

# 囊谦盆地新生代钾质火山岩成因岩石学研究

邓万明<sup>1</sup> 孙宏娟<sup>1</sup> 张玉泉<sup>2</sup>

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化开放研究实验室 北京 100029;

2. 中国科学院广州地球化学研究所 广州 510540)

**摘 要** 囊谦新生代钾质火山岩形成于碰撞后的板内构造环境,基性、中性和中酸性熔岩之间不存在分异和演化的关系,它们地球化学性质上的差异是源区部分熔融程度不同所致;钾质岩浆形成于 50~80 km 深处的富集交代地幔。横断山地区一些拉分盆地中火山岩源区的部分熔融可能与来自软流圈小而分散的上涌体的底侵有关。大型走滑断裂带的强烈活动为熔体的快速上升提供了通道。

**关键词** 钾质火山岩 囊谦盆地 剪切—走滑断裂带 富集地幔源 部分熔融

囊谦盆地是藏东横断山北段第三纪拉分盆地的典型代表,与相邻的丁青盆地、八宿盆地都发育有火山岩或次火山岩。因环境恶劣,过去对火山岩的专题研究比较薄弱,对火山活动在青藏高原岩石圈构造演化中的地球动力学意义也不十分清楚。本文拟在最近大量野外地质调查和分析测试结果的基础上探讨火山岩的成因。

## 1 区域地质概况和火山岩的一般特征

囊谦盆地处在金沙江缝合带与怒江缝合带之间,大地构造位置上属羌塘微板块东部,澜沧江断裂带从区内穿过。该区正好是青藏高原东西向构造带向横断山南北向构造带的转折部位。控制盆地形成的边界断裂均为北西—南东走向。盆地呈近南北向延伸,长逾 50 km,东西宽 8~15 km,东侧以一条逆冲断层与晚三叠世灰岩接触,其西侧的石炭—二叠纪生物灰岩被第三系角度不整合覆盖,为一基底向东倾斜的不对称陆相沉积盆地(图 1)。盆地内的火山岩(及次火山岩)均为规模较小的岩株、岩瘤、岩墙等产状。一般仅数百米长,数十米宽,少数超过 1 km。形态多为长条状或浑圆形,成群产出,广布较广,与红层大都呈侵入接触关系,也有的顺层出现。在总札北的一条剖面上见到 3 个喷发韵律。火山活动早期具爆发特征,晚期呈溢流状。除少量的火山角砾岩、集块岩外,大部分为熔岩类。据造岩矿物组合与岩石主要元素成分特征,可划分为占主体的粗面玄武岩、粗面安山岩、粗面岩及少量的橄榄玄武岩、安山岩以及浅成侵入的钾长斑岩、二长斑岩和煌斑岩类。这些岩石均以富钾为特征,属钾玄岩系列(孙宏娟等,1999)。K-Ar 同位素稀释法定年的结果,全岩或单矿物黑云母的表面年龄均在 32.04~36.50 Ma 的范围内,是渐新世期间板内

中国科学院青藏重大基础研究项目(KZ951-A1-204-01-02)和国家重点基础研究发展规划项目(G1998040800)资助。  
邓万明,男,1940年12月生,研究员,岩石学和地球化学专业。

2000-03-30 收稿,2000-08-09 改回。

变形作用的产物(邓万明等,1999)。

## 2 火山岩的微量元素地球化学研究

### 2.1 MORB 标准化的地球化学模式

表 1 中列出了 20 个样品微量元素丰度的测试结果。为了对比和分析本区不同岩石类型的微量元素特征,我们依据岩石的主要元素成分将 20 个样品划分为 3 组:第 1 组的  $\text{SiO}_2$  为 43.10% ~ 48.79%,代表基性程度最高的碱玄岩、橄榄玄武岩及煌斑岩类;第 2 组的  $\text{SiO}_2$  为 51.62% ~ 58.51%,基性程度中等,包括粗面岩、粗面安山岩类和部分煌斑岩,是研究区最主要的中性岩类;第 3 组岩石的  $\text{SiO}_2$  > 60%,代表区内最酸性的粗面英安岩和钾长斑岩类。以 MORB 标准化的地球化学模式见图 2(上)。

总的看来,所有样品模式曲线的形态非常类似,可能反映了岩石成因上的一致性。它们相对于 MORB 选择性富集和亏损的特征很清楚,即高场强元素(HFS)(Ta、Nb、Zr、Hf、Ti、Y 以及 Sc、P、Yb)呈明显的亏损,而大离子亲石元素(LILE)(LREE、K、Rb、Sr、Ba、Th)非常富集。前者仅为 MORB 的 0.8 ~ 8 倍,后者普遍高达 20 ~ 120 多倍。由此构成了峰谷相间的一组曲线。此外,第 2、3 组样品无论在模式曲线形态上,还是与 MORB 的相对丰度上,都非常接近,它们的位置比第 1 组曲线略低。这意味着 HFS 的亏损程度更高,而 LILE 的富集程度稍低。在成岩过程中 Sr 的丰度变化对岩浆分异作用最为灵敏。本区 3 组样品的 Sr 的丰度分别是  $4481.7 \times 10^{-6}$  (平均值,下同)、 $2034.7 \times 10^{-6}$  和  $1494.0 \times 10^{-6}$ ,而 Rb/Sr 比值分别为 0.024、0.067 和 0.130,即依基性熔岩 - 中性熔岩 - 中酸性熔岩的顺序 Sr 的丰度为下降趋势,而 Rb/Sr 呈上升的趋势。结合图 2(上)的地球化学模式,我们认为,3 组岩石之间

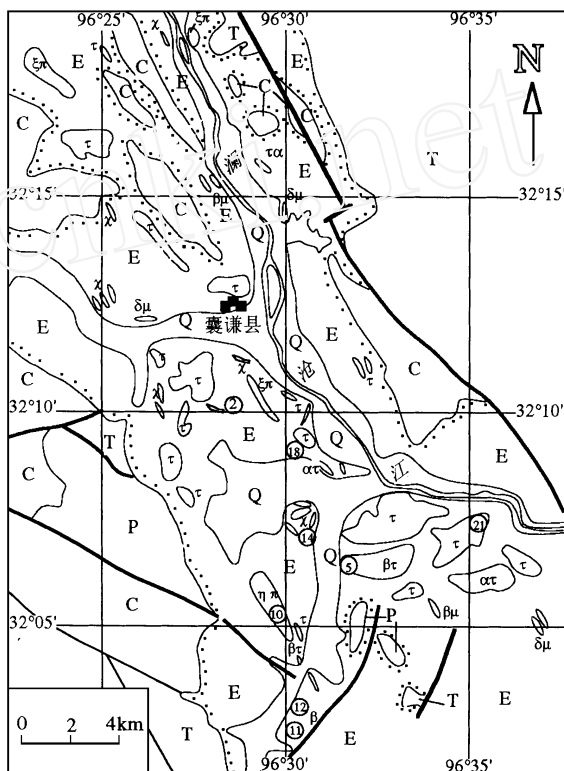


图 1 青海囊谦新生代盆地及火山岩分布概略地质图

(据潘桂棠等(1990)和囊谦县幅地质图 修改和简化)

· 次粗面玄武岩; · 次粗面岩; · 钾长斑岩; · 正长斑岩; · 次粗面安山岩; · 煌斑岩; · 次安山粗面岩; μ. 辉绿玢岩; μ. 闪长玢岩; · 玄武岩; C. 石炭系生物灰岩; P. 二叠系灰岩 + 砂岩; T. 三叠系砂岩 + 页岩 + 泥灰岩 + 煤层; E. 始新世紫红色粉砂岩 + 泥岩 + 石膏 + 底砾岩; Q. 第四系; 圆圈中的数字为观测、采样点号

Fig. 1 A schematic geological map showing distribution of Cenozoic volcanic rocks in the Nangqen basin, Qinghai Province

表1 襄谦盆地新生代火山岩的微量元素丰度/ $10^{-6}$   
Table 1 The trace element abundance of the Cenozoic volcanic rocks in Nangqen basin/ $10^{-6}$

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
分组	第1组	第1组	第1组	第1组	第1组	第2组	第2组	第2组	第2组	第2组	第2组	第2组	第2组	第2组	第3组	第3组	第3组	第3组	第3组	第3组
样品号	NQ2-1	NQ5-1	NQ11-1	Z96-21	NQ1-1	NQ6-1	NQ11-4	NQ11-5	NQ12-1	NQ18-1	NQ21-3	NQ21-4	NQ22-2	Z96-8	NQ3-1	NQ7-1	NQ13-1	NQ14-1	NQ14-1	Z96-2
Li	72.28	29.9	79.01	39.35	20.54	47.86	36.72	38.37	32.27	22.01	32.52	28.07	9.13	23.18	29.63	50.67	35.85	29.44	22.62	30.43
Be	3.17	5.26	3.24	4.87	6.02	4.25	3.19	2.97	3.46	3.27	5.06	3.66	5.18	4.37	3.76	2.64	7.00	7.81	6.44	4.62
P	6173.1	6688.7	3697.3	8870.5	4183.5	2137.8	3142.7	2996.3	2494.2	2116.0	2471.0	1994.3	3252.8	3590.9	1789.9	1087.0	1576.7	2124.7	1552.2	1844.0
Sc	21.00	21.58	19.14	29.36	16.00	13.21	14.29	13.31	15.70	15.69	13.19	11.19	11.40	3.52	6.12	7.62	4.07	6.95	4.85	7.21
Ti	5297.4	9702.6	6299.8	7583.7	8922.9	3831.5	5468.8	5218.5	4991.2	4854.9	3642.1	3453.3	5126.5	5299.9	3527.9	2746.2	2412.1	3983.1	3047.3	4557.9
V	169.2	200.7	177.9	220.8	166.4	118.3	144.8	141.5	137.9	140.5	126.1	113.4	125.8	107.5	104.6	101.1	71.76	88.73	75.66	92.78
Cr	213.51	351.74	489.35	55.37	454.72	77.29	264.82	262.16	412.15	165.55	121.31	114.86	311.65	51.30	23.06	97.85	13.15	188.29	87.31	27.75
Mn	942.1	820.6	890.4	1120.5	932.7	530.8	643.9	576.0	702.7	674.8	646.6	670.3	539.3	685.1	398.1	210.6	487.7	561.9	384.5	520.4
Co	28.84	32.18	38.05	33.82	26.10	15.03	26.25	24.88	28.12	21.35	15.96	13.65	15.79	20.45	12.55	6.07	6.74	12.83	8.89	10.03
Ni	70.46	88.39	285.32	23.42	132.96	59.45	166.18	159.73	235.52	123.74	46.75	61.44	161.41	77.65	31.83	33.33	16.27	93.5	51.76	18.25
Cu	54.88	31.49	39.38	16.08	52.96	50.75	21.44	21.49	26.55	10.96	34.09	10.74	11.34	46.68	33.29	35.73	10.06	14.35	9.24	15.13
Ga	17.56	20.36	17.72	19.28	17.23	20.56	18.02	17.36	17.52	19.43	18.58	19.59	19.46	20.55	19.17	19.51	21.20	20.82	21.77	22.05
Rb	119.77	148.94	59.95	61.39	149.54	159.64	109.37	100.74	106.36	107.76	157.93	184.48	186.48	69.44	136.03	164.76	154.00	161.17	142.37	167.72
Sr	4356.5	4744.5	2225.8	6600.1	1362.9	2449.4	2151.9	2067.4	2048.5	1483.8	2838.9	2513.1	2492.7	974.6	2337.9	1204.9	2208.2	641.1	1239.4	1332.3
Y	33.50	29.26	21.85	41.86	20.95	33.03	21.57	20.96	22.55	23.67	24.85	26.3	17.46	16.02	18.79	16.25	19.43	22.63	21.11	21.65
Zr	339.75	635.81	330.88	336.64	785.7	338.16	301.38	289.86	312.83	218.3	341.95	448.9	365.53	293.99	263.88	174.91	161.7	248.67	205.27	209.37
Nb	30.01	25.03	15.06	14.59	23.86	20.20	14.58	14.08	15.74	18.12	23.30	25.38	22.62	23.22	15.25	9.68	28.06	31.58	29.05	16.16
Cs	3.98	1.99	9.27	0.76	1.74	4.58	1.92	1.46	1.98	1.85	17.98	22.52	19.27	1.21	2.56	7.86	2.85	1.75	2.24	2.633
Ba	3324.1	4269.3	1332.7	4103.2	2158.7	1636.1	1407.1	1417.4	1294.6	1481.7	1859.6	1960.2	1887.4	2696.1	1736.1	1023.8	1618.5	1455.5	1394.8	1507.0
Hf	7.55	13.74	7.18	9.43	18.64	6.98	6.32	6.21	6.79	4.76	7.31	8.98	8.40	7.13	6.04	4.20	4.65	6.53	5.53	4.44
Ta	1.19	1.17	0.74	0.86	1.41	1.23	0.78	0.75	0.89	1.16	1.46	1.38	1.30	1.54	1.01	0.74	1.77	1.98	1.87	1.13
Th	19.31	20.27	12.37	32.8	9.00	24.42	13.81	13.39	13.3	13.35	39.88	34.43	25.02	5.74	19.16	14.88	37.15	29.93	31.14	23.41
U	4.96	5.20	3.29	8.22	3.48	6.57	3.90	3.85	4.12	3.13	10.74	5.12	4.69	8.27	6.18	5.13	6.37	6.63	6.32	7.61
SiO <sub>2</sub> /%	43.99	47.99	48.79	43.10	51.62	58.51	54.94	56.89	55.6	57.34	54.18	54.98	55.61	53.9	60.25	66.17	66.06	61.96	65.41	60.37
K <sub>2</sub> O/%	4.49	6.14	2.64	4.43	5.31	5.27	3.58	3.65	3.45	3.61	5.45	5.85	5.62	6.55	4.84	4.46	5.38	5.65	5.36	5.48
Na <sub>2</sub> O/%	1.86	1.63	2.95	3.25	2.89	4.21	3.72	3.62	3.61	4.49	3.36	3.54	3.91	4.12	4.36	3.43	5.53	4.26	4.59	4.92

中国科学院广州地球化学研究所李献华用 ICP-MS 分析。岩石名称和产地见表 2。

不存在同源岩浆分异演化的关系,这一地球化学性质上的差异可能反映源区的不均一性或部分熔融程度的不同。

## 2.2 原始地幔标准化的地球化学模式

图 2(下)是以原始地幔为标准的微量元素地球化学模式。与图 2(上)比较,其基本形状非常近似,HFS 和 LILE 亏损或富集的特点也大体相同。而且 Nb、Ta、P、Ti 的负异常更加突出。这与 Chung et al. (1998)对滇西的富碱斑岩、邓万明(1993)和 Pearce and Mei(1988)对藏北钾质火山岩的研究结果基本一致。第 1 组样品展布的范围比较宽,其它两组样品同样处在第 1 组样品的下方。按照经典的板块构造理论,MORB 是产于大洋中脊的大洋上地幔低度部分熔融的产物。原始地幔与 MORB 中的 HFS 和 LILE 以及 REE 的丰度存在着规律性的变化:即 HFS(如 Nb、Ta、P、Ti 等)在 MORB 中的丰度大体是原始地幔的 4.5 ~ 6.8 倍;而 REE

(Ce、Sm、Yb)是原始地幔的 5.6 ~ 7.5 倍。以 NQ11-1 中的 Nb、Ta 为例,它们在岩石中的丰度分别是  $15.06 \times 10^{-6}$  和  $0.74 \times 10^{-6}$ ,是 MORB 的 4.3 和 4.1 倍,是原始地幔的 18.0 ~ 21.1 倍(图 2)。换言之,在新生洋壳的形成过程中,由于大洋上地幔的低度部分熔融,HFS 和 LILE 以及 REE 这些不相容元素首先进入熔体,使其在 MORB 中的丰度比源区平均高出 5 ~ 8 倍,所以火山岩的 MORB 标准化与原始地幔标准化模式大体上具有相似的特征,而后者所揭示的不相容元素的选择性亏损或富集的行为更加明显。同样,本区第 2、3 组岩石的分配型式也是位于第 1 组之下,这与同源岩浆分异、演化的规律性相矛盾。可能是组成源区岩石成分的差异或部分熔融程度不同的反映。

## 2.3 REE 的分配型式

火山岩 REE 的分析结果见表 2。综合的球粒陨石标准化分配模式见图 3。所有的模

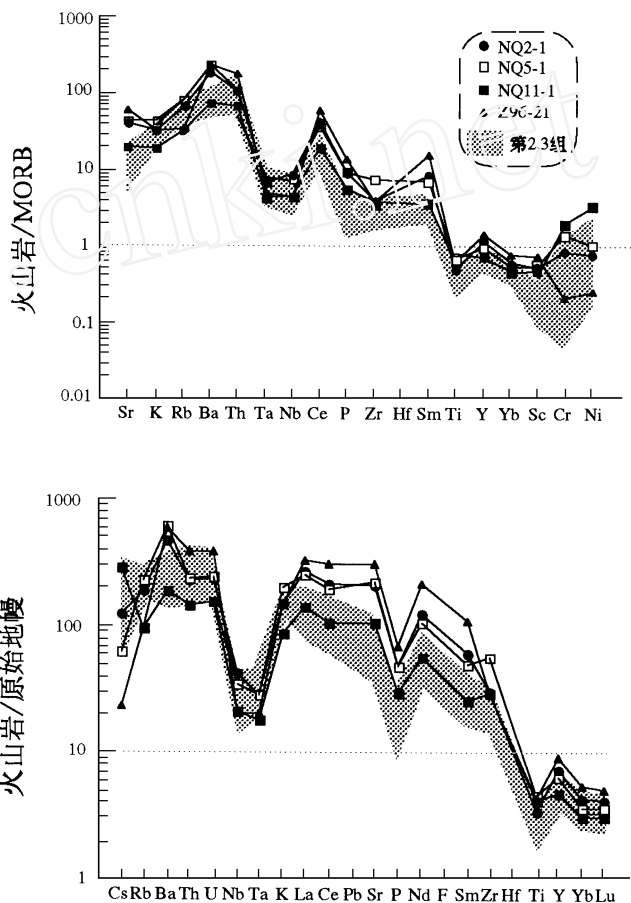


图 2 火山岩以 MORB(上)和原始地幔(下)标准化的微量元素地球化学模式

Fig. 2 The MORB normalized(the upper) and PM normalized(the lower) trace elements patterns of the volcanic rocks in Nangqen basin

表 2 囊谦盆地新生代火山岩的 REE 丰度/ $10^{-6}$   
Table 2 REE abundance of the Cenozoic volcanic rocks in Nangqen basin/ $10^{-6}$

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
分组	第 1 组				第 2 组				第 3 组				第 4 组				第 5 组			
样品号	NQ2-1 NQ5-1 NQ11-1 Z96-21				NQ1-1 NQ6-1 NQ11-4 NQ11-5 NQ12-1 NQ18-1 NQ21-3 NQ21-4 NQ22-2 Z96-8				NQ3-1 NQ7-1 NQ10-1 NQ13-1 NQ14-1 Z96-2				NQ1-1 NQ6-1 NQ11-4 NQ11-5 NQ12-1 NQ18-1 NQ21-3 NQ21-4 NQ22-2 Z96-8				NQ3-1 NQ7-1 NQ10-1 NQ13-1 NQ14-1 Z96-2			
La	188.06	172.23	98.52	229.93	48.78	131.65	89.16	85.09	75.27	89.82	148.41	139.04	101.88	97.93	100.16	52.27	143.25	103.07	109.08	93.12
Ce	384.66	343.69	186.69	545.36	95.47	271.29	171.18	161.87	146.17	164.93	293.15	288.75	186.63	319.55	192.19	109.06	262.67	185.01	194.20	195.39
Pr	4.602	39.80	21.98	75.47	11.62	29.74	20.33	19.29	16.97	18.87	31.21	27.52	21.12	33.71	20.94	12.07	26.23	20.91	21.35	24.09
Nd	171.03	142.53	77.81	296.89	42.61	101.06	72.32	68.94	61.46	65.53	105.13	93.26	72.61	126.42	71.17	45.52	83.16	68.91	68.56	84.88
Sm	26.93	22.41	11.56	48.38	7.49	15.96	11.04	10.78	9.68	9.98	15.43	13.38	10.61	19.40	10.23	7.15	11.00	10.31	9.91	12.91
Eu	7.14	6.00	2.91	12.91	2.08	3.98	2.82	2.72	2.37	2.32	3.69	3.29	2.59	5.12	2.63	1.80	2.67	2.34	2.35	3.43
Gd	16.52	14.1	7.19	27.33	5.34	10.31	7.14	6.94	6.23	6.64	9.47	8.93	6.61	11.23	6.39	4.96	7.13	6.57	6.30	8.08
Tb	1.85	1.64	0.91	3.06	0.76	1.35	0.91	0.88	0.83	0.89	1.14	1.04	0.81	1.32	0.79	0.63	0.84	0.86	0.82	1.00
Dy	7.56	6.51	4.28	11.49	4.06	6.50	4.18	4.09	4.14	4.44	4.84	4.75	3.52	5.40	3.56	3.12	3.67	4.21	3.87	4.356
Ho	1.09	0.96	0.69	1.69	0.68	1.04	0.67	0.66	0.69	0.74	0.75	0.75	0.53	0.90	0.58	0.50	0.57	0.58	0.63	0.77
Er	2.65	2.22	1.96	4.51	1.89	2.83	1.91	1.81	1.98	2.13	2.27	2.25	1.48	2.59	1.69	1.43	1.55	1.94	1.88	2.25
Tm	0.35	0.31	0.26	0.44	0.28	0.41	0.26	0.26	0.28	0.30	0.30	0.31	0.21	0.30	0.24	0.20	0.22	0.28	0.27	0.26
Yb	2.12	1.82	1.54	2.67	1.62	2.55	1.47	1.41	1.71	1.81	1.83	1.86	1.17	1.96	1.43	1.29	1.40	1.65	1.63	1.76
Lu	0.31	0.27	0.23	0.38	0.25	0.37	0.22	0.21	0.25	0.27	0.27	0.28	0.18	0.29	0.22	0.20	0.21	0.24	0.24	0.26
ΣREE	856.3	754.5	416.5	1260.5	222.9	579.0	383.6	365.0	328.0	421.1	617.9	565.4	410.0	626.1	412.2	240.8	544.6	407.0	421.1	432.6
(La/Yb) <sub>N</sub>	59.32	63.28	42.78	57.59	20.14	34.52	40.56	40.35	29.43	44.75	54.23	49.99	58.23	33.41	46.84	27.16	8.43	41.77	44.75	35.38
(La/Sm) <sub>N</sub>	4.31	4.74	5.26	2.93	4.02	5.09	4.98	4.87	4.80	6.79	5.93	6.41	5.92	3.11	6.04	4.51	8.04	6.17	6.79	4.45
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	46.15	48.03	30.83	51.95	14.99	27.06	29.62	29.2	21.74	30.30	40.74	36.75	40.57	41.47	34.18	21.50	47.72	28.52	30.30	28.24
δCe	0.92	0.92	0.88	0.93	0.89	0.96	0.89	0.88	0.90	0.88	0.94	0.94	0.88	1.26	0.92	0.94	0.92	0.87	0.87	0.92

中国科学院广州地球化学研究所李献华用 ICP-MS 分析, 岩石名称和产地: 1. 云辉正煌岩(寨巴马涛); 2. 碱玄岩(东帕); 3. 橄榄玄武岩(吉哈东); 4. 煌斑岩(恩改日哇); 5. 煌斑岩(寨巴马涛); 6. 粗面安山岩(东帕); 7. 粗面安山岩(吉哈东); 8. 粗面安山岩(吉哈东); 9. 粗面安山岩(吉哈东); 10. 粗面安山岩(包和南); 11. 粗面英安岩(些棍沟); 12. 粗面安山岩(些棍沟); 13. 粗面安山岩(总札); 14. 粗面岩(恩改日哇); 15. 粗面英安岩(寨巴马涛); 16. 粗面英安岩(东帕); 17. 钾长斑岩(吉哈北); 18. 粗面岩(能日哇南); 19. 粗面英安岩(东日哇南); 20. 正长斑岩(吉哈北)

式曲线均为向右倾斜的 LREE 富集型或强富集型。REE 为  $222 \times 10^{-6} \sim 1\,260 \times 10^{-6}$ , 平均值  $510.6 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 13~34。从表 2 和图 3 的资料可见,所有的样品都无 Eu 的异常,表明熔体生成后并未发生斜长石的结晶分异作用,是源区所固有的特点。但应当指出,在相当多的样品中略有负 Ce 异常的显示。初步计算结果是 20 个样品中  $Ce > 0.90$  的有 11 个,  $Ce < 0.90$  的有 9 个,平均值为 0.91。火山岩中出现负 Ce 异常具有重要的岩石成因意义(详后)。

与微量元素

的地球化学类似,本区火山岩 3 组样品 REE 的分配型式有十分清楚的展布特征,即第 1 组碱性熔岩 REE 丰度的变化范围较宽,第 2 组和第 3 组的中性熔岩、中酸性熔岩的丰度变化幅度相对较小;3 组熔岩 REE 的平均值为  $821.9 \times 10^{-6}$ 、 $451.9 \times$

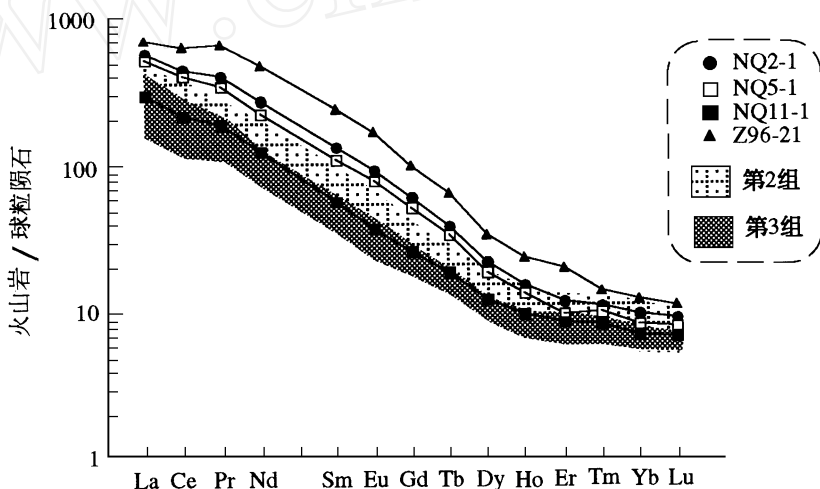


图 3 火山岩的球粒陨石标准化的 REE 分配型式

Fig. 3 chondrite-normalized REE diagrams of the volcanic rocks

$10^{-6}$ 、 $409.7 \times 10^{-6}$ , 呈明显的规律性降低的趋势,而 La/Sm 分别为 6.99、8.22、9.72 呈规律性的上升趋势。因此在图 3 中的分配曲线表现了由第 1 组到第 3 组的依次下移(虽然各组间均有一些重叠)。所有这些特征再次表明,这 3 组岩石不存在同一母源熔体的分异演化关系。它们地球化学性质上的差异是受其它的物化因素所控制。从火山岩 REE 地球化学的研究,我们可以获得一些重要的岩石成因信息。REE 是一组化学性质十分相似的元素,但 LREE 和 HREE 两者在结晶相与液相中的分配系数不同。因此在成岩作用中的地球化学行为又有显著的差异。当源区部分熔融程度较低时, LREE 优先进入熔体,使其丰度迅速增加,导致  $(Ce/Yb)_N$  增大;随着部分熔融程度的增加, HREE 也逐渐进入液相,致使  $(Ce/Yb)_N$  减小。据表 2 的资料统计,第 1 组的  $(Ce/Yb)_N$  高达 44.2, 显著高于第 2、3 组的  $(Ce/Yb)_N$  (31.2~31.7)。由此看来,上述微量元素地球化学模式及 REE 分配的特征与源区部分熔融程度有关:即碱性熔岩是源区部分熔融程度最低的产物,第 2、3 组样品是源区部分熔融程度稍高的产物。

## 2.4 火山活动大地构造位置的综合判别

(1) 青藏高原区新特提斯最后闭合以雅鲁藏布蛇绿岩的侵位为标志。多数研究者认为这一重大事件发生在 50 Ma 左右的始新世。此后高原的地质演化进入碰撞后构造环

境的陆内变形和隆升阶段。本区火山岩同位素年代学的研究表明,其时代为 32.04 ~ 36.50 Ma 的范围(邓万明等,1999),也就是说,囊谦盆地新生代火山活动无疑是发生在早第三纪碰撞后的板内构造环境。

(2) 野外地质观察的证据表明,火山岩与囊谦盆地始新世陆相红层多数呈侵入接触关系,少数顺层产出。可见在陆内变形体制下沿澜沧江断裂带发育了相当规模的拉分盆地,只有当盆地的基底断裂下切至上地幔的深度,才会诱发深部物质的部分熔融从而出现火山爆发。特提斯的封闭—陆内变形—澜沧江走滑断裂活动—陆相拉分盆地的发育—钾质岩浆的喷发这是岩石圈构造演化有机联系的一系列重大事件。从板内造山作用的角度提供了火山活动发生板内碰撞后构造环境的地质证据。

(3) 本区 3 组火山岩微量元素以 MORB 为标准化的地球化学模式大体上具有相似的特征,都有相同的贫化或富集的元素组,构成了峰—谷相间的驼峰状。Pearce (1984) 利用火山岩的微量元素地球化学数据,提出了不同构造环境的鉴别图解。后来经过进一步简化,略去一些活动性元素,制定了大洋和大陆板内、减薄的大陆岩石圈、大洋和大陆火山弧、碰撞后环境的系列鉴定图解(Pearce and Mei, 1988)。将图 2 与他们的资料对比,本研究区的火山岩与碰撞后的典型样品十分一致(如阿尔卑斯、罗马省等地的钾质火山岩),也与藏北钾质火山岩的微量元素地球化学模式相似(邓万明,1998),表明它们的喷发属于相同的大地构造位置类型,用图 4 的鉴别也得到了与上述一致的结论。综合同位素年代学、造山带地质演化关系以及地球化学的多方面证据,表明囊谦盆地的钾质火山岩喷发于碰撞后的板内构造环境。

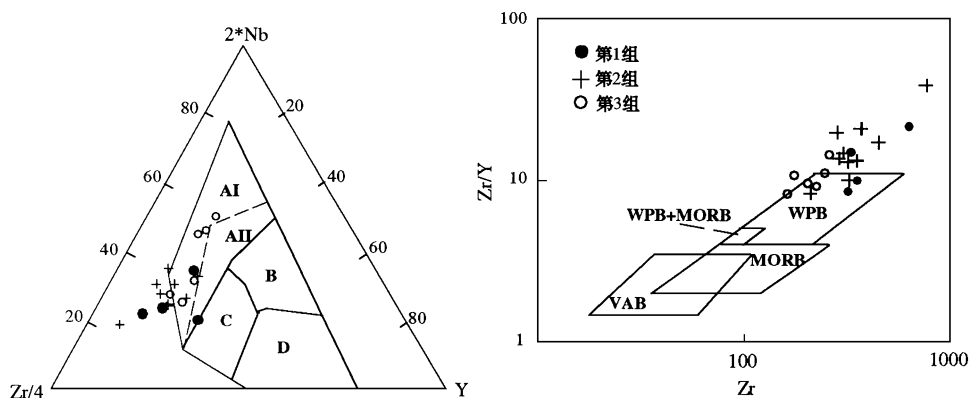


图 4 火山岩的  $2 \cdot \text{Nb} / \text{Zr} / 4 - \text{Y}$  构造环境鉴别图(左,据 Meschede, 1986)和  $\text{Zr} / \text{Y} - \text{Zr}$  投影(右,据 Pearce, 1982)

AI + AII. 板内碱性玄武岩; AII + C. 板内拉斑玄武岩; B. P-MORB; D. N-MORB; C + D. 火山弧玄武岩;

WPB. 板内玄武岩; MORB. 大洋中脊玄武岩; VAB. 火山弧玄武岩

Fig. 4 Diagrams of  $2 \cdot \text{Nb} / \text{Zr} / 4 - \text{Y}$  discriminant for tectonic settings (the left) and  $\text{Zr} / \text{Y} - \text{Zr}$  (the right)

## 2.5 火山岩成岩过程的鉴别

研究区火山岩的出露主要限于早第三纪红色盆地的范围之内,而盆地的发育又受控

于澜沧江断裂带的活动。因此从火山岩宏观的地质产状,可以初步鉴定其成岩过程应为地幔源区的部分熔融。正如微量元素和稀土元素地球化学的研究表明,3组岩石类型之间并不存在分异演化的关系,它们在岩石地球化学性质上一些差异主要归因于源区部分熔融程度的不同。

以微量元素在分离结晶作用和平衡部分熔融中不同的地球化学行为为基础,可以从理论上推导出不同的热力学平衡方程,从而构成相应的图解形式。结果表明,当其用某亲湿岩浆元素(H)与亲岩岩浆元素(M)浓度比值对亲湿岩浆元素作图时,平衡部分熔融的轨迹是一条倾斜线,而分离结晶作用则为一条水平线。图5(左)的投影就是这种类型的图示之一。对该图解也可以用La、Sm在结晶相和液相中分配系数的不同作如下定性的解释:当源区发生低度部分熔融时,La优先进入熔体,即La的丰度始终比Sm的浓度增加的更快,因此La-Sm构成正相关的线性关系;在分离结晶作用中,La和Sm几乎是同步增长,故构成近水平的线性关系。我们也注意到第1组的一些投影点明显地偏离主趋势线,也许意味着目前还未认识到的某些更复杂的原因。图5(右)是采用Rb/Sr-Sr的相关投影,显示了一条良好的双曲线关系,再次揭示本区火山岩的成岩作用为地幔源不同程度的平衡部分熔融(赵振华,1997)。

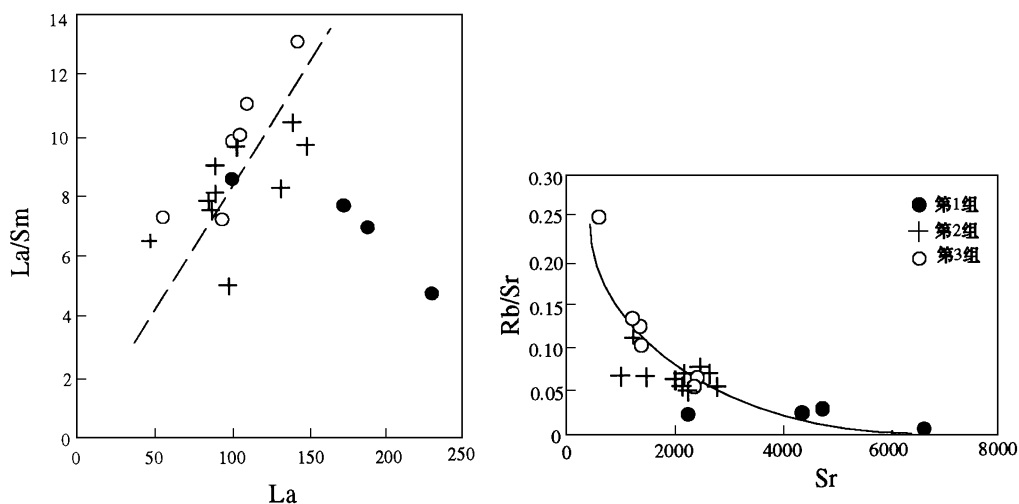


图5 火山岩的La/Sm-La投影(左)(图例同前)和Rb/Sr-Sr的投影构成双曲线(右)

Fig. 5 Diagrams of La/Sm vs. La (the left) and Rb/Sr vs. Sr (the right) of volcanic rocks

### 3 火山岩的同位素组成

#### 3.1 Sr-Nd 同位素体系

本区火山岩15个样品Sr、Nd、Pb同位素成分的测试结果见表3。由于岩石的成岩时代很新,故这些数据未进行年代学的校正,即将测定值视为成岩时代的初始值。由表3的资料可见, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化范围较窄,大体在0.704 97~0.706 14之间。3组样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



表 3 火山岩的 Sr、Nd、Pb 同位素成分

Table 3 Isotopic ratios of Sr, Nd and Pb of the volcanic rocks

No.	标本号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb}/\%$	$^{206}\text{Pb}/\%$	$^{207}\text{Pb}/\%$	$^{208}\text{Pb}/\%$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$
1	NQ2-1	18.645±08	15.554±25	38.539±37	1.3562	25.2852	21.0938	52.2648	0.512603±6	-0.7±0.11	0.705616±21	94.8
2	NQ5-1	18.622±08	15.522±22	38.431±29	1.3592	25.3106	21.0966	52.2336	0.512606±7	-0.6±0.13	0.704973±29	85.6
3	Z98-21	18.783±17	15.613±19	38.729±53					0.512507±13	-2.6	0.705192	88.7
4	NQ11-4	18.785±08	15.567±21	38.689±41	1.35061	25.2706	21.0250	52.2538	0.512526±9	-2.2±0.17	0.705541±20	93.7
5	NQ12-1	18.833±09	15.565±48	38.702±103	1.3495	25.4159	21.0054	52.2292	0.512589±9	-1.0±0.17	0.705175±19	88.5
6	NQ18-1	18.974±08	15.598±26	38.960±49	1.3417	25.4575	20.9276	52.2733	0.512606±8	-0.6±0.15	0.705415±22	91.9
7	NQ21-3	18.804±09	15.571±18	38.713±33	1.3497	25.3809	21.0173	52.2521	0.512575±6	-1.2±0.11	0.705318±18	90.5
8	NQ21-4	18.761±07	15.575±16	38.656±36	1.3515	25.3552	21.0500	52.2433	0.512578±5	-1.2±0.09	0.705227±22	89.2
9	NQ22-2	18.711±06	15.511±14	38.507±26	1.3563	25.3784	21.0377	52.2276	0.512556±8	-1.6±0.15	0.705284±24	90.0
10	Z98-8	18.908±17	15.608±14	38.996±35					0.512597±11	-0.8	0.705739	96.6
11	NQ7-1	18.859±06	15.578±19	38.747±51	1.3480	25.4216	20.9998	52.2306	0.5124727±8	-3.2±0.17	0.705190±17	88.7
12	NQ10-1	18.874±10	15.597±27	38.813±43	1.3461	25.4080	20.9961	52.2497	0.512572±9	-1.3±0.17	0.70519±20	88.7
13	NQ13-1	18.630±07	15.542±21	38.574±53	1.3560	25.2625	21.0746	52.3069	0.512605±8	-0.6±0.15	0.705686±19	95.8
14	NQ14-1	18.799±07	15.585±19	38.754±40	1.3488	25.3568	21.0222	52.2721	0.512603±7	-0.7±0.13	0.705245±22	89.5
15	Z98-2	18.716±24	15.642±26	38.872±65					0.512528±9	-2.2	0.706139	102.2

中国科学院地质与地球物理研究所许荣华、张任祐分析;序号 1-3,4-10,11-15 分别第 1, 2 和 3 组;岩石名称和产地同表 2。

$^{86}\text{Sr}$  的平均值分别是 0.705 26、0.705 36 和 0.705 62。相应的  $\epsilon_{\text{Sr}}$  为 89.70、91.13 和 94.85 (取玄武质无球粒陨石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  标准化), 即从第 1 组至第 3 组岩石的 Sr 同位素初始比值呈规律性的递增趋势。本区火山岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  普遍低于藏北新生代的钾质火山岩和滇西的富碱斑岩, 大体上接近于西羌塘的钠质基性熔岩 (邓万明等, 1998a, 1998b)。

本区火山岩 15 个样品的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  也非常接近, 基本上变化在 0.512 51 ~ 0.512 61 之间。3 组样品平均的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  分别为 0.512 572 ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.29$ , 下同)、0.512 584 ( $-1.05$ ) 和 0.512 534 ( $-2.03$ ) (取无球粒陨石的均一同位素储集库标准化)。上述 Nd 同位素成分普遍高于藏北和滇西的新生代钾质火山岩和富碱斑岩, 略低于西羌塘的钠质基性熔岩。

在图 6 中, 本区钾质熔岩投影在西羌塘钠质碱性玄武岩的下方, 两者均接近于全球总平均成分点 (BE), 处于 BE 向藏北钾质火山岩过渡的位置上。根据同位素地球化学中的一般性假设, 地球形成初始阶段在核—幔分异前的全球同位素成分应该与无球粒陨石相同。经过漫长的核—幔—壳的分异作用造成了地球各层圈的同位素不均一性。就地幔范围而言, 已经识别出若干种同位素成分不同的源区。大体沿地幔演化线的左上方为亏损地幔区, 右下方为富集地幔区。而 BE 可视为原始未分异的起始成分点。由上述资料和投影结果不难看出, 本区的 3 组火山岩虽然在岩石组合、主要元素成分及地球化学性质上都存在明显的差异, 但它们的 Sr、Nd 同位素比值却没有本质上的不同, 基本上处在同一范围之内。这就揭示了它们源区性质上的共性和成因上的有机联系。这种源区的特点是既不同于 EM 型的富集地幔, 也有别于 DMM 型的亏损地幔, 预示着存在不同地幔端元的多元混合作用。

### 3.2 Pb 同位素

本区火山岩的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  变化的幅度比较大, 分别为 18.622 3 ~ 18.973 9 和 38.431 0 ~ 38.996 0, 而  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  变化的幅度仅为 15.510 8 ~ 15.613 0。3 组样品  $^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$  的平均值分别为 18.683 3、18.831 9 和 18.780 4。相应的 Pb 同位素投影见图 7。由表 3 和图解可以表明以下几个特点: (1) 在图 7(左) 中几乎所有的点都落在软流圈地幔 + 消减组分的范围之内, 表明火山岩的源区比较深; (2) 这种类型的源区在同位素成分上处于普通地幔 (PREMA) 与 EM 型的富集地幔端元的过渡位置, 这和图 6 的结果一致。同位素地球化学家普遍接受这样的认识: 具有高放射

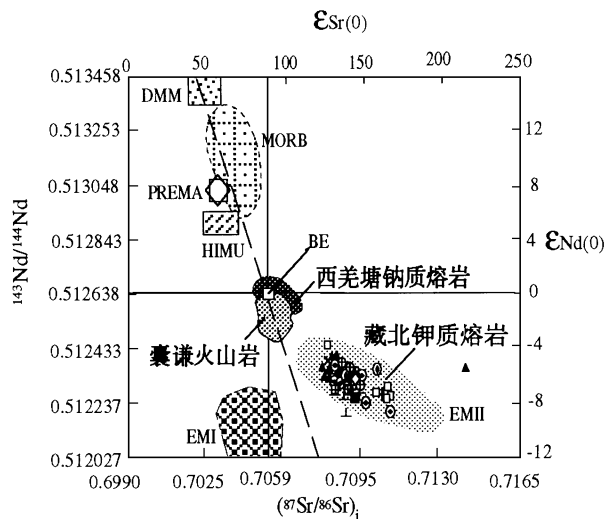


图 6 火山岩的 Sr-Nd 同位素成分投影

DMM. 亏损地幔; EM. 富集型地幔; MORB. 大洋中脊玄武岩; EM. 富集型地幔; HIMU. 异常高 U/Pb 地幔 (Hart, 1984); BE. 地球总成分; Mantle Array. 地幔排列; PREMA. “普通地幔”

(Zinder and Hart, 1986)

Fig. 6 Schematic diagram of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

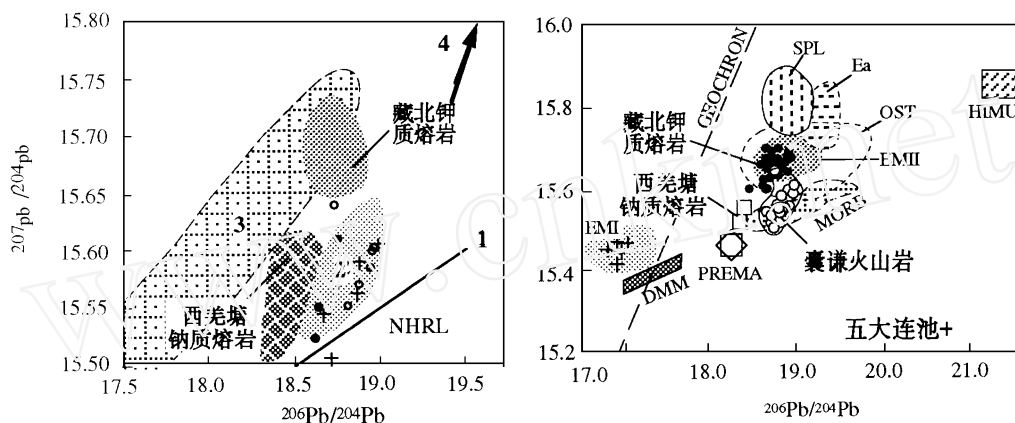


图 7 不同源区地幔端元的 Pb 同位素组成 (左) 及火山岩  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  投影 (右)

1. NHRL—北半球大洋玄武岩的回归线; 2. 软流圈+消减组分; 3. 陆下岩石圈地幔; 4. 富集 U、Th 地壳的 Pb 同位素趋势 (据 Norman and Leem, 1989); SPL. 西班牙钾镁煌斑岩; GEOCHRON. 地球等时线; OST. 大洋沉积物; Ea. 东非裂谷熔岩

Fig. 7 Lead isotope ratios plot to show the fields of the mantle end-members (the left) and diagram of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (the right)

成因 Sr 和低非放射成因 Nd 特点的 EM 型富集地幔可能是上地幔与沿着古俯冲带被带入地幔楔的壳源物质、大洋沉积物发生了混合交代作用的产物。囊谦新生代火山岩的源区可能经历了多重的混合-交代富集事件; 3) 火山岩的 Pb 同位素跨越在大洋沉积物与 MORB 中间, 这进一步揭示了源区存在外来成分的混合, 即壳源物质进入了地幔的再循环作用。结合 Sr、Nd 同位素成分的特征, 表明 3 组火山岩大体上具有相同或相似的源区,

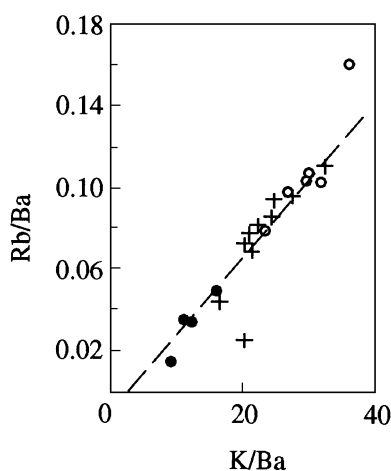


图 8 火山岩的 Rb/Ba-K/Ba 的相关投影 (图例同前)

Fig. 8 Rb/Ba vs. K/Ba diagram of the volcanic rocks

且在熔体的快速上升-喷发过程中几乎没有受到地壳物质的污染, 同位素的成分代表了源区的印记; 4) 图 7 是运用分母相同的 Pb 同位素成分的相关投影, 其中投影点的展布虽然未构成一条理想化的直线关系, 但线性排列的总体趋势仍是相当明显的。具有这种关系的投影是检验源区混合作用的最佳方式 (赵振华, 1997)。众所周知, 在部分熔融或分离结晶作用中, 一般不影响不相容元素 (尤其是强不相容元素) 之间的比值。我们采用 K、Rb 两个不相容元素同时对第 3 种元素作标准化, 即用  $\text{K/Ba}-\text{Rb/Ba}$  作图 (图 8), 可见两者构成一条良好的正相关线性关系。这从另一角度提供了源区混合交代作用的地球化学证据。综上所述, 根据不相容元素的地球化学特征和 Sr、Nd、Pb 同位素组成的研究, 我们认为囊谦新生代盆地的钾质火山岩来源于一个比较深的混合地幔源区, 熔体生成之前在上地幔内曾经经历了相当复杂的多元交代富集作用。

4 火山岩形成的温度和压力估算

4.1 火山岩平衡结晶作用的温度和压力条件

本文运用了多种矿物化学、岩石化学和实验岩石学的方法与图表估算研究区火山岩平衡结晶作用的温度和压力。目前流行的数十种方案都有一定的理论依据,但也有各自的局限性和适用对象,因而存在着不同的误差范围。邱家骧等(1991)搜集了一些著名研究者的有关方法,本文采用了几种方法提供了相互映证的可能,但表4的结果只应视为结晶作用可能的温—压区间。这些方法中氧化物法的估算结果明显偏高。由表4的资料可以看出,第1组的基性火山岩岩浆房的结晶温压范围可能在1 145~1 239 和0.4~0.6 Gpa,推测其深度为13.2~20 km;第2、3组的中性熔岩和中-酸性熔岩的结晶条件为890~1 165 和0.08~0.3 Gpa之间,推测其岩浆房大致位于10 km或<10 km的深度。

表4 火山岩平衡结晶作用的温度和压力条件估算

Table 4 The estimated temperature and pressure under equilibrium crystallization of the volcanic rocks

方 法	第 1 组		第 2 组		第 3 组	
	T/°C	P/Gpa	T/°C	P/Gpa	T/°C	P/Gpa
单斜辉石法	1160.0~1210.0	0.12~0.41	1141.3~1192.0	0.08~0.33	1153.0~1178.6	0.05~0.18
二长石法	980.2~1078.8	924.3~977.6		620.6~700.0		
氧化物法	1201.4~1210.1		1219.9~1239.6		1226.5~1247.2	
Mg-Al图解法	1148.0~1207.0		1090.0~1165.0		890.1~1115.4	
Mg-Fe图解法	1145.3~1239.1		940.0~1120.0		860.2~1030.0	
Mg/Al图解法		0.6				

4.2 岩浆来源深度的估计

H. S. Jr. Yöder 根据实验岩石学的研究,绘制了Ne-Ol-Q三角相图中熔体生成的等压曲线,发现在玄武岩体系中随着压力的增大,成分点向富Ne、Ol的边界方向移动(转引自邱家骧等,1991)。本文尝试性地选择了第1组的基性火山岩为例,运用该图解求得岩浆来源的压力为1.5~2.5 Gpa,大致相当于50~80 km的深度。

5 讨 论

横断山构造带新生代以来的陆内变形以剪切—走滑运动为突出的特征,这与青藏主体在南北向应力场作用下岩石圈的水平缩短和垂向拉伸有显著的区别。印度板块与欧亚板块在50 Ma前沿雅鲁藏布缝合带的最后一次碰撞是亚洲大陆上具有划时代意义的最大的地质事件。印度板块在碰撞后向北持续的大陆俯冲使得高原主体受到来自扬子板块向西的侧向阻挡作用。这种几何格局无疑是导致横断山地区产生剪切运动的基本边界条件。囊谦盆地是一系列走滑拉分盆地中的典型代表。陆内造山与盆地的形成是岩石圈在碰撞后产生的相辅相成的两个结果,但不是所有的拉分盆地都有岩浆活动发生,这取决

于基底断裂下切的深度以及是否诱发深部物质的部分熔融。实际观察表明,凡是有火山岩出现的拉分盆地,都是先有红层,再有火山岩,无一例外。从火山岩的产状、与盆地发育的关系以及年代学和地球化学的综合分析与鉴别,为囊谦钾质火山岩形成于碰撞后板内环境提供了充分的科学依据。

在西羌塘和藏北的拉嘎拉出露有年龄值为 44 ~ 60 Ma 的钠质碱性玄武岩(邓万明, 1998; 丁林等, 1999), 其 Sr、Nd 同位素组成最接近于 BE 点(图 6), 这反映了高原大规模隆起前岩石圈地幔的特点, 即基本上不显示源区的富集或亏损现象; 喷发于 32.04 ~ 36.50 Ma 的囊谦钾质火山岩的投影点沿地幔演化线向右下方偏移, 这意味着壳幔物质交换已有一定的显示; 广布于北羌塘和昆仑山地区成岩时代主要集中在中新世(< 20 Ma) 的火山岩的源区已属于典型的 EM 型交代富集地幔。上述 Sr、Nd 同位素组成随时代变新而呈现的规律性变化无疑是壳-幔相互作用的结果, 即时代愈新的火山岩壳源物质所占的比例愈高, 幔源成分所占的比例愈低。这一特征与我们过去已揭示的随时代的变新, 火山岩的源区有向上迁移的趋势相协调。

同位素地球化学的研究, 揭示了囊谦火山岩是经历了比较复杂的交代作用形成的富集地幔源部分熔融的产物, 富集组分主要来自壳源岩石, 而不大可能是软流圈。深海钻探所采取的硅质岩以及大陆上出露的硅质岩样品均有明显的 Ce 亏损( $Ce = 0.2 \sim 0.3$ ) (Shimizu and Masuda, 1977)。现代海洋中 Ce 的分布表明, 深海盆地中的水也有明显的亏损。根据 REE 的地球化学性质, 在岩浆过程中难以产生 Ce 的负异常。地幔本身不存在 Ce 的亏损。因此本研究区火山岩中绝大多数样品存在不同程度的弱负异常, 无疑是俯冲带物质、洋底沉积物及少量脱水流体以再循环的方式进入源区的一个证据。

微量元素的研究发现, 本区钾质火山岩的成岩作用具有部分熔融的特点, 但是关于源区部分熔融过程和熔融程度却难以作定量的模拟计算。从理论上讲, 必须非常低程度的部分熔融才有可能从富集源中析出高丰度的不相容元素。根据平衡部分熔融的公式, 即或是在总体分配系数 D 为零的极端情况下也难以达到岩石中所测出的不相容元素的浓度。实验表明, 如果部分熔融程度低于 2% 所产生的熔体几乎不可能从矿物中析出并聚集(赵振华, 1997)。在这方面除了要合理的选择端元组分并“拟合”一个源区的不相容元素的模型外, 还需要对熔融的机制进行深入的探讨。

关于横断山地区第三纪火山活动的深部制约, 有的研究者主张是与加厚岩石圈板块底部的对流减薄或拆沉作用有关(Chung et al., 1998)。要弄清深部地质作用如何控制浅部的构造变形和岩浆活动, 目前尚缺乏岩石圈地幔及其软流圈物质性状精细的地球物理信息。一般地讲, 岩浆活动的发生一是要有深部的物质熔融, 二是要具备熔体上升或喷发的通道这两个最基本的地质条件。有迹象表明, 藏东地区下岩石圈底部的拆沉及随后的软流圈物质的底侵在规模和强度上可能是相当有限的, 也就是说来自软流圈的上涌流体主要是提供了异常交代地幔发生熔融的热源, 物质成分的交换并不显著。事实上横断山地区并不是每一个拉分盆地都有火山岩的发育。表明这些上涌体很可能规模很小、比较分散或零星, 是呈脉动式的方式上升的。有限的软流圈流体的上升势必导致上部岩石圈局部的拉张和减压, 这有利于源区的部分熔融; 另一方面, 在陆内变形过程中剪切—拉张盆地的形成以及走滑断裂带持续的深切作用为熔体的上升创造了通道。总之, 深部软流

圈有限规模的上涌与剪切—走滑断裂带的下切这两种因素上、下呼应、共同作用可能是控制横断山地区第三纪火山—岩浆活动必要的深部地质条件。用这种思路可以较好地解释火山岩的时空分布、产状和一系列地球化学的特征。

## 6 结 论

(1) 囊谦盆地新生代钾质火山岩形成于板内碰撞后构造环境,火山活动受陆内变形体制下的剪切—走滑断裂带所控制,是伴随青藏高原隆起的岩石圈构造演化的产物。

(2) 本区基性、中性、中-酸性熔岩之间不存在分异、演化的关系。它们在主要和微量元素性质上的一些差异主要由源区地球化学上的不均一性和部分熔融程度不同所致。

(3) 火山岩的源区是经历了多元混合作用的富集交代地幔,富集组分主要来自壳源岩石,它们可能是沿古俯冲带以再循环方式进入地幔楔,并与幔源物质发生了强烈交代作用的结果。结合青藏其它地区的资料发现,随着火山活动时代的变新,混合源中地壳岩石的比例有明显的增加,反映了源区有规律地向浅部迁移的特征。

(4) 囊谦火山岩熔体可能形成于 50~80 km 的下地壳与上地幔顶部之间的地带。横断山地区一些拉分盆地中火山岩源区的部分熔融可能与来自软流圈小而分散的上涌流体的底侵作用有关,大型剪切—走滑断裂带的强烈活动是导致熔体快速上升的必要的构造条件。

**致谢** 微量元素和 REE 分析由中国科学院广州地球化学研究所李献华完成;同位素和矿物的电子探针分析由中国科学院地质与地球物理研究所许荣华、张任祐和韩秀伶承担;中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化开放研究实验室给予大力的支持,谨致谢意。

## 参 考 文 献

- 邓万明. 1993. 青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr、Nd 同位素地球化学研究. 岩石学报, 9(4): 379—387.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京:地质出版社. 114—147.
- 邓万明, 孙宏娟. 1998a. 青藏北部板内火山岩的同位素地球化学与源区特征. 地学前缘, 5(4): 307—317.
- 邓万明, 黄 萱, 钟大赉. 1998b. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. 中国科学(D 辑), 28(2): 111—117.
- 邓万明, 孙宏娟, 张玉泉. 1999. 青海囊谦盆地新生代火山岩的 K-Ar 年龄. 科学通报, 44(23): 2554—2557.
- 丁 林, 张进江, 周 勇, 等. 1999. 青藏高原岩石圈演化的记录: 藏北超钾质和钠质火山岩的岩石学与地球化学特征. 岩石学报, 15(3): 408—421.
- 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣, 等. 1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京:地质出版社. 14—31.
- 邱家骧, 林景仟(主编). 1991. 岩石化学. 北京:地质出版社. 140—156.
- 邱家骧, 曾广策. 1987. 中国东部新生代玄武岩中低压单斜辉石的矿物化学及岩石学意义. 岩石学报, 5(4): 1—9.
- 孙宏娟, 邓万明, 张玉泉. 1999. 囊谦盆地新生代钾质碱性火山岩岩石地球化学特征. 地质论评, 45(增刊): 958—965.
- 赵振华. 1997. 微量元素地球化学原理. 北京:科学出版社. 7—55.
- Chung S-L, Lo C-H, Lee T-Y, et al. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago. Nature, 394: 769—773.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle. Nature, 309: 753—757.

- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **58**:207—218.
- Norman M D and Leeman W P. 1989. Geochemical evolution of Cretaceous magmatism and its relation to tectonic setting, southwestern Idaho, U. S. A. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**:78—96.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R. S. ed. *Andesites*. Chichester: John Wiley & Sons. 525—548.
- Pearce J A. 1984. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawkesworth C J and Norry M J. eds. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Cambridge: Shiva Publ. Limited. 230—249.
- Pearce J A and Mei Hujun. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet geotraverse: Lhasa to Golmud. In: *The Geological Evolution of Tibet*. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A **327**:169—201.
- Shimizu N and Masuda A. 1977. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. *Nature*, **266** (24):346—348.
- Whitney J A and Stormer J C. 1977. Two Feldspar geothermometry, geobarometry in Mesozoic granitic intrusions: three examples from the Piedmont of Georgia. *Contrib. Miner. Petr.*, **63**:51—64.
- Zander A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**:493—573.

## PETROGENESIS OF CENOZOIC POTASSIC VOLCANIC ROCKS IN NANGQEN BASIN

Deng Wanming<sup>1</sup> Sun Hongjuan<sup>1</sup> Zhang Yuquan<sup>2</sup>

(1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;*

2. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510540*)

### Abstract

The Nangqen Basin is one of the Tertiary pull-apart basins situated at the east of the Qiangtang block. Similar to the adjacent Dingqing and Bashu Basins, there occurred a series of potassic volcanic and sub-volcanic rocks ranging from basic, intermediate to intermediate-acid. Based on a study of petrology, mineralogy and geochemistry including REE, trace elements, isotopic elements and chronology, we suggested that the Cenozoic potassic volcanic rocks in the Nangqen basin were formed in a post-collisional intra-plate tectonic setting. The geochemical variability of the basic, intermediate and intermediate-acid rocks may be mainly attributable to the different partial melting degrees of the mantle sources formed at about 50 ~ 80 km depth, instead of a relation of magmatic differentiation or evolution. The sources of the potassic rocks are enriched metasomatic mantle that has experienced multiple mixture of components mainly derived from the crust. The partial melting of the sources of the volcanic rocks in some pull-apart basins in the Hengduan Mts. area may be related to the underplating of the small-scattered magma upwelling derived from the asthenosphere. The tectonic movements of the large-scale strike-slip faults provided the channel-ways for the melts ascending.

**Key Words** The potassic volcanic rocks, The Nangqen basin, Strike-slip faults, Enriched mantle, Partial melting