科学通报 2009 年 第 54 卷 第 3 期: 373 ~ 381
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

藏南也拉香波穹隆早渐新世地壳深熔作用及其地质意义

曾令森①, 刘静②, 高利娥①, 谢克家②, 文力②

① 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
② 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085
E-mail: changting1970@yahoo.com

2008-04-17 收稿, 2008-06-30 接受
国家自然科学基金(批准号: 40673027)、中国地质科学院科技行业业务基金(批准号: 20071120101125)和中国科学院百人计划项目资助

Zeng L S, Liu J, Gao L E, et al. Early Oligocene anatexis in the Yardoi gneiss dome, southern Tibet and geological implications. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(1): 104—112, doi: 10.1007/s11434-008-0362-x

摘要 藏南也拉香波穹隆位于近东西向展布的北喜马拉雅片麻岩穹隆(NHGD)最东端, 主要由石榴角闪岩、石榴云母片麻岩、花岗岩和淡色花岗岩组成, 提供了限定 NHGD 形成和演化的重要机会. SHRIMP 锆石 U-Pb 地质年代学研究表明该穹隆中的淡色花岗岩形成于(35.3±1.1) Ma, 明显老于位于该穹隆以西类似的淡色花岗岩. 淡色花岗岩的全岩 Sr 和 Nd 同位素组成揭示该花岗岩是石榴角闪岩和变泥质岩混熔的结果, 其中角闪岩部分熔融起主导作用. 在喜马拉雅造山带早期岩浆作用中, 角闪岩脱水部分熔融作用要强于泥质片麻岩, 是促使藏南拆离系开始活动的主要因素.

关键词
淡色花岗岩
变泥质岩
部分熔融
喜马拉雅造山带
北喜马拉雅穹隆

印度板块和欧亚板块的汇聚导致喜马拉雅造山带的形成及强烈的构造变形、岩浆、变质作用. 在喜马拉雅地区, 后碰撞构造作用表现为同时发生的南北向逆冲推覆和伸展变形[1~5]及部分熔融作用[6~10], 形成两条近平行的构造带, 即高喜马拉雅带(HHGD)与北喜马拉雅穹隆(NHGD). 这些穹隆体保存了新生代印度板块与欧亚板块陆陆碰撞过程中, 中下地壳的构造变形、高级变质、地壳深熔及浅表过程的重要信息, 提供了研究这些作用之间耦合关系的不可多得的机会. 为此, 许多学者对这些穹隆体的不同侧面进行了研究[1~12]. 北喜马拉雅穹隆(NHGD)位于藏南拆离系(STDS)和雅鲁藏布江缝合带(YTS)之间(图 1(a)). 和高喜马拉雅带相比, 研究程度较低.

北喜马拉雅穹隆中的片麻岩和角闪岩普遍记录了在温度>700℃, 压力>800 MPa条件下角闪岩相至麻粒岩相变质作用, 同时伴生不同程度的部分熔融, 形成混合岩和淡色花岗岩[13~16]. 这些高级变质岩及淡色花岗岩在矿物组成、同位素地球化学、所经历的构造变形等特征上与高喜马拉雅带类似, 被认为高喜马拉雅结晶岩系的北延[16], 分别是中下地壳流动在高喜马拉雅和特提斯喜马拉雅的表现[17,18]. NHGD中的变质岩和花岗岩在构造层次上低于STDS, 它们与STDS的关系在喜马拉雅造山带研究中具有特殊的地位, 是检验藏南自新生代以来构造演化模型(如中下地壳流动、增厚造山带的重力垮塌等)的重要对象. 近年来, 许多学者对该带中的穹隆体进行了变形构造[11,13~15], 地球化学特征[12]和地质年代学[11~15,19~22]的研究, 取得了许多重要的进展. 但是位于北喜马拉雅穹隆最东端的也拉香波穹隆(图 1(b))的研究程度最低, 张进江等人[11]进行了变形构造和中温热年代学, 夏斌等人[21]和戚学祥等人[22]对位于该穹隆南部的打拉花岗岩和奴拉花岗岩分别进行了锆石U-Pb地质年代学研究, 为进一步研究提供了重要的数据. 为探讨该穹隆与其西部穹隆之间的关系及以淡色花岗岩为代表的地壳深熔作用在藏南大型伸展变形中的作用, 我们进行了SHRIMP锆石U-Pb地质年代学、元素地球化学和Sr-Nd同位素测试, 来确定也拉香波淡色花岗岩的形成年龄和同位素地球化学特征, 探讨其可

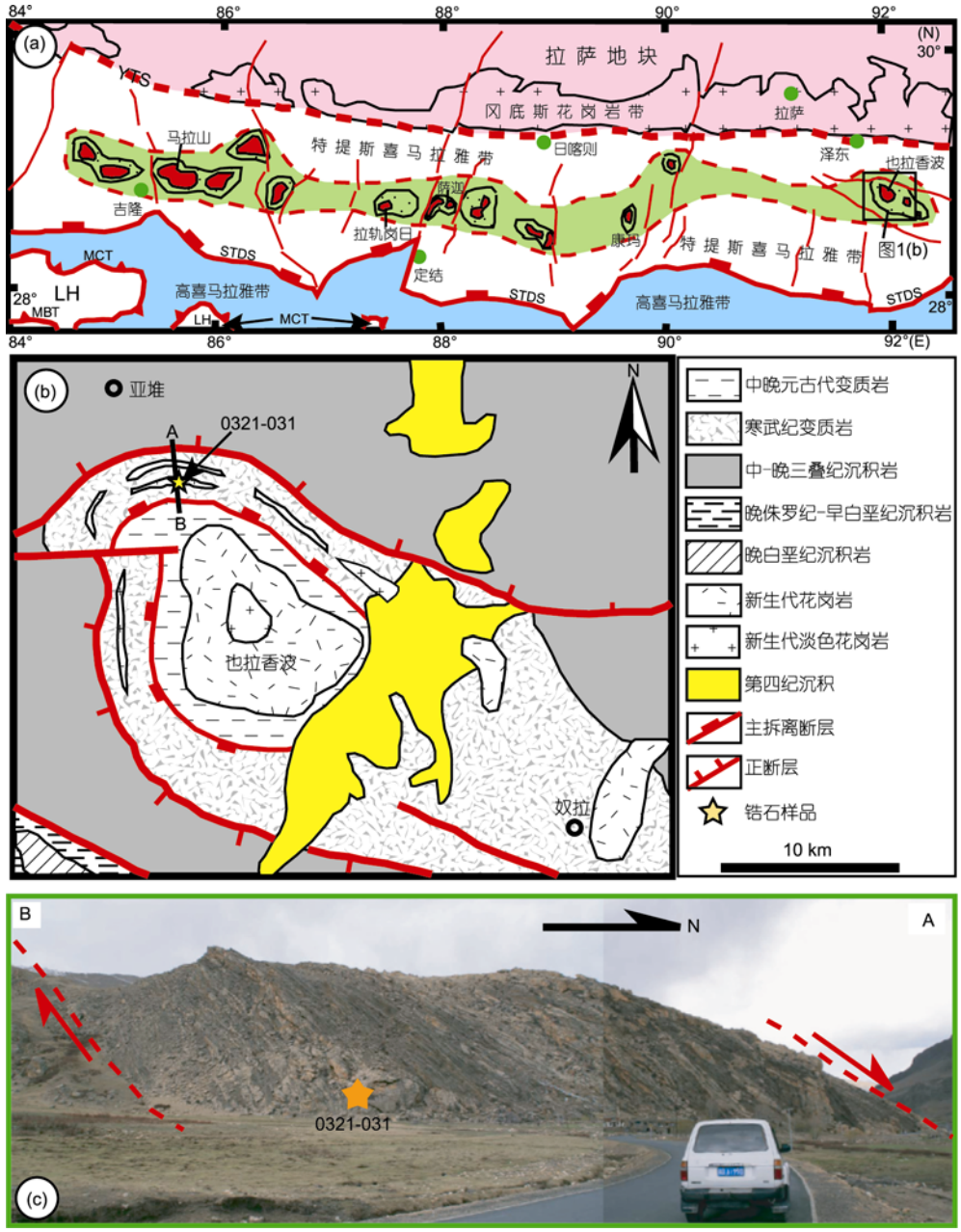


图 1

(a) 藏南喜马拉雅造山带地质简图(据张进江[11]、洛扎幅、定日幅(1∶250000)和泽当幅、加查幅(1∶200000)地质图修编); (b) 也拉香波穹隆地质简图; (c) 也拉香波淡色花岗岩与片麻岩的接触关系. YTS, 雅鲁藏布缝合带; STDS, 藏南拆离系; MCT, 主中央逆冲推覆带; MBT, 主边界逆冲推覆带; LH, 小喜马拉雅岩系

能的形成过程及构造动力学意义.

1 地质背景与样品描述

在特提斯喜马拉雅构造带内, 即位于藏南拆离系(STDS)以北和雅鲁藏布江缝合带以南, 发育一系列断续分布的串珠状穹隆(图 1(a)). 国外的大部分学者称该穹隆带为北喜马拉雅穹隆, 部分国内学者称该穹隆带为拉轨岗日穹隆[23]. 这些穹隆核部由中生代以前的高级变质岩和中-浅变质岩组成, 穹隆边部由中新生代地层组成. 高级变质岩、中-浅变质岩和中新生代地层之间都是韧伸展拆离断层接触. 在穹隆核部一般都发育加里东期片麻状花岗岩和新生代淡

色花岗岩. 前人对淡色花岗岩的锆石U-Pb地质年代学研究结果表明: 浅色花岗岩结晶年龄在 27.5~10 Ma之间[19], 淡色花岗岩的侵位可能促使了藏南拆离系的启动[12,20]. 也拉香波穹隆位于这些穹隆的最东端, 自核部向边部依次由高级变质岩系、中级变质岩系和中生代沉积岩系 3 个岩石单元及侵入其中的花岗岩体组成, 各岩石单元之间为韧性或脆韧性拆离断层环绕穹隆分布[11](图 1(b)). 高级变质岩系分布于穹隆核部, 由角闪岩相含石榴石的花岗质片麻岩、含石榴石、矽线石的片麻岩和石榴角闪岩及侵入其中的花岗岩组成, 中级变质岩系由石榴石二云母片岩、石榴石二云母石英片岩等组成, 中生代沉积岩系为晚三叠纪海相碎屑沉积岩. 岩浆岩主要由分布于穹隆核部出露面积约 140 km^2 的二云母花岗岩体(Ar/Ar年龄: 13.5~12.8 Ma)[11]及岩脉或岩席状的淡色花岗岩组成.

除了在穹隆核部出露脉状或岩席状淡色花岗岩外, 在穹隆的中部和边部, 淡色花岗岩以厚度不一(几十厘米到几米宽)的岩脉或岩墙方式侵入到含石榴石石墨片岩或片麻岩中, 并在顶部形成连续的岩席, 淡色花岗岩与片麻岩共同组成向北拆离的岩片, 典型构造关系显示在图 1(c)中. 这种野外构造接触关系不仅表明这些淡色花岗岩的来源应深于这些片岩或片麻岩, 而且它们经过了一定距离的迁移. 出露于穹隆核部、中部和边部的淡色花岗岩具有相似的矿物组成, 主要由石英、斜长石、钾长石、白云母和电气石组成, 可能是同一岩浆作用的产物. 为确定也拉香波淡色花岗岩的地球化学特征及其形成年龄, 对这些岩体进行了系统采样, 从具有代表性的淡色花岗岩(样品 0321-31)中分离出锆石, 进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 的地质年代学研究.

2 测试方法

2.1 主量元素

为确定也拉香波淡色花岗岩的主量元素地球化学特征, 在中国地质科学院国家地质实验测试研究中心进行了主量元素测试. 主量元素通过 XRF(X 荧光光谱仪 3080E)方法测试, 分析精度为 5%. 测试结果见表 1.

2.2 SHRIMP 锆石 U/Pb 定年

从样品 0321-031 分选出锆石, 经过挑选、制靶和抛光, 然后进行阴极发光和扫描电子显微镜成像观察, 揭示锆石的内部结构. 阴极发光成像观察在北京大学地质系进行. 在中国地质科学院地质研究所, 利用扫描电子显微镜进行了 BSE 图像和锆石内部包裹体的成分测试. 通过阴极发光和 BSE 图像来查明锆石内部生长层的分布和结构, 选取测试点. 锆石 U-Pb 同位素定年测试在北京离子探针中心进行, 所用仪器为高分辨率、高灵敏度离子探针 SHRIMP II. 分析时所用标样为 91500 锆石, 每测定 3 个未知点, 插入一次标样测定, 以便及时校正, 保障测试精度. 测试结果见表 2.

2.3 Sr 和 Nd 同位素测试

Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素分析在中国地质科学院地质研究所同位素实验室进行. 通过同位素稀释法, 利用 Finnigan MAT-262 质谱仪测试 Sr 同位素组成及 Rb, Sr, Sm 和 Nd 的浓度. 利用 Nu Plasam HR MC-

表 1 也拉香波淡色花岗岩主量元素组成 a)

样品号	0321-031	0321-041	0322-01	0322-04	0323-02	0323-01	0323-03	0323-04	0321-07	0319-06
SiO_2	74.98	74.54	72.54	71.94	72.98	72.76	72.91	73.40	76.11	71.80
TiO_2	0.05	0.05	0.07	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.24
Al_2O_3	14.84	15.02	15.46	15.67	15.03	15.69	15.37	15.30	13.80	15.35
TFeO	0.53	0.45	0.67	0.48	0.05	0.27	0.30	0.21	0.51	1.17
MnO		0.01	0.01	0.01		0.02		0.01		0.02
MgO	0.23	0.22	0.16	0.13	0.08	0.06	0.17	0.05	0.30	0.73
CaO	1.55	1.45	0.99	0.81	1.24	0.90	0.96	0.82	1.55	1.91
Na_2O	4.68	4.94	3.77	4.43	3.98	5.39	5.19	5.12	4.59	4.41
K_2O	1.73	2.02	5.08	5.17	5.62	3.76	3.80	3.80	1.57	3.52
P_2O_5	0.04	0.05	0.17	0.07	0.02	0.04	0.05	0.05	0.03	0.11
LOI	1.03	0.53	0.87	0.79	0.10	0.49	0.75	0.70	1.38	0.61
总量	99.65	99.27	99.79	99.55	99.12	99.41	99.53	99.49	99.88	99.87
K_2O/Na_2O	0.37	0.41	1.35	1.17	1.41	0.70	0.73	0.74	0.34	0.80
A/CNK	1.20	1.16	1.15	1.09	1.01	1.08	1.07	1.09	1.14	1.06

a) 氧化物单位为%

表 2 雅拉香波花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年数据

测试点	$^{206}Pb_c$ (%)	U μg/g	Th μg/g	$^{232}Th/^{238}U$	^{206}Pb μg/g	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±(%)	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±(%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±(%)	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄/Ma	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄/Ma	不谐和程度
0321-031-1.1	1.00	4446	62	0.01	21.9	0.0458	4.1	0.0359	5.1	0.00569	3.1	36.6±1.1	–13±99	384
0321-031-2.1	0.64	8580	107	0.01	31.6	0.0423	5.5	0.0249	6.3	0.00426	3.2	27.41±0.87	–208±140	113
0321-031-3.1	0.87	3890	50	0.01	20.2	0.0445	5.4	0.0368	6.2	0.00599	3.1	38.5±1.2	–81±130	148
0321-031-4.1	0.45	11196	140	0.01	53.3	0.04529	2.2	0.0345	3.8	0.00552	3.1	35.5±1.1	–40±52	190
0321-031-5.1	0.21	9450	97	0.01	47.5	0.04734	2.1	0.0381	3.7	0.00584	3.1	37.6±1.2	67±50	44
0321-031-6.1	0.46	4789	43	0.01	22.6	0.0453	3.5	0.0342	4.9	0.00548	3.4	35.2±1.2	–41±86	185
0321-031-7.1	0.43	9590	104	0.01	45.4	0.0466	3.5	0.0353	4.7	0.00549	3.1	35.3±1.1	30±83	-19
0321-031-7.2	0.27	13416	156	0.01	61.2	0.04661	1.7	0.0340	3.6	0.00530	3.2	34.1±1.1	30±41	-15
0321-031-8.1	0.73	8646	429	0.05	41.5	0.0454	3.9	0.0348	5.0	0.00556	3.1	35.7±1.1	–32±94	211
0321-031-9.1	0.76	7406	334	0.05	33.3	0.0447	3.5	0.0320	4.7	0.00520	3.1	33.4±1.0	–72±85	147
0321-031-10.1	0.54	10006	110	0.01	45.5	0.0453	2.6	0.0329	4.0	0.00527	3.1	33.9±1.0	–38±62	189
0321-031-11.1	0.35	9106	116	0.01	41.5	0.0452	2.6	0.0330	4.1	0.00529	3.1	34.0±1.1	–42±63	180
0321-031-12.1	0.33	10773	1574	0.15	45.9	0.04696	2.1	0.0320	3.7	0.00494	3.1	31.77±0.98	47±50	33

ICP-MS 多接受等离子质谱仪(Nu Instruments)进行 Nd 同位素分析. Nd 和 Sr 分析结果分别按 $^{146}Nd/^{142}Nd = 0.7219$ 和 $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ 标准化, 进行质量分馏校正. 在分析样品期间, Sr 同位素测试标准为 NBS987, 测试值为 0.710247±12 (2σ). Nd 同位素标准为 JMC Nd, 测试值为 0.511127±12(2σ). Sr 和 Nd 同位素的测试精度分别为±0.000010 (n = 18)和±0.000011 (n = 18). 根据 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年的结果, 也拉香波淡色花岗岩的结晶年龄约为 35 Ma. 所分析样品的 Sr 和 Nd 同位素的初始值按 t = 35 Ma 计算, 分析结果见表 3.

3 数据及结果

3.1 也拉香波淡色花岗岩的主量元素地球化学特征

也拉淡色花岗岩的 SiO_2 含量较高, >71.8%, 最高达 76.1%; Al_2O_3 的变化范围为 13.8%~15.7%, FeO, MnO, MgO 和 TiO_2 含量较低. 样品的 A/CNK 比值为 1.01~1.20(表 1), 为强过铝特征. 根据 K_2O/Na_2O 比值, 10 件样品中, 7 件样品的 K_2O/Na_2O 比值小于 0.8, 其余 3 件大于 1.0, 这表明多数也拉淡色花岗岩为富钠过铝质花岗岩. 在高喜马拉雅和北喜马拉雅穹隆中, 除了富钾淡色花岗岩外, 也发现个别富钠花岗岩(图 2), 但也拉淡色花岗岩中富钠的占多数.

3.2 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

样品 0321-31 为淡色花岗岩, 矿物组成为石英、斜长石、钾长石、白云母和电气石. 大部分锆石为长柱状, U 含量高, 受 U 放射性衰变的影响, 锆石的大部分区域遭受了强烈的破坏和重结晶, 在阴极发光图像上, 呈现出似泡沫状结构, 包含大量的包裹体. 但在许多锆石的边部或中间部位, 还可以识别出典型

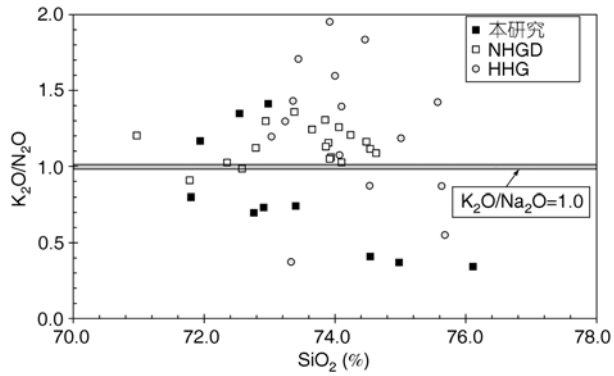


图 2 也拉香波、北喜马拉雅穹隆和高喜马拉雅淡色花岗岩的 K_2O/Na_2O 比值与 SiO_2 关系图

数据来源: NHGD, Zhang等人[12]; HHG, Inger和Harris[26], Searle等人[10]

的韵律生长环带, 为岩浆锆石. 我们选取这些部位进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年, 来确定该淡色花岗岩的形成年龄.

大部分锆石为自形-半自形、长柱状, 棱角清晰, 粒度在 100~350 μm 之间, 长宽比一般为 2.5∶1, 个别可达 5∶1. 锆石阴极发光和背散射图像都显示锆石核部为似泡沫状结构, 含石英、钾长石、斜长石、白云母、铀矿和磷钇矿, 边部较干净, 基本上不含包裹体, 具明显的韵律环带结构(图 3). 个别锆石呈次圆状、形态不规则, 在似泡沫状锆石域之间发育具清晰韵律环带的干净锆石(图 3(b), (d)). 锆石 U 和 Th 含量分别在 3890~13416 和 43~1574 μg/g 之间, Th/U 值在 0.01~0.15 之间(表 2), 测试的 13 个点中, 12 个的 Th/U 比值小于 0.05, 它们的 Th/U 比值虽然较小, 但清晰的韵律环带表明它们是岩浆成因的.

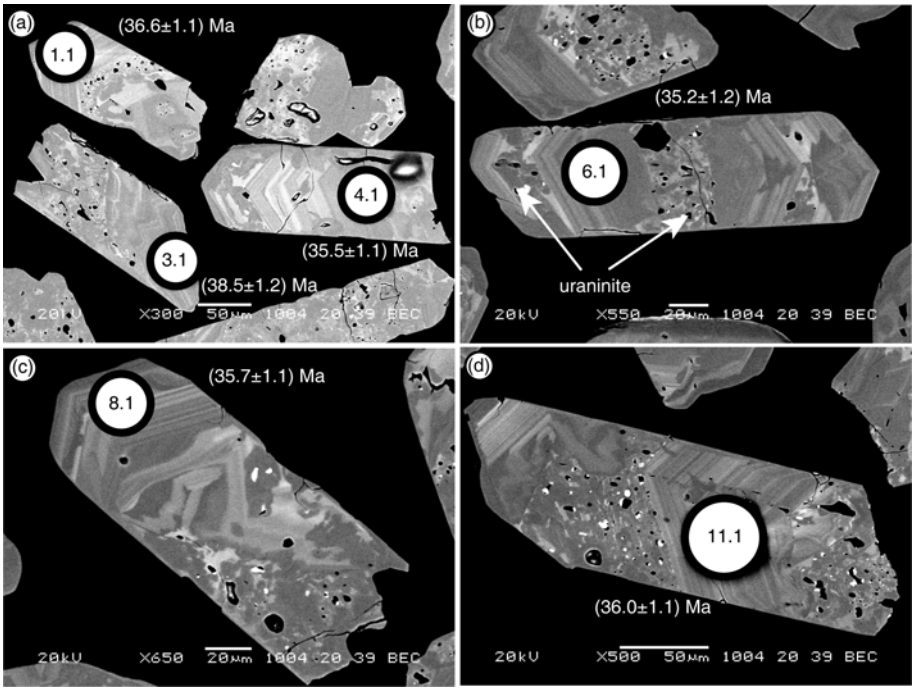


图 3　淡色花岗岩 0321-031 中锆石 BSE 图像

显示了锆石的内部结构及 SHRIMP 测试位置及年龄

锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测试结果表明, 具清晰韵律环带的边部锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分布在 27.4~37.6 Ma 之间, 其中年龄为 27.4 和 31.8 Ma 的两个点横跨了具韵律环带和锆石最后一次增生边, 年龄与其他点相比, 明显较小, 反应了在花岗岩结晶之后, 可能经历了另一次变质事件. 总体来看, 这些锆石的年龄差不大, SHRIMP U-Pb 年龄则集中分布于(33.4±0.98)~(38.5±1.2) Ma 之间(表 2, 图 4), 在谐和图上, 所有样品点相对集中分布于一致线的 35 Ma 附近区域(图 4), 样品点数据统计计算得到平均年龄值为(35.3±1.1) Ma, 置信度为 95%, MSWD 为 2.0(图 4), 这组年龄数据点在谐和图上相对集中分布, 可信度高, 是锆石的结晶年龄, 反映了岩浆的侵位和结晶时代.

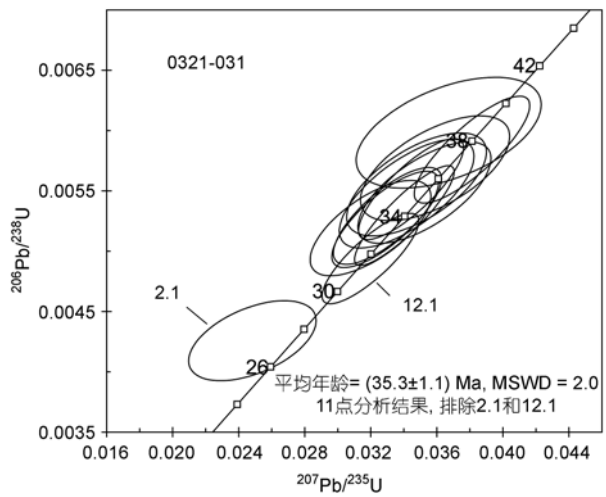


图 4　也拉香波淡色花岗岩锆石 SHRIMP U/Pb 定年谐和图

3.3　Sr-Nd 同位素地球化学特征

为确定亚堆淡色花岗岩的 Sr 和 Nd 同位素组成特征, 对 10 件淡色花岗岩, 4 件片麻岩、2 件石榴角闪岩和 1 件石榴石墨片岩的进行了 Sr 和 Nd 同位素分析. 分析结果列在表 3 中, Sr-Nd 的同位素系统关系显示在图 5 中, 图中投影点的大小要大于分析误差.

片麻岩具有较高的 Rb(>183.3 μg/g)但较低的 Sr(<40.9 μg/g), 较高的 Sm(>2.8 μg/g)和 Nd(>12.8 μg/g). Rb/Sr 比值>5.86, Sm/Nd 比值<0.22; 初始 Sr 同位素比值很高, 变化范围为 0.858145~0.955134; 但 Nd 同位素比值较低, ε_{Nd}(35 Ma)在–11.3 和–16.6 之间变化. 和片麻岩相比, 淡色花岗岩 Rb(25.9~278 μg/g), Sr(88.9~1322.0 μg/g)和 Rb/Sr(0.02~3.07)比值高度变化; Sm, Nd 及 Sm/Nd 比值的变化幅度较大. 初始 Sr 同位素比值较低, 初始 Sr 同位素比值小于 0.719344, 但初始 Nd 同位素组成与片麻岩的相当, 变化范围为–8.9 ~

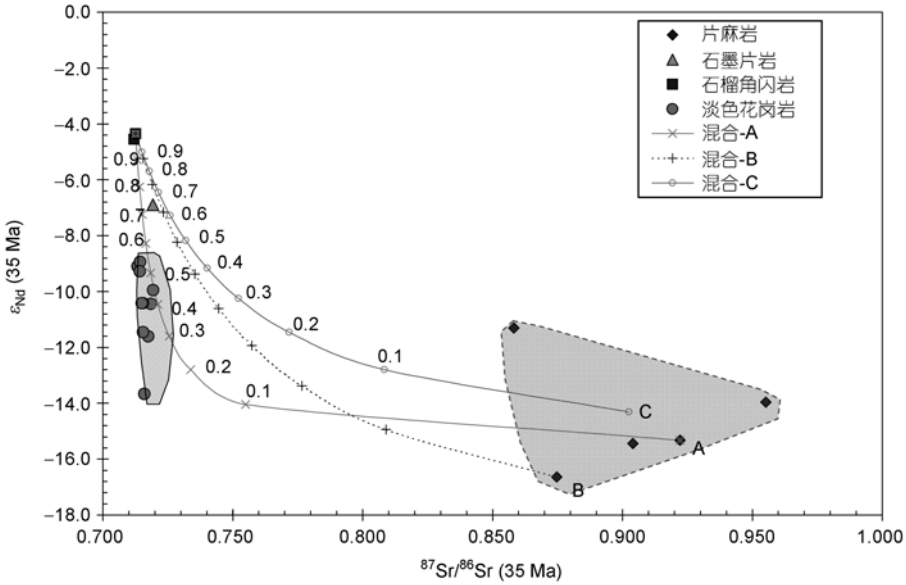


图 5 也拉香波穹隆中片麻岩、角闪岩和淡色花岗岩的 Sr 和 Nd 同位素地球化学特征

图中样品点大小大于测试误差

表 3 雅拉香波穹隆的花岗岩及其围岩的 Sr 和 Nd 同位素组成

样品号	岩石名称	Rb /μg·g^{-1}	Sr /μg·g^{-1}	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ	Sm /μg·g^{-1}	Nd /μg·g^{-1}	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (i)	$\varepsilon_{Nd}(i)$
0319-02	石榴黑云母片麻岩	229.30	39.11	17.3930	0.963780	14	4.67	22.45	0.1259	0.511906	7	0.955134	–13.96
0319-03	石榴黑云母片麻岩	280.30	40.19	20.5340	0.884871	15	4.91	25.37	0.1171	0.511767	10	0.874663	–16.64
0319-07	石榴黑云母片麻岩	383.40	24.97	45.1830	0.880607	14	2.79	12.76	0.1322	0.512044	12	0.858145	–11.30
0321-021	石榴白云母片麻岩	183.30	6.91	78.6340	0.961299	15	6.10	30.51	0.1209	0.511835	10	0.922208	–15.33
T0321-12	石榴黑云母片麻岩	156.70	7.11	65.2490	0.936490	14	3.48	16.93	0.1243	0.511830	6	0.904053	–15.44
0321-011	石榴石石墨片岩	182.50	86.80	6.0910	0.722345	16	6.95	36.75	0.1144	0.512266	6	0.719317	–6.89
0321-08	石榴角闪岩	1.89	236.20	0.0232	0.712084	16	9.60	36.52	0.1589	0.512396	10	0.712072	–4.55
0321-09	石榴角闪岩	2.41	246.20	0.0283	0.712669	14	9.66	36.65	0.1593	0.512406	9	0.712655	–4.36
0321-031	淡色花岗岩	64.24	155.50	1.1980	0.718102	14	1.24	5.08	0.1481	0.512032	10	0.717506	–11.61
0321-041	淡色花岗岩	73.93	177.30	1.2080	0.719160	17	1.26	4.45	0.1709	0.512097	5	0.718559	–10.44
0323-02	淡色花岗岩	244.20	288.70	2.4500	0.717262	14	0.99	3.17	0.1897	0.511936	14	0.716044	–13.66
0322-01	淡色花岗岩	278.00	105.00	7.6720	0.719373	11	3.64	10.50	0.2097	0.512107	12	0.715559	–10.42
0322-04	淡色花岗岩	273.20	88.85	8.9070	0.719471	19	1.77	5.29	0.2027	0.512105	5	0.715043	–10.43
0323-01	淡色花岗岩	174.70	163.40	3.0950	0.714873	13	1.85	6.45	0.1733	0.512166	8	0.713334	–9.10
0323-03	淡色花岗岩	178.30	157.10	3.2860	0.715995	15	1.31	4.49	0.1763	0.512175	14	0.714361	–8.94
0323-04	淡色花岗岩	193.90	140.50	3.9980	0.716280	18	1.32	4.29	0.1860	0.512160	14	0.714293	–9.28
0321-07	淡色花岗岩	55.01	213.30	0.7470	0.719715	20	0.85	3.54	0.1452	0.512116	10	0.719344	–9.95
0319-06	淡色花岗岩	182.10	300.40	1.7550	0.716362	14	3.61	18.17	0.1202	0.512033	10	0.715490	–11.46

–13.7. 角闪岩具有很低的 Rb(<2.5 μg/g)和较高的 Sr(236.2~246.2 μg/g); Sm 和 Nd 的含量明显高于花岗岩; 初始 Sr 同位素比值略高于淡色花岗岩但明显低于片麻岩, ε_{Nd}(35 Ma)值较高, 为–4.5 左右.

4 讨论

4.1 雅拉香波花岗岩的形成机制

上述分析表明: (1) 大部分也拉淡色花岗岩为过铝质富钠花岗岩(K_2O/Na_2O<1.0 和 A/CNK>1.0), 明显不同于高喜马拉雅和北喜马拉雅穹隆中的淡色花岗岩. (2) 片麻岩具有最高的初始 Sr 同位素比值, 但较低的 Nd 同位素组成, 较高的 Rb, Sm 和 Nd, 但 Sr 含量最低; (3) 角闪岩的 Sr 同位素比值在片麻岩和淡色花岗岩之间, 但 Nd 同位素组成最高; (4) 淡色花岗岩在 Rb, Sr, Sm 及 Nd 含量上高度变化, Sr 同位素比值较低, 但 Nd 同位素组成与片麻岩相当; (5) 石榴石

石墨片岩的 Sr 同位素与角闪岩相当，但 Nd 同位素比值较低(ε_{Nd} = −6.5)(表 3)；及(6)锆石中 U 含量很高(>3890 μg/g), Th 的含量低, Th/U 比值小于 0.15(表 2).

在高喜马拉雅结晶岩系中，组-1 片麻岩(Formation 1)的初始Sr和Nd同位素组成分别为0.72871~0.75338和−13.4~−18.1 之间[24~26]；淡色花岗岩的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$和ε_{Nd}值分别>0.73594 和<−11.4[24,26]. 也拉香波片麻岩的Sr同位素比值高于高喜马拉雅结晶岩系，但它们具有相似Nd同位素组成，这种差异可能是它们含云母矿物的量不同造成的. 高喜马拉雅结晶岩系中含蓝晶石变沉积岩被认为是淡色花岗岩母岩[9,16,27]，虽然也拉香波片麻岩也含蓝晶石，但它们的Sr同位素明显高于淡色花岗岩. 同时，大部分也拉淡色花岗岩是富钠花岗岩, Rb/Sr比值偏小，单纯地通过云母的脱水部分熔融，从片麻岩来产生也拉香波淡色花岗岩显然不太可能. 另外，石榴石石墨石英片岩也不太可能是淡色花岗岩的主要源区，因为(1) Nd同位素比值太低，明显低于淡色花岗岩; (2) 淡色花岗岩近平行侵入到石墨片岩中，局部还观测到淡色花岗岩切穿石墨片岩，表明淡色花岗岩的原始岩浆发生了一定距离的迁移; (3) 石墨片岩含大量的石英和石墨，缺乏长石，为难熔组分.

富钠花岗岩的形成机制有两种：变泥质片麻岩在高压(~10 kbar)条件下的水致部分熔融(H_2O-fluxed melting)[28]或基性岩(如角闪岩)的部分熔融[29]. 高压条件下，水致部分熔融反应为

(1) quartz + plagioclase + H_2O → melt

(2) quartz + plagioclase + muscovite + H_2O → melt + biotite

这两种部分熔融反应都在饱水、低温(<700℃)条件下进行. 在部分熔融反应(1)中，白云母不参与熔融反应；在反应(2)中，黑云母呈残留相出现. 两种反应都可形成高钠、低Rb/Sr比值和 $^{87}Sr/^{86}Sr$的熔体. 同时，由于独居石的溶解作用占主导地位，这些反应所形成熔体的Sr和Nd同位素比值与原岩相比，应显著降低[30,31]，这和也拉淡色花岗岩的Sr-Nd同位素系统特征不一致. 因此，变泥质岩的水致部分熔融不太可能是形成也拉淡色花岗岩的机制.

也拉淡色花岗岩的另一种可能是角闪岩部分熔融的结果. 许多学者对高喜马拉雅结晶岩系和北喜马拉雅穹隆中的高级变质岩进行过变质条件的研究，发现它们普遍经历了压力高于 800 MPa，温度高达 800℃的变质作用[32~34]. 在这种条件下，角闪岩可以发生部分熔融[35]. 为限定角闪岩部分熔融在形成也拉香波淡色花岗岩中的贡献，我们进行了简单的端元混合计算，结果显示在图 5 中. 混合曲线A，B和C是假设石榴角闪岩 T0321-021 为一端元，片麻岩样品 0321-09, 0319-03 和平均片麻岩作为另一端元，分别进行简单混合计算得到的，混合曲线中的分数代表来自于角闪岩部分熔融的贡献. 结果表明产生于石榴角闪岩与类似片麻岩 0321-09 的岩石发生深熔作用，产生的熔体进行不同程度的混合，可以形成类似于也拉淡色花岗岩成分的岩浆，其中主要贡献来自于角闪岩部分熔融产生的熔体(图 5). 淡色花岗岩侵入到含石榴石石墨片岩中，尽管具有和淡色花岗岩类似的Sr同位素比值，但Nd同位素组成较低，不太可能单独成为淡色花岗岩的源区. 许多学者都认为变泥质岩的部分熔融是形成高喜马拉雅和特提斯喜马拉雅淡色花岗岩的主要机制[9,10,12,16,24~26,28,36]，也拉淡色花岗岩的Sr和Nd同位素特征清楚表明，角闪岩的脱水部分熔融起着同样甚至更重要的作用. 以角闪岩为代表的变基性岩在喜马拉雅造山带是常见的岩石类型，它们在喜马拉雅造山带的岩浆作用中到底扮演何种角色是值得深入研究的问题.

和高喜马拉雅及其他淡色花岗岩类似，在地壳岩石部分熔融过程中，独居石可能在熔体形成早期发生分离结晶作用[27,31,37~40]，结果导致熔体强烈亏损LREE和Th. 从这种熔体中结晶出的锆石的Th含量相对U要明显降低，导致极低Th/U比值.

4.2 北喜马拉雅穹隆带中地壳深熔作用的时限及意义

张宏飞等人[19]对产于北喜马拉雅萨迦穹窿中的苦堆和萨迦淡色花岗岩中富含U和Th副矿物进行了U-Pb的定年研究，得到苦堆和萨迦淡色花岗岩的岩浆结晶年龄分别为(27.5±0.5)和(14.4±0.2) Ma. 根据这些结果，认为北喜马拉雅淡色花岗岩有着多样的成因机制及地壳深熔作用的时间跨度为 27.5~10.0 Ma. 本研究得到也拉淡色花岗岩的锆石U-Pb年龄为(35.3±1.1) Ma. 结合前人的研究结果，我们认为在北喜马拉雅穹隆带中，(1) 花岗岩的岩浆作用最少应上延到~35 Ma，甚至更老; (2) 花岗岩的源区是多元的，其中角闪岩部分熔融在早期岩浆形成过程中比泥质片麻岩所起的作用更大.

Aoya等人[20]和Lee等人[13]分别对马拉山穹隆和麻迦穹隆进行了构造地质和地质年代学研究. 提出岩浆活动强烈影响着与STDS相关的中地壳伸展变形，并

且藏南拆离系可能早在~35 Ma就已开始启动. 如果以淡色花岗岩为代表的中下地壳深熔作用与藏南大规模伸展变形之间具有强烈的互馈关系, 那么位于该断裂北部也拉香波花岗岩所对应的深熔事件的时限为该断裂的启动时间提供了进一步限定. Lee等人[13]对麻迦穹隆的混合岩进行了锆石U-Pb定年研究, 得出锆石增生边年龄为(35.0±0.8) Ma, 认为该年龄代表了麻迦片麻岩的峰期变质和混合岩化年龄[27]. 野外构造解析[11]表明也拉香波花岗岩岩体位于藏南拆离系的下盘, 同时锆石的U-Pb年龄表明也拉淡色花岗岩形成于~35 Ma, 与麻迦的混合岩化年龄相似. 虽然这两项研究的片麻岩穹隆相距几百公里, 但相似的年龄表明北喜马拉雅穹隆在~35 Ma经历了一次主要的地壳深熔事件. 因此, 我们认为~35 Ma的部分熔融事件可能是促使藏南拆离系开始活动的主要因素, 但并不排除更早活动的可能性.

参考文献

1 Burg J P, Guiraud M, Chen G M, et al. Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China). Earth Planet Sci Lett, 1984, 69: 391—400[DOI]

2 Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, et al. The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. Geol Soc Am Spec Pub, 1992, 269: 1—41

3 Hodges K V. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. Geol Soc Amer Bull, 2000, 112: 324—350[DOI]

4 Chen Z, Liu Y, Hodges K V, et al. Structural evolution of the Kangmar dome: A metamorphic core complex in southern Xizang (Tibet). Science, 1990, 250: 1552—1556[DOI]

5 Hodges K V, Parrish R R, Hoish T B, et al. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalaya orogen. Science, 1992, 258: 1466—1469[DOI]

6 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 2000, 28: 211—280[DOI]

7 Schärer U, Xu R, Allegre C. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet. Earth Planet Sci Lett, 1986, 77: 35—48[DOI]

8 Debon F, Le Fort 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

9 Harrison T M, Oscar M L , Marty G, et al. New insight into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. Geology, 1997, 25: 899—902[DOI]

10 Searle M P, Parrish R R, Hodges K V, et al. Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. J Geol, 1997, 105: 295—317

11 张进江, 郭磊, 张波. 北喜马拉雅穹隆带雅拉香波穹隆的构造组成和运动学特征. 地质科学, 2007, 42(1): 16—30

12 Zhang H, Harris N, Parrish R R, et al. Causes and consequences of protracted melting of the mid-crust exposed in the North Himalayan antiform. Earth Planet Sci Lett, 2004, 228: 195—212[DOI]

13 Lee J, Whitehouse M J. Onset of mid-crustal extensional flow in southern Tibet: Evidence from U/Pb zircon ages. Geology, 2007, 35: 45—48[DOI]

14 Lee J, Hacker B R, William S, et al. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural petrologic, and thermochronologic constraints. Tectonics, 2000, 19(5): 872—895[DOI]

15 Lee J, Hacker B, Wang Y. Evolution of North Himalayan Gneiss Domes: Structural and metamorphic studies in Mabja Dome, southern Tibet. J Struct Geol, 2004, 26: 2297—2316[DOI]

16 Harris N, Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. Tectonics, 1994, 13: 1537—1546[DOI]

17 Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. Nature, 2001, 414: 738—742[DOI]

18 Harris N. Channel flow and the Himalayan-Tibetan orogen: a critical review. J Geol Soc London, 2007, 164: 511—523[DOI]

19 张宏飞, Harris N, Parrish R, 等. 北喜马拉雅萨迦穹窿中苦堆和萨迦淡色花岗岩的 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 2004, 49(20): 2090—2094

20 Aoya M, Wallis S R, Terada K, et al. North-south extension in the Tibetan crust triggered by granite emplacement. Geology, 2005, 33: 853—856 [DOI]

21 夏斌, 韦振权, 张玉泉, 等. 西藏南部打拉二云母花岗岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. 地质论评, 2007, 53(3): 403—406

22 戚学祥, 曾令森, 孟祥金, 等. 特提斯喜马拉雅打拉花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报, 2008, 24(7): 1501—1508

23 李德威, 刘德民, 廖群安, 等. 藏南萨迦拉轨岗日变质核杂岩的厘定及其成因. 地质通报, 2003, 22(5): 303—307

24 Daniel C, Vidal P, Fernandez A, et al. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inferences of the age and source of Himalayan leucogranites. Contrib Mineral Petrol, 1987, 96: 78—92[DOI]

25 Guillot S, Le Fort P. Geochemical constrains on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. Lithos, 1995, 35: 221—234[DOI]

26 Inger S, Harris N B W. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. J Petrol, 1993, 34: 345—368

27 Zeng L, Saleeby J B, Asimow P. Nd isotope disequilibrium during crustal anatexis: A record from the Goat Ranch migmatite complex, southern Sierra Nevada batholith, California. Geology, 2005, 33: 53—56[DOI]

28 Patiño Douce A E, Harris N. Experimental constraints on Himalayan Anatexis. J Petrol, 1998, 39: 689—710[DOI]

29 Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 1993, 362: 144—146[DOI]

30 Harris N B W, Inger S. Trace element modeling of pelite-derived granites. Contrib Mineral Petrol, 1992, 110: 46—56[DOI]

31 Zeng L, Asimow P, Saleeby J B. Coupling of anatectic reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source. Geochim Cosmochim Acta, 2005, 69: 3671—3682[DOI]

32 Inger S, Harris N. Tectonothermal evolution of the High Himalayan Crystalline Sequence, Langtang Valley, northern Nepal. J Metamorph Geol, 1992, 10: 439—452 [DOI]

33 Dasgupta S, Ganguly J, Neogi S. Inverted metamorphic sequence in the Sikkim Himalayas: Crystallization history, *P-T* gradient and implications. J Metamorph Geol, 2004, 22: 395—412[DOI]

34 Fraser G, Worley B, Sandiford M. High-precision geothermobarometry across the High Himalayan metamorphic sequence, Langtang Valley, Nepal. J Metamorph Geol, 2000, 18: 665—682[DOI]

35 Wyllie P J, Wolf M B. Amphibolite dehydration-melting: Sorting out the solidus. Geol Soc Special Pub, 1993, 76: 405—416[DOI]

36 Knesel K M, Davidson J P. Insight into collisional magmatism from isotopic fingerprints of melting reactions. Science, 2002, 296: 2206—2208[DOI]

37 Miller C F, Mittlefehldt D W. Depletion of LREE in felsic magma. Geology, 1982, 10: 129—133[DOI]

38 Zeng L, Saleeby J B, Ducea M. Geochemical characteristics of crustal anatexis during the formation of migmatite at the southern Sierra Nevada, California. Contrib Mineral Petrol, 2005, 150: 386—402[DOI]

39 Ayres M, Harris N. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. Chem Geol, 1997, 139: 249—269 [DOI]

40 Watt G R, Harley S L. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. Contrib Mineral Petrol, 1993, 114: 550—566[DOI]