

文章编号: 1000-6524(2004)03-0236-17

青龙山榴辉岩的退变质显微结构及相关的物质迁移 ——南苏鲁榴辉岩退变质过程中流体活动的证据

杨天南¹, 徐文华², 陈方远¹

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 河北省地质矿产局第三地质队, 河北张家口 075000)

摘要: 对南苏鲁青龙山榴辉岩的扫描电子显微镜及光学显微镜的详细观察表明, 其峰期矿物组合为石榴石+ 绿辉石 I + 蓝晶石+ 金红石(+ 柯石英), 基本无含水矿物, 并被第二期矿物(或组合)逐步替代, 形成后成合晶或冠状体假像, 即: 绿辉石 I → 绿辉石 II + 钠长石+ 铁氧化物后成合晶, 金红石 → 金红石+ 钛铁矿, 蓝晶石 → 钠云母。第二期矿物又被第三期矿物(组合)替代: 绿辉石 II(+ 钠长石+ 铁氧化物) → 角闪石(+ 斜长石+ 铁氧化物), 石榴石 → 韭闪石+ 铁氧化物。绿帘石与石英是最晚期流体沿微裂隙活动的产物。详细的矿物成分分析及成分迁移估算结果显示, 早期后成合晶的形成过程产生多余的 Fe、Mg、Na, 但消耗部分 Ca、Si。产生的 Mg、Fe 迁移到石榴石边部, 引发石榴石内部的 (Mg, Fe)/Ca 交换, 在石榴石颗粒中形成向边部 Ca 降低、Mg 和 Fe 升高的成分环带。交代产生的 Ca 被后成合晶消耗, 而后成合晶产生的 Na 被替代蓝晶石的钠云母消耗。在退变质作用晚期, 更多流体进入榴辉岩, 引发流体渗滤交代反应, 无水的早期后成合晶被含水后成合晶(角闪石+ 斜长石+ 铁氧化物)替代, 同时在石榴石边部形成角闪石+ 少量铁氧化物反应边。成分迁移估算显示, 上述两个过程的成分变化具有一定程度的耦合性。矿物反应曲线 THERMOCALC 计算确定的 $p-T$ 轨迹显示, 青龙山榴辉岩的退变质过程主要发生在高压条件(低地温梯度)下, 明显不同于北苏鲁地区榴辉岩。这种热演化特点的差异暗示南北苏鲁超高压变质块体可能具有不同的回返历史。

关键词: 显微结构; 退变质; 物质迁移; 流体活动; $p-T$ 轨迹; 榴辉岩; 南苏鲁

中图分类号: P588.3; P571

文献标识码: A

Mass transfer and microtexture of retrograded Qinglongshan eclogite: evidence of fluid activity

YANG Tian_nan¹, XU Wen_hua² and CHEN Fang_yuan¹

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. No. 3 Party of Geological Survey, Hebei Bureau of Geology and Mineral Resources, Zhangjiakou 075000, China)

Abstract: The eclogites in Southern Sulu ultrahigh pressure metamorphic (UHPM) terrane show very different retrograded microtextures from the corresponding rocks in Northern Sulu, implying different thermal processes. Scanning electron and optical microscope observations indicate that the primary peak assemblage is anhydrous, composed of Grt + Omp I + Ky + Rt (+ Coe). These peak minerals were replaced by the second and third stage minerals, resulting in pseudomorphic symplectite or coronas through the process of Omp I → Omp II + Ab + Fe₂O₃ symplectite (type I), Rt → Rt + Ilm, Ky → Pg; Omp II (+ Ab + Fe₂O₃) → Hb (+ Pl + Fe₂O₃) (type II), and Grt → Prp + Fe₂O₃. In contrast, epidote and quartz were formed at a very late stage as a result of fluid activity along microfractures. Mineral chemistry and mass balance estimation demonstrate that the

收稿日期: 2004-02-04; 修订日期: 2004-04-22

基金项目: 国家重点基础研究(973)资助项目(2003CB716506); 国家自然科学基金资助项目(40399141)

作者简介: 杨天南(1966-), 副研究员, 主要从事超高压带变形、变质研究, E-mail: yangtiannan@sohu.com。

pseudomorphic textures were developed by metasomatism involving dissolution and precipitation that were intensified by fluids along the grain boundary. The formation of symplectite by replacing primary omphacite would evidently produce extra Fe, Mg and Na but consume Ca and Si. The extra Mg and Fe (diffused to garnet grains) triggered an interexchange of (Mg, Fe) – Ca of the garnet, resulting in compositional zonation with Ca decreasing towards the edge of garnet grains where the expelled Ca was consumed during symplectite formation. The replacement of kyanite by paragonite consumed the extra Na. At the later stage when more aqueous fluid intruded into the eclogite, fluid infiltration partially converted Symplectite I to Symplectite II, and a film of paragonite resorbed a garnet from its boundary. Mass balance estimation suggests that the transformation and resorption might have been coupled qualitatively. p - T conditions based on mineral reactions and THERMOCALC software suggest that the retrogression of the eclogite occurred under HP conditions. The difference in p - T path between the Southern and Northern Sulu eclogites suggests the existence of different exhumation histories within the Sulu terrane.

Key words: micro_texture; retrogression; mass transfer; fluid activity; p - T path; eclogite; Southern Sulu

自从榴辉岩中首例柯石英假象被确定 (Yang and Smith, 1989) 以来, 位于大别-苏鲁超高压变质带东段的苏鲁超高压地块成了地学研究的热点地区。其后柯石英在榴辉岩 (Enami and Zang, 1990; Hirajima *et al.*, 1990; Yang *et al.*, 1998) 及片麻岩 (Ye *et al.*, 2000a; Liu *et al.*, 2001) 中被相继发现, 以及形成深度更大 (> 200 km) 的矿物相如超硅石榴石 (majoritic garnet, Ye *et al.*, 2000b) 以及石榴橄榄岩 (Yang and Jahn, 2000) 的发现表明整个苏鲁地块曾被整体俯冲到地幔深处。主要基于岩石学观察揭示的退变质历史 (Enami *et al.*, 1993; Wang *et al.*, 1994; Zhang *et al.*, 1995; Nakamura and Hirajima, 2000; 杨天南等, 2001) 表明在其回返过程中, 北苏鲁榴辉岩经历了麻粒岩相退变。与北苏鲁榴辉岩相比, 南苏鲁东海地区的榴辉岩具有完全不同的退变质显微结构 (Enami *et al.*, 1993; 杨天南等 2003), 指示其具不同的 p - T 演化历史。由于南苏鲁地区露头较差, 以往对该区榴辉岩的研究多集中于青龙山地区, 包括岩石学 (Zhang *et al.*, 1995)、稳定同位素 (Yui *et al.*, 1995; Zheng *et al.*, 1996, 1998; Rumble and Yui, 1998)、地球化学 (Jahn, 1998) 以及流体包裹体 (Fu *et al.*, 2003) 研究等。榴辉岩的 Sm-Nd 年龄为 226 ± 4 Ma (Li *et al.*, 1993), Rb-Sr 等时线年龄为 203 Ma (Jahn *et al.*, 1995)。虽然该地区榴辉岩的退变质作用已有研究 (如 Zhang *et al.*, 1995), 但仍然缺乏详细的显微结构观察及精确的温压条件厘定。详细的显微结构观察应该是揭示矿物组合演化历史的必要而基本的手段, 矿物化学及其变化特点可以用于推导矿物组合

演化过程中矿物间反应的机理。同时, 对矿物 (组合) 演化历史及矿物反应机理的了解是选择合适矿物温压计的先决条件。本文将详细报道对青龙山榴辉岩退变质过程的研究结果, 包括显微结构、矿物组合及成分变化, 并运用上述观察结果估算退变质过程涉及的物质迁移, 重塑退变质历史, 为理解整个苏鲁超高压岩石的回返历史提供一个窗口。另外, 南苏鲁榴辉岩常具有异常低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (Zheng *et al.*, 2003), 对这些异常地球化学数据的正确解释也需要详细研究榴辉岩的退变质历史, 包括退变质过程中的物质迁移及流体活动。

1 区域地质背景及取样位置

青龙山位于东海县城以东约 15 km (图 1)。区域填图结果 (图 2) 显示, 青龙山地区主要由被片麻岩包裹的若干榴辉岩体组成, 主榴辉岩体规模达 $300 \text{ m} \times 4000 \text{ m}$, 长轴走向 NNE-SSW, 退变质程度很不均匀。北段 (玉平山, 图 2) 和南段 (虎山以西) 比较新鲜, 中段 (青龙山顶) 退变质较强。石榴石、绿辉石富集条带以及绿辉石颗粒的压扁显示榴辉岩相面理构造 (图 3-4), 榴辉岩相面理发生弯曲, 形成图面级褶皱及露头级的窗棱构造 (图 2)。主榴辉岩体的南北两端主要由石榴石、绿辉石、金红石组成, 含少量白云母、蓝晶石。白云母片定向排列, 平行褶皱轴面, 局部组成轴面劈理, 切过榴辉岩相面理。出露于青龙山顶的榴辉岩以绿帘石含量高 (达 40%, 体积分数) 为特征, 榴辉岩相面理仍可见, 但局部被绿帘石富集带破坏。



图1 苏鲁地区区域地质图

Fig. 1 Geological map of the Sulu region

笔者在青龙山地区采集了40多个榴辉岩样品进行显微结构观察,在此基础上选取其中的1个用于扫描电子显微镜观察及矿物成分研究。该样品不但保留各期矿物组合,而且矿物组合间的替代关系十分清晰,适合开展退变质作用及其退变质过程中的物质迁移研究。

2 显微结构与矿物组合

2.1 观察结果

青龙山退变质榴辉岩由绿帘石(Ep)、石榴石(Grt)、绿辉石(Omp)、后成合晶矿物(Symp)、角闪石(Amp)、白云母(Mus)及少量金红石(Rt)组成。由于石榴石、绿辉石的含量变化,使其具毫米-厘米级的成分条带。

石榴石富集条带由细粒($< 0.5 \text{ mm}$)半自形-他形石榴石(70%, 体积分数,下同)、绿辉石(20%~

30%)及少量金红石组成(图3a、4a)。石榴石颗粒边部常发育角闪石环边。较之于石榴石,绿辉石颗粒粗(达 $2 \text{ mm} \times 0.25 \text{ mm}$),拉长并定向。除了替代石榴石的角闪石外,石榴石富集带中未见其他退变质痕迹。绿辉石富集带主要由绿辉石(达80%)、石榴石(约20%)及少量金红石组成(图3a、4a),绿辉石颗粒间发育后成合晶I,并互相连接形成压扁的网格状构造(图3a、3b、4a)。石榴石颗粒边缘有角闪石反应边(图3c)。在上面两种富集条带中,绿辉石颗粒均压扁并定向排列,平行石榴石或绿辉石富集条带,共同显示榴辉岩相面理构造(图3、4)。在局部,绿辉石富集条带被完全假象化,形成绿辉石富集带中的后成合晶条带,其中的石榴石具有完好的角闪石反应边(图4a)。

白云母(钠云母, Pg)主要分布于石榴石或绿辉石富集带中,除偶尔被绿帘石包裹外,大致平行排列,与榴辉岩相面理大角度相交(图3a、4a)。部分白

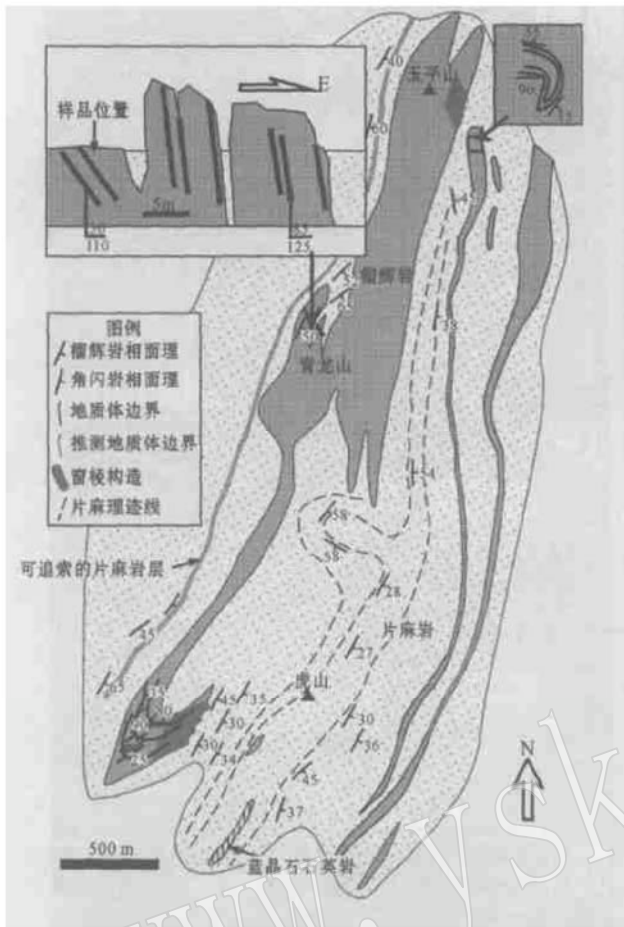


图2 青龙山地区地质图

Fig. 2 Geological map of Qinglongshan area

右上图示榴辉岩相面理弯曲显示的褶皱构造
the figure up right shows a fold of eclogite_facies foliation

云母包裹石榴石与绿辉石,在被包裹的石榴石与白云母间不存在反应边(图5a右上部),且部分绿辉石具有后成合晶边,表明它们不属于峰期矿物组合。白云母周围后成合晶的矿物颗粒形态已经过重新调整,形成如下矿物(或组合)系列:白云母+角闪石+斜长石(Pl)+后成合晶II+后成合晶I(见图5a左中部)。上述结构特点表明,白云母形成于单斜辉石+斜长石后成合晶I之后,但在角闪石+斜长石后成合晶II之前。

榴辉岩相面理被绿帘石破坏,后者常簇集在一起。大部分绿帘石的粒度达几厘米并具不规则边界(图4a),但部分帘石具有菱形或楔形形态。电子探针背散射图像(BSE)以及电子探针成分分析显示,绿帘石大晶体内部存在不规则的异常成分域(图4b)。此外,绿帘石中还包裹大量石榴石(30%~60%)、绿辉石(图4a b)、替代绿辉石的后成合晶(图4c)、白云

母以及金红石,表明绿帘石晚于峰期矿物和白云母形成,甚至晚于后成合晶。部分细粒绿帘石发育于石榴石或绿辉石富集带中,其分布与排列方式同白云母类似:平行排列,与榴辉岩相面理大角度相交(图4d)。

宽达3mm的石英脉与榴辉岩相面理大致平行,在其两侧有大量支脉存在。石英脉包裹大量石榴石、绿辉石、绿帘石碎块(包体)。在石英(Qtz)与冠状体后成合晶的接触带上往往出现一层草绿色的霓辉石(Agt)薄膜(图3a,成分见表1)。另外,该薄膜附近的蠕虫状或指状后成合晶消失,表明霓辉石薄膜形成于后成合晶的形态及成分调整过程中。

网格状冠状体后成合晶I(图3a 3b 3c)由位于斜长石基质中很细小的(<5μm)指状或蠕虫状单斜辉石及近等轴状铁氧化物组成。线状排列的铁氧化物形成项链式结构,将冠状体后成合晶分成近相等的两部分(图3c 5b)。该氧化物链代表两个相邻绿辉石颗粒的初始边界。在绿辉石与其他矿物间不出现后成合晶(图4a 4d)。

后成合晶II常位于后成合晶条带中,带内的所有绿辉石均已完全假像化(图3a 3d 4a 5c)。它们由蠕虫状角闪石、斜长石、铁氧化物组成,偶尔见残余单斜辉石(Cpx)。具项链式结构的氧化物将后成合晶条带分割成透镜状域(图3a)。这些透镜状域与绿辉石富集带中的绿辉石颗粒具有相同的形态及相似大小,表明氧化物链代表已消失绿辉石颗粒的初始边界。这类后成合晶中的矿物颗粒明显比冠状体后成合晶中的大(图5b 5c 5d)。在后成合晶条带的边部尚能观察到从冠状体后成合晶向后成合晶II转化的现象(图5d)。两类后成合晶间的边界极不规则,其两侧镁铁矿物粒径发生突变。这种结构特点表明,后成合晶II由冠状体后成合晶转化而来,在转化过程中,矿物颗粒的形态及大小发生调整。

少量金红石散布于青龙山榴辉岩中,并被钛铁矿(Ilm)不均匀替代,形成金红石+钛铁矿合生体(intergrowth)(图5e 5f)。在金红石与后成合晶接触的一侧,钛铁矿发育较好(图5e),表明钛铁矿是金红石与绿辉石间反应的结果。

2.2 矿物演化序列划分

上述显微结构观察表明,青龙山榴辉岩保留近乎连续的矿物演化序列,可以将其划分为如下阶段:

(1) 第一期矿物组合比较简单,为石榴石+绿辉石+蓝晶石(Ky)+金红石(+柯石英),基本无含

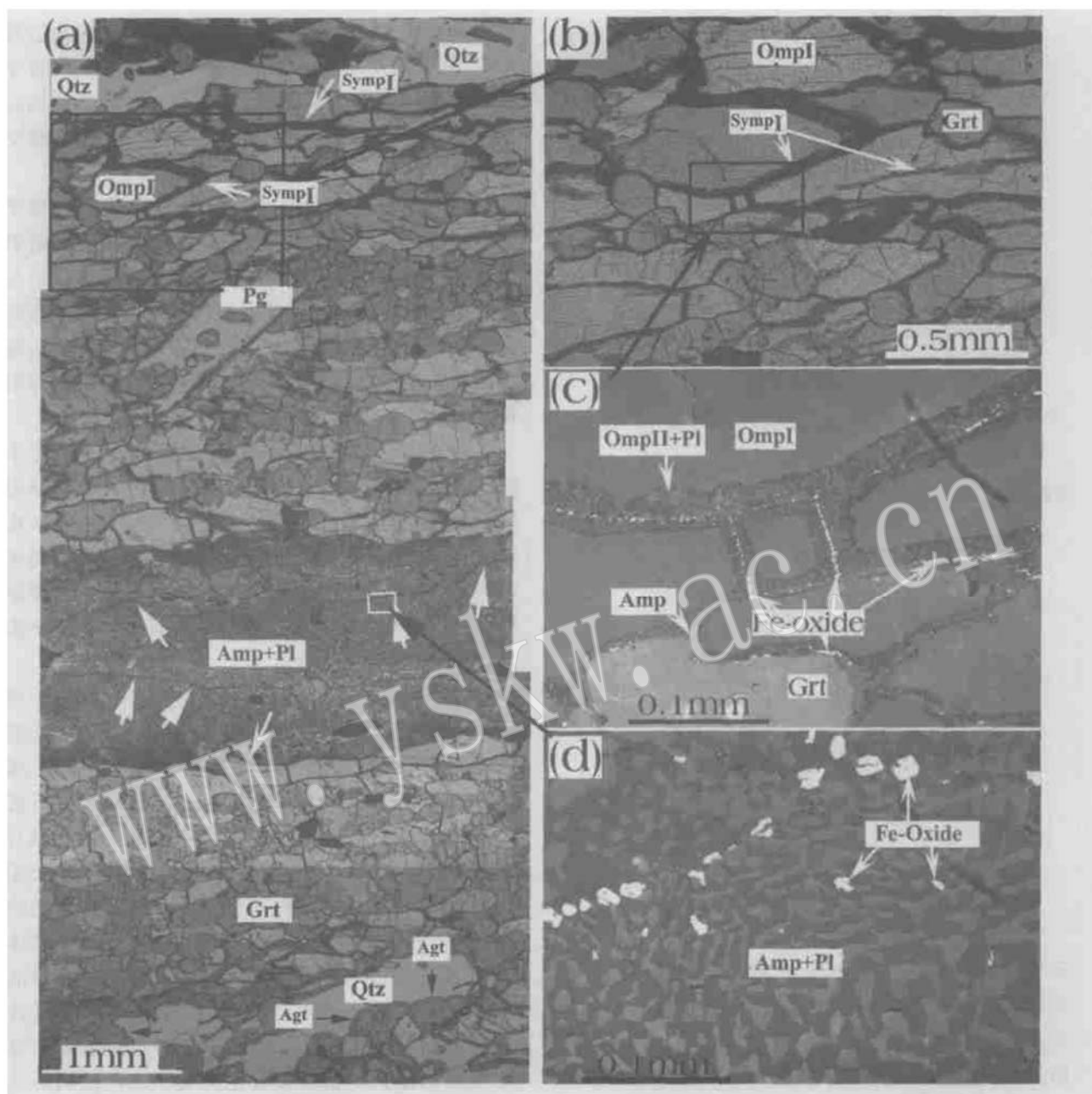


图3 青龙山榴辉岩显微结构及矿物组合的显微照片

Fig. 3 Photomicrographs showing parageneses and microtexture of the Qinglongshan retrograded eclogite

a—显微结构总貌, 单偏光; b—冠状体后成合晶仅发育于相邻绿辉石颗粒间, 相连形成网格状构造, 单偏光; c—冠状体后成合晶的矿物组成及排列特点, 反光; d—后成合晶 II, 反光

a—an over view of microtexture, plane light; b—coronal symplectite occurring along the boundary between two adjacent omphacite grains, assuming a network pattern, plane light; c—mineral assemblage and arrangement of the coronal symplectite, reflection plane light; (d) symplectite II, reflection plane light

水矿物。石榴石与绿辉石各自富集成条带, 形成榴辉岩相面理构造。

(2) 第二期矿物组合包括冠状体后成合晶单斜辉石+斜长石+铁氧化物(+白云母+细粒绿帘

石)。另一组合为钛铁矿+金红石合生体。除了显微结构证据之外, 成分迁移估算结果(见后)也支持将白云母、细粒绿帘石划归第二期组合。

(3) 第三期矿物组合为后成合晶 II: 角闪石+

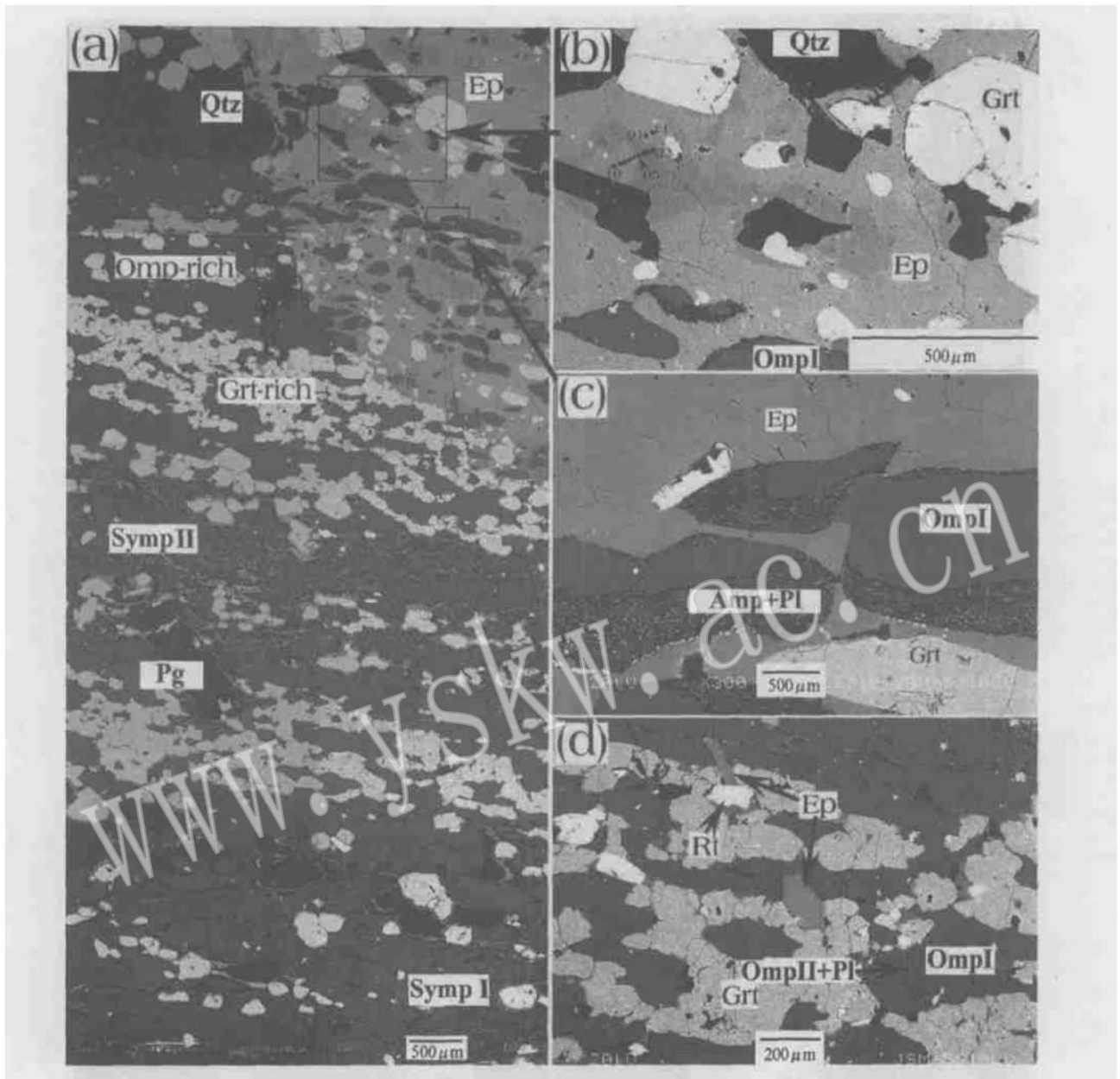


图 4 青龙山榴辉岩显微结构及矿物组合的背散射图像

Fig. 4 Back scattering electron images (BSE) showing parageneses and microtexture of the Qinglongshan retrograded eclogite
 a—显微结构总貌; b—位于大绿帘石颗粒内部的绿帘石成分域, 小点示探针分析点位; c—绿帘石斑晶中石榴石、含后成合晶边的
 绿辉石包体; d—自形的细粒绿帘石定向排列, 与榴辉岩相面理斜交
 a—an over view of the microtexture; b—compositional domains set in an epidote matrix, with microanalytical spots shown; c—omphacite
 (CpxI) grains with symplectized rim and garnet enclosed within epidote; d—subhedral epidote grains in preferred orientation at a large
 angle with the eclogite facies foliation, cutting through a symplectite after omphacite

斜长石+ 铁氧化物(+ 替代石榴石的冠状体角闪石)。显微结构观察已经表明, 在后成合晶 II 条带中, 石榴石颗粒边部的冠状体角闪石发育最好, 表明后成合晶 II 的形成与石榴石边部的角闪石冠状体相

关。这一推断已被成分迁移估算结果证实。

(4) 第三期以后的新生矿物包括大颗粒绿帘石与脉状石英。细小的绿帘石与白云母具有相同的显微结构特点, 笔者将其置于第二期。大颗粒绿帘石

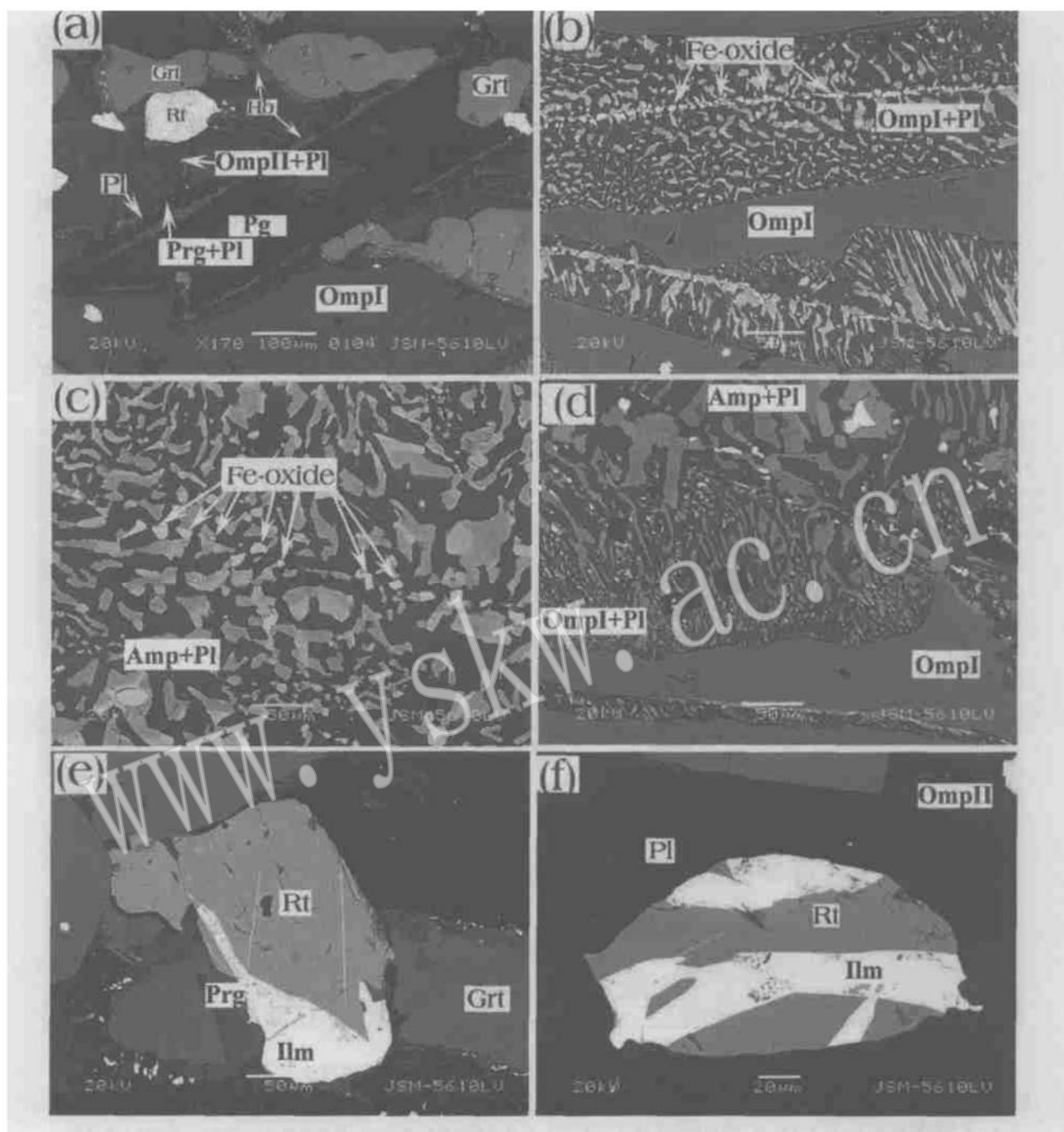


图5 青龙山榴辉岩显微结构及矿物组合的背散射图像

Fig. 5 Back_scattering electron images (BSE) showing parageneses and microtexture of the Qinglongshan retrograded eclogite
 a—绿辉石富集带中的一个白云母片, 内部包裹石榴石及绿辉石, 白云母边部有钠长石、角闪石分布; b—冠状体后成晶中蠕虫状或梳状单斜辉石位于斜长石基质中, 中间被一串氧化物分成两部分; c—后成晶 II 中等粒状氧化物将后成晶分成透镜状域; d—从冠状体后成晶向后成晶 II 的转化, 界线两侧镁铁矿物粒度差别明显; e 和 f—钛铁矿部分取代金红石, 两者形成后成晶

a—a mica flake enclosing omphacite and garnet pieces within an omphacite-rich layer, note the shape_readjustment of albite and amphiboles of the adjacent symplectite; b—fine myrmekitic or fingerlike clinopyroxene set in plagioclase matrix, forming a coronal symplectite I, which is divided into two parts by a chain of minor equigranular Fe_oxide; c—equigranular Fe_oxide grains in a necklace texture, dividing the symplectite II into elongated domains; d—a transition from symplectite I to symplectite II, showing very remarkable abrupt change in grain size of the Fe_Mg mineral;

e and f—ilmenite partially replacing primary rutile, forming rutile+ ilmenite symplectite

包裹小颗粒绿帘石、白云母、后成合晶II等,表明其形成最晚。从显微结构看,石英脉穿过大颗粒绿帘石,应该形成更晚,但两者均形成于微裂隙中,没有明显替代某一矿物(或组合)。

上述矿物期次的划明显不同于前人的看法。Enami等(1993)认为钠质辉石+斜长石后成合晶由峰期绿辉石与石英反应形成,石榴石边部的冠状体角闪石是石榴石与相邻绿辉石间反应形成的单矿物相。然而他们自己的资料并不支持上述解释,因为这类角闪石同样发育于石榴石颗粒内部的微裂隙中(Enami *et al.*, 1993)。另外,东海榴辉岩中的大部分白云母、绿帘石也曾被解释为峰期矿物组合之一(Zhang *et al.*, 1995)。

3 矿物化学

3.1 分析方法

各种矿物的成分分析在中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室完成,实验仪器为连接在JSM_5610扫描电子显微镜上的Oxford能谱仪。操作电压20 kV,电流2.8 nA,记数时间100~140秒,支持软件为Link isis系统。运用国际标样,所有测试工作均在测试标样时的仪器条件(包括放大倍数)下完成,测试精度可达1%以内。二价铁离子数运用Droop(1987)的方法,根据标准矿物化学式估算。

3.2 测试结果

各种矿物代表性的分析结果见表1。

(1) 石榴石

铁铝榴石含量54%~56%,钙铝榴石19%~23%,镁铝榴石16%~18%,锰铝榴石1%~5%。笔者选取2个石榴石颗粒做成分环带分析,其中第1个位于绿辉石富集带中,边部发育冠状体角闪石;第2个位于石榴石富集带中,基本不发育冠状体角闪石。这2个石榴石颗粒显示不同的成分环带:第2个颗粒从核部到边部, X_{Ca} 依次降低, X_{Mg} 、 $X_{Fe^{2+}}$ 相应升高, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 值保持不变(图6b);第1个颗粒成分环带略有不同,从核部到边部, X_{Ca} 降低, X_{Mg} 、 $X_{Fe^{2+}}$ 升高, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 值稳定,但在该颗粒的最边部约10 μm 范围内, X_{Mg} 升高, $X_{Fe^{2+}}$ 降低,形成 $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 值向边部升高的最外环,同时 X_{Ca} 依然保持下降趋势(图6a)。

(2) 单斜辉石

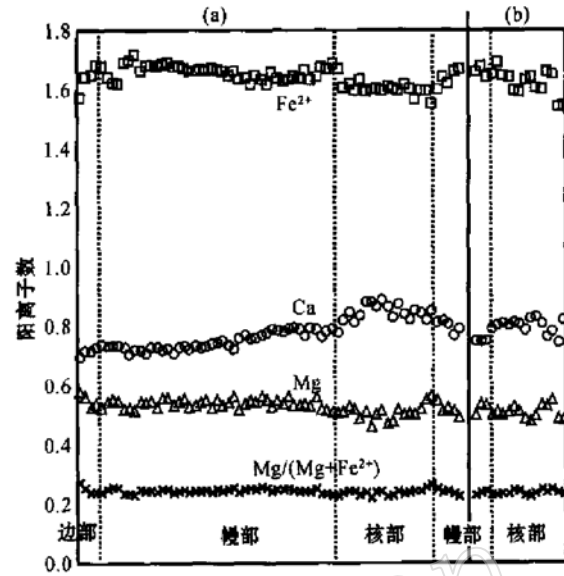


图6 石榴石颗粒的成分环带

Fig. 6 Compositional zonation of garnet grains

a—绿辉石富集域中的石榴石颗粒,具有3个成分环带;b—石榴石富集域中的石榴石颗粒,只有2个成分环带

a—garnet grain from an omphacite-rich layer, with three compositional zones; b—garnet grain from a garnet-rich layer, with only two zones

早期绿辉石具有很高的硬玉分子含量,达65%~75%。在硅辉石(Wo)+镁斜方辉石(En)+铁斜方辉石(Fs)(WEF)-硬玉(Jd)-霓石(Ae)三角图解(矿物代号据Kretz, 1983)中,早期绿辉石投点分布在一拉长区域内,其长轴通过Ae端点(图7b, Cpx-I)。两条粗略的成分剖面显示 $X_{Fe^{2+}}$ 与 X_{Na} 值变化毫无规律,造成 $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 比值的变化的变化也毫无规律(图7a, Cpx I)。上述成分变化特点表明,在峰期绿辉石形成后曾发生氧化-还原反应,使得部分 Fe^{2+} 转化成 Fe^{3+} (或相反)。

冠状体后成合晶中的单斜辉石也可看作是绿辉石,其硬玉分子含量达20%~40%。在WEF-Jd-Ae三角图解中,晚期绿辉石投点分布在一个较大范围内(7b, Cpx II)。横穿一个冠状体后成合晶的成分剖面(图7a, Cpx II)显示其成分变化也没有明显规律,表明其形成后并没有达到化学平衡。

(3) 斜长石

分布于两种后成合晶中,具有比较稳定的矿物成分: $An_{1-10}Ab_{90-99}Or_{0-1}$ (图7c)。

(4) 角闪石

具有两种产状,位于后成合晶II中或环绕石榴

表1 青龙山榴辉岩代表性矿物成分分析结果

Table 1 Representative mineral compositions from the Qinglongshan eclogites

	w _B /%															
	石榴石			绿帘石			斜长石			白云母		绿帘石		氧化物 重晶石		
	R	M	C	P	S	Symp II	替代石榴石	Symp I	Symp II	D	Ma	氧化物	重晶石			
SiO ₂	38.46	37.88	37.34	58.29	52.05	52.18	40.46	36.21	39.33	65.97	66.42	47.73	37.54	38.61	0.53	52.58
TiO ₂	0.07	0.02	0.07	0.07	0.12	0.05	0.35	0.06	0.06	0.06	0.00	0.08	n.	n.	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	21.23	20.56	20.56	14.26	10.16	7.99	13.24	19.20	15.92	21.44	21.43	39.35	26.92	30.61	0.19	0.80
Cr ₂ O ₃	0	0.20	0.00	0	0.00	0.02	0.01	0.06	0.03	n.	n.	0.05	n.	N	0.06	0.00
FeO	25.55	26.56	25.88	8.20	11.66	13.89	17.50	21.23	19.02	n.	n.	0.96	8.96	4.95	85.28	20.87
MnO	0.70	0.62	0.69	0.06	0.06	0.03	0.08	0.40	0.19	n.	n.	0.13	n.	n.	0.08	0.22
MgO	5.02	4.64	4.43	2.60	6.93	5.09	9.49	4.61	7.59	n.	n.	0.13	0.16	0.24	0.14	4.92
CaO	8.42	9.21	10.68	4.64	12.52	11.41	10.35	9.44	9.58	1.33	1.34	0.33	22.49	22.95	0.14	9.59
K ₂ O	n.	n.	n.	0.07	0.05	0.00	0.03	0.02	0.07	0.01	0.03	0.54	n.	n.	0.03	0.02
Na ₂ O	0.64	0.46	0.36	11.56	6.36	7.18	4.43	4.77	4.69	10.42	10.32	6.57	n.	n.	0.70	7.85
Total	100.09	99.95	100.01	99.74	99.90	97.48	95.93	95.95	96.46	99.51	99.68	95.77	96.20	97.34	87.21	96.9
Si	2.98	2.95	2.91	2.06	1.89	8.44	6.31	5.78	6.16	2.90	2.91	6.06	2.97	2.97	2.02	2.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	1.92	1.89	1.89	0.59	0.43	1.52	2.43	3.61	2.94	1.11	1.11	5.88	2.50	2.77	0.04	0.04
Cr	0.00	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.53	1.64	1.60	0.16	0.18	1.88	2.28	2.83	2.49	0.06	0.06	0.10	0.59	0.32	0.16	0.16
Fe ³⁺	0.08	0.09	0.08	0.09	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.50
Mn	0.05	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.58	0.54	0.52	0.14	0.38	1.23	2.20	1.10	1.77	0.06	0.06	0.02	0.02	0.03	0.28	0.28
Ca	0.70	0.77	0.89	0.18	0.49	1.92	1.73	1.61	1.61	0.00	0.00	0.04	1.90	1.89	0.40	0.40
K	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0	0	0	0.79	0.45	1.81	1.34	1.48	1.43	0.89	0.88	1.62	12.5	12.5	0.58	0.58
O	12	12	12	6	6	25.3	23.23	23.33	23.36	8	8	20	12.5	12.5	0	0
				6	6	OH;						OH;				
				0.23	0.23											
Mg*	0.27	0.25	0.24	0.48	0.69	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪
Alm	55.12	54.42	53.65	22.86	53.87	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪	以角闪
And	4.22	4.00	4.12	67.55	31.37	石分子	石分子	石分子	石分子	石分子	石分子	石分子	石分子	石分子	石分子	石分子
Grs	21.10	22.14	23.98	9.59	14.76	式计算	式计算	式计算	式计算	式计算	式计算	式计算	式计算	式计算	式计算	式计算
Prp	17.52	17.20	16.70													
Sps	1.30	1.17	1.30													

R: 边部; M: 幔部; C: 核部; P: 初始绿帘石; S: 后成合晶中的绿帘石; S₂: 后成合晶中的绿帘石; S₁: 初始绿帘石; D: 绿帘石中的成分域; Mg[#]: Mg/(Mg+Fe²⁺)比值; Ps: Fe³⁺/(Fe³⁺+Al); 矿物代号据 Kretz (1983)。

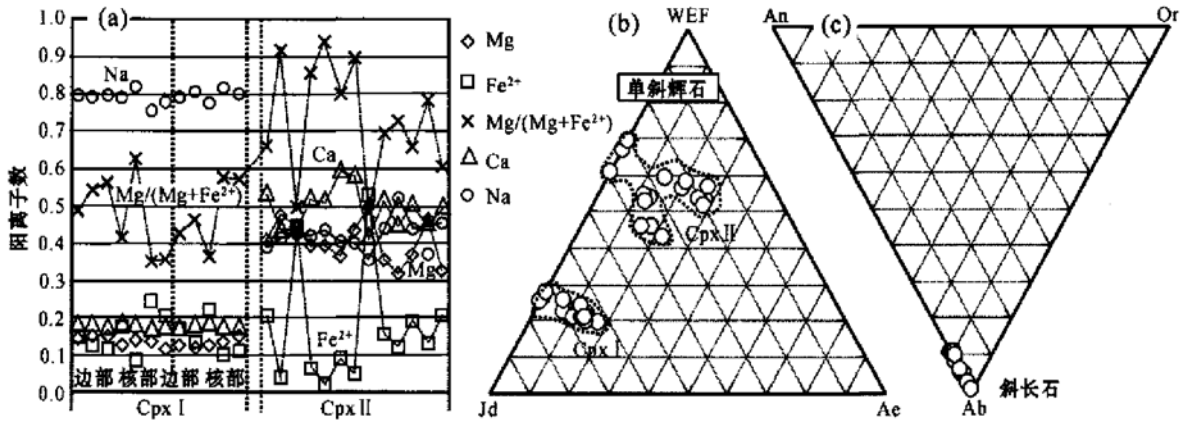


图 7 单斜辉石与斜长石的成分特点

Fig. 7 Composition of clinopyroxene and plagioclase

a—初始绿辉石(Cpx I)及后成合晶中绿辉石(Cpx II)的概略成分剖面; b—单斜辉石的 WEF- Jd- Ae 投点图, 显示不同辉石的成分变化特点; c—斜长石的 An- Ab- Or 成分投点图

a—generalized compositional profile of primary omphacite (Cpx I) and secondary omphacite (Cpx II); b—wollastonite + enstatite + ferrosilite (WEF)_jadeite (Jd)_aegirine (Ae) triangle diagram, showing the compositional variation of primary (Cpx I) and secondary (Cpx II) omphacite; c—An_Ab_Or triangle diagram of plagioclase occurring in the Qinglongshan retrograded eclogite

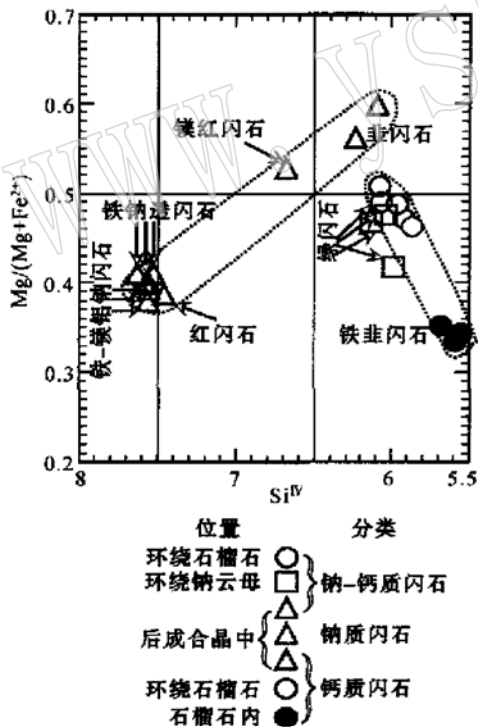


图 8 角闪石成分的 $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si^{IV}$ 投点图
Fig. 8 $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si^{IV}$ diagram showing the compositional variation of amphibole

石颗粒成单矿物冠状体。这两种产状的角闪石具有完全不同的成分特点(表 1)。部分后成合晶 II 中的角闪石具有异常高的 CaO(11%, 质量分数, 下同)和

$Na_2O(7.5\%)$ 含量, 使得部分 Ca 离子不得不占据角闪石化学式中的 C 位置(见表 1, 角闪石化学式根据 Leake *et al.*, 1997)。这种现象可能是由于新生角闪石颗粒太小、与周围透辉石的混合结果(见表 1, 第 9 列)。

根据 Leake 等(1997)的分类方案, 后成合晶 II 中的角闪石可划分为 3 类: 钙质、钠-钙质及钠质角闪石。钙质角闪石为韭闪石; 钠-钙质角闪石为铁钠透闪石或红闪石, 部分为镁红闪石; 钠质角闪石为铁-镁铝钠闪石(见图 8)。

替代石榴石形成的角闪石成分明显受周围矿物相的控制, 并可划归两种类型: 当其与后成合晶 II 接触时, 为钠-钙质角闪石; 在石榴石内部微裂隙中形成的角闪石属钙质。前者为绿闪石, 而后者为韭闪石(Prg)(图 8)。

在 $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si^{IV}$ 图解中, 后成合晶 II 中的角闪石分布在一线形区域(图 9), 其 $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 值与 Si^{IV} 值成负相关性。相反, 替代石榴石的角闪石分布在另一线形区域, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 值与 Si^{IV} 值成正相关性。这种分布特点指示了两种角闪石在成分变化上的互易(reciprocal)关系, 暗示其形成时存在成分交换。

类似的成分变化关系在氧化物- SiO_2 图解(图 9)中表现得更清楚: Al_2O_3 与 CaO 含量随 SiO_2 含量变化较小; 但 MgO、FeO 及 Na_2O 含量随 SiO_2 含量发

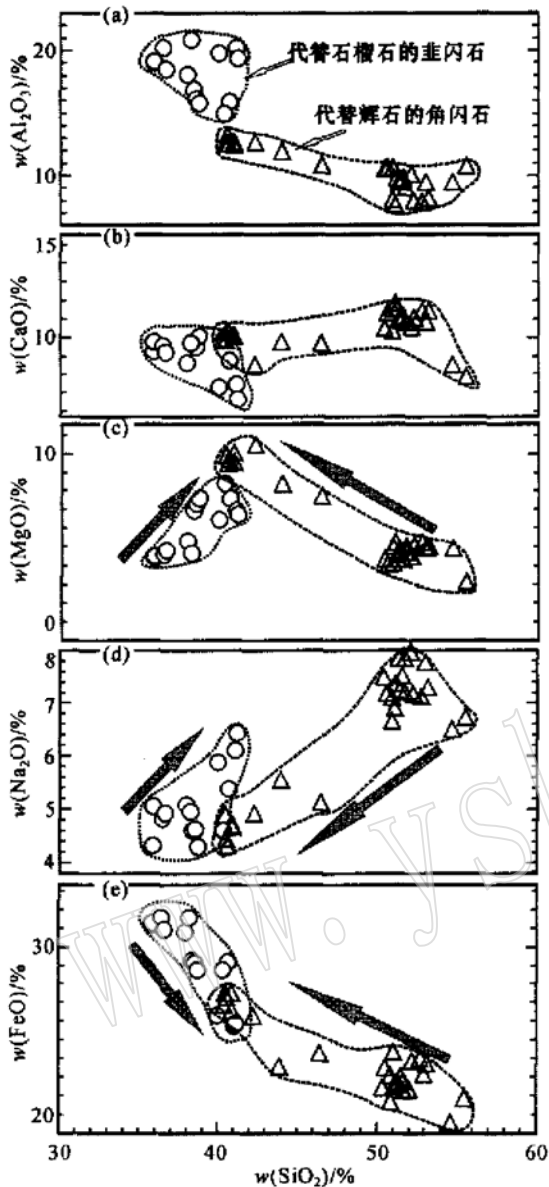


图9 角闪石成分的氧化物-SiO₂图解

Fig. 9 Oxide-SiO₂ diagrams showing the variation of oxide content with the SiO₂ content of the amphibole

生线性变化,而且两种角闪石的变化趋势正好相反(图9c d e),表明其成分变化具互补性。

(5) 白云母

成分比较稳定,为钠云母(Pg)(表1)。

(6) 其他

细粒绿帘石与粗粒绿帘石中的成分异常域具有相同的分析结果,与粗粒绿帘石的成分差别在于X_{Fe³⁺}及Ps值,前者两值均较高(表1,图10)。

铁氧化物含少量SiO₂(< 0.5%) Na₂O (< 0.5%)、

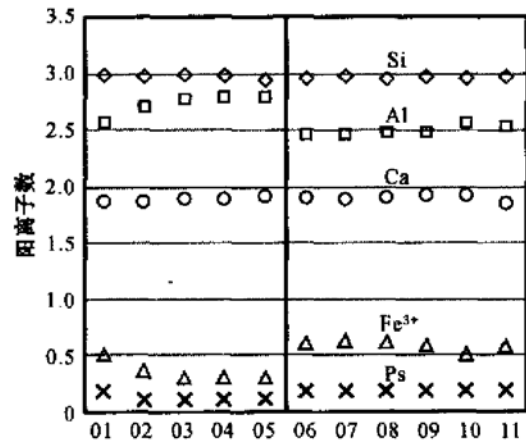


图10 绿帘石的成分剖面

Fig. 10 Compositional profile of epidote
分析点位见图4b

For the analytical locations, see Fig. 4b

CaO、Al₂O₃和MgO(< 0.2%),其氧化物总和为86%(见表1)。

4 成分迁移估算

4.1 质量等比线分析方法简介

如果知道被假像替代的初始矿物成分,就可以根据物质平衡的原理估算假像化过程涉及的成分迁移,原理如下[据Gresens(1967)及Grant(1986)的方法修改]:

假像化过程的成分变化可表达为:

$$M = M^0 + \Delta M \quad [1]$$

其中M为矿物假像的成分总量, M⁰代表被替代矿物的成分总量,而ΔM为总成分变化。对于某一特定元素i而言,上式变为:

$$M_i = M_i^0 + \Delta M_i \quad [2]$$

如果所考虑的元素i在假像化过程中其含量没有变化,则ΔM_i=0,即M_i=M_i⁰,两边除以M×M⁰,得:

$$C_i/M^0 = C_i^0/M, \text{ 或 } C_i/C_i^0 = M^0/M \quad [3]$$

其中C_i为假像中元素i的浓度, C_i⁰为元素i在母矿物中的浓度。对于任一假像, M⁰/M具有一个固定值。

在C-C⁰坐标中,方程[3]是一条通过坐标原点的直线,被定义为质量等比线(isocon line)(Grant, 1986)。质量等比线分析(isocon analysis)可以定性了解假像化过程中涉及的元素迁移。对于元素j,如果(M_j>0,其坐标(C_j, C_j⁰)投点将位于质量等比线

上方,反之则在下方。

质量等比线的确定有3个阶段:①获取所选元素在假像及母矿物中的浓度;②将上述两个浓度值设为直角坐标系中的坐标值,并投点于该直角坐标系中;③根据相关设定条件,确定质量等比线。

青龙山榴辉岩保留大量替代化假像结构。对于替代绿辉石的冠状体后成合晶,假像中相应元素的浓度由如下程序获得:通过电子图像分析技术取得组成该假像矿物的体积分数;运用Holland and Powell (1998)的密度数据(根据端员组分含量内插)将体积分数计算成质量分数;然后将各矿物的电子探针结果(质量分数)进行加权平均,最终获取假像中各元素的浓度。对于替代石榴石或单斜辉石的角闪石,由于是一种矿物向另一种矿物转化,其电子探针结果直接用作相应元素的浓度。

在矿物反应过程中,Al往往较难迁移。前文所述矿物成分变化特点表明,在青龙山榴辉岩退变质过程中,Al的迁移较少,因而,将Al视为不迁移元素,并据此编制质量等比线。

4.2 估算结果

4.2.1 冠状体后成合晶

SiO_2 、CaO的坐标点稍稍位于质量等比线上方,而 FeO_T 、 Na_2O 、MgO位于等比线下方,指示冠状体后成合晶在形成过程中从外部获取少量Si、Ca,并向外界提供Fe、Na、Mg(图11a)。

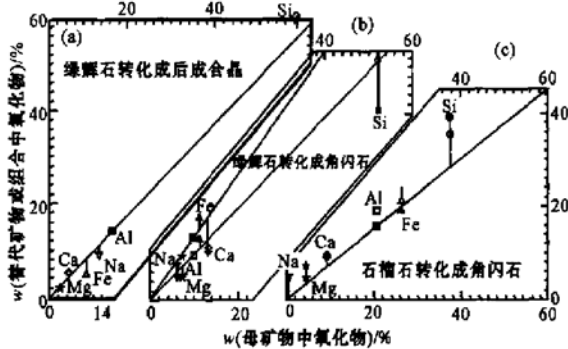


图11 质量等比线方法分析结果

Fig. 11 Isocon analytical results

4.2.2 冠状体后成合晶的角闪石化

后成合晶II中角闪石成分变化特点(图8.9)显示,从单斜辉石向角闪石的转化是渐进的。因而选取了两个角闪石成分与单斜辉石进行对比。其中一个具有最高的 SiO_2 含量,代表转化早期形成的角闪石;另一个具有最低的 SiO_2 含量,代表角闪石化最初

底的成分。质量等比线分析显示,在转化初期,各元素的坐标投点分布在质量等比线附近,指示元素迁移量很小,其可能从外界获取极少量 FeO (H_2O 除外),并向外界提供少量 MgO (图11b,灰色线条及空白符号)。但在转化的晚期,单斜辉石的角闪石化向外界提供大量的 SiO_2 、CaO、 Na_2O ,而从外界获取部分 FeO 、 MgO 的迁移量相对可忽略不计(图11b,黑色线条及黑色符号)。

4.2.3 石榴石的角闪石化

对于形成于石榴石内部微裂隙中的角闪石,除了获取 Na_2O 与OH外,与外界基本没有成分交换(图11c,灰线条,空心符号),转化过程中产生的富余 FeO 以氧化物的形式残留在角闪石中(图5a)。当石榴石与后成合晶接触时,石榴石向角闪石转化将消耗大量OH、 SiO_2 、 Na_2O 、 MgO 及CaO,同时形成富余 FeO ,它同样以氧化物的形式存在于角闪石中(图11c,黑线条,充填符号)。

上述估算结果进一步说明,当石榴石与后成合晶接触时,石榴石与单斜辉石向角闪石转化过程中存在成分交换(互补)。

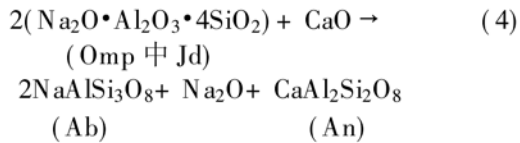
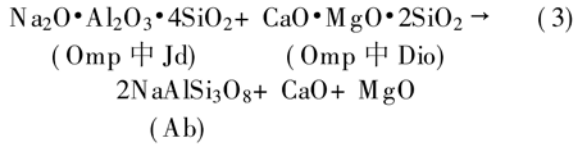
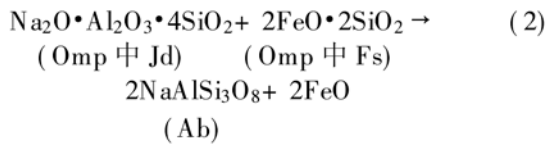
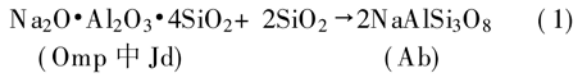
5 退变质过程中的矿物反应:可能的解释

冠状体和后成合晶是高级变质岩中“写在石头上的矿物反应”(Sederholm, 1916)(转引自Johnson and Carlson, 1990)。这些显微结构、矿物化学特点以及成分迁移估算为正确推导退变质过程中的矿物反应提供了可能。

5.1 冠状体后成合晶的形成

与冠状体后成合晶形成相关的特征小结如下:①结构上,冠状体后成合晶主要发育于两个相邻绿辉石颗粒间,而且成网脉状分布;②矿物组合上,除了在退变质榴辉岩中常见的透辉石+斜长石组合外,出现铁氧化物;③矿物成分变化上,在初始绿辉石向后成合晶转化过程中,单斜辉石中的硬玉分子含量降低,WEF含量升高,而Ae含量保持稳定;另外,Fs降低,而透辉石($\text{En} + \text{Wo}$)升高;④在物质平衡方面,冠状体后成合晶获取 SiO_2 、CaO,产生多余的 FeO_T 、 MgO 、 Na_2O ,相应地,在石榴石颗粒中普遍出现向边部 X_{Ca} 降低、 X_{Mg} 、 X_{Fe} 升高的成分环带。

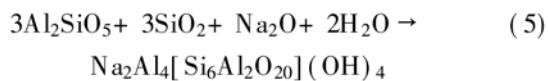
笔者设计了如下端员反应以解释冠状体后成合晶的形成:



反应(1)消耗外来 SiO₂; 反应(4)需要外来 CaO, 但产生富余的 Na₂O; 反应(2)形成含铁氧化物矿物组合; 反应(3)产生富余 MgO。

在化学上, 冠状体的形成往往与附近某一化学域内的变化相关(Rubie, 1990)。对于青龙山榴辉岩而言, 与冠状体后成合晶相关的化学域可能是附近的石榴石、金红石以及蓝晶石。石榴石具有很好的成分环带, 母体绿辉石也同样存在环带, 但两种环带并没有成分上的互补性, 表明石榴石环带并不是与绿辉石间离子交换的结果。笔者趋向于认为, 石榴石环带与冠状体后成合晶同时形成, 后者形成低 Ca 化学势、高 Mg、Fe 化学势, 使得附近石榴石发生 Ca₂(Mg, Fe) 离子交换, 形成向边部 Ca 降低的成分环带。冠状体后成合晶形成的部分富余铁与金红石结合形成钛铁矿。

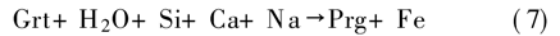
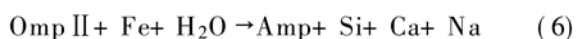
目前并不能确定哪个矿物消耗了冠状体后成合晶产生的 Na, 推测可能是蓝晶石, 其与 SiO₂ 等结合, 形成钠云母:



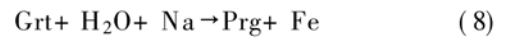
5.2 流体渗滤交代反应

根据发生的位置, 流体渗滤交代反应有两种: 一种发生在后成合晶内部, 造成单斜辉石的角闪石化; 另一种发生在石榴石颗粒边部或其内部微裂隙中, 造成石榴石的角闪石化。

质量等比线分析已显示, 后成合晶的角闪石化产生大量 Si、Ca、Na, 但消耗 Fe。而产生的这些物质大部分被石榴石的角闪石化消耗, 可由如下两个反应式表示:



微裂隙中的角闪石的形成过程可表示为:



6 讨论

6.1 矿物反应机制

显微结构观察、矿物组合分析、矿物成分分析及成分迁移估算表明, 青龙山榴辉岩的退变质通过显微交代反应(micro-metasomatism)实现, 包含多种溶解-沉淀过程。物质交换普遍发生, 显然不属于简单的固固反应。

6.1.1 后成合晶化

上述根据结构与成分变化特点推断的矿物反应不但要求母体绿辉石内部有 Fe、Ca、Mg、Si 等元素的迁移, 而且这些迁移还应发生在相邻颗粒间。绿辉石分解产生的 Mg、Fe 沿颗粒边界迁移到石榴石颗粒边部, 与石榴石发生 Ca₂(Mg+Fe) 离子交换, 形成向边部 Ca 降低的成分环带。同时, 离子交换产生的 Ca 迁移到绿辉石颗粒内部, 与硬玉分子发生反应, 形成钠长石、钙长石以及富余 Na。这一成分变化表明, 持续的元素迁移对于冠状体后成合晶的形成非常重要。但是, 显微结构观察并没有发现具有截然边界的环状矿物相(这是扩散控制矿物反应的特点), 表明冠状体后成合晶的形成反应受成核作用(nucleation-controlled)而非扩散作用控制(diffusion-controlled)。

铁氧化物的形成以及成分迁移估算结果显示, 反应(2)控制冠状体后成合晶的形成。该反应由 1 个均匀的矿物相转化为 3 个不同的矿物相, 这是共结分解反应(eutectoid decomposition)(Boland and Otten, 1985)的特点。笔者认为, 这一共结分解反应的成核作用控制了冠状体后成合晶的形成。正是这一反应产生的 Fe、Mg 造成绿辉石具有高的 Fe、Mg 化学势, 迫使其迁移到邻近的石榴石颗粒边部, 引发 (Fe, Mg)-Ca 离子交换。该反应还使绿辉石内部形成大量颗粒边界, 利于元素迁移, 促进反应(1)、(4)的发生。然而, 冠状体后成合晶中矿物的排列方式表明, 共结分解反应从绿辉石颗粒边部开始, 并向内部扩展, 暗示存在于颗粒边界的某种物质引发了该反应。类似于其他冠状体的形成反应(Rubie, 1986), 笔者推测沿绿辉石颗粒边界存在少量含水流体, 起到催化剂的作用。白云母的出现印证了这种

推测。同时,沿颗粒边界发生的元素扩散迁移也需要流体的参与。

6.1.2 流体渗滤反应

物质迁移估算结果显示,如果后成合晶与石榴石直接接触,两者的角闪石化在成分上具有互补性(coupled)。具体而言,石榴石的角闪石化从后成合晶的角闪石化获取 Si、Ca、Na,而后者从前者获取少量的 Fe。这种成分变化特点显示,流体渗滤反应属于涉及物质溶解-沉淀过程的显微交代反应(micro-metasomatism)。

6.2 热演化历史

青龙山榴辉岩的显微结构及矿物成分变化特点表明,其退变质过程并没有达到平衡。质量等比线分析进一步指出其退变质矿物反应机制为涉及元素溶解-沉淀的显微交代过程,而不是常见的固固反应。这一特点决定了退变质过程的温压条件不能运用常用的温压计予以估算。

6.2.1 相互扩散速率(interdiffusion coefficient rate)

如果知道某一矿物(本文为石榴石)中一对元素的初始扩散剖面样式、最终扩散剖面样式以及形成最终扩散剖面的时间尺度,就可根据这些数据计算元素扩散速率(Ayres and Vance, 1997)。硅酸盐石榴石的元素扩散速率与温度间的关系已有较多的实验数据(Elphick *et al.*, 1985; Loomis *et al.*, 1985; Ganguly *et al.*, 1998; Ayres and Vance, 1997),运用这些数据可以推断元素扩散时的温度条件。

青龙山退变质榴辉岩中的石榴石发育清晰的成分环带,从核部到边部, Ca 连续降低, Mg+ Fe 连续升高,而 Mg/Fe 值不变,为典型的元素扩散环带。

确定元素扩散速率的一个重要参数是时间尺度。较年代学研究结果显示,苏鲁超高压变质带的峰期变质时代约为 240 Ma(Li *et al.*, 1993; Okay *et al.*, 1993; Hacker *et al.*, 1998)。最近, Li 等(2003)报道了若干高质量的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄数据,指出南苏鲁地区榴辉岩的角闪岩相退变质时代为 213.1 ± 0.3 Ma(⁴⁰Ar/³⁹Ar 法,角闪石),由此可以确定后成合晶的最长生长时限为 27 Ma。考虑到峰期变质作用会延续一段时间以及角闪石的封闭温度约为 500 °C(Lee, 2000),后成合晶的生长时限应小于 20 Ma。青龙山榴辉岩中具环带石榴石的最大粒径约 0.5 mm,由于石榴石颗粒内部成分环带不存在稳定的核心,其扩散半径应大于 0.5 mm,假设扩散半径为 1 mm,则最小扩散速率为 $1.58 \times 10^{-17} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

($1.58 \times 10^{-21} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)。

6.2.2 扩散环带指示的温度范围

由于自然界石榴石成分环带多属 Fe-Mg-Fe-Mn 或 Mg-Mn 交换(Ghent, 1988; O'Brien, 1997),石榴石内 Ca(Mg, Fe) 离子交换的热力学数据不多。最近的实验研究提供了石榴石内 Ca(Mg, Fe) 离子交换的热力学数据(Freer and Edwards, 1999),该扩散速率对应的扩散温度在 600~700 °C 之间[根据 Freer and Edwards(1999)的数据]。对比实验结果,青龙山榴辉岩中石榴石内离子扩散速率是很低的。将扩散半径扩大也不可能使扩散速率提高 1、2 个数量级。这一估算结果与岩石学观察吻合,青龙山榴辉岩中没有发育明显的麻粒岩相矿物组合;而麻粒岩相组合在退变质温度超过 800 °C 的北苏鲁地区则十分常见(Enami *et al.*, 1993, Wang *et al.*, Nakamura and Hirajima, 2000)。

6.2.3 后成合晶形成时的围压条件

反应(1)和(5)这两个强烈受围压控制的矿物反应可以用于估算围压,其中反应(5)可改写为如下形式: $\text{Jd} + \text{Ky} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Prg}$ 。Holland (1979, 1980) 通过实验方法标定了这两个矿物反应,反应曲线见图 12。两条曲线交点处的围压约为 1.8~2.0 GPa,温度约为 650 °C,与扩散速率确定的数值基本一致。

6.2.4 流体渗滤交代反应的温压条件

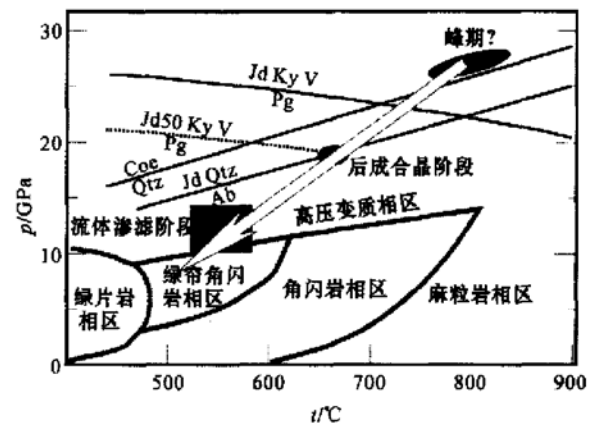


图 12 青龙山榴辉岩退变质过程的 $p-T$ 轨迹图

Fig. 12 $p-T$ diagram of peak and retrograde stage metamorphism of the Qinglongshan eclogites

峰期温压值据 Liou 等(1995); 变质相边界据 Spear (1993); 柯石英的稳定曲线见 Bohlen and Boettcher(1982); $\text{Jd} + \text{Qtz} = \text{Jd} + \text{Ky} + \text{挥发分}$ 和 $\text{Jd50} + \text{Ky} + \text{挥发分}$ 的稳定曲线据 Holland(1979, 1980) $p-T$ area of the peak stage after Liou *et al.* (1995); $p-T$ stabilities of metamorphic facies after Spear (1993); $p-T$ stabilities of coesite (Bohlen and Boettcher, 1982), $\text{Jd} + \text{Qtz}$, $\text{Jd} + \text{Ky} + \text{V}$, $\text{Jd50} + \text{Ky} + \text{V}$ after Holland(1979, 1980)

虽然在退变质过程中没有达到总体平衡,但显微级的局部平衡还是容易达到的,特别是在有流体存在的条件下。假定在紧密接触的石榴石+ 韭闪石+ 斜长石间已达到化学平衡,流体渗滤交代反应的温压条件可运用 THERMOCAL 软件(version 3.1)(Powell and Holland, 1998)计算,结果是: $t = 586 \pm 70 \text{ }^\circ\text{C}$, $p = 1.21 \text{ GPa}$ 。

矿物环带的保存与否取决于降温速率(cooling ratio)(Dodson and Ghent, 1973; Ghent, 1988; O'Brien, 1997)。根据 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 多重扩散域热力学研究,陈文寄等(1992)指出,苏鲁超高压带在220~200 Ma间的冷却速率大约为 $5.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$,该冷却速率对应于石榴石内离子扩散的封闭温度为 $550 \text{ }^\circ\text{C}$ [根据Lasaga(1977)的数据]或 $750 \text{ }^\circ\text{C}$ [根据Elphick(1981)的数据]。前者与流体渗滤交代反应的温度条件($586 \text{ }^\circ\text{C}$)比较一致。

绿帘石的出现以及它与钠长石、角闪石的共生,表明青龙山榴辉岩退变质的最后阶段发生在绿帘-角闪岩相环境。

6.3 对超高压变质地块回返过程研究的意义

与青龙山榴辉岩的不包含近等温降压阶段 $p-T$ 轨迹类似的阶段在北苏鲁榴辉岩中并不常见(Wang *et al.*, 1996; Nakamura and Hirajima, 2000)。造成这种情况的原因可能有两个:①南苏鲁 UHPM 地块没有经历近等温降压阶段;②近等温降压阶段没有记录下来。笔者趋向于后者,认为可能是由于早期回返速率很快,致使没有任何记录,当 UHPM 岩石到达中、下地壳(围压约 1.2 GPa)时,大量含水流体进入榴辉岩,使榴辉岩冷却,造成退变质晚期较低的温压条件。另外,南北苏鲁榴辉岩具有不完全相同的 $p-T$ 轨迹表明,苏鲁超高压带作为一个整体,其回返过程可能不一样。该问题需要结合详细的变形构造研究才能予以解决。

6.4 超高压带回返过程中的水-岩交换

不同于稳定同位素研究结果(Yui *et al.*, 1995; Zheng *et al.*, 1995; Rumble and Yui, 1998),本文的显微结构观察以及成分迁移估算显示,在青龙山榴辉岩退变质晚期有大量含水流体进入。其不单冷却榴辉岩(造成晚期退变质具有较低的温压条件),而且与岩石间发生渗滤交代反应,形成含水矿物如角闪石、白云母等。含水流体的存在还促进了矿物颗粒间元素的迁移,强化了矿物反应的发生。在这种富含流体的环境下,氧同位素系统应该发生重置。

7 结 论

根据显微结构观察、矿物化学分析、物质迁移估算以及温压条件计算,对于青龙山榴辉岩的退变质过程可得到如下结论:

(1) 矿物替代关系有: $\text{Grt I} + \text{Omp I} + \text{Ky} + \text{Rt}$, $\text{Grt II} + \text{Omp II} + \text{Ab} + \text{Fe Oxides} + \text{Prg} + \text{Ep}$, $\text{Amp} + \text{Pl} + \text{Ep}$, $\text{Qtz} + \text{Agt}$ 。

(2) 矿物反应的主要机理是涉及广泛、大量元素迁移的显微交代反应(micro-metasomatism),而不是通常认为的固固反应。

(3) 南苏鲁地区榴辉岩退变质过程的 $p-T$ 轨迹没有记录近等温降压阶段,从而不同于北苏鲁地区的榴辉岩,暗示两地区超高压榴辉岩的回返过程可能不同。

Reference

- Ayres M and Derek V. 1997. A comparative study of diffusion profiles in Himalayan and Dalradian garnets: constraints on diffusion data and the relative duration of the metamorphic events[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 66~80.
- Boland J and Otten M. 1985. Symplectitic augite: evidence for discontinuous precipitation as an exsolution mechanism in Ca-rich clinopyroxene[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 13~20.
- Bohlen S R and Boettcher A L. 1982. The quartz coesite transformation: A pressure determination and the effects of other components[J]. *Journal of Geophysical Research*, 87: 7 073~7 078.
- Chen Wenji, Harrison T M, Heizerler M T, *et al.* 1992. The cooling history of melange zone in north Jiangsu_south Shandong region: evidence from multiple diffusion domain ^{40}Ar - ^{39}Ar thermal geochronology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 8(1): 1~17(in Chinese with English abstract).
- Desmons J and Ghent E D. 1977. Chemistry, zonation and distribution coefficients of elements in eclogitic minerals from the eastern Sesia unit, Italian Western Alps[J]. *Schweiz Mineral. Petrol. Mitt.*, 57, 397~411.
- Dodson J and Ghent E D. 1973. Chemistry, Zonation and distribution coefficients of elements in eclogite minerals from the eastern Sesia unit, Italian West Alps[J]. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 57: 391~411.
- Droop G T R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria[J]. *Mineralogical Magazine*, 51: 431~435.
- Elphick S, Ganguly J and Loomis T. 1981. Experimental study of Fe-Mg interdiffusion in aluminosilicate garnets (abstract) [J]. *EOS*, 62: 411.
- Elphick S, Ganguly J and Loomis T. 1985. Experimental determination of cation diffusivities in aluminosilicate garnets, I. Experimental methods and interdiffusion data[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 36~44.
- Enami M and Zang Q. 1990. Quartz pseudomorphs after coesite in eclog-

- ites from Shandong province, east China[J]. *American Mineralogist*, 75: 381~386.
- Enami M, Zang Q and Yin Y. 1993. High pressure eclogite in northern Jiangsu_southern Shandong province, eastern China[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 589~603.
- Freer R and Edwards A. 1999. An experimental study of Ca(Mg, Fe) interdiffusion in silicate garnets[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 370~379.
- Fu B, Touret J L R and Zheng Y. 2003. Remnants of premetamorphic fluid and oxygen isotopic signatures in eclogite and garnet clinopyroxenite from the Dabie_Sulu terranes, eastern China[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 21: 561~578.
- Ganguly J, Cheng W J and Chakraborty S. 1998. Cation diffusion in aluminosilicate garnet: experimental determination in pyrope_almandine couples[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131: 171~180.
- Grant J A. 1986. The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration[J]. *Economic Geology*, 81: 1976~1982.
- Gresens R L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism[J]. *Chemical Geology*, 2: 45~65.
- Hacker B, Ratschbacher L, Webb L, *et al.* 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the Ultrahigh_pressure Qinling-Dabie Orogen, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 161: 215~230.
- Hirajima T, Ishiwatari A, Cong B, *et al.* 1990. Coesite from Mengzhong eclogite at Donghai county, northeastern Jiangsu province, China[J]. *Mineralogical Magazine*, 54: 579~583.
- Holland T J B. 1979. Experimental determination of the reaction Paragonite = Jadeite + Kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with applications to eclogites and blueschists[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68: 293~301.
- Holland T J B. 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in range 600~1200°C[J]. *American Mineralogist*, 65: 129~134.
- Holland T J B and Powell R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309~343.
- Jahn B M, Cornichet J and Cong B L. 1995. Crustal evolution of the Qinling-Dabie orogen: isotopic and geochemical constraints from coesite-bearing eclogite of the Sulu and Dabie terrane, China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 40: 116~119.
- Jahn B M. 1998. Geochemical and Isotopic Characteristics of UHP eclogites and Ultra_mafic rocks of the Dabie orogen: implication for continental subduction and collisional tectonics[A]. Hacker B R and Liou J G. When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh pressure rocks [C]. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 203~239.
- Johnson C D and Carlson W D. 1990. The origin of olivine-plagioclase coronas in metagabbros from the Adirondack Mountain, New York[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 697~717.
- Kreitz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals[J]. *American Mineralogist*, 68: 277~279.
- Lasaga A, Richardson S and Holland H. 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism[A]. Saxena S K and Ghattacharji. Energetics of geologic processes[C]. New York: Springer-Verlag, 354~387.
- Leake B E, Wooley A R, Arps C E S, *et al.* 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Association Commission on New minerals and Mineral Names[J]. *Mineralogical Magazine*, 61: 295~321.
- Lee J K W. 2000. Empirical constraints on closure temperatures from a single diffusion coefficient[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 536~540.
- Li Jinyi, Yang Tiannan, Chen Wen, *et al.* 2003. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of deformation events and reconstruction of exhumation of Ultrahigh_Pressure Metamorphic Rocks in Donghai, East China[J]. *Acta Geologica Sinica(English Edition)*, 77: 155~168.
- Li S, Xiao Y, Liu D, *et al.* 1993. Collision of the north China and Yangtze blocks and formation of coesite-bearing eclogites, timing and processes[J]. *Chemical Geology*, 109: 89~111.
- Liou J G, Zhang R Y and Ernst W G. 1995. Occurrences of hydrous and carbonate phases in ultrahigh pressure rocks from east-central China: Implications for the role of volatiles deep in cold subduction zones[J]. *The Island Arc*, 4: 362~375.
- Liu Fulai, Xu Zhiqin, Yang Jingsui, *et al.* 2001. Inclusions in the zircons within gneiss from the pre-pilot bore hole CCSD_PP2, Subei, China, and the evidence for UHP metamorphism[J]. *Chinese Science Bulletin*, 46: 241~244(in Chinese).
- Loomis T P, Ganguly J and Elphick S. 1985. Experimental determination of cation diffusivities in aluminosilicate garnets. II. Multicomponent simulation and tracer diffusion coefficients[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 45~51.
- Nakamura D and Hirajima T. 2000. Granulite facies overprinting of Ultrahigh pressure metamorphic rocks, Northeastern Su_Lu Region, Eastern China[J]. *Journal of Petrology*, 41: 563~582.
- Okay A, Sengor A and Stair M. 1993. Tectonics of an ultrahigh pressure metamorphic terrane: the Dabieshan/Tongbaishan orogen, China[J]. *Tectonics*, 12: 1320~1334.
- Rumble D & Yui T F. 1998. The Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 3307~3321.
- Rubie D C. 1986. The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism[J]. *Mineralogical Magazine*, 50: 399~415.
- Rubie D C. 1990. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites[A]. Carswell D A. Eclogite Facies Rocks[C]. Blackie, Glasgow, 111~140.
- Spear F R. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths[J]. *Mineralogical Society of American, Monograph*, 799.
- Wang Q, Ishiwatari A, Zhao Z, *et al.* 1994. Coesite-bearing granulite retrograded from eclogite in Weihai, eastern China[J]. *Europe Journal of Mineralogy*, 5: 141~152.
- Yang J J and Smith D C. 1989. Evidence for a former sanidine-coesite-eclogite at Lanshatou, east China, and the recognition of the Chinese "Sulu coesite-eclogite province"[A]. Third International Eclogite Conference[C]. Oxford: Blackwell Scientific Publication.
- Yang J J, Godard G and Smith D C. 1998. K-feldspar-bearing coesite pseudomorphs in an eclogite from Lanshatou (Eastern China)[J]. *Europe Journal of Mineralogy*, 10: 969~985.
- Yang J J and Jahn B M. 2000. Deep subduction of mantle derived garnet peridotites from the Sulu UHP metamorphic terrane in China[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 167~180.
- Yang Tiannan and Zhang Zijun. 2001. Decomposition of kyanite and omphacite in the Rongcheng kyanite eclogite, eastern Sulu UHP terrane[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(1): 21~28(in Chinese with English abstract).
- Yang Tiannan, Xu Zhiqin and Chen Fangyuan. 2003. Transformation from the Donghai eclogite to amphibolite in the southern Sulu UHP terrane[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(4): 517~521(in Chinese with English abstract).
- Ye K, Yao Y P, Katayama I, *et al.* 2000a. Large areal extent of ultrahigh pressure metamorphism in the Sulu UHP terrane of Eastern China: new implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss[J]. *Lithos*, 52: 157~164.
- Ye K, Cong B L and Ye D N. 2000b. The possible subduction of conti-

- mental material to depths greater than 200 km [J]. *Nature*, 407 (12), 734~ 736.
- Yui T, Rumble III D and Lo Q. 1995. Unusually $\delta^{18}\text{O}$ ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Sulu terrain, eastern China [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2 859~ 2 864.
- Zhang R, Hirajima T, Banno S, *et al.* 1995. Petrology of ultrahigh pressure rocks from the southern Su_lu region, eastern China [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 659~ 675.
- Zheng Y F, Fu B, Cong B L, *et al.* 1996. Extreme 18O depletion in eclogite from the Sulu terrane in eastern China [J]. *European journal of mineralogy*, 8: 317~ 323.
- Zheng Y F, Fu B, Xiao Y, *et al.* 1998. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh pressure eclogites from the Dabie mountain and the Sulu terrane [J]. *Earth and Planet Science Letter*, 155: 113 ~ 129.
- Zheng Y F, Fu B, Gong B, *et al.* 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie_Sulu orogen in China: implications for geodynamics and fluid regime [J]. *Earth Science Reviews*, 1 276: 1~ 57.

附中文参考文献

- 陈文寄, Harrison T M, Heizerler M T, 等. 1992. 苏北-胶南构造混杂岩带冷却历史的多重扩散域 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 热年代学研究[J]. *岩石学报*, 8(1): 1~ 17.
- 杨天南, 张子军. 2001. 苏鲁造山带东部荣成榴辉岩中蓝晶石及绿辉石的分解——一种可能的成因解释[J]. *岩石矿物学杂志*, 20(1): 21~ 28.
- 杨天南, 许志琴, 陈方远. 2003. 东海榴辉岩向斜长角闪岩的转化研究[J]. *地质学报*, 77(4): 510~ 521.
- 刘福来, 许志琴, 杨经绥, 等. 2001. 中国苏北预先导孔(CCSDD_PP2)片麻岩锆石内包裹体: 超高压变质的证据[J]. *科学通报*, 46: 241~ 244.

“岩浆岩研究发展战略研讨会暨第三届花岗岩成因与地壳演化学术讨论会”即将召开

由中国矿物岩石地球化学学会岩浆岩专业委员会主办、南京大学地球科学系及内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室承办的“岩浆岩研究发展战略研讨会暨第三届花岗岩成因与地壳演化学术讨论会”将于2004年11月7~9日在南京大学举行。会议的协办和资助单位有国家自然科学基金委员会地球科学部、中国科学院贵阳地球化学研究所、中国科学院广州地球化学研究所、中国地质大学地球科学学院(武汉)、西北大学地球科学系和国家自然科学基金“南岭花岗岩研究项目组”。

花岗岩是构成大陆地壳的主要组分,记录着陆壳形成与演化的丰富信息。近年来花岗岩的成因研究更多地与造山带演化、壳-幔相互作用、地壳增生及地球化学动力学过程结合起来,取得了许多重要的进展。此次会议将集中展示、交流和总结我国花岗岩研究的最新成果,并探讨岩浆岩研究的进一步发展方向。会议的主要议题有壳-幔相互作用与花岗岩成因、火山作用与深成作用、构造环境与岩浆作用关系、花岗质岩浆的生成、熔体分离及岩浆定位机制、花岗岩与成矿作用等。会后将组织历时3天的“铜陵-九华山”地质考察。

会议将出“论文摘要集”,摘要截稿日期为2004年9月25日。会议筹备组已邀请《中国科学》、《科学通报》、《自然科学进展》、《岩石矿物学杂志》等刊物的编辑与会,会后将组稿正式出版论文全文。

热忱欢迎各位同行莅临,详情请直接与会议筹备组联系查询,联系地址:南京市汉口路22号南京大学地球科学系(邮编:210093),联系人:徐夕生(025-83592185, xsxu@nju.edu.cn)或邱检生(025-83596824, jsqiu@nju.edu.cn)。

(会议筹备组2004年7月供稿)