

应用 $P-T-t$ 理论再认识辽河群变质作用

郭伟静, 郭洪芳

(辽宁省地质勘查院, 辽宁 大连 116100)

摘 要: 辽河群是出露于辽宁省东部的独具特色的古元古代变质岩系, 赋存丰富的矿产资源, 研究历史悠久。但对有关辽河群变质作用的一些重要问题上看法诸多, 很难取得一致意见。本文应用 $P-T-t$ 轨迹理论重新认识这些问题, 认为引起辽河群变质作用的根本原因是大陆碰撞造山带使辽河群俯冲到地下深处; 辽河群变质作用在时间上和空间上有独特的演化特征; 辽河群变质作用与不同规模的构造或不同层次的构造的关系是不一样的。

关键词: 辽河群 变质作用 $P-T-t$ 轨迹理论

20 世纪 90 年代以前, 人们着重研究辽河群变质相带划分问题^[1] (董申保等, 1986; 赵光慧等, 1988; 辽宁省地质矿产局, 1989)。其后, 人们的研究重点转向变质作用与变形作用之间的关系^[2, 3] (郭洪芳, 1999; 陈曼云, 1994)。同时, 有的学者还进行了退变质作用研究 (肖成信, 1993) 及变质作用与大地构造环境关系方面的探讨^[4]。

辽河群是出露于辽宁省东部的独具特色的古元古代变质岩系, 赋存丰富的矿产资源。变质岩岩系的原岩多为泥质岩石和泥砂质岩石, 遭受中浅变质作用, 产生了相当丰富而又十分典型的变质矿物及矿物组合, 其变质作用研究具有广泛意义。过去, 虽然曾有许多学者对辽河群变质作用进行过研究。但是, 在有关变质作用一些重大问题上, 如 (1) 引起变质作用的根本原因, (2) 变质作用在空间上和时间的演化, (3) 变质作用与构造作用的关系, 研究的深入程度仍显欠缺。现在, 有必要应用 $P-T-t$ 轨迹理论重新认识有关辽河群变质作用的这些根本问题。

$P-T-t$ 轨迹理论, 是 P. O. 英格兰和 S. W. 里查森于 1977 年提出来的变质作用新理论。它使变质作用研究与地球动力学紧密结合起来, 是对传统变质作用理论的一次革命。它不仅成为现代变质地质学的前沿课题, 而且代表了今后一个时期的研究方向^[5]。千万不能只将 $P-T-t$ 轨迹视为一种研究方法, 而必须把它看是一种新的理论和新的思维方法。只有用这种新的理论和新的思维方法去研究变质作用和构造作

用, 才能深刻揭示它们的地球动力学本质。

1 辽河群变质相系和变质带空间展布

根据 Al_2SiO_5 的多形变体 (红柱石、蓝晶石和夕线石) 的空间分布特征, 可将辽河群划分为中压相系和低压相系两部分。中压相系部分存在递增变质带。

1.1 变质相系空间展布特征

盖州市至桓仁一线为辽河群变质岩中低压相系的分界线, 北侧为中压相系, 南侧为低压相系 (如图 1)。于北侧, Al_2SiO_5 形成蓝晶石, 其典型矿物组合为 $Ky + St + Alm$ 。于南侧, Al_2SiO_5 形成红柱石, 其典型矿物组合为 $And + Core + Alm$ 。

1.2 变质带空间展布特征

于中压相系分布区, 可划分递增变质带, 自北而南可划分出黑云母带、石榴石带、十字石带和蓝晶石带递增变质带 (图 1)。

黑云母带: 位于中压相系的北部地区, 分布于下达河-田师傅-木孟子一带。主要矿物组合为 $Mus + Q \pm Bi \pm Chl, Pl + Bi + Q \pm Mus$ 。

石榴石带: 分布于海城市-草河掌-八里甸子一带。主要矿物组合为 $Bi + Mus + Alm + Q$ 、 $Bi + Mus + Alm + Pl + Q$ 、 $Bi + Alm + Pl \pm Q$ 、 $Alm + Bi + Pl + Mi + Q$ 和 $Mus + Bi + Chl + Alm + Pl + Q$ 。

十字石带: 分布于吉洞峪-赛马一带。主要矿物组合为 $Bi + Mus + Pl + St \pm Q$ 、 $Bi + Pl + St + Alm + Q$ 和 $Bi + St + Q + Alm$ 。

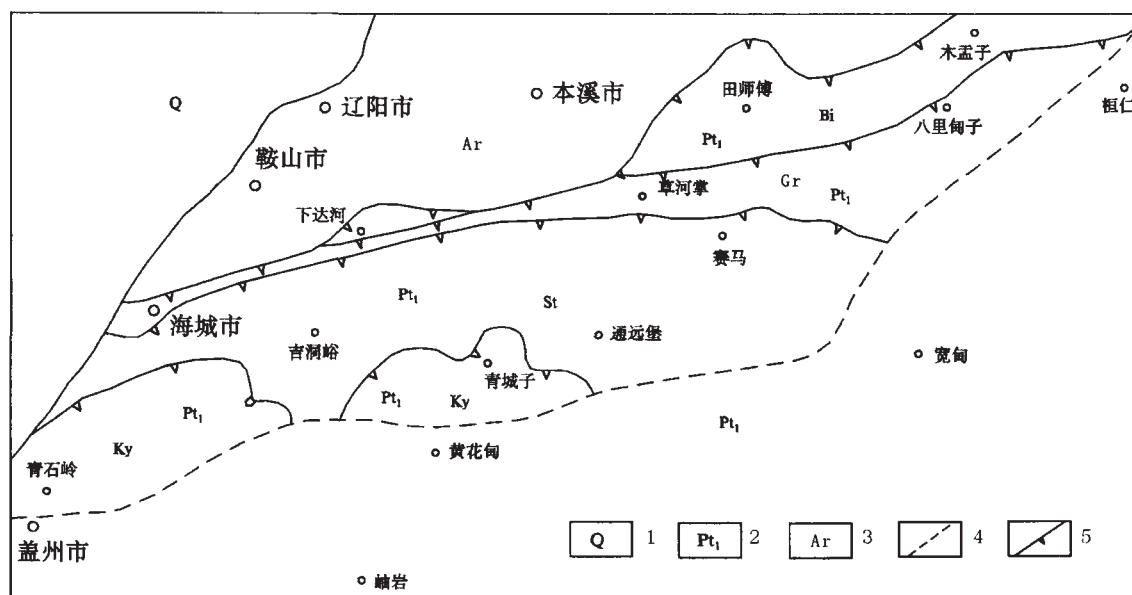


图1 辽河群变质相系与变质带空间展布

Fig. 1 Distribution of the metamorphic facies series and metamorphic belts of Liaohé group

1—第四系(Quaternary); 2—古元古界辽河群(Paleoproterozoic Liaohé group); 3—太古宇(Archean); 4—变质相系界线(boundary of metamorphic facies series); 北侧为中压, 南侧为低压; 5—变质带界线(boundary of metamorphic belts) Bi—黑云母带(biotite belt) Gr—石榴石带(garnet belt) St—十字石带(staurolite belt) Ky—蓝晶石带(kyanite belt)

蓝晶石带：分布于青石岭—青城子一带。主要矿物组合为 $St + Ky + Bi + Alm + Q \pm Pl$ 和 $St + Ky + Bi + Q \pm Alm \pm Mus$ 。

2 变质带与变质相系问题讨论

在辽河群变质作用的研究中, 关于变质带和变质相系问题存在种种模糊认识, 只有 $P-T-t$ 轨迹理论才能将这些认识澄清。

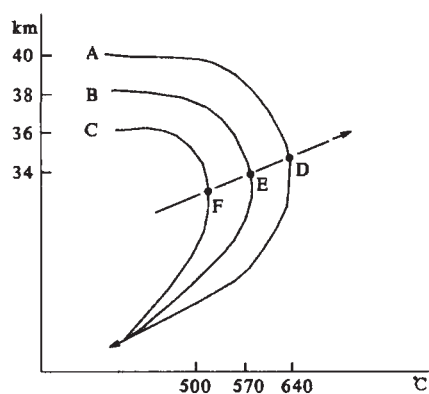
2.1 变质带及变质阶段问题

长期以来, 人们一直认为辽河群中较高级的变质带(或矿物组合)便是与其并存的较低级的变质带(或矿物组合)演变来的。也就是说, 空间上并存的不同变质级别的变质带(或矿物组合)便代表不同演化阶段的矿物组合^[1, 3, 4]。特别是贺高品等^[4]在划分“变质阶段”的基础上, 计算出每个“变质阶段”矿物组合形成的温度、压力数据, 进而做出变质作用“ $P-T-t$ 轨迹”。现在看来, 这种把矿物组合在空间上的并存关系看成时间上的先后关系是错误的。

第一, 不同级别的矿物组合均为变质作用顶峰的产物。P·C·英格兰和 A·B·畅普森(1984)^[6]曾明确指出, 在进变质反应过程中温压条件的变化率是很低的, 足以使所有的变质反应达到平衡。变质作用顶

峰附近温压条件的变化率更低。在变质作用顶峰上下 50°C 以内持续的时间约占整个 $P-T-t$ 轨迹 $1/3$ 以上, 变质反应更加充分。由此, 应该清楚认识到, 现在我们所见到的矿物组合(除退变质产物外)均为变质作用顶峰保留下来的, 一般不存在几个世代的矿物组合。

第二, 矿物组合变质级别不同可能表示原来的埋深不同。图2中, 假设 A-D、B-E 和 C-F 分别为蓝晶石带、十字石带与石榴石带的 $P-T-t$ 轨迹。D、E、F

图2 三个变质带 $P-T$ 轨迹示意图Fig. 2 Diagram showing the $P-T$ traces of three metamorphic belts

分别为 3 个变质带顶峰矿物组合。不难看出,矿物组合 D 绝对不是矿物组合 E 变来的,而是沿着 A-D 这条途径演化来的。同样,矿物组合 E 也不是矿物组合 F 变来的,而是沿着 B-E 这条途径演化来的。因此,D、E、F 三个矿物组合(均为变质作用顶峰产物)是空间上的共存关系,绝不能视为时间上先后关系。它们之所以有不同的变质程度,可能与它们原来的埋深不同有关。假如,A 岩石埋深 40 km,B 岩石埋深 38 km,C 岩石埋深 36 km,那么,A 岩石变质作用顶峰温度可达 640℃,产生矿物组合 D;B 岩石变质作用顶峰温度为 570℃,产生矿物组合 E;C 岩石变质作用顶峰温度为 500℃,产生矿物组合 F。不难看出,贺高品等^[4]所绘制出来的“P-T-t 轨迹”相当于 F、E、D 的连线,即相当于 F·S·斯皮尔^[7]的“野外变质梯度”——并存的不同级别矿物组合温压条件的连线。野外变质梯度与变质相系大致平行,而与 P-T-t 轨迹大角度相交。A·B·汤普森和 P·C·英格兰指出^[6],野外变质梯度在空间上指示热补给增大的方向或意味着埋藏较深的方向。这样,辽河群的递增变质带自北而南变质程度增高,可以说明愈往南埋藏深度愈大。

第三,变质作用是个连续地质演化过程,不宜划分阶段。F·S·斯皮尔^[7]提出:“所谓的变质作用 P-T-t 轨迹,是指岩石从变质作用的起点到被剥露于地表所经历的 P-T 条件连续变化过程”。当某一地质体,由于构造作用被埋入地下深处时,出现热扰动,由于热松弛,岩石受到加热而变质。另一方面,由于构造松弛,加厚的陆壳在重力均衡效应作用下,向上隆起,其上部岩石不断经受剥蚀作用,当这一地质体上升到地表时,变质作用也就停止了。从其发生变质作用开始,到它上升到地表为止,这一过程是连续的,不能划分阶段。不难看出,那种认为辽河群的矿物演化序列由低到高会周期性出现,以及将辽河群变质矿物(如石榴石、十字石等)划分成若干世代^[3]的做法也是不合适的。

2.2 辽河群南北两部分压力类型不同的原因

辽河群南北两部分有不同压力类型的矿物组合出现,已被研究者所公认。对于引起这种现象的根本原因却长期争论不休。解决这一问题的正确途径是从大地构造上找原因。贺高品和叶惠文^[4]在这一方面做了有益的尝试,认为,“属于两个性质不同的变质地体在早元古代晚期经构造作用拼贴在一起”。他们的主要依据是,在辽河群的南北两部分中做出了完全不同的“P-T-t 轨迹”。只可惜,他们误将“野外变质梯度”当成了 P-T-t 轨迹。如前所述,二者是大角度相交的。

他们得出的结论自然就失去了根据。更何况“两个性质不同的地体”的拼贴界线在野外找不到明显的构造标志。须知,先发生变质作用而后才产生“拼贴”作用,标志理应十分明显。因此,辽河群南北两部分变质作用压力类型不同必定另有原因。

辽河群为巨厚的火山沉积岩系,并以沉积岩类为主,是公认的拉张盆地型沉积^[5,8]。无疑,其变质作用必然与地壳的收缩作用相关。只有收缩作用才能使辽河群沉积物俯冲到地下深处接受变质作用。辽河群的矿物组合也具有大陆碰撞造山带变质作用特征。一般来说,变质作用 P-T-t 轨迹将是顺时针的。

变质相系是都城秋穗(1961)提出来的。他的最大贡献是,利用变质相系理论将变质作用与大地构造环境联系起来,从而把变质岩石学提升到变质地质学的新阶段。与 P-T-t 轨迹理论相比,变质相系的最大问题是“地温梯度固定论”;而 P-T-t 轨迹理论则是“地温梯度瞬变论”——地温梯度随时间改变。辽河群北部矿物组合中中压相系,只能说明其变质作用顶峰(B)位于中压相系范围(图 3 之 1),一般来说,其变质作用起点很可能在高压相系范围(高压相系的矿物组合被反应掉了)。那么,于辽河群南部为什么会出现低压相系的矿物组合呢?展开辽宁省地质图不难发现,辽河群南部(相当于低压相系分布区)有大量的吕梁期花岗岩存在,辽河群地层被花岗岩分割得七零八落。P·C·英格兰和 A·B·汤普森(1984)早就指出,在加厚的陆壳深部经常诱发熔融作用(尤其在有地幔岩浆传热作用或有流体存在的情况下)。这种熔融体积累到一定数量,黏度不断降低,即可上侵,形成花岗岩。熔融体对围岩产生加热作用,使变质作用顶峰(F)位于低压相系范围(图 3 之 2)。

总之,辽河群北部为中压相系矿物组合,是大陆碰撞造山带变质作用十分常见的情况。南部出现低压相系矿物组合,则与大陆碰撞造山带中产生的熔融体的加热作用有关。

3 辽河群变质作用与构造作用的关系

辽河群变质作用与构造作用的关系曾引起许多研究者的重视(陈曼云等,1994;郭洪芳,1999)^[2,3],但至今仍未讨论清楚。如果应用 P-T-t 理论重新认识这个问题,就会简单多了。

3.1 辽河群变质作用与大地构造的关系

现代地质学认为,至少可以建立两种“全球性”变质作用模型:一种变质作用是在地幔热流增强的情况

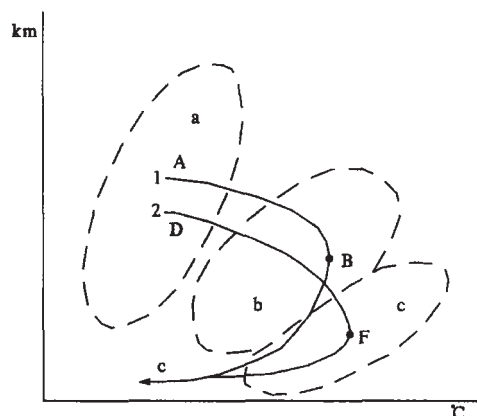


图3 辽河群不同压力类型矿物组合 $P-T$ 轨迹示意图

Fig. 3 Diagram showing the $P-T$ traces of three metamorphic belts

a—高压相系区 (high-pressure facies series); b—中压相系区 (medium-pressure facies series); c—低压相系区 (low-pressure facies series); 1—北部 (中压相系) (north part, medium-pressure facies series); 2—南部 (低压相系) (south part, low-pressure facies series)

下发生的: 另一种变质作用与陆壳增厚有关 (T·T·列别津等, 1986)。辽河群变质作用自然应属于后一种情况, 即辽河群应为大陆碰撞造山带型变质作用。主要依据是: 第一, 辽河群产于两个太古宙陆块之间; 第二, 辽河群沉积物属于巨厚的拉张盆地型沉积物, 这些沉积物需收缩造山作用才能俯冲到地下深处, 进而发生变质作用; 第三, 辽河群的变质矿物组合, 北部具有大陆碰撞造山带矿物组合特征, 南部具有大陆碰撞造山带中出现熔融体加热情况下的矿物组合特征。

3.2 辽河群变质作用与岩石构造变形的关系

这里的岩石构造变形指岩石中可以直接目击的小型构造变形。在辽河群中基本可以辨别清楚的构造样式是: 第一幕变形以顺层或切层片理为主, 并伴有变质重结晶作用; 第二幕变形主要样式是两翼紧闭的或样式复杂的流褶皱以及相应的片理; 第三幕变形主要样式是局部性的膝折或宽缓褶皱, 属地表面层变形。

E·R·奥克斯伯格和 P·C·英格兰 (1981)^[6] 在研究了世界上许多造山带的 $P-T-t$ 轨迹的基础上, 强调指出: “由于变质作用具有穿时性, 短暂的一幕变形作用 (在变质作用所讨论的时间范围内可将其视为瞬时发生的) 将在地壳内不同深度的岩石之热演化的不同阶段上发生。”也就是说, 与大地构造环境相关联的变质作用热演化过程是十分漫长的, 至少是几千万年, 相对来讲一幕变形作用只是瞬间发生的地质事件。辽河群的第一幕变形、第二幕变形与第三幕变形地质

背景不同, 与变质作用的关系也明显不同。

3.2.1 辽河群变质作用与第一幕和第二幕构造变形的关系

辽河群第一幕变形和第二幕变形均在地下深处发生, 在发生变形时, 岩石中的矿物组合对于它所处的环境来说是稳态的。构造变形并没使岩石所处构造环境 (主要是深度) 发生明显改变, 所以岩石的构造变形只能改变岩石的结构构造, 并不能改变岩石的矿物组合, 也不影响变质作用 $P-T-t$ 轨迹, 仍可以用岩石的变形历史作为变质结晶的相对时标来研究变质矿物生长的时序特征。同一种矿物在不同变质带中首次结晶的时间是不同的, 但相邻变质带中这种时间差不甚明显。高级变质带与低级变质带到达变质顶峰的时间也略有差别。

黑云母带: 在黑云母带中, 绢云母与绿泥石在第一幕变形期间就已出现, 于第二幕变形期间它们又可以沿 S_2 结晶 (图4、图5)。从图4及图5亦可以看出, 一般来说黑云母于第二幕变形期间才开始出现, 但某些情况下可以见到沿 S_1 存在雏晶黑云母。这种雏晶黑云母片很小, 吸收性较弱, 晶形远不如沿 S_2 结晶出来的黑云母那样规整。沿 S_1 结晶出来的雏晶黑云母可能也是第二幕变形期间才出现的, 即于第二幕变形期间达到黑云母的结晶温度。沿 S_1 方向存在的矿物转变成黑云母, 而没有改变原来的方位。

石榴石带: 白云母 (或绢云母) 与其在黑云母带中相似, 于第一幕变形期间就已出现。石榴石带中的黑

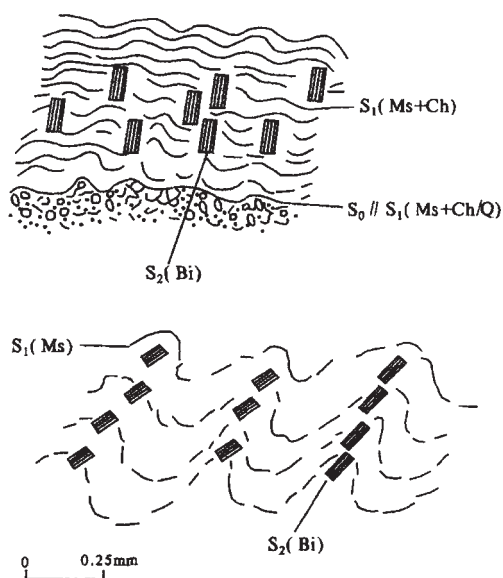
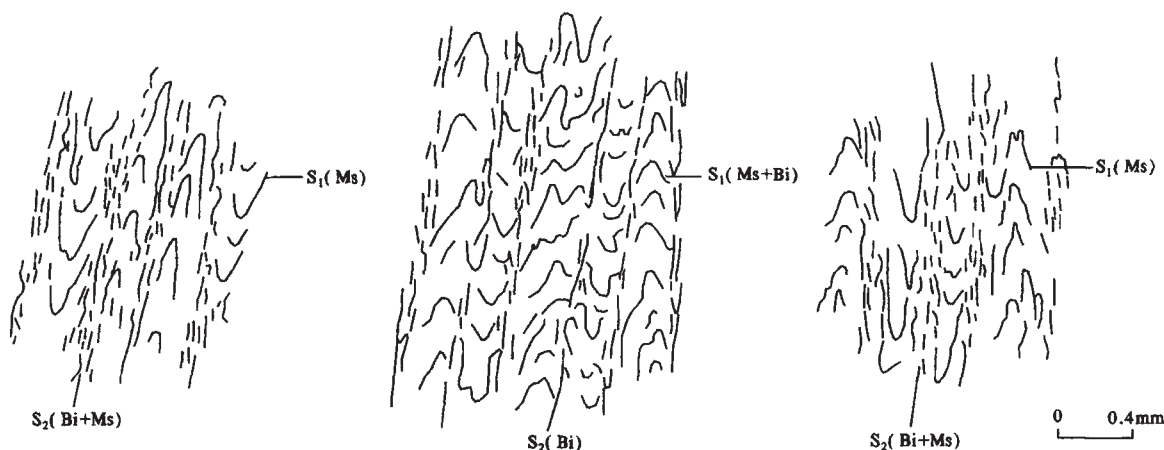


图4 黑云母岩 S_2 定向结晶

Fig. 4 Oriented crystallization of biotite along S_2 plane

图 5 黑云母沿 S_2 及 S_1 结晶Fig. 5 Oriented crystallization of biotite along S_2 and S_1 planes

云母则于第一幕变形末期或于第一幕变形与第二幕变形之间的间运动期便已开始出现。黑云母包裹体径迹呈直线状,与 S_2 近于垂直。石英包裹体为蚯蚓状或透镜状,其粒径远比基质中石英粒径小,这种黑云母变斑晶无疑是第二幕变形前生成的。当然,第二幕变形期间即不断地有黑云母生成。石榴石带中的石榴石最早形成于第二幕变形期间。图 6a、b 中的石榴石含有大量的石英包裹体并构成径迹,包裹体径迹为反 S 型。石英包裹体呈透镜状,其旋转特征与 S_2 相关。有时可以见到裹体径变与晶外面理连接在一起。

十字石带:十字石带中的白云母和黑云母于第一幕变形期间就已开始出现。图中的黑云母径迹呈直线形,与 S_2 大角度相交。其中石英包裹体粒径比基质中石英粒径小得多。这种黑云变斑晶可能为第一幕变形期间形成的。当然,第二幕变形期即不断地有黑云母生成。

十字石带中的石榴石首次出现的时间早于其在石榴石带首次出现的时间,即于第一幕变形时就已经开始结晶出来(如图 6c 所示)。石榴石变斑晶之包裹体径迹大致平行于 S_1 ,而与 S_2 近于直交,约形成于第一幕变形末期。于第二幕变形期间即不断地有新的石榴石晶出。如图 6d、e、f 均为沿 S_2 发生旋转的石榴石。

十字石带中的十字石开始形成于第二幕变形期间,十字变斑晶包裹体径迹呈与第二幕变形相关的旋转构造。十字石仅为雏晶,石英包裹体含量与主体近于相等,旋转晶迹却十分清楚。于第二幕变形后期(或期后)仍不断地有新的十字石形成(如图 7a)。十字石包裹体径迹与 S_2 和谐一致,包裹体粒径明显小于基质中相应矿物粒径。包裹体呈长条状,平行于 S_2 。不难看出,

出,这些十字石形成于第二幕变形之后,第三幕变形之前^[9]。

蓝晶石带:蓝晶石带的白云母和黑云母皆于第一幕变形期间形成。黑云母石英包裹体构成径迹。包裹体径迹呈直线形,与 S_2 无关,包裹体呈长条状或透镜状。这种黑云母可能形成于第一幕变形期间。当然第二幕变形期间仍不断有新的白云母和黑云母生成。

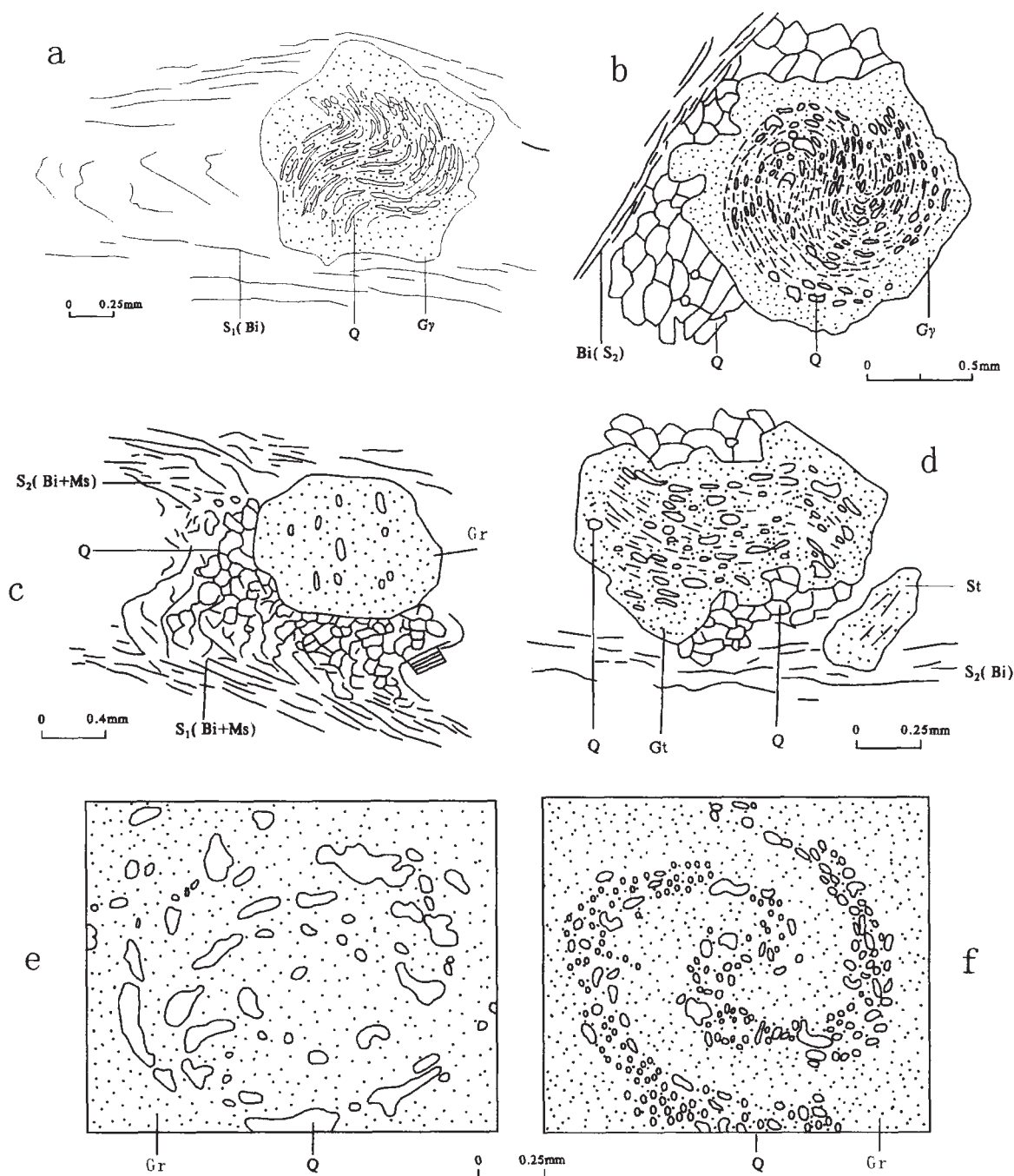
蓝晶石带中的石榴石首次出现于第一幕变形期间,石榴石变斑晶中石英包裹体径迹与 S_2 无直接关系,可能相当于 S_1 的残迹。表明石榴石于第二幕变形之前就已形成,并将第一幕构造形迹包裹进来。石榴石变斑晶的侧翼沿 S_2 方向出现压力影(由长柱状石英组成)。

蓝晶石带最早出现的十字石中,石英包裹体呈透镜状或长条状,排列成帚状或涡旋状,与 S_2 直接相关。石英包裹体比基质中石英颗粒小得多,并且基质中石英呈稳态结构。不难看出,这种十字石变斑晶是第二幕变形过程中生成的。但是,也经常可以见到第二幕变形之后而“基质总体加粗”之前生长的十字石(图 7b)。

蓝晶石带中的蓝晶石(图 8),其晶内面理(S_1)与晶外面理 S_2 平行,但构成包裹体径迹的石英颗粒和云母片呈长条状,并比基质中相应矿物小得多。基质中的石英和黑云母则呈稳态特征。可以看出,蓝晶石带中的蓝晶石形成于第二幕变形之后而“基质总体加粗”之前。

3.2.2 辽河群变质作用与第三幕构造变形的关系

如前述,我们所见到的矿物除退变质产物外,均系变质作用顶峰产物。这些矿物于地下一定深度环境,

图6 D₂同构造生长的石榴石Fig. 6 Syntectonic garnet grown with D₂ deformationa 为反 S 型(旋转 90°) b 为反 S 型(旋转 274°) c 下方有 S₁ 残留 d 为雪球构造 e 为反 S 型构造(旋转 319°)

处于较高的温压条件(变质作用顶峰条件),是稳态的.当它们到地表之后,即成为非稳态或准稳态矿物.

第三幕变形是在近地表条件下发生的.这样,在第三幕构造变形表现比较强烈的部位便出现了退变质作用.构造变形作用为退变质作用提供了活化能、催化剂(水、二氧化碳等),以及帮助破坏原有矿物晶

格的应力.前者是退变质反应的必要条件,后二者是退变质反应的辅助条件.退变质作用使石榴石(图9)、黑云母、白云母受到绢云母化和绿泥石化,以及使斜长石、蓝晶石、十字石、红柱石受到绢云母化.

综上所述,在所有的变质带中,于第一幕变形期间都有变质矿物结晶出来.第二幕变形时,较低级的

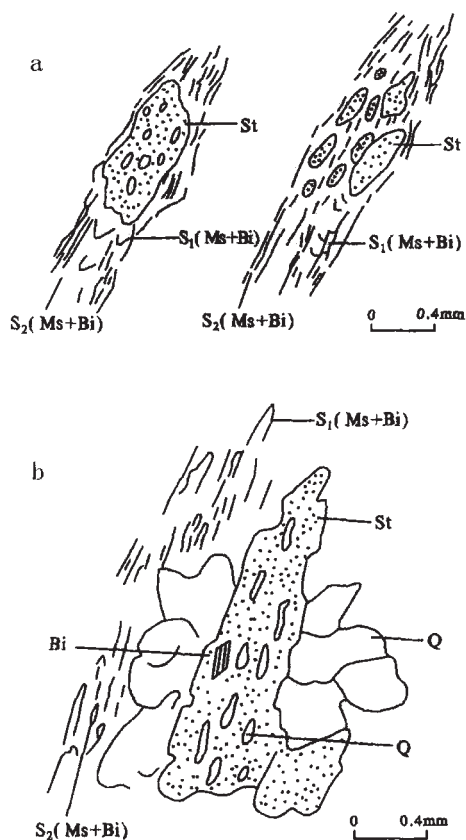


图 7 D_2 后构造生长的十字石变斑晶

Fig. 7 Post-tectonic staurolite metacrysts grown after D_2 deformation

变质带便到达了变质顶峰，而较高级的变质带于第二幕变形之后“基质总体加粗”之前到达变质顶峰，即高级带到达变质顶峰的时间比低级带到达变质顶峰的时间稍晚一些。同一种变质矿物首次晶出的时间，在高级变质带中略早于低级变质带中。一种矿物开始结晶后，就会接连不断地结晶，直到温压条件变化到它不能结晶为止。第一幕变形和第二幕变形体现了深部层次的进变质作用，第三幕变形体现了浅部层次的退变质

作用。

4 结语

通过以上论述，可以得出如下几点初步结论。

4.1 引起辽河群变质作用的根本原因

辽河群为巨厚的拉伸盆地型火山沉积岩系，大陆碰撞造山作用使其俯冲到地下深处，在地下深处发生变质作用，然后再上升到地表。据此可以推断，辽河群现在的展布特征不可能代表辽河群原来的沉积盆地形态。

4.2 辽河群变质作用在时间上和空间上的演化

在时间上的演化。如图 3 所示，当辽河群被俯冲作用埋到地下深处之后，起初（图 3A 处），短时间内压力陡增，而温度没有明显增加，此时可能会有低温高压矿物生成，但不易保留下来。然后会出现加热阶段（如图 3 之 A-B 段），开始是温度大幅度上升而压力变化不大，再继续升温压力开始下降，直至达到变质作用顶峰（B 处）。现在我们在辽河群中所见到的矿物组合，除退变质产物外，均为此时所留下来的。最后是降温降压阶段（图 3 之 B-C 段），岩石越来越接近地表，温度压力大幅度下降。顶峰期矿物组合可能以非稳或准稳态保存下来。受到第三幕（或更晚期）构造变形影响的部位便出现了退变质作用。

在空间上的演化。辽河群北部属中压相系，南部为低压相系。二者同为大陆碰撞造山带变质作用，只是南部受到了大陆碰撞造山带中所产生的熔融体的加热作用，而北部没有受到这种加热作用。辽河群北部的变质带自北而南变质程度增高，可能表明自北而南埋藏深度增大。实际上，野外变质梯度代表变质作用在空间上的演化趋势，变质作用 $P-T-t$ 轨迹代表变质作用在时间上的演化趋势。

4.3 辽河群变质作用与构造的关系

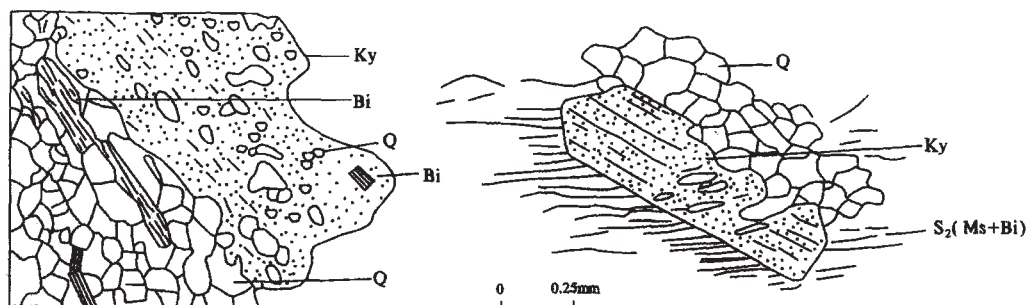


图 8 D_2 后构造生长的蓝晶石变斑晶

Fig. 8 Post-tectonic kyanite metacrysts grown after D_2 deformation

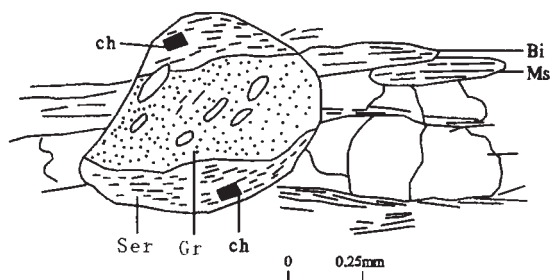


图9 石榴石遭受绢云母化与绿泥石化

Fig. 9 Sericitized and chloritized garnet

大陆碰撞造山带是引起辽河群变质作用的直接原因。第一幕变形和第二幕变形发生于地下深处,这两幕变形只影响到岩石的结构构造,而没有影响矿物组合特征和变质作用 P-T-t 轨迹。第三幕变形发生于地表层次,引起局部范围的退变质作用。

致谢:在研究变质作用及学习 P-T-t 轨迹过程中受到沈其韩院士耐心指导;游振东教授在显微构造方面给予很多指教;成文前,曾与李显东教授级高工及李全林教授级高工进行了有益的讨论,受益匪浅。在

此深表谢意。

参考文献:

- [1] 郭洪芳,吴春林,吴桂云. 辽河群变质作用[J]. 中国区域地质, 1989, 1: 46—51.
- [2] 郭洪芳. 变质岩的变质序列分析——以辽河群为例[J]. 辽宁地质, 1994, 1: 59—67.
- [3] 李三忠,刘家江,杨振升,等. 辽河群变质泥质岩石中变质重结晶作用和变形作用的关系[J]. 岩石学报, 1998, 3: 351—365.
- [4] 贺高品,叶慧文. 辽东—吉南地区早元古代两种类型变质作用及其构造意义[J]. 岩石学报, 1998, 2: 152—162.
- [5] 韩郁菁. 变质作用 P-T-t 轨迹[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1993.
- [6] 汤普森 A B, 英格兰 P C. 区域变质作用的压力—温度—时间轨迹, 利用变质重矿物组合, 对这种轨迹的推断和解释[J]. 国外地质科技, 1987.
- [7] 斯皮尔 F S, 等. 用石榴子石环带定 P-T 轨迹——辨认结晶岩区构造过程的一种新方法[J]. 国外地质科技, 1987.
- [8] 白瑾. 华北陆台北缘前寒武纪地质及铅锌成矿作用[M]. 北京:地质出版社, 1993.
- [9] 陈荣度,李显东,张福生. 对辽东古元古代地质若干问题的讨论[J]. 中国地质, 2003, 2: 207—213.

A NEW UNDERSTANDING OF THE METAMORPHISM OF LIAOHE GROUP WITH THE THEORY OF P-T-t TRACE

GUO Wei-jing, GUO Hong-fang

(Liaoning Institute of Geological Survey, Dalian 116100, Liaoning Province, China)

Abstract: Liaohe group, outcropped in Eastern Liaoning Province, is a unique series of Paleoproterozoic metamorphic rocks, abundant in mineral resources. There has been a long history of research on the group, but arguments still remain about some key problems on the metamorphism of Liaohe group. This paper applies the theory of P-T-t trace in these problems. It is concluded that the basic reason for the metamorphism of Liaohe group was the subduction of the group caused by continental collision and orogeny. The evolving characteristics of the metamorphism are temporally and spatially unique. The metamorphism of Liaohe group varies with structures in different scales or levels.

Key words: Liaohe group; metamorphism; theory of P-T-t trace

作者简介:郭伟静(1961—),男,高级工程师,1983年毕业于长春地质学院,现从事区域地质调查与矿产普查工作,通讯地址 大连市金州区龙王庙 辽宁省地质勘察院,邮政编码 116100.