缅甸抹谷变质带新生代超高温变质作用

陈思^{1,3}, 陈意^{1,2,3*}, 李仪兵^{1,3}, 苏斌¹, 张庆华^{1,3}, Me Me AUNG⁴, Kyaing SEIN⁵

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

3. 中国科学院大学, 北京 100049;

4. Geology Department, Myitkyina University, Kachin State, Myitkyina 01012, Myanmar;

5. Myanmar Geosciences Society, Hlaing University Campus, Yangon 11062, Myanmar

* 通讯作者, E-mail: cheniyi@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2020-11-02; 收修改稿日期: 2021-01-14; 接受日期: 2021-02-25; 网络版发表日期: 2021-08-23

国家自然科学基金项目(批准号: 41822202、41490614)资助

摘要 超高温变质作用是探知大陆地壳极端热演化的重要窗口, 广泛分布于前寒武纪, 在新生代极少出现. 文章通过详细的岩石学和年代学研究, 在缅甸抹谷变质带中发现了~25Ma的超高温泥质麻粒岩, 峰期矿物组合为石榴子石+夕线石+斜长石(反条纹长石)+钾长石+石英+富Ti黑云母+金红石+钛铁矿. 尽管传统矿物温压计和压力(P)-温度(T)视剖面图限定其峰期变质压力<12kbar, 变质温度为780~890°C, 但基质金红石Zr含量(3005~4308ppm)和高Ti黑云母(TiO_2 含量最高达9.2wt%)均指示抹谷泥质麻粒岩经历了超高温变质作用. 金红石Zr温度计结合视剖面图中石榴子石 X_{Gr} 等值线限定峰期变质温压条件为>900°C和~12kbar. 锆石SIMS和LA-ICP-MS U-Pb定年及微量元素分析显示, 变质锆石都具有重稀土(HREE)平坦的配分模式和Eu的负异常特征. 两个麻粒岩样品中HREE含量最低的变质锆石分别给出了(24.9±0.5)和(25.4±0.6)Ma的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 代表了超高温变质时代. 研究结果表明, 抹谷地区在~25Ma经历了超高温变质作用, 这可能是板块汇聚边缘的大陆张裂引发岩石圈伸展导致的, 进一步论证了在现代板块构造体制下岩石圈伸展是诱发超高温变质作用的关键机制.

关键词 抹谷变质带, 超高温变质作用, 泥质麻粒岩, 金红石Zr温度计, 锆石年代学

1 引言

超高温变质作用是指发生在地壳深部中压(压力为7~13kbar)条件下, 变质温度>900°C的极端变质作用(Harley, 1998; Brown, 2006). 它指示地壳在局部或区域经历了强烈的热扰动, 且其程度远超过碰撞造山作用引起的热扰动(Burg和Gerya, 2005; Zheng和Chen,

2017). 因此准确获得超高温地体的变质峰期 P - T 条件是刻画深部地壳构造热演化过程的关键. 到目前为止, 全球约72个地区有超高温变质作用的报道(Kelsey, 2008; Kelsey和Hand, 2015; 焦淑娟和郭敬辉, 2019). 这些超高温变质作用主要发育于前寒武纪, 并普遍与四个超大陆旋回时期吻合(Brown, 2007; Kelsey, 2008). 超高温变质作用被认为发生于岩石圈薄弱、高热流值

中文引用格式: 陈思, 陈意, 李仪兵, 苏斌, 张庆华, Aung M M, Sein K. 2021. 缅甸抹谷变质带新生代超高温变质作用. 中国科学: 地球科学, 51(11): 1872–1893, doi: 10.1360/N072020-0366

英文引用格式: Chen S, Chen Y, Li Y, Su B, Zhang Q, Aung M M, Sein K. 2021. Cenozoic ultrahigh-temperature metamorphism in pelitic granulites from the Mogoke metamorphic belt, Myanmar. Science China Earth Sciences, 64(11): 1873–1892, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9748-5>

的大陆弧后环境(Brown, 2006, 2007; Kelsey, 2008; Harley, 2008). 然而, 由于前寒武超高温变质地体普遍遭受多期构造叠加改造, 其构造背景和成因仍存在较大的争议. 例如, 前人提出超高温变质作用发生的构造背景还包括洋脊俯冲(Santosh和Kusky, 2010; Guo J H等, 2012)、碰撞后俯冲板片回卷与断离(Harley, 2008)、加厚下地壳岩浆底侵(Harley, 1998; Sajeev和Osanai, 2004)、大陆张裂和地幔上涌(Santosh和Omori, 2008; Zheng和Chen, 2017; Zheng, 2021)等. 然而, 青藏高原、帕米尔高原和里奥格兰德(Rio Grande)大裂谷的超高温麻粒岩捕虏体(Hacker等, 2000, 2005; Cipar等, 2020)及印度尼西亚东部苏拉岛(Seram)的超高温麻粒岩(~16Ma)(Pownall等, 2014)均表明这种极端变质作用在现代地球仍持续发生. 与古老的超高温麻粒岩相比, 年轻的超高温麻粒岩受后期叠加改造的影响较小, 可为直接限定超高温变质作用的构造背景(或过程)和成因提供重要约束.

目前, 全球大多数超高温变质作用的识别依赖于特征矿物组合, 如假蓝宝石+石英(Dallwitz, 1968; Ellis, 1980; Kelsey等, 2004; Bose和Das, 2007; Santosh等, 2007; Nishimiya等, 2010)、高Al斜方辉石+夕线石+石英(Harley, 1998; Kelsey等, 2003; Sajeev和Osanai, 2004)以及含大隅石的矿物组合(Ellis, 1980; Grew, 1982), 这些矿物组合常发育在Mg-Al质麻粒岩中(如Harley, 2008; Kelsey, 2008). 但这类岩石在自然界很少出现, 常以不同规模的透镜体或条带产出于变泥质岩或变杂砂岩中(如, Galli等, 2011; Dharma Rao等, 2012; Guo J H等, 2012). 这些围岩常发育简单矿物组合, 如石榴子石、夕线石和长英质矿物等, 很难依据这些矿物判断其是否经历了超高温变质作用. 此外, 由于超高温条件下强烈的元素扩散和冷却再平衡作用, 导致传统的Mg-Fe交换温度计不能有效确定超高温变质的峰期温度(如, Fitzsimons和Harley, 1994; Pattison等, 2003; 吴春明, 2018). 因此准确获得超高温变质峰期温度, 成为认识超高温变质岩分布规模和形成机制的关键.

近年来, 利用微量元素温度计识别超高温变质作用的方法逐渐受到研究学者重视, 如金红石Zr含量温度计(Zack等, 2004; Watson等, 2006; Ferry和Watson, 2007; Tomkins等, 2007; Hofmann等, 2013)、石英Ti含量温度计(Wark和Watson, 2006; Kawasaki和Osanai,

2008)和锆石Ti含量温度计(Watson和Harrison, 2005; Watson等, 2006; Ferry和Watson, 2007; Hofmann等, 2013). 金红石是地壳岩石中常见的副矿物, 其Zr含量较高, 运用电子探针即可获得(陈意等, 2018). 与锆石相比, 金红石更易在超高温变质峰期条件下稳定存在(Kooijman等, 2012), 并且其Zr含量不易受退变质作用的影响(Ewing等, 2013; 陈意等, 2018). 因此, 金红石Zr含量温度计被认为是识别超高温变质作用最有效的温度计之一(如, Jiao等, 2011; Ague等, 2013; Korhonen等, 2014).

本文对喜马拉雅东构造结缅甸抹谷变质带石榴子石-夕线石麻粒岩展开了详细的岩石学、相平衡模拟、金红石微量元素以及锆石年代学研究. 结果显示, 抹谷变质带泥质麻粒岩在~25Ma经历了超高温变质作用, 这是在喜马拉雅东构造结发现的第一处超高温变质地体. 该发现不仅对探究喜马拉雅东构造结构造演化有重要的指示意义, 也为解析早期地球超高温变质的形成机制提供了参考依据.

2 地质背景

缅甸位于喜马拉雅东构造结东南缘, 此处喜马拉雅山脉走向由北东-南西向突变为北-南向(图1). 缅甸自西向东由四个构造单元组成, 分别为印缅山脉、西缅地块、抹谷变质带和掸邦高原(Searle等, 2007; Mitchell等, 2012). 抹谷变质带位于实皆断裂的东侧, 形似镰刀状, 南北延伸达1500km(图1). 北接喜马拉雅东构造结, 南至安达曼海, 东连泰国西北部茵他依高级变质核杂岩(Searle等, 2007). 前人认为缅甸抹谷变质带的形成与印度板块和滇缅泰马微陆块的碰撞过程有关(Mitchell, 2018; Searle等, 2020).

抹谷变质带主要由角闪岩相到麻粒岩相的片岩、片麻岩、混合岩、大理岩、钙硅酸盐岩以及侏罗纪到中新世花岗岩和闪长岩侵入体组成(Gardiner等, 2015; Mitchell, 2018). 抹谷变质带中部的抹谷地区出露了大规模含宝石(红宝石、蓝宝石、尖晶石)的大理岩、石榴子石-夕线石片麻岩和钙硅酸盐岩, 代表区域高温变质单元(图1). 此外, 该区域内出露有正长岩、辉长岩、淡色花岗岩、黑云母花岗岩、伟晶岩等侵入体和超基性岩(图1). 前人限定该地区麻粒岩的变质温度为780~850°C, 压力为6~10kbar(Ye Kyaw等, 2016, 2017;

图 1 缅甸及抹谷地区地质简图和麻粒岩野外露头

(a) 缅甸地质简图, 改自Liu等(2016)和Chen Y等(2018); (b) 缅甸抹谷Bernardmyo地区地质图及采样点位; (c)、(d) 采样点1泥质麻粒岩露头

Win等, 2016), 指示其为下地壳变质基底。然而, 一些麻粒岩似乎记录了更高的变质温度。Yonemura等(2013)报道抹谷地区石榴子石-斜方辉石麻粒岩的峰期变质温度为800~950°C, 压力为6.5~8.7kbar。此外, Win等(2016, 2017)和Ye Kyaw等(2017)测得曼德勒-抹谷地区麻粒岩中金红石Zr含量最高达4200ppm(1ppm=1 $\mu\text{g g}^{-1}$), 指示变质温度>850°C。

迄今为止, 抹谷变质带的峰期变质时代仍存在争议。最初抹谷变质带被认为是前寒武结晶基底(Iyer, 1953; Searle和Haq, 1964; Bender和Bannert, 1983)。区内花岗岩、大理岩、片麻岩和云母片岩中云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年结果为22.7~15.8Ma(Bertrand等, 2001; Bertrand和Rangin, 2003; Garnier等, 2006), 表明抹谷变质带冷却时代为渐新世至中新世。Barley等(2003)在抹谷

变质带眼球状片麻岩中获得了~43Ma的变质锆石U-Pb年龄, 认为是印度-欧亚板块碰撞过程的变质响应。Searle等(2007)基于锆石和独居石的年代学研究结果, 提出抹谷变质带在59~24Ma经历了多期变质作用。Win等(2016)根据曼德勒实皆地区泥质片麻岩中独居石电子探针的定年结果, 认为片麻岩在~38Ma发生了角闪岩相-麻粒岩相变质作用, 并在~24Ma抬升冷却。如此复杂的年龄结果可能是定年矿物复杂的同位素体系造成的。

本文对抹谷北部Bernardmyo地区的Htin-Shu-Taung和Panlin两个采样点的4个石榴子石-夕线石麻粒岩样品(16MK48、16MK50、19MDL123和16MK62)开展研究(图1b)。采样点1(96°28'40"E, 23°0'50"N)位于Htin-Shu-Taung, 包括样品16MK48、16MK50和

19MDL123. 样品16MK62取自于采样点2(96°27'06"E, 22°58'20"N), 该点位于采样点1以南约7km的Panlin地区(图1b). 本文研究的麻粒岩在野外露头尺度不含浅色体, 因此代表熔体抽离后的残留体(图1c、1d). 抹谷泥质麻粒岩中出露长0.7~1.5km的超基性岩体, 呈透镜状产出, 是橄榄石矿的寄主岩体(图1b).

3 岩相学特征

采样点1的3个石榴子石-夕线石麻粒岩样品具有相似的岩相学特征. 以部分熔融残余相矿物组合为特点, 主要由石榴子石(25~35%)、石英(15~20%)、夕线石(5~15%)、斜长石(10~15%)、钾长石(10~15%)和高Ti黑云母(1~2%)组成, 并含有少量的反条纹长石、金

红石、钛铁矿、斜方辉石、石墨、锆石和独居石(图2a~2f). 石榴子石变斑晶(3~6mm)中含较多的石英、毛发状夕线石和磷灰石包裹体(图2a、2b), 以及少量的金红石、黑云母、钛铁矿和锆石包裹体(图2c). 黑云母以它形偶见于基质中, 或以近椭圆形被包裹于石榴子石变斑晶中(图2c、2d). 斜长石核部常见钾长石出溶条纹(图2f). 金红石(50~300 μ m)在基质中与黑云母、长石、夕线石和石英共生, 或以浑圆状颗粒(50~100 μ m)被包裹于石榴子石变斑晶中. 少量基质金红石边部与钛铁矿或微粒锆石接触.

采样点2样品16MK62非常新鲜, 主要由石榴子石(30~40%)、夕线石(15~20%)、石英(10~15%)、斜长石(10~15%)、钾长石(10~15%)、反条纹长石(~5%)和条纹长石(<3%)组成, 并含有少量的高Ti黑云母、金红

图2 抹谷石榴子石-夕线石麻粒岩显微照片和背散射(BSE)图像

(a) 石榴子石变斑晶及石英包裹体(16MK48); (b) 石榴子石变斑晶边部毛发状夕线石包裹体(16MK48); (c) 石榴子石变斑晶边部椭圆形黑云母包裹体(16MK48); (d) 基质中它形黑云母(19MDL123); (e) 基质中与黑云母、夕线石和石英共生的金红石(16MK50); (f) 基质中反条纹长石(16MK48), 左下角为红色方框区域BSE图像; (g) 石榴子石变斑晶及黑云母、石英和钛铁矿(16MK62); (h) 石榴子石中黑云母包裹体及基质金红石(16MK62); (i) 粗粒斜长石中出溶钾长石条纹(16MK62), 左下角为红色方框区域BSE图像; 矿物缩写依据Whitney和Evans(2010)

石、钛铁矿、锆石和独居石(图2g~2i)。石榴子石变斑晶(1~3mm)大多呈半自形或它形, 其中含有较多的石英包裹体, 少量的黑云母和金红石包裹体(图2g、2h)。粗粒(4~6mm)斜长石内部发育大量钾长石出溶条纹(图2i)。与采样点1麻粒岩不同, 该样品基质中无黑云母, 仅在石榴子石变斑晶边部含有少量的黑云母包裹体。金红石出现于基质(200~1000 μm)或石榴子石变斑晶中(50~100 μm)。

4 实验方法

4.1 全岩及矿物主量元素

全岩主量元素由中国科学院地质与地球物理研究所(IGGCAS)型号为Phillips PW 1500的X-ray荧光光谱仪测定。标准物质分析结果表明含量>1wt%的氧化物分析误差在1~3%之间, 含量<1wt%的氧化物分析误差约为10%。

造岩矿物主量元素分析由IGGCAS型号为JEOL-JXA8100的电子探针完成。测试加速电压15kV, 电子束流20nA, 电子束斑3 μm , 峰期计数时间20s, 背景计数10s。所有数据采用改进的ZAF(原子序数、吸收电流和荧光)校正程序在线校正。检测限范围为0.008~0.02wt%, 分析误差在1.0%以内。

4.2 金红石微量元素

金红石微量元素测试由IGGCAS的CAMECA SXFiveFE场发射电子探针完成。具体分析依据王娟等(2017)。测试加速电压20kV, 电子束流200nA, 束斑1 μm 。运用4个分析晶体对金红石微量元素进行分析: LLIF晶体分析Cr和Fe(K α); LPET晶体分析Zr和Nb(L α); LIF晶体分析Ti和V(K α); TAP晶体分析Al和Si(K α)。金红石R10为监测标样。Al、V、Cr、Fe和Nb的峰位测试时长为120s, Si和Zr的峰位测试时长为240s, Ti的峰位测试时长为20s。所有元素的背景测试时长为峰位测试时长的1/2。采用脉高分析器(PHA)/重叠峰扣除的方法将Nb与Zr、V与Ti的干扰峰分开。所有数据采用改进的ZAF校正程序在线校正。为避免纳米级的钛铁矿、锆石等包裹体及裂缝的影响, 将Si和Al作为监测元素, 舍弃Si>300ppm的数据。Zr的检测限(2 σ)为34ppm, Nb和Fe的检测限(2 σ)为42ppm, V的检测限(2 σ)为34ppm, Si和Al的检测限(2 σ)为18ppm, Cr的检测限

(2 σ)为33ppm。Zr、Nb、Fe、V、Cr的标准偏差(3 σ)分别为1~4%、1~3%、2~5%、1~4%、4~9%。金红石标样R10各元素测试结果平均值为: Zr=780ppm, Nb=2799ppm, V=1276ppm, Fe=4309ppm, Cr=718ppm; 该结果与Luvizotto等(2009)对R10的测试值在误差范围内一致。

4.3 锆石U-Pb同位素和微量元素

利用激光剥蚀-电感耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)和二次离子质谱(SIMS)技术对锆石进行U-Pb同位素分析。在利用LA-ICP-MS对锆石U-Pb定年的同时进行了微量元素分析。运用常规的磁选和重液分选技术从样品16MK50和16MK62中挑选出锆石颗粒, 在双目显微镜下挑选裂隙和包裹体较少的锆石颗粒, 并与锆石年龄标样一同固定在环氧树脂内, 并抛光至露出锆石晶面。在光学显微镜下拍摄透射光及反射光照片, 为实验选点时避免裂隙与包裹体提供基础依据。在IGGCAS运用型号为Nova NanoSEM 450的场发射扫描电子显微镜及其配套的Gatan MomoCL4阴极发光光谱仪采集锆石的背散射(BSE)和阴极发光(CL)图像。

4.3.1 SIMS锆石U-Pb定年

锆石U-Pb定年分析由IGGCAS离子探针实验室的CAMECA IMS-1280型二次离子质谱仪(SIMS)完成, 详细分析方法见Li等(2009)。为避免多点分析对U-Pb定年测量结果的影响(凌潇潇等, 2019), 在一颗锆石上只进行单点测试分析。分析束斑为20 μm ×30 μm 。锆石标样Plešovice($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄: 337Ma; Sláma等, 2008)用来校正Pb/U比值, 实验室锆石标样Qinghu为监测标样。U和Th含量采用锆石标样91500(U=81ppm, Th=29ppm; Wiedenbeck等, 1995)校正获得。采用实测的 ^{204}Pb 进行普通Pb校正, 如果测得的普通Pb含量非常低, 假定普通Pb主要来源于制样过程中带入的表面Pb污染, 以现今地壳的平均Pb同位素组成(Stacey和Kramers, 1975)作为普通Pb进行校正。运用Excel和加载程序Isoplot 3.00(Ludwig, 2003)对数据进行处理。同位素比值及年龄误差均按1 σ 计算。加权平均U-Pb年龄引用的置信区间为95%。实验测得锆石标样Qinghu谐和年龄为(159.7 $\pm$ 1.8)Ma, 与推荐值(159.5 $\pm$ 0.2)Ma(Li等, 2013)一致。

4.3.2 LA-ICP-MS锆石U-Pb定年及微量元素

锆石LA-ICP-MS U-Pb定年在北京锆年领航科技有限公司微区分析实验室完成. 激光剥蚀平台采用Resolution SE型193nm深紫外激光剥蚀进样系统, 配备S155型双体积样品池. 质谱仪采用Agilent 7900型电感耦合等离子体质谱仪. 详细的调谐参数见Thompson等(2018). 采用5个激光脉冲对每个剥蚀区域进行预剥蚀(剥蚀深度 $\sim 0.3\mu\text{m}$), 以去除样品表面可能的污染. 激光分析束斑直径为 $30\mu\text{m}$, 剥蚀频率为5Hz. 数据处理采用Iolite程序(Paton等, 2010), 锆石标样91500作为校正标样, GJ-1作为监测标样, 每隔12个样品点分析2个91500及1个GJ-1锆石标样. 通常采集20s的气体空白, 35~40s的信号区间进行数据处理, 按指数方程进行深度分馏校正(Paton等, 2010). 以NIST610作为外标, ^{91}Zr 作为内标计算微量元素含量. 实验测得锆石标样91500和GJ-1

的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄分别为 $(1062.2\pm 2.7)\text{Ma}$ (2σ)和 $(601.4\pm 2.7)\text{Ma}$ (2σ), 与91500和GJ-1推荐值 $(1065.4\pm 0.6)\text{Ma}$ (Wiedenbeck等, 2004)和 $(608\pm 0.4)\text{Ma}$ (Jackson等, 2004)在误差范围内一致.

5 实验结果

5.1 矿物成分

石榴子石的代表性成分详见表1. 石榴子石均具有较高的Fe含量, X_{Fe} 为0.53~0.62, 指示原岩为富Fe沉积岩. 样品16MK48和16MK50的石榴子石变斑晶成分分类似, 核部成分较均匀($\text{Alm}_{50-51}\text{Prp}_{41-43}\text{Grs}_{5-6}\text{Sps}_1$), X_{Mg} 为0.45~0.46, 仅在边部较窄的区域($\sim 0.5\text{mm}$)铁铝榴石组分逐渐升高, 镁铝榴石组分逐渐降低(图3a). 样品19MDL123中石榴子石变斑晶与前两个样品相比略富

图3 石榴子石、黑云母和长石成分图解

(a)、(b) 样品16MK48(a)和16MK62(b)中石榴子石变斑晶成分剖面. (c) 石榴子石-夕线石麻粒岩样品中黑云母Ti(pfu)- X_{Mg} 成分图解, $X_{\text{Mg}}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti})$; 华北克拉通超高温麻粒岩中黑云母数据(Guo J H等, 2012)及实验岩石学中当温度为900~950°C时与钛饱和相(如金红石和钛铁矿)共生的黑云母数据(Douce等, 1993)亦投于图中. (d) 长石三元图解; pfu, 每个化学式单位; Alm, 铁铝榴石; Grs, 钙铝榴石; Prp, 镁铝榴石; Sps, 锰铝榴石

表 1 石榴子石-夕线石麻粒岩中石榴子石代表性成分^{a)}

成分	16MK48		16MK50		19MDL123		16MK62	
	Grt-1-32	Grt-1-75	Grt-1-25	Grt-1-67	Grt-16	Grt-35	Grt-9a-20	Grt-9a-2
	核	边	核	边	核	边	核	边
SiO ₂	39.33	39.09	39.64	39.58	39.59	39.49	38.79	38.83
TiO ₂	0.06	0.01	0.05	0.07	bdl	0.07	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	22.46	22.46	22.36	22.47	22.00	22.05	21.47	21.40
Cr ₂ O ₃	0.03	0.06	0.03	0.05	bdl	0.04	0.03	0.08
FeO	23.97	27.25	23.91	24.72	22.41	22.46	26.60	27.11
MnO	0.55	0.73	0.60	0.58	0.45	0.42	0.27	0.31
MgO	11.07	9.65	11.40	11.00	12.50	12.48	9.52	9.76
CaO	2.22	1.30	2.29	2.17	2.32	2.38	2.55	2.05
合计	99.68	100.55	100.26	100.64	99.28	99.39	99.28	99.60
Si	2.989	2.983	2.991	2.986	2.994	2.984	2.996	2.992
Al	2.012	2.020	1.988	1.998	1.961	1.964	1.955	1.944
Ti	0.003	0.000	0.003	0.004	0.000	0.004	0.003	0.003
Cr	0.002	0.003	0.001	0.003	0.000	0.003	0.002	0.005
Fe	1.523	1.739	1.509	1.560	1.420	1.423	1.722	1.751
Mn	0.036	0.047	0.038	0.037	0.029	0.027	0.018	0.020
Mg	1.254	1.098	1.282	1.237	1.409	1.406	1.096	1.121
Ca	0.181	0.107	0.185	0.176	0.188	0.193	0.211	0.169
Fe ³⁺	0.004	0.011	0.027	0.020	0.053	0.057	0.044	0.061
Fe ²⁺	1.520	1.728	1.482	1.540	1.368	1.366	1.677	1.690
X _{Mg}	0.452	0.389	0.464	0.445	0.507	0.507	0.395	0.399
X _{Grs}	0.061	0.036	0.063	0.059	0.063	0.065	0.071	0.057
X _{Prp}	0.424	0.374	0.435	0.419	0.475	0.474	0.367	0.376
Alm	50.83	57.99	49.61	51.51	46.56	46.62	56.46	57.15
Prp	41.93	36.85	42.91	41.38	46.30	46.16	36.00	36.66
Grs	6.05	3.58	6.20	5.88	6.18	6.32	6.94	5.53
Sps	1.19	1.58	1.28	1.23	0.96	0.89	0.59	0.65

a) 阳离子依据O=12计算, $X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe^{2+})$, $X_{Grs}=Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+})$, $X_{Prp}=Mg/(Ca+Mg+Fe^{2+})$, 采用电价平衡法计算Fe³⁺. bdl, 低于检测限

Mg(Alm_{45~47}Prp_{46~47}Grs₆Sps₁), 且无明显成分环带. 样品16MK62石榴子石成分较均匀(Alm_{54~56}Prp_{36~37}Grs_{6~7}Sps₁), 其边部镁铝榴石组分含量略微升高, 钙铝榴石组分含量略微降低(图3b).

研究样品中黑云母具有极高的TiO₂含量(5.4~9.2wt%)和较低的Cl含量(0.12~0.29wt%)(表2), 并且不同结构位置的黑云母化学成分有明显差异(图3c).

采样点1的3个样品16MK48、16MK50和19MDL123基质中黑云母的Ti含量极高(7.35~9.22wt%、0.40~0.52pfu), F含量较低(<0.25pfu), X_{Mg}变化范围较大(0.65~0.77). 与基质黑云母相比, 石榴子石变斑晶中黑云母包裹体Ti含量较低(6.19~7.76wt%、0.34~0.44pfu), F含量(<0.49pfu)和X_{Mg}值(0.73~0.80)相对较高(图3c). 采样点2样品16MK62石榴子石变斑晶中黑云母包裹

表 2 石榴子石-夕线石麻粒岩中黑云母代表性成分^{a)}

成分	16MK48		16MK50		19MDL123		16MK62
	Bt-5	Bt-2	Bt-41	Bt-25	Bt-45	Bt-63	Bt-8
	包裹体	基质	包裹体	基质	包裹体	基质	包裹体
SiO ₂	37.40	36.80	38.45	37.19	37.44	37.72	36.69
TiO ₂	7.08	8.58	7.08	8.88	6.75	7.95	8.06
Al ₂ O ₃	15.49	13.59	14.71	13.64	16.35	14.30	15.64
Cr ₂ O ₃	bdl	bdl	7.94	11.89	8.24	10.09	12.96
FeO	8.25	11.56	0.06	0.23	0.12	0.23	0.16
MnO	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	bdl	0.04
MgO	17.83	13.21	16.60	12.98	16.17	15.01	12.26
CaO	0.02	0.04	0.07	0.01	0.04	0.07	0.09
Na ₂ O	0.25	0.14	0.28	0.14	0.25	0.21	0.23
K ₂ O	9.54	9.45	9.35	9.41	9.77	9.67	8.99
V ₂ O ₃	bdl	bdl	0.22	0.54	0.20	0.37	0.34
F	1.67	0.60	0.98	bdl	0.63	bdl	bdl
Cl	0.20	0.12	0.16	0.14	0.12	0.14	0.29
合计	97.75	94.08	95.92	95.09	96.08	95.74	95.75
Si	2.815	2.892	2.905	2.900	2.827	2.882	2.843
Al ^{IV}	1.238	1.106	1.123	1.060	1.255	1.107	1.081
Ti	0.388	0.485	0.396	0.501	0.376	0.445	0.451
Al ^{VI}	0.136	0.152	0.186	0.194	0.201	0.181	0.348
Cr	0.000	0.000	0.003	0.014	0.007	0.014	0.010
Fe	0.519	0.770	0.501	0.734	0.562	0.634	0.764
Mn	0.002	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000	0.003
Mg	2.051	1.597	1.905	1.569	1.846	1.743	1.509
Ca	0.002	0.003	0.006	0.001	0.003	0.005	0.008
Na	0.036	0.021	0.042	0.021	0.037	0.031	0.034
K	0.860	0.916	0.867	0.899	0.906	0.908	0.819
F	0.466	0.218	0.291	0.000	0.205	0.000	0.000
Cl	0.025	0.016	0.020	0.018	0.015	0.017	0.038
X_{Ti}	0.13	0.16	0.13	0.17	0.13	0.15	0.15
X_{Mg}	0.80	0.67	0.79	0.68	0.77	0.73	0.66

a) 依据Li等(2020)的方法计算黑云母阳离子数, $X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)$, $X_{Ti}=Ti/(Mg+Fe^{2+}+Al^{VI}+Ti)$. bdl, 低于检测限

体也具有较高的TiO₂含量(6.6~8.1wt%、0.37~0.46pfu), 较低的F含量(<0.14pfu)和变化范围较大的 X_{Mg} 值(0.67~0.74).

采样点1的3个石榴子石-夕线石麻粒岩基质斜长石($An_{42\sim50}$)比采样点2样品16MK62基质斜长石

($An_{35\sim39}$)相对富Ca(图3d), 而其基质钾长石($Ab_{13\sim18}$)比16MK62中的基质钾长石($Ab_{18\sim25}$)相对贫Na(图3d, 网络版附表S1, <http://earth.scichina.com>). 在样品16MK48和16MK62中均有反条纹长石, 其中钾长石出溶条纹成分相近($Or_{84\sim92}Ab_{7\sim14}$), 但16MK48的主晶斜长

石(An_{49-51})比16MK62中主晶斜长石(An_{33-35})更富Ca.

5.2 金红石Zr含量

对4个麻粒岩样品中的金红石进行薄片尺度原位微量元素电子探针分析, 总计339点, 详细数据列于网络版附表S2. 研究样品的金红石Zr含量变化范围巨大(1000~5500ppm), 与其显微结构明显相关, 并受邻近含Zr矿物的显著影响.

当金红石与微粒(<20 μ m)锆石相邻(图4g), 其Zr含量(~2200~2700ppm)低于基质中远离锆石的金红石Zr含量(>3500ppm)(图4d~4f), 且靠近锆石颗粒的金红石中Zr含量有降低趋势. 这可能暗示部分微粒锆石的生长晚于峰期富Zr金红石(Mitchell和Harley, 2017), 降温过程中金红石Zr的析出促进微粒锆石的形成. 当金红石与钛铁矿接触时金红石中Zr含量明显升高(图4h、4i). 这可能是由于钛铁矿赋存Zr的能力较差, 当金红石转变为钛铁矿时, Zr更倾向于滞留在金红石(Whitney

等, 2015). 因此, 与次生锆石和钛铁矿相邻的金红石Zr含量不能用于计算变质温度.

为排除次生锆石和钛铁矿的影响, 本文仅对远离次生锆石及钛铁矿的金红石进行Zr含量分析(图5). 结果显示, 金红石内部Zr含量较均一, 但不同颗粒间Zr含量存在差异. 此外, Zr含量与金红石颗粒大小没有明显的关系. 样品16MK48、16MK50、19MDL123与16MK62石榴子石变斑晶中金红石包裹体的Zr含量分别为1612~3512ppm ($n=29$)、2186~3406ppm ($n=21$)、2166~3491ppm ($n=5$)和2679~3309ppm ($n=32$), 基质金红石Zr含量分别为3075~3893ppm ($n=41$)、3155~4184ppm ($n=58$)、3032~4308ppm ($n=41$)和3005~3927ppm ($n=58$). 金红石包裹体Zr含量变化范围(1600~3500ppm)大于基质金红石Zr含量变化范围(3000~4000ppm), 且4个样品中基质金红石Zr含量的最大值(3893~4308ppm)均高于金红石包裹体Zr含量的最大值(3309~3512ppm).

图4 麻粒岩样品中不同产状的金红石BSE图像

(a) 石榴子石中金红石包裹体(16MK48); (b) 图(a)中红色方框所示区域; (c) 石榴子石中金红石包裹体(16MK48); (d)、(e) 基质金红石与石英、斜长石和钾长石共生(16MK48、19MDL123); (f) 基质金红石与石榴子石共生(16MK62); (g) 基质金红石与微粒锆石接触(19MDL123); (h) 基质金红石与钛铁矿接触(16MK62); (i) 基质金红石与钛铁矿接触(19MDL123). 黄点代表分析点位, 数值代表Zr含量(ppm)

图5 研究样品中金红石Zr含量及其记录的温度

箱形图中长方形上下2个边分别代表上下四分位数(数据的75%和25%分位数), 长方形中的横线代表中位数, 叉号代表平均值, 长方形外上下两横线分别代表最大值和最小值, 圆点代表异常值

5.3 锆石年代学

本文挑选两个石榴石-夕线石麻粒岩(16MK50和16MK62)进行锆石年代学分析. 两个样品的锆石具有类似的形态特征, 多为椭圆形或圆形, 粒径为50~150 μm . CL图像显示大部分锆石无分带或呈补丁状, 为典型变质锆石特征(图6). 少数锆石有核边结构, 核部CL发光弱于边部, 无分带或有弱的振荡环带, 为残留的碎屑锆石或早期变质锆石(图6e、6j); 边部显示均匀的CL特征, 与浑圆状变质锆石CL特征相似. 在薄片可观察到锆石以石榴子石变斑晶中的包裹体(图7a、7f)或基质矿物出现, 在基质中与夕线石、长石和石英呈平衡结构(图6c、6h). 薄片原位锆石的CL图像(图6b、6d、6g、6i)与锆石靶中挑选锆石具有相似的CL特征.

SIMS定年结果(网络版附表S3)显示, 样品16MK50中17个变质新生锆石和变质边的U含量为255~1763ppm, Th/U比值为0.03~0.48, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围从(23.5 $\pm$ 0.5)Ma到(27.1 $\pm$ 0.7)Ma, 加权平均年龄为(24.9 $\pm$ 0.5)Ma (MSWD=3.0, $n=17$)(图7a). 6个锆石核的年龄较分散, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄从(123 $\pm$ 10)Ma到(33.7 $\pm$ 0.8)Ma(网络版附表S3). 样品16MK62中变质新生锆石和变质边的11个分析结果显示, 其U含量为134~1399ppm, Th/U比值为0.01~0.98, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围从(23.6 $\pm$ 0.6)Ma到(26.9 $\pm$ 1.4)Ma, 加权平均年龄为(25.4 $\pm$ 0.6)Ma (MSWD=1.5, $n=11$)(图7b). 锆石核部 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分布从白垩纪(~114Ma)到古近纪(~33Ma). LA-ICP-MS锆石U-Pb定年结果(网络版附表S4)与SIMS定年结果在误差范围内一致.

两个样品锆石LA-ICP-MS的U-Pb定年及微量元素分析结果列于网络版附表S4和S5. 结果显示, 16MK50中发光较弱且无分带的锆石核记录的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为39~33Ma, HREE呈平坦的分配模式, 且具明显的Eu负异常. 锆石变质边或变质新生锆石记录的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为28~24Ma, 呈现与核部类似的稀土元素(REE)配分模式, 但其MREE-HREE含量低于无分带的锆石核(图7c). 16MK62中识别出3组锆石, 且呈现两种不同的REE配分模式(图7d): 其中具有弱振荡环带的老锆石(>70Ma)HREE含量较高, 呈较陡的配分模式; 较年轻的锆石核(66~35Ma)与变质锆石(28~22Ma)都具有HREE平坦的配分模式和Eu的负异常, 但年轻锆石核HREE含量相对较高.

6 抹谷麻粒岩峰期变质P-T条件

6.1 传统矿物温压计

采样点1的泥质麻粒岩样品峰期矿物组合为石榴子石+夕线石+钾长石 $\pm$ 高Ti黑云母+反条纹长石+石英+金红石 $\pm$ 钛铁矿. 本文采用石榴子石-黑云母(GB) Mg-Fe交换温度计(Holdaway, 2000)、黑云母Ti含量(Ti-in-Bt)温度计(Wu和Chen, 2015)、石榴子石-黑云母-斜长石-石英(GBPQ)压力计(Wu, 2004)和石榴子石-铝硅酸盐-石英-斜长石(GASP)压力计(Holdaway, 2001)计算峰期变质温压条件. 由于石榴子石变斑晶边部显示退变质环带(图3a), 我们选取石榴子石核部均匀成分和基质中斜长石、高Ti黑云母的成分进行计算, 计算结

图6 石榴子石-夕线石麻粒岩样品16MK50和16MK62代表性锆石的CL和BSE图像

(a)、(f) 石榴子石中锆石包裹体; (b)、(g) 图(a)和(f)中锆石CL图像; (c)、(h) 基质中锆石颗粒; (d)、(i) 图(c)和(h)中锆石CL图像; (e)、(j) 锆石靶中代表性锆石CL图像, 黄色椭圆代表分析点位, 数字为锆石SIMS定年结果(Ma)

果见表3。由GB-GBPQ和GB-GASP温压计组合得到3个样品(16MK48、16MK50、19MDL123)的变质温度低于800°C(712~776°C), 压力为7.1~9.8kbar。该结果与前人的计算结果相似(Ye Kyaw等, 2016, 2017; Win等, 2016, 2017; Searle等, 2020)。由于麻粒岩冷却过程中扩散效应会改变矿物成分(Spear和Florence, 1992), 因此石榴子石和黑云母难以保留峰期矿物成分, 进而导致传统的Fe-Mg交换温度计低估了峰期变质温度。然而, Ti-in-Bt温度计与GASP压力计组合可获得较高的变质温压条件(781~879°C、8.4~10.4kbar), 这可能是由于冷却过程中Ti在黑云母和石榴子石之间的扩散非常有限。但是本文麻粒岩样品中黑云母的Ti极高($X_{Ti}=0.14\sim0.17$; $Ti=0.40\sim0.52\text{pfu}$), 远超过Ti-in-Bt温度计的适用范围($X_{Ti}=0.02\sim0.14$; $Ti=0.02\sim0.37\text{pfu}$)(Wu和Chen, 2015), 这可能会导致计算结果存在较大偏差, 进而影响GASP压力计的计算结果。

实验研究表明, 黑云母Ti含量与温度正相关

(Douce, 1993; Henry, 2005)。本研究样品基质黑云母的Ti含量(0.40~0.52pfu)均高于华北克拉通含假蓝宝石超高温麻粒岩中黑云母的Ti含量(0.14~0.42pfu)(Guo J H等, 2012), 且远高于900~950°C实验条件下黑云母的Ti含量(0.30~0.35pfu)(Douce等, 1993)(图4c)。此外, 实验研究表明黑云母中F的加入会导致其稳定于更高的温度条件(Skjerlie和Johnston, 1993; Dooley和Douce, 1996)。因此, 抹谷麻粒岩中含F且极富Ti的黑云母可能形成于极高的温度条件。在下一节中, 我们将尝试通过相平衡模拟方法计算峰期P-T条件。

6.2 热力学模拟

对样品16MK48和16MK62运用THERMOCALC 3.33(Powell等, 1998)程序和内恰一致性热力学数据库(Holland和Powell, 1998)在 $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (NCKFMASHTO)体系下进行相平衡模拟计算。涉及的矿物和熔体活度模型为:

图 7 麻粒岩变质锆石SIMS U-Pb定年结果和稀土配分模式图解

(a)、(b) 变质锆石SIMS U-Pb定年Tera-Wasserbug图解, 右上角插图为其加权平均年龄; (c)、(d) 研究样品锆石REE球粒陨石标准化图解, 球粒陨石数据采用McDonough和Sun(1995); n , 分析点数; MSWD, 加权平均方差

表 3 传统矿物温压计估算的温压条件^{a)}

温压计	16MK48	16MK50	19MDL123	16MK62
GB-GBPQ	718~746°C	712~749°C	718~746°C	643~685°C
	9.1~9.7kbar	8.5~9.4kbar	9.1~9.8kbar	7.6~9.2kbar
GB-GASP	728~756°C	722~768°C	727~776°C	695~737°C
	7.7~8.3kbar	7.1~8.6kbar	8.2~8.9kbar	7.7~9.0kbar
Ti-in-Bt-GASP	823~879°C	781~858°C	802~834°C	775~855°C
	9.3~10.4kbar	8.4~9.8kbar	9.1~9.6kbar	9.1~11.2kbar

a) GB, 石榴子石-黑云母温度计, Holdaway(2000); GBPQ, 石榴子石-黑云母-斜长石-石英压力计Wu(2004); GASP, 石榴子石-铝硅酸盐-石英-斜长石压力计, Holdaway(2001); Ti-in-Bt, 黑云母Ti含量温度计, Wu和Chen(2015)

黑云母、石榴子石、熔体(White等, 2007), 斜长石与钾长石(Holland和Powell, 2003), 斜方辉石(White等, 2002), 钛铁矿和尖晶石(White等, 2000), 堇青石(Hol-

land和Powell, 1998), 硬玉(Green等, 2007). 蓝晶石、夕线石、石英、金红石和水为纯端元组分. 全岩成分选择XRF实测成分(网络版附表S6). 石榴子石和黑云母

图8 样品16MK48的P-T视剖面图

全岩成分(mol%): $\text{H}_2\text{O}=0.500$, $\text{SiO}_2=70.651$, $\text{Al}_2\text{O}_3=10.457$, $\text{CaO}=2.244$, $\text{MgO}=5.254$, $\text{FeO}=6.693$, $\text{K}_2\text{O}=2.096$, $\text{Na}_2\text{O}=1.044$, $\text{TiO}_2=0.823$, $\text{O}=0.234$; 图中标出了石榴子石 $X_{\text{Grs}}=[\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ 和 $X_{\text{Prp}}=[\text{Mg}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ 成分等值线, 黑云母 $\text{Ti}(\text{pfu})$ 等值线; 橙色填充区域为样品16MK48峰期矿物组合 $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Pl}+\text{Kfs}+\text{Bt}+\text{Qz}+\text{Rt}+\text{Ilm}+\text{Liq}$ 稳定区域; 峰期温压条件(红色椭圆)由石榴子石核部 $X_{\text{Grs}}(0.06\sim0.065)$ 和 $X_{\text{Prp}}(0.42\sim0.43)$ 成分约束; 蓝色虚线代表基质金红石记录的最低和最高温度, 蓝色椭圆由基质金红石 Zr 温度和石榴子石核部 $X_{\text{Grs}}(0.06\sim0.065)$ 约束

是泥质麻粒岩中主要的含 Fe^{3+} 矿物, 本文依据两种矿物含量及其 Fe^{3+} 含量估算获得全岩 Fe^{3+} 含量。此外, 研究样品中无浅色体, 表明绝大部分熔体在近峰期时已丢失, 从而使得峰期矿物组合得以保存(White等, 2004; Chen等, 2008)。一般熔体丢失之后, 岩石中熔体含量很少($<4\text{mol}\%$), 因此我们假设水含量为 $0.5\text{mol}\%$, 恰好使峰期条件下仅产生 $2\sim3\text{mol}\%$ 的熔体。

图8和9为计算所得的P-T视剖面图。样品16MK48的峰期矿物组合 $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Pl}$ (反条纹长石)+ $\text{Kfs}+\text{Qz}+\text{Bt}+\text{Rt}+\text{Ilm}$ 稳定的温度范围为 $875\sim895^\circ\text{C}$, 压力范围为 $7.8\sim11.8\text{kbar}$ (图8)。结合视剖面图中石榴子石成分等值线和样品中石榴子石核部成分($X_{\text{Grs}}=0.06\sim0.065$, $X_{\text{Prp}}=0.42\sim0.43$)可进一步限定峰期变质温度为 $880\sim890^\circ\text{C}$, 压力为 $11.5\sim12\text{kbar}$ (图8)。此外, 视剖面图

中标识了黑云母的Ti成分等值线, 对比发现在峰期P-T条件下黑云母Ti含量的计算值($0.20\sim0.21\text{pfu}$)远低于样品中黑云母Ti的实测值($0.40\sim0.52\text{pfu}$), 该现象同样出现在华北克拉通超高温麻粒岩中(Li和Wei, 2016)。这可能是由于NCKFMASHTO体系中忽略了F对黑云母稳定域的影响(Li和Wei, 2016), 或是黑云母活度模型与极富Ti黑云母的活度模型存在差异。因此, 样品中黑云母极高的Ti含量($0.40\sim0.52\text{pfu}$)指示其峰期变质温度可能高于 900°C (图8)。另一种可能是观察到的矿物组合为温度峰期后的矿物组合(Li和Wei, 2016, 2018)。基质中仅存有少量的它形黑云母(图2c~2e), 并且不具有与石榴子石和长石的平衡结构, 因此基质黑云母可能形成于接近固相线的冷却阶段。因此, 图8中计算的P-T条件代表峰期变质条件的下限。

图9 样品16MK62的 P - T 视剖面图

全岩成分(mol%): $\text{H}_2\text{O}=0.500$, $\text{SiO}_2=56.678$, $\text{Al}_2\text{O}_3=17.267$, $\text{CaO}=4.838$, $\text{MgO}=5.42$, $\text{FeO}=8.926$, $\text{K}_2\text{O}=2.903$, $\text{Na}_2\text{O}=2.154$, $\text{TiO}_2=1.091$, $\text{O}=0.223$; 图中标出了石榴子石 $X_{\text{Grs}}=[\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ 和 $X_{\text{Prp}}=[\text{Mg}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ 成分等值线; 橙色填充区域为样品16MK48峰期矿物组合 $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Pl}+\text{Kfs}+\text{Bt}+\text{Qz}+\text{Rt}+\text{Ilm}+\text{Liq}$ 稳定区域; 峰期温压条件(红色椭圆)由石榴子石核部 X_{Grs} (0.06~0.07)和 X_{Prp} (0.37~0.38)成分约束; 蓝色虚线代表基质金红石记录的最低和最高温度, 蓝色椭圆由基质金红石Zr温度和石榴子石核部 X_{Grs} 约束

样品16MK62的峰期矿物组合 $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Pl}+\text{Kfs}+\text{Qz}+\text{Rt}+\text{Ilm}$ 稳定的温度范围为860~1000°C, 压力范围为8.5~14.5kbar(图9棕黄色区域)。该区域内随着压力的降低石榴子石 X_{Grs} 降低, X_{Prp} 升高。因此图3b中样品16MK62石榴子石成分环带是峰期石榴子石成分(核部成分)对后期降压阶段的响应。由于 X_{Grs} 和 X_{Prp} 等值线的斜率较缓且相互平行, 很难准确限定峰期变质条件。根据石榴子石核部 X_{Grs} 值(0.06~0.07)仅能将峰期 P - T 条件限定在较大的温压范围内(870~990°C、11~13kbar)(图9红色区域)。

6.3 金红石Zr温度计

为了更精确地限定抹谷泥质麻粒岩的峰期 P - T 条件, 我们对研究样品中远离次生锆石和钛铁矿的金红

石运用Zr温度计限定峰期变质温度。所有样品中均含锆石表明岩石中Zr饱和($a_{\text{ZrO}_2}=1$)。考虑到压力对温度计算结果的影响, 本文采用Tomkins等(2007)提出的金红石Zr温度计。压力选用 P - T 视剖面图计算限定的结果12kbar, 压力对金红石Zr温度计的计算结果影响约为6°C kbar⁻¹。

计算结果显示, 样品16MK48、16MK50、19MDL123和16MK62中基质金红石记录的温度分别为895~926°C ((906±7)°C)、899~936°C ((906±7)°C)、893~940°C ((913±9)°C)和892~927°C ((907±9)°C)(图5, 网络版附表S2)。所有样品的平均温度均大于900°C, 指示超高温变质条件。值得注意的是, 所有样品的石榴子石中金红石包裹体的计算温度均低于基质金红石的计算结果(图5), 表明石榴子石核部金红石包裹体记录了

早期进变质到近峰期的温度演化过程(Pape等, 2016; Pauly等, 2016; 陈意等, 2018). 黑云母包裹体具有比基质黑云母更低的Ti含量, 支持了这一推论(图3c). 然而, 石榴子石并未保存进变质生长环带(图3a、3b), 表明石榴子石核部主量元素在峰期条件下已完全扩散均一化, 这是超高温变质岩的常见特征(Guo J H等, 2012; Xiang等, 2014). 与石榴子石主量元素相比, 由于石榴子石赋存Zr和Ti的能力极低, 石榴子石中金红石包裹体的Zr和黑云母包裹体的Ti受后期扩散作用影响较小, 更易记录进变质过程的温度条件(陈意等, 2018).

超高温麻粒岩金红石的Zr含量, 常由于缓慢冷却过程中出溶锆石和斜锆石、与含Zr矿物扩散再平衡或晚期流体等因素的影响而导致丢失或重置(Meyer等, 2011; Harley, 2016; Pape等, 2016; Mitchell和Harley, 2017; 陈意等, 2018). 本文研究样品中的基质金红石显示较均匀的Zr含量, 未见锆石、斜锆石出溶, 用于计算峰期变质温度的基质金红石颗粒与锆石和钛铁矿的距离较远, 这有效抑制了后期金红石中Zr的扩散, 并且大多数基质金红石记录了超高温的变质条件. 以上这些特征表明, 基质金红石较好地保存了近峰期的Zr含量, 没有明显受到后期扩散和流体的影响. 此外, 我们将金红石Zr温度计与石榴子石实测 X_{Grs} 值投在 P - T 视剖面上, 可限定样品16MK48的峰期变质条件为890~940°C和11.5~12.5kbar(图8), 样品16MK62的峰期变质条件为890~925°C、11~12kbar(图9). 两个样品中金红石Zr温度计结合GASP压力计也可得到相似的结果(~10.9~12.9kbar, 889~943°C). 基质金红石记录的平均温度均高于900°C(图5). 综合以上结果, 我们认为抹谷泥质麻粒岩在地下壳经历了超高温变质作用.

7 讨论

7.1 超高温变质作用的识别

超高温变质作用的识别通常依赖于Mg-Al质泥质麻粒岩中的特征矿物组合(Harley, 2008; Li和Wei, 2018; Kelsey, 2008; 焦淑娟和郭敬辉, 2019), 但该类岩石规模极少. 一般来讲, 富Fe-Al质变沉积岩在地壳更为常见, 如本文的抹谷石榴子石-夕线石麻粒岩. 通常情况下这类岩石难以生长典型的超高温矿物组合, 进而导致超高温变质条件难以识别, 严重阻碍了我们对超高温变质作用分布规模及形成机制的认识. 金红石

作为变沉积岩中普遍存在的副矿物, 其Zr温度计对于识别超高温变质作用具有明显优势.

前人对高温-超高温岩石中金红石Zr温度计是否能记录峰期温度持不同观点: 部分研究认为, 金红石Zr温度计主要反映后期冷却或重置的温度(Harley, 2008, 2016; Meyer等, 2011; Mitchell和Harley, 2017); 亦有研究认为金红石能够最好地记录变质峰期温度(Baldwin和Brown, 2008; Luvizotto和Zack, 2009; Kooijman等, 2012; Ague和Eckert, 2012; Ewing等, 2013). Kelsey和Hand(2015)通过统计全球超高温麻粒岩中金红石Zr温度计的计算结果, 发现有~50%的计算温度>900°C, 这证明金红石Zr温度计能够反映超高温的变质温度. 本文研究进一步表明, 在排除富Zr矿物(如锆石、钛铁矿)影响的基础上, 将金红石Zr温度计与相平衡模拟方法相结合, 可有效克服后期退变质(或冷却)的影响, 有效识别超高温变质作用. 前人研究也表明, 华北克拉通超高温麻粒岩中无论是否含有标志性矿物组合, 其金红石都能记录超高温的变质条件(Jiao等, 2011). 因此结合金红石的显微结构产状, 金红石Zr温度计能够用于估算峰期或近峰期变质温度, 这对于限定超高温变质作用的分布规模具有重要意义.

7.2 超高温变质时代

年代学研究表明, 缅甸抹谷变质带从始新世到渐新世经历了高级变质作用(Win等, 2016; Searle等, 2007, 2020), 但其峰期变质时代仍存在争议. Barley等(2003)认为抹谷变质带受印度板块与欧亚板块碰撞影响, 在~43Ma发生了高级变质作用. Mitchell等(2012)基于各类岩浆岩的锆石U-Pb年龄提出抹谷变质带的变质时代为早白垩世. Win等(2016)则认为抹谷变质带麻粒岩相变质作用发生于~38Ma. Searle等(2020)的研究表明, 抹谷变质带麻粒岩从~45Ma持续到~24Ma经历了长期的石榴子石相部分熔融过程. 本文的研究结果可为限定抹谷变质带超高温变质时代提供新证据.

石榴子石-夕线石麻粒岩中晚白垩世(>70Ma)锆石核具有微弱振荡环带(图6e、6j), 显示HREE富集且呈较陡的配分模式(图7d), 因此我们认为这些锆石核为原岩的碎屑锆石. 两个样品(16MK50和16MK62)中无分带或弱分带的锆石核年龄为66~33Ma, 其REE、Th和U含量均高于变质新生锆石(网络版附表S4、S5), 这表明年轻的锆石核可能为不同程度重结晶的产物.

岩相学观察表明, 变质新生锆石和含变质增生边的锆石与石榴子石、夕线石、斜长石和石英呈平衡共生结构(图6), 并且变质锆石中含有夕线石包裹体(图6e), 这些特征指示变质锆石形成于麻粒岩相变质阶段. 变质增生边及变质新生锆石显示平坦的HREE配分模式及Eu的负异常特征(图7c、7d), 也印证了这一点. 石榴子石是HREE的主要载体, 锆石中HREE含量受石榴子石生长和分解的控制. 进变质阶段石榴子石的生长会导致锆石中HREE的含量降低(Rubatto等, 2013). 这些年轻的变质锆石(28~22Ma, 加权平均年龄为~25Ma)HREE含量低于66~33Ma的锆石核HREE含量(图7c、7d). 此外, 研究样品在经历麻粒岩相变质后没有显著的叠加变质或交代次生矿物生长. 因此我们认为变质锆石记录的~25Ma为超高温变质时代.

7.3 对现代超高温变质作用的启示

Pownall等(2014)在印度尼西亚东部苏门答腊地区识别出全球最年轻(~16Ma)的超高温变质地体, 该超高温事件被认为是班达洋板片回卷(Rollback)导致上覆岩石圈伸展所致. 此外, 在藏南和帕米尔高原均有超高温麻粒岩捕虏体的报道, 该超高温变质事件的诱因被认为是新生代加厚地壳拆沉(Hacker等, 2000, 2005; Kooijman等, 2017). 最近, Cipar等(2020)在里奥格兰德大裂谷发现了超高温麻粒岩捕虏体, 它们是~30Ma以前岩石圈增厚之后伸展作用的产物. 以上这些新生代超高温事件似乎都与现代板块汇聚边缘过程紧密相关. 本研究可为探究现代板块构造体制下超高温变质作用的成因提供新的参考依据.

抹谷变质带是亚洲板块南缘拉萨地块在喜马拉雅造山带东南缘的延伸(Searle等, 2007). 该带出露的含黑云母和角闪石花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩与晚侏罗世至早始新世冈底斯岩浆弧相关(Chung等, 2005; Mitchell等, 2012). 本文限定的抹谷超高温变质时代与冈底斯岩浆弧变质时代(34~26Ma)大体相近(Zhang等, 2015b). 由于抹谷变质带石榴子石-夕线石麻粒岩的原岩为表壳泥质岩, 但记录了下地壳的超高温变质作用, 这表明它们经历了地壳加厚过程, 可能与大陆碰撞造山过程相关. 因此, 抹谷变质带早古新世至渐新世的高级变质作用可能是对喜马拉雅造山运动的响应(Searle等, 2007, 2020).

本研究表明, 抹谷变质带下地壳在渐新世发生

>900°C和~12kbar的超高温变质作用, 对应的地温梯度>22.5°C km⁻¹, 明显高于喜马拉雅结晶岩系高压变质岩记录的地温梯度(15~18°C km⁻¹)(如, Ding等, 2001; Zhang等, 2015a). 这表明抹谷变质带位于俯冲印度大陆板块的上盘, 所以其记录的地温梯度高于俯冲的印度大陆地壳. 这一推论得到了地球物理观测的支持. 最近的地震观测数据显示, 印度大陆地壳已经俯冲到缅甸之下(Zheng等, 2020). 因此, 我们认为~25Ma的超高温变质作用反映了汇聚板块边缘几何形态变化对抹谷变质带下地壳的改造.

汇聚板块边缘的超高温变质作用通常与大陆张裂(Continental Rifting)引起的岩石圈伸展相关(Zheng和Chen, 2017; Zheng, 2021), 现代大陆裂谷中由超高温变质所产生的长英质熔体也证实了这一点(Cipar等, 2020). 自抹谷变质带在渐新世经历超高温变质以来, 喜马拉雅-青藏高原也经历了一系列与南北向岩石圈伸展作用相关的重要地质事件, 包括: (1) 主中央逆冲断裂(MCT)和藏南拆离系(STDS)的启动(~24~23Ma)(DeCelles等, 2002; Kellett等, 2013); (2) 喜马拉雅造山带快速抬升(~23Ma)(Ding等, 2017); (3) A型花岗岩(~24~23Ma)(Hao等, 2019)、碰撞后超钾质火山岩(~25~8Ma)(Chung等, 2005; Hao等, 2019)和淡色花岗岩(~26~7Ma)(Wu和Chen, 2015)的广泛发育; (4) 沿印度-雅鲁藏布缝合带东西向发育的Kailas盆地的形成(~26~24Ma)(DeCelles等, 2011). 前人将这一系列伸展事件归因于俯冲印度大陆岩石圈的拆沉(如Turner等, 1996; Williams等, 2001; Chung等, 2005; Hao等, 2019)和断离(如, Miller等, 1999; Hou等, 2004; Zhang等, 2010; Guo L等, 2012; Ding等, 2017). 值得注意的是, 抹谷变质带和西缅地块之间发育大型右旋走滑断裂, 即实皆断裂(图1), 该断裂在~30Ma启动(Morley和Arboit, 2019), 走滑速率为~1.8cm a⁻¹(Maurin和Rangin, 2009). 由此可见, 在~25Ma以前抹谷地区的位置比较邻近喜马拉雅东构造结东缘. 因此, 喜马拉雅-青藏高原的大区域岩石圈伸展似乎也影响到了抹谷地区. 此外, 该时期抹谷地区也发育了与伸展作用相关的岩浆岩, 包括地壳深熔作用形成的~25~24Ma淡色花岗岩(Searle等, 2007)和~25Ma的正长岩(Sutherland等, 2019). 目前, 在抹谷变质带还未发现大型褶皱-推覆构造, 也未发现类似喜马拉雅那种大规模的加厚地壳证据, 这指示造山挤压加厚不是导致超高温变质作用的

主要原因. 基于以上信息, 本文认为抹谷超高温变质作用与渐新世缅甸岩石圈的伸展作用相关.

地球物理观测表明, 当今印度大陆板块在西藏和缅甸之下呈现出不同的俯冲形态. 在中喜马拉雅, 印度大陆下地壳和岩石圈地幔平俯冲(俯冲角度 $<10^\circ$)于藏南之下, 并形成加厚山根(如Nábělek等, 2009; Chen M等, 2018; Shi等, 2020). 而在缅甸地区, 印度大陆以低角度($\sim 19^\circ$)、全地壳俯冲为特征, 并且在缅甸之下莫霍面深度仅为 $\sim 40\text{km}$, 无加厚地壳(Zheng等, 2020). 因此, 那种类似青藏高原之下印度大陆岩石圈的拆沉作用(Chen M等, 2018; Shi等, 2020)可能并没有在缅甸地区发生, 我们推测印度大陆板块断离引发的缅甸岩石圈伸展更可能是抹谷超高温变质作用的成因. 此外, 与冈底斯弧的麻粒岩相比(Zhang等, 2015b), 抹谷麻粒岩虽然峰期变质压力(接近当今莫霍面)相似, 但是具有更高的峰期变质温度和地温梯度. 如此高的下地壳温度可能是极薄的岩石圈地幔所致(Sandiford和Powell, 1991; Cipar等, 2020). 地震层析成像结果确实显示抹谷下方岩石圈-软流圈边界(LAB)的深度小于 80km (Zheng等, 2020). 因为薄的岩石圈地幔将提高热传导至地壳的效率(Cipar等, 2020), 减薄后的岩石圈发生伸展作用可使抹谷下地壳更靠近软流圈, 进而形成极热的地壳根. 因此, 我们推测印度大陆岩石圈的断离引发的上覆大陆张裂是导致缅甸岩石圈伸展、地幔上涌和抹谷变质带超高温变质作用的主要原因, 这一推论仍有待进一步研究.

结合已报道的新生代超高温变质事件, 本文研究结果进一步论证现代板块构造体制下的岩石圈伸展可引发超高温变质作用. 鉴于岩石圈伸展过程在碰撞造山带中十分常见(Brun和Faccenna, 2008; Duretz和Ger-ya, 2013; Chen M等, 2018), 因此超高温变质作用的分布规模可能比之前的认知更为广泛.

8 总结

本文报道了喜马拉雅造山带东南缘缅甸地区存在超高温变质作用. 抹谷变质带泥质麻粒岩中富Ti黑云母及金红石Zr含量指示其形成于极高的温度条件. 视剖面图结合金红石Zr温度计限定其峰期变质压力为 $\sim 12\text{kbar}$, 温度 $>900^\circ\text{C}$. 锆石U-Pb定年及微量元素数据表明超高温变质事件发生于 $\sim 25\text{Ma}$. 结合区域地质和

地球物理资料, 抹谷变质带的渐新世超高温变质作用与缅甸岩石圈伸展过程紧密相关, 该过程可能由造山带岩石圈减薄后的大陆张裂引发. 因此, 本研究为认识新生代超高温变质作用提供了一个新的例证, 也为探究现代板块构造体制下超高温变质作用的诱发机制提供了重要的参考依据.

致谢 感谢吴福元和丁林院士、刘传周和何玉梅研究员以及缅甸Wai Yan Lai AUNG博士对野外工作的帮助及有益的探讨. 感谢郑永飞院士、魏春景教授、田作林博士提出宝贵的建设性意见. 感谢毛骞、张迪和凌潇潇工程师在EPMA和SIMS实验中提供的帮助.

参考文献

- 陈意, 陈思, 苏斌, 李仪兵, 郭顺. 2018. 麻粒岩相金红石微量元素体系. *地球科学*, 43: 127–149
- 焦淑娟, 郭敬辉. 2019. 假蓝宝石(Sapphirine)的矿物学特征及其在超高温变质作用研究中的应用. *岩石学报*, 35: 16–30
- 凌潇潇, 李秋立, 刘宇, 唐国强, 李娇. 2019. 测点相对位置对离子探针锆石U-Pb定年的影响. *岩石学报*, 35: 2615–2624
- 王娟, 陈意, 毛骞, 李秋立, 马玉光, 石永红, 宋传中. 2017. 金红石微量元素电子探针分析. *岩石学报*, 33: 1934–1946
- 吴春明. 2018. 变质地质学研究中的一些困难问题. *岩石学报*, 34: 873–894
- 吴福元, 刘志超, 刘小驰, 纪伟强. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. *岩石学报*, 31: 1–36
- Ague J J, Eckert J O. 2012. Precipitation of rutile and ilmenite needles in garnet: Implications for extreme metamorphic conditions in the Acadian Orogen, U.S.A.. *Am Miner*, 97: 840–855
- Ague J J, Eckert Jr. J O, Chu X, Baxter E F, Chamberlain C P. 2013. Discovery of ultrahigh-temperature metamorphism in the Acadian orogen, Connecticut, USA. *Geology*, 41: 271–274
- Baldwin J A, Brown M. 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis-Itaúçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil—Constraints from U-Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. *J Metamorph Geol*, 26: 213–233
- Barley M E, Pickard A L, Zaw K, Rak P, Doyle M G. 2003. Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok metamorphic belt and the India-Eurasia collision in Myanmar. *Tectonics*, 22: 1019
- Bender F, Bannert D. 1983. *Geology of Burma*. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger. 293
- Bertrand G, Rangin C. 2003. Tectonics of the western margin of the

- Shan plateau (central Myanmar): Implication for the India-Indochina oblique convergence since the Oligocene. *J Asian Earth Sci*, 21: 1139–1157
- Bertrand G, Rangin C, Maluski H, Bellon H. 2001. Diachronous cooling along the Mogok Metamorphic Belt (Shan scarp, Myanmar): The trace of the northward migration of the Indian syntaxis. *J Asian Earth Sci*, 19: 649–659
- Bose S, Das K. 2007. Sapphirine+quartz assemblage in contrasting textural modes from the Eastern Ghats Belt, India: Implications for stability relations in UHT metamorphism and retrograde processes. *Gondwana Res*, 11: 492–503
- Brown M. 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, 34: 961–964
- Brown M. 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change. *Int Geol Rev*, 49: 193–234
- Brun J P, Faccenna C. 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth Planet Sci Lett*, 272: 1–7
- Burg J P, Gerya T V. 2005. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: Thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *J Metamorph Geol*, 23: 75–95
- Chen M, Niu F, Tromp J, Lenardic A, Lee C T A, Cao W, Ribeiro J. 2018. Lithospheric foundering and underthrusting imaged beneath Tibet. *Nat Commun*, 9: 3443
- Chen Y, Ye K, Liu J B, Sun M. 2008. Quantitative *P-T-X* constraints on orthopyroxene-bearing high-pressure granulites in felsic-metapelitic rocks: Evidence from the Huangtuling granulite, Dabieshan Orogen. *J Metamorph Geol*, 26: 1–15
- Chen Y, Huang F, Shi G H, Wu F Y, Chen X, Jin Q Z, Su B, Guo S, Sein K, Nyunt T T. 2018. Magnesium isotope composition of subduction zone fluids as constrained by jadeitites from Myanmar. *J Geophys Res Solid Earth*, 123: 7566–7585
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X, Zhang Q, Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Sci Rev*, 68: 173–196
- Cipar J H, Garber J M, Kylander-Clark A R C, Smye A J. 2020. Active crustal differentiation beneath the Rio Grande Rift. *Nat Geosci*, 13: 758–763
- Dallwitz W B. 1968. Co-existing sapphirine and quartz in granulite from Enderby land, Antarctica. *Nature*, 219: 476–477
- DeCelles P G, Kapp P, Quade J, Gehrels G E. 2011. Oligocene-Miocene Kailas basin, southwestern Tibet: Record of postcollisional upper-plate extension in the Indus-Yarlung suture zone. *Geol Soc Am Bull*, 123: 1337–1362
- DeCelles P G, Robinson D M, Zandt G. 2002. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 21: 12–1–12–25
- Dharma Rao C V, Santosh M, Chmielewski R M. 2012. Sapphirine granulites from Panasapattu, Eastern Ghats belt, India: Ultrahigh-temperature metamorphism in a Proterozoic convergent plate margin. *Geosci Front*, 3: 9–31
- Ding L, Spicer R A, Yang J, Xu Q, Cai F, Li S, Lai Q, Wang H, Spicer T E V, Yue Y, Shukla A, Srivastava G, Khan M A, Bera S, Mehrotra R. 2017. Quantifying the rise of the Himalaya orogen and implications for the South Asian monsoon. *Geology*, 45: 215–218
- Ding L, Zhong D L, Yin A, Kapp P, Harrison T M. 2001. Cenozoic structural and metamorphic evolution of the eastern Himalayan syntaxis (Namche Barwa). *Earth Planet Sci Lett*, 192: 423–438
- Dooley D F, Douce A E P. 1996. Fluid-absent melting of F-rich phlogopite+rutile+quartz. *Am Miner*, 81: 202–212
- Douce A E P. 1993. Titanium substitution in biotite: An empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences for biotite stability. *Chem Geol*, 108: 133–162
- Douce A E P, Johnston A D, Rce J M. 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: A working model with applications to geobarometry and geothermometry. *Am Miner*, 78: 113–131
- Duretz T, Gerya T V. 2013. Slab detachment during continental collision: Influence of crustal rheology and interaction with lithospheric delamination. *Tectonophysics*, 602: 124–140
- Ellis D J. 1980. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: *P-T* conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contrib Mineral Petrol*, 74: 201–210
- Ewing T A, Hermann J, Rubatto D. 2013. The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy). *Contrib Mineral Petrol*, 165: 757–779
- Ferry J M, Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib Mineral Petrol*, 154: 429–437
- Fitzsimons I C W, Harley S L. 1994. The influence of retrograde cation exchange on granulite *P-T* estimates and a convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions. *J Petrol*, 35: 543–576
- Galli A, Le Bayon B, Schmidt M W, Burg J P, Caddick M J, Reusser E. 2011. Granulites and charnockites of the Gruf Complex: Evidence for Permian ultra-high temperature metamorphism in the Central Alps. *Lithos*, 124: 17–45
- Gardiner N J, Searle M P, Morley C K, Whitehouse M P, Spencer C J, Robb L J. 2015. The closure of Palaeo-Tethys in Eastern Myanmar

- and Northern Thailand: New insights from zircon U-Pb and Hf isotope data. *Gondwana Res*, 39: 401–422
- Garnier V, Maluski H, Giuliani G, Ohnenstetter D, Schwarz D. 2006. Ar-Ar and U-Pb ages of marble-hosted ruby deposits from central and southeast Asia. *Can J Earth Sci*, 43: 509–532
- Green E, Holland T, Powell R. 2007. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *Am Miner*, 92: 1181–1189
- Grew E S. 1982. Osumilite in the sapphirine-quartz terrane of Enderby Land, Antarctica: Implications for osumilite petrogenesis in the granulite facies. *Am Miner*, 67: 762–787
- Guo J H, Peng P, Chen Y, Jiao S J, Windley B F. 2012. UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93–1.92 Ga caused by gabbro-norite intrusions: Implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton. *Precambrian Res*, 222–223: 124–142
- Guo L, Zhang H F, Harris N, Parrish R, Xu W C, Shi Z L. 2012. 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*, 21: 100–111
- Hacker B, Luffi P, Lutkov V, Minaev V, Ratschbacher L, Plank T, Ducea M, Patiño-Douce A, McWilliams M, Metcalf J. 2005. Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir. *J Petrol*, 46: 1661–1687
- Hacker B R, Gnos E, Ratschbacher L, Grove M, McWilliams M, Sobolev S V, Wan J, Wu Z H. 2000. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet. *Science*, 287: 2463–2466
- Hao L L, Wang Q, Wyman D A, Ma L, Wang J, Xia X P, Ou Q. 2019. First identification of postcollisional A-type magmatism in the Himalayan-Tibetan orogen. *Geology*, 47: 187–190
- Harley S L. 1998. An appraisal of peak temperatures and thermal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism: The significance of aluminous orthopyroxene. *Mem Natl Inst Polar Res*, 53: 49–73
- Harley S L. 2008. Refining the *P-T* records of UHT crustal metamorphism. *J Metamorph Geol*, 26: 125–154
- Harley S L. 2016. A matter of time: The importance of the duration of UHT metamorphism. *J Mineral Petrol Sci*, 111: 50–72
- Henry D J. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Am Miner*, 90: 316–328
- Hofmann A E, Baker M B, Eiler J M. 2013. An experimental study of Ti and Zr partitioning among zircon, rutile, and granitic melt. *Contrib Mineral Petrol*, 166: 235–253
- Holdaway M J. 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *Am Miner*, 85: 881–892
- Holdaway M J. 2001. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *Am Miner*, 86: 1117–1129
- Holland T J B, Powell R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J Metamorph Geol*, 16: 309–343
- Holland T, Powell R. 2003. Activity composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contrib Mineral Petrol*, 145: 492–501
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 220: 139–155
- Iyer L A N. 1953. The Geology and Gemstones of the Mogok Stone Tract, Burma. Geological Survey of India Memoir, 82: 100
- Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, Belousova E A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 211: 47–69
- Jiao S J, Guo J H, Mao Q, Zhao R F. 2011. Application of Zr-in-rutile thermometry: A case study from ultrahigh-temperature granulites of the Khondalite belt, North China Craton. *Contrib Mineral Petrol*, 162: 379–393
- Kawasaki T, Osanai Y. 2008. Empirical thermometer of TiO₂ in quartz for ultrahigh-temperature granulites of East Antarctica. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 308: 419–430
- Kellett D A, Grujic D, Coutand I, Cottle J, Mukul M. 2013. The South Tibetan detachment system facilitates ultra rapid cooling of granulite-facies rocks in Sikkim Himalaya. *Tectonics*, 32: 252–270
- Kelsey D E. 2008. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Gondwana Res*, 13: 1–29
- Kelsey D E, Hand M. 2015. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geosci Front*, 6: 311–356
- Kelsey D E, White R W, Holland T J B, Powell R. 2004. Calculated phase equilibria in K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. *J Metamorph Geol*, 22: 559–578
- Kelsey D E, White R W, Powell R, Wilson C J L, Quinn C D. 2003. New constraints on metamorphism in the Rauer Group, Prydz Bay, east Antarctica. *J Metamorph Geol*, 21: 739–759
- Kooijman E, Smit M A, Mezger K, Berndt J. 2012. Trace element systematics in granulite facies rutile: Implications for Zr geother-

- mometry and provenance studies. *J Metamorph Geol*, 30: 397–412
- Kooijman E, Smit M A, Ratschbacher L, Kylander-Clark A R C. 2017. A view into crustal evolution at mantle depths. *Earth Planet Sci Lett*, 465: 59–69
- Korhonen F J, Clark C, Brown M, Taylor R J M. 2014. Taking the temperature of Earth's hottest crust. *Earth Planet Sci Lett*, 408: 341–354
- Li X H, Liu Y, Li Q L, Guo C H, Chamberlain K R. 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q06011
- Li X H, Tang G Q, Gong B, Yang Y H, Hou K J, Hu Z C, Li Q L, Liu Y, Li W X. 2013. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes. *Chin Sci Bull*, 58: 4647–4654
- Li X W, Wei C J. 2016. Phase equilibria modelling and zircon age dating of pelitic granulites in Zhaojiayao, from the Jining Group of the Khondalite Belt, North China Craton. *J Metamorph Geol*, 34: 595–615
- Li X W, Wei C J. 2018. Ultrahigh-temperature metamorphism in the Tuguiwula area, Khondalite Belt, North China Craton. *J Metamorph Geol*, 36: 489–509
- Li X Y, Zhang C, Behrens H, Holtz F. 2020. Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*, 356–357: 105371
- Liu C Z, Zhang C, Xu Y, Wang J G, Chen Y, Guo S, Wu F Y, Sein K. 2016. Petrology and geochemistry of mantle peridotites from the Kalaymyo and Myitkyina ophiolites (Myanmar): Implications for tectonic settings. *Lithos*, 264: 495–508
- Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. California: Berkeley Geochronology Center
- Luvizotto G L, Zack T. 2009. Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: An example from the Ivrea-Verbano Zone. *Chem Geol*, 261: 303–317
- Luvizotto G L, Zack T, Meyer H P, Ludwig T, Triebold S, Kronz A, Münker C, Stockli D F, Prowatke S, Klemme S, Jacob D E, von Eynatten H. 2009. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. *Chem Geol*, 261: 346–369
- Maurin T, Rangin C. 2009. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: Recent and fast growth of the outer wedge. *Tectonics*, 28: TC2010
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 120: 223–253
- Meyer M, John T, Brandt S, Klemm R. 2011. Trace element composition of rutile and the application of Zr-in-rutile thermometry to UHT metamorphism (Epupa Complex, NW Namibia). *Lithos*, 126: 388–401
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J Petrol*, 40: 1399–1424
- Mitchell A. 2018. Geological Belts, Plate Boundaries, and Mineral Deposits in Myanmar. Amsterdam: Elsevier. 509
- Mitchell A, Chung S L, Oo T, Lin T H, Hung C H. 2012. Zircon U-Pb ages in Myanmar: Magmatic-metamorphic events and the closure of a neo-Tethys ocean? *J Asian Earth Sci*, 56: 1–23
- Mitchell R J, Harley S L. 2017. Zr-in-rutile resetting in aluminosilicate bearing ultra-high temperature granulites: Refining the record of cooling and hydration in the Napier Complex, Antarctica. *Lithos*, 272–273: 128–146
- Morley C K, Arboit F. 2019. Dating the onset of motion on the Sagaing fault: Evidence from detrital zircon and titanite U-Pb geochronology from the North Minwun Basin, Myanmar. *Geology*, 47: 581–585
- Nábělek J, Hetényi G, Vergne J, Sapkota S, Kafle B, Jiang M, Su H, Chen J, Huang B S. 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325: 1371–1374
- Nishimiya Y, Tsunogae T, Santosh M. 2010. Sapphirine+quartz corona around magnesian ($X_{Mg} \sim 0.58$) staurolite from the Palghat-Cauvery Suture Zone, southern India: Evidence for high-pressure and ultrahigh-temperature metamorphism within the Gondwana suture. *Lithos*, 114: 490–502
- Pape J, Mezger K, Robyr M. 2016. A systematic evaluation of the Zr-in-rutile thermometer in ultra-high temperature (UHT) rocks. *Contrib Mineral Petrol*, 171: 1–20
- Paton C, Woodhead J D, Hellstrom J C, Hergt J M, Greig A, Maas R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochem Geophys Geosyst*, 11: Q0AA06
- Pattison D R M, Chacko T, Farquhar J, McFarlane C R M. 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: Constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *J Petrol*, 44: 867–900
- Pauly J, Marschall H R, Meyer H P, Chatterjee N, Monteleone B. 2016. Prolonged Ediacaran-Cambrian metamorphic history and short-lived high-pressure granulite-facies metamorphism in the H.U. Sverdrupfjella, Dronning Maud Land (East Antarctica): Evidence for continental collision during Gondwana Assembly. *J Petrol*, 57: 185–228

- Powell R, Holland T, Worley B. 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *J Metamorph Geol*, 16: 577–588
- Pownall J M, Hall R, Armstrong R A, Forster M A. 2014. Earth's youngest known ultrahigh-temperature granulites discovered on Seram, eastern Indonesia. *Geology*, 42: 279–282
- Rubatto D, Chakraborty S, Dasgupta S. 2013. Timescales of crustal melting in the Higher Himalayan Crystallines (Sikkim, Eastern Himalaya) inferred from trace element-constrained monazite and zircon chronology. *Contrib Mineral Petrol*, 165: 349–372
- Sajeev K, Osanai Y. 2004. Osumilite and spinel+quartz from Sri Lanka: Implications for UHT conditions and retrograde *P-T* path. *J Mineral Petrol Sci*, 99: 320–327
- Sandiford M, Powell R. 1991. Some remarks on high-temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens. *J Metamorph Geol*, 9: 333–340
- Santosh M, Kusky T. 2010. Origin of paired high pressure-ultrahigh-temperature orogens: A ridge subduction and slab window model. *Terra Nova*, 22: 35–42
- Santosh M, Omori S. 2008. CO₂ flushing: A plate tectonic perspective. *Gondwana Res*, 13: 86–102
- Santosh M, Tsunogae T, Li J H, Liu S J. 2007. Discovery of sapphirine-bearing Mg-Al granulites in the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic ultrahigh temperature metamorphism. *Gondwana Res*, 11: 263–285
- Searle D L, Haq B T. 1964. The Mogok belt of Burma and its relationship to the Himalayan orogeny. In: Proceedings of the International Geological Conference. Delhi. 132–161
- Searle M P, Garber J M, Hacker B R, Htun K, Gardiner N J, Waters D J, Robb L J. 2020. Timing of syenite-charnockite magmatism and ruby and sapphire metamorphism in the Mogok Valley Region, Myanmar. *Tectonics*, 39: e05998
- Searle M P, Noble S R, Cottle J M, Waters D J, Mitchell A H G, Hlaing T, Horstwood M S A. 2007. Tectonic evolution of the Mogok metamorphic belt, Burma (Myanmar) constrained by U-Th-Pb dating of metamorphic and magmatic rocks. *Tectonics*, 26: TC3014
- Shi D, Klempner S L, Shi J, Wu Z, Zhao W. 2020. Localized foundering of Indian lower crust in the India-Tibet collision zone. *Proc Natl Acad Sci USA*, 117: 24742–24747
- Skjerlie K P, Johnston A D. 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: Implications for the generation of anorogenic granites. *J Petrol*, 34: 785–815
- Sláma J, Košler J, Condon D J, Crowley J L, Gerdes A, Hanchar J M, Horstwood M S A, Morris G A, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett M N, Whitehouse M J. 2008. Plešovice zircon—A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem Geol*, 249: 1–35
- Spear F S, Florence F P. 1992. Thermobarometry in granulites: Pitfalls and new approaches. *Precambrian Res*, 55: 209–241
- Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett*, 26: 207–221
- Sutherland F L, Zaw K, Meffre S, Thompson J, Goemann K, Thu K, Nu T T, Zin M M, Harris S J. 2019. Diversity in ruby geochemistry and its inclusions: Intra- and inter-continental comparisons from Myanmar and Eastern Australia. *Minerals*, 9: 28
- Thompson J M, Meffre S, Danyushevsky L. 2018. Impact of air, laser pulse width and fluence on U-Pb dating of zircons by LA-ICPMS. *J Anal At Spectrom*, 33: 221–230
- Tomkins H S, Powell R, Ellis D J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J Metamorph Geol*, 25: 703–713
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, van Calsteren P, Deng W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J Petrol*, 37: 45–71
- Wark D A, Watson E B. 2006. TitaniQ: A titanium-in-quartz geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 152: 743–754
- Watson E B, Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on Earliest Earth. *Science*, 308: 841–844
- Watson E B, Wark D A, Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib Mineral Petrol*, 151: 413–433
- White R W, Powell R, Holland T J B, Worley . 2000. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *J Metamorph Geol*, 18: 497–511
- White R W, Powell R, Clarke G L. 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *J Metamorph Geol*, 20: 41–55
- White R W, Powell R, Holland T J B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *J Metamorph Geol*, 25: 511–527
- White R W, Powell R, Halpin J A. 2004. Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *J Metamorph Geol*, 22: 825–845
- Whitney D L, Evans B W. 2010. Abbreviations for names of rock-

- forming minerals. *Am Miner*, 95: 185–187
- Whitney D L, Roger F, Teyssier C, Rey P F, Respaut J P. 2015. Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P - T - t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth Planet Sci Lett*, 430: 224–234
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Quadt A V, Roddick J C, Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand Geoanal Res*, 19: 1–23
- Wiedenbeck M, Hancher J M, Peck W H, Sylvester P, Valley J, Whitehouse M, Kronz A, Morishita Y, Nasdala L, Fiebig J, Franchi I, Girard J P, Greenwood R C, Hinton R, Kita N, Mason P R D, Norman M, Ogasawara M, Piccoli P M, Rhede D, Satoh H, Schulz-Dobrick B, Skår O, Spicuzza M, Terada K, Tindle A, Togashi S, Vennemann T, Xie Q, Zheng Y F. 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostand Geoanal Res*, 28: 9–39
- Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 29: 339–342
- Win M M, Enami M, Kato T. 2016. Metamorphic conditions and CHIME monazite ages of Late Eocene to Late Oligocene high-temperature Mogok metamorphic rocks in central Myanmar. *J Asian Earth Sci*, 117: 304–316
- Win M M, Enami M, Kato T, Thu Y K. 2017. A mechanism for Nb incorporation in rutile and application of Zr-in-rutile thermometry: A case study from granulite facies paragneisses of the Mogok metamorphic belt, Myanmar. *Mineral Mag*, 81: 1503–1521
- Wu C M. 2004. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites. *J Petrol*, 45: 1907–1921
- Wu C M, Chen H X. 2015. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Chin Sci Bull*, 60: 116–121
- Xiang H, Zhong Z Q, Li Y, Qi M, Zhou H W, Zhang L, Zhang Z M, Santosh M. 2014. Sapphirine-bearing granulites from the Tongbai orogen, China: Petrology, phase equilibria, zircon U-Pb geochronology and implications for Paleozoic ultrahigh temperature metamorphism. *Lithos*, 208–209: 446–461
- Ye Kyaw T, Enami M, Kato T, Tsuboi M. 2017. Granulite facies paragneisses from the middle segment of the Mogok metamorphic belt, central Myanmar. *J Mineral Petrol Sci*, 112: 1–19
- Ye Kyaw T, Win M M, Enami M, Tsuboi M. 2016. Ti-rich biotite in spinel and quartz-bearing paragneiss and related rocks from the Mogok metamorphic belt, central Myanmar. *J Mineral Petrol Sci*, 111: 270–282
- Yonemura K, Osanai Y, Nakano N, Adachi T, Charusiri P, Zaw T N. 2013. EPMA U-Th-Pb monazite dating of metamorphic rocks from the Mogok Metamorphic Belt, central Myanmar. *J Mineral Petrol Sci*, 108: 184–188
- Zack T, Moraes R, Kronz A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 148: 471–488
- Zhang H, Harris N, Guo L, Xu W. 2010. The significance of Cenozoic magmatism from the western margin of the eastern syntaxis, southeast Tibet. *Contrib Mineral Petrol*, 160: 83–98
- Zhang Z, Dong X, Xiang H, Ding H, He Z, Liou J G. 2015a. Reworking of the Gangdese magmatic arc, southeastern Tibet: Post-collisional metamorphism and anatexis. *J Metamorph Geol*, 33: 1–21
- Zhang Z, Xiang H, Dong X, Ding H, He Z. 2015b. Long-lived high-temperature granulite-facies metamorphism in the Eastern Himalayan orogen, south Tibet. *Lithos*, 212–215: 1–15
- Zheng T, He Y M, Ding L, Jiang M, Ai Y, Mon C T, Hou G, Sein K, Thant M. 2020. Direct structural evidence of Indian continental subduction beneath Myanmar. *Nat Commun*, 11: 1944
- Zheng Y F. 2021. Metamorphism in subduction zones. In: Alderton D, Elias S A, eds. *Encyclopedia of Geology*. 2nd ed. London: Academic Press. 612–622
- Zheng Y F, Chen R X. 2017. Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. *J Asian Earth Sci*, 145: 46–73

(责任编辑: 魏春景)