

北喜马拉雅片麻岩穹窿始新世高级变质和深熔作用的厘定

高利娥^①, 曾令森^①, 谢克家^②

① 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

② 河南省有色金属矿产探测工程技术研究中心, 郑州 450016

E-mail: liegao09@gmail.com

2011-07-06 收稿, 2011-09-01 接受

国家自然科学基金(41073024, 40921001)、国家重点基础研究发展计划(2011CB403102)和中国地质科学院地质研究所所长基金(J1004)资助项目

摘要 厘定喜马拉雅造山带早期变质和深熔作用的时限和性质有助于理解大型碰撞造山带早期下地壳物质的物理和化学行为. 雅拉香波穹窿位于北喜马拉雅穹窿的最东端, 穹窿内发育3种地质产状、矿物组成和地球化学特征不同的角闪岩和多种片麻岩. SHRIMP 锆石年代学测试结果表明: 石榴角闪岩和黑云母花岗质片麻岩的近峰期变质作用分别发生在 45.0 ± 1.0 和 47.6 ± 1.8 Ma, 比石榴角闪岩部分熔融的时间(43.5 ± 1.3 Ma)早 2~4 Ma. 结合已有的研究结果, 在北喜马拉雅带内, 榴辉岩相变质作用发生在大约 55 Ma, 高角闪岩相-麻粒岩相变质作用发生在 45~47 Ma, 与增厚地壳条件下部分熔融相关的变质作用发生在 43.5 ± 1.3 Ma, 同时形成具有高 Sr/Y 比值的二云母花岗岩. 位于北喜马拉雅带的高级变质岩代表了俯冲印度大陆地壳的前锋, 不同位置保存的变质历史存在明显的差异. 在大型碰撞造山带内, 地壳缩短增厚的过程中, 易熔组分可发生部分熔融, 形成高 Na/K 比和 Sr/Y 比的花岗质熔体, 明显不同于快速折返-减压部分熔融作用形成的熔体.

关键词

西藏
喜马拉雅造山带
北喜马拉雅片麻岩
穹窿
高级变质作用
深熔作用

喜马拉雅造山带, 是世界上碰撞造山带的典例, 是印度板块和欧亚板块陆陆碰撞作用的结果^[1-5], 但对碰撞时限的厘定目前还没有形成统一的认识. 已有研究表明: 印度-欧亚板块的碰撞作用主要发生在 50 Ma 之前^[2,3,6-9]、或 47.0 ± 6.5 Ma^[10]或~35 Ma^[11]. 厘定喜马拉雅造山带经历的变质和部分熔融作用的类型和时限有助于: (1) 限定印度板块和欧亚板块陆陆碰撞的时限; (2) 进一步深化认识变质作用、地壳深熔作用和构造变形之间的互动关系; (3) 理解喜马拉雅造山带构造转换时限及其动力学意义.

在喜马拉雅碰撞造山带的构造演化过程中, 随着构造的转换(从早期的南北向缩短增厚, 到同时发生的南北向缩短增厚和伸展作用, 到最近的东西向伸展作用), 中下地壳岩石普遍发生了不同类型的高

级变质和部分熔融作用^[12-20], 形成了多种类型的高级变质岩、花岗岩和混合岩, 主要沿高喜马拉雅结晶岩系(HHCS)和北喜马拉雅穹窿(NHGD)分布, 保存了碰撞过程中高级变质作用、地壳深熔作用和构造变形及浅表过程的重要信息, 是研究碰撞造山带演化过程的典型野外实验室, 为细致地刻画大型碰撞造山带下地壳物质的物理和化学行为提供了难得的机遇. 已有的研究表明: (1) 北喜马拉雅带内榴辉岩相变质作用的 Lu-Hf 和 Sm-Nd 年龄约为 55 Ma^[21], 角闪岩相变质作用的 Sm-Nd 年龄为 47 Ma^[21], 高喜马拉雅带内榴辉岩相变质作用的时间约为 46 Ma(锆石 U/Pb 年龄)^[22,23]; (2) 北喜马拉雅穹窿内部分熔融年龄为 44~10 Ma^[13,16,17,24-26], 高喜马拉雅带中部分熔融时限为 37~10 Ma^[15,27-29]; (3) >30 Ma 的二云母花

英文版见: Gao L E, Zeng L S, Xie K J. Eocene high grade metamorphism and crustal anatexis in the North Himalaya Gneiss Domes, Southern Tibet. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4805-4

岗岩和淡色花岗岩的形成机理是在高压条件下,以角闪岩脱水熔融为主,变泥质岩部分熔融为辅的部分熔融作用^[16-20]; (4) 虽然对中新世淡色花岗岩的形成机理存在分歧^[27,29-31],多数研究认为,较年轻的淡色花岗岩(<27 Ma)是在快速折返过程中,高喜马拉雅变泥质岩发生脱水部分熔融作用的结果^[25-28,32-37]。

在中国境内,喜马拉雅带的早期研究很少记录到始新世变质作用和岩浆事件的信息,位于北喜马拉雅片麻岩穹窿最东部的雅拉香波穹窿的最新研究成果表明(1) 该穹窿中二云母花岗岩具有高 Sr/Y 和低 Rb/Sr 比值特征,形成于约 43~44 Ma^[17]; (2) 相对高 Rb/Sr 比值的淡色花岗岩形成于~35.3 Ma^[16]; (3) 这两类花岗岩都具有较低的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值,是以角闪岩为主的下地壳物质部分熔融的产物。雅拉香波穹窿内的部分熔融作用明显早于其他北喜马拉雅穹窿和高喜马拉雅带内的部分熔融事件,且形成机理也不同。与常见的白云母脱水部分熔融相比,角闪岩部分熔融作用发生在更高的温度和压力条件下,可能更接近于碰撞造山作用的早期,因此,厘定角闪岩的变质和部分熔融作用的年代可能为限定碰撞时限提供重要的数据。本文以雅拉香波片麻岩穹窿中石榴角闪岩和含石榴石的花岗质片麻岩的变质作用研究为主,结合藏南地区已发表的变质作用和深熔作用的数据,来探讨喜马拉雅造山带的高级变质作用和深熔事件的关系及其构造动力学意义。

1 地质背景

高喜马拉雅结晶岩系(HHCS)和北喜马拉雅片麻岩穹窿(NHGD)呈带状平行分布于雅鲁藏布江缝合带(YTS)和主边界逆冲断层(MCT)之间,藏南拆离系(STDS)分割了高喜马拉雅结晶岩系和北喜马拉雅片麻岩穹窿(图 1(a))。在这两条带内,花岗岩的地质产状、形成时间、地球化学特征和形成机制存在着明显的差异^[16-19,24,29-32,36,38-46]。北喜马拉雅穹窿内,虽然不同的穹窿在细节上表现出一定的差异,但总体上显示相似的特征,核部由高级变质岩和侵入其中的花岗岩组成,边部为浅变质或未变质的特提斯沉积岩系,它们之间为韧性拆离断层。除了个别穹窿的核部花岗岩形成于早古生代(566~507 Ma)^[40,47-49],多数穹窿中的花岗岩为新生代花岗岩(44~10 Ma)^[13,16,17,24,29,40,45,46,50]。

雅拉香波穹窿位于北喜马拉雅穹窿带的最东端,自核部向边部依次由高级变质岩系、中级变质岩系和

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窿分布(图 1(b))^[51]。高级变质岩分布于穹窿核部,由眼球状花岗片麻岩、石榴石黑云母花岗质片麻岩、含石榴石的泥质片麻岩、角闪岩、石榴角闪岩、石榴辉石岩、绿帘石岩,含透辉石大理岩等及侵入其中的新生代花岗岩组成。中级变质岩系由石榴石二云母片岩、石榴石石墨片岩等组成。特提斯沉积岩系为海相碎屑沉积岩,围绕穹窿从内向外,依次为中-晚三叠纪沉积岩和晚侏罗-白垩纪沉积岩。穹窿中的角闪岩主要包括不含石榴石的角闪岩、石榴角闪岩和混合岩化石榴角闪岩。不含石榴石的角闪岩主要以透镜体的形式包裹在强烈剪切变形的片岩中(图 2(a)),石榴角闪岩以较厚层、平板状顺层侵入花岗质片麻岩,泥质片麻岩和大理岩中(图 2(b))。花岗质片麻岩(黑云母花岗片麻岩和眼球状花岗片麻岩)分布较广泛(图 2(c)和(d))。在雅拉香波穹窿及其周缘地区,广泛发育 3 种不同类型的花岗岩,其中(1) 二云母花岗岩具有高 Sr/Y 和 Na/K 比的特征,结晶年龄为 42.6±1.1 Ma^[17],与穹窿南部的打拉和确当岩体相似^[13,17,52]; (2) 以岩席或岩脉状侵入到石墨片岩中的淡色花岗岩形成于 35.3±1.1 Ma^[16]; (3) 高 Sr/Y 比的花岗斑岩和较大型淡色花岗岩岩体,分别形成于 17.7~20.0 和 17.1 Ma^[53]。

2 样品描述

本研究主要探讨石榴角闪岩和花岗质片麻岩中的变质事件。在雅拉香波穹窿中,发育 3 种类型的角闪岩,具有明显不同的地质产状、矿物组成、显微结构和地球化学特征,分别命名为 A、B 和 C 类角闪岩。A 类角闪岩较少见,呈透镜体包裹在变形强烈的石榴石墨片岩中(图 2(a)),由角闪石、斜长石、石英、白云母和榍石组成(图 3(a)),不含石榴石。角闪石约占 85%,呈浅黄绿色、绿色,内含斜长石、石英、白云母和榍石包裹体,基质中也含大量的榍石; B 类为石榴角闪混合岩,厚板状、平行片麻岩或大理岩的面理近顺层产出(图 2(b)),主要由角闪石、斜长石、石榴石、黑云母、绿帘石、少量钾长石和石英组成,含大量的榍石及少量的磷灰石、锆石、金红石和氧化物(图 3(b)),部分区域为由石英、斜长石和钾长石组成的条带状淡色体,而外围为角闪石、石榴石、绿帘石和榍石组成的中色体,表明此类角闪岩经历了部分熔融作用,为混合岩化角闪岩,部分熔融作用的时间为

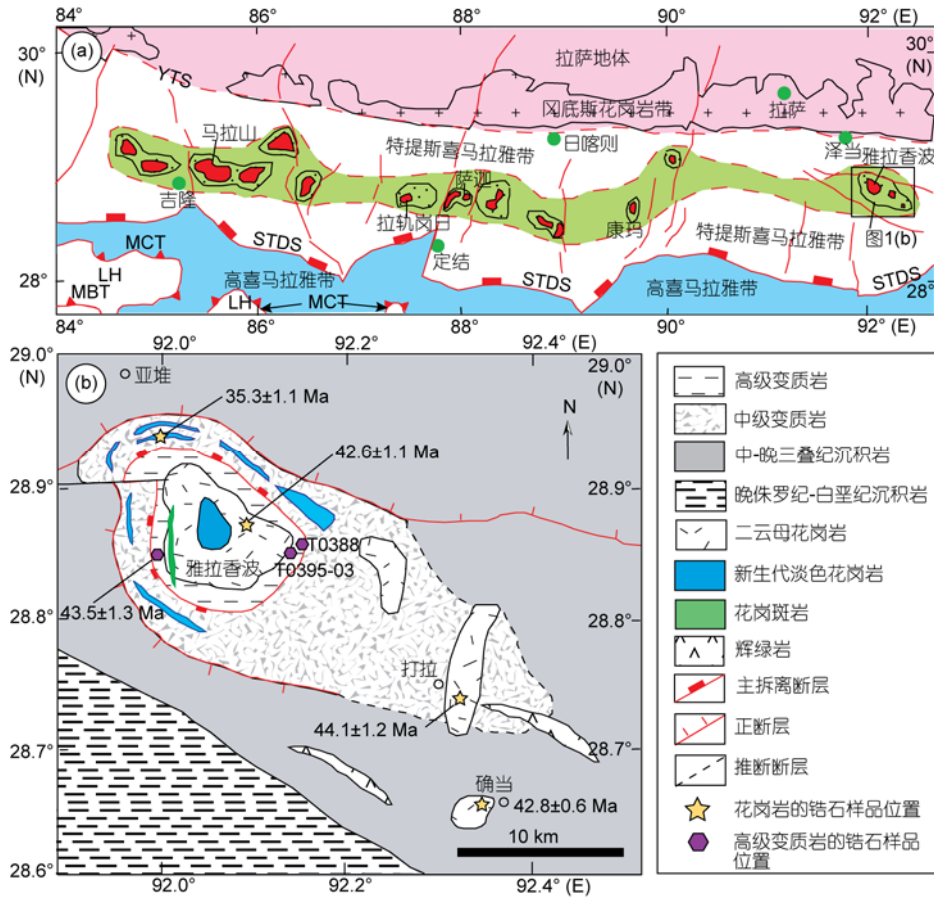


图1 藏南地区北喜马拉雅片麻岩穹窿和高喜马拉雅结晶岩系的地质简图

(a) 藏南喜马拉雅造山带地质简图(据曾令森等人^[16]地质图修改); (b) 雅拉香波穹隆地质简图(数据来自文献[13, 16, 17])。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



图2 雅拉香波片麻岩穹窿内不同产状的高级变质岩的野外照片

(a) 石榴石石墨片岩中角闪岩透镜体; (b) 顺层侵入花岗片麻岩的石榴角闪岩; (c) 侵入到眼球状花岗片麻岩的二云母花岗岩; (d) 强烈褶皱的黑云母花岗片麻岩

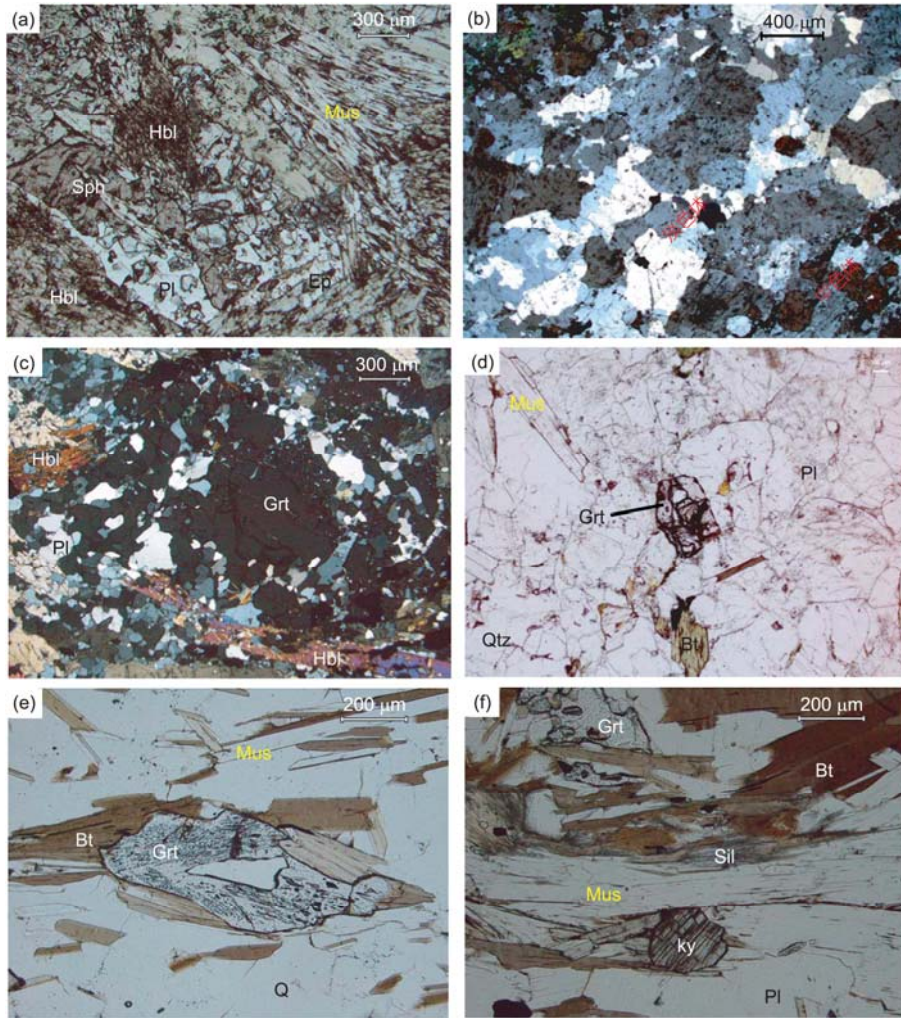


图 3 雅拉香波片麻岩穹窿内不同产状的高级变质岩的显微照片

(a) 石墨片岩中角闪岩透镜体(A类角闪岩), 主要由角闪石、斜长石、石英、白云母和榍石组成, 不含石榴石; (b) 石榴角闪混合岩(B类角闪岩), 淡色体由石英、斜长石和钾长石组成; 中色体由角闪石、石榴石、绿帘石和榍石组成; (c) 石榴角闪岩(C类角闪岩), 主要由角闪石、斜长石、石榴石、石英、黑云母和白云母组成, 部分石榴石经历了退变质作用, 形成黑云母和斜长石组成的白眼圈, 个边石榴石为同构造碎斑晶; (d) 花岗质片麻岩, 主要由石英、斜长石、钾长石、黑云母、白云母、石榴石组成; (e), (f) 泥质片麻岩, 主要由石英、斜长石、钾长石、黑云母、白云母、石榴石组成, 含少量的蓝晶石和矽线石. 矿物代号: Bt, 黑云母; Ep, 绿帘石; Grt, 石榴石; Hbl, 角闪石; Ky, 蓝晶石; Mus, 白云母; Pl, 斜长石; Qtz, 石英; Sil, 矽线石; Sph, 榍石

43.5±1.3 Ma(SHRIMP 锆石 U/Pb 年龄)^[17]; C类石榴角闪岩与 B类石榴角闪混合岩产状一致, 显微结构明显不同, 主要由角闪石、斜长石、石榴石、石英、黑云母、白云母以及少量的榍石、锆石、金红石和氧化物组成(图 3(c)), 部分石榴石发生了明显的退变质作用, 边部围绕由黑云母、斜长石组成的后成合晶, 呈白眼圈结构, 同时多数石榴石内部包含石英、云母和金红石等包裹体, 部分构成包裹体痕迹, 指示这些石榴石为同构造碎斑晶, 经历了强烈的剪切变形作用, 但不

显示部分熔融的显微结构. 花岗质片麻岩主要由石英、斜长石、钾长石、黑云母、白云母、石榴石组成, 副矿物为钛铁矿、磷灰石、锆石和独居石(图 3(d)). 泥质片麻岩含少量的蓝晶石和矽线石(图 3(f)), 具片状粒状变晶结构和片麻状构造, 其中的石榴石较复杂, 其形态、结构和所含包裹体的成分相差较大, 可分为 4 期: 第一期粒度较大, 近圆形, 含有大量的包裹体; 第二期含有大量小颗粒电气石包裹体; 第三期较干净, 几乎不含有包裹体; 第四期为长条带状, 内部还

有多组定向排列的钛铁矿和金红石(图3(e)). 这可能反映了这些泥质片麻岩经历了多期叠加变质作用^[54].

3 分析方法

为了查明雅拉香波穹窿内高级变质作用的年代学特征, 从代表性的 C 类石榴角闪岩(T0388)和黑云母花岗质片麻岩(T0395-03)中分选出锆石, 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, 最后选点进行了 SHRIMP 锆石 U/Pb 地质年代学测试. 阴极发光成像观察在北京离子探针中心进行. 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 TEMORA 锆石, 每测定 3 个未知点, 插入 1 次标样, 以便及时校正, 保障测试精度. 测试结果见表 1.

4 数据及结果

4.1 样品 T0388

样品 T0388 为 C 类石榴角闪岩, 矿物组成为角闪石、斜长石、石榴石、石英、黑云母、白云母以及少量的榍石、金红石、磷灰石、锆石和氧化物. 锆石为半自形-它形、大部分为次圆状, 个别为长柱状, 粒度在 50~150 μm 之间, 长宽比一般为 2:1. 大部分锆石非常均一, 整体为灰色, 少量锆石具有浅灰色(图 4(b))或白色的核部(图 4(c)), 个别锆石具有极其窄的浅灰色边部(图 4(a)和(d)), 我们选取不同部位进行了 SHRIMP 锆石 U/Pb 测年. 白色核部具有较高的 U(1504 $\mu\text{g/g}$)和 Th 含量(8 $\mu\text{g/g}$), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 440.2 \pm 4.8 Ma. 灰色的均一锆石 U 和 Th 含量变化较大, 分别在 16~301 和 0~2 $\mu\text{g/g}$ 之间, Th/U 值在 0.00~0.05 之间(表 1), 表明它们是变质成因的. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄主要集中分布于 42.8 \pm 1.5~49.6 \pm 2.3 Ma 之间(图 4(e)), 在谐和图上, 由于变质作用的影响, Pb 发生不同程度的丢失, 年龄稍微偏离 U-Pb 一致线, 但样品点相对集中分布于一致线的 45 Ma 附近区域(虚线 A), 样品点数据统计计算得到平均年龄值为 45.0 \pm 1.0 Ma (MSWD=1.6), 为石榴角闪岩的变质年龄. 少数点分

布于一致曲线~35 Ma(虚线 B)和~16 Ma(虚线 C)附近, 与穹窿内淡色花岗岩(35.3 \pm 1.1 Ma)^[16]和花岗斑岩(19.0 \pm 1.2 Ma)^[54]形成时间一致, 揭示了角闪岩在主期变质作用之后受到与花岗岩形成相关的构造热事件的影响.

4.2 样品 T0395-03

样品 T0395-03 为黑云母花岗质片麻岩, 矿物组成为石英、斜长石、钾长石、黑云母、白云母和石榴石. 多数锆石为自形-半自形(图 5(a)~(c))、长柱状, 棱角清晰, 粒度在 100~200 μm 之间, 长宽比一般为 2:1, 个别达 3:1. 这些锆石都具有类似的特征, 即白色含有包裹体的核部, 具韵律生长环带的干净幔部和较窄(~30 μm)的暗灰色边部(图 5(a)和(c)). 锆石幔部较干净, 基本上不含包裹体, 具有典型的韵律生长环带, 为岩浆锆石. 选取不同锆石域进行了 SHRIMP 锆石 U/Pb 测年. 对幔部锆石进行了 10 点测试, 锆石 U 和 Th 含量分别在 331~3372 和 89~221 $\mu\text{g/g}$ 之间, Th/U 值在 0.07~0.42 之间(表 1). SHRIMP 锆石 U/Pb 年龄测试结果表明, 具清晰韵律环带的幔部锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分布在 450.9 \pm 4.8~690.1 \pm 7.2 Ma 之间, 其中年龄为 450.9 Ma 的点横跨了韵律环带和锆石最后一次增生边, 年龄为 690.1 Ma 的点横跨了韵律环带和锆石核部. 其他锆石的年龄差不大, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中分布于 505.5 \pm 5.6 和 534.2 \pm 5.7 Ma 之间(表 1), 在谐和图上, 相对集中分布于一致线的 518.4 Ma 附近区域(图 6(b)), 8 样品点数据统计计算得到平均年龄值为 518.4 \pm 8.3 Ma(MSWD=2.9), 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, 反映了该岩石的原岩形成时代. 另一组锆石半自形-它形、长柱状, 粒度在 50~150 μm 之间, 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, 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, 暗灰色均一发光的边部较干净(图 5(d)~(f)), 这种锆石的结构与许多喜马拉雅淡色花岗岩锆石相似, 可能与变质作用相关的部分熔融事件有关. 我们选取边部进行了 8 点 SHRIMP 锆石 U/Pb 测年, 锆石 U 和 Th 含量分别在 1334~2490 和 3~42 $\mu\text{g/g}$ 之间, Th/U 值较低, 在 0.00~0.02 之间(表 1), 为变质锆石. 年龄测试结果表明, 年龄分布在 43.7 \pm 0.5 和 53.6 \pm 0.8 Ma 之间, 变化较大. 在 8 点测试中, 其中 5 点分析结果的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄

表 1 雅拉香波穹窿内石榴角闪岩 T0388 和黑云母花岗质片麻岩 T0395-03 的锆石 SHRIMP 定年数据^{a)}

测试点	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (μg/g)	Th (μg/g)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb (μg/g)	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	1σ (%)	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	1σ (%)	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	1σ (%)	误差 相关 系数	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb(Ma)	不谐 和度 (%)
T0388 石榴角闪岩															
T0388-1.1	0.00	105	0	0.00	0.246	0.0685	12	0.0257	13	0.00272	3.7	0.286	17.5±0.7	882±260	98
T0388-3.1	0.00	153	0	0.00	0.344	0.0631	11	0.0228	11	0.00262	2.7	0.243	16.9±0.5	713±230	98
T0388-4.1	0.00	91	1	0.01	0.545	0.0483	10	0.0467	10	0.00701	2.4	0.231	45.1±1.1	112±240	60
T0388-5.1	1.39	217	0	0.00	1.050	0.0433	19	0.0333	19	0.00558	2.1	0.108	35.9±0.8	-152±480	124
T0388-6.2	8.37	16	2	0.14	0.146	0.2220	20	0.2990	23	0.00980	12.0	0.500	62.6±7.4	2994±330	98
T0388-7.1	0.00	64	1	0.02	0.382	0.0526	12	0.0502	12	0.00691	3.8	0.309	44.4±1.7	312±270	86
T0388-8.1	1.80	301	1	0.00	1.840	0.0320	14	0.0307	14	0.00697	1.6	0.115	44.8±0.7	-966±420	105
T0388-8.2	0.06	1504	8	0.01	91.40	0.0562	0.7	0.5478	1.3	0.07067	1.1	0.849	440.2±4.8	461±16	5
T0388-9.1	0.00	18	0	0.02	0.121	0.0820	20	0.0880	21	0.00773	4.6	0.224	49.6±2.3	1253±390	96
T0388-11.1	0.00	52	1	0.02	0.126	0.0920	16	0.0360	16	0.00285	4.4	0.266	18.3±0.8	1463±300	99
T0388-13.1	0.00	45	1	0.01	0.260	0.0698	12	0.0642	12	0.00666	3.6	0.289	42.8±1.5	923±250	95
T0388-15.1	0.00	30	1	0.02	0.198	0.0699	14	0.0740	15	0.00765	3.8	0.259	49.1±1.9	926±290	95
T0395-03 黑云母花岗片麻岩															
T0395-03-1.1	0.01	1982	201	0.10	147.0	0.05722	0.6	0.6817	1.2	0.08640	1.1	0.892	534.2±5.7	500±12	-7
T0395-03-2.1	—	3372	219	0.07	327.0	0.06569	0.4	1.0230	1.2	0.11300	1.1	0.949	690.1±7.2	797±8	13
T0395-03-3.1	0.03	851	145	0.18	61.0	0.05721	1.0	0.6580	1.6	0.08344	1.2	0.744	516.6±5.7	500±23	-3
T0395-03-4.1	—	378	153	0.42	26.8	0.05890	1.5	0.6700	1.9	0.08252	1.2	0.637	511.1±5.9	563±32	9
T0395-03-5.1	—	1544	24	0.02	31.3	0.05355	1.6	0.1745	2.0	0.02364	1.1	0.575	150.6±1.7	352±37	57
T0395-03-6.1	0.03	956	154	0.17	69.0	0.05691	0.9	0.6593	1.4	0.08402	1.1	0.799	520.1±5.7	488±19	-7
T0395-03-7.1	0.04	1357	221	0.17	98.8	0.05700	0.7	0.6655	1.3	0.08468	1.1	0.850	524.0±5.6	492±15	-7
T0395-03-8.1	0.24	1442	3	0.00	9.5	0.04790	3.6	0.0508	3.8	0.00768	1.2	0.327	49.3±0.6	95±85	48
T0395-03-8.2	0.29	331	89	0.28	23.2	0.0555	2.0	0.6240	2.5	0.08160	1.5	0.605	505.6±7.3	433±44	-17
T0395-03-9.1	0.00	780	147	0.19	54.7	0.0573	0.9	0.6447	1.4	0.08157	1.1	0.790	505.5±5.6	504±20	0
T0395-03-10.1	0.00	2490	17	0.01	16.2	0.0478	1.8	0.0498	2.2	0.00756	1.2	0.545	48.6±0.6	87±43	44
T0395-03-11.1	0.02	2366	204	0.09	172.0	0.0573	0.5	0.6705	1.2	0.08485	1.1	0.905	525.0±5.6	503±12	-4
T0395-03-12.1	0.27	1925	35	0.02	13.3	0.0468	2.4	0.0519	2.6	0.00804	1.2	0.454	51.7±0.6	40±56	-31
T0395-03-13.1	0.18	2248	33	0.02	28.2	0.0499	2.1	0.1004	2.5	0.01458	1.3	0.545	93.3±1.2	192±48	51
T0395-03-14.1	0.11	1782	40	0.02	32.5	0.0505	1.4	0.1475	1.9	0.02119	1.2	0.629	135.2±1.6	218±33	38
T0395-03-15.1	0.12	1334	21	0.02	15.3	0.0490	2.0	0.0901	2.3	0.01334	1.2	0.520	85.4±1.0	147±47	42
T0395-03-16.1	0.01	2185	174	0.08	136.0	0.0575	0.8	0.5741	1.4	0.07246	1.1	0.817	450.9±4.8	510±17	12
T0395-03-17.1	0.12	1933	22	0.01	12.1	0.0459	2.6	0.0460	2.8	0.00726	1.2	0.426	46.6±0.6	-8±62	718
T0395-03-18.1	0.33	1826	24	0.01	11.2	0.0463	2.6	0.0454	2.9	0.00711	1.2	0.422	45.7±0.6	15±63	-210
T0395-03-19.1	0.10	1874	30	0.02	13.5	0.0492	2.3	0.0567	2.7	0.00835	1.4	0.533	53.6±0.8	159±54	66
T0395-03-20.1	0.34	2139	42	0.02	12.5	0.0454	4.5	0.0425	4.7	0.00680	1.2	0.263	43.7±0.5	-35±110	225
T0395-03-21.1	0.31	2243	27	0.01	14.5	0.0471	2.5	0.0487	2.8	0.00749	1.2	0.439	48.1±0.6	57±60	15

a) Pb_c 和 Pb* 分别为测试的普通铅和放射性铅的浓度; “—”表示浓度低于检测线

较集中, 分布在 45.7±0.6 和 49.3±0.6 Ma 之间(表 1), 在谐和图上, 样品点相对集中分布于一致线的 47.6 Ma 附近区域(图 6(c)), 统计计算得到平均年龄值为

47.6±1.8 Ma (MSWD=6.6). 该组年龄数据点在谐和图上相对集中分布, 可信度高, 代表了该片麻岩发生变质作用的时间.

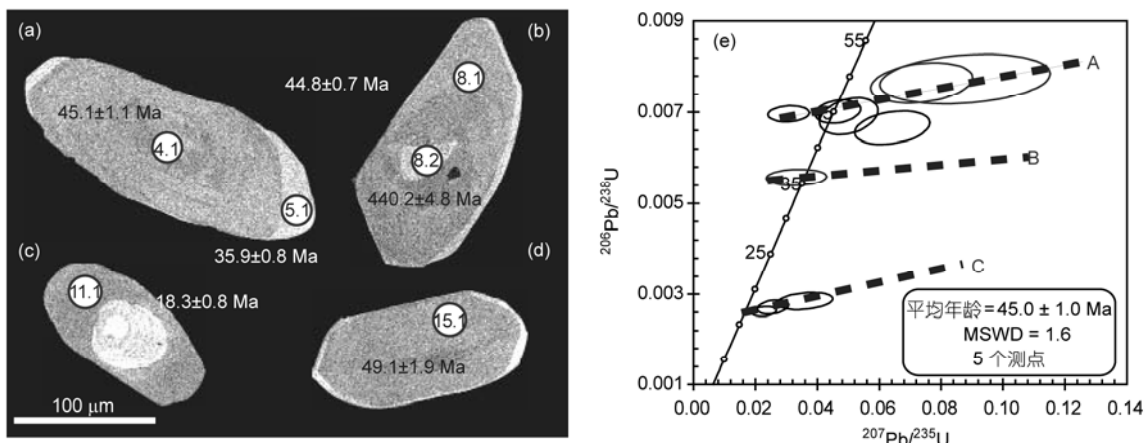


图4 石榴角闪岩 T0388 中锆石的 CL 图像((a)~(d))和 SHRIMP U/Pb 定年谐和图(e)

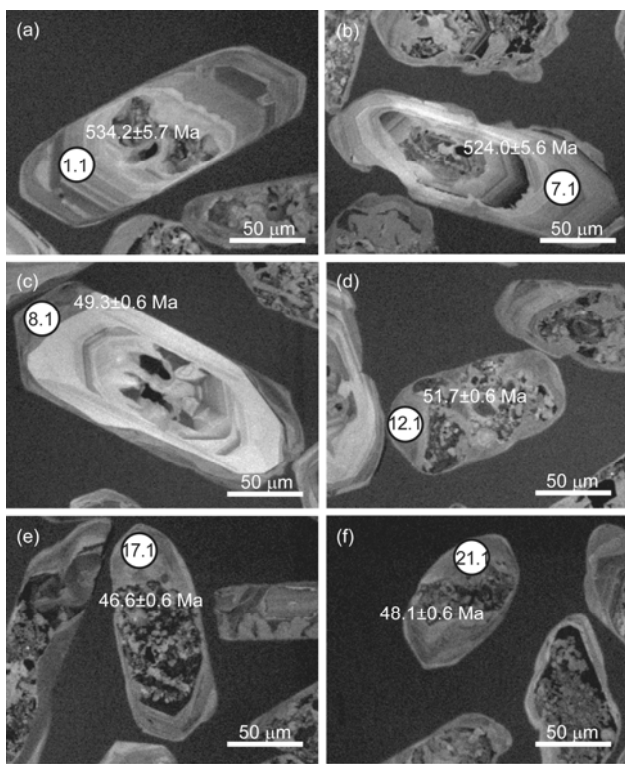


图5 黑云母花岗质片麻岩 T0395-03 的锆石 CL 图像

5 讨论

5.1 喜马拉雅带内的高级变质作用

已有的研究表明^[13,16~20,51,52], 雅拉香波穹窿内的高级变质岩和花岗岩记录了中下地壳岩石的构造变形、高级变质作用和部分熔融作用的关键信息. 按照

岩石的地质产状(图 2(a)和(b)), 矿物组合和显微结构(图 3), 穹窿内的角闪岩分为 3 类. A 类角闪岩呈透镜体包裹在强烈变形的石榴石石墨片岩中(图 2(a)和 3(a)), 虽然进行了多次采样, 但此类角闪岩中的锆石含量非常有限, 目前为止还没有挑选到适量的适合测年的锆石. Nd 同位素显示此类角闪岩中 Nd 为正值 ($\epsilon_{Nd}(i)=+1.6\sim+1.9$)^[17], 且 MgO 和 FeO 含量很高^[54], 表明 A 类角闪岩可能是侵入到泥质岩的较年轻基性物质. B 类为石榴角闪混合岩, 呈板状顺层侵入到花岗质片麻岩或大理岩中(图 2(b)), 显微结构显示此类角闪岩经历了明显的部分熔融作用(图 3(b)), 形成了由石英、斜长石和钾长石组成的条带状淡色体和石榴石、角闪石、绿帘石和榍石组成的中色体. 该类角闪岩 Nd 为负值 ($\epsilon_{Nd}(i)=-12.0\sim-6.4$)和核部锆石年龄 >440 Ma^[17], 表明该类角闪岩的原岩是较古老的基性物质. 由于该类角闪岩经历了部分熔融作用, 含有较多的浅色体, SiO₂ 含量大于 68%, MgO 和 FeO 含量很低^[54]. 同时该类角闪岩的锆石也显示了 2 种显微结构^[17], 大部分锆石由震荡环带的核部和暗灰色均一化的边部组成, 少量锆石显示了发育很好的具振荡环带的边部, 与部分熔融作用有关. 暗灰色均一化边部锆石的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 变质年龄为 43.5 ± 1.3 Ma, 与岩浆型的边部年龄一致, 表明此类角闪岩的变质作用与部分熔融同时发生^[17]. C 类角闪岩与 B 类石榴角闪混合岩的岩石产状一致, 显微结构稍有差别, 不显示部分熔融形成的显微结构. 锆石 CL 图像(图 4(a)~(d))显示, 大部分锆石为次圆状, 结构均一, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 变质年龄为 45.0 ± 1.0 Ma(图 4(e)). C 类角闪岩 Nd 为负

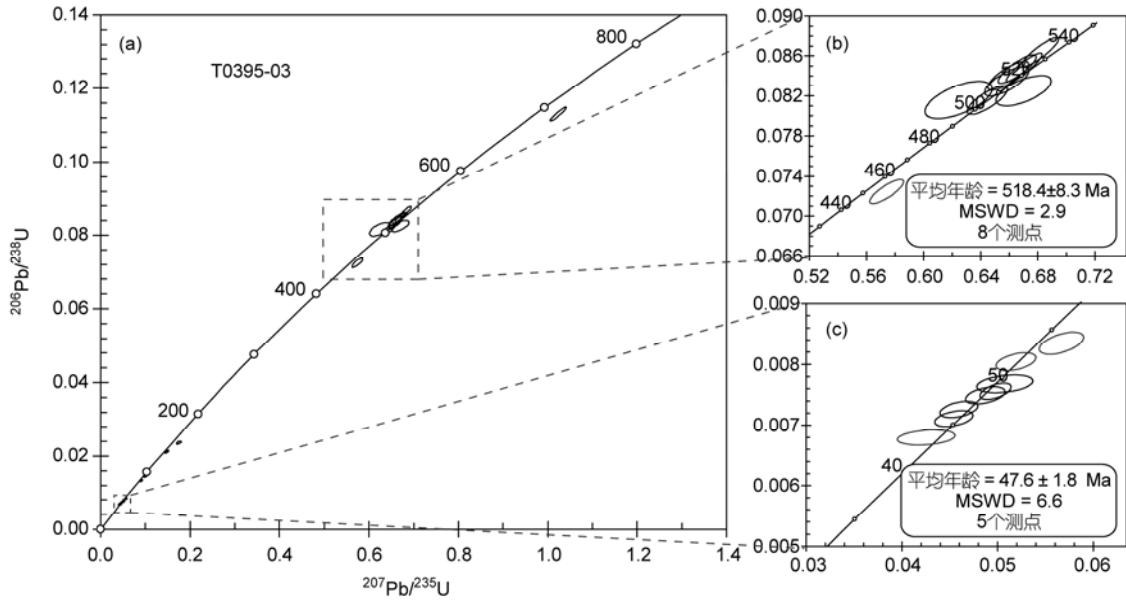


图 6 黑云母花岗质片麻岩 T0395-03 的锆石 SHRIMP U/Pb 定年谐和图

值($\epsilon_{Nd}(t) = -4.3 \sim -4.5$)^[17], SiO₂ 含量约为 48%, MgO 和 FeO 含量较高, 大于 3.5%^[54]. B 类石榴角闪混合岩记录的变质年龄比 C 类角闪岩的变质年龄约晚 2 Ma, 即雅拉香波穹窿内角闪岩的变质作用发生在 45.0±1.0 Ma, 与部分熔融相关的变质作用的时间为 43.5±1.3 Ma.

花岗质片麻岩 T0395-03 中部分锆石具有核-幔-边结构, 幔部为典型的韵律生长环带(图 5(a)~(c)). 岩浆结晶年龄为 518.4±8.3 Ma(图 6(b)), 这和许多喜马拉雅花岗质片麻岩的原岩年龄相似^[5,40,47], 表明花岗质片麻岩原岩的形成与安第斯型造山作用相关^[48,55~57]. 另一组锆石受 U 放射性衰变的影响大部分区域遭受了强烈的破坏和重结晶, 显示为似泡沫状结构, 暗灰色均一的边部较干净(图 5(f)), 这种锆石的结构与许多喜马拉雅淡色花岗岩中的锆石结构相似, 可能与变质作用相关的部分熔融事件有关. 边部 SHRIMP 锆石 U/Pb 变质年龄为 47.6±1.8 Ma(图 6(c)), 且在其他花岗质片麻岩和石榴石十字石云母片岩中也记录了大约 47~37 Ma 的变质事件^[54].

使用偏光显微镜和扫描电子显微镜对石榴角闪岩、花岗质片麻岩和泥质片麻岩的矿物组成和显微结构进行详细观测. 泥质片麻岩中石榴石比较复杂, 具有多次继承性核部, 这不仅表现在包裹体组成上(图 3(d)~(f)), 同时也表现在微量元素地球化学特征上^[54]. 同时, SHRIMP 锆石 U/Pb 定年结果也显示锆石具有

多阶段继承性核部, 这些锆石具有非常宽的年龄范围, 从 >100 Ma 到 2353 Ma. 我们从泥质片麻岩中识别出与花岗岩的形成相关的黑云母脱水熔融的显微结构(图 3(e)): 第四期石榴石为它形, 长条带状, 与蓝晶石形态相似, 内部含多组定向排列的钛铁矿和金红石, 钛铁矿延伸到外围的黑云母中, 即黑云母+斜长石+铝硅酸盐+石英→石榴石+钾长石+熔体+含钛相^[14,54]. 使用具有这种特征的石榴石的成分, 来计算与部分熔融相关的变质作用的 *P-T*, 由于片麻岩受到了后期热事件的变质重置, 如, 43~44 Ma 二云母花岗岩或后期淡色花岗岩的侵入, 计算所得的温度偏低, 为 624~648 °C, 压力为 0.8~1.0 GPa^[54]. 对石榴角闪岩中的石榴石、角闪石和斜长石进行了成分环带测试, 选取达到局部平衡的矿物组合进行温压估算, 得到近峰期的温压条件, 即 872~892 °C 和 1.0~1.1 GPa, 属于麻粒岩相^[54], 与混合岩化石榴角闪岩所呈现的特征一致.

上述年代学分析和温压计算表明, 在雅拉香波穹窿内, 具有不同地质产状和矿物组合的角闪岩和片麻岩都记录了大约 45~47 Ma 的麻粒岩相变质作用和与部分熔融相关 43.5±1.3 Ma 的变质作用^[17]. 该穹窿的麻粒岩相变质作用与高喜马拉雅带内 Kaghan 含柯石英的榴辉岩相(46.4±0.1 Ma, 锆石 U-Pb 年龄)^[23] 和围岩片麻岩的高级变质作用^[22] 发生时间相近. 与同处于北喜马拉雅带 Ladakh 地区变基性岩相比, 与

角闪岩相退变质作用的 Sm-Nd 年龄一致^[21], 但稍晚于榴辉岩峰期变质 Lu-Hf 和 Sm-Nd 年龄^[21]. 这些数据表明, 位于北喜马拉雅带的高级变质岩可能代表了俯冲印度大陆地壳的前锋, 不同位置所保存的变质历史存在明显的差异. 在北喜马拉雅带内, 榴辉岩相变质作用发生在大约 55 Ma, 高角闪岩-麻粒岩相变质作用发生在 45~47 Ma, 与增厚地壳条件下部分熔融相关的变质作用发生在 43.5 ± 1.3 Ma, 同时形成具有高 Sr/Y 比值的二云母花岗岩^[17].

5.2 变质作用和部分熔融作用的关系

喜马拉雅造山带是还在活动的碰撞造山带的典例, 与世界上许多碰撞造山带(如苏鲁超高压变质带)一样, 不仅经历了超高压变质作用^[21-23,58], 而且经历了快速折返作用和伴随的变质作用及部分熔融作用. 实验岩石学研究^[59,60]和理论计算^[61]都表明, 大型碰撞造山带中, 陆壳物质深俯冲或快速折返早期, 在超高压-高压条件下, 易熔组分通过不同的部分熔融反应形成花岗质熔体, 如, 超高压矿物中的多晶包裹体^[62-64], 和同构造花岗岩脉或花岗岩体^[65-68]. 最近几年在雅拉香波地区的研究结果表明, 穹窿内发生了 3 期部分熔融事件(43~44, 35 和 17~20 Ma)和 2 期变质事件(45~47 和 43 Ma). 在整个喜马拉雅造山带内, 已有的研究结果显示: (1) 在北喜马拉雅穹窿内, 增厚地壳条件下的部分熔融事件发生在 35~44 Ma, 快速折返阶段的部分熔融年龄为 10~27 Ma^[13,16,17,24], 相应地, 高喜马拉雅带部分熔融时限分别为 32~37 和 10~24 Ma^[15,27-29]. (2) > 30 Ma 的二云母花岗岩和淡色花岗岩的形成机理是增厚地壳条件下, 以角闪岩脱水熔融为主, 变泥质岩部分熔融为辅的部分熔融作用^[16-20], 但是, 较年轻的淡色花岗岩(<27 Ma)是在快速折返过程中, 变泥质岩发生云母脱水部分熔融作用的结果^[25-29,32-37]. 与喜马拉雅造山带相比, 苏鲁超高压变质带缺乏增厚地壳条件下的部分熔融记录. 大量的研究已表明: 苏鲁超高压岩石的原岩形成后, 约 230~245 Ma 发生过超高压变质作用^[67,69,70]. 在 210~215 Ma, 伴随着深俯冲岩片的快速折返, 发生麻粒岩相^[67]或角闪岩相^[71]的退变质作用和明显的部分熔融作用^[66-68]. 上述特征表明, 在喜马拉雅造山带中, 虽然不同区域部分熔融作用发生的时限和形成机理存在着明显的差异性, 但与苏鲁超高压带相似的是, 俯冲板片的快速折返都伴随着不同程度的

部分熔融. 本研究揭示了喜马拉雅造山带发生过至少是高角闪岩相的变质作用和伴随的部分熔融作用, 表明在造山带的地壳缩短增厚过程中, 下地壳岩石可发生部分熔融, 形成与快速折返导致的减压部分熔融完全不一样的具有高 Na/K 和 Sr/Y 比值的花岗质岩浆. 苏鲁超高压变质带是否存在相似的记录是未来研究的关键课题. 另外, Harold 等人^[72]研究了新西兰 Fiordland 麻粒岩的麻粒岩相变质作用和部分熔融的时限, 发现两者之间存在 2~4 Ma 的时间差. 在雅拉香波穹窿内, 未混合岩化石榴角闪岩和花岗质片麻岩的变质年龄为 45~47 Ma, 比石榴角闪混合岩的年龄早 2~4 Ma, 与 Harold 等人^[72]的结果相似. 在下地壳条件下, 变质作用和深熔作用之间是否存在类似的时间差, 是否具有普遍性, 是什么机理? 这些都是有待深入研究的重要问题.

5.3 构造动力学意义

印度板块和欧亚板块陆陆碰撞时限和构造演化过程是喜马拉雅造山带研究的前缘课题, 国内外许多学者在不同区域, 从不同侧面进行了大量的研究. 到目前为止, 对陆陆碰撞的起始时间还没有形成统一的认识. 大多数研究表明印度-欧亚板块的碰撞作用主要发生在 50 Ma 或之前, 可能具有穿时性^[2,3,6-9]. 在重新审视了当时已有的古地磁数据、沉积记录和新的野外观测结果的基础上, Aitchison 等人^[11]提出了新的两阶段碰撞模型: 认为印度大陆在古新世先和残留的侏罗纪大洋岛弧发生碰撞, 随后印度板块(包括印度大陆和残留岛弧)和欧亚板块在 35 Ma 左右发生碰撞. 但是, Garzanti 等人^[73]对此提出强烈的质疑. 最近一些学者在拉萨附近开展了高质量的古地磁研究, 获得的结果也不支持 Aitchison 的观点^[74-76]. 同时, Lippert 等人^[10]重新分析了自 20 世纪 80 年代以来藏南所有的(86个)的古地磁数据, 认为特提斯喜马拉雅和亚洲板块的碰撞发生在 47.0 ± 6.5 Ma. 这些研究表明, 印度板块的北缘和特提斯喜马拉雅在约 45 Ma 左右已经处于碰撞背景之中, 发生了缩短变形和增厚作用^[13].

在碰撞造山作用的早期, 强烈的构造变形和地壳缩短作用应伴随相应的深部地壳的变质甚至深熔作用, 识别和厘定这些作用的性质和时限不仅在深化认识造山带本身的早期构造演化历史, 而且在了解碰撞造山作用中, 深部地壳的物理和化学行为方

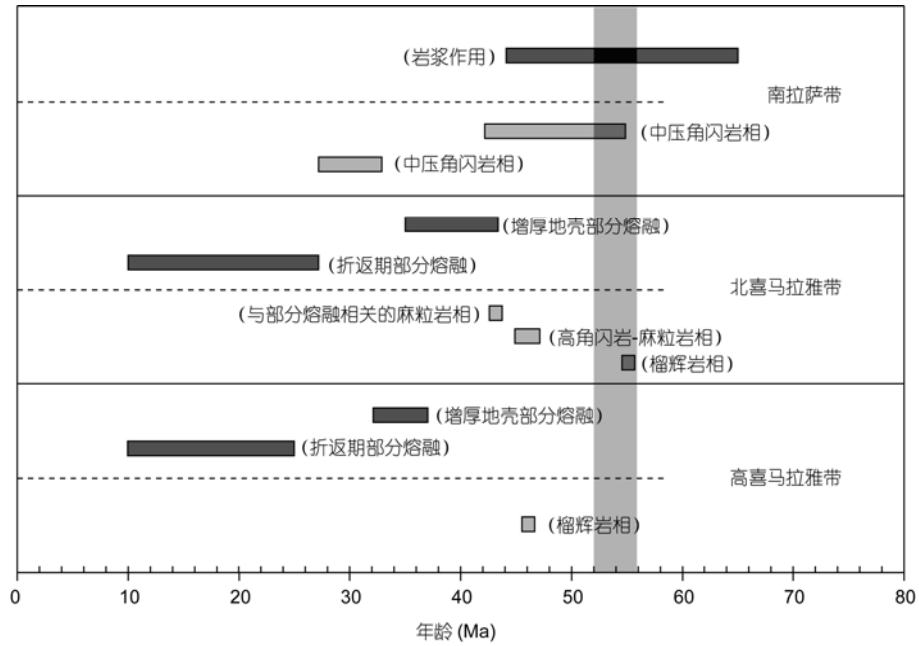


图7 高喜马拉雅带、北喜马拉雅带和南拉萨带内新生代的岩浆作用和变质事件序列
数据来自于文献[13, 15~17, 21~24, 27~29, 54, 78~80]

面都具有重要的科学意义。在图7中，我们总结了藏南地区3个不同构造带(高喜马拉雅带、北喜马拉雅片麻岩穹窿和南拉萨带)经历的变质作用和岩浆作用的时限。已有研究表明，在位于碰撞带上盘的南拉萨带中，自80 Ma以来，经历了44~65 Ma以林子宗火山岩和冈底斯花岗岩为代表的岩浆作用^[77-79]和2期中压角闪岩相变质作用，时限分别为42~55 Ma^[79,80]和27~33 Ma^[80]。通过对比高喜马拉雅带、北喜马拉雅带和南拉萨带新生代变质和岩浆事件序列(图7)，发现碰撞带下盘高于角闪岩相的变质作用发生的时间与上盘第一期中压变质作用和岩浆作用的时间相

似，但下盘的高喜马拉雅带和北喜马拉雅带经历了高达含柯石英的榴辉岩相的超高压变质作用，表明此时印度板块已经处于碰撞背景之中，则初始陆陆碰撞时间应该>55 Ma。在碰撞带下盘，增厚地壳条件下发生的部分熔融作用时间最早为44 Ma，上盘与板块汇聚相关的岩浆作用持续到44 Ma。由于在增厚地壳条件下，要使下地壳基性物质发生部分熔融，需要来自地幔的加热作用，在喜马拉雅碰撞造山带的早期，俯冲板片的回卷或断离^[9,81-83]，可能是导致约43~44 Ma碰撞带上下盘同时发生部分熔融，形成各自不同性质岩浆岩的主要机制。

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
- 2 Hodges K V. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geol Soc Amer Bull*, 2000, 112: 324-350
- 3 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211-280
- 4 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
- 5 许志琴, 杨经绥, 梁凤华, 等. 喜马拉雅地体的泛非——早古生代造山事件年龄记录. *岩石学报*, 2005, 21: 1-12
- 6 Rowley D B. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 145: 1-13
- 7 Ding L, Kapp P, Zhong D, et al. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *J Petrol*, 2003, 44: 1833-1865

- 8 Zhu B, Kidd W S F, Rowley D B, et al. Age of initiation of the India-Asia collision in the east-central Himalaya. *J Geol*, 2005, 113: 265–285
- 9 Mo X X, Niu Y L, Dong G C, et al. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet. *Chem Geol*, 2008, 250: 49–67
- 10 Lippert P C, Van Hinsbergen D J, Dupont Nivet G, et al. Consensus on the Eocene latitude of Lhasa and the age of the Tethyan Himalaya-Asia Collision? In: Abstract T33F-03 presented at 2010 Fall Meeting. AGU, 2010. 13–17
- 11 Aitchison J C, Ali J R, Davis A M. When and where did India and Asia collide? *J Geophys Res*, 2007, 112: B05423
- 12 Ding L, Kapp P, Wan X. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and Initial India-Asia collision, south-central Tibet. *Tectonics*, 2005, 24: TC3001
- 13 Aikman A B, Harrison T M, Ding L. Evidence for Early (>44 Ma) Himalayan Crustal Thickening, Tethyan Himalaya, southeastern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 274: 14–23
- 14 曾令森, 梁风华, 许志琴, 等. 喜马拉雅造山带变泥质岩系及其地球化学特征. *岩石学报*, 2008, 24: 1517–1527
- 15 杨雄英, 张进江, 戚国伟, 等. 吉隆盆地周缘构造变形特征及藏南拆离系启动年龄. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 1128–1139
- 16 曾令森, 刘静, 高利娥, 等. 藏南也拉香波穹隆早渐新世地壳深熔作用及其地质意义. *科学通报*, 2009, 54: 373–381
- 17 Zeng L S, Gao L E, Xie K J, et al. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes: Melting thickened lower continental crust. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 303: 251–266
- 18 高利娥, 曾令森, 刘静, 等. 藏南也拉香波早渐新世富钠过铝质淡色花岗岩的成因机制及其构造动力学意义. *岩石学报*, 2009, 25: 2289–2302
- 19 高利娥, 曾令森, 胡古月. 藏南确当高 Sr/Y 比值二云母花岗岩的形成机制及其构造动力学意义. *地质通报*, 2010, 29: 214–226
- 20 谢家, 曾令森, 刘静, 等. 西藏南部晚始新世打拉埃达克质花岗岩及其构造动力学意义. *岩石学报*, 2010, 26: 1016–1026
- 21 De Sigoyer J, Chavagnac V, Blichert T J, et al. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 2000, 28: 487–490
- 22 Kaneko Y, Katayama I, Yamamoto H, et al. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: Sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia. *J Metamorph Geol*, 2003, 21: 589–599
- 23 Parrish R R, Gough S J, Searle M P, et al. Plate velocity exhumation of ultrahigh-pressure eclogites in the Pakistan Himalaya. *Geology*, 2006, 34: 989–992
- 24 Zhang H F, Harris N, Parrish 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
- 25 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: 2090–2094
- 26 张宏飞, Harris N, Parrish R, 等. 北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学: 区域对比、岩石成因及其构造意义. *地球科学*, 2005, 30: 275–288
- 27 Harris N, Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 1994, 13: 1537–1546
- 28 Harris N, Ayres M, Massey J. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite-implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *J Geophys Res*, 1995, 100: 15767–15777
- 29 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
- 30 Harrison T M, Grove M, Lovera O M, et al. The origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism: Models and constraints. *J Asian Earth Sci*, 1999, 17: 755–772
- 31 Searle M P, Szulc A G. Channel Flow and ductile extrusion of the High Himalayan slab, Kangchenjunga-Darjeeling profile, Sikkim Himalaya. *J Asian Earth Sci*, 2005, 25: 173–185
- 32 Guillot S, Le Fort P. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos*, 1995, 35: 221–234
- 33 Ayres M, Harris N, Vance D. Possible constraints on anatectic melt residence times from accessory mineral dissolution rates: An example from Himalayan leucogranites. *Mineral Mag*, 1997, 61: 29–36
- 34 Breton N L, Thompson A B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 99: 226–237
- 35 Patiño Douce A E, Harris N. Experimental constraints on Himalayan Anatexis. *J Petrol*, 1998, 39: 689–710
- 36 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 喜马拉雅造山带下地壳麻粒岩成因: 来自高温高压实验的证据. *科学通报*, 2001, 46: 2025–2030
- 37 Knesel K M, Davidson J P. Insight into collisional magmatism from isotopic fingerprints of melting reactions. *Science*, 2002, 296: 2206–2208
- 38 Le Fort P. Manaslu leucogranite: A collision signature of the Himalaya a model for its genesis and emplacement. *J Geophys Res*, 1981, 86: 10545–10568

- 39 Debon F, Le Fort P, Sheppard S, 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: 219–250
- 40 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
- 41 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
- 42 Le Fort P, Cuney M, Deniel C, et al. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 1987, 134: 39–57
- 43 Inger S, Harris N. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *J Petrol*, 1993, 34: 345–368
- 44 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
- 45 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
- 46 King J, Harris N, Argles T, et al. The contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet. *Geol Soc Amer Bull*, 2011, 123: 218–239
- 47 Lee J, Hacker B R, Dinklage W S, et al. Evolution of the Kangmar dome, southern Tibet: Structural, petrologic and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 2000, 19: 872–895
- 48 Cawood P A, Johnson M R W, Nemchin A A. Early Palaeozoic orogenesis along the Indian margin of Gondwana: Tectonic response to Gondwana assembly. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 255: 70–84
- 49 Quigley M C, Yu L J, Gregory C, et al. U-Pb SHRIMP zircon geochronology and T-t-d history of the Kampa Dome, southern Tibet. *Tectonophysics*, 2008, 446: 97–113
- 50 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
- 51 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: 16–30
- 52 戚学祥, 曾令森, 孟祥金, 等. 特提斯喜马拉雅奴拉花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. *岩石学报*, 2008, 24: 1501–1508
- 53 Zeng L S, Gao L E, Xie K J, et al. Concurrence of Mid-Miocene high Sr/Y granite and leucogranite in the Yardoi gneiss dome, Tethyan Himalaya, Southern Tibet. *Geochim Cosmochim Acta*, 2011
- 54 高利娥. 藏南雅拉香波片麻岩穹隆的变质作用以其深熔事件的研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质科学院, 2010
- 55 Kusky T M, Abdelsalam M, Stern R J, et al. Evolution of the east African and related orogens, and the assembly of the Gondwana. *Pre-cambrian Res*, 2003, 123: 81–85
- 56 张泽明, 王金丽, 沈昆, 等. 环冈瓦纳大陆周缘的古生代造山作用: 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群的岩石学和年代学证据. *岩石学报*, 2008, 24: 1627–1637
- 57 王晓先, 张进江, 杨雄英, 等. 藏南吉隆地区早古生代大喜马拉雅片麻岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义. *地学前缘*, 2011, 18: 127–139
- 58 O'Brien P J, Zotov N, Law R, et al. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*, 2001, 29: 435–438
- 59 Auzanneau E, Vielzeuf D, Schmidt M W. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust. *Contrib Mineral Petrol*, 2006, 152: 125–148
- 60 Hermann J, Spandler C J. Sediment melts at sub-arc depths: An experimental study. *J Petrol*, 2008, 49: 717–740
- 61 Yang J J, Powell R. Calculated Phase Relations in the System $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ with Applications to UHP Eclogites and Whiteschists. *J Petrol*, 2006, 47: 2047–2071
- 62 Korsakov A V, Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 241: 104–118
- 63 曾令森, 刘福来, 梁凤华, 等. 苏鲁榴辉岩钾长石+石英聚合体中重晶石族矿物及其意义. *科学通报*, 2007, 52: 2312–2318
- 64 曾令森, 梁凤华, Asimow P, 等. 深俯冲陆壳岩石部分熔融与苏鲁超高压榴辉岩中长英质多晶包裹体的形成. *科学通报*, 2009, 54: 1826–1840
- 65 Chen J F, Xie Z, Li H M, et al. U-Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. *Geochem J*, 2003, 37: 35–46
- 66 Wallis S, Tsuboi M, Suzuki K, et al. Role of partial melting in the evolution of the Sulu (eastern China) ultrahigh-pressure terrane. *Geology*, 2005, 33: 129–132

- 67 Liu F L, Robinson P T, Gerdes A, et al. Zircon U-Pb ages, REE concentrations and Hf isotope compositions of granitic leucosome and pegmatite from the North Sulu UHP terrane in China: Constraints on the timing and nature of partial melting. *Lithos*, 2010, 117: 247–268
- 68 曾令森, 高利娥, 于俊杰, 等. 苏鲁仰口超高压岩石 SHRIMP 锆石 U/Pb 定年与部分熔融时限. *岩石学报*, 2011, 27: 1085–1094
- 69 Xu Z Q, Zeng L S, Liu F L, et al. Polyphase subduction and exhumation of the Sulu high-pressure-ultrahigh-pressure metamorphic terrane. *Geol Soc Am Spec Paper*, 2006, 403: 93–113
- 70 郑永飞. 超高压变质与大陆碰撞研究进展: 以大别-苏鲁造山带为例. *科学通报*, 2008, 53: 2129–2152
- 71 Liu F L, Gerdes A, Liou J G, et al. Unique coesite-bearing zircon from allanite-bearing gneisses: U-Pb, REE and Lu-Hf properties and implications for the evolution of the Sulu UHP terrane, China. *Eur J Mineral*, 2009, 21: 1225–1250
- 72 Harold S, Andrew T, Carlos Z, et al. Timing and duration of garnet granulite metamorphism in magmatic arc crust, Fiordland, New Zealand. *Chem Geol*, 2010, 273: 91–110
- 73 Garzanti E. Comment on “When and where did India and Asia collide?” by Jonathan C A, Jason R A, and Aileen M D. *J Geophys Res*, 2008, 113: B04411
- 74 Chen J, Huang B, Sun L. New constraints to the onset of the India-Asia collision: Paleomagnetic reconnaissance on the Linzizong Group in the Lhasa Block, China. *Tectonophysics*, 2010, 489: 189–209
- 75 Dupont-Nivet G, Lippert P C, Van Hinsbergen D J, et al. Paleolatitude and age of the Indo-Asia collision: Paleomagnetic constraints. *Geophys J Int*, 2010, 182: 1189–1198
- 76 Liebke U, Appel E, Ding L, et al. Position of the Lhasa terrane prior to India-Asia collision derived from palaeomagnetic inclinations of 53 Ma old dykes of the Linzhou Basin: Constraints on the age of collision and post-collisional shortening within the Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 2010, 182: 1199–1215
- 77 谢克家, 曾令森, 刘静, 等. 藏南昂仁县桑桑地区林子宗火山岩的形成时代和地球化学特征. *地质通报*, 2011, 30: 1339–1352
- 78 Guo L, Zhang H F, Harris N, et al. Paleogene crustal anatexis and metamorphism in Lhasa terrane, eastern Himalayan syntaxis: Evidence from U-Pb zircon ages and Hf isotopic compositions of the Nyingchi Complex. *Gondwana Res*, 2011, doi: 10.1016/j.gr.2011.03.002
- 79 Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 301: 241–255
- 80 董昕. 青藏高原拉萨地体南部高级变质岩系的起源与演化: 岩石学与年代学研究. 博士学位论文. 北京: 中国地质科学院, 2011
- 81 Davis J H, von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 129: 85–102
- 82 Chemenda A I, Burg J P, Mattauer M. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: Geopem based on new modelling, geological and geophysical data. *Earth Plant Sci Lett*, 2000, 174: 397–409
- 83 Kohn M J, Parkinson C D. Petrologic case for Eocene slab break off during the Indo-Asian collision. *Geology*, 2002, 30: 591–594