

DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.(2020)02-0014-17

藏南错那洞穹隆早渐新世含绿柱石花岗伟晶岩的成因机制及其地质意义

张 志, 李光明, 张林奎, 董随亮, 梁 维,
付健刚, 黄 勇, 曹华文, 夏祥标

(中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081)

摘要:错那洞穹隆位于特提斯喜马拉雅东段,发育钨锡-铍稀有金属成矿作用。错那洞穹隆由上(边部)、中(幔部)、下(核部)3个构造层组成,分别以上、下拆离断层为分界线,其中在幔部强变形带中发育一套同构造变形的含绿柱石花岗伟晶岩。锆石 U-Pb 年代学表明,该套伟晶岩形成于 33.7 ± 0.4 Ma (MSWD = 1.12),为早渐新世岩浆活动的产物,明显早于穹隆中目前发现的淡色花岗岩(20~14Ma)。岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素测试结果显示:(1)错那洞早渐新世花岗伟晶岩为过铝质高钾富钠花岗质岩石,具有较高 SiO_2 (>69.74%)、高 Al_2O_3 (>14.58%)及较低的 CaO、MgO、MnO、TiO₂ 的特征;(2)高场强元素及大离子亲石元素均呈现高度变化特征,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素;(3)Sr 同位素初始值(0.696308~0.751604)与 Nd 同位素初始值(-11.48~-12.05)总体在角闪岩与泥质片麻岩之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-5.4~0.1之间(主要集中在-5.4~-1.8)。综合研究表明,错那洞早渐新世含绿柱石伟晶岩是角闪岩与泥质片麻岩混熔的结果,其中泥质片麻岩的部分熔融起主导作用,其形成与藏南拆离系(STDS)的活动密切相关,表明错那洞地区新生代地壳深熔作用主要源岩在早渐新世已完成了从角闪岩向泥质片麻岩的转变。该同构造变形含绿柱石伟晶岩的发现,揭示错那洞穹隆的成穹作用至少在早渐新世便已开始。铍稀有金属可能在早渐新世已有了初始富集,而在中新世大规模岩浆活动中实现了巨量富集。

关键词:错那洞;穹隆;伟晶岩;部分熔融;特提斯;喜马拉雅

中图分类号:P588.1

文献标识码:A

引言

特提斯喜马拉雅地区发育众多的穹隆构造,东西呈串,南北呈带。北部为拉轨岗日片麻岩穹隆带或者北喜马拉雅片麻岩穹隆带(NHGD),其从西到东发育有马拉山、拉轨岗日、萨嘎、麻布加、康马、然巴、也拉香波等片麻岩穹隆^[1-16](图1A)。南部为新近发现的一条东西向片麻岩穹隆带,目前已发现有错那洞、拉隆、库局等片麻岩穹隆^[17-19]。这些片麻岩穹隆是印度板块与欧亚板块碰撞造山过程中形成的独特地质构造单元,保留了造山过程中的大量构造以及变质变形信息,是反演喜马拉雅地区

新生代碰撞造山过程中的构造-岩浆演化事件及其成矿作用的理想载体,对于揭示碰撞造山过程具有重要指示意义,因而备受地质学者的广泛关注^[4, 6-10, 20-24]。

特提斯喜马拉雅地区目前发现的片麻岩穹隆中发育有大量始新世-中新世淡色花岗岩浆岩。中新世淡色花岗岩在特提斯喜马拉雅穹隆带中最为发育,形成时代主要集中在23~10Ma,被普遍认为是变泥质岩部分熔融的产物^[25-29]。始新世一早渐新世淡色花岗岩相对发育较少,其主要在特提斯喜马拉雅东段也拉香波穹隆中发育,以高 Sr/Y 比值、富集轻稀土元素、具有低的 Sr 同位素初始值为

收稿日期:2020-03-10; 改回日期:2020-05-19

作者简介:张志(1985-),男,博士,主要从事青藏高原地质矿产研究。E-mail:tancer@qq.com

资助项目:国家自然科学基金(编号:41702080, 91955208)、科技部国家重点研发计划(2019YFC0605201, 2018YFC0604103 和 2016YFC0600308)和西藏山南地区铍锡多金属矿调查评价项目(DD20190147)共同资助。

典型特征,被认为是角闪岩与变泥质片麻岩混熔的结果,且角闪岩的部分熔融起到了主导作用^[11-12,30]。

错那洞穹隆是特提斯喜马拉雅地区新近发现的一个穹隆构造,位于南部片麻岩穹隆带最东端,紧靠藏南拆离系(STDS)。前人在穹隆中发现了两套中新世淡色花岗岩(20~18Ma,16~14Ma)^[17-19],均为高分异淡色花岗岩,属于变泥质岩部分熔融的产物。笔者在错那洞穹隆中发现了一套早渐新世同构造变形含绿柱石花岗伟晶岩,对该套含矿伟晶岩的研究对于解析穹隆演化及其相应的成矿作用具有重要的启示意义。为确定该套含矿伟晶岩的源岩及成因,笔者进行了锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素综合研究,以期解析错那洞穹隆演化过程中的岩浆作用过程及其相应的稀有金属成矿作用,为喜马拉雅新生代淡色花岗岩浆活动的研究提供新的科学证据。

1 地质背景

1.1 区域地质

喜马拉雅造山带形成于印度大陆与欧亚大陆的碰撞造山过程,东至南迦巴瓦,西达南伽帕尔巴特峰,南北分别以主前缘拆离系(MFT)和雅鲁藏布江缝合带(IYS)为界,东西长度大于2000km。该造山带从北自南可划分为特提斯喜马拉雅沉积岩系、高喜马拉雅结晶岩系、低喜马拉雅变质岩系和次喜马拉雅沉积岩系等多个次级构造单元,之间分别由藏南拆离系(STDS)、主中央断裂(MCT)、主边界断裂(MBT)等区域性深大断裂分割,构成了青藏高原南缘最显著的地质构造单元^[7-10]。

错那洞穹隆位于特提斯喜马拉雅东段扎西康整装勘查区内,靠近藏南拆离系(图1A、1B)。研究区涉及康马-隆子和北喜马拉雅2个地层分区,区内主要出露侏罗系、三叠系及少量早古生代地层。其中侏罗系岩性为含碳钙质板岩、砂岩、粉砂岩、砂质板岩及少量千枚岩,其中的含碳钙质板岩为整装勘查区内铅锌矿床的重要围岩。三叠系主要在研究区东北部出现,岩性为粉砂岩、砂岩以及少量砂质板岩。此外,环绕错那洞穹隆有局部出露。早古生代地层主要出现在错那洞穹隆幔部,为一套强变质变形石英二云母片岩^[18]。

研究区的构造活动与新生代以来的欧亚板块与印度板块碰撞造山活动相关,表现为大量的断裂构造及复式褶皱。褶皱主要为与南北向伸展作用

相关的滑脱不对称褶皱。断裂构造在整装勘查区中非常发育,可见有近南北向、北东向、北西向以及近东西向断裂构造,其中近南北向断裂构造为研究区内重要的铅锌多金属矿的导矿赋矿构造^[31-33],而近东西向断裂构造则为重要造山型金矿的导矿赋矿构造^[34]。

研究区岩浆活动强烈,从古生代至新生代的火成岩在区内均有产出。古生代岩浆活动主要可见一套花岗片麻岩,形成时代在500Ma左右,具有岛弧岩浆地球化学特征,可能与原特提斯洋壳向冈瓦纳大陆俯冲相关^[35]。中生代岩浆活动表现为一套晚侏罗世—早白垩世的双峰式火成岩,侵入岩以辉绿岩或辉长岩为代表的基性岩石为主,显示OIB型地球化学特征,形成于陆内裂谷环境,与Kerguelen地幔柱活动相关,属于措美大火成岩省的一部分^[36-40]。新生代岩浆活动表现为大面积分布的始新世—中新世淡色花岗岩浆活动。其中始新世淡色花岗岩(40~34Ma左右)为角闪岩与变泥质片麻岩混熔的结果^[23,41],而中新世淡色花岗岩则为变泥质岩部分熔融的产物^[13-16]。

以错那洞穹隆为中心向外,发育有钨锡-铍稀有金属→铅锌金锑→金锑成矿作用分带,显示高温→低温的成矿元素分带特征。目前铅锌多金属矿床已发现有扎西康、柯月、夏隆岗、索月等中大型矿床,以及拉木由塔、纪公查姆等小型矿床(图1B)。金锑矿床主要有姐纳各普及马扎拉等金矿床(图1B)。其中铅锌矿床多为受近南北向或北东向断裂构造控制的热液脉型矿床,而金锑矿床则多为典型的造山型金矿^[31-34]。

1.2 错那洞穹隆构造、岩石组成

大比例尺精细地质填图显示,错那洞片麻岩穹隆可以分为下构造层(核)、中构造层(幔)、上构造层(边)3部分(图2A)。下构造层主要由花岗片麻岩+中新世淡色花岗岩组成,局部可见混合岩化,并穿插有大量伟晶岩(图3A-C)。下构造层与中构造层之间以下拆离断层为分界线(图2B)。中构造层为古生界地层,岩性主要为强变形石英二云母片岩夹糜棱岩化碳酸盐岩,片岩从靠近下构造层向外具有蓝晶石+十字石+石榴石+黑云母的蓝晶石带→十字石+石榴石+黑云母的十字石带→石榴石+堇青石+黑云母的石榴石带→绿泥石+黑云母的绿泥石带的分带性,具有巴罗式变质分带特征(图3D-F)。此外,在中构造层中发育一套同构造变

在错那洞穹隆中,发育有早古生代、中生代及新生代岩浆活动,以新生代岩浆活动为主。早古生代岩浆活动产物为花岗片麻岩,分布在穹隆核部,形成时代在500Ma左右^[17-18];中生代岩浆活动主要为一套早白垩世辉绿岩,多呈小岩脉散布于穹隆盖层中,形成时代在132Ma左右(笔者待刊数据);新生代岩浆活动目前在穹隆中主要可见有3期次淡色花岗岩浆活动,形成时代均为中新世,从早到晚分别为弱变形二云母花岗岩(18Ma左右)、二云母花岗岩(16Ma左右)、白云母花岗岩(16~14Ma左右)^[18]。此外在穹隆核部变形带中可见大量同变形伟晶岩脉,为本次工作发现的早渐新世伟晶岩岩浆活动,但并未发现同时期的淡色花岗岩,可能并未出露,该期岩浆活动为错那洞穹隆中新世中最老的岩浆活动。

2 样品及分析方法

2.1 采样位置及样品特征

本次研究所用的伟晶岩样品采集于错那洞穹隆中构造层中的含绿柱石同构造变形伟晶岩,采样地点见图2a。该套伟晶岩为花岗伟晶岩,多成脉状产出,脉宽1~6m不等,灰白色,伟晶结构,文象结构,块状构造,主要由石英、斜长石、钾长石、白云母、黑云母组成,其次可见有电气石、绿柱石及少量石榴石等,此外局部可见铁锂云母(图4)。本次研究的伟晶岩脉宽度较小,延伸不稳定,多以大透镜、布丁等形式产于中构造层变形带中,脉体本身矿物组成不具备明显的分带性,但稀有金属矿物的出现表明该套伟晶岩岩浆是高度分异演化的伟晶岩岩浆。

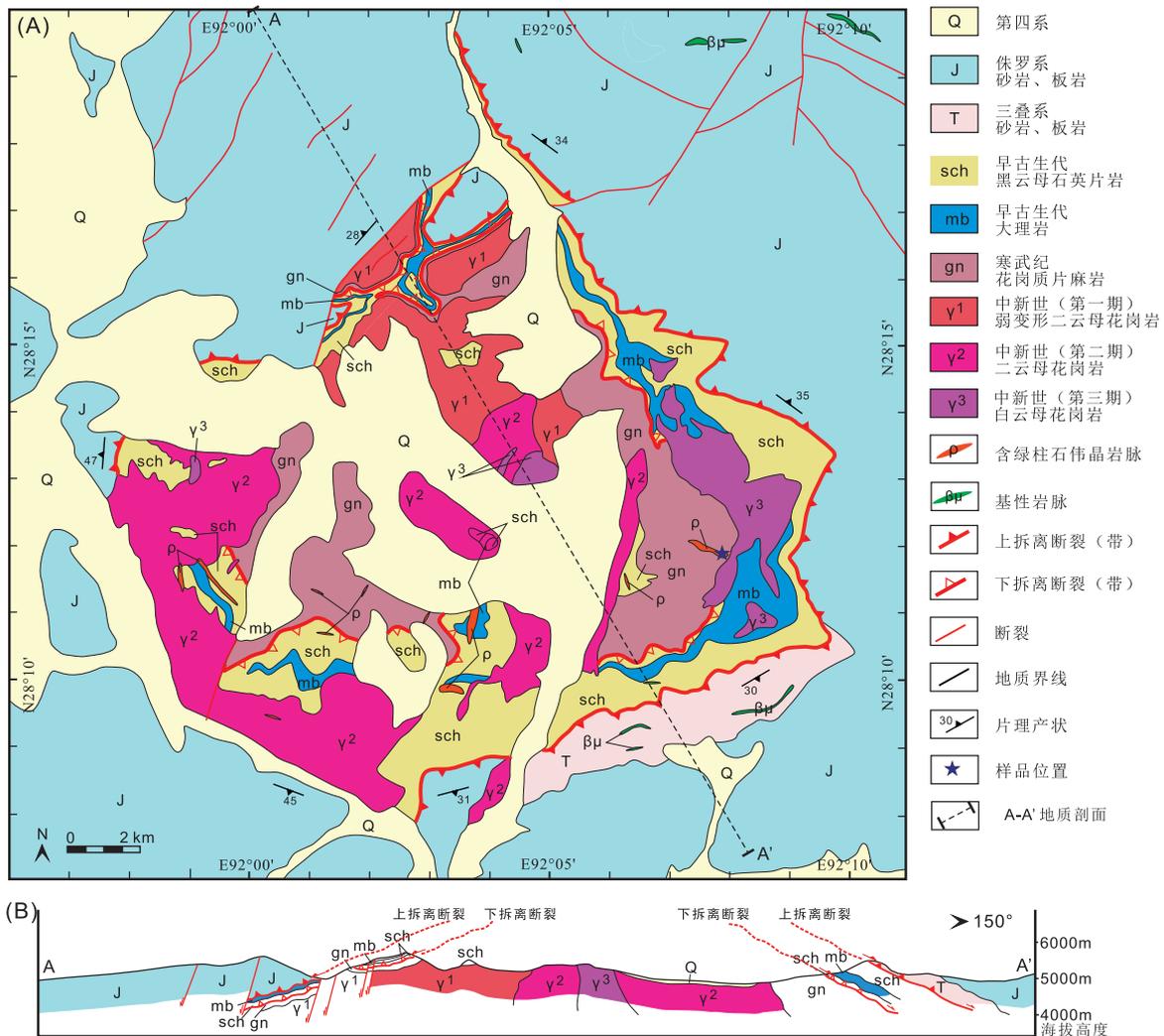


图2 错那洞穹隆地质图

Fig. 2 Generalized geological map of the Cuonadong Dome

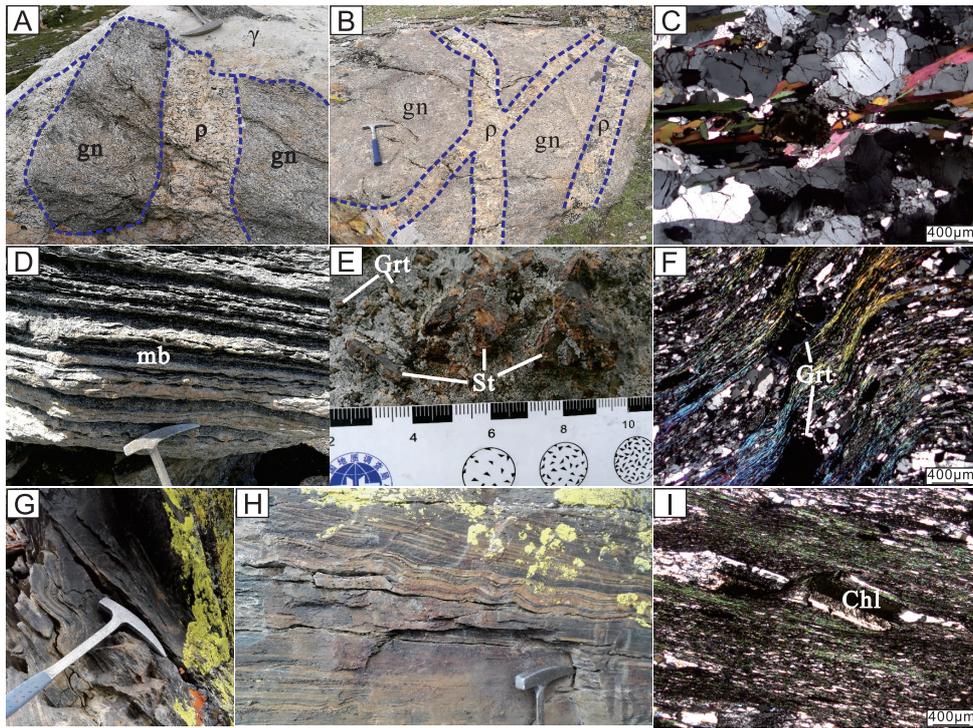


图3 错那洞穹隆典型岩石组合照片

A. B. 花岗片麻岩中穿插的伟晶岩及淡色花岗岩; C. 花岗片麻岩镜下照片 (+); D. 糜棱岩化大理岩; E. 石榴石十字石片岩; F. 石榴石片岩镜下照片; G. H. 具滑脱褶皱的砂质板岩; I. 含硬绿泥石砂质板岩镜下照片; ρ. 伟晶岩; mb. 大理岩; gn. 花岗片麻岩; Grt. 石榴子石; St. 十字石; Chl. 硬绿泥石

Fig 3 Typical photos of the rock compositions of the Cuonadong Dome

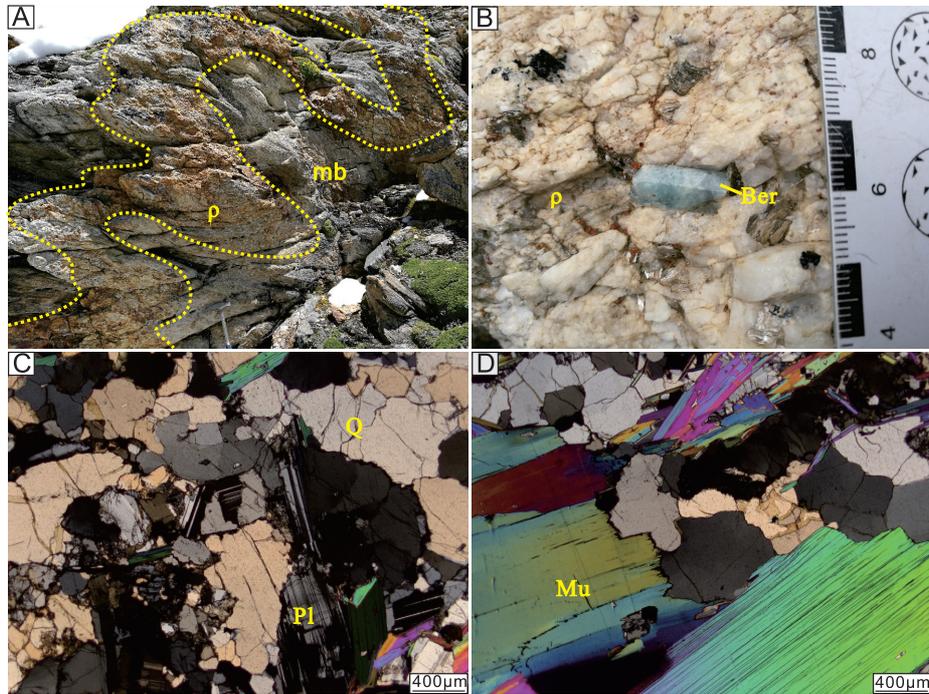


图4 错那洞穹隆中构造层中同构造变形伟晶岩照片

A-同构造变形伟晶岩; B-伟晶岩中绿柱石; C-D-伟晶岩镜下照片 (+); ρ-伟晶岩; mb-大理岩; Ber-绿柱石; Q-石英; Pl-斜长石; Mu-白云母

Fig 4 Photos of syntectonic deformed granitic pegmatite in the middle part of the Cuonadong Dome

本次工作共采集了1件锆石样品进行定年测试,同时采集了5件伟晶岩样品进行全岩地球化学测试。由于伟晶岩造岩矿物颗粒较大,如按照正常花岗岩样品重量采集往往容易使得样品代表性较差。为了尽可能的避免这种代表性问题的出现,我们本次均采集新鲜大样(5kg左右),将大样充分破碎均匀,从均匀后的粉末样品中抽取适量样品进行全岩地球化学测试。

2.2 锆石 U-Pb 定年及 Lu-Hf 同位素测定

本次样品破碎和锆石挑选由河北省廊坊区域地质矿产调查研究所实验室完成。破碎后样品经淘洗除去比重轻的矿物,采用浮选和磁选分选出锆石,在双目镜下挑选晶形、色泽较好,透明度高的锆石颗粒进行制靶,然后利用阴极发光(CL)显微照相观察锆石的内部结构,避开包裹体、裂隙及残留核,最后选择合适的测点进行分析。锆石 U-Pb 分析及 Lu-Hf 同位素测定均在中国地质科学院矿产资源研究所 LA-ICP-MS 实验室完成。锆石年龄计算以国际标准锆石 91500 为外标。测试结果用 GLITTER (ver4.0) 软件计算得出,并按照 Andersen^[42] 的方法进行普通铅校正,之后用 Isoplot 程序完成年龄计算及谐和图绘制。具体分析步骤和数据处理过程参见文献^[43]。

Lu-Hf 同位素分析采用配有 193nm 激光的 Neptune 多接收电感耦合等离子质谱仪进行分析,分析过程中采用 6~8Hz 的激光频率、100mJ 的激光强度和 50~60 μ m 的激光束斑。试验中以 He 作为剥蚀物质的载气,采用 91500 作为外部标准,测试过程中,插入的 91500 标样的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值变化于 0.282310~0.282319 之间,完全在仪器的正常测试范围内,具体测试过程见文献^[44]。

2.3 主量、微量、Sr-Nd-Pb 同位素分析方法

主量元素和微量元素分析在核工业北京地质研究院分析测试中心完成,主量元素利用 XRF 法测定,微量元素利用 ICP-MS(等离子质谱)法测定,分析精度均优于 5%。

Sr-Nd-Pb 同位素测试在核工业北京地质研究院分析测试中心完成。为了使 Rb/Sr 和 Sm/Nd 的比值能有所分开,本次实验利用磁选的方法从样品中分离出轻富集物和重富集物,然后进行测试分析。本次测试利用 ISOPROBE-T 热电离质谱仪完成同位素比值测试。Pb 同位素质谱分析采用硅胶-磷酸发射技术和单铯带单接受技术,测定结果均用

NBS981 标样进行校正^[45]。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Pb 定年

本次研究在花岗伟晶岩中挑选的锆石长轴与短轴之比在 1:1.5~3:1 之间,长轴在 50~300 μ m 之间,主要呈长柱状,少数呈浑圆粒状,个别锆石颗粒内可见继承锆石核。阴极发光图像显示锆石为海绵状锆石(图 5A),具有典型的喜马拉雅淡色花岗岩黑锆石特征(高 U 含量所致)。

本次对从伟晶岩样品挑选出的好的锆石晶体共进行了 17 个点的测试,锆石 U-Pb 同位素分析结果见表 1。样品中 Th 含量在 (47.72~442.58) $\times 10^{-6}$ 之间,U 含量在 (5382.99~32407.60) $\times 10^{-6}$ 之间,具典型的高 U 黑锆石特征。样品测试结果利用 Isoplot 软件进行处理,得到 17 个有效测试点的锆石²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 33.7 \pm 0.4Ma (MSWD = 1.12) (图 5B),该年龄代表了伟晶岩的结晶年龄,属于早渐新世岩浆活动。值得注意的是,从表 1 及图 5A 中可以看出,该套伟晶岩中锆石为高 U 黑锆石,该类型锆石定年一直是高分异淡色花岗岩锆石定年工作的难点,因为利用这些锆石定年往往不能得到较好的谐和年龄^[13,15]。尽管这些锆石定年存在困难,但关于诸多喜马拉雅淡色花岗岩锆石定年工作的研究表明,如果这些高 U 黑锆石能得到较好的谐和年龄,则该年龄是可以代表其真实结晶年龄的^[11-16,29-30,41-44]。在²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和图上可以看出(图 5B),所有分析数据点均分布在谐和曲线上,谐和度较高,表明本次测试获得的年龄可以代表伟晶岩的结晶年龄。

3.2 全岩地球化学

3.2.1 主量元素

本次研究所采集伟晶岩样品主量元素分析结果见表 2。从测试结果可以看出,样品具有较高的 SiO₂ (含量介于 69.74%~74.42% 之间)、Al₂O₃ (含量介于 14.58%~17.14% 之间),但较低的 TiO₂ (含量介于 0.02%~0.06% 之间)、MgO (含量介于 0.05%~0.14% 之间)。铝饱和指数(A/CNK)介于 1.04~1.14 (平均值为 1.09) 之间,属于过铝质花岗岩类。Na₂O 含量多均大于 4% (1 个样品为 2.18%),平均值含量为 4.11%;K₂O 含量多均大于 4.9% (1 个样品为 2.12%),平均值含量为 5.87%,显示该套伟晶岩为过铝质高钾富钠花岗质岩石。

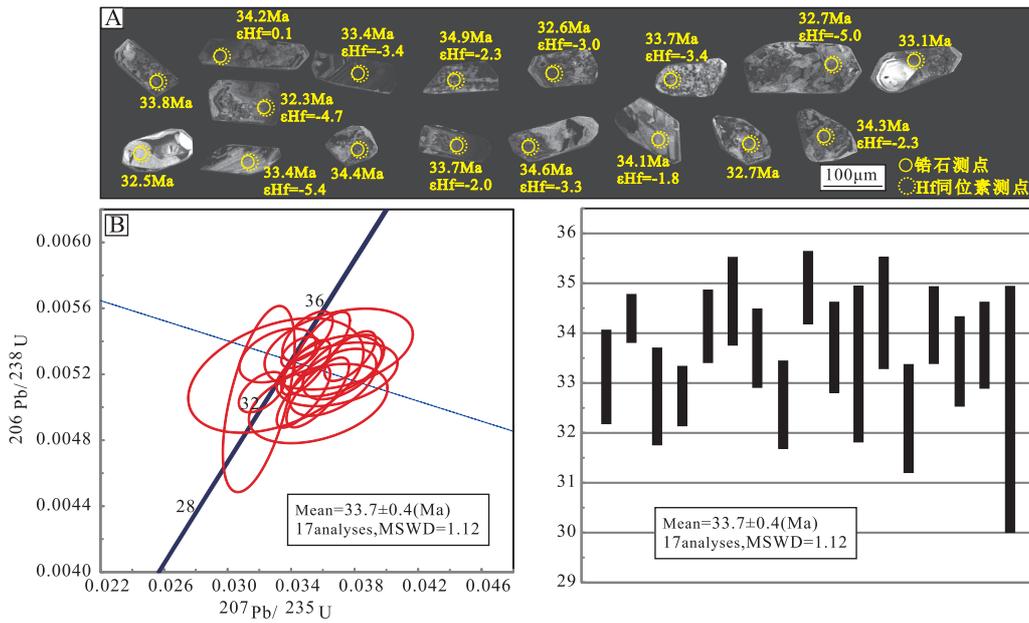


图5 错那洞穹隆中伟晶岩锆石 CL 图像及谐和年龄图解

Fig. 5 Cathodoluminescence (CL) images and concordia diagram of zircons from granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

3.2.2 微量元素及稀土元素

本次研究所采集伟晶岩样品微量元素分析结果见表2。从分析结果可以看出,错那洞穹隆中早渐新世伟晶岩具有高度变化的大离子亲石元素(Rb ($298 \times 10^{-6} \sim 971 \times 10^{-6}$)、 Sr ($17.5 \times 10^{-6} \sim 66.7 \times 10^{-6}$)、 Ba ($10.5 \times 10^{-6} \sim 213 \times 10^{-6}$))和高场强元素(Nb ($2.5 \times 10^{-6} \sim 13.2 \times 10^{-6}$)、 Ta ($0.37 \times 10^{-6} \sim 2.37 \times 10^{-6}$))和 Rb/Sr ($4.47 \sim 32.46$)、 Nb/Ta ($4.8 \sim 7.42$)、 Zr/Hf ($27.9 \sim 51.7$) 比值。从生成的微量元素蛛网图(图6A)中发现,微量元素配分曲线呈明显的右倾型,明显亏 Ba 、 Nb 、 Sr 、 Ti 等元素。

伟晶岩稀土元素分析结果见表3,从分析结果可知,研究区伟晶岩稀土元素总量(ΣREE)较低,

介于 $13.37 \times 10^{-6} \sim 41.53 \times 10^{-6}$ 之间;相对富集轻稀土元素而亏损重稀土元素, (La/Yb)_N 介于 $1.64 \sim 19.19$ 之间,表明轻、重稀土分馏虽然明显,但不均匀。球粒陨石标准化以后的稀土元素分配曲线图呈现右倾型(图6B), δEu 介于 $0.28 \sim 1.42$ 之间,多数具有明显的负铕异常,个别显示正铕异常。整套伟晶岩样品 δCe 介于 $1.00 \sim 1.04$ 之间,无明显 Ce 异常。

从微量元素蛛网图及稀土元素配分曲线图可以看出(图6A、6B),错那洞早渐新世伟晶岩与区域上 $<30Ma$ 淡色花岗岩及始新世高 Sr/Y 花岗岩均具有一定的亲缘性,但总体上微量元素与稀土元素特征与区域上年龄 $<30Ma$ 的淡色花岗岩更为相似。

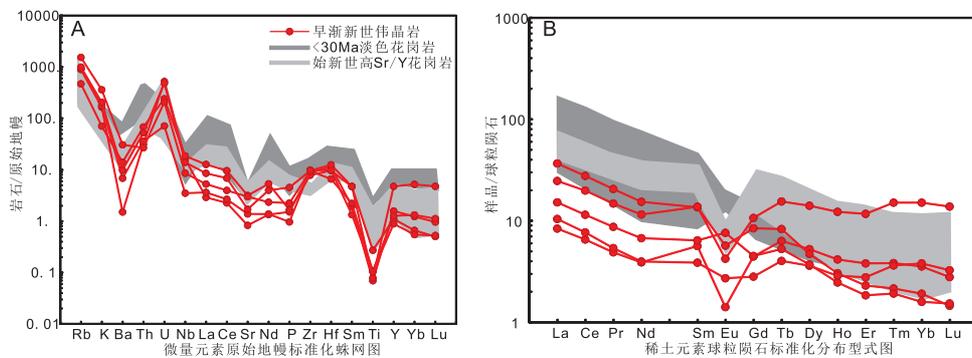


图6 错那洞穹隆中伟晶岩微量元素蛛网图(A)及稀土元素配分图(B)

(a 底图据参考文献[46]; b 底图据参考文献[47];球粒陨石标准值据参考文献[48];原始地幔标准值据参考文献[49]; $<30Ma$ 淡色花岗岩数据据参考文献[4, 50];高 Sr/Y 花岗岩数据据参考文献[11-12])

Fig. 6 The spider diagrams of rare elements(A) and chondrite-normalized REE patterns (B) of granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

表 1 错那洞穹隆伟晶岩锆石 U-Pb 定年结果表
Table 1 U-Pb dating results of zircons from granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

测点	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值				年龄(Ma)						
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$				
D6307-B201	169.76	10885.82	0.02	0.0217	0.03664	0.00181	0.00515	0.00013	272.3	96.3	36.5	1.8	33.1	0.9
D6307-B202	90.24	8752.66	0.01	0.04693	0.03458	0.00079	0.00533	0.00006	55.7	44.4	34.5	0.8	34.3	0.4
D6307-B203	135.68	11002.04	0.01	0.05071	0.03568	0.00130	0.00509	0.00014	227.8	55.5	35.6	1.3	32.7	0.9
D6307-B204	100.75	9749.75	0.01	0.04577	0.03215	0.00095	0.00509	0.00008	\	\	32.1	0.9	32.7	0.5
D6307-B205	113.27	8206.04	0.01	0.05150	0.03772	0.00106	0.00531	0.00010	264.9	56.5	37.6	1.0	34.1	0.6
D6307-B206	262.26	11498.34	0.02	0.04852	0.03596	0.00115	0.00538	0.00013	124.2	62.0	35.9	1.1	34.6	0.8
D6307-B207	180.75	10661.70	0.02	0.04827	0.03493	0.00102	0.00524	0.00011	122.3	50.9	34.9	1.0	33.7	0.7
D6307-B208	321.94	14280.77	0.02	0.04979	0.03478	0.00111	0.00506	0.00012	183.4	17.6	34.7	1.1	32.6	0.8
D6307-B209	47.72	5382.99	0.01	0.04688	0.03504	0.00105	0.00543	0.00010	42.7	63.0	35.0	1.0	34.9	0.6
D6307-B210	229.26	23503.16	0.01	0.05262	0.03730	0.00169	0.00524	0.00013	322.3	122.2	37.2	1.7	33.7	0.8
D6307-B211	163.88	18489.87	0.01	0.04589	0.03305	0.00364	0.00519	0.00023	\	\	33.0	3.6	33.4	1.5
D6307-B212	163.39	13092.40	0.01	0.04942	0.03700	0.00308	0.00535	0.00016	168.6	185.2	36.9	3.0	34.4	1.0
D6307-B213	284.35	20344.09	0.01	0.05112	0.03571	0.00288	0.00502	0.00016	255.6	196.3	35.6	2.8	32.3	1.0
D6307-B214	132.13	15965.26	0.01	0.04568	0.03316	0.00159	0.00531	0.00011	\	\	33.1	1.6	34.2	0.7
D6307-B215	442.58	18526.98	0.02	0.05150	0.03690	0.00252	0.00520	0.00013	264.9	150.0	36.8	2.5	33.4	0.8
D6307-B216	162.08	13381.86	0.01	0.05038	0.03660	0.00206	0.00525	0.00012	213.0	113.9	36.5	2.0	33.8	0.8
D6307-B217	420.01	32407.60	0.01	0.04598	0.03197	0.00149	0.00505	0.00037	\	\	32.0	1.5	32.5	2.4

3.3 Hf-Sr-Nd-Pb 同位素组成

本文对 5 个伟晶岩样品均进行了 Sr-Nd-Pb 同位素测试,分析结果见表 4、表 5。样品的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于 15.340 ~ 147.407 之间, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于 0.753798 ~ 0.766865 之间;Sr 同位素初始比值变化较大,但总体较高, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 介于 0.696308 ~ 0.751604 之间,主要集中于 0.712449 ~ 0.751604 之间。 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值介于 0.1555 ~ 0.245 之间, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值介于 0.51025 ~ 0.512051 之间,Nd 同位素初始值 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 介于 -12.05 ~ -11.48 之间,平均值 -11.75,二阶段模式年龄在 1779 ~ 1825Ma 之间。5 件伟晶岩样品 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 39.148 ~

39.171 之间, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 15.691 ~ 15.73 之间, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值介于 18.722 ~ 18.904 之间。对应的 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 介于 39.139 ~ 39.366 之间, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 介于 15.691 ~ 15.73 之间, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 介于 18.698 ~ 18.843 之间。

本次工作在锆石 U-Pb 定年的基础上进行了 Lu-Hf 同位素测试,分析结果见表 6。伟晶岩锆石的 Hf 同位素初始比值 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 分布于 0.282600 ~ 0.282754 之间, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 分布于 0.000837 ~ 0.001927 之间; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 -5.4 ~ 0.1 之间,主要集中在 -5.4 ~ -1.8 之间,平均值 -3.0; T_{DMC} 分布于 1104 ~ 1448Ma 之间。

表 2 错那洞穹隆伟晶岩主量元素 (wt%) 及微量元素 (10^{-6}) 分析结果表

Table 2 Major (wt%) and trace elements (10^{-6}) analysis results from granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

样品编号	D6344-B8	D6344-B9	D6344-B10	D6344-B11	D6344-B12
SiO ₂	74.42	74.16	74.38	69.81	69.74
TiO ₂	0.02	0.06	0.02	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	14.83	14.87	14.58	16.18	17.14
Fe ₂ O ₃	0.30	1.04	0.44	0.19	0.55
MnO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07
MgO	0.09	0.14	0.08	0.05	0.10
CaO	0.34	1.45	0.49	0.15	0.85
Na ₂ O	4.26	5.37	4.12	2.18	4.62
K ₂ O	4.94	2.12	5.36	10.78	6.17
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.02	0.05	0.10
LOI	0.73	0.70	0.43	0.52	0.63
Total	99.98	99.97	99.95	99.94	99.98
Sc	5.84	3.91	4.98	12.50	8.05
V	0.88	4.07	1.09	1.07	1.78
Cr	1.07	1.28	1.40	1.07	1.47
Co	0.21	0.77	0.29	0.26	0.30
Ni	0.31	1.17	0.23	0.60	1.43
Ga	31.60	26.20	26.50	20.20	30.80
Rb	568.00	298.00	581.00	971.00	627.00
Sr	17.50	66.70	29.20	63.10	36.00
Y	7.14	5.00	5.77	4.03	21.60
Zr	98.32	87.68	110.33	105.52	107.68
Nb	11.50	13.20	2.50	6.12	9.93
Cs	50.00	63.00	61.90	89.00	62.50
Ba	10.50	97.70	47.70	213.00	68.40
Hf	3.52	2.98	3.01	2.04	3.85
Ta	1.55	2.37	0.37	1.27	2.07
Pb	60.50	70.10	85.20	172.00	104.00
Th	2.64	5.77	3.05	2.27	4.44
U	10.90	5.05	1.49	4.34	10.10

表 3 错那洞伟晶岩稀土元素(10^{-6})分析结果表Table 3 Rare earth elements(10^{-6}) analysis results from granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

样品编号	D6344-B8	D6344-B9	D6344-B10	D6344-B11	D6344-B12
La	1.99	8.72	2.48	3.61	5.86
Ce	4.01	17.00	4.72	7.05	12.20
Pr	0.47	1.96	0.51	0.83	1.41
Nd	1.82	7.21	1.86	3.16	5.40
Sm	0.86	2.08	0.59	0.98	2.11
Eu	0.08	0.33	0.16	0.44	0.25
Gd	0.92	1.74	0.58	0.93	2.20
Tb	0.24	0.31	0.15	0.20	0.58
Dy	1.34	1.20	0.92	0.95	3.58
Ho	0.24	0.17	0.16	0.14	0.70
Er	0.63	0.38	0.46	0.31	1.94
Tm	0.10	0.06	0.09	0.05	0.39
Yb	0.61	0.33	0.65	0.27	2.57
Lu	0.07	0.04	0.08	0.04	0.35
Y	7.14	5.00	5.77	4.03	21.60
Σ REE	13.37	41.53	13.42	18.96	39.53
LREE	9.23	37.30	10.32	16.08	27.23
HREE	4.14	4.22	3.10	2.88	12.31
LREE/HREE	2.23	8.83	3.33	5.58	2.21
La _N /Yb _N	2.36	19.19	2.74	9.56	1.64
δ Eu	0.28	0.53	0.82	1.42	0.35
δ Ce	1.02	1.01	1.03	1.00	1.04

表 4 错那洞穹隆伟晶岩 Nd-Sr 同位素分析结果表

Table 4 Nd-Sr isotope analysis results from granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

样品编号	Sm[$\mu\text{g/g}$]	Nd[$\mu\text{g/g}$]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_s$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_s$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM2}}(\text{Ma})$
D6344-B8	0.60	1.83	0.1988	0.51205	0.000008	0.512006	-11.47	-11.48	1779
D6344-B9	1.78	6.93	0.1555	0.512038	0.000008	0.512004	-11.70	-11.53	1783
D6344-B10	0.70	1.72	0.2436	0.512051	0.000006	0.511997	-11.45	-11.65	1793
D6344-B11	1.10	3.08	0.215	0.512025	0.000007	0.511978	-11.96	-12.04	1824
D6344-B12	1.99	4.91	0.245	0.512031	0.000006	0.511977	-11.84	-12.05	1825
样品编号	Rb[$\mu\text{g/g}$]	Sr[$\mu\text{g/g}$]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	2σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$			
D6344-B8	896.00	17.60	147.407	0.766865	0.000013	0.696308			
D6344-B9	372.00	70.20	15.340	0.758946	0.00002	0.751604			
D6344-B10	921.00	30.90	86.387	0.753798	0.000017	0.712449			
D6344-B11	1654.00	65.10	73.550	0.758274	0.000013	0.723069			
D6344-B12	624.00	38.60	46.772	0.76121	0.000014	0.738822			

表 5 错那洞穹隆伟晶岩 Pb 同位素分析结果表

Table 5 Pb isotope analysis results from granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

岩性	样品编号	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
伟晶岩	D6344-B8	39.371	0.005	15.711	0.002	18.904	0.002	18.843	15.708	39.366
伟晶岩	D6344-B9	39.148	0.005	15.721	0.002	18.722	0.002	18.698	15.72	39.139
伟晶岩	D6344-B10	39.157	0.004	15.691	0.002	18.768	0.002	18.762	15.691	39.153
伟晶岩	D6344-B11	39.242	0.004	15.73	0.002	18.762	0.002	18.753	15.73	39.241
伟晶岩	D6344-B12	39.203	0.005	15.703	0.002	18.814	0.002	18.781	15.701	39.198

表6 错那洞穹隆伟晶岩锆石 Hf 同位素分析结果表

Table 6 Hf isotope analysis results of zircons from granitic pegmatite in the Cuonadong Dome

样品编号	年龄(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	Hf_i	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	$\varepsilon\text{Hf}(0)$	$T_{\text{DMC}}(\text{Ma})$
D6307-B202	34.3	0.063998	0.001451	0.282686	0.000016	0.282685	-2.3	-3.03	1255
D6307-B203	32.7	0.037620	0.000837	0.282610	0.000013	0.282610	-5.0	-5.72	1426
D6307-B205	34.1	0.075207	0.001723	0.282702	0.000019	0.282701	-1.8	-2.47	1220
D6307-B206	34.6	0.060305	0.001385	0.282659	0.000022	0.282658	-3.3	-4.01	1317
D6307-B207	33.7	0.054016	0.001230	0.282657	0.000018	0.282656	-3.4	-4.08	1322
D6307-B208	32.6	0.039030	0.000869	0.282668	0.000013	0.282668	-3.0	-3.66	1296
D6307-B209	34.9	0.064563	0.001659	0.282686	0.000019	0.282685	-2.3	-3.03	1255
D6307-B210	33.7	0.051927	0.001260	0.282695	0.000027	0.282694	-2.0	-2.74	1237
D6307-B211	33.4	0.058317	0.001357	0.282655	0.000017	0.282654	-3.4	-4.14	1326
D6307-B213	32.3	0.060014	0.001504	0.282620	0.000018	0.282619	-4.7	-5.38	1405
D6307-B214	34.2	0.072204	0.001927	0.282754	0.000022	0.282753	0.1	-0.64	1104
D6307-B215	33.4	0.042823	0.001001	0.282600	0.000017	0.282600	-5.4	-6.07	1448

注: $\varepsilon\text{Hf}(t) = 10000 \{ [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1 \}$; $t_{\text{DM}} = 1 / \lambda \times \ln \{ 1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] \}$; $t_{\text{DMC}} = 1 / \lambda \times \ln \{ 1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{s,t} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},t}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_c - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] \} + t$; 球粒隕石及亏损地幔现在的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 同位素比值分别为0.282772和0.0332,0.28325和0.0384; $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_c = 0.015$, t = 锆石结晶年龄

4 讨论

4.1 错那洞早渐新世伟晶岩源岩及其形成机制

喜马拉雅造山带内发育有大量始新世以来的淡色花岗岩,其成因及其揭示的成岩过程对于反演喜马拉雅造山过程具有重要的指示意义。早期研究集中于淡色花岗岩形成时代及其源岩,认为喜马拉雅淡色花岗岩源岩为高喜马拉雅结晶岩系经白云母脱水部分熔融形成,而成岩时代主要集中于23~10Ma^[51-55]。随着对淡色花岗岩研究的深入,人们逐渐认识到,喜马拉雅淡色花岗岩的成因机制并不是相同的。Zeng et al.^[11]在也拉香波穹隆中发现了始新世的淡色花岗岩,认为该套始新世淡色花岗岩具有明显的高Sr、低Y特征,源岩并非单纯的变泥质岩,而是石榴角闪岩与变泥质岩混熔的结果,且石榴角闪岩的部分熔融起到了主导作用^[12-13]。在部分熔融类型方面,除了早期的白云母脱水熔融机制外,Guo and Wilson.^[56]、Zeng et al.^[12]、Gao et al.^[57]等提出了变泥质岩的水致白云母部分熔融作用,以及黑云母脱水部分熔融作用^[58]、黑云母含水部分熔融作用^[59]。这些研究表明,喜马拉雅淡色花岗岩形成时代上从始新世至中新世晚期均有产出,部分熔融源岩多样,部分熔融机制多样,而部分熔融源岩与机制的转变与喜马拉雅碰撞造山过程密

切相关。

前述分析测试已表明,错那洞早渐新世伟晶岩具有如下特征:(1)均为过铝质高钾富钠花岗质岩石,具有高的 SiO_2 、 Al_2O_3 及低的 TiO_2 、 P_2O_5 、 MnO 及 MgO ,富钾特征与北喜马拉雅穹隆带中的淡色花岗岩(年龄多<30Ma)相似,而富钠特征与始新世高Sr/Y比值花岗岩相似^[11-13];(2)Sr同位素初始组成(0.696308~0.751604)总体处于区域上泥质片麻岩(0.74846~1.20300)与角闪岩之间(0.710936~0.733351)^[11-13,50];(3)Nd同位素初始值(-12.05~-11.48)总体处于区域上泥质片麻岩(-17.1~-10.1)与角闪岩之间(-15.6~1.9)^[11-13,50];(4)具有高度变化的大离子亲石元素和高场强元素和Rb/Sr、Nb/Ta、Zr/Hf比值;(5)多数具有明显的负铕异常,但不具有高Sr/Y比值(1.67~15.66)。

首先,错那洞早渐新世花岗伟晶岩属于高硅体系,具有高度变化的微量元素,已结晶出电气石、绿柱石、石榴石等矿物,表明该套伟晶岩为高度分离结晶作用的产物。多数样品具有强烈的负铕异常(0.28~0.82),表明该套伟晶岩经历了强烈的斜长石结晶分异作用。此外,总体随着向高硅体系演化而降低的Zr/Hf比值表明可能经历了锆石的分离结晶作用^[60-61]。综合分析认为:错那洞早渐新世伟晶岩属于高分异花岗质岩石。

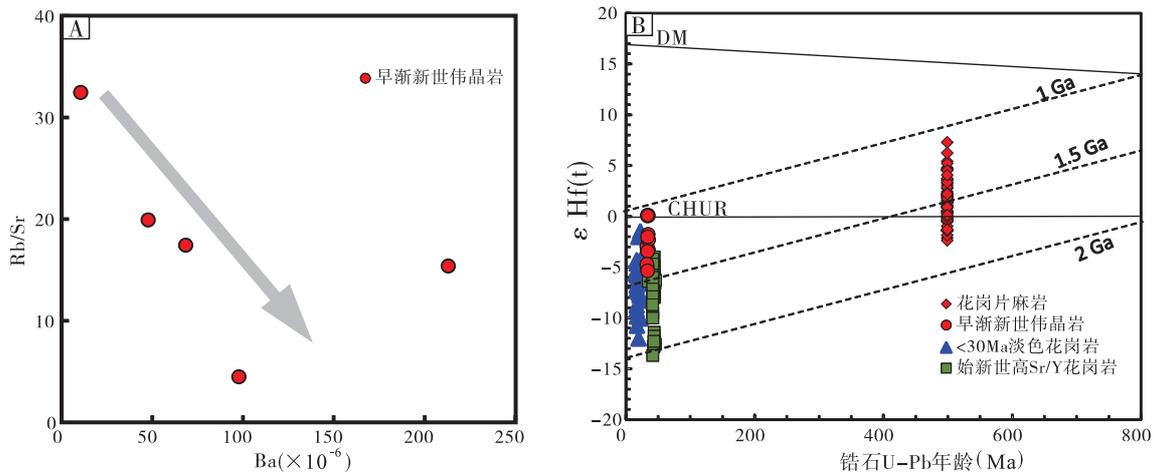


图7 Ba VS Rb/Sr 图解(A)及锆石 U-Pb 年龄 VS εHf(t) 图解(B)

<30Ma 浅色花岗岩来源于笔者待刊数据和和参考文献^[57];花岗片麻岩数据据参考文献^[35];始新世高 Sr/Y 花岗岩数据参考文献^[23]

Fig7 Ba VS Rb/Sr (A) and U-Pb ages VS εHf(t) (B) diagrams of granitic pegmatite in the Cuonadong Dome (data of leucogranites which are younger than 30Ma are from authors' unpublished data and reference [57]; data of granitic gneisses are from reference [35]; data of high Sr/Y ratio leucogranites are from reference [23])

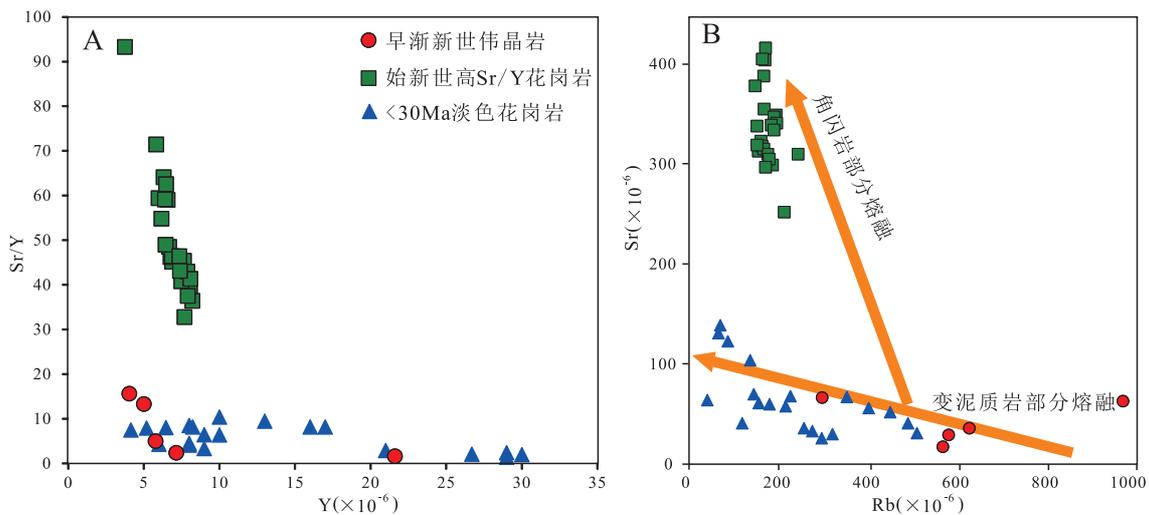


图8 错那洞伟晶岩 Y-Sr/Y (A)、Rb-Sr(B) 图解

<30Ma 浅色花岗岩数据参考文献^[4, 50];高 Sr/Y 花岗岩数据据参考文献^[11-12, 23]

Fig. 8 Y-Sr/Y (A) and Rb-Sr (B) isotope diagrams for granitic pegmatite in the Cuonadong Dome (data of the leucogranites younger than 30Ma are from authors' unpublished data and reference [57]; data of high Sr/Y ratio leucogranites are from reference [23])

其次,错那洞早渐新世花岗伟晶岩 Sr-Nd 同位素组成主体均在角闪岩与变泥质岩之间,其中 Sr 同位素组成更接近角闪岩,但 Nd 同位素组成更接近变泥质岩,显示其源岩有角闪岩与变泥质岩深熔混合的可能性。从部分熔融角度来讲,该套早渐新世伟晶岩具有很高的 Rb/Sr 比值(4.47 ~ 32.46, 平均值 17.93),多数具有明显的负钫异常, Ba 与 Rb/Sr 比值呈明显的负相关关系(图 7A),此外该套伟晶岩具有明显富 Na 的特征,表明该套伟晶岩更可能

形成于白云母的脱水熔融^[11, 62-63]。

再者,错那洞早渐新世伟晶岩为高钾富钠质花岗岩。已有研究表明,富钠花岗岩的形成可通过高压变泥质片麻岩的水致部分熔融以及基性角闪岩的部分熔融形成^[62]。前述研究已经表明该套伟晶岩不是水致部分熔融的产物,是白云母脱水部分熔融的产物,且白云母脱水部分熔融过程中,由于独居石的溶解占主导地位,形成的 Sr-Nd 同位素比值应显著降低,这与错那洞早渐新世伟晶岩的 Sr-Nd 同

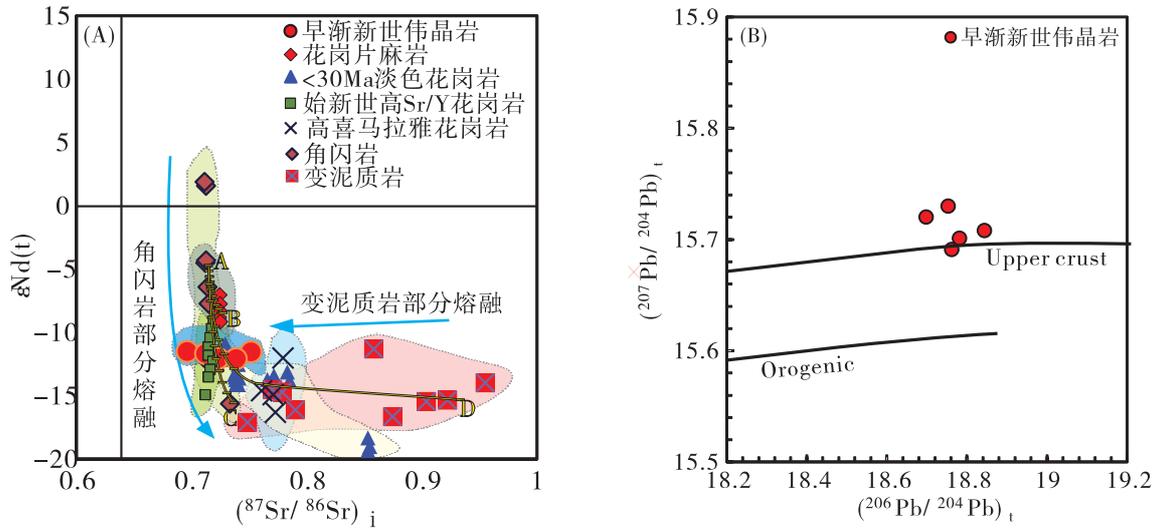


图9 错那洞伟晶岩 Sr-Nd 同位素 (A) 及 $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ 同位素 (B) 图解

(< 30Ma 淡色花岗岩数据据参考文献^[4, 50]; 高 Sr/Y 花岗岩、角闪岩及变泥质岩数据据参考文献^[11-12, 23]; 花岗片麻岩数据据参考文献^[35])

Fig. 9 Sr-Nd (A) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ VS $^{207}Pb/^{204}Pb$ (B) isotope diagrams for granitic pegmatite in the Cuonadong Dome (data of the leucogranites younger than 30Ma are from authors' unpublished data and reference^[57]; data of granitic gneisses are from reference^[35]; data of high Sr/Y ratio leucogranites, amphiboles and metapelites are from reference^[23])

位素特征不是完全一致。因此,变泥质片麻岩应不是该套伟晶岩的唯一源岩,其源区可能受到了基性角闪岩部分熔融形成的熔体混染,这与伟晶岩锆石 Hf 同位素中显示 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值有少数在 0 值附近是吻合的(图 7B)。区域上已有的研究表明,基性角闪岩的部分熔融形成的岩浆典型特征是具有埃达克质地球化学特征,如也拉香波穹隆中始新世淡色花岗岩便具有十分显著的高 Sr/Y 特征(图 8A)^[11-12],以及明显不同于变泥质岩部分熔融的 Rb-Sr 体系(图 8B),但错那洞早渐新世伟晶岩并不具备显著的埃达克质地球化学特征,在 Rb-Sr 体系图解中(图 8B),该套伟晶岩也分布在变泥质岩部分熔融趋势线上,因此,角闪岩的部分熔融也不太可能是该套伟晶岩的主要源岩。为了限定各端元组分对于错那洞早渐新世伟晶岩成岩过程的贡献,我们利用角闪岩、变泥质岩以及花岗片麻岩作为端元进行了简单的混合计算,发现角闪岩与花岗片麻岩深熔作用的混合基本不能产生类似错那洞早渐新世伟晶岩的岩浆,而角闪岩与变泥质岩深熔作用所产生的熔体通过不同程度的混合可以产生类似错那洞早渐新世伟晶岩的岩浆(图 9A)。从 Sr-Nd 同位素组成简单模拟曲线可以看出(图 9A),这套伟晶岩的 Sr-Nd 同位素组成与区域上始新世高 Sr/Y 淡色花岗岩及北喜马拉雅年龄 < 30Ma 的淡色花岗岩 Sr-Nd 同

位素组成均有重叠,但更靠近典型的由变泥质岩部分熔融形成的北喜马拉雅年龄 < 30Ma 的淡色花岗岩。表明错那洞早渐新世伟晶岩是由角闪岩与变泥质岩混熔的结果,其中变泥质岩的部分熔融起到主导作用,这与放射性 Pb 同位素显示的上地壳 Pb 源是吻合的(图 9B),同时与 Hf 同位素组成显示的壳源组分为主要来源也是吻合的(图 7B)。

4.2 特提斯喜马拉雅穹隆带地壳深熔作用的时限与源岩类型转变

已有大量的研究表明,特提斯喜马拉雅穹隆带中发育有广泛的地壳深熔作用,代表性产物便是始新世至中新世淡色花岗岩,但不同时期形成的淡色花岗岩代表了不同的深熔事件与源岩类型。早期学者通过苦堆和萨迦淡色花岗岩体的研究,认为特提斯喜马拉雅深熔作用时限在 27.5 ~ 10Ma 左右,为渐新世至中新世的地壳深熔作用^[64]。后来始新世的淡色花岗岩首先在纽库淡色岩体及麻布迦穹隆中被报道出来,但并没有对其成因机制做深入研究^[9, 65]。Zeng et al.^[11-12, 23] 首先解析了始新世(44 ~ 35Ma)淡色花岗岩形成机制,认为该套花岗岩形成于碰撞造山加厚地壳背景下以角闪岩部分熔融为主导的混熔结果,35Ma 左右岩浆活动被认为是促使藏南拆离系活动的主要深熔事件。而藏南拆离系的活动诱发的深熔事件从渐新世一直持续到中

新世晚期(30~10Ma),大量分布的该时期淡色花岗岩被解释为地壳伸展减薄背景下变泥质岩部分熔融的产物^[11-16,30]。

本次研究工作获得了33.7Ma的伟晶岩,为早渐新世的一套深熔事件产物。前述研究已经表明该套伟晶岩同始新世高Sr/Y淡色花岗岩一样,都属于角闪岩与变泥质岩深熔混合作用的产物,但部分熔融的主导端元已由角闪岩转变为了变泥质岩,表明晚渐新世—早渐新世(33Ma)左右错那洞地区已由地壳缩短加厚背景逐渐转变为地壳伸展减薄背景。

4.3 错那洞穹隆初始成穹作用与铍稀有金属成矿作用的初始富集

张林奎等^[18]针对穹隆中岩石组合、变质变形及相应的岩浆活动进行了详细研究,在幔部强变质变形带中获得了36Ma左右的变质年龄,解释为STDS开始活动的标志,而STDS的启动诱发了26Ma左右的变形二云母花岗岩的侵位,认为错那洞穹隆的成穹作用初始至少在中渐新世便已开始。本次研究工作所获得的早渐新世花岗伟晶岩为一套同构造变形伟晶岩,表明33Ma左右错那洞地区已有深熔岩浆活动,这与STDS活动背景下变泥质岩深熔事件相吻合,表明错那洞穹隆的初始形成在早渐新世便已开始。

前人已在错那洞穹隆中厘定出两期次铍钨锡成矿作用,均为中新世成矿事件,分别与18Ma及16Ma两期次淡色花岗岩浆活动密切相关^[18]。该两套花岗岩均具有较高SiO₂、Al₂O₃、K₂O含量,富集Rb、U、K、Pb,相对亏损Nb、Ta、Zr等微量元素特征,均具有较强烈的负钨异常,表现为高分异淡色花岗岩特性(待刊数据),具备钨锡铍多金属成矿专属性。本次获得早渐新世花岗伟晶岩局部含有绿柱石,且Rb(铷)含量较高,但尚未发现与之相关的伟晶岩型工业矿体与矽卡岩型工业矿体,表明该套早渐新世伟晶岩浆活动可能仅实现了铍稀有金属的初始富集。目前发现的早渐新世伟晶岩仅为侵入中构造层强变形带中较细的伟晶岩脉,表明错那洞穹隆中是存在早渐新世岩浆活动的。深部是否存在与该套伟晶岩相关的淡色花岗岩尚不得而知,但早渐新世岩浆活动已有铍稀有金属的初步富集为错那洞地区甚至整个特提斯喜马拉雅带稀有金属找矿工作提供了新的参考。值得注意的是,目前错那洞矿床发现的工业矿体均为中新世淡色花岗岩

浆活动形成,而稀有金属的初始富集与巨量富集机制研究也集中在中新世淡色花岗岩—伟晶岩演化单一方面。在笔者看来,早渐新世已有铍稀有金属的初始富集现象是存在的,而这一初始富集可能对中新世淡色花岗岩浆活动引起的铍稀有金属巨量堆积有所贡献。

5 结论

(1) 错那洞穹隆伟晶岩成岩年龄为 33.7 ± 0.4 Ma,为穹隆中首次发现的早渐新世岩浆活动,该套伟晶岩为过铝质高钾富钠花岗质岩石,具有较高SiO₂、Al₂O₃含量,较低的CaO、MgO、MnO及TiO₂含量,高场强元素及大离子亲石元素均呈现高度变化特征,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素。

(2) 错那洞伟晶岩Sr同位素初始值与Nd同位素初始值总体均在角闪岩与泥质片麻岩之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-5.4~0.1之间,经简单的Sr-Nd同位素端元混合模拟,表明错那洞早渐新世含绿柱石伟晶岩是角闪岩与泥质片麻岩混熔的结果,其中泥质片麻岩的部分熔融起主导作用,其形成与藏南拆离系(STDS)的活动密切相关。

(3) 错那洞早渐新世同构造变形含绿柱石伟晶岩的发现揭示错那洞穹隆成穹作用至少在早渐新世便已开始。早渐新世已有铍稀有金属的初始富集现象是存在的,而这一初始富集可能对中新世淡色花岗岩浆活动引起的铍稀有金属巨量堆积有所贡献。

致谢:参加野外工作的还有博士生黄春梅、代作文以及硕士生卢柳、缪华清等。在试验过程中得到了西安地质调查中心LA-ICP-MS实验室老师的帮助。两位审稿人及编辑部老师对本文提出了中肯的意见与建议,在此一并致以衷心的感谢!

参考文献:

- [1] 李德威,刘德民,廖群安,等.藏南萨迦拉岗日变质核杂岩的厘定及其成因[J].地质通报,2003,(5):303-307.
- [2] 张金阳,廖群安,李德威.西藏定结地区高喜马拉雅淡色花岗岩的地球化学特征与岩浆源区研究[J].地质科技情报,2003,(3):9-14.
- [3] 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[J].地质科学,2007,(1):16-30.
- [4] 高利娥,高家昊,赵令浩,等.藏南拿日雍错片麻岩穹隆中新世淡色花岗岩的形成过程:变泥质岩部分熔融与分离结晶作用

- [J]. 岩石学报, 2017, 33(8): 2395 - 2411.
- [5] 辜平阳, 何世平, 李荣社, 等. 藏南拉轨岗日变质核杂岩核部花岗岩片麻岩的地球化学特征及构造意义[J]. 岩石学报, 2013, 29(3): 756 - 768.
- [6] Lee J, Hacker B R, Dinklage W S, et al. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints [J]. *Tectonics*, 2000, 19(5): 872 - 895.
- [7] Lee J, Hacker B R, Wang Y. Evolution of North Himalayan gneiss Domes: structural and metamorphic studies in Mabja Dome, southern Tibet [J]. *Journal of Structural Geology*, 2004, 26(12): 2297 - 2316.
- [8] Lee J, McClelland W, Wang Y, et al. Oligocene-Miocene middle crustal flow in southern Tibet: geochronology of Mabja Dome [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2006, 268(1): 445 - 469.
- [9] Lee J, Whitehouse M J. Onset of mid-crustal extensional flow in southern Tibet: Evidence from U/Pb zircon ages [J]. *Geology*, 2007, 35(1): 45.
- [10] Leech M L. Does the Karakoram fault interrupt mid-crustal channel flow in the western Himalaya [J]? *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 276(3): 314 - 322.
- [11] Zeng L S, Liu J, Gao L E, et al. Early Oligocene anatexis in the Yardoi gneiss Dome, southern Tibet and geological implications [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(1): 104 - 112.
- [12] 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 [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 303(3 - 4): 251 - 266.
- [13] 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[J]. 岩石学报, 2009, (09): 2289 - 2302.
- [14] 高利娥, 曾令森, 谢克家. 北喜马拉雅片麻岩穹隆始新世高级变质和深熔作用的厘定[J]. 科学通报, 2011, (36): 3078 - 3090.
- [15] 高利娥, 曾令森, 侯可军, 等. 藏南马拉山穹隆佩枯复合淡色花岗岩体的多期深熔作用[J]. 科学通报, 2013, (27): 2810 - 2822.
- [16] 高利娥, 曾令森, 王莉, 等. 藏南马拉山高钙二云母花岗岩的年代学特征及其形成机制[J]. 岩石学报, 2014, 29(6): 1995 - 2012.
- [17] 张志, 张林奎, 李光明, 等. 北喜马拉雅错那洞穹隆 - 片麻岩穹隆新成员与穹隆控矿新命题[J]. 地球学报, 2017, 38(5): 754 - 766.
- [18] 张林奎, 张志, 李光明, 等. 特提斯喜马拉雅错那洞穹隆的岩石组合、构造特征与成因[J]. 地球科学, 2018, 43(8): 2664 - 2683.
- [19] 李光明, 张林奎, 焦彦杰, 等. 西藏喜马拉雅成矿带错那洞超大型铍钨锡多金属矿床的发现及意义[J]. 矿床地质, 2017, 36(4): 1003 - 1008.
- [20] Debon F, Fort P L, 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]. *Journal of Petrology*, 1986, 27(1): 219 - 250.
- [21] Chen Z, Liu Y, Hodges K, et al. The Kangmar Dome: a metamorphic core complex in southern Xizang (Tibet) [J]. *Science*, 1990, 250(4987): 1552 - 1556.
- [22] Smit M A, Hacker B R, Lee J. Tibetan garnet records early Eocene initiation of thickening in the Himalaya [J]. *Geology*, 2014, 42(7): 591 - 594.
- [23] Zeng L S, Gao L E, Tang S H, et al. Eocene magmatism in the Tethyan Himalaya, southern Tibet [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2014, 412: SP412. 8.
- [24] Liu Z C, Wu F Y, Ding L, et al. Highly fractionated Late Eocene (~ 35 Ma) leucogranite in the Xiaru Dome, Tethyan Himalaya, South Tibet [J]. *Lithos*, 2016, 240 - 243: 337 - 354.
- [25] Schürer U, Xu R H, Allègre C J. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, south Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 77(1): 35 - 48.
- [26] Harris N, Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites [J]. *Tectonics*, 1994, 13(6): 1537 - 1546.
- [27] Harrison T M, Lovera O M, Grove M. New insights in to the origin of two contrasting Himalayan granite belts [J]. *Geology*, 1997, 25(10): 899 - 902.
- [28] Zeng L S, Gao L E, Dong C Y, et al. High-pressure melting of metapelite and the formation of Ca-rich granitic melts in the Namche Barwa Massif, southern Tibet [J]. *Gondwana Research*, 2012, 21(1): 138 - 151.
- [29] 林彬, 唐菊兴, 郑文宝, 等. 西藏错那洞淡色花岗岩地球化学特征、成岩时代及岩石成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2016, 35(3): 391 - 406.
- [30] Liu Z C, Wu F Y, Ji W Q, et al. Petrogenesis of the Ramba leucogranite in the Tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model [J]. *Lithos*, 2014, 208 - 209: 118 - 136.
- [31] Duan J L, Tang J X, Lin B. Zinc and lead isotope signatures of the Zhaxikang Pb Zn deposit, South Tibet: Implications for the source of the ore-forming metals [J]. *Ore Geology Reviews*, 2016, 78: 58 - 68.
- [32] Xie Y L, Li L M, Wang B G, et al. Genesis of the Zhaxikang epithermal Pb-Zn-Sb deposit in southern Tibet, China: Evidence for a magmatic link [J]. *Ore Geology Reviews*, 2017, 80: 891 - 909.
- [33] Zhou Q, Li W C, Qing C S, et al. Origin and tectonic implications of the Zhaxikang Pb-Zn-Sb-Ag deposit in northern Himalaya: evidence from structures, Re-Os-Pb-S isotopes, and fluid inclusions [J]. *Mineralium Deposita*, 2017, 1 - 16.
- [34] 卿成实, 丁俊, 李应栩, 等. 马扎拉金锑矿元素组合异常及找矿方向[J]. 金属矿山, 2014, (12): 134 - 137.
- [35] Zhang L K, Li G M, Santosh M, et al. Cambrian magmatism in the Tethys Himalaya and implications for the evolution of the Proto-Tethys along the northern Gondwana margin: A case study and overview [J]. *Geological Journal*, 2018, 1 - 21.

- [36] Zhu D C, Pan G T, Mo X X, et al. Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume-lithosphere interaction [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, 29(2-3): 320-335.
- [37] Zhu D C, Chung S L, Mo X X, et al. The 132 Ma Comei-Bunbury large igneous province: Remnants identified in present-day southeastern Tibet and southwestern Australia [J]. *Geology*, 2009, 37(7): 583-586.
- [38] Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau [J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(4): 1429-1454.
- [39] 林彬, 唐菊兴, 郑文宝, 等. 藏南扎西康矿区流纹岩的岩石地球化学、锆石 U-Pb 测年和 Hf 同位素组成 [J]. *地质论评*, 2014, 1: 178-189.
- [40] Liu Z, Zhou Q, Lai Y, et al. Petrogenesis of the Early Cretaceous Laguila bimodal intrusive rocks from the Tethyan Himalaya: Implications for the break-up of Eastern Gondwana [J]. *Lithos*, 2015, 236-237: 190-202.
- [41] 胡古月, 曾令森, 高利娥, 等. 藏南隆子地区恰嘎流纹质次火山岩稀土元素类似四分组效应 [J]. *地质通报*, 2011, 30(01): 82-94.
- [42] Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. *Chemical Geology*, 2002, 192: 59-79.
- [43] Gao S, Liu XM, Yuan HL, et al. Analysis of forty-two major and trace elements of USGS and NIST SRM Glasses by LA-ICPMS [J]. *Geostand NewsL*, 2002, 22: 181-195.
- [44] Wu FY, Yang YH, Xie LW, et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology [J]. *Chemical Geology*, 2006, 234: 105-126.
- [45] 王银喜, 顾连兴, 张遵忠, 等. 东天山晚石炭世大石头群流纹岩 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究 [J]. *岩石学报*, 2007, 23(7): 1749-1755.
- [46] Peccerillo A, Taylor SR. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976, 58: 63-81.
- [47] Wright JB. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis [J]. *Geological Magazine*, 1969, 106: 370-384.
- [48] Boynton WV. Cosmochemistry of the earth elements: meteorite studies, Rare Earth element geochemistry [M]. In: Henderson R (eds.), 1984.
- [49] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication* 1989, 42: 313-345.
- [50] 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 [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2004, 228(1-2): 195-212.
- [51] Le Fort P. Manaslu leucogranite: A collision signature of the Himalaya: A model for its genesis and emplacement [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1981, 86(B11): 10545-10568.
- [52] Schärer U, Xu R H, Allègre C J. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, south Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 77(1): 35-48.
- [53] Simpson R L, Parrish R R, Searle M P, et al. Two episodes of monazite crystallization during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya [J]. *Geology*, 2000, 28(5): 403-406.
- [54] 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]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2003, 21(4): 317-334.
- [55] Searle M P, Simpson R L, Law R D, et al. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal South Tibet [J]. *Journal of the Geological Society*, 2003, 160: 345-366.
- [56] Guo Z F, Wilson M. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting [J]. *Gondwana Research*, 2012, 22(2): 360-376.
- [57] Gao L E, Zeng L S, A simow P D. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites [J]. *Geology*, 2017, 45(1): 39-42.
- [58] 李旺超, 张泽明, 向华, 等. 喜马拉雅造山带核部的变质作用与部分熔融: 亚东地区高压泥质麻粒岩的岩石学与年代学研究 [J]. *岩石学报*, 2015, 31(5): 1219-123.
- [59] King J, Harris N, Argles T, et al. Contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet [J]. *GSA Bulletin*, 2011, 123(1-2): 218-239.
- [60] Dostal J, Chatterjee A K. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada) [J]. *Chemical Geology*, 2000, 163(1-4): 207-218.
- [61] Claiborne L L, Miller C F, Walker B A, et al. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada [J]. *Mineralogical Magazine*, 2006, 70: 517-543.
- [62] Patiño Douce A E, Harris N. Experimental constraints on Himalayan Anatexis [J]. *Journal of petrology*, 1998, 39: 689-710.
- [63] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust [J]. *Nature*, 1993, 362: 144-146.
- [64] 张宏飞, N. Harris, R. Parrish, 等. 北喜马拉雅萨迦穹隆中苦堆和萨迦淡色花岗岩的 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. *科学通报*, 2004, (20): 2090-2094.
- [65] Ding L, Kapp P, Wan X Q. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, southcentral Tibet [J]. *Tectonics*, 2005, 24(3): TC3001, doi:10.1029/2004TC001729.

The early Oligocene beryl-bearing pegmatite in the Cuonadong dome, southern Tibet: Its forming mechanism and geological significances

ZHANG Zhi¹, LI Guangming¹, ZHANG Linkui¹, DONG Suiliang¹, LIANG Wei¹, FU Jiangang¹, HUANG Yong¹, CAO Huawen¹, XIA Xiangbiao¹

(Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China)

Abstract: The large-scale tungsten-tin-beryllium mineralization was newly discovered in the Cuonadong Dome, which is located in the east of the Tethyan Himalaya. Cuonadong Dome was divided into the upper part (the edge), the middle part (the mantle), and the lower part (the core) by the upper and lower detachment faults. A set of syntectonic deformed beryl-bearing granitic pegmatite was occurred in the mantle, of which the rocks were strongly deformed. The zircon U-Pb isotopic data show that the pegmatite was formed at 33.7 ± 0.4 Ma (MSWD = 1.12), which was the Early Oligocene magmatism and obviously older than the Miocene leucogranites (20-14 Ma) in the Dome. The characteristics of the whole-rock geochemistry and isotopic geochemistry show that: (1) the Early Oligocene granitic pegmatite is the peraluminous granitic rock with high potassium and sodium. The characteristics of the major elements show that the granitic rocks have higher SiO_2 (> 69.74%) and Al_2O_3 (> 14.58%), lower CaO, MgO, MnO and TiO_2 than common granitic rocks; (2) high field strength elements (HFSE) and large ion lithophile elements (LILE) all exhibit high variation characteristics, enriching light rare earth elements and depleting heavy rare earth elements; (3) The values of the initial Sr isotope (0.696308 ~ 0.751604) and the initial Nd isotope (-11.48 ~ -12.05) range between those of amphibolite and metapelites, and the values of zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ are between -5.4 and 0.1 (mainly concentrated in -5.4 ~ -1.8). According to comprehensive research, the Early Oligocene beryl-bearing pegmatite was derived from the partial melting of source consisting dominantly of metapelites and subordinately amphibolite, which was related to the activities of the South Tibetan Detachment System (STDS), and indicate that the primary partial melting source of the Cenozoic crustal anatexis in the Cuonadong Dome changed from amphibolite to metapelites at the Early Oligocene. The discovery of the syntectonic deformed beryl-bearing pegmatite reveals that the Cuonadong Dome began to form at least in the Early Oligocene. The initial enrichment of beryllium mineralization likely occurred in the Early Oligocene, whereas the giant enrichment occurred in the Miocene associated with Miocene leucogranites.

Key words: Cuonadong dome; pegmatite, partial melting; Tethyan Himalaya