藏南聂拉木高喜马拉雅结晶岩系上部韧性变形年代学及地质意义

刘小兵^{①②③}, 刘小汉^①, LELOUP P. H.^②, MAHEO G.^②, PAQUETTE J. L.^④, 张鑫刚^③, 周学君^①

① 中国科学院青藏高原研究所, 大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100085;

② Laboratoire des sciences de la terre de Lyon, Terre, Planètes, Environnement, CNRS UMR 5276, Université Lyon1-ENS Lyon, Villeurbanne, 69622, France;

③ 中国科学院研究生院, 北京 100049;

④ Laboratoire Magmas et Volcans, CNRS UMR 6524, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 63038, France

E-mail: xiao-bing.liu@hotmail.com

2012-03-27 收稿, 2012-04-24 接受

国家南北极环境综合考察专项计划(CHINARE2012-02-02)和 INSU-CNRS SYSTER 资助

摘要 藏南拆离断层系(STDS)为低角度正断层, 其上盘为特提斯喜马拉雅沉积岩系, 下盘为高喜马拉雅结晶岩系。厘定与 STDS 有关的变形时限, 对深入理解喜马拉雅造山带的变形机制与构造演化具有重要意义。聂拉木拆离断层(ND)(86°E)位于 STDS 中段(81°~89°E), ND 下盘不同构造位置(即采样点位与 ND 的构造距离)的变形花岗质岩脉具有一定程度的同构造特征, 锆石-独居石 U-Th/Pb 年龄可以不同程度地厘定变形时间: (1) 样品 T11N37(ND 下盘约 3500 m 构造位置)的侵位年龄为 27.4 ± 0.2 Ma; (2) 样品 T11N32(ND 下盘约 1400 m 构造位置)的侵位年龄为 22.0 ± 0.3 Ma; (3) 样品 T11N25(ND 下盘约 150 m 构造位置)的侵位年龄为 17.1 ± 0.2 Ma, 结合 ND 下盘冷却历史和 T11N25 变形温度, 认为其变形最晚开始时间约为 16 Ma。年代学结果表明, 变形作用的最晚开始时间由下盘往拆离面逐渐变年轻。因此提出 ND 下盘变形迁移的新模式, 即 ND 下盘在约 27.5 Ma 之前开始纯剪切为主的变形作用, 随后变形以约 0.3 mm/a 的速率向拆离面移动, 并于约 18 Ma 在藏南拆离断层剪切带(STDsz)底部转化为简单剪切变形为主。由于 ND 变形结束于 14~13 Ma, 这意味着北向剪切作用的持续时限小于约 5 Ma, 对下地壳流动模型提出新的挑战。

关键词

高喜马拉雅结晶岩系
上部(UHCS)
藏南拆离断层剪切带
(STDsz)
聂拉木拆离断层(ND)
锆石-独居石 U-Th/Pb
年龄
变形迁移

Burg 等人^[1]首先提出藏南拆离断层系(STDS)这一概念。作为印度板块与欧亚板块陆-陆碰撞后造山带作用的结果, STDS 是一条以韧性正断层为主的构造带。很多研究者认为沿 STDS 的正断层活动与高喜马拉雅结晶岩系上部(UHCS)的花岗岩岩浆作用有关, 岩浆活动时间发生在 24~12 Ma^[2~22]和 ≤ 36 Ma^[6,23,24]。年龄差异可能是由于: (1) 不同样品的不同年龄组的解释差异; (2) 测年花岗岩的构造关系(构造前, 同构造或构造后)不同; (3) 变形与岩浆作

用可能会随时间而相互迁移, 从而产生一些年龄结果的表面矛盾。

最新研究认为, 在 STD 剪切带(STDsz)变形局部化之前, 与 STD 相关的变形表现为由下盘向 STDsz 移动^[14,25]。这一假设对了解 STDsz 变形-演化历史, 喜马拉雅造山带和低角度拆离断层变形机制具有重要意义。因此, 本文试图通过对 ND 下盘不同构造位置变形岩脉的 U-Th/Pb 年代学研究, 深化认识变形作用的时间-空间演化规律。

英文版见: Liu X B, Liu X H, Leloup P H, et al. Ductile deformation within upper Himalaya crystalline sequence and geological implications, in Nyalam area, Southern Tibet. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5228-6

1 地质背景

1.1 藏南拆离系(STDS)

藏南拆离断层系(STDS)近平行于喜马拉雅造山带,延伸距离大于 1000 km,呈近 E-W 向条带状,展布于高喜马拉雅结晶岩系(HCS)与特提斯喜马拉雅沉积岩(TSS)之间,以北倾韧性正断层为主(图 1)^[1,26,27]. STD 主要发育于近平行,北向缓倾的构造单元中:(1) TSS 中发育一些脆性正断层;(2) 未变质 TSS 和下伏变质岩接触,其界线为 STD;(3) HCS 顶部发育有韧性剪切带,即 STD 剪切带(STDsz),STDsz 内片麻岩,大理岩,石英岩和糜棱岩化淡色花岗岩均发生强烈变形,其运动指向为 N-NE 向滑动^[1,14,19,24,26,28~30]. 大量的淡色花岗岩体和岩脉常侵入高喜马拉雅结晶系上部(UHCS,即 STDsz 及其下盘),变形岩脉通常平行于围岩面理,可见后期末变形岩墙穿切顺层变形岩脉和围岩面理,但未变形岩墙没有切穿 STD. 这些花岗岩可以导致 STD 移动^[26]或由 STD 减压作用引起^[31],且普遍认为淡色花岗岩可以反映 STD 活动(见文献[32]). 在 STDS 中段(81°~89°E^[33]),例如从纳木那尼(81°E)至则古拉(89°E)(图 1),前人已经进行了较多研究,本研究主要集中于聂拉木(86°E)地区(图 1).

1.2 聂拉木拆离断层(ND)及下伏 UHCS

聂拉木拆离断层(ND)^[26]出露于聂拉木县城北约 30 km 处^[34],位于 STDS 中段(图 1 和 2(a)). 如甲村附近, UHCS 中变沉积岩和淡色花岗岩均发生强烈变形,近北向正断层剪切^[21,26],面理走向为 N70°,倾角为 30°N,线理倾伏向为 N35°(图 2(a)和(c)),类似于 STDS 其他分支断层^[3,14,15,24,28,30,35,36]. 在如甲村东侧,至少发育两条近 NNW-SSE 向右旋正断层,切割聂拉木拆离断层(图 2(a)). 扎松勒地区, UHCS 面理走向为 N45°,倾角为 45°N(图 2(a)). 由于晚期正断层作用, STD 和 UHCS 发生倾斜,面理倾角增大,使得 UHCS 厚度>3.5 km 的连续剖面出露于地表,各自采样点到 STD 的垂直距离即为 STD 之下的构造位置.

STD 上盘为奥陶纪未变质-弱变形灰岩夹细粒砂岩灰岩及细砂岩夹层,下盘为 STD 剪切带(STDsz),其间以一层厚约 10 m 的角砾状灰岩分隔. STDsz 厚度约 300 m,主要为白云岩或大理岩,石英岩,砂屑片岩和淡色花岗岩. STDsz 面理走向为 N50°,倾角 52°N,线理倾伏向为 N55°(图 2(d)),广泛发育有不对称褶皱和“σ”型旋转碎斑晶(图 3(a)和(b))等,表现为右旋剪切现象,表明 STD 发生倾斜之前应为北向剪切. STDsz 之下为片麻岩,并伴生有大理岩层^[34],其

图 1 藏南中部(80°~90°E)构造地质图(据 Leloup 等人^[14]修改)

GLB, 冈底斯-拉达克岩基; STMDG, 藏南变质穹窿及变质花岗岩; TSS, 特提斯沉积岩系; LS, 拉萨地块; UHCS, 高喜马拉雅结晶岩系上部; LoHCS, 高喜马拉雅结晶岩系下部; LHS, 小喜马拉雅岩系; Siwalik, 西瓦里克沉积; IYS, 印度河-雅鲁藏布江缝合带; ANF, 活动正断层; STDS, 藏南拆离系; MCTu, 上主中央逆冲断层; MCTl, 下主中央逆冲断层; MBT, 主边界逆冲断层; MFT, 主前缘逆冲断层. 图中红色方框指示图 2(a)区域地质图位置

图2 聂拉木 UHCS 区域地质图、构造剖面图及面理产状投影

(a) 聂拉木拆离断层及周缘地区区域地质图(据野外填图, Landsat ETM+遥感图像, Burchfiel 等人^[26]及朱同兴等人^[34]修改), 图中 NW-SE 向灰色实线为图 2(b)中构造剖面, 坐标系为 UTM 45; (b) 沿扎松勒山谷野外构造地质剖面图(据野外实测); (c)-(d)为 UHCS 面理或线理施密特网下半球投影, (c) 如甲 STDsz 面理和线理投影; (d) 扎松勒 STDsz 面理和线理投影; (e) 沿扎松勒山谷 STDsz 下盘 UHCS 面理投影, 未见拉伸线理

图3 扎松勒典型地质现象

(a) STDsz 中糜棱化白云岩中不对称褶皱, 红色箭头指示 NE 向韧性剪切作用; (b) 砂屑片岩中拉伸变形石英岩指示右旋剪切(GPS T204, 图 2(b)); (c) 弱面理化变形花岗质岩脉(T11N32), 后期弱变形岩脉穿切(GPS T207, 图 2(b)); (d) GPS T207 变形花岗质岩脉, 变形浅色花岗岩平行于围岩, 切割褶皱变形(1)和拉伸变形(2); (e) 变形花岗质岩脉(T11N37), 后期未变形岩脉穿切(GPS T209, 图 2(b)); (f) 变形花岗质岩脉(T11N37), 花岗质熔融体表现为侵入围岩面理(1); (g) STDsz 样品 T11N25 正交偏光显微照片, 斜长石(Pl)波状消光及石英(Qtz)亚颗粒旋转, 表明变形温度不低于 400~500 °C^[39,40]; (h) STDsz 之下样品 T11N32 正交偏光显微照片, 只有小的长石(Pl)颗粒发生波状消光, 大的长石颗粒表现出显微裂隙等, 表明可能早期变形温度高于 450 °C^[40], 并经历过后期的低温变形

面理产状近平行于 STDsz(图 2(e)), 拉伸线理或简单剪切变形极少发育。大量的花岗质岩脉平行于围岩面理, 强烈压扁, 同时发育有一些未变形岩墙或岩体穿切围岩面理(图 2(b))。

1.3 区内年代学研究

聂拉木 UHCS 中仅有的 U-Pb 年龄为混合岩-花岗岩中独居石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 平均年龄 $16.8 \pm 0.6 \text{ Ma}$ ^[37], 它可能代表一期与浅色体岩墙有关的熔融事件, 但由于

具体采样位置不明确,且缺少构造描述,因此难以进行更多的推论.黑云母-白云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 及锆石-磷灰石裂变径迹年代学研究表明:STD 经历过两期冷却历史,即 16 Ma 至 14~13 Ma 快速冷却($\geq 140^\circ\text{C}/\text{Ma}$),和随后的缓慢冷却($\leq 10^\circ\text{C}/\text{Ma}$)^[21],冷却速率的骤降表明 STD 于 13 Ma 停止移动.UHCS 的锆石裂变径迹年龄表明~12.6 Ma 之前为快速冷却,随后的缓慢冷却持续至 7.4 Ma^[38],与上述推论一致.

1.4 花岗质岩脉侵位与变形的构造关系-厘定 UHCS 变形时间的方法?

沿扎松勒山谷,大多数花岗质岩脉顺层侵入围岩之中,并发生强烈拉伸变形(图 3(c)~(f)),表明它们均受变形作用影响.在 STDsz 中,变形表现为以简单剪切作用为主,但是在 STDsz 之下则表现为纯剪切作用为主.在 STDsz 之下,弱变形(图 3(c))或未变形(图 3(e))岩脉穿切早期面理(图 2(b)).本文主要对 ND 下盘不同构造位置的顺层变形花岗质岩脉进行采样分析(图 2(b)).

样品 T11N25 位于 ND 下盘约 150 m 的构造位置,其矿物组成为石英+钾长石+斜长石+黑云母+白云母±电气石±石榴子石,平行于围岩砂屑片岩面理.片岩拉伸线理发育明显,为北向剪切.显微镜下观察表明斜长石(Pl)发生波状消光,石英(Qtz)具亚颗粒旋转重结晶(SGR) (图 3(g)),这表明变形温度不低于 400~500 ^[39,40].

样品 T11N32 位于 ND 下盘约 1400 m 的构造位置,其矿物组成为石英+钾长石+斜长石+黑云母+白云母±电气石,平行于围岩片麻岩面理,发生拉伸变形.片麻岩中拉伸线理不发育,未见非共轴变形现象.与 T11N32 成分相似的薄层岩脉发生褶皱和拉伸变形(图 3(d)),变形作用早于厚层花岗质岩脉,表明 T11N32 在围岩变形开始后发生岩浆侵位.显微镜下观察表明相对较小的斜长石(Pl)颗粒发生波状消光,大的长石颗粒表现出显微裂隙等,表明可能早期变形温度高于 450 ^[40],并经历过后期的低温变形.

样品 T11N37 位于 ND 下盘约 3500 m 的构造位置,其矿物组成为石英+钾长石+斜长石+黑云母+白云母±电气石,平行于围岩片麻岩面理.岩脉发生拉伸变形(图 3(e)),边部穿切围岩面理(图 3(f)),可能表明岩脉在变形开始后发生岩浆侵位.片麻岩中拉伸线理不发育,未见非共轴变形现象.

以上观察表明:(1) 由于后期断层作用,厚度 $\geq 300\text{ m}$ 的扎松勒 STDsz 发生倾斜,表现为右旋剪切;(2) 与 STD 有关的变形作用影响 UHCS 不小于 3500 m 的厚度范围;(3) STDsz 之下的 UHCS 表现出纯剪切特征为主;(4) UHCS 广泛发育平行于围岩面理的花岗质岩脉,它们很可能代表相应构造位置的同构造变形,其侵位年龄应可以代表该变形开始时间的下限;(5) 一些后期花岗质岩墙穿切 STDsz 之下的顺层变形岩脉和围岩面理,限制变形结束时间.

2 分析方法

为了厘定花岗质岩脉的结晶侵位年龄,从 3 个样品中分选出独居石或锆石颗粒,单矿物分选由廊坊市宇能岩石矿物分选实验室完成.每一样品重约 3 kg,人工将其破碎至 1 cm^3 大小,然后用 XZW100 振动磨样机将样品在直径 20 cm 的不锈钢砂浆粉碎约 5 s,利用清水淘洗,磁选和重液分选等方法分选出独居石-锆石颗粒.筛选出 $>75\text{ }\mu\text{m}$ 的独居石-锆石颗粒,将其粘贴于环氧树脂之上,机械化或人工抛光 $1/4\text{ }\mu\text{m}$ 厚度,以获取清晰的独居石-锆石的背散射(BSE)-阴极发光(CL)图像.BSE, CL 和 LA-ICPMS 实验在法国克莱蒙-费朗岩浆岩与火山实验室(Laboratoire Magmas et volcans, Clermont-Ferrand, France)完成.

LA-ICPMS 实验过程中,独居石和锆石的激光光斑直径分别为 9 和 $20\text{ }\mu\text{m}$.单个颗粒测定时激光预剥蚀时间为 20 s,测试点测试时间为 60 s,清洗时间为 30 s.分析过程中使用 Moacyr 独居石标样^[41]和 GJ-1 锆石标样^[42].在实验仪器启动与结束运行时,使用 Manangoutry 独居石标样^[43]或 91500 锆石标样^[44]来检测数据的可信度和精确度.最后利用 Isoplot/Ex v. 3.0 软件^[45]进行年龄计算.

3 独居石-锆石 U-Th/Pb 年代学结果与分析

锆石样品 T11N25 运用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ^[46]图解进行年代学分析,这是由于年代学数据位于普通 Pb(上交点)和锆石年龄(下交点)的混合线上,该方法通常适用于古生代锆石的原位定年法^[42,47].锆石封闭温度通常不低于 900 ^[48,49],但在喜马拉雅实例研究中,多运用封闭温度 750~800 ^[50].而聂拉木喜马拉雅结晶岩系上部片麻岩变质温度为 570~690 ^[51],其封闭温度高于该变质峰期温度,表明变

形花岗质岩脉受变质作用影响较小,多反映岩浆的侵位和结晶时间。

独居石样品 T11N32 和 T11N37 运用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 图解进行年代学分析。在年轻的独居石矿物中,由于 ^{238}U 衰变反应链的不平衡引起的过剩 ^{230}Th 生成过剩的 ^{206}Pb ^[52,53],其误差椭圆体通常表现为(近)垂直或反向不协调线性系列。独居石晶体 Th 含量较高,可以在非常短的时间内产生大量的 ^{208}Pb 子体,在 ^{208}Pb - ^{232}Th 衰变体系中没有长半衰期的中间子体^[54],因此运用原位技术进行年轻独居石的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 定年是一种较为完善的定年方法^[9,55]。独居石 U-Th/Pb 体系封闭温度一般为 725 ± 25 ^[52,56],甚至超过 750 ^[57] 或 900 ^[58],它在中低级变质作用中可以很好的保存^[59,60]。喜马拉雅淡色花岗岩的熔融温度多低于 $650\sim 750$ ^[61~64],低于锆石和独居石的封闭温度,在无大量流体作用的情况下锆石和独居石难以发生 Pb 扩散^[48,65,66]。

与锆石相比,独居石更难保存早期的继承年龄^[52,56~67]。因此,如果独居石 BSE 图像中无环带现象,我们将尽量在不同的独居石颗粒上进行 U-Th/Pb 年代学分析,以获得具代表性的岩浆侵位年龄;如果独居石 BSE 图像中有环带现象,将在同一颗粒上面根据环带情况测试 2~3 个点,以获得可能代表不同时期的岩浆侵位年龄。

3.1 样品 T11N25(GPS T204, STDsz)

锆石为自形-半自形,长柱状或次圆状,粒径多在 $50\sim 100\ \mu\text{m}$ 之间,长宽比一般为 $1.5:1$ 。CL 图像表明大部分锆石呈灰色,部分锆石具有白色的核部。锆石 Th 和 U 含量分别在 $80\sim 2141$ 和 $143\sim 27200\ \text{ppm}$ ($1\ \text{ppm}=1\ \mu\text{g/g}$, 余同)之间,Th/U 比值在 $0.03\sim 2.8$ 之间(表 S1),在 10 个测试点中,3 个(灰)白色的核部具有较高的 Th/U 比值,为 $0.28\sim 2.8$ (表 S1);7 个灰(黑)色的边部具有较低的 Th/U 比值,为 $0.03\sim 0.05$ (表 S1),它们的 Th/U 比值虽然较小,但清晰的韵律环带表明它们为岩浆成因(图 4(b))。锆石 LA-ICPMS 年龄测试结果表明,该样品分为早期继承性锆石年龄和晚期锆石结晶年龄(图 4(a)和(b))。

三个继承性锆石内核的年龄跨度很大,从 $365\ \text{Ma}$ 到 $2470\ \text{Ma}$ (表 S1,图 4(a))。在谐和图上,灰色的核部的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄约为 $2470\ \text{Ma}$ (图 4(a))。总体来看,这些内核锆石的年龄差别较大,说明它们可能来源

于不同时代的岩石构造单元,或经历过多期岩浆或变质作用。锆石 6 个边部和 1 个核部测试点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表观年龄则集中分布于 17.5 ± 0.2 与 $16.9\pm 0.2\ \text{Ma}$ 之间(表 S1,图 4(b)),其 U-Pb 下交点年龄值为 $17.1\pm 0.2\ \text{Ma}$ (MSWD=1.4)(图 4(b),表 1),这组年龄数据点在谐和图上相对集中分布,是边部锆石的结晶年龄,反映了岩浆的侵位和结晶时代。

3.2 样品 T11N32(GPS T207, STDsz 之下)

独居石多为自形-半自形,长柱状或次圆状,粒径多在 $60\sim 150\ \mu\text{m}$ 之间,长宽比一般为 $2:1$,背散射(BSE)图像中结构均匀,岩浆环带结构不明显,表明其年龄结果多反映最年轻的岩浆侵位和结晶时代。

独居石 LA-ICPMS 年龄测试结果表明,除 1 个独居石颗粒核部的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄为 $411.2\pm 4.0\ \text{Ma}$ (表 S2)外,其余 13 个独居石颗粒中 16 个测试点的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄集中分布于 22.6 ± 0.3 与 $21.4\pm 0.2\ \text{Ma}$ 之间(表 S2,图 4(c))。这 13 个独居石颗粒中,3 个独居石颗粒的核部和边部的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄分别为 22.6 ± 0.3 至 $21.4\pm 0.3\ \text{Ma}$ 和 21.6 ± 0.2 至 $21.4\pm 0.3\ \text{Ma}$ (表 S2,图 4(c));其余 10 个独居石颗粒的 2 个边部和 8 个核部 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄分别为 $21.6\sim 21.9\ \text{Ma}$ 和 $21.5\sim 22.6\ \text{Ma}$ (表 S2)。上述 16 个测试点(包括 5 个边部和 11 个核部)的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 平均年龄为 $22.0\pm 0.3\ \text{Ma}$ (MSWD=1.9)(图 4(c),表 1)。样品 T11N32 中的 U-Th/Pb 年龄范围约为 $21.4\sim 22.6\ \text{Ma}$,表明该变形花岗质岩脉在早中新世,即 $22\ \text{Ma}$ 左右发生岩浆侵位与结晶作用。

3.3 样品 T11N37(GPS T209, STDsz 之下)

独居石多为自形,长柱状,粒径多在 $200\sim 300\ \mu\text{m}$ 之间,长宽比多为 $1.5\sim 2.5:1$,背散射(BSE)图像中结构多具有岩浆环带构造,且内核多呈自形,表明独居石内核的年龄可以代表岩浆侵位年龄^[68]。独居石 LA-ICPMS 年龄测试结果表明,该样品有 3 组数据:年龄组 1, $30.1\pm 0.4\ \text{Ma}$ (图 4(d),表 1);年龄组 2, $27.4\pm 0.2\ \text{Ma}$ (图 4(e),表 1);年龄组 3, $24.6\pm 0.3\ \text{Ma}$ (图 4(f),表 1)。

在 5 个独居石颗粒中,5 个核部测试点的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄集中分布于 $30.4\pm 0.32\ \text{Ma}$ 与 $29.8\pm 0.31\ \text{Ma}$ 之间(表 S3,图 4(d)),其 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 平均年龄值为 $30.1\pm 0.4\ \text{Ma}$ (表 1,图 4(d))。总体看来,这 5 个独居石测试点内核的表观年龄差别很小,它们作

图4 锆石-独居石 U-Th/Pb 年龄及锆石 CL 和独居石 BSE 图像

阴极发光(CL)和背散射(BSE)图像内圆圈代表激光测试点的位置,但其直径稍大于激光光斑的实际斑径,圈内数字代表测试点位的编号,详见表S1~S3。(a) 样品 T11N25 锆石 LA-ICPMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和年龄图;(b) 样品 T11N25 锆石 LA-ICPMS Tera-Wasserburg 年龄图及锆石边部测试点 9.2 的 CL 图像;(c) 样品 T11N32 独居石 LA-ICPMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄图及独居石 BSE 图像,独居石核部和边部的 $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄近似表现出均一性,其年龄差值小于 1.2 Ma;(d) 样品 T11N37 独居石 LA-ICPMS 年龄组 1 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄图及独居石 BSE 图像,独居石核部和边部的 $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄表现出不均一性,其年龄差值大于 2.5 Ma,核部和边部年龄分别位于年龄组 1(图 4(d))和年龄组 2(图 4(e));(e) 样品 T11N37 独居石 LA-ICPMS 年龄组 2 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄图及独居石 BSE 图像,独居石核部和边部的 $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄近似表现均一性,其年龄差值小于 0.8 Ma;(f) 样品 T11N37 独居石 LA-ICPMS 年龄组 3 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄图及独居石 BSE 图像,独居石边部和核部的 $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄表现出不均一性,其年龄差值为 5.5 Ma,边部和核部年龄分别位于年龄组 3(图 4(f))和年龄组 1(图 4(d))

表 1 锆石-独居石 LA-ICPMS U-Th/Pb(本文)及云母-钾长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [21] 年代学数据小结^{a)}

A-B 剖面	样品 编号	岩石类型	测年 矿物	方法	年龄 组	年龄类型	年龄(Ma)	测试点/颗粒数; 阶段/总阶段	参考 文献
STDsz	NL-39	糜棱岩	黑云母	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		加权坪年龄	15.0±0.4	11s/12(2-12), 99.2% 气体	[21]
						等时线年龄	15.0±0.7		
	NL-36	糜棱岩	白云母	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		首选年龄, 无坪年龄	15.6±0.7	5s/13(6-10), 76.15% 气体	
						等时线年龄	14.9±1.9		
						裂变径迹	11.9±2.1		
STDsz 之下	T11N25	变形花岗质岩脉	锆石	LA-ICPMS		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 下交点	17.1±0.2	(6b+1c)/7g	本文
	T11N32	变形花岗质岩脉	独居石	LA-ICPMS		平均 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	22.0±0.3	3bc/3g, (2b+8c)/10g	本文
	T11N37	变形花岗质岩脉	独居石	LA-ICPMS	1	平均 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	30.1±0.4	5c/5g	
					2	平均 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	27.4±0.2	4b/4g, (2b+2c+6bc)/10g	
					3	平均 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	24.6±0.3	1b/1g	

a) b, 测试点边部; c, 测试点核部; g, 锆石或独居石颗粒; s, 阶段. U-Th/Pb 年龄为(Ma±2 σ), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为(Ma±1 σ)

为样品 T11N37 独居石 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄的两个端元, 持续时间约为 0.6 Ma, 为独居石早渐新世结晶年龄. 上述 5 个独居石颗粒中, 4 个独居石颗粒的边部测试点的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄集中分布于 27.7±0.3 Ma 与 26.8±0.3 Ma 之间(图 4(e)); 一个独居石颗粒边部测试点的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄为 24.6±0.3 Ma(表 1, 图 4(f)), 可能与流体作用有关.

在 10 个独居石颗粒中, 8 个核部测试点的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄集中分布于 27.8±0.3 与 26.9±0.3 Ma 之间(表 S3), 8 个边部测试点的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 表观年龄集中分布于 27.8±0.3 与 26.7±0.3 Ma 之间(表 S3). 总体来看, 这 16 个独居石样品点内外部的表观年龄差别很小(图 4(e)), 持续时间约为 1.1 Ma. 结合上文 4 个独居石测试点, 获得 20 个独居石测试点(8 个核部和 12 个边部)的加权平均 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄值为 27.4±0.2 Ma(MSWD=1.9)(图 4(e)), 代表岩浆侵位时间约为 27.5 Ma.

4 讨论

4.1 ND 下盘韧性变形时代

ND 下盘约 150 m 构造位置, 强变形花岗质岩脉的侵位年龄为 17.1±0.2 Ma, 表明其变形时间不早于 17 Ma. 侵位与变形作用的时间间隔不能精确厘定, 但由于变形温度不低于 500 °C, 结合区内 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学数据 [21](表 1)建立冷却历史(图 5), 可以推断变形

时间最晚约始于 16 Ma, 表明花岗岩侵位(后)即开始发生韧性变形. UHCS 下部的混合岩-花岗岩独居石 U-Pb 年龄为 16.8±0.8 Ma [37], 样品 T11N25 的年龄在该年龄值的误差范围之内, 表明 STD 下盘的岩脉可能源于 UHCS 底部. 珠穆朗玛(87°E)和定结(87.8°E)拆离断层下盘相似构造位置的变形花岗质岩脉独居石年龄分别为 16.5 Ma [11,15] 和 16±0.5 Ma [14]. 在珠穆朗玛峰地区, 至少识别出两期淡色花岗岩: (1) 糜棱岩面理平行于珠穆朗玛拆离断层; (2) 方向多变的变形岩墙穿切糜棱岩面理. 所有岩脉具有相似的独居石 U-Th/Pb 年龄: (1) 平行于围岩面理的糜棱岩化岩脉为 16.2±0.8 Ma; (2) 无变形的穿切岩脉为 16.8±0.8 Ma; (3) 弯曲的穿切岩脉为 16.4±0.6 Ma. 表明珠穆朗玛拆离断层在 17 Ma 左右是活动的 [15]. 根据岩脉的穿切关系和年龄数据, 可以推断 STDsz 之下在 17 Ma 左右停止活动. 通过对定结拆离断层之下约 100 m 构造位置的变形和未变形淡色花岗岩独居石和锆石 U-Pb 定年, 表明其韧性变形时间至少持续至 16 Ma, 但于 15 Ma 左右结束 [14]. 综上所述, 从聂拉木至定结地区, 这些年龄数据沿 STD 具有相似性, 表明 STDsz 在 17 Ma 左右是活动的. 但是, 对 STDsz 的启动时间则显得更难以厘定.

沿着 STD 的断层移动可以引起下盘淡色花岗岩剥露 [31], 或淡色花岗岩引起 STD 移动 [26], 它们常作为推断 STDsz 启动时间的依据. 在中喜马拉雅, 大多数花岗岩的侵位时间为早中新世-中中新世, 即 24~

图5 ND下盘冷却历史

根据样品 NL-36 和 NL39⁴⁰Ar/³⁹Ar 及磷灰石年代学数据^[21], 结合本研究(样品 T11N25), 获得 ND 下盘冷却历史. 钾长石 MDD 高温历史与 T11N25 锆石和 NL-36 白云母年龄不太符合, 故用问号标记. T11N25 侵位的精确温度未确定, 但应高于 500 °C (T11N25 的变形温度)或 570~690 °C (峰期变质温度)^[51]. 该图表明快速冷却(≥ 140 °C/Ma)至少开始于约 17.5 Ma, 并持续至 14~13 Ma

12 Ma^[4,9,12,29,31,36,37,69], 但是一些淡色体的侵位时间为渐新世-中新世(33~23 Ma)^[6,23].

在聂拉木西约 80 km 的吉隆 STD 剖面(G, 图 1), STDsz 中同构造糜棱岩化淡色花岗岩进行了详细研究^[24]. 两个样品(TG01 和 TG11)的锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄表明: 核部继承性年龄早于 500 Ma, 边部年龄分布范围约为 38~19 Ma, 而绝大多数年龄位于 25~27.5 Ma, 同时也表现出一些年轻的年龄 19~23 Ma(平均年龄为 21.8 ± 1.3 Ma). 杨雄英等人^[24]认为具同构造性质, 判断 STDsz 在 26 Ma 左右活动, 且其活动时间很可能开始于 36 Ma.

ND 下盘约 1400 m 的构造位置, 花岗质岩脉 T11N32 的侵位时间为 22.0 ± 0.3 Ma. 岩脉表现出一定程度的同构造特征, 表明变形作用在 22 Ma 左右是活动的. ND 之下约 3500 m 的构造位置, 花岗岩岩脉 T11N37 的侵位时间为 27.4 ± 0.2 Ma, 表明变形作用在 27.5 Ma 左右是活动的, 可以代表变形最晚开始时间. 与邻区吉隆同构造晚期花岗质岩的锆石 U-Pb 年龄数据组相类似^[24], 同样具有 3 组年龄数据: 4 个核部 ²⁰⁸Pb/²³²Th 平均年龄 30.1 ± 0.4 Ma, 16 个核/边部 ²⁰⁸Pb/²³²Th 平均年龄 27.4 ± 0.2 Ma, 1 个边部 ²⁰⁸Pb/²³²Th 年龄 24.6 ± 0.3 Ma. 在吉隆和聂拉木地区, 3 组精确的年龄数据使得年龄解释变得复杂, 我们倾向于解释为: 最老年龄相当于早期熔融时的锆石/独居石的结晶年龄, 中间年龄(绝大多数测试点位于该年龄区间)相当于结晶时的锆石/独居石二次结晶事件, 而最小

年龄(少数测试点位于该年龄区间)相当于有限的晚期重结晶作用, 这可能与流体作用有关. 如果这一解释正确的话, 将可以证实杨雄英等人^[24]和本文提出的变形作用与 STDsz 有关, 但是缺少证据支持变形始于第一期结晶事件(吉隆约 36 Ma, 聂拉木约 30 Ma).

聂拉木以东约 100 km 的珠穆朗玛峰附近, Cottle 等人^[4]对珠穆朗玛拆离断层之下约 3500 m 变形和未变形淡色花岗岩进行独居石和锆石定年, 结果表明在这一构造位置, 韧性变形结束时间为 20.9 ± 0.4 至 16.7 ± 0.4 Ma.

总之, 至少从聂拉木至定结地区, STDsz 在 17 Ma 左右是活动的, 而与 STD 有关的变形作用则在 12 Ma 左右结束^[14]. 与 STDsz 简单剪切为主的变形相比, STDsz 之下的 UHCS 变形则表现为以纯剪切为主, 这一现象在珠穆朗玛地区获得相应的论证^[35,70]. 在 STD 之下 1500 和 3500 m 的构造位置, 变形开始时间应(略)早于 22.0 ± 0.3 和 27.4 ± 0.2 Ma. 在吉隆地区, STDsz 变形在 26 Ma 左右是活动的. 由于早期熔融事件的同构造性质难以准确证实, 因此聂拉木 30 Ma 和吉隆 36 Ma 可作为推测变形事件.

4.2 ND下盘韧性变形迁移: 新的STDsz启动模式?

根据岩脉穿切关系和 STD 下盘冷却历史, 可以厘定 STDsz 变形结束时间^[14], 但 STDsz 的变形启动时间则更难以厘定. 在本文中, 我们认为 STDsz 之下的 UHCS 变形作用与 STD 有关, 变形花岗质岩脉(样品

图 6 ND 下盘韧性变形的穿时性

红色正方形和圆形分别代表锆石和独居石 U-Th/Pb 年龄。样品 T11N37 和 T11N32 的独居石年龄可以代表变形最晚开始年龄, 样品 T11N25 的变形最晚开始年龄为 16 Ma 左右 (图 5)。灰色箭头表现出变形迁移。下盘快速冷却历史^[21]的时间范围约为 16~13 Ma

T11N37)定年数据表明变形开始时间应(略)早于 27.5 Ma (见上文). 通过对花岗质岩脉年龄和 STD 之下不同构造位置进行对比分析, 我们发现变形由下盘向拆离断层面逐渐变得年轻(图6). 如果这一现象正确的话, 将证实前人对定结^[14]和扎嘎曲^[25]研究提出的由下盘往

拆离面渐进变形作用. 其他拆离断层带的研究也表明韧性变形有由下盘向拆离断层面迁移的趋势^[71~74].

因此, 我们提出 ND 下盘变形迁移的新模式, 即 ND 下盘约在 27.5 Ma 之前开始纯剪切为主的变形作用, 随后, 变形以约 0.3 mm/a 的速率向拆离面移动, 并于 18 Ma 左右在 STDsz 底部转化为简单剪切变形为主(图 6). UHCS 韧性变形结束时间的初步数据也表现出向拆离断层面的迁移模式^[75], 二者吻合较好. 虽然这一模式将需要更多的数据支持, 但是对喜马拉雅构造演化具有重要意义: (1) 与近垂向缩短有关的变形可能开始于 27.5 Ma 之前, 并随后向拆离面方向移动; (2) STDsz 可能开始于 18 Ma 左右, 持续时间小于 5 Ma 左右; (3) 该年龄值难以支持下地壳流假设. 杨雄英等人^[24]提出 STDsz 中同构造岩浆作用约为 27 Ma 或很可能为 36 Ma, 可能由于不同地区 STDsz 年龄差异所致.

5 结论

在聂拉木 STDsz 及之下变形花岗质岩脉的室内外观察及年代学基础上, 我们提出了新的模式: (1) 深部近垂向压扁变形开始时间早于 27.5 Ma; (2) 变形开始时间以约 0.3 mm/a 的速率逐步向上移动, 纯剪切为主的变形迁移至 STDsz 底部, 于 18 Ma 左右转化为以简单剪切变形为主; (3) 在聂拉木 STDsz, 这一韧性变形持续至 15 Ma 左右, 而拆离断层的脆性移动则继续活动至 14~13 Ma.

在仔细观察岩脉侵位与变形的构造关系和谨慎讨论 U-Th/Pb 年龄的基础上, 更多的野外和年代学数据将可以支持或反对该模式. 证实这一模式的正确性, 将对低角度拆离断层成因研究, 尤其是对 STDsz 的活动时间和移动量估算具有非常重要的意义.

参考文献

- 1 Burg J P, Brunel M, Gapais D, et al. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in Southern Tibet (China). *J Struct*
Geol, 1984, 6: 535–542
- 2 Brown R L, Nazarchuk J H. Annapurna detachment fault in the Greater Himalaya of Central Nepal. *Geol Soc Sp*, 1993, 74: 461–473
- 3 Cottle J M, Jessup M J, Newell D L, et al. Structural insights into the early stages of exhumation along an orogen-scale detachment: The
South Tibetan Detachment System, Dzaka Chu section, eastern Himalaya. *J Struct Geol*, 2007, 29: 1781–1797
- 4 Cottle J M, Searle M P, Horstwood M S A, et al. Timing of midcrustal metamorphism, melting, and deformation in the mount Everest
region of Southern Tibet revealed by U-(Th)-Pb geochronology. *J Geol*, 2009, 117: 643–664
- 5 Godin L, Brown R L, Hanmer S, et al. Back folds in the core of the Himalayan orogen: An alternative interpretation. *Geology*, 1999, 27: 151–154

- 6 Godin L, Parrish R R, Brown R L, et al. Crustal thickening leading to exhumation of the Himalayan metamorphic core of central Nepal: Insight from U-Pb Geochronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology. *Tectonics*, 2001, 20: 729–747
- 7 Guillot S, Hodges K, Lefort P, et al. New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: Evidence for episodic tectonic denudation in the central Himalayas. *Geology*, 1994, 22: 559–562
- 8 Harrison T M, Grove M, McKeegan K D, et al. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya. *J Petrol*, 1999, 40: 3–19
- 9 Harrison T M, McKeegan K D, Lefort P. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating-crystallization age and tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 133: 271–282
- 10 Harrison T M, Ryerson F J, LeFort P, et al. A late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 146: E1–E7
- 11 Hodges K, Bowring S, Davidek K, et al. Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges. *Geology*, 1998, 26: 483–486
- 12 Hodges K V, Parrish R R, Searle M P. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics*, 1996, 15: 1264–1291
- 13 Kali E, Leloup P H, Arnaud N, et al. Exhumation history of the deepest central Himalayan rocks, Ama Drime range: Key pressure-temperature-deformation-time constraints on orogenic models. *Tectonics*, 2010, 29: 1–31
- 14 Leloup P H, Maheo G, Arnaud N, et al. The South Tibet Detachment shear zone in the Dinggye area Time constraints on extrusion models of the Himalayas. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 292: 1–16
- 15 Murphy M A, Harrison T M. Relationship between leucogranites and the Qomolangma Detachment in the Rongbuk Valley, south Tibet. *Geology*, 1999, 27: 831–834
- 16 Noble S R, Searle M P. Age of crustal melting and leucogranite formation from U-Pb zircon and monazite dating in the western Himalaya, Zaskar. *India Geol*, 1995, 23: 1135–1138
- 17 Sakai H, Sawada M, Takigami Y, et al. Geology of the summit limestone of Mount Qomolangma (Everest) and cooling history of the Yellow Band under the Qomolangma Detachment. *Isl Arc*, 2005, 14: 297–310
- 18 Searle M P, Godin L. The South Tibetan Detachment and the Manaslu leucogranite: A structural reinterpretation and restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal. *J Geol*, 2003, 111: 505–523
- 19 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
- 20 Streule M J, Searle M P, Waters D J, et al. Metamorphism, melting, and channel flow in the Greater Himalayan Sequence and Makalu leucogranite: Constraints from thermobarometry, metamorphic modeling, and U-Pb geochronology. *Tectonics*, 2010, 29: TC5011
- 21 Wang Y, Li Q, Qu G S. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on the cooling and exhumation history of the South Tibetan Detachment System, Nyalam area, southern Tibet. In: Law R D, Searle M P, Godin L, eds. *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. *Geol Soc, London*, 2006, 268: 327–354
- 22 于俊杰, 曾令森, 刘静, 等. 藏南定结地区早中新世淡色花岗岩的形成机制及其构造动力学意义. *岩石学报*, 2011, 27: 1961–1972
- 23 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
- 24 Yang X Y, Zhang J J, Qi G W, et al. Structure and deformation around the Gyirong basin, north Himalaya, and onset of the South Tibetan Detachment System. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 1046–1058
- 25 Cottle J M, Waters D J, Riley D, et al. Metamorphic history of the South Tibetan Detachment System, Mt. Everest region, revealed by RSCM thermometry and phase equilibria modelling. *J Metamorph Geol*, 2011, 29: 561–582
- 26 Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, et al. Detachment System, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol Soc Am Spec Publ*, 1992, 269: 1–41
- 27 Burg J P. Carte Géologique du Sud Tibet. In: *Mo Geology/CNRS*, ed. Ministry of Geology/CNRS, Beijing/Paris 1983
- 28 Carosi R, Lombardo B, Molli G, et al. The South Tibetan Detachment System in the Rongbuk valley, Everest region. Deformation features and geological implications. *J Asian Earth Sci*, 1998, 16: 299–311
- 29 Edwards M A, Kidd W S F, Li J X, et al. Multi-stage development of the Southern Tibet Detachment System near Khula Kangri. New data from Gonto La. *Tectonophysics*, 1996, 260: 1–19
- 30 Zhang J J, Santosh M, Wang X X, et al. Tectonics of the northern Himalaya since the India-Asia collision. *Gondwana Res*, 2012, 21: 939–960
- 31 Harris N B W, Caddick M, Kosler J, et al. The pressure-temperature-time path of migmatites from the Sikkim Himalaya. *J Metamorph Geol*, 2004, 22: 249–264

- 32 Godin L, Grujic D, Law R D, et al. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: An introduction. In: Law R D, Searle M P, Godin L, eds Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. Geol Soc, London Spec Publ, 2006, 268: 1–23
- 33 尹安. 喜马拉雅造山带新生代构造演化: 沿走向变化的构造几何形态、剥露历史和前陆沉积的约束. 地学前缘, 2006, 13: 416–515
- 34 朱同兴, 邹光富, 李建忠, 等. 聂拉木县幅区域地质调查报告(1: 250000). 北京: 地质出版社, 2002. 1–363
- 35 Law R D, Jessup M J, Searle M P, et al. Telescoping of isotherms beneath the South Tibetan Detachment System, Mount Everest Massif. J Struct Geol, 2011, 33: 1569–1594
- 36 Wu C D, Nelson K D, Wortman G, et al. Yadong cross structure and South Tibetan Detachment in the east central Himalaya (89°–90°E). Tectonics, 1998, 17: 28–45
- 37 Schärer 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
- 38 Wang A, Garver J I, Wang G C, et al. Episodic exhumation of the Greater Himalayan Sequence since the Miocene constrained by fission track thermochronology in Nyalam, central Himalaya. Tectonophysics, 2010, 495: 315–323
- 39 Stipp M, Stunitz H, Heilbronner R, et al. The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 degrees C. J Struct Geol, 2002, 24: 1861–1884
- 40 Tullis J A, Yund R A. The brittle-ductile transition in feldspar aggregates: An experimental study. In: Evans B, Wong T F, eds. Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks. London: Academic Press, 1992. 89–117
- 41 Seydoux-Guillaume A M, Wirth R, Deutsch A, et al. Microstructure of 24–1928 Ma concordant monazites: Implications for geochronology and nuclear waste deposits. Geochim Cosmochim Acta, 2004, 68: 2517–2527
- 42 Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology. Chem Geol, 2004, 211: 47–69
- 43 Paquette J L, Tiepolo M. High resolution (5 μ m) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. Chem Geol, 2007, 240: 222–237
- 44 Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. Geostandard Newslett, 1995, 19: 1–23
- 45 Ludwig K R. Isoplot 3.00 a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geoch Cent Spec Pub, 2003. 4
- 46 Tera F, Wasserburg G J. U-Th-Pb systematics in 3 Apollo 14 basalts and problem of initial Pb in Lunar rocks. Earth Planet Sci Lett, 1972, 14: 281–304
- 47 Claoué-Long J, Compston W, Roberts J, et al. Two carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. In: Berggren W A, Kent D V, Aubry M P, et al, eds. Geochronology, Time Scales & Stratigraphic Correlation. SEPM Spec Publ, 1995, 54: 1–22
- 48 Cherniak D J, Watson E B. Pb diffusion in zircon. Chem Geol, 2001, 172: 5–24
- 49 Lee J K W, Williams I S, Ellis D J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. Nature, 1997, 390: 159–162
- 50 Clemens J D. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. Earth-Sci Rev, 2003, 61: 1–18
- 51 Hodges K V, Burchfiel B C, Royden L H, et al. The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the Central Himalayan Orogen-data from the Nyalam Transect, Southern Tibet. J Metamorph Geol, 1993, 11: 721–737
- 52 Parrish R R. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. Can J Earth Sci, 1990, 27: 1431–1450
- 53 Schärer U. The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: The Makalu case, Himalaya. Earth Planet Sci Lett, 1984, 67: 191–204
- 54 Getty S R, Depaolo D J. Quaternary geochronology using the U-Th-Pb method. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59: 3267–3272
- 55 Stern R A, Sanborn N. Monazite U-Pb and Th-Pb geochronology by high-resolution secondary ion mass spectrometry. In: radiogenic age and isotopic studies. Ottawa: Curr Res Geol Surv, 1998, 11: 1–18
- 56 Copeland P, Parrish R R, Harrison T M. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. Nature, 1988, 333: 760–763
- 57 Spear F S, Parrish R R. Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Columbia, Canada. J Petrol, 1996, 37: 733–765
- 58 Braun I, Montel J M, Nicollet C. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. Chem Geol, 1998, 146: 65–85
- 59 Cocherie A, Mezeme E B, Legendre O, et al. Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. Am Mineral, 2005, 90: 607–618
- 60 Foster G, Gibson H D, Parrish R, et al. Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. Chem Geol, 2002, 191: 183–207
- 61 Clemens J D, Vielzeuf D. Constraints on melting and magma production in the crust. Earth Planet Sci Lett, 1987, 86: 287–306
- 62 Montel J M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. Chem Geol, 1993, 110: 127–146

- 63 Scaillet B, Pichavant M, Roux J. Experimental crystallization of leucogranite magmas. *J Petrol*, 1995, 36: 663–705
- 64 Searle MP. Emplacement of Himalayan leucogranites by magma injection along giant sill complexes: Examples from the Cho Oyu, Gyachung Kang and Everest leucogranites (Nepal Himalaya). *J Asian Earth Sci*, 2000, 17: 773–783
- 65 Smith H A, Giletti B J. Lead diffusion in monazite. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 1047–1055
- 66 Viskupic K, Hodges K V, Bowring S A. Timescales of melt generation and the thermal evolution of the Himalayan metamorphic core, Everest region, eastern Nepal. *Contrib Mineral Petrol*, 2005, 149: 1–21
- 67 Kelsey D E, Clark C, Hand M. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: Examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *J Metamorph Geol*, 2008, 26: 199–212
- 68 Orejana D, Merino E, Villaseca C, et al. Electron microprobe monazite geochronology of granitic intrusions from the Montes de Toledo batholith (central Spain). *Geol J*, 2012, 47: 41–58
- 69 Daniel C G, Hollister L S, Parrish R R, et al. Exhumation of the Main Central Thrust from lower crustal depths, eastern Bhutan Himalaya. *J Metamorph Geol*, 2003, 21: 317–334
- 70 Law R D, Searle M P, Simpson R L. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *J Geol Soc London*, 2004, 161: 305–320
- 71 Agard P, Augier R, Monie P. Shear band formation and strain localization on a regional scale: Evidence from anisotropic rocks below a major detachment (Betic Cordilleras, Spain). *J Struct Geol*, 2011, 33: 114–131
- 72 Behr W M, Platt J P. A naturally constrained stress profile through the middle crust in an extensional terrane. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 303: 181–192
- 73 Cooper F J, Platt J P, Platzman E S, et al. Opposing shear senses in a subdetachment mylonite zone: Implications for core complex mechanics. *Tectonics*, 2010, 29: 1–18
- 74 Davis G A. Rapid upward transport of mid-crustal mylonitic gneisses in the footwall of a Miocene Detachment Fault, Whipple Mountains, Southeastern California. *Geol Rundsch*, 1988, 77: 191–209
- 75 Leloup P H, Liu X B, Mahéo G, et al. Quantification of progressive deformation localization below the STD shear zone (Himalaya). *Geophys Res Abs*, 2012, 14: EGU2012–10235

补充材料

表 S1 样品 T11N25 锆石 LA-ICPMS U-Pb 年代学数据

表 S2 样品 T11N32 独居石 LA-ICPMS U-Th/Pb 年代学数据

表 S3 样品 T11N37 独居石 LA-ICPMS U-Th/Pb 年代学数据

本文的以上补充材料见网络版 csb.scichina.com。补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责。

表 S1 样品 T11N25 锆石 LA-ICPMS U-Pb 年代学数据^{a)}

a) b 为锆石边部, c 为锆石核部

表S2 样品 T11N32 独居石 LA-ICPMS U-Th/Pb 年代学数据^{a)}

a) b 为锆石边部, c 为锆石核部

表 S3 样品 T11N37 独居石 LA-ICPMS U-Th/Pb 年代学数据^{a)}

测 试 点	点 位	年龄 (Ma)		± (1σ)	年龄 (Ma)	± (1σ)	206Pb /238U	206Pb /232Th		± (%)	206Pb /238U	± (%)	206Pb /232Th	± (%)	207Pb /206Pb	± (%)	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U
		206Pb /238U	206Pb /232Th																	
		206Pb /238U	206Pb /232Th																	
1.1	c	30.4	30.4	0.33	30.4	0.32	169.6	32.32	0.00472	0.00005	0.00151	0.00002	0.04946	0.00069	144.046	63952.88	14690.1	4.353467		
1.2	b	27.4	26.8	0.35	26.8	0.31	67.7	54.86	0.00426	0.00005	0.00133	0.00002	0.04738	0.0011	146.8839	90041.46	10977.88	8.202077		
2.1	c	30.6	30.2	0.33	30.2	0.31	52.7	31.36	0.00476	0.00005	0.00149	0.00002	0.04708	0.00064	153.8132	59866.77	18882.26	3.17053		
2.2	b	28.2	27.7	0.31	27.7	0.29	70.1	41.08	0.00438	0.00005	0.00137	0.00001	0.04743	0.00082	128.5158	76816.88	9020.636	8.515684		
3	c	28	27.7	0.31	27.7	0.29	58.1	37.04	0.00435	0.00005	0.00137	0.00001	0.04718	0.00076	160.2043	89189.34	13756.93	6.483232		
4.1	c	30.9	29.8	0.33	29.8	0.31	0.1	0	0.00481	0.00005	0.00148	0.00002	0.04395	0.00061	151.5247	59431.94	18535.19	3.206438		
4.2	b	28.3	27.4	0.31	27.4	0.29	0.1	0	0.0044	0.00005	0.00136	0.00001	0.04514	0.00079	138.5911	81895.07	10428.4	7.853081		
5.1	c	28.1	27.8	0.31	27.8	0.29	8.7	37.42	0.00437	0.00005	0.00138	0.00001	0.04621	0.00073	153.0785	85622.48	12832.45	6.672342		
5.2	b	28	27	0.31	27	0.28	22.8	42.09	0.00435	0.00005	0.00134	0.00001	0.04649	0.00084	139.9047	83999.34	10553.56	7.959339		
6.1	c	27.9	27.4	0.31	27.4	0.29	1020.8	32.21	0.00433	0.00005	0.00136	0.00001	0.07325	0.00118	122.9952	71787.53	9457.617	7.590445		
6.2	b	27.9	27.5	0.31	27.5	0.28	13.9	39.72	0.00434	0.00005	0.00136	0.00001	0.04631	0.00078	139.4625	83305.35	10180.34	8.182962		
7	c	27.7	27.4	0.3	27.4	0.28	309.2	36.13	0.0043	0.00005	0.00135	0.00001	0.05255	0.00084	154.8341	87279.82	13374.73	6.525724		
8.1	c	27.9	27.1	0.31	27.1	0.28	6.4	41.66	0.00433	0.00005	0.00134	0.00001	0.04617	0.00082	142.6951	81333.19	12279.11	6.623705		
8.2	b	28.4	27.1	0.31	27.1	0.28	0.1	26.47	0.00442	0.00005	0.00134	0.00001	0.04583	0.00072	143.5601	84850.95	11053.13	7.676644		
9.1	c	27.1	27.1	0.41	27.1	0.34	219.6	110.24	0.00421	0.00006	0.00134	0.00002	0.05053	0.00249	102.4265	57482.46	9534.439	6.028929		
9.2	b	27.8	27.5	0.34	27.5	0.3	89.8	71.68	0.00433	0.00005	0.00136	0.00001	0.04783	0.00146	144.7294	81951.43	12316.91	6.653573		
10.1	c	28.8	26.9	0.33	26.9	0.29	0.1	12.71	0.00447	0.00005	0.00133	0.00001	0.04533	0.00096	163.9306	76972.18	19785.44	3.890345		
10.2	b	27.5	27.3	0.3	27.3	0.28	49.7	38.32	0.00428	0.00005	0.00135	0.00001	0.04702	0.00078	134.2669	78876.33	10844.68	7.273272		
11	b	28.1	26.7	0.31	26.7	0.28	0.1	0	0.00437	0.00005	0.00132	0.00001	0.04528	0.00073	135.3327	78424.27	11612.41	6.753488		
12	b	27.5	27.4	0.3	27.4	0.28	26.7	40.13	0.00428	0.00005	0.00136	0.00001	0.04656	0.0008	136.0518	81796.18	10163.96	8.047671		
13.1	c	27.8	27.5	0.3	27.5	0.29	514.4	31.85	0.00432	0.00005	0.00136	0.00001	0.0576	0.00083	133.7211	62176.78	16244.84	3.827479		
13.2	b	28.3	27.8	0.32	27.8	0.29	249.1	44.37	0.0044	0.00005	0.00138	0.00001	0.05118	0.001	138.816	71584.68	13846.69	5.169806		
14.1	c	29.2	30.1	0.31	30.1	0.31	121.7	32.7	0.00454	0.00005	0.00149	0.00002	0.04846	0.00068	165.6311	63305.26	21830.26	2.899885		
14.2	b	25.7	24.6	0.33	24.6	0.29	0.1	0	0.00399	0.00005	0.00122	0.00001	0.04296	0.00104	114.0866	69337.5	11529.59	6.013873		
15.1	c	30.8	30.3	0.33	30.1	0.31	104.6	35.75	0.00479	0.00005	0.00149	0.00002	0.04811	0.00074	141.8172	66272.41	13345.18	4.96602		
15.2	b	27.9	27.6	0.31	27.6	0.29	48.5	38.79	0.00434	0.00005	0.00137	0.00001	0.04699	0.00079	148.0937	83601.52	12385.56	6.749916		

a) b 为锆石边部, c 为锆石核部