

# 喜马拉雅造山带地壳深熔作用：来自聂拉木群混合岩的地球化学和年代学证据\*

杨晓松 \*\* 金振民 马 瑾

(① 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029; ② 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

**摘要** 高喜马拉雅结晶岩系中存在的混合岩化现象是地壳深熔作用的结果. 广泛发育于高喜马拉雅结晶岩系中的混合岩(称为高喜马拉雅混合岩)为研究地壳深熔过程及其与喜马拉雅淡色花岗岩(简称为淡色花岗岩)的成因联系, 为探讨地壳深熔在碰撞造山后地壳演化中的作用提供了重要的线索. 目前对于混合岩与淡色花岗岩的形成是否存在成因关联, 混合岩与深部断裂构造的形成和发展之间的关系问题, 在认识上存在分歧. 缺乏该混合岩形成的直接年代学资料是产生分歧的重要原因之一. 对高喜马拉雅结晶岩系中的混合岩的 3 个基本组成单元——中色体、浅色体和暗色体进行了详细的地球化学研究; 对其中的浅色体进行了 K-Ar 年代学研究. 结果表明 - 类浅色体的形成年龄约为 23 Ma. 该年龄与喜马拉雅主中央断层开始活动的时代一致或略早于其形成时代, 显示地壳深熔在主中央断层的形成中可能起着关键的作用. - 类浅色体的形成年龄与淡色花岗岩的形成时代一致, 从年代学上为淡色花岗岩与混合岩中浅色体的成因联系提供了新的约束. 本次研究在聂拉木地区获得了 6.23 Ma 浅色体形成年龄, 这是目前在高喜马拉雅中段获得的最年轻的淡色花岗岩岩浆活动的证据.

**关键词** 高喜马拉雅结晶岩系 混合岩 地壳深熔 浅色体 K-Ar 年龄

高喜马拉雅结晶岩系与喜马拉雅淡色花岗岩的关系倍受关注, 其主要原因在于: (1) 该地区淡色花岗岩的侵位与高级变质作用和断裂活动密切相关, 因此查明高喜马拉雅结晶岩系和淡色花岗岩的成因联系有助于了解造山过程中的变质和构造作用, 阐述

岩浆作用与变质和构造作用的关系; (2) 喜马拉雅造山带是检验碰撞造山带花岗岩成因模式和理论的理想场所, 对于理解地壳深熔在碰撞造山带演化中的作用具有重要意义. 对于淡色花岗岩的形成是否与高喜马拉雅结晶岩系混合岩化有成因联系问题, 目

2003-12-28 收稿, 2004-04-24 收修改稿

\* 国家自然科学基金(批准号: 40072063)、地震科学联合基金及壳幔体系组成-物质交换及动力学开放实验室基金项目共同资助

\*\* E-mail: [xyang@ies.ac.cn](mailto:xyang@ies.ac.cn)

前在认识上存在明显分歧. LeFort 等人<sup>[11]</sup>认为喜马拉雅中央断层的活动导致了高喜马拉雅结晶岩系的含水熔融和淡色花岗岩形成. Neogi 等人<sup>[12]</sup>研究指出该结晶岩系至少经历了 3 期变质作用, 淡色花岗岩和混合岩的形成与喜山期变质过程中云母的脱水熔融有关. Inger 等人<sup>[13]</sup>认为该地区的混合岩化作用与广泛出露于喜马拉雅地区的淡色花岗岩在形成时代上并不相关, 混合岩化作用可能显著地早于主中央断层的活动时代. 刘国惠等人<sup>[14]</sup>认为该结晶岩系经历过多期变质作用, 其峰期变质作用可能发生在晚元古代并叠加了加里东期和喜山期的退变质作用. 造成上述分歧的重要原因之一是缺少高喜马拉雅结晶岩系发生部分熔融的直接年龄数据. 目前约束高喜马拉雅结晶岩系峰期变质年龄资料主要来自独居石的 U-Pb 年龄, 角闪石的 K-Ar 和  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄数据<sup>[15-18]</sup>. 混合岩中的独居石既可能是部分熔融的残留相矿物, 也可以从熔体中结晶形成, 取决于地壳深熔的温度和原岩化学组成<sup>[9]</sup>. Simpson 等人<sup>[18]</sup>在同一地区获得了 32.2 和 22.7 Ma 的独居石 U-Pb 年龄, 表明利用独居石年龄解释高喜马拉雅结晶岩系的峰期变质年龄须非常谨慎. 已获得的角闪石 K-Ar 和  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄主要分布在 35~70 Ma 之间, 约 1/4 的年龄分布在 24~21 Ma. 需要指出地是角闪岩相变质作用与地壳深熔作用并不等同. 因此, 如果不能确定角闪石和云母是在熔融过程中产生(熔融反应或从熔体中结晶的产物), 则它们的 K-Ar 和  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄并不能有效地约束高喜马拉雅地区混合岩化作用的时间. 由此可见, 寻找在地壳深熔过程中形成的, 并且适合于测定年龄的矿物样品是解决高喜马拉雅混合岩化时代问题的关键. 高喜马拉雅混合岩明显具有地壳深熔的特征, 其中浅色体包含着大量有关地壳深熔、熔体迁移和演化等信息, 因此对浅色体的年龄进行直接测量可以对混合岩化作用(地壳深熔)的时代及其持续的时间提供有效的约束. 为此, 我们尝试对分布于高喜马拉雅混合岩中的浅色体里的结晶矿物(角闪石、白云母和黑云母)进行年龄测量, 并在此基础上探讨喜马拉雅地区淡色花岗岩和混合岩的形成与地壳深熔的关系, 以及地壳深熔对构造演化的影响.

## 1 高喜马拉雅结晶岩系中混合岩的基本特征

高喜马拉雅变质岩系沿喜马拉雅山脉中枢近东西向分布(图 1). 在尼泊尔和巴基斯坦该岩系被划分为 3 个组: Formation I, Formation II 和 Formation III, 主要由混合岩、片麻岩、片岩和大理岩组成<sup>[11]</sup>. 在国内, 该套岩系先后被命名为杂容寺变质岩系、珠穆朗玛杂岩系、希夏邦玛群、珠穆朗玛群和聂拉木群. 聂拉木群是目前较为通用的名称, 该群辖康山桥和樟木两个组<sup>[14]</sup>. 该岩系在聂拉木地区从南至北出露宽度达 60 km, 岩性多样, “层序”完整, 混合岩化作用普遍存在. 318 国道沿倾向穿过该岩系, 使得其露头连续, 岩石新鲜, 便于观察. 本文研究样品采自于聂拉木地区.

### 1.1 混合岩岩石学特征

条带状和片麻状混合岩主要出现在矽线石带和蓝晶石带. 混合岩由浅色体、中色体和暗色体 3 个基本岩石单元组成. 依据浅色体与混合岩构造面理的关系, 可以把浅色体划分为两种基本类型: I-类和 II-类浅色体. I-类浅色体呈条带或扁平的透镜体状沿混合岩的面理( $S_2$ )展布, 其厚度从几毫米到十几厘米不等, 有的甚至达到几十厘米. II-类浅色体为切割混合岩面理的脉体. 该类型浅色体规模较大, 宽度为十几厘米到几十厘米, 长几米到十几米. 浅色体与中色体二者之间最显著的差别在于其前者的矿物粒度要大得多. 在浅色体形成之后, 没有迹象显示混合岩再次经历过透入性构造变形. 此外, 混合岩中局部还保留了早期形成的浅色体. 该浅色体厚度通常为几毫米至几厘米, 以无根褶皱为主要存在形式. 褶皱的两翼与  $S_2$  面理近似平行, 在褶皱的转折端浅色体常呈现出“M”形, 并有所加厚. 早期形成的浅色体不在本文研究之列.

(i) 中色体. 组成中色体的矿物主要有黑云母、石英、斜长石和碱性长石, 另外可含有白云母、矽线石/蓝晶石、石榴石、角闪石、钛铁矿、磷灰石和尖晶石等. 黑云母是中色体中的主要暗色矿物, 多数为棕红色, 呈细小的片状定向排列并形成混合岩的构造面理( $S_2$ ). 矽线石具有两种晶体形态——柱状

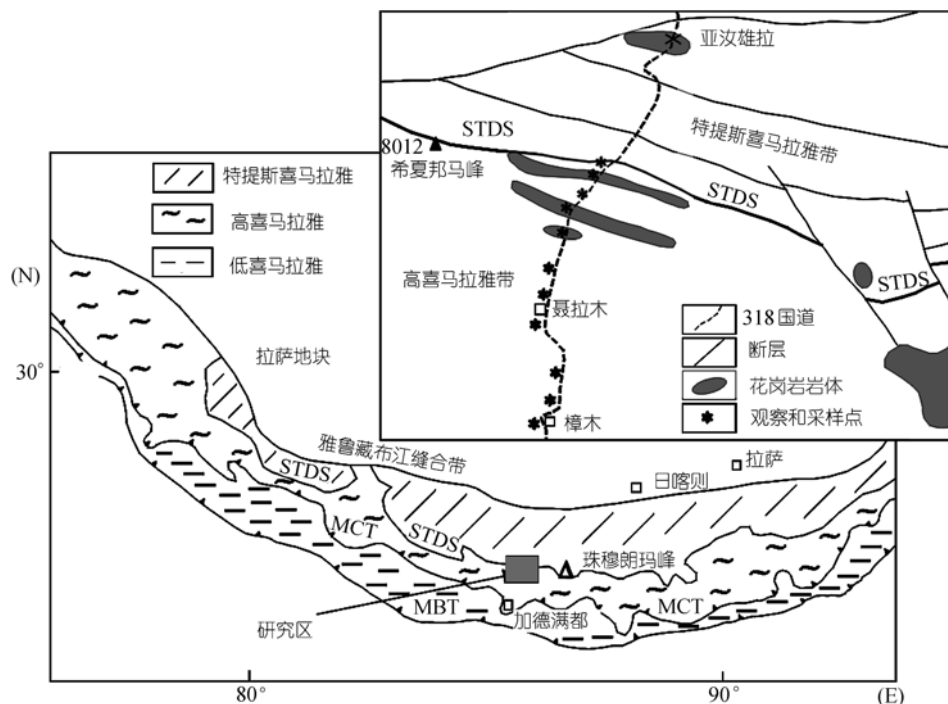


图 1 喜马拉雅构造单元分区、研究区地质和采样点分布简图

和毛发状，但主要以纤维状矿物集合体的形式存在，其延伸方向与 $S_2$ 基本一致。石榴石呈变斑晶出现在中色体中，可见光学环带，其核部含有大量的矿物包裹体，而边缘通常不含包裹体。在石榴石边缘出现黑云母与石英交生现象。上述现象表明石榴石经历了多个阶段生长。不含矿物包裹体的石榴石边缘与 $S_2$ 面理同期形成；其核部形成于早期变质过程。石榴石的筛状结构以及被黑云母等的交代或置换反映出 $D_2$ 期后的退变质过程。

(ii) 浅色体。电子显微镜下观察表明 I-类浅色体具有花岗岩的矿物组成和结构：1) 浅色体中的石英、碱性长石含量明显高于其寄主岩石；2) 在浅色体中长石可以发育良好的晶面，显示其从熔体中结晶出来<sup>[12]</sup>；石英主要以嵌晶状粗大颗粒形式存在，与中色体中由重结晶形成的细粒多角形石英形态明显不同；3) 在微斜长石的晶隙中可见到他形钠长石晶体，代表熔体结晶晚期的产物。I-类浅色体中可以存在少量的暗色矿物，如石榴石和黑云母，石榴石通常呈集合体不均匀地分布在浅色体中。部分浅色体中含有石榴石斑晶，在石榴石的边缘和裂隙中普遍遭受

到黑云母和石英的交代。II-类浅色体在岩相学特征上接近于喜马拉雅淡色花岗岩，其主要矿物有碱性长石、斜长石、石英和白云母，可以含有少量的电气石和石榴子。浅色体中的石榴石通常不含包裹体和光学环带而有别于中色体中的石榴石。在样品 T01-4-19 中，浅色体的产状与片麻理协调，在手标本上可以观察到浅色体呈孤立的扁豆体分布于黑云-斜长片麻岩中，明显处于封闭系统中。浅色体由粗粒的长石、石英和角闪石组成。该浅色体具有 I-类浅色体的结构特点。角闪石分布于浅色体的中央，被交代的现象明显。另外未见熔体与中色体发生相互作用的迹象，表明浅色体与其寄主岩石处于化学平衡状态。

(iii) 暗色体。暗色体是指混合岩中暗色矿物明显集中(相对于中色体)，通常分布于浅色体和中色体之间的薄层。在混合岩中暗色体的体积含量明显少于浅色体和中色体，占 5%~10%。暗色体主要由黑云母、角闪石、斜长石、石英和石榴石组成。暗色体中的黑云母和角闪石含量比中色体中明显增多，其粒度通常比中色体中相同的矿物大得多。暗色体中的角闪石和黑云母新鲜，其边界平直，矿物交代现象不

明显.

### 1.2 混合岩地球化学特征

将高喜马拉雅混合岩样品中的浅色体, 中色体和暗色体(如果样品里包含暗色体)切割、分离, 并分别进行化学分析(表 1), 以便详细研究混合岩各个组成单元的地球化学特征. 在An-Ab-Or三角图中(图 2), 浅色体和中色体主要分布于花岗岩区, I -类浅色体相对富Or, II -类浅色体Ab/Or含量明显高于 I -类浅色体. II -类浅色体分布接近于喜马拉雅淡色花岗岩的分布区. 暗色体出现在花岗岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩的交汇区附近. I -类浅色体、中色体和暗色体大体分布在一条直线上, 显示三者可能存在质量平衡的关系. 在图 2 中, 同时标出了高喜马拉雅结晶岩系中黑云斜长片麻岩的脱水熔融实验所形成的熔体成分<sup>1)</sup>[14]. 对比显示 I -类浅色体在化学成分上与黑云斜长片麻岩脱水熔融所形成的熔体成分很接近.

对比浅色体、中色体和暗色体的REE含量发现, 3者均为LREE富集型, 并且从浅色体到暗色体其富集程度逐渐增高(图 3(a), 表 1, 2). 浅色体的(La/Yb)<sub>N</sub>平均为 8.74, (Ce/Sm)<sub>N</sub>为 3.08, (Gd/Yb)<sub>N</sub>为 1.91; 中色体的(La/Yb)<sub>N</sub>平均为 13.55, (Ce/Sm)<sub>N</sub>为 3.90,

(Gd/Yb)<sub>N</sub>为 2.31; 暗色体的(La/Yb)<sub>N</sub>平均为 19.38, (Ce/Sm)<sub>N</sub>为 4.33, (Gd/Yb)<sub>N</sub>为 3.22. 当浅色体中含有石榴石, 其HREE会显著增高. 在REE总量方面, 浅色体的含量较低, 并且变化较大, 中色体和暗色体的

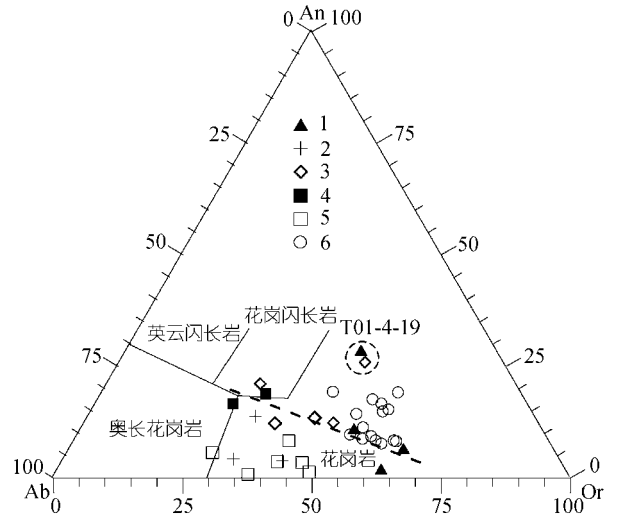


图 2 高喜马拉雅结晶岩系中混合岩、淡色花岗岩和实验熔体化学成分的对比

1. I -类浅色体; 2. II -类浅色体; 3. 中色体; 4. 暗色体; 5. 高喜马拉雅淡色花岗岩; 6. 黑云-斜长片麻岩脱水熔融形成的熔体(实验温度和压力分别为 770~1028°C 和 1.0~1.4 GPa); 虚线圆圈标出了 T01-4-19 样品中浅色体和中色体的成分位置

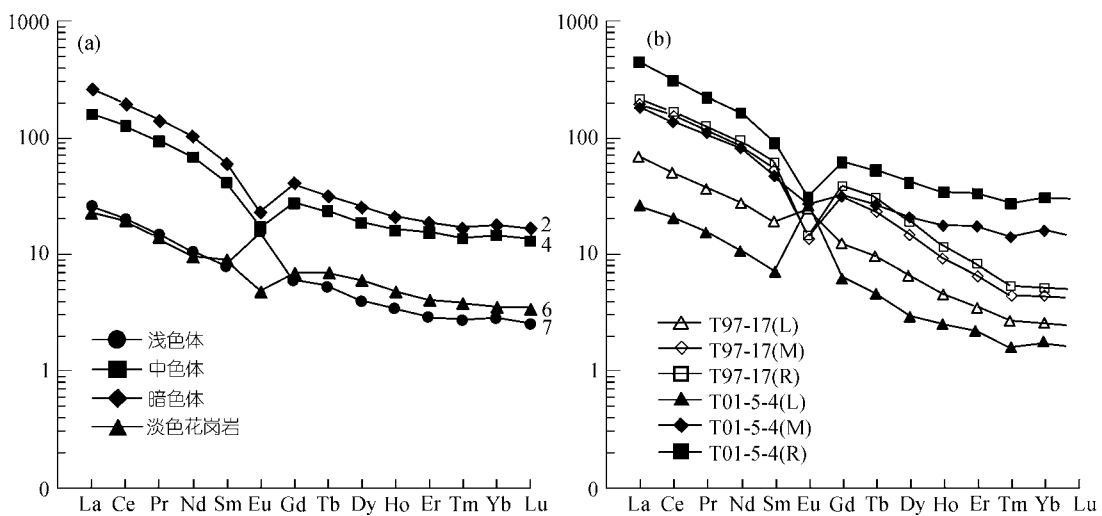


图 3 高喜马拉雅结晶岩系中混合岩 REE 配分模式

(a) 浅色体、中色体、暗色体和HLG的REE配分模式对比. REE配分曲线右侧的数字表示参与计算平均值的样品个数; (b) 单个样品中浅色体(L)、中色体(M)和暗色体(R)的REE配分模式比较. 球粒陨石值据文献[13]

1) 杨晓松. Experimental studies on partial melting of biotite-plagioclase gneiss and elastic properties of the rocks from southern Tibet and their

表 1 高喜马拉雅结晶岩系中的浅色体、中色体、暗色体和淡色花岗岩化学成分及稀土元素含量<sup>a)</sup>

样品编号	T01-4-7 (L)	T01-5-3 (L)	T97-19 (L)	T01-5-4 (L)	T01-4-19 (L)	T01-7-2 (L)	T97-17 (L)	T01-5-4 (M)	T01-5-6 (M)	T01-4-19 (M)
SiO <sub>2</sub>	75.39	75.07	70.34	68.97	73.66	74.83	72.89	67.32	75.5	73.74
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.05	0.1	0.03	0.56	0.03	0.26	0.78	0.42	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.52	14.47	14.82	16.61	12.09	13.98	14.18	14.08	12.12	12.41
FeO	0.12	0.45	3.4	0.15	1.55	0.1	0.73	2.3	1.98	1.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.74	0.14	0.43	2.93	0.19	0.65	4.45	2.95	2.72
MgO	0.29	0.18	0.67	0.24	1.26	0.21	0.51	2.65	1.17	1.51
CaO	0.53	0.65	1.27	0.55	3.61	1.02	1.6	2.01	1.48	2.86
Na <sub>2</sub> O	3.6	3.78	2.32	3.61	1.57	2.18	2.25	4.02	2.44	1.61
K <sub>2</sub> O	2.68	4.26	5.43	9.06	3.87	6.92	4.67	4.13	3.59	4.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.15	0.09	0.16	0.13	0.13	0.33	0.14	0.12	0.16
MnO	0.02	0.01	0.52	0.01	0.01	0.01	0.27	0.01	0.02	0.01
Total	98.7	99.81	99.1	99.82	101.24	99.6	98.34	101.89	101.79	101.32
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.34	0.89	0.43	0.40	0.41	0.32	0.48	0.97	0.68	0.40
La	3.23	5.51	8.3	8.54	57.0	11.3	22.2	59.1	36.5	52.9
Ce	8.26	13.0	14.9	17.6	111	22.9	42.3	114	75.0	97.7
Pr	0.84	1.45	1.81	2.01	13.0	2.65	4.63	13.8	9.27	11.4
Nd	2.44	4.69	6.67	6.87	48.0	9.20	17.3	50.1	33.0	40.2
Sm	0.91	1.46	1.73	1.47	9.45	2.30	3.88	9.6	6.95	6.82
Eu	0.23	0.41	0.78	2.01	1.55	1.63	1.87	2.05	1.01	1.12
Gd	1.12	1.61	2.41	1.74	8.19	2.34	3.32	8.67	6.24	6.68
Tb	0.24	0.34	0.97	0.23	1.36	0.41	0.47	1.31	1.09	0.99
Dy	1.56	1.87	12.39	1.00	7.77	2.06	2.23	6.91	6.38	5.15
Ho	0.36	0.38	4.58	0.18	1.66	0.41	0.34	1.31	1.33	1.02
Er	0.93	0.97	18.71	0.45	5.03	1.11	0.77	3.79	4.01	2.97
Tm	0.17	0.15	4.19	0.05	0.74	0.17	0.09	0.47	0.51	0.41
Yb	1.16	1.04	33.7	0.38	5.45	1.16	0.55	3.50	3.39	2.85
Lu	0.16	0.15	5.37	0.055	0.86	0.17	0.08	0.49	0.46	0.44
ΣREE	21.61	32.99	116.51	42.54	270.84	57.8	100.03	275.50	185.165	230.61
δEu	0.71	0.82	1.17	3.91	0.53	2.14	1.56	0.67	0.46	0.50
(Ce/Sm) <sub>N</sub>	2.19	2.15	2.08	2.89	2.83	2.41	2.63	2.87	2.60	3.46
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.78	1.25	0.06	3.57	1.21	1.63	4.87	2.00	1.49	1.89
样品编号	T97-17 (M)	T97-19 (M)	T01-5-4 (R)	T97-17 (R)	T97-26 (G)	T97-28 (G)	T97-30 (G)	T97-57 (G)	T01-7-1 (G)	T01-8-1 (G)
SiO <sub>2</sub>	72.26	74.61	56.62	73.36	72.42	73.62	74.97	73.57	75.63	75.54
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.37	0.86	0.78	0.19	0.07	0.05	0.1	0.01	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.47	12.39	12.81	11.55	14.64	14.42	14.45	14.95	14.56	14.46
FeO	3.83	2.13	5.18	3.93	1.45	0.55	0.38	0.5	0.25	0.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.5	0.27	10.77	0.56	0.12	0.31	0.42	0.18	0.6	0.98
MgO	1.83	0.96	5.73	1.93	0.51	0.33	0.27	0.23	0.14	0.4
CaO	2.00	1.52	5.72	1.69	1.25	0.59	0.86	0.69	0.39	0.55
Na <sub>2</sub> O	2.64	2.51	3.92	2.51	3.88	3.62	4.79	4.17	4.46	3.22
K <sub>2</sub> O	2.25	4.35	2.59	2.28	4.57	5.06	2.88	4.51	3.83	4.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.14	0.14	0.05	0.12	0.33	0.12	0.16	0.22	0.12
MnO	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.12	0.03	0.02	0.04	0.01
Total	98.61	99.28	104.38	98.67	99.18	99.02	99.22	99.08	100.13	100.18

dynamic significance. 中国地质大学博士论文, 1999



Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.17	0.58	1.51	1.10	0.85	0.72	1.66	0.92	1.16	0.76
样品编号	T97-17 (M)	T97-19 (M)	T01-5-4 (R)	T97-17 (R)	T97-26 (G)	T97-28 (G)	T97-30 (G)	T97-57 (G)	T01-7-1 (G)	T01-8-1 (G)
La	62.4	32.3	143	68.1	18.03	5.39	3.05	9.25	1.97	8.36
Ce	132	66.8	259	141	37.63	8.63	3.36	16.08	6.50	18.9
Pr	14.3	7.89	28.0	15.9	4.52	1.1	0.39	1.79	0.68	2.25
Nd	52.4	29.8	102	58.5	16.84	3.57	1.36	6.16	1.93	7.87
Sm	10.9	6.34	18.2	12.47	3.85	1.06	0.41	1.81	0.94	2.61
Eu	1.05	0.85	2.39	1.09	0.73	0.2	0.23	0.34	0.04	0.27
Gd	8.39	5.56	16.7	10.4	3.83	1.13	0.48	2.03	1.03	2.56
Tb	1.15	0.99	2.57	1.51	0.66	0.22	0.12	0.38	0.23	0.56
Dy	4.98	5.47	13.8	6.44	3.57	1.32	0.73	2.09	1.09	3.15
Ho	0.68	0.98	2.57	0.86	0.61	0.22	0.13	0.32	0.19	0.61
Er	1.44	2.41	7.29	1.81	1.59	0.59	0.37	0.75	0.43	1.65
Tm	0.15	0.33	0.92	0.18	0.23	0.1	0.06	0.1	0.063	0.24
Yb	0.96	1.97	6.61	1.14	1.3	0.6	0.43	0.53	0.50	1.68
Lu	0.14	0.27	1.02	0.16	0.19	0.09	0.06	0.07	0.07	0.24
ΣREE	290.94	161.96	603.80	319.56	93.58	24.22	11.18	41.7	15.67	50.97
δEu	0.32	0.43	0.41	0.28	0.58	0.56	1.58	0.54	0.13	0.31
(Ce/Sm) <sub>N</sub>	2.92	2.54	3.43	2.73	2.36	1.97	1.98	2.14	1.66	1.75
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	7.05	2.28	2.04	7.36	2.38	1.57	0.90	3.09	1.67	1.23

续表 1

a) 化学成分含量用百分数表示, 单位为%; 稀土元素含量单位为 μg/g; 符号 L, M, R 和 G 分别代表浅色体, 中色体, 暗色体和花岗岩; T97-编号样品的测试在原地质矿产部武汉综合岩矿测试中心完成; T01-编号样品的稀土元素测试在教育部分壳幔体系组成-物质交换及动力学开放研究实验室完成; T01-编号样品的化学成分测试在西北大学大陆动力学实验室完成; 球粒陨石值引自文献[13]

表 2 混合岩中浅色体、中色体和暗色体 REE 元素特征<sup>a)</sup>

	REE / ×10 <sup>-6</sup>	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Ce/Sm) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	δEu
浅色体	91.8	8.74	3.08	1.91	-/+
中色体	240.8	13.55	3.90	2.31	-
暗色体	287.0	19.38	4.33	3.22	-

a) +和-分别表示正和负 Eu 异常, 球粒陨石值据文献[13]

REE 含量较高. 中色体和暗色体具有负 Eu 异常, I-类浅色体多数为正 Eu 异常, 而 II-类浅色体多数具有负 Eu 异常. 同一个样品中的浅色体、中色体和暗色体的 REE 存在固定的关系, 表现为: 1) 暗色体和浅色体的 REE 具有明显的互补性(图 3(b)); 2) 暗色体和浅色体的 REE 配分形式相似; 3) 暗色体的 REE 含量最高, 浅色体最低, 中色体居中, 显示出质量平衡的特点; 4) 暗色体和浅色体具有负 Eu 异常, 而浅色体则具有正 Eu 异常(图 3(b)).

## 2 浅色体 K-Ar 年龄及对地壳深熔作用的约束

高喜马拉雅混合岩中浅色体分布广泛. 就单个浅色体而言, 其岩性单一, 来源简单, 因此非常适合于作为年龄测量样品. 本文进行 K-Ar 年龄测量的样

品有 I-类浅色体(T01-4-19)中的角闪石, II-类浅色体(T01-4-7 和 T01-5-3)中的白云母. 另外还对伟晶岩脉(T01-6-3)中的黑云母以及淡色花岗岩(T01-7-1)中的白云母进行了 K-Ar 年龄测定. 如前所述, 样品 T01-4-19 中的角闪石是从熔体中早期结晶的矿物. 浅色体+暗色体与中色体的化学成分基本一致, 显示从熔融到冷凝固晶的过程中该样品处于封闭状态, 未发生过明显的元素迁移. 因此, 其角闪石的形成年龄可以明确地约束混合岩化发生的年代. 样品 T01-4-7 取自 II-类浅色体, 该浅色体宽 30~40 cm 左右, 小角度切割条带状混合岩的面理. 岩石主要由碱性长石、石英和白云母组成, 几乎不含暗色矿物. 岩石为花岗岩结构和块状构造, 显示其矿物是从熔体(岩浆)中结晶出来的, 并且在形成后没有遭受区域和(或)动力变质

影响. 该浅色体的化学组成与淡色花岗岩相似. 在 An-Ab-Or 图中投点于淡色花岗岩分布区; REE 分配型式与淡色花岗岩一致, K/Rb, Rb/Sr 和 Sr/Ba 比值均在淡色花岗岩分布的范围内. 化学组成与淡色花岗岩的一致性说明二者可能具有相同母岩和相似的形成过程. 样品 T01-5-3 取自 II-类浅色体. 该浅色体宽约 1 m, 侵位于条带状混合片麻岩中, 二者接触边界与片麻理呈小角度斜交, 其基本特征与样品 T01-4-7 相似. 伟晶岩脉(T01-6-3)宽约 4~5 m, 侵入于眼球状片麻岩中, 其接触带蜿蜒曲直, 边缘带中含有围岩捕虏体. 组成伟晶岩脉的矿物主要有长石、石英和黑云母. 另外含有少量的电气石和白云母. 黑云母呈聚晶团块出现, 分布极不均匀, 其粒径较寄主混合片麻岩中的黑云母大 10 倍以上.

K-Ar 年龄测定结果列于表 3. T01-4-19 中角闪石的 K-Ar 年龄为  $22.67(\pm 0.60)$  Ma. 角闪石的 K-Ar 封闭温度在  $500\sim 550^\circ\text{C}$ , 因此该年龄代表了高喜马拉雅结晶岩系发生深熔(混合岩化)的时间. 样品 T01-5-3, T01-6-3 和 T01-7-1 的形成时代在  $14.82\sim 18.37$  Ma 之间. 这些年龄与目前在高喜马拉雅中段获得的淡色花岗岩年龄吻合<sup>[15-20]</sup>. 本次研究获得了  $6.23(\pm 0.11)$  Ma 的 II-类浅色体形成年龄. 该年龄是目前在高喜马拉雅地区中段所得到的最年轻的地壳深熔或岩浆活动证据, 表明高喜马拉雅地区中段岩浆活动至少持续到 6.23 Ma.

### 3 讨论

#### 3.1 高喜马拉雅混合岩的成因分析

野外观察表明条带状和片麻状混合岩是高喜马拉雅结晶岩系中最常见的岩石类型. 条带状和片麻状混合岩的成因解释主要有 3 种: 亚固相条件下流体

交代或变质分异、地壳深熔和岩浆注入. 与部分熔融有关的混合岩存在以下明显的特征: 1) 岩石所经历过的变质温度高于其岩石的固相线温度; 2) 相对于中色体而言, 其浅色体中钠长石含量明显增高; 3) 浅色体具有岩浆岩的结构. 研究表明高喜马拉雅混合岩中相当大一部分岩石经历了麻粒岩相变质作用, 温度和压力分别为  $800\sim 850^\circ\text{C}$  和  $0.8\sim 1.2$  GPa<sup>[2]</sup>, 达到和高于副片麻岩的固相线温度; 其岩相学, 矿物学和地球化学特征类似于岩浆岩. 因此, 该混合岩符合地壳深熔成因的特点. 严格地说, II-类浅色体是通过岩浆注入的方式形成的, 它们与在源区通过地壳深熔形成的 I-类浅色体在成因上并不相同. 利用中色体的部分熔融可以解释高喜马拉雅混合岩的地球化学特征. I-类浅色体可能是中色体部分熔融所形成熔体的结晶产物. 该浅色体与黑云斜长片麻岩脱水熔融所形成的熔体在化学成分上具有相似性佐证了这一点(图 2). I-类浅色体普遍具有正 Eu 异常的现象可能与斜长石大量参与熔融反应<sup>[13]</sup>和(或)钾长石聚集有关. 长石(包括斜长石和钾长石)残留于源区以及在聚集和运移过程中发生斜长石的结晶分离作用造成了 II-类浅色体的负 Eu 异常. II-类浅色体与喜马拉雅淡色花岗岩的地球化学特征的相似性暗示长石的结晶分离在喜马拉雅淡色花岗岩形成演化中起着重要的作用<sup>[21]</sup>.

#### 3.2 高喜马拉雅地壳熔融时代

本次研究获得的  $22.67(\pm 0.60)$  Ma 的角闪石 K-Ar 年龄代表高喜马拉雅结晶岩系发生深熔(混合岩化)的时代. T01-4-19 样品中的浅色体存在状态以及其地球化学数据显示, 熔体在形成以后没有经历过迁移、物质交换和后期构造的改造, 因此该角闪石的形成年

表 3 混合岩及淡色花岗岩 K-Ar 年龄分析数据<sup>a)</sup>

样品号	样品名称	矿物名称	K/%	<sup>40</sup> Ar/%	表面年龄 $\pm 1\sigma$ /Ma
T01-4-19	I-类浅色体	Hbl	1.48	80.89	22.67 $\pm$ 0.60
T01-4-7	II-类浅色体	Mus	8.43	40.45	6.23 $\pm$ 0.11
T01-5-3	II-类浅色体	Mus	8.47	70.15	18.37 $\pm$ 0.36
T01-6-3	伟晶岩脉	Bio	6.73	73.83	14.82 $\pm$ 0.25
T01-7-1	含电气石-白云母花岗岩	Mus	8.30	75.41	16.50 $\pm$ 0.27

a)  $\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$ ; 在中国地震局地质研究所测试

1) 见 929 页脚注

龄为约束高喜马拉雅结晶岩系混合岩化年代提供了直接的证据。Coleman<sup>[7]</sup>和Simpson等人<sup>[8]</sup>的研究显示高喜马拉雅结晶岩系有两期变质年龄, 分别为 23~18 和 32~35 Ma, 但其研究不能区分混合岩化的具体年龄。本文提供的年龄资料表明, 该结晶岩系发生地壳深熔的时代在 23 Ma 左右。这为探讨高喜马拉雅地区地壳深熔作用与构造活动和淡色花岗岩形成的关系提供了新的年代约束。

对近年来所获得的淡色花岗岩年龄资料进行的分析表明, 淡色花岗岩的年龄集中分布在 19~15 Ma 和 13~10 Ma 两个时间段<sup>[20]</sup>。样品 T01-5-3, T01-6-3 和 T01-7-1 的年龄基本分布在淡色花岗岩形成的高峰期 (19~15 Ma)。这些样品包括了淡色花岗岩、II-类浅色体和伟晶岩脉, 表明它们是同一次构造热事件的产物。小于 10 Ma 的淡色花岗岩的年龄资料非常稀少。Zeitler 等人<sup>[22]</sup> 在喜马拉雅西构造结的 Nanga Parbat 岩体中获得 2.3~7 Ma 的锆石 U-Pb 年龄; Maluski 等人<sup>[23]</sup> 和 Schärer 等人<sup>[18]</sup> 在特提斯喜马拉雅地区分别获得了 5.6~6.4 Ma 和 9.2~9.8 Ma 的年龄资料。本次研究获得了 6.23 ( $\pm 0.11$ ) Ma 的年龄。这是目前在高喜马拉雅中段得到的最年轻的年龄数据。上述为数不多的, 小于 10 Ma 的年龄数据显示在整个喜马拉雅造山带, 其岩浆活动至少持续到上新世。

### 3.3 地壳深熔与喜马拉雅造山带演化

I-类浅色体基本上代表地是熔体在源区冷凝结晶的产物; II-类浅色体则是深部花岗岩质岩浆侵入于高喜马拉雅结晶岩系的结果。从这个意义上说, 出露于高喜马拉雅结晶岩系中的 I-类和 II-类浅色体并没有成因联系。然而, 高喜马拉雅结晶岩系中的 I-类和 II-类浅色体从不同的侧面揭示了高喜马拉雅构造演化与地壳深熔和岩浆作用的关系: 目前出露于地表的高喜马拉雅结晶岩系在 23 Ma 前后处于地壳深部熔融区; 随着喜马拉雅的隆起, 其深熔区不断地被抬升, 熔体冷凝结晶并形成混合岩; 与此同时, 深部新的熔融区在不断形成, 其熔体的分离、聚集和运移并最终侵入到已被抬升的高喜马拉雅结晶岩系中。

高喜马拉雅淡色花岗岩形成的构造背景受到广泛的关注。LeFort 等人<sup>[1]</sup> 认为喜马拉雅主中央断层的

活动导致了高喜马拉雅结晶岩系的含水熔融(混合岩化)和淡色花岗岩形成。Harris 等人<sup>[24]</sup> 则强调淡色花岗岩的形成与藏南拆离断层系活动和绝热减压熔融密切相关。年龄数据显示, MCT 活动始于 21~23 Ma<sup>[5, 25, 26]</sup>, 藏南拆离断层系从 19~21 Ma 开始活动<sup>[7, 27]</sup>; 淡色花岗岩最早出现的年龄约为 22 Ma, 并集中分布在 19~15 Ma 和 13~10 Ma。混合岩化年龄与主中央断层开始活动的时间一致或略早可能并非偶然, 它包含着深刻的构造内涵。高温高压实验结果表明熔体对于弱化岩石的力学强度具有显著作用<sup>[28~30]</sup>。模拟研究显示在 10~100 MPa 应力条件下, 逆冲断层剪切生热导致逆岩石发生部分熔融至少滞后 4~8 Ma<sup>[31]</sup>。因此, 23 Ma 的混合岩化年龄的获得排除了高喜马拉雅地区地壳深熔起源于主中央断层活动的可能; 相反, 该年龄意味着主中央断层和藏南拆离断层系的形成可能是地壳深熔的结果。

尽管高喜马拉雅地壳在 23 Ma 已发生部分熔融, 但该地区淡色花岗岩却广泛出现在 20 Ma 以后。反映出在地壳深熔的初期其熔融程度较低, 熔体难以大规模迁移形成淡色花岗岩岩浆。藏南拆离断层系形成 (19~21 Ma) 标志着喜马拉雅地壳伸展运动和持续快速隆起的开始。伴随着地壳的快速隆起, 绝热减压熔融造成该地区大规模淡色花岗岩的形成。从这个意义上讲, 藏南拆离断层系活动是大规模淡色花岗岩岩浆形成的前提, 而大量淡色花岗岩岩浆的出现又“催化”了地壳的进一步伸展和隆起。这可能是大陆碰撞造山后, 造山带地壳演化的基本模式之一。

## 4 结论

大量分布在高喜马拉雅结晶岩系中的浅色体是地壳深熔的产物。这些浅色体为人们确定该地区地壳深熔发生的时间、阐明混合岩化作用与淡色花岗岩的关系和部分熔融在造山带地壳演化中的作用等提供了良好的素材。

I-类浅色体的化学成分与黑云斜长片麻岩脱水熔融所形成的熔体成分很接近。地球化学数据显示 I-类浅色体、中色体和暗色体之间存在质量平衡的关系, 因此 3 者可能存在成因联系。II-类浅色体的化学成分接近于喜马拉雅淡色花岗岩。在化学组成上



与 I-类浅色体存在可以区分的差别。

高喜马拉雅地区约在 23 Ma 经历了大规模的地壳深熔。高喜马拉雅结晶岩系中的混合岩是在这次地壳深熔过程中形成的。地壳深熔在主中央断层和藏南拆离断层系的形成和运动中起到了重要作用,并导致该地区新生代大规模的岩浆活动。该地区的岩浆活动至少持续到 6 Ma 前后。

### 参 考 文 献

- LeFort P, Cuney C, Deniel C, et al. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 1987, 134: 39~75[DOI]
- Neogi S, Dasgupta S, Fukuoka M. High P-T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and garnites in the higher Himalayan crystalline complex, Sikkim, India. *J Petrol*, 1998, 39: 61~99[DOI]
- Inger S, Harris N. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang valley, Nepal Himalaya. *J Petrol*, 1993, 34: 345~368
- 刘国惠, 金成伟, 王富宝, 等. 西藏变质岩及火成岩, 地质专报三, 岩石矿物地球化学, 第 11 号. 北京: 科学出版社, 1990. 1~307
- Hubbard M S, Harrison T M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on deformation and metamorphism in the main central thrust zone and Tibetan slab, eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 1989, 8: 865~880
- Hodges K V, Parrish R, Housch T, et al. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. *Science*, 1992, 258: 1466~1470
- Coleman M E. U-Pb constraints on Oligocene-Miocene deformation and anatexis within the central Himalaya, Marsyandi Valley, Nepal. *Am J Sci*, 1998, 298: 553~571
- Simpson R, Parrish R, Searle M, et al. Episodes of monazite crystallization during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology*, 2000, 28: 403~406[DOI]
- Rapp R P, Ryerson F J, Miller C F. Experimental evidence bearing on the stability of monazite during crustal anatexis. *Geophys Res Lett*, 1986, 14: 307~310
- Sorkhabi R B, Stump E. Rise of the Himalaya: A geochronologic approach. *GSA Today*, 1993, 3: 87~92
- Robinson D M, DeCelles P G, Jonathan Patchett P, et al. The kinematic evolution of the Nepalese Himalaya interpreted from Nd isotopes. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 192: 507~521[DOI]
- Vernon R H, Collins W J. Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 1988, 16: 1126~1129[DOI]
- Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984, 63~114
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, 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. *科学通报*, 2001, 46(3): 246~250
- 中国科学院地质研究所 K-Ar 年龄组. 西藏南部同位素地质年龄的测定与喜马拉雅运动的分期. *地质科学*, 1979, (1): 13~21
- 张玉泉, 戴樟谟, 洪阿实. 西藏高原南部花岗岩类同位素地质年代学. *地球化学*, 1981, (1): 8~18
- Debon F, LeFort P, Sheppard S M F, et al. The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: A chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *J Petrol*, 1986, 27: 281~302
- Scharer U, Xu R H, Allegre C J. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 77: 35~48[DOI]
- Deniel C, Vidal P, Fernandez A, et al. Isotopic study of the Munaslu granite (Himalayas, Nepal): Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 96: 78~92
- 杨晓松, 金振民. 西藏亚东淡色花岗岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素研究——对年龄及源岩的约束. *地质论评*, 2001, 47: 294~300
- Scaillet B, Frence L C, LeFort P. Badrinath-Gangotri Plutons (Garhwal, India): Petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite. *J Volcan & Geothermal Res*, 1990, 44: 163~188[DOI]
- Zeitler P K, Chamberlain C P. Petrogenetic and tectonic significance of young leucogranites from the northwest Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, 1991, 10: 726~741
- Maluski H, Matter P, Brunel M, et al. Argon39-Argon40 dating of metamorphic and plutonic events in the North and High Himalaya belts (southern Tibet, China). *Tectonics*, 1988, 7: 299~326
- Harris N B, Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 1994, 13: 1537~1546[DOI]
- Parrish R, Hodges K V. Miocene (22±1 Ma) metamorphism and two stage thrusting in the reater Himalayan sequence, Annapurna Sanctuary, Nepal. *Geol Soc Am Abstr Progr*, 1993, 25: 174
- Hodges K V, Parrish R, Searle M P. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics*, 1996, 15: 1264~1291[DOI]
- Copeland P, Harrison T M. Constrains on the age of normal faulting, north face of MT. Everest: Implications for Oligocene-Miocene uplift. *Eos Trans AGU*, 1987, 68: 1444
- Dell'Angelo L N, Tullis J, Yund R A. Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics*, 1987, 139: 325~332[DOI]
- Rutter E, Neumann D. Experimental deformation of partially molten westerly granite under fluid-absent conditions with implications for the extraction of granitic magmas. *J Geophys Res*, 1995, 100: 15697~15715[DOI]
- Mecklenburgh J, Rutter E H. On the rheology of partially molten synthetic granite. *J Structural Geol*, 2003, 25: 1575~1585[DOI]
- England P, LeFort P, Molnar P, et al. Heat sources of Tertiary magmatism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region of central Nepal. *J Geophys Res*, 1992, 97: 2107~2128