科学通报 2013 年 第 58 卷 第 22 期：2138 ~ 2144
进 展 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

大陆俯冲带超高压变质岩石中石榴石的环带和多阶段生长

夏琼霞*, 周李岗, 郑永飞

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026
* 联系人, E-mail: qxxia@ustc.edu.cn

2013-05-30 收稿, 2013-06-19 接受, 2013-07-29 网络版发表
国家重点基础研究发展计划(2009CB825004)和国家自然科学基金(41003014, 41272082)资助

摘要 石榴石是超高压变质岩中的主要组成矿物, 其主要元素成分环带记录了变质过程中温度、压力条件以及化学组成等重要信息, 微量元素环带既可以记录变质过程中物理化学条件的变化, 还可以指示石榴石形成时共生矿物组合的变化. 对大别-红安造山带超高压变质榴辉岩和片麻岩中石榴石的研究发现, 大部分石榴石都保存了复杂的主量元素和微量元素环带, 以及不用类型的矿物包裹体, 揭示了在大陆深俯冲和折返过程中, 石榴石存在多期次生长或重结晶, 为研究超高压寄主岩石的温度和压力以及化学演化历史提供了重要依据.

关键词
石榴石
超高压变质
成分环带
多阶段生长
微量元素

石榴石是研究高级变质作用的重要矿物之一, 具有难熔和流体中的低溶解能力的特点, 能够保留复杂的化学成分环带, 以及不同变质阶段的矿物或流体包裹体, 为示踪石榴石寄主岩石经历的变质演化历史提供重要信息. 研究发现, 石榴石的化学成分环带与温度、压力以及与之平衡的共生矿物组合密切相关[1], 可以用来反映寄主岩石经历的温度和压力以及化学演化历史[2]. 但是, 当温度超过 650℃且达到一定的持续时间, 石榴石中主量元素环带很容易受到热扩散的影响而被再造甚至均一化[3,4], 而稀土和高场强微量元素由于具有较大的离子半径, 热扩散作用的影响不大, 环带可以得到很好的保存[5,6]. 与主量元素环带相比, 石榴石内微量元素环带对岩石形成的化学动力学和矿物组合的变化更为敏感, 可以很好地指示与石榴石的生长或重结晶相关的矿物化学反应[7]. 另外, 石榴石内的各种包裹体, 包括矿物、熔体或流体包裹体, 是揭示石榴石生长时的物理化学以及矿物组合的直接证据. 因此, 在研究高级变质岩的演化历史时, 对石榴石及其共生矿物的主量元素和微量元素环带进行同时原位分析, 对石榴石内各种包裹体进行仔细甄别, 识别石榴石的生长阶段和成因机制, 才能为寄主岩石的演化 *P-T-t* 轨迹给出准确的制约. 本文概括了我们对大别-红安造山带超高压变质片麻岩和榴辉岩中石榴石的环带特征, 根据主微量元素环带和包裹体组合识别出石榴石的多阶段生长, 并根据其微量元素特征, 揭示石榴石生长时的矿物反应.

1 变质成因石榴石和岩浆成因的区分

在一些变质岩, 特别是变质花岗岩中, 石榴石变斑晶内部可能会出现岩浆成因石榴石的残留核, 显示与变质生长(或增生)石榴石明显不同的元素成分环带[8]. 岩浆成因石榴石的识别对于高压-超高压变质岩中石榴石的成因机制非常重要, 否则在应用石榴石数据解释寄主岩石的演化历史时会得到完全错误的结论. 变质岩中常见的石榴石成分环带, 通常显示从中心到边缘 Mn 元素逐渐降低, 即石榴石中心富集锰铝榴石, 边部富集铁铝榴石, 这种锰铝榴石的钟

引用格式: 夏琼霞, 周李岗, 郑永飞. 大陆俯冲带超高压变质岩石中石榴石的环带和多阶段生长. 科学通报, 2013, 58: 2138–2144
Xia Q X, Zhou L G, Zheng Y F. Zonation and multiphase growth of garnet in UHP metamorphic rocks of continental subduciton zone. Chin Sci Bull, 2013, 58: 2138–2144, doi: 10.1360/972013-599

形剖面称为正环带[9,10]. 但是在高级变质岩中, 特别是角闪岩相和麻粒岩相变质作用下, 当温度超过650℃, 并且持续时间足够长时, 石榴石的 Mn 环带可能会出现逐渐平坦的分布特征[11,12]. 岩浆成因石榴石并不常见, 大多出现在伟晶岩和细晶岩中[13], 也有少量出现在长英质的过铝质花岗岩中[14]. 岩浆成因石榴石的生长环带与变质成因生长环带通常是相反的, 即中心富集铁铝榴石, 边部富集锰铝榴石[14,15]. 一些岩浆成因石榴石还可能出现振荡环带特征, 可能是边界层上熔体组成的波动, 或压力条件的突然改变, 或是批式岩浆分异过程中岩浆组分的不均一性[1]. 由于高级变质岩石通常经历了多期次的变质叠加, 主量元素很难保留原来的生长环带, 因此仅根据主量元素环带很难区分是岩浆成因还是变质成因, 最好结合微量元素环带以及包裹体的矿物组合进行综合判别.

大别造山带的南部低温/超高压榴辉岩和中部中温/超高压榴辉岩相带经历不同的变质 *P-T* 条件[16,17], 它们在大陆板块俯冲过程中可能处于不同的层位[18]. 我们在这两个变质带的正片麻岩中都发现了岩浆成因石榴石的残留核; 石榴石变斑晶通常表现为颗粒粗大, 具有非常完整的六边形晶形, 但是颗粒内部有裂纹, 或呈残斑状、港湾状; 主量元素剖面具有明显的核-幔-边三层环带结构(图 1, 2). 但是, 这两个超高压变质带片麻岩内石榴石的主量元素成分变化趋势并不一致. 在南大别低温/超高压片麻岩的石榴石中, 核部成分均一, 具有最高的锰铝榴石组分和最低的钙铝榴石组分(图 2(b))[20]. 但在中大别中温/超高压片麻岩中, 石榴石核部锰铝榴石含量弱低于幔部或与幔部含量相当, 显示反环带(图 1(c))或振荡环带特

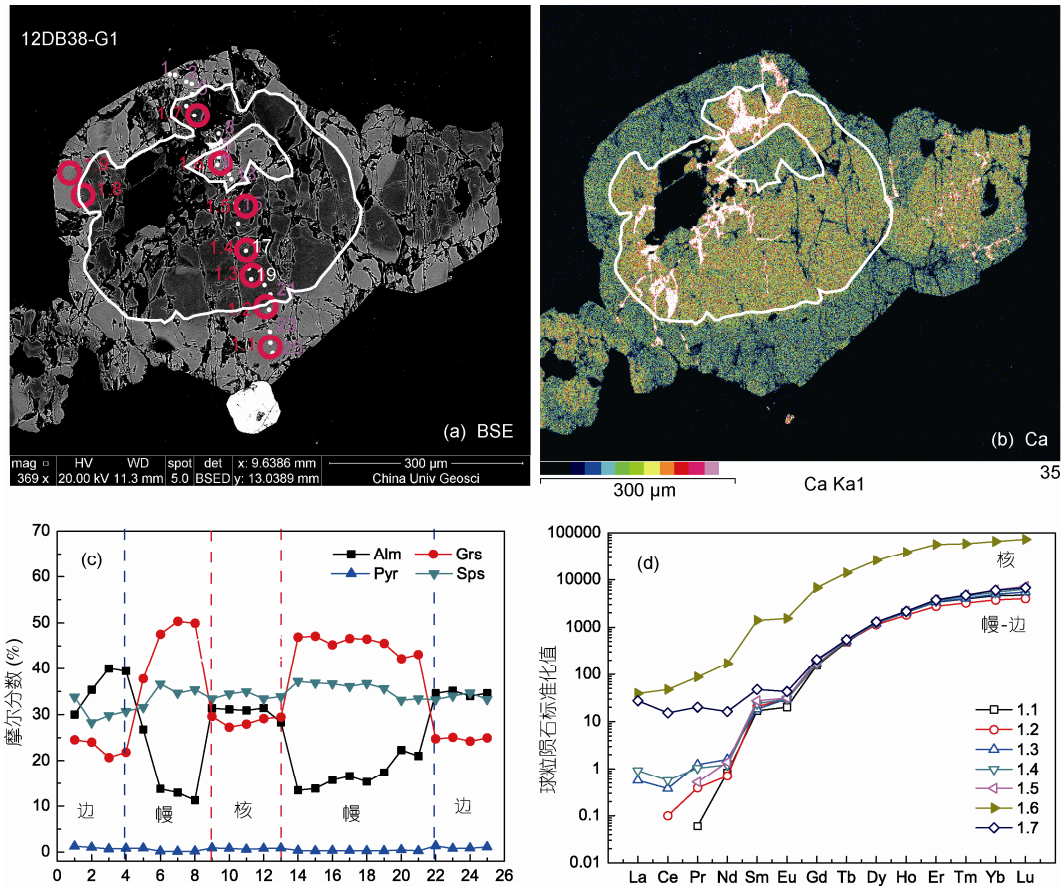

图 1　中大别双河地区中温/超高压花岗片麻岩中石榴石的环带和元素剖面图

(a) 石榴石变斑晶的背散射照片(BSE), 粉色点和红色圈分别是电子探针和激光 ICP-MS 原位分析点; (b) 石榴石中 Ca 元素的面状分布图; (c) 石榴石主要端元成分剖面图; (d) 石榴石的稀土元素配分剖面图. 石榴石端元成分: Alm, 铁铝榴石; Grs, 钙铝榴石; Pyr, 镁铝榴石; Sps, 锰铝榴石. 球粒陨石参考值据文献[19]

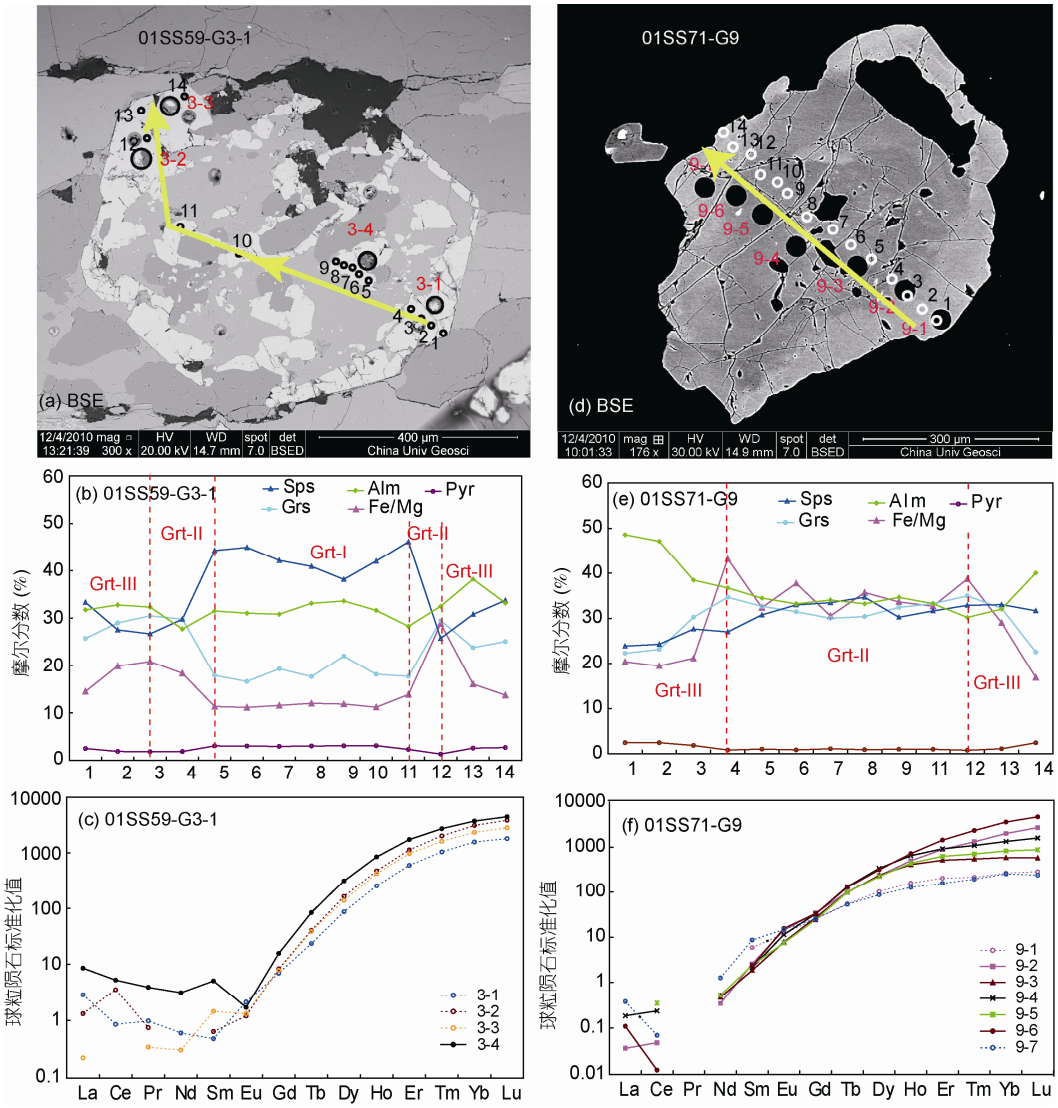

图 2 南大别低温/超高压片麻岩中石榴石的背散射、主量元素和稀土元素剖面[20]

(a)~(c) 大颗粒石榴石 01SS59-G3-1 的环带, 包括岩浆成因石榴石的残留核 Grt-I, 进变质生长 Grt-II 和折返初期生长 Grt-III; (d)~(f) 变质生长石榴石 01SS79-G9 的环带, 包括进变质生长 Grt-II 和折返初期生长 Grt-III. 石榴石端元成分简写同图 1, (a)和(d)中的黄色线条指示所选剖面. 球粒陨石参考值据文献[19]

征. 不过, 它们的稀土元素球粒陨石标准化配分图一致地表现为从轻稀土元素(LREE)到重稀土元素(HREE)逐渐富集的分布, 以及明显的 Eu 负异常, 为岩浆石榴石的典型配分模式(图 1(d), 2(c)). 另外, 核部具有异常高的微量元素含量, 如稀土元素(REE)、高场强元素(HFSE), Th, U 和 Pb 等, 比幔部和边部高 1~2 个数量级, 如重稀土元素 Yb, 核部含量为 11205 ppm, 幔-边部含量为 567~1032 ppm. 这种异常高的微量元素含量, 在变质成因石榴石中十分少见.

2 俯冲进变质和折返退变质过程中石榴石的生长

对来自红安造山带超高压榴辉岩的石榴石以及包裹体矿物进行了薄片尺度的原位主微量元素分析以及锆石微量元素分析和 U-Pb 定年[21]. 结果显示, 在石榴石核部与边部, 主量元素 Ca, Mn, Fe 和 Mg 呈现了很大程度的均一化, 部分石榴石的 Ca 有很弱的变化, 但是石榴石的 REE 在部分颗粒的核部和边部

呈现出了很明显的变化(图 3). 根据石榴石的 REE 配分型式不同, 可以区分出两组石榴石: 第一组石榴石(Grt-I)具有陡峭的 LREE-HREE 配分型式, 第二组石榴石(Grt-II)显示中稀土元素(MREE)相对于 LREE 和 HREE 明显富集(图 3(c)). 对应地, 两组石榴石含有不同类型的矿物包裹体: 第一组石榴石 Grt-I 中的包裹体主要为角闪石、绿帘石、金红石、斜长石和石英, 以及少量的锆石, 显示俯冲进变质过程中高压向超高压条件转变的矿物组合; 第二组石榴石 Grt-II 中的包裹体只有绿辉石和金红石以及少量的磷灰石和锆石, 显示峰期超高压变质矿物组合(图 3(a)和(b)). 应用激光 ICP-MS 方法对薄片下大量锆石进行同时原位 U-Pb 定年和微量元素分析, 结果锆石给出了两组 U-Pb 年龄, 即 239±6 Ma 和 222±4 Ma 的谐和年龄, 以及平坦的 REE 配分模式(图 3(d)), 表明它们形成于石榴石稳定场, 指示榴辉岩中锆石在三叠纪的变质生长. 在 Grt-II 中也发现了两粒变质生长锆石(图 3(b)), 其 U-Pb 年龄分别为 220±6 Ma 和 226±6 Ma, 以及平坦的 MREE-HREE 配分型式(图 3(c)). 根据锆石和石榴石的接触关系以及 REE 配分关系, 两组变质锆石的生长时间分别对应于 Grt-I 和 Grt-II, 因此两组变质锆石 U-Pb 年龄可以分别为两组石榴石的生长时代提供制约: 即 Grt-I 和 Grt-II 分别形成于大陆碰撞过程的俯冲晚期(~240 Ma)和折返初期(~220 Ma), 对应于超高压岩石从高压相向超高压相转化和超高压相向高压相转化的两个阶段. 另外, 根据石榴石内不同包裹体矿物的微量元素配分型式, 可以推知早期绿泥石和角闪石的分解造成了第一组石榴石的 MREE-HREE 陡峭分布, 而折返初期绿帘石的分解为第二组石榴石的 MREE 富集提供了重要的 MREE 来源.

对来自南大别低温/超高压正片麻岩中石榴石也进行了主量和微量元素的同时原位分析(图 2), 以及石榴石内部的矿物包裹体分析[20]. 结果发现, 石榴石都具有复杂的成分环带, 记录了从进变质到峰期变质到退变质的多期生长. 根据石榴石内 Ca 含量和 Fe/Mg 比值分别对应于变质过程中的压力和温度的

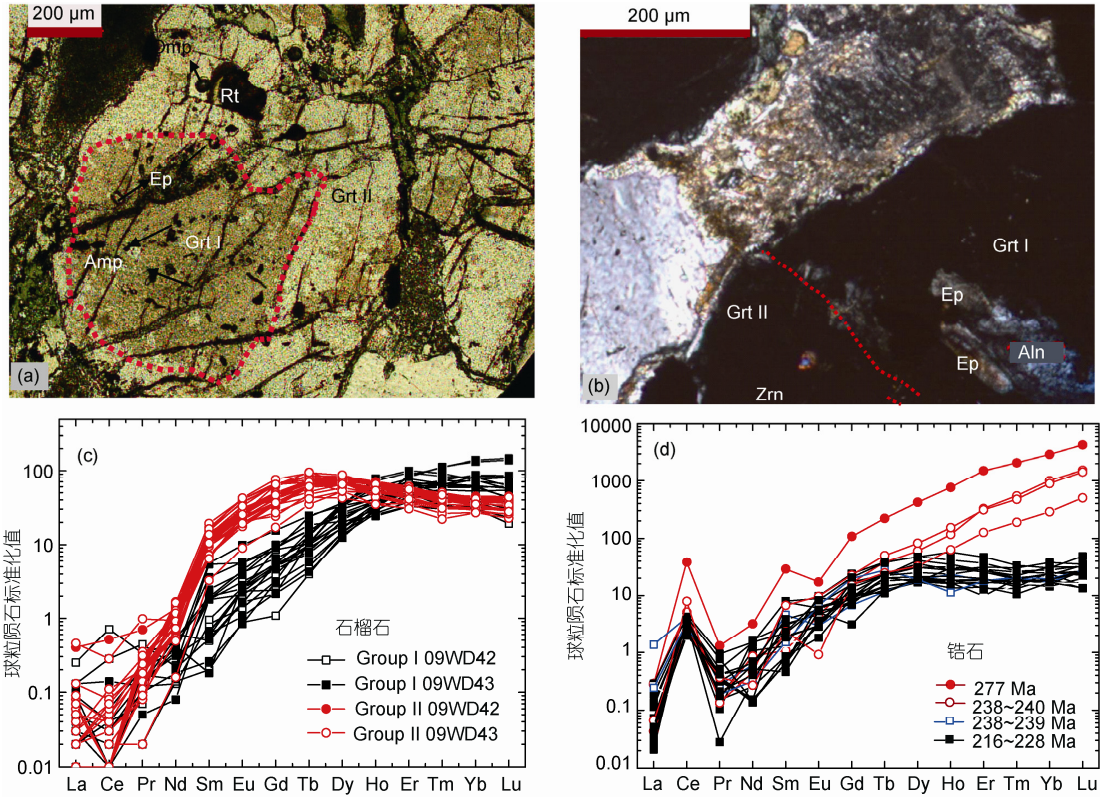

图 3　红安造山带四道河榴辉岩中石榴石的岩相学、稀土元素特征以及锆石的稀土元素[21]

(a)和(b) 同一粒石榴石内两组石榴石内部的不同包裹体组合, 核部 Grt-I 内含有角闪石(Amp), 绿帘石(Ep)等, 边部 Grt-II 内含有绿辉石(Omp), 金红石(Rt), 锆石(Zrn)等, 二者的边界以红色虚线标识, 另外, (b)图中位于 Grt-II 内部的锆石原位定年得到的年龄为 220±6 Ma; (c) 两组石榴石明显不同的稀土元素配分图; (d) 榴辉岩中锆石的稀土元素配分图. 球粒陨石参考值据文献[19]

特征, 研究区内石榴石的主量元素环带显示了 3 个阶段的石榴石生长. 第一阶段石榴石(Grt-I)位于残斑状石榴石的核部(图 2(a)), 含有大量长石、石英、黑云母和磁铁矿等矿物包裹体, 主量元素剖面表现为较低的但均一的 Ca 含量和 Fe/Mg 比值, 以及异常高的锰铝榴石和微量元素含量, 陡峭的 MREE-HREE 配分型式, 明显 Eu 负异常, 指示该石榴石的核部为岩浆石榴石的残留, 可能成核于花岗质原岩的形成阶段. 第二阶段石榴石(Grt-II)位于石榴石的核部或幔部, 含有金红石、榍石、锆石和石英等 HP-UHP 矿物包裹体, 主量元素剖面表现为升高的 Ca 含量和 Fe/Mg 比值, 并且 Ca 含量为最大值, 指示了变质过程中持续的升温和升压过程, 并且达到最高压力, 对应于俯冲进变质阶段. 第三阶段石榴石(Grt-III)的生长位于石榴石的边部, 含有少量的石英、锆石和钛铁矿等低压矿物包裹体, 主量元素剖面表现为轻微降低的 Ca 含量和 Fe/Mg 比值, 并且 Fe/Mg 比值为最低值, 指示了变质过程中压力降低而温度继续升高, 并且达到最高温度, 对应于折返早期的继续升温阶段. 石榴石的 REE 剖面变化反应了石榴石形成时矿物组合的变化, 研究区正片麻岩中石榴石幔部和边部显示相似的陡峭 MREE-HREE 配分型式, 但边部显示明显降低的 REE 含量(图 2(c)), 指示第二和第三阶段石榴石在生长过程中具有相似的基质矿物组合(斜长石+钾长石+白云母). 另外, 有的石榴石核部 REE 含量从中心往边部逐渐升高, MREE-HREE 配分从平坦型过渡到陡峭型(图 2(f)), 说明在大陆深俯冲过程中, 由于温度压力的不断升高, 形成石榴石的基质矿物从早期的主要造岩矿物(如长石和云母类), 逐渐转变为富集 REE 的副矿物(如绿帘石、褐帘石、锆石、角闪石、磷灰石和榍石等). 另外, 尽管在不同的石榴石颗粒内部记录了不同阶段的石榴石生长, 但是最高压力都出现在石榴石的核部或幔部, 而最高的温度都出现在石榴石的边部. 这说明了在大陆俯冲带变质过程中, 峰期温度和峰期压力并不是同时达到的, 记录了大陆俯冲带明显的“热折返”这一降压升温过程[16], 为我们研究深俯冲陆壳折返过程中变质岩石的脱水熔融作用[22]提供了合适的热力学条件.

3 原岩性质对石榴石环带的控制

对大别造山带双河地区中温/超高压变质带榴辉岩和正片麻岩中石榴石进行了对比研究. 结果发现, 榴辉岩中石榴石具有均一的主量元素和微量元素成分[12,23], 暗示俯冲板片在折返过程中, 由于榴辉岩相退变质重结晶作用, 石榴石与其他共生矿物之间可能达到了扩散再平衡. 但是, 双河榴辉岩中石榴石内部保留了大量的多相固体包裹体[12,23], 主要为钾长石+石英±帘石±白云石, 代表了超高压变质过程中含水硅酸岩熔体的存在, 指示大陆碰撞过程中曾经历了白云母脱水引起的部分熔融.

与此不同的是, 双河超高压榴辉岩的围岩正片麻岩中石榴石仅含有石英、长石和云母类矿物包裹体, 但保存了很好的主量元素环带, 显示明显的核-幔-边成分分带(图 1), 其中核部显示岩浆成因石榴石的特征, 如锰铝榴石的反环带特征, 异常高的微量元素, 陡峭的 REE 配分以及明显的 Eu 负异常. 幔部钙铝榴石含量最高, 记录了俯冲过程中达到的最高压力. 从幔部到边部, 钙铝榴石和锰铝榴石降低, 而铁铝榴石升高, 显示压力降低, 而温度继续升高的过程, 对应于板片折返初期. 幔部和边部具有相似的陡峭的 REE 配分型式, 说明俯冲和折返阶段形成石榴石的主要矿物都是长石和云母类矿物, 而富集 REE 的矿物贡献很少. 另外, 从核部到边部, 石榴石中 MREE 和 HREE 含量不断降低, P 和 Cr 元素含量逐渐升高, 但在边部迅速降低, 说明在俯冲过程中, 长石和黑云母不断发生分解, 但是在折返初期, 石榴石中的 P 元素又回到长石和熔体相, 而 Cr 元素回到黑云母中, MREE-HREE 一直在石榴石中富集, 但由于封闭体系下储库效应的影响而逐渐降低.

另外, 对来自红安造山带熊店地区同一露头的条带状和块状榴辉岩中的石榴石进行对比分析和研究, 发现两类榴辉岩中石榴石环带具有完全相反的环带特征, 以及明显不同的矿物包裹体组合. 块状榴辉岩中石榴石的 CaO 和 MREE 含量从核部到边部逐渐降低, MgO 含量逐渐升高, HREE 含量基本保持不变或降低(图 4(a)和(b)), 核部的主要矿物包裹体为石英、角闪石、绿泥石、金红石和白云母等, 边部包裹体少见. 条带状榴辉岩中石榴石的 CaO 和 REE 元素含量从核部到边部逐渐升高, MgO 含量基本保持不变(图 4(c), (d)), 核部的主要包裹体为石英和碳酸盐类矿物, 边部未见矿物包裹体. 这两类榴辉岩位于同一露头(上仅相隔 4 m), 应该经历了同样的变质温度和压力变化, 但是二者在原岩性质上具有一定差异.

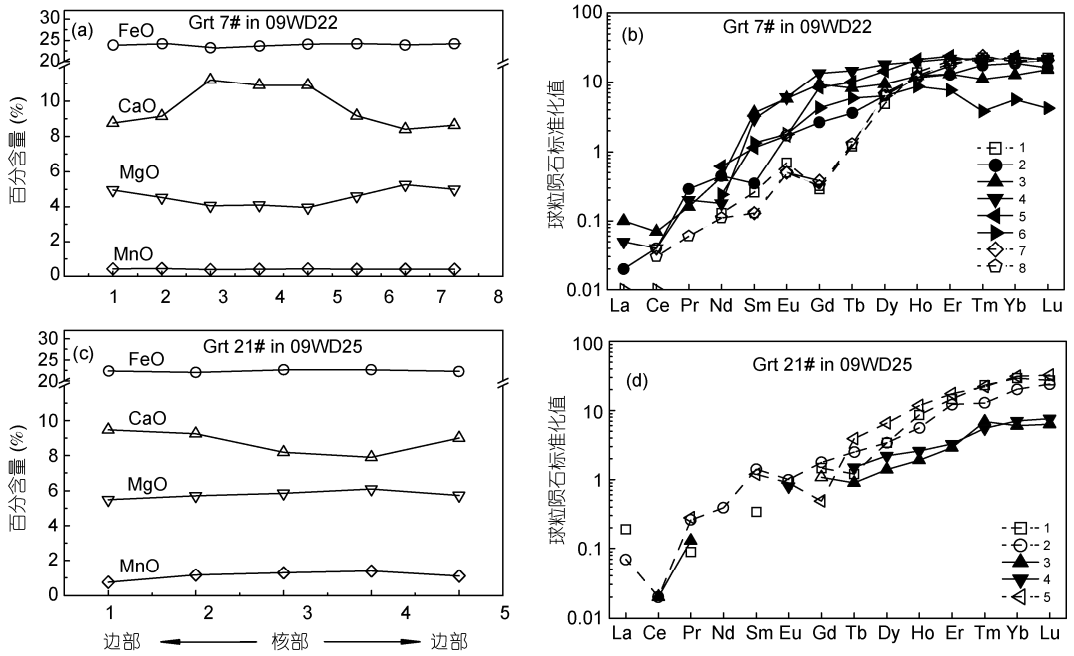

图 4　红安造山带熊店榴辉岩中石榴石的主量元素和稀土元素剖面

(a)和(b) 块状榴辉岩中石榴石, 从核部到边部, CaO 含量逐渐降低, MREE 逐渐降低, HREE 含量基本保持不变; (c)和(d) 条带状榴辉岩中石榴石, 从核部到边部, CaO 含量逐渐升高, MREE 和 HREE 含量逐渐升高. (b)和(d)中的实线和实心点代表石榴石的核部, 虚线和空心点代表石榴石的边部. 球粒陨石参考值据文献[19]

在全岩成分上, 块状榴辉岩的 Fe 和 Ti 含量较高, 而 Si, Na 和 K 等长英质组分较低, 在 TAS 图解上位于玄武岩区域; 而条带状榴辉岩位于玄武-安山岩区域, 岩石中含有较多的石英条带层. 但是, 两类榴辉岩的都具有与大洋弧玄武岩(OAB)相似的微量元素分布特征, 即富集大离子亲石元素(LILE)和 LREE、亏损 HFSE 和 HREE[24]. 不过条带状榴辉岩具有更高的 LILE(如 Rb, Ba, Th, U 和 K)和 HFSE(如 Nb, Ta, Zr 和 Hf)含量. 因此, 两类榴辉岩的原岩性质差异可能造成了大陆俯冲过程中矿物组合的变化, 从而引起石榴石主量元素和微量元素环带的变化.

4　小结

俯冲带变质作用中石榴石的生长一般与云母、角闪石、帘石以及硬柱石类含水矿物的分解有关, 而变质锆石的生长也离不开流体[17,24]. 因此, 将石榴石和锆石的研究结合起来, 能够为我们认识大陆俯冲带变质过程中含水矿物的稳定性及其相关的变质流体活动提供重要信息. 就大别-红安造山带片麻岩和榴辉岩中的石榴石来说, 它们在主量和微量元素环带上的变化一方面受变质过程的温度和压力变化控制, 另一方面受原岩性质的控制. 由于原岩性质的不同, 在变质过程中会形成不同的矿物组合, 含 Ca 矿物的生长和消耗会对石榴石的钙铝榴石环带产生明显影响, 而富集 REE 的矿物则会对石榴石的稀土配分产生明显影响. 由于含水矿物分解与变质流体或深熔熔体的活动性密切相关, 因此石榴石环带特点可能记录了超高压变质过程中熔/流体活动的性质. 理论上, 石榴石中的扩散环带对于不同离子半径的元素表现出有规律的梯度差别(半径小的离子扩散快, 易于达到平衡), 而生长分带是不同离子半径元素表现为类似的变化趋势(不依赖离子半径大小, 而与元素相容性有关). 但是在实际工作中要区分这两种类型的分带还有待进一步研究.

致谢　感谢同济大学程昊博士和审稿人对本文提出的宝贵修改意见.

参考文献

1 夏琼霞, 郑永飞. 高压-超高压变质岩石中石榴石的环带和成因. 岩石学报, 2011, 27: 433–450
2 Gaidies F, Abart R, de Capitani C, et al. Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern window using garnet isopleth thermobarometry. J Metamorph Geol, 2006, 24: 451–475
3 Ganguly J. Cation diffusion kinetics in aluminosilicate garnets and geological applications. Rev Mineral Geochem, 2010, 72: 559–601
4 Carlson W D, Schwarze E T. Petrologic significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Llano Uplift. J Metamorph Geol, 1997, 15: 631–644
5 Spear F S, Kohn M J. Trace element zoning in garnet as monitor of crustal melting. Geology, 1996, 24: 1099–1102
6 Chernoff C B, Carlson W D. Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth. Geology, 1999, 27: 555–558
7 Konrad-Schmolke M, Zack T, O'Brien P J, et al. Combined thermodynamic and rare earth element modelling of garnet growth during subduction: Examples from ultrahigh-pressure eclogite of the Western Gneiss Region, Norway. Earth Planet Sci Lett, 2008, 272: 488–498
8 Habler G, Thoni M, Miller C. Major and trace element chemistry and Sm-Nd age correlation of magmatic pegmatite garnet overprinted by eclogite-facies metamorphism. Chem Geol, 2007, 241: 4–22
9 Deer W A, Howie R A, Zussman J. Rock-Forming Minerals, Volume IA-Orthosilicates. New York: Longman, 1982
10 Spear F S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-temperature-time Path. Washington DC: Mineral Soc Am, 1993. 799
11 Carlson W D. Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism. Am Miner, 2002, 87: 185–204
12 Gao X Y, Zheng Y F, Chen Y X. Dehydration melting of ultrahigh-pressure eclogite in the Dabie orogen: Evidence from multiphase solid inclusions in garnet. J Metamorph Geol, 2012, 30: 193–212
13 Manning D A C. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. Mineral Mag, 1983, 47: 353–358
14 Dahlquist J A, Galindo C, Pankhurst R J, et al. Magmatic evolution of the Penon Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. Lithos, 2007, 95: 177–207
15 Villaros A, Stevens G, Buick I S. Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape granite suite. Lithos, 2009, 112: 217–235
16 Zheng Y F, Gao X Y, Chen R X, et al. Zr-in-rutile thermometry of eclogite in the Dabie orogen: Constraints on rutile growth during continental subduction-zone metamorphism. J Asian Earth Sci, 2011, 40: 427–451
17 Gao X Y, Zheng Y F, Chen Y X. U-Pb ages and trace elements in metamorphic zircon and titanite from UHP eclogite in the Dabie orogen: Constraints on *P-T-t* path. J Metamorph Geol, 2011, 29: 721–740
18 Zheng Y F. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. Chem Geol, 2012, 328: 5–48
19 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes. In: Sanders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ, 1989, 42: 313–345
20 Xia Q X, Zheng Y F, Lu X N, et al. Formation of metamorphic and metamorphosed garnets in the low-T/UHP metagranite during continental collision in the Dabie orogen. Lithos, 2012, 136-139: 72–92
21 Zhou L G, Xia Q X, Zheng Y F, et al. Multistage growth of garnet in ultrahigh-pressure eclogite during continental collision in the Dabie orogen: Constrained by trace elements and U-Pb ages. Lithos, 2011, 127: 101–127
22 Zheng Y F, Xia Q X, Chen R X, et al. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. Earth-Sci Rev, 2011, 107: 342–374
23 Gao X Y, Zheng Y F, Chen Y X, et al. Trace element composition of continentally subducted slab-derived melt: Insight from multiphase solid inclusions in ultrahigh-pressure eclogite in the Dabie orogen. J Metamorph Geol, 2013, 31: 453–468
24 Kelemen P B, Hanghøj K, Greene A R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise Geochem, 2003, 3: 593–659
25 Zheng Y F. Fluid regime in continental subduction zones: Petrological insights from ultrahigh-pressure metamorphic rocks. J Geol Soc, 2009, 166: 763–782