陆岛弧的配分模式(图 7)。 此结果与岩石学、主量元素和微量元素的分析是一 致的。

4 讨论

4.1 印度大陆北缘早白垩世火山事件的确认

根据古错砂岩野外露头的槽模和交错层理的指 向标志,表明物质来源于南部的印度大陆(胡修棉 等,2006)。新鲜的不稳定长石矿物和火山岩屑的大 量存在,说明火山物质物源区较近。古错岩屑砂岩 内出现大量的火山岩屑,其物源有两种可能:一是整 体物源区发生改变,除成熟的被动大陆边缘物源区





Fig. 7 Chondrite normalized REE discriminant plots for graywackes of various tectonic settings from Australian (a) (Bhatia, 1985) and the Gucuo sandstones (b),(c),(d)

之外,还出现时代较早的火山岩地区作为重要物源, 即火山岩岩屑来源于先形成的主要以火山岩出露的 地区,经风化、搬运后沉积于古错地区;二是早白垩 世(大体与岩屑砂岩沉积近似同期)在古错地区之南 出现一次强烈的火山活动,这次火山活动形成的火 山岩经快速风化、搬运后沉积于古错地区。我们倾 向于后者,证据有:①岩屑砂岩薄片内见少量的塑性 变形的玻璃物质,这些玻璃物质基本上没有磨圆度, 很明显是火山灰直接沉降所致;②石英颗粒的熔蚀 边,以及岩屑内的气孔的存在,都证明它们是火山物 质喷出后,近源沉积的结果;③在古错岩屑砂岩所在 的地层内,见大量的毫米至厘米级的黄灰色火山灰 夹层(胡修棉等,2006),证明古错地区附近当时确实 存在火山作用;④碎屑锆石年龄揭示,在印度大陆北 缘确实曾经存在过一次明显的火山活动(Hu et al.,2007);⑤反过来,如果是第一种可能,如果火山 岩物源早就存在的话,为什么仅仅只在早白垩世出 现火山岩的物源呢?至少在这套砂岩之后的地层中 也很可能出现,而事实并非如此,在晚白垩世至古近 纪砂岩中,均没有类似的火山岩屑的出现(王成善 等,2005)。目前为止在古错剖面以南的地层中我 们并没有发现有这套类型的火山岩存在,它或许已 剥蚀殆尽,或者是由于构造运动埋于地表之下。

4.2 早白垩世火山事件的性质及其大地构造意义

古错砂岩火山岩屑中出现玻基交织结构、交织 结构、粗面结构、霏细结构,显示中基性火山岩特点, 这一点得到岩屑中斜长石的支持(An_{26~30})。另外, 电子探针数据也表明,火山岩屑主要以粗面玄武岩、 玄武质粗面安山岩和粗面安山岩为主,并且是板内 来源的性质。

侏罗纪晚期,石英砂岩成分成熟度和结构成熟 度高,其物源来自被动大陆边缘;在古错二组一四组 大体相当于 Barremian 晚期至 Albian 早期,砂岩以 出现火山岩屑为特征,岩石学、主量元素、微量元素 和稀土元素表明,随着地层变新砂岩中的岩屑含量 和长石含量逐渐增加,来源物是被动大陆边缘一大 陆火山弧双重物源共同作用的结果,火山活动由弱 到强地影响本地区的物质供应,且在中上部的影响 作用最强;之上古错五组沉积巨厚的黑色页岩标志 着火山作用的结束。

迄今,在古错剖面之南区域上,并没有早白垩世 同性质的火山岩的报道(王成善等,2005)。要么是 一直没有被发现,要么是剥蚀殆尽,要么是沿深大断 裂(如主中央断裂 MCT、主边界断裂 MBT 等)消减 尽。区域资料显示,在印度 Zanskar 和尼泊尔 Thakkhola 地区,早白垩世地层中有着相同的岩石 学组成及演化趋势(Garzanti, 1993,1999; Gibling et al., 1994)这些地区与古错地区一样,属于印度 大陆北缘。

为什么印度大陆北缘在早白垩世时期出现如此 广泛的板内火山作用呢?板内火山作用的存在通常 是裂谷作用的结果(Geoffrey, 2005)。事实上,印度 大陆与澳大利亚大陆、南极大陆的裂解确实发生在 早白垩世(Powell et al., 1988; Patzelt et al., 1996)。如果火山作用与裂谷活动相关的话,古错砂 岩将直接记录这一裂解过程。从沉积物源分析推 论,裂解火山作用至少在早白垩世 Barremian 之前 就出现了,随后火山作用变得逐渐强烈,可能在 Albian早期达到高峰,在 Albian晚期,火山活动所 代表的裂谷作用停止,标志着印度大陆与澳大利亚 大陆、南极大陆的彻底分离。之后印度大陆向北漂 移,开始了新一阶段的演化。

参考文献

- 苟宗海. 1997. 西藏南部地区双壳类化石新材料. 西藏地质,(1): 39~51.
- 胡修棉,王成善,李祥辉,等. 2006. 藏南古错地区上侏罗统上部和 下白垩统沉积相分析. 古地理学报,8(2):175~186.
- Geoffrey F D. 2005. 地幔柱存在的依据. 科学通报, 50(17): 1801 ~1813.
- 刘桂芳,王思恩.1987.西藏喜马拉雅地区上侏罗统和下白垩统研 究的新进展.见:中国地质科学院地层古生物论文集编委会 编.地层古生物论文集(17).北京:地质出版社,143~166.
- 刘桂芳. 1988. 西藏聂拉木古错晚侏罗世至早白垩世菊石群. 见:

中国地质科学院编.西藏古生物论文集.北京:地质出版社,1 ~65.

- 潘桂棠,丁俊,王立全,等. 2004. 青藏高原及邻区地质图(附说明 书). 成都:成都地图出版社.
- 邵磊, Stattergger K,李文厚. 1998. 从砂岩地球化学探讨盆地构造 背景. 科学通报, 43(9): 985~987.
- 王成善,李祥辉,胡修棉,等. 2005. 特提斯喜马拉雅沉积地质与大陆古海洋学.北京:地质出版社,1~373.
- 王中刚,于学元,赵振华,等. 1989. 稀土元素地球化学.见:沉积 岩中的稀土元素.北京:科学出版社,247~276.
- 徐钰林,万晓樵,苟宗海,等.1990.西藏侏罗纪,白垩纪,第三纪 地层.武汉:中国地质大学出版社,1~147.
- 杨桂芳,卓胜广,牛奔,等. 2003. 松辽盆地白垩纪砂岩长石碎屑的 钠长石化作用. 地质论评,49(2):155~162.
- 姚培毅,刘训,傅德荣.1990.西藏南部古错侏罗一白垩系界线剖 面的新观察.中国地质科学院院报,第21号.北京:地质出版 社,41~54.
- Bhatia M R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J. Geol., 91: 611~627.
- Bhatia M R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudstones. Provenance and Tectonic Control. Sediment. Geol., 45: 97~113.
- Bhatia M R, Crook K. 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contrib. Mineral. Petrol., 92: 181~193.
- Dickinson W R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G G,ed. Provenance of Arenites. D. Reidel Pub. Company, 333~362.
- Garzanti E. 1993. Sedimentary evolution and drowning of a passive margin shelf (Giumal Group; Zanskar Tethys Himalaya, India): palaeoenvironmental changes during final break-up of Gondwanaland. In: Treloar P J, Searle M P, eds. Himalayan Tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 74: 277~298.
- Garzanti E. 1999. Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. J. Asian Earth Sci. , 17: 805 \sim 827.
- Gibling M R, Gradstein F M, Kristiansen I L, et al. 1994. Early Cretaceous strata of the Nepal Himalayas: conjugate margins and rift volcanism during Gondwana breakup. J. Geol. Soc., 151: 269~290.
- Hu X, Jansa L, Wang C. 2007. Upper Jurassic—Lower Cretaceous stratigraphy in southeastern Tibet: comparison with the western Himalayas. Cretaceous Research, submitted.
- Li X, Grant-Mackie J A. 1994. New Middle Jurassic—Lower Cretaceous bivalves from Southern Tibet. J. Southeast Asian Earth Sci., 9(3): 263~276.
- Ingersoll R V, Bullard T F, Ford R L, et al. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point counting method. Sediment. Petrol., 54: 103~116.
- Mullen E D. 1983. A minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett., $62:53 \sim 62$.
- McLennan S M, Taylor S R, McCulloch M T, et al. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotope composition of deep sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 2015~2050.
- McLennan S M, Hemming S R, McDaniel D K, et al. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and

tectonics. In: Johnson M J, Base A, eds. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. , $284:21 \sim 40$.

- Powell C M C A, Roots S R, Veevers J J. 1988. Pre breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean. Tectonophysics, 155: 261 ~283.
- Patzelt A, Li H, Wang J, et al. 1996. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of Indian prior to the

collision with Eurasia. Tectonophysics, 259: 259 $\sim\!284.$

- Sadoon M, Morten B, Ragnar K, et al. 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre field, Norwegian North sea. J. Sediment. Petrol., 60 (3): 411~425.
- Wang C, Xia D, Zhou X, et al. 1996. Geology between the Indus-Yarlung Zangbo suture zone and the Himalaya Mountains, Xizang(Tibet), China. 30th IGC Field Trip Guide T121/T387. Beijing: Geological Publishing House, 1~72.

Constrains from Early Cretaceous Volcaniclastic Sandstones in Southern Tibet on a Volcanic Event in the Northern Margin of the Indian Continent

CHEN Lei, HU Xiumian, HUANG Zhicheng

Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093

Abstract

The Early Cretaceous Gucuo sandstones in southern Tibet are characterized by volcaniclastic litharenites. Petrography, geochemistry, provenance analysis show that volcanic grains of litharenites came from the volcanic rocks which show the character of intra-plate geotectonic setting in the area of the northern margin of the Indian Continent. During the Late Jurassic, quartzitic sandstones came from stable passive continental margin. Later, sandstones changed into a mixed source with the input of volcanic grains. The contents of volcanic grains increase upwards in the stratigraphic section, and become dominant during the Early Albian. Later, volcaniclastic sandstones stopped and were replaced by thick black shales. The provenance change of the Early Cretaceous sandstones were interpreted to the result of a contemporaneous volcanic event in the northern margin of the Indian Continent. This volcanic event was most probably related to the last break-up of the Indian Continent from the Australian-Antarctic continent during the Early Cretaceous.

Key words: Tibet; Gucuo; volcaniclastic sandstone; Early Cretaceous; volcanic event