

青藏高原北部新生代火山岩的成因机制^{*}

赖绍聪

西北大学 地质系, 西安 710069

Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069

1998-06-05 收稿, 1998-11-16 改回

Lai Shaocong 1999 Petrogenesis of the Cenozoic volcanic rocks from the northern part of the Qinghai-Tibet Plateau Acta Petrologica Sinica, 15(1): 98~104

Abstract Based on the electron probe analyses result of the minerals and the bulk rock composition of the Cenozoic volcanic rocks from Yumen and Hoh Xil lithodistricts on the Qinghai-Tibet Plateau, the forming conditions including temperature and pressure of those rocks are studied. According to the thermodynamics calculation result of the mineral-melt equilibrium, the depth of the asthenosphere superface (about 75~130km) for the northern part of the Qinghai-Tibet Plateau during Cenozoic era is suggested. Finally, this paper indicates that the Cenozoic volcanic rocks in the northern part of the Qinghai-Tibet Plateau mainly consist of shoshonite series. Their forming temperature is 630~1039 °C and forming pressure is between 2.3~4.0 GPa and formed in the intracontinental orogenic belt, where the primary magma was originated from a particular enriched upmantle and accreted crust-mantle belt or directly originated from asthenosphere superface by partial melting of pyrolite.

Key words Qinghai-Tibet Plateau, Cenozoic era, Volcanic rock, Petrogenesis

摘 要 利用电子探针和化学成分分析结果, 采用矿物对温度计方法及熔浆-矿物平衡热力学计算, 研究了青藏高原北部玉门及可可西里岩区新生代火山岩形成的温压条件。结果表明, 玉门及可可西里岩区新生代火山岩的形成温度约为 630 ~ 1039 °C, 形成压力在 2.3~4.0GPa 之间。由此推断, 青藏高原北部以钾玄岩质岩浆活动为主体的新生代火山岩起源于加厚的陆壳底部或壳幔混合带, 以及直接来源于软流圈顶部地幔岩的局部熔融。青藏北部软流圈埋深深度约为 75~130km。

关键词 青藏高原; 新生代; 火山岩; 岩石成因

中图法分类号 P588.14

1 引言

青藏高原被认为是印度和欧亚大陆碰撞的结果, 是世界上碰撞构造的最重要实例。长期以来一直为国际地质学界所瞩目。随着板块构造学说的兴起, 这里更被视为研究和解决造山带地质演化和大陆岩石圈发展模式的理想地区, 是解决亚洲乃至全球构造问题的一个关键地区。青藏高原新生代火山岩起源于加厚的陆壳底部及壳幔混合带, 或直接来源于软流圈顶部地幔岩的局部熔融。通过对它们的研究, 不仅可以为深部地质作用过程提出有效的岩石学约束, 而且还是进一步探讨高原造山隆升机制的重要“窗口”。然而, 多年来有关青藏北部新生代火山岩的研究程度较低, 尤其是关于这套火山岩的形成温度和压力条件、岩浆起源深度以及青藏北部地区

软流圈埋深的报道较少。本文将利用矿物对温度计、熔浆-矿物平衡计算等岩石学、岩石物理化学方法探讨火山岩的成因机制, 在此基础上推演青藏北部新生代时期的软流圈埋深, 从而为研究青藏高原的形成演化和动力学机制提供重要的岩石学证据。

2 区域地质概况

青藏高原是中国新生代以来火山活动较强烈的地区之一, 火山岩分布极为广泛, 北起西昆仑、祁连山区, 南达喜马拉雅冈底斯地区, 东至秦岭横断山地区, 西抵喀喇昆仑, 形成一系列规模巨大的火山杂岩带及岩区(潘桂棠等, 1990)。

玉门新生代火山岩区地处NWW 向的祁连山构造带与

^{*} 本文研究由国家自然科学基金重点项目(49234080)、地矿部“八五”深部地质项目(8506201, 8506207)及西北大学科研基金(97NW 23)资助

作者简介: 赖绍聪, 男, 1963年生, 副教授, 博士后, 岩石学及地球化学专业

NEE 向的阿尔金构造带的交汇部位, 属青藏高原的北部边缘 (潘桂棠等, 1990)。该岩区主要由红柳峡和旱峡两地的新生代晚期火山岩体所组成。样品取自红柳峡岩颈和岩流。红柳峡更新世火山颈位于玉门市北西约 40km 处, 由碱玄岩和粗玄岩组成, 岩颈周围为白垩—第三系灰黑色页岩夹灰色泥质砂岩。岩颈与围岩界线清晰, 接触面近于直立。由于岩浆的上冲作用, 使围岩发生牵引和揉皱。在岩颈南 100m 处, 有一玄武岩流覆于白垩系—第三系页岩、泥质砂岩之上, 岩流出露长 100m、宽 30m、厚 7m, 呈北东—南西方向延伸。旱峡位于玉门市之西约 15km 处, 为切入祁连山北麓的一个河谷, 并切割了白垩—第三系地层。旱峡河谷中的火山岩呈岩流产出, 并成北西西向的长丘出露。

可可西里新生代火山岩区地处青藏高原北部腹地。该区新生代以来曾广泛发生大陆火山作用, 以喷发溢流形式形成大小不等的熔岩被及次火山岩体, 现今多呈现海拔 5000m 左右的熔岩台地 (孙延贵, 1992)。在岩浆溢出或侵位于近地表的过程中, 受先存北西西的构造带制约, 区内形成数条北西西的火山活动带。可可西里北缘带则是最北部的一条。它分布在可可西里与博卡雷克塔格山之间, 沿东昆仑山西段南麓, 东起大帽山, 经勒斜武担湖后进入新疆, 青海境内延伸约 200km, 火山岩主体为中新世 (14~ 24Ma) (孙延贵, 1992)。

3 新生代火山岩系列与组合

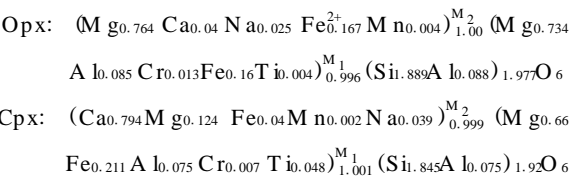
青藏高原新生代火山岩主体为一套陆内造山带钾玄岩 (Shoshonite) -安粗岩-粗面岩-流纹岩组合 (Lai Shaocong, 1996), 它们以高钾质为特征, 全碱含量高, 均大于 5%, K_2O/Na_2O 高, 当 SiO_2 约为 50% 时, K_2O/Na_2O 大多大于 0.6, 而 SiO_2 约 55% 时, K_2O/Na_2O 大多大于 1.0; Al_2O_3 含量高, 且变化大, 大多在 12% ~ 18% 之间变化。青藏陆内造山带钾玄岩的岩石学与地球化学特征类似岛弧-大陆边缘弧钾玄岩 (赖绍聪等, 1996), 但是这套火山岩形成于印度-亚洲板块碰撞以后, 所以, 我们把它们称为陆内造山带钾玄岩

系列。如果对青藏陆内造山带钾玄岩与岛弧-大陆边缘弧钾玄岩的钛族元素作一比较, 可以看出, 青藏陆内造山带钾玄岩的 TiO_2 (1.30%)、Zr (320×10^{-6})、Nb (37×10^{-6}) 含量要比岛弧-大陆边缘弧钾玄岩 ($TiO_2 = 0.85\%$, Zr = 150×10^{-6} , Nb = $5 \times 10^{-6} \sim 7 \times 10^{-6}$) 高些 (Condie, 1982), 处于岛弧-大陆边缘弧钾玄岩与大陆裂谷碱性玄武岩 ($TiO_2 = 2.20\%$, Zr = 800×10^{-6} , Nb = $50 \times 10^{-6} \sim 90 \times 10^{-6}$) 的中间位置 (Condie, 1982)。它暗示青藏陆内造山带钾玄岩既有弧火山岩特征, 又具有板内火山岩特征; 这正与陆内构造环境的双重性 (既是造山又在板内) 相符合 (邓晋福等, 1996a)。

4 岩浆及岩石形成的温度条件

根据电子探针分析结果 (赖绍聪等, 1996), 利用二长石温度计 (Stoner, 1975) 获得岩石形成温度如表 1 中所列。二长石温度计是基于 Ab 组分在斜长石和钾长石中的分配系数是一个固定值, 并随岩石形成温度不同作规律性变化而提出的。因此, 它所获得的温度值应主要反映岩石的形成温度, 该温度应低于岩浆源区的起源温度。

可可西里含透长石巨晶粗面岩中 Opx 和 Cpx 共生, 其矿物晶体化学式分别为:



据此, 利用二辉石温度计 (Wood et al., 1973) 求得岩石形成温度为: $T = 1312.73K = 1039.73^\circ C$ 。该温度反映了单斜辉石与斜方辉石构成平衡共生对时的共结温度。由于辉石是粗面质岩石中较早结晶的矿物, 因此该温度值应高于岩石的成岩温度而与岩浆源区温度接近或略低。

根据可可西里洪水河岩丘火山玻璃的电子探针分析结果 (表 2) 以及玻璃中斜长石斑晶的化学成分 ($An = 38.9$, $Ab = 53.3$, $Or = 7.8$) (赖绍聪等, 1996), 利用斜长石地质

表 1 玉门及可可西里新生代火山岩二长石温度计测温结果

Table 1 Results of two-feldspar thermometric measurement of the Cenozoic volcanic rocks from Yumen and Hoh Xil lithodistricts

岩 区	岩 性	Ab 分子 (%)		温度 ()	备 注
		斜长石中	钾长石中		
玉 门	橄榄玄粗岩	84.6	42.2	659.8	斑 晶
可可西里	粗 安 岩	62.1	33.0	784.8	Or 斑晶及其 Pl 反应边
		48.1	33.0	991.5	
	粗 安 岩	80.0	32.4	633.0	斑 晶
芒 康	粗面英安岩	72.8	30.8	666.8	斑 晶
	粗 面 岩	65.1	37.2	792.6	

温度计 (Kudo *et al* , 1970) 求得火山玻璃淬火温度为:
 $T = 1174.5K = 901.5$ 。显然, 该温度值更接近于岩石学意义上的岩石形成温度。与表 1 中二长石温度计获得的本区岩石形成温度值 (633 ~ 991) 比较, 二者的测定结果基本上是吻合的。

表 2 玻璃基质的组成

Table 2 Chemical composition of the volcanic glass

氧化物	质量%	分子数	原子数	mol 分数 (X)
SiO ₂	65.66	1092.8	1092.8	X _{Si} = 0.740
Al ₂ O ₃	14.46	141.7	283.4	X _{Al} = 0.192
CaO	3.07	54.8	54.8	X _{Ca} = 0.037
Na ₂ O	1.40	22.6	45.2	X _{Na} = 0.031
总计			1476.2	1.000

表中数据由中国地质大学 (北京) 电子探针室分析 (1993) 。

5 透长石巨晶的形成条件

可可西里粗安岩中含透长石巨晶, 巨晶粒度达 5cm × 2cm, 呈完好的短柱状自形晶。晶体内部成分十分均一, 仅见少量斜长石细小晶粒包体。衍射分析结果表明, 巨晶的 Ragland 系数 δ 绝对值为 0.86, 应属高透长石系列, 单斜有序度 S_m (0.068) 与 δ 所反映的长石结构状态完全一致。长石有序度的本质是长石晶格中 Al 的占位率。我们采用 Kamencev 和 Cmetannikova (1977) 的计算方法求取了巨晶透长石的 Al 占位率。结果表明, 巨晶长石中 Al 在 T₁₀、T_{1m}、T₂₀、T_{2m} 中的分配率分别为 0.33989, 0.22613, 0.21699, 0.21699, 其 Thompson 系数 Y (0.11) 和 Z (0.13) 均很小, 长石有序化程度很低, 应属一种高结构状态的长石类型。

Zeusaki (1972) 在三峰法的基础上提出了结构参数 η 它与 2 θ_{60} 及 2 θ_{04} 的关系如下:

$$\eta = 6.68 \times 2\theta_{60} - 7.44 \times 2\theta_{04} + 99.182$$

η 是碱性长石有序度的标志, 并有 $S_m = 1.6\eta$ 的关系。长石结构状态的研究首先是和长石形成温度联系起来的, 正路系数 η 与钾长石的形成温度关系密切, 利用 η 与钾长石形成温度的关系图解 (Zeusaki, 1972) 测得可可西里新生代粗安岩中长石巨晶形成温度约 840 ; 然而, 对于天然的长石而言, 并不意味着可用 η 参数直接测定出长石结晶的温度。因为测得的只能是保留这个结构状态时的最低温度。也就是说, 长石结晶时的结构状态更高, 随着冷却, 结构状态也随之降低, 但到某一程度结构状态就保留下来 (即以亚稳状态保存下来)。因此, 利用 η 参数测得的可可西里粗安岩中长石巨晶保留结构状态的最低温度 840 显然代表的是长石结晶温度的一个最低下限值, 巨晶长石的起始结晶温度应更高。

根据可可西里粗安岩中透长石巨晶及其所含斜长石包

体的化学成分, 利用二长石温度计获得的长石形成温度为 842.8 (表 3), 该温度与 η 系数获得的长石形成温度接近。

长石中 An 分子在高压下为不稳定矿物, 1.0GPa 时, 可以在高温下发生不一致熔融, 形成刚玉 + 熔体。但钠长石和透长石均可稳定于较高的压力之下。可可西里粗安岩中透长石巨晶内部光性均一, 无环带和双晶, X 光未见出熔条纹, 矿物边部及核部成分变化不大, 这些信息均暗示了巨晶是在较高温度和压力下缓慢冷却充分结晶的产物。成分分析 (表 4) 表明, 巨晶透长石要比岩石中普通斑晶含 An 低, 说明巨晶应来自比普通斑晶深度更大、压力更高的部位。

表 3 透长石巨晶二长石温度计测温结果

Table 3 Result of two-feldspar thermometric measurement for the snidine megacryst from Hoh Xil lithodistrict

岩性	Ab 分子 (%)		温度
	斜长石中	碱性长石中	
粗安岩	70.00	27.70	842.8

表 4 透长石巨晶及普通碱性长石斑晶中 An 分子 (%) 含量

Table 4 The An molecular percentage of the snidine megacryst and normal alkali feldspar phenocryst from Hoh Xil lithodistrict

编号	产地	岩性	An 分子%	备注
2SB6	可可西里	粗安岩	0.9	斑晶
2SB1	可可西里	粗安岩	0.6	斑晶
2SB1	可可西里	粗安岩	0.2	巨晶
2SB1	可可西里	粗安岩	0.2	巨晶

表中数据由中国地质大学 (北京) 电子探针室分析 (1993) 。

在可可西里粗安岩化学成分在 Q-Or-Ab 相图上 (图 1a), 投影点落在分离结晶线 qm (热谷) 的右方, 同结线 WS 的下方 (P 点)。再将化学成分计算所得的 An、Ab 和 Or 投影到四面体的 An-Ab-Or 面上 (图 1b), 可以看出, 投影点位于二长石面 HGEF 的上方, 为斜长石首晶区。这说明低压 (0.2GPa) 时, 斜长石将首先从熔体中晶出。若降温缓慢, 晶出矿物将与熔浆发生反应以适应新的环境。随温度的进一步降低, 斜长石继续晶出, 熔体成分沿 PB 变化, 至 A 点熔体成分到达二长石面, 于是斜长石、钾长石同时结晶。至 B 点熔体成分到达石英-长石面 W XGS。然后沿同结线 GH, 长石、石英共同结晶, 直到该线上的最低点 H, 结晶作用最后结束。因此, 可可西里粗安岩在浅部岩浆房中的结晶作用大体是按照: 斜长石-钾长石-石英的顺序结晶的。

显然, 低压条件下, 钾长石并没有良好的结晶环境和生长条件。相反, 斜长石却有较长的结晶路线和较好的生长环境, 岩石中首先结晶的将是斜长石而不是钾长石。据此推断, 可可西里粗安岩中的透长石巨晶不可能是在低压条件下形

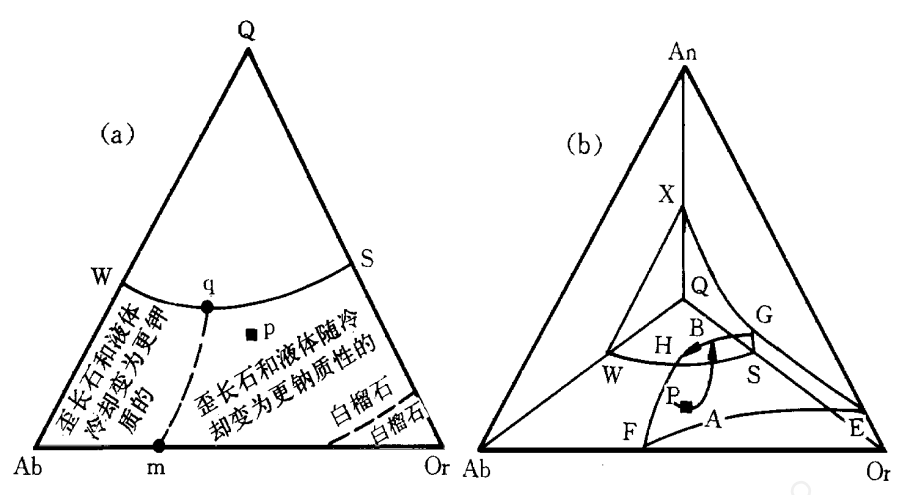


图 1 可可西里粗安岩化学成分标准矿物在Ab-Q r-Q 相图 (a) 和An-A b-O r-Q 四面体图 (b) 上的投影 (据 Camichael, 1963)

Fig. 1 Projection of normative minerals in Ab-Q r-Q diagram (a) and An-A b-O r-Q diagram (b) for trachyandesite from Hoh Xil lithodistrict

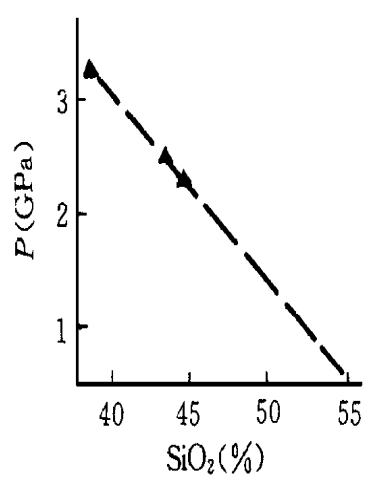


图 2 岩浆形成深度与SiO₂ (%) 含量关系 (据邓晋福等, 1996b)

Fig. 2 Relation between magma forming depth and SiO₂ (%) content

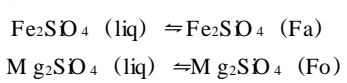
成的。压力 (P_{H_2O}) 对于Q-A b-O r 相图的结晶作用有着重要影响。 P_{H_2O} 增大, 将使同结线WS 向下方 (靠近Ab-O r 边界) 移动。毫无疑问, 压力是影响钾长石巨晶形成的一个重要因素, 压力增高有利于钾长石在岩浆体系中首先结晶并形成巨晶。另外, 晶体生长时的岩浆过冷度、冷却速率、矿物成核率和结晶速度、散热率以及熔体的粘度均影响到巨晶的形成。

巨晶成因的另一个焦点是关于巨晶是寄主岩浆结晶产物还是外来捕虏晶的问题。一些研究者根据巨晶矿物常常与地幔岩包体共生, 常见碎裂现象及棱角状外形等, 称为捕虏晶, 并认为它们是被寄主玄武岩浆捕获的地幔或地壳中已有晶体的碎块。镜下观察表明, 可可西里粗安岩中透长石巨晶均未见到矿物扭折带、塑性变形、波状消光及集合体 (塑性变形核幔构造) 等形态, 而这类现象在幔源或壳源包体的矿物成分中则易见到。与外源捕虏晶不同的是, 本区透长石巨晶均具有岩浆结晶的高温无序结构状态, 呈自形晶特征, 而且均呈单晶产出, 其成分与寄主粗安岩具有大体协调一致的基本特点。因此, 本区透长石巨晶应为钾质碱性岩浆在深部结晶析出的产物。透长石巨晶在深部开始晶出, 并逐渐生长形成巨晶, 当巨晶随岩浆体系缓慢上升时, 其结晶作用逐渐减弱, 当岩浆体系中出现斜长石细小晶粒的初始结晶时, 表明透长石巨晶的结晶作用已趋于结束, 在这一阶段, 透长石巨晶 (尤其是其边部) 包裹少量斜长石微晶的颗粒是有可能的。因此, 表 3 中所获得的温度值 (842.8) 可能代表了巨晶长石结晶完结阶段及岩石中正常斜长石晶体初始结晶阶段的温度条件, 该温度应与透长石巨晶保留其结构状态的温度值, 即用 η 系数所获得的温度值 (840) 较接近, 而低于巨晶长石的起始结晶温度。

6 岩浆起源压力的估测

对于岩浆起源深度和压力的推算是一件并不容易的工作。高温高压熔融实验 (Ghiroso *et al.*, 1980) 和熔浆-矿物平衡热力学计算结果 (Camichael *et al.*, 1974) 表明, 随着岩浆起源深度加大, SiO₂ 活度 $\alpha_{(SiO_2)}$ 减小, 而 $\alpha_{(SiO_2)}$ 则大致与 SiO₂ 含量呈正比 (图 2)。利用这一规律我们可以大体估算出青藏高原原生玄武岩浆或进化程度较低的、近似于原生岩浆的玄武岩浆的形成深度和压力 (表 5) (赖绍聪等, 1996), 但由于岩浆进化的影响, 使岩浆成分发生变化, 偏离了原始岩浆的成分, 其中最特征的变化是随进化程度增高, SiO₂ % 含量升高。因此, 图 2 获得的压力显然应低于岩浆源区的实际压力。

基于矿物-硅酸盐熔体平衡热力学, 我们可以用玄武岩中组分的活度 (a_i) 计算岩浆与上地幔橄榄岩平衡的压力和温度, 从而获得岩浆源区的温压条件。在组成不同的玄武岩中, 橄榄石通常都是最早结晶的矿物相, 在自然界和实验室中均这样。简单系统的实验表明, Fo-Fa 为完全固熔体, 与共存的熔浆相比, 橄榄石更富镁, 而贫铁。这样, 橄榄石-熔浆平衡的结果可以帮助我们估算玄武岩岩浆的液相线温压条件。据此, 我们利用缓冲反应:



计算了玉门新生代碱玄岩熔浆中橄榄石的矿物-熔体平衡温度和压力, 这个温度和压力值大体可代表玉门碱玄岩岩浆的液相线温压条件, 并趋近于碱玄岩岩浆的源区温压条件。计算结果表明 (表 6), 橄榄石-熔体平衡压力为 3.72GPa, 这个压力值指示了大约 120km 的碱玄岩岩浆起源深度。

它们的联合可为岩石圈底界提出更好的约束。

新生代时期, 青藏高原火山岩主要集中分布于北部边缘地区和东缘, 它们大多不含上地幔橄榄岩包体, 大多数是进化岩浆。因此, 在上述的研究中我们只能选取 Mg 值最高, SiO_2 含量最低的玄武质岩石做为近似的原生岩浆来讨论, 并将其起源压力和深度近似地看作软流圈顶界面的埋深深度。这样, 根据上述研究结果, 我们获得的青藏高原北部地区软流圈埋深的参数值约为 75~130km。地球物理获得的高原周缘软流圈顶界为 104km (宋仲和等, 1986), 或 90~130km (周兵等, 1991; 安昌强等, 1993), 或 67~74km (庄真等, 1992)。看来, 我们采用岩石学方法获得的软流圈埋深与地球物理模型大致是吻合的。

同位素研究结果表明 (解广轰等, 1992), 青藏高原新生代火山岩可能主要来源于一种富集型的地幔源区。火山岩大多具有高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 、低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和高 Pb 同位素组成特点。火山岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值普遍高于原始地幔值 (0.7044)。这表明火山岩原始岩浆形成和演化过程中可能有大量再循环而进入地幔的地壳物质组分, 而且在岩浆源区占有重要地位。事实上, 青藏高原北部在板块碰撞这一特定的构造条件下, 由于强烈的挤压应力和陆壳的缩短和加厚, 完全有可能使大量的地壳物质被带入地幔, 从而形成一特殊的加厚陆壳底部壳幔混合带。由这种不均一的富集型壳幔混合带起源的岩浆将带有类似于岛弧火山岩的显著的地球化学烙印。青藏高原特殊的构造背景与高原北部这一套特殊的钾玄岩火山岩组合的岩浆起源和形成与这种特殊的富集型上地幔类型有着直接的成生关系。

在青藏北缘上千公里的新生代火山岩中, 主要是以钾玄岩质岩浆活动为主体, 它们起源于加厚的陆壳底部, 或壳幔混合带, 以及直接来源于地幔岩的局部熔融。这种陆内造山钾玄岩系列火山岩是由于造山带外侧稳定大陆的岩石圈根的阻挡所致, 由于克拉通岩石圈根的阻挡, 造山带下面的软流层物质在边界处上涌形成幔源岩浆及其在 $Moho$ 面以上的底侵作用。陆壳的水平挤压缩短作用可更好地封闭底侵的壳底岩浆池 (海), 使底侵岩浆有更充分条件与陆壳物质相互作用, 包括陆壳岩石的熔融作用, 幔源岩浆与壳源岩浆的混合作用, 岩浆结晶分离作用等。青藏北缘新生代火山岩正是在这种特定的构造环境中形成的 (图 4)。

8 结语

青藏高原北部新生代火山岩主要是以陆内造山带钾玄岩系列岩浆活动为主体, 它们起源于加厚的陆壳底部或壳幔混合带, 以及直接来源于地幔岩的局部熔融。这套火山岩的形成与新生代期间青藏板块向北挤压和塔里木岩石圈根的阻挡作用, 以及青藏地壳的水平缩短加厚有直接成因联系。玉门及可可西里岩区新生代火山岩形成温度约为 630~1039, 岩浆起源压力在 2.3~4.0GPa 之间, 由此推断, 青

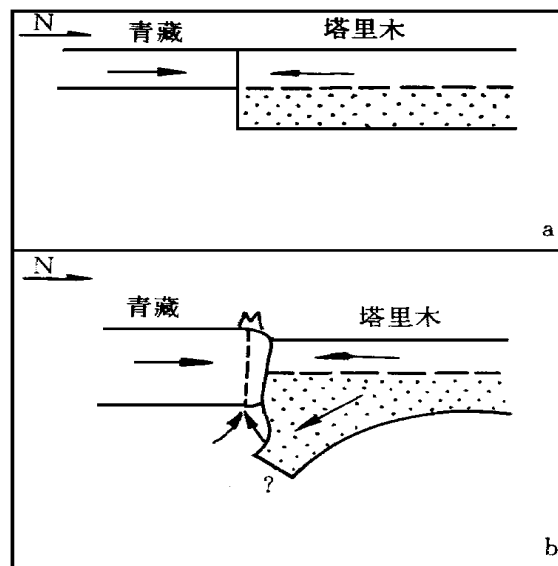


图 4 青藏高原北缘新生代火山岩形成模式示意图

- a. 青藏板块向北挤压及塔里木岩石圈根的阻挡作用;
b. 青藏地壳的水平缩短与加厚及北缘新生代火山岩的形成

Fig. 4 Sketch map of the formation model for Cenozoic volcanic rock in north margin of the Qinghai-Tibet plateau

藏北部地区新生代时期的软流圈埋深深度约为 75~130km, 这一认识对于进一步研究青藏高原的造山隆升模式及探讨陆内造山带深部动力学过程具有重要的科学意义。

本文是笔者博士论文的一部分, 承蒙导师邓晋福教授、赵海玲教授指导, 特此致谢!

References

- An Changqiang, Song Zhonghe, Chen Guoying *et al* 1993 3-D shear velocity structure in north-west China. *Acta Geophysica Sinica*, 36 (3): 317~325 (in Chinese with English abstract)
Camichael I S E, Turner F J, Verhoogen J. 1974 *Igneous Petrology*. New York: McGraw-Hill, 40~46
Camichael I S E. 1963 The crystallization of feldspar in volcanic acid liquids. *J. Geol. Soc.*, 119: 95~113
Condie K C. 1982 *Plate tectonic and crustal evolution*. New York: Pergamon press, 110~310
Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue *et al* 1996a Continental roots/plume tectonics of China — key to the continental dynamics. Beijing: Geological Publishing House, 17~20 (in Chinese)
Deng Jinfu, Zhao Hailing, Luo Zhaohua *et al* 1996b A sthenosphere geochemistry and mantle fluids deduced from basaltic volcanic rocks. In: *Geochemistry of Mantle Fluids and A sthenosphere (asthenolites)* (Chief editor: Du Letian). Beijing: Geological Publishing House, 58~96 (in Chinese with English abstract)
Frey F A. 1978 *Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz-tholeiites to olivine melilitites from south eastern*

- Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 119: 463~513
- Ghiorsso M S, Camichael I S E. 1980. A regular solution model for metaluminous silicate liquids: applications to geothermometry, immiscibility, and the source regions of basic magmas. *Contrib Mineral Petrol.*, 71: 323~342
- Kamencev E Y, Cmetannikova O G. 1977. The composition and order degree testing for feldspar using powder method. *Mineralogical Magazine of the Soviet Union*, 106: 476~481 (in Russian with English abstract)
- Kudo A M, Weill D F. 1970. An igneous plagioclase thermometer. *Contrib Mineral Petrol.*, 25 (1): 52~65
- Lai Shaocong. 1996. Cenozoic volcanism and tectonic evolution in the northern margin of the Qinghai-Tibet plateau. *Journal of Northwest University*, 26 (1): 99~104
- Lai Shaocong, Deng Jinfu, Zhao Hailing. 1996. Volcanism and tectonic evolution in the northern margin of Qinghai-Tibet plateau. Xi'an: Science and Technology Press of Shaanxi Province, 95~133 (in Chinese)
- Pan Guitang, Wang Peisheng, Xu Yaorong *et al.* 1990. Cenozoic tectonic evolution of Qinghai-Tibet plateau. Beijing: Geological Publishing House, 32~70 (in Chinese)
- Ringwood A E. 1975. Composition and petrology of the Earth's mantle. New York: McGraw-Hill Book Company, 618~650
- Song Zhonghe, An Changqiang, Chen Lihua *et al.* 1986. The velocity structure of P wave for upper mantle in China continent and marginal sea. *Journal of Seism.*, 8 (3): 263~274 (in Chinese with English abstract)
- Stomer J R. 1975. A practical two-feldspar geothermometer. *Amer Mineral.*, 60: 7~8
- Sun Yangui. 1992. Characteristics of the Miocene epoch volcanic rock zone in the north margin of Hoh Xil area. *Geology of Qinghai*, (2): 13~25 (in Chinese with English abstract)
- Wood B J, Banno S. 1973. Garnet-orthopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib Mineral Petrol.*, 42: 109~124
- Xie Guanghong, Liu Congqiang, Zengtian Zhangzheng *et al.* 1992. Geochemical features of the Cenozoic volcanic rock from Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent area—evidence for existence of an ancient enrichment mantle. In: *Geochemistry and Chronology of the Cenozoic Volcanic Rocks in China* (Chief editor: Liu Ruoxin). Beijing: Seismic Publishing House, 400~427 (in Chinese)
- Zeisacki. 1972. The composition and texture (Al/Si order degree) determining for feldspar using X-ray powdered crystal method. *Journal of Mineralogy*, 10: 413~425 (in Japanese with English abstract)
- Zhou Bin, Zhu Jieshou, Chun Kinyip. 1991. Three-dimensional shear velocity structure beneath Qinghai-Tibet and its adjacent area. *Acta Geophysica Sinica*, 34 (4): 426~441 (in Chinese with English abstract)
- Zhuang Zhen, Fu Zhuwu, Lu Ziling *et al.* 1992. 3-D shear velocity model of crust and upper mantle beneath the Tibetan plateau and its adjacent regions. *Acta Geophysica Sinica*, 35 (6): 694~709 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学等. 1996a. 中国大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 17~20
- 邓晋福, 赵海玲, 罗照华等. 1996b. 玄武岩反演软流层地球化学与地幔流体. 见杜乐天主编: 地幔流体与软流层(体)地球化学. 北京: 地质出版社, 58~96
- 孙延贵. 1992. 可可西里北缘中新世火山活动带的基本特征. *青海地质*, (2): 13~25
- 安昌强, 宋仲和, 陈国英等. 1993. 中国西北地区剪切波三维速度结构. *地球物理学报*, 36 (3): 317~325
- 庄真, 傅竹武, 吕梓龄等. 1992. 青藏高原及附近地区地壳与上地幔剪切波三维速度结构. *地球物理学报*, 35 (6): 694~709
- 宋仲和, 安昌强, 陈立华等. 1986. 中国大陆和边缘海的上地幔P波速度结构. *地震学报*, 8 (3): 263~274
- 周兵, 朱介寿, 秦建业. 1991. 青藏高原及邻近区域的S波三维速度结构. *地球物理学报*, 34 (4): 426~441
- 赖绍聪, 邓晋福, 赵海玲. 1996. 青藏高原北缘火山作用与构造演化. 西安: 陕西科学技术出版社, 95~133
- 解广轰, 刘丛强, 增田彰正等. 1992. 青藏高原周边地区新生代火山岩的地球化学特征——古老富集地幔存在的证据. 见刘若新主编: 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 400~427
- 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, 32~70