

文章编号: 1009-6248(2004)02-0007-06

藏南定结淡色花岗岩——基底隆升降压 熔融成因的地质证据

张金阳, 廖群安

(中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

摘 要: 西藏南部定结地区高喜马拉雅结晶基底中淡色花岗岩体紧靠藏南拆离断层内部产出, 野外地质和岩相学特征显示其为 S 型、分两期侵入的淡色花岗岩体——早期的黑云母淡色花岗岩和晚期的白云母淡色花岗岩。基底副变质岩中广泛分布淡色花岗岩脉体, 在基底副变质岩中的淡色花岗岩脉体中发现紫苏辉石暗色麻粒岩残留体, 这表明本区高喜马拉雅淡色花岗岩源岩为基底副变质岩, 且基底副变质岩是在基底快速隆升降压的条件下发生缺水熔融生成的淡色花岗岩岩浆。

关键词: 高喜马拉雅淡色花岗岩; 源岩; 定结

中图分类号: P588.12⁺1 **文献标识码:** A

前言

高喜马拉雅淡色花岗岩带呈东西向分布于西藏南部约 2 000 多千米的狭长造山地带, 除 Garhwal 与 Rongbuk 岩体外, 带上约 20 个岩体处于逆冲式主中央断裂 (MCT) 和藏南拆离系 (STDS) 中大型正断式拆离断层之间, 紧靠大型拆离断层呈不连续的岩席或岩墙产出^[1,2], 岩体在地质上和地球化学上的特征非常相似, 暗色矿物含量很少, 且多呈过铝质, 因而常被称为淡色花岗岩。目前的研究成果显示, 自亚东向西高喜马拉雅事件 (主要包括主中央断裂主期的滑动、淡色花岗岩岩浆的生成和侵位以及主期的拆离伸展运动) 发生于 24~19 Ma^[3]; 淡色花岗岩岩浆的生成可能分别与流体渗滤、绝热降压、地幔拆离、放射性生热和剪切摩擦生热等因素有直接关系^[1,4]; 淡色花岗岩源岩为结晶基底中的副变质岩^[4~6], 但具体为基底的哪种岩石组合却没有形成共识。

喜马拉雅淡色花岗岩在青藏高原深部地质作用

(诸如地壳分异、加厚) 和高原隆升等过程的研究中至关重要, 因而备受关注^[6]。笔者在《1:25 万定结幅》地质调查中, 通过对定结地区结晶基底中淡色花岗岩体地质特征的观察, 结合其岩相学特征, 初步认为该区结晶基底中淡色花岗岩源岩为基底中的副变质岩, 其岩浆的生成与基底快速隆升降压有直接关系。

1 地质特征

1.1 区域地质构造

研究区处于高喜马拉雅中部地区, 主要构造线方向为近东西向, 由南部大喜马拉雅构造带和北部拉轨岗日热隆伸展带组成, 其间以岗巴—定日逆断层为界。大喜马拉雅构造带包括高喜马拉雅隆起带和北喜马拉雅拗陷带, 其间以藏南拆离系主干拆离断层为界 (图 1), 这些拆离断层和古生代盖层内部发育的一系列次级断层一起构成著名的藏南拆离系。高喜马拉雅隆起带包括高喜马拉雅基底结晶岩系、灰色片麻岩以

收稿日期: 2003-06-18; 修回日期: 2004-01-17

基金项目: 中国地质调查局 1:25 万定结幅区域地质调查项目支持。

作者简介: 张金阳 (1977-), 男, 中国地质大学在读岩浆岩石学专业硕士。E-mail: geomantleflow@163.com.

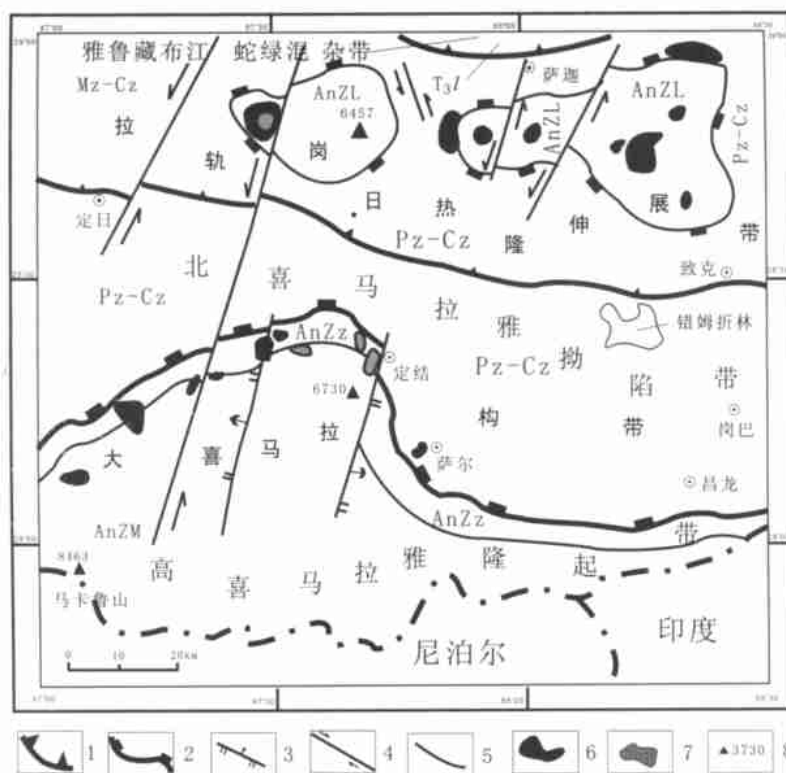


图1 工作区地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of Dingjie region

1. 构造分区断层; 2. 基底与盖层间的拆离断层; 3. 正断层; 4. 平移断层; 5. AnZM 与 AnZz 的界线; 6. 黑云母淡色花岗岩; 7. 白云母淡色花岗岩; 8. 高程; AnZM、AnZz 为高喜马拉雅基底结晶岩系; Pz-Cz、Mz-Cz 为古生代、中生代与新生代地层; AnZL 为拉轨岗日元古代变质岩组合; T₃l 上三叠统吕村组

及混合花岗岩体^[7]。

高喜马拉雅基底结晶岩系产于藏南拆离断层与主中央断裂之间, 这套以角闪岩相变质为主的聂拉木群变质岩系与产于其中的淡色花岗岩关系非常密切。在本区聂拉木群可分为两组, 下部的曲乡组和上部的江东组。曲乡组的岩性组合为片麻岩、混合岩和混合片麻岩, 大部分以正变质岩为主, 含少量副变质岩。江东组的岩性组合为厚层石英岩、黑云石英岩、石英片岩和黑云母片岩, 基本为副变质岩。底部夹大理岩和石墨片岩^[7]。

1.2 岩体的地质特征

在工作区内, 淡色花岗岩体紧靠藏南拆离系中大型拆离断层内部, 并整体呈东西向沿拆离断层分布, 与区域上不同, 岩体多呈等轴状小岩株产出(图1)。岩体的分布明显显示为两期侵入的特征, 野外地质观察显示, 靠北且靠近拆离断层一侧为白云母淡色花岗岩, 再向南为黑云母淡色花岗岩。岩体

边缘的构造变形较岩体中心的构造变形强烈。岩体边缘多为定向、弱定向构造, 中心多为块状构造。岩体接触带及围岩中下列现象明显: ①围岩中发育大量网状贯入式电气石花岗岩脉, 并有向岩体一侧增加的趋势, 岩体中也含有电气石花岗岩囊状体, 表明淡色花岗岩浆向富含电气石的方向演化; ②接触带附近花岗岩体中定向组构发育, 流面走向基本与围岩和岩体界面走向一致; ③岩体中见大量的基底变质岩捕虏体, 并见其被花岗岩脉穿插的特征; ④围岩具明显的热接触变质现象。这些特征说明该区淡色花岗岩具明显的主动热侵入的特征。

2 野外地质特征

2.1 淡色花岗岩脉体及囊状体

在基底副变质岩中, 淡色花岗岩脉体分布广泛。脉体多呈透镜状, 其延长方向多为片理或片麻理方

向, 若在构造虚脱部位则呈鞍状, 且在此部位脉体明显加厚。部分脉体向某一方向会聚, 形成了淡色花岗岩囊状体。囊状体距其源区距离亦不大, 一般为几米左右。囊状体大小不一, 一般 1.5 m 左右 (图 2)。对这些淡色花岗岩脉体及囊状体进行了详

细的野外地质观察表明, 它们都是无根的, 即具有原地熔融的特征。因此可初步确定这些脉体及囊状体代表了在喜山期本区基底发生了大规模的部分熔融。淡色花岗岩脉的大量出露也说明该区经过了深度的剥蚀作用。

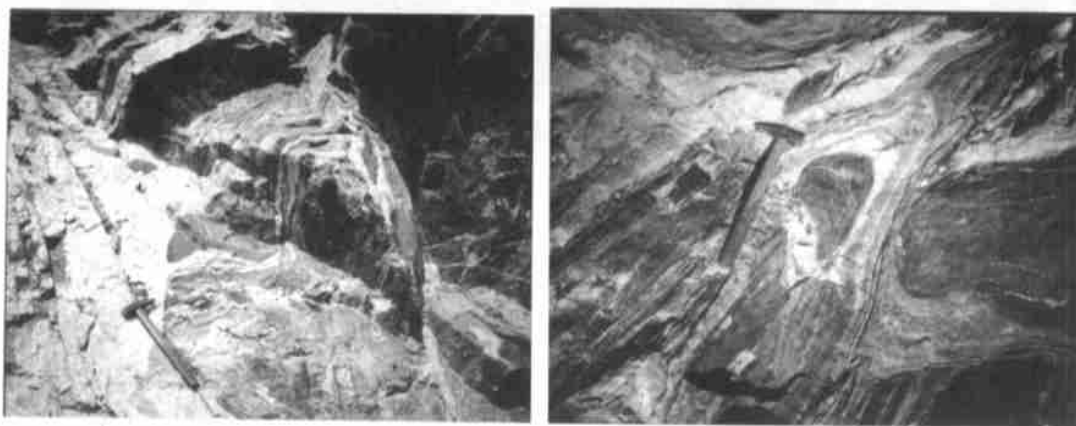


图 2 淡色花岗岩囊状体 (左) 及淡色花岗岩脉体和其中心的残留体 (右)

Fig. 2 Chamber body of leucogranites (left) and leucogranites veins and their central remain (right)

2.2 暗色残留体

在基底副变质岩中的淡色花岗岩脉体中心, 可见暗色残留体, 这些残留体代表副变质岩部分熔融生成淡色花岗岩熔体后的残余物质, 主要证据: ①其位于淡色花岗岩脉体中心, 淡色花岗岩外围为副变质岩; ②其形态明显保留了原来副变质岩的构造特征, 例如, 在构造转折端其残留呈鞍状, 在片理、片麻理中残留体为长轴顺片理或片麻理方向展布的长条状透镜体 (图 2)。

3 岩相学证据

3.1 淡色花岗岩的岩石学特征

本区淡色花岗岩典型的矿物组合为石英+斜长石+钾长石+黑云母+白云母+电气石±石榴石。岩石主要矿物粒度 1~3 mm, 为中细粒花岗岩结构。岩石中白云母及电气石含量较多, 部分岩石中石榴石作为副矿物出现, 这些强过铝矿物的出现标志其为 S 型花岗岩。依据黑云母、白云母和电气石在岩石中的不同含量, 可将本区淡色花岗岩分为黑云母淡色花岗岩和白云母淡色花岗岩, 其中前者含有较多的黑云母, 白云母和电气石相对较少, 为早期侵入的产物, 后者刚好相反, 较富白云母和电气石, 少

含黑云母, 为后期侵入的产物, 在基底中表现为后者更靠近藏南大型拆离断层内部分布。

3.2 暗色残留体的岩石学特征

本区基底花岗岩脉体中暗色残留体矿物组合为紫苏辉石+黑云母或普通角闪石+斜长石+石英+单斜辉石+少量金属矿物, 具有出现紫苏辉石和富强烈耐熔残余组分特征, 为紫苏辉石暗色麻粒岩。含水矿物黑云母或普通角闪石具有高级变质作用的特征, 黑云母为深棕红色, 普通角闪石呈闪石绿色, 两者都具极明显的多色性。残留体的矿物组合表明其为含水的低温麻粒岩亚相。

在紫苏辉石暗色麻粒岩残留体薄片, 亦发现囊状体, 其组分与淡色花岗岩的矿物组分相似, 外被暗色矿物包围 (图 3)。囊状体大小一般为 1~8 mm, 局部可见 15 mm 左右的较大的囊状体。而且大小囊状体之间有淡色组分脉体相连。这可能代表淡色组分被抽汲、运移和聚集的演化过程 (从小囊状体到大的囊状体)。

从对淡色花岗岩脉体、囊状体及其中的暗色残留体野外地质特征和室内岩相学特征的研究可以发现, 是基底副变质岩发生了部分熔融形成淡色花岗岩、淡色花岗岩脉体及其囊状体, 而残留了紫苏辉石暗色麻粒岩。

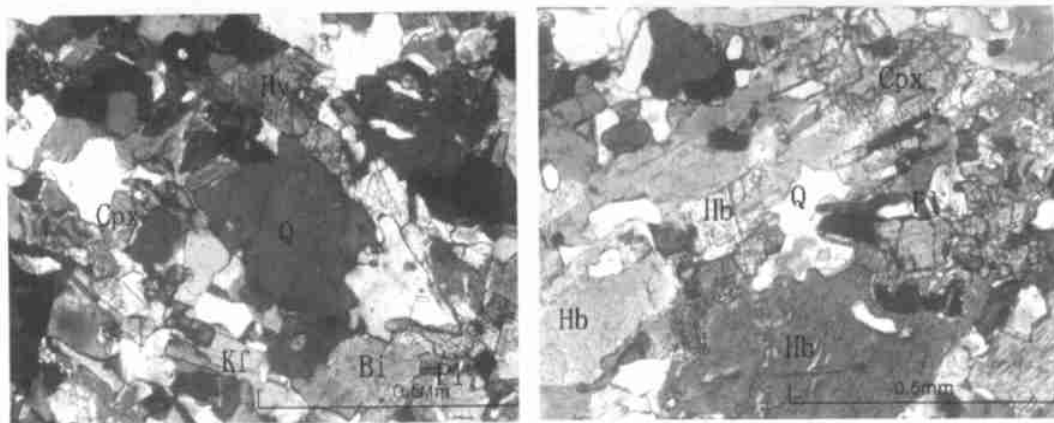


图3 紫苏辉石暗色麻粒岩(左图中含淡色花岗岩囊状体)正交光

Fig. 3 Hypersthene mela-granulite (including chamber body of leucogranite in the left map)

4 讨论

4.1 淡色花岗岩源岩

杨晓松通过对亚东地区基底黑云斜长片麻岩所做的熔融实验显示,黑云斜长片麻岩在脱水熔融的条件下生成了具高喜马拉雅淡色花岗岩组分的熔体,实验残余物质被认为与高喜马拉雅麻粒岩相当,因而他认为黑云斜长片麻岩为高喜马拉雅淡色花岗岩源岩之一^[6]。Harris 通过对 Langtang 区基底 4 个组的岩石组合 Sr 同位素与该区淡色花岗岩 Sr 同位素的对比,得出 Syabru 组的蓝晶石片岩为其源岩^[2]。Searle 通过综合研究认为,希夏邦马峰淡色花岗岩源岩应为基底的矽线石片麻岩与蓝晶石片麻岩^[5]。目前,尽管高喜马拉雅淡色花岗岩源岩具体为哪一种岩石组合,不同的人用不同的研究手段得出了不同的结论,但人们普遍认为高喜马拉雅淡色花岗岩源岩应为结晶基底中的副变质岩。

本区基底副变质岩中分布有大量无根淡色花岗岩脉、淡色花岗岩囊状体,部分岩脉中有紫苏辉石暗色麻粒岩残留体,通过对它们野外地质特征和室内岩相学的研究,认为本区淡色花岗岩源岩是基底中的副变质岩。

4.2 淡色花岗岩的成因及动力学过程

直至现在,不同的学者提出了不同的模型来解释在基底如何能形成如此高的温度以致能生成淡色花岗岩岩浆,他们分别提出淡色花岗岩岩浆的生成可能与流体渗滤、绝热降压、地幔拆离、放射性生

热和剪切摩擦生热有密切关系,但都不能完美的解释观察到的所有现象。

Jaupart 和 Provost 认为,高喜马拉雅淡色花岗岩侵位于高级片麻岩和未变质的特提斯沉积带之间,由于热传导速率的不同,具低热传导速率的特提斯沉积带充当绝热层而使基底积累到较高的温度^[2]。国内,石耀霖等也认为低热导率岩石的存在是高喜马拉雅淡色花岗岩发生部分熔融的一个关键因素^[4]。这种观点存在的问题是:①由于是被动保温和各种其他因素(如地表剥蚀)的影响,使基底积累到需要的高温要很长的时间,而从本区基性麻粒岩第二期矿物组合观察到基底是在短时间内快速升温的^[7];②使基底积累到需要的高温,需要较厚的盖层,而实际上受垮塌的影响,盖层在实际演化进程中不断受剥蚀,因而不可能有足够的厚度^[2]。

另一种认识是:高喜马拉雅淡色花岗岩的形成与主中央断裂的剪切摩擦生热具有密切关系。然而根据 B. J. Stephenson 的研究,沿 MCT 地带没有熔融的证据,淡色花岗岩体一般产出在 MCT 之上约 10~45 km 处,沿 MCT 摩擦和耗散加热(dissipative heating)在淡色花岗岩生成过程中没有任何作用^[8]。另外, M. P. Searle 也认为,顶峰变质温度出现在高喜马拉雅板片,而从来没有出现在沿 MCT 一带,因而沿 MCT 的剪切和摩擦生热是不可能对淡色花岗岩的生成起主要作用的^[5]。

还有一种认识是:高喜马拉雅淡色花岗岩的形成与冈底斯岩石圈的拆沉作用及地幔物质上涌有关。笔者想说明的是:①据文献,岩石圈的拆沉作

用、下地壳的拆沉作用及地壳物质的沉没作用等虽是时尚的理论,但目前都缺乏直接的证据;②如果青藏高原存在岩石圈拆沉作用,也最有可能在冈底斯一带发生,因为只有在地壳显著加厚且地幔岩石圈很薄的情况下,下地壳岩石才可能通过拆沉作用再循环进入到地幔之中^[9],在青藏高原冈底斯一带恰好具有最厚的地壳和很薄的岩石圈。但是,假设在冈底斯一带发生的岩石圈拆沉作用及软流圈物质的上涌作用存在,其与高喜马拉雅一带淡色花岗岩的生成又有什么联系的依据呢?③多数证据证明,高喜马拉雅淡色花岗岩形成深度较浅,约在20 km左右或者更浅,因而软流圈上涌的物质或上传热量是较难到达这一高度的,本区淡色花岗岩岩相学研究结果也显示,本区淡色花岗岩属壳源型,没有或少有地幔物质的加入。

从上述各种模式的讨论中可以发现,企图用单一的模式解释高喜马拉雅淡色花岗岩的成因是行不通的,必须结合特定的地区选择合适的模式进行解释。笔者在定结区淡色花岗岩野外地质特征和岩相学研究的基础上,给出定结高喜马拉雅淡色花岗岩体生成的结论,即基底快速隆升降压熔融,主要证据如下:

(1) 本区藏南拆离系主干断层两边地形高程差别极大,其原因当属基底快速隆升剥蚀所致。

(2) 高喜马拉雅结晶基底夹持在主中央逆冲断裂(MCT)和藏南拆离系(STDS)主干拆离断层之间,前者为逆冲式,后者为正断式,目前有证据证明在19~24 Ma的某个时期内两者是共同活动的^[3],因此在两者共同活动期内基底是上升的。

(3) 高喜马拉雅淡色花岗岩体紧靠藏南拆离系中的主干拆离断层分布,这种分布状态是与基底隆升分不开的。

(4) 本区基底发现的基性麻粒岩中有3期矿物组合。其中,第二期矿物组合以斜长石+斜方辉石+单斜辉石±尖晶石为代表,暗示了中期快速抬升降压退变质作用^[7]。

(5) 本区基底分布有大量无根淡色花岗岩脉、淡色花岗岩囊状体,说明基底发生了大规模的低度部分熔融。

本区在印度板块自南西向北东与亚洲板块碰撞导致新特提斯闭合于雅鲁藏布江以后,印度板块继续向北东俯冲,在其北部边缘即为陆内俯冲作用。陆

内俯冲作用造成非常强大的应力,为了消减应力,这时仅靠地壳物质变形已难以实现,于是导致形成主中央断裂、藏南拆离断层以消减应力。主中央断裂和藏南拆离断层在20 Ma左右持续共同活动使得基底持续快速隆升。快速隆升的基底楔内部压力骤减,但此时温度还停留在与原来压力对应的范围内,加上放射性热的积累,就导致基底内部局部温度相对较高。考虑到以后的隆升作用、剥蚀作用和现今淡色花岗岩的出露情况,因而最可能在其深度约为20 km左右的部位,其温度就可能达到白云母脱水熔融曲线,这个深度与Stephenson(2001)的研究结果(16~25 km)基本相似。在此温度下,基底副变质岩就可能发生脱水熔融生成淡色花岗岩熔体。由于基底的快速隆升,此温度保持的时间不会很长,但由于源岩的多样性,因而能生成足够数量的淡色花岗岩浆^[10]。

5 结论

(1) 研究区存在两期侵入的S型淡色花岗岩:早期的黑云母淡色花岗岩和晚期的白云母淡色花岗岩。

(2) 淡色花岗岩源岩为基底副变质岩。

(3) 淡色花岗岩的生成与基底快速隆升有直接的成因关系。

参考文献

- [1] Mark Harrison, Oscar Lovera, Marty Grove, *et al.*. New insight into the origin of two contrasting Himalayan granite belts [J]. *Geology*, 1997, 25 (10): 899-902.
- [2] Nigel Harris, John Massey. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites [J]. *Tectonics*, 1994, 13 (6): 1537-1546.
- [3] M.A. Edwards, T.M. Harrison. When did the roof collapse? Late Miocene north-south extension in the high Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite [J]. *Geology*, 1997, 25 (6): 543-545.
- [4] 石耀霖, 王其允. 高喜马拉雅淡色花岗岩形成的热模拟 [J]. *地球物理学报*, 1997, 40 (5): 667.
- [5] M.P. Searle, R.R. Parrish, K.V. Hodges, *et al.*. Shisha

- Pangma Leucogranite, South Tibet Himalayan: field Relation, Geochemistry, Age, Origin, and Emplacement [J]. *The Journal of Geology*, 1997, 105: 295-314.
- [6] 杨晓松, 金振民, E. Huenges, 等. 高喜马拉雅黑云斜长片麻岩脱水熔融实验: 对青藏高原地壳深熔的启示 [J]. *科学通报*, 2001, 46 (3): 246-250.
- [7] 廖群安, 李德威, 易顺华. 西藏定结幅前寒武系结晶基底中发现基性麻粒岩 [J]. *地质科技情报*, 2001, 20 (3): 40, 46.
- [8] B. J. Stephenson, M. P. Searle, D. J. Waters, *et al.*. Structure of the Main Central Thrust zone and extrusion of the High Himalayan deep crustal wedge, Kishwar-Zanakar Himalaya [J]. *Journal of the Geological Society*, 2001, 158: 650-651.
- [9] 马昌前. 莫霍面, 下地壳与岩浆作用 [J]. *地学前缘*, 1998, 5 (4): 204.
- [10] 徐启东. 国外陆壳岩石缺乏流体熔融实验和模拟的主要成果 [J]. *地球科学进展*, 1997, 12 (2): 144-151.

Leucogranites-geological proof of uplifting, decompressing and melting of the basement, Dingjie, South Tibet

ZHANG Jin-yang, LIAO Qun-an

(Faculty of Earth Science, China University of Geoscience, Wuhan 430074, China)

Abstract: Located immediately in the inner Southern Tibet detachment in the Dingjie region, South Tibet, leucogranites in the High Himalayan crystalline basement are S-type granites and intruded with two different periods, earlier biotite leucogranites and later muscovite leucogranites. The leucogranites veins occurred widely in the paragneiss rocks, in which the hypersthene melagranulite distributed. That suggests the source rocks of leucogranites of the High Himalaya are paragneiss rocks. For the basement was uplifting, pressure relieved and lacked water, source rocks were melting partly and formed the leucogranite magma.

Key words: the High Himalayan leucogranites; source rocks; Dingjie