

文章编号: 1006-6616(2000)03-0014-11

含柯石英榴辉岩形成深度的构造校正测算

吕古贤¹, 陈 晶², 丁悌平³, 李晓波⁴, 刘瑞⁵

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; 2. 北京大学电子显微镜实验室, 北京 100871; 3. 中国地质科学院同位素地质开放实验室, 北京 100037; 4. 中国地质矿产信息研究院, 北京 100037; 5. 北京大学地质系, 北京 100871)

摘要:应用透射电子显微镜(TEM)对大别地区英山县含柯石英榴辉岩、石英榴辉岩及石榴角闪岩中石榴子石进行研究,结果表明在强塑性变形的三类岩石中,石榴子石的超微构造特征存在明显差异。在含柯石英榴辉岩中的石榴子石位错密度比角闪岩中的低。修正石榴子石材料系数 α 为0.25,用石榴子石位错密度估算了相对差异应力值,并讨论了在超高压榴辉岩形成和退变质过程中各阶段的变质条件。根据石榴子石位错密度测定的差异应力,结合石榴子石的变形测量,恢复构造三维主应力及构造附加静水压力值 P_S ,从柯石英相的转变压力 P 中减去构造附加静水压力值 P_S 后,利用单纯由重力引起的静水压力值 P_G 换算上覆岩石的重力和厚度,获得大别超高压变质带含柯石英榴辉岩形成深度仅为 $\geq 32.09 \sim 32.11\text{km}$ 。因此提出,该含柯石英榴辉岩是在这一地壳深处(或稍深一些)受强烈构造作用形成的新认识。同位素资料分析表明,大别地区榴辉岩系地壳成因,这对于榴辉岩是壳内产物的认识提供了进一步证据。

关键词:成岩深度;大别超高压变质带;含柯石英榴辉岩;构造校正测算

中图分类号:P588.33

文献标识码:A

0 引言

对地壳岩石形成深度的研究是近20年来固体地球科学的前沿课题之一。自格鲁宾曼和尼格里设想地壳内温度和压力是深度的正比例函数以来,人们常把地下岩石应力状态设想为静止流体内的应力状态,即认为地下某处的静水压力值等于上覆岩层的总质量,因此,目前主要是用所估测的压力(即各向等正应力,泛称静水压力状态)值直接换算。该法是建立在压力与深度呈线性关系上,实际上是质量/密度(W/SW)的方法。它忽略了构造作用力对静水压力的影响,所以,测得成岩成矿的深度值会比实际深度大。

收稿日期:2000-06-10

基金项目:国家攀登计划(G1999043214);自然科学基金(49572149);国家科委基础研究特别支持项目(科高-1994-83)和国家计委科技找矿项目(JG947110)

作者简介:吕古贤(1949—),男,研究员,博导,从事区域地质、地质力学矿田构造研究,近年来从事构造物理化学研究。

在受定向外力作用下固体岩石产生的构造应力场中,实际上只有其中差应力部分才能产生变形,而其各向等正压(张)应力部分的作用也不容忽视。兰姆赛^[1]称之为“构造静水应力”。他和许多构造地质学家一样,把这部分压力仅作为引起岩石体变的物理量,事实上这部分应力还影响化学作用,并且也是静水压力的原始概念^[2~8]。近些年,已有学者开始注意构造力的作用,认为它具有平衡岩相的意义。Carpenter^[9]把这部分应力称为平均应力,而且推断褶皱各部位化学成分的不同可能是造成平均应力出现差别的原因;Caron 等人^[10]注重褶皱的研究,并对褶皱不同部位的岩石体积变化、岩浆岩侵位机制等方面的差别给予分析;周济元等人^[11]用平面平均应力研究矿液驱动问题;西协亲雄^[12]用钻孔实测应力的平均应力值研究了斑岩铜矿的成岩特征,并认为构造作用力垂直向下的分力能和静水压力联合作用。

在变质岩的石榴子石中发现金刚石、柯石英包体^[13],引起了人们对超高压变质作用的极大兴趣。有人依据 W/SW 法得出其形成深度,并据此提出一系列高压岩石俯冲-折返模式假说。然而,这些假说很难自圆其说,也不能被科学家们公认。人们对石榴子石化学成分的特性、环带构造以及雪球构造进行了广泛的研究,相比之下对其自身的显微构造研究则重视不够,原因之一是石榴子石为等轴晶系,在偏光显微镜下为均质体,人们很难利用光学显微镜研究石榴子石自身的塑性变形特征,因而,长期以来石榴子石被认为是难于塑性变形的矿物,但最新的 TEM 研究成果改变了这一认识。Doukhan 等人^[14]曾对金伯利岩中的石榴子石进行研究,认为石榴子石中自由位错密度极高,可达 $10^{11}/\text{cm}^2$,在同样的变形条件下石榴子石的位错密度比橄榄石小一个数量级^[15]。Ji Shaoheng 等人^[16]在比较了大量前人实验数据后,提出在温度 $T < 700^\circ\text{C}$ 时,石榴子石比石英、斜长石难以发生塑性变形;而在 $T \geq 900^\circ\text{C}$ 时,石榴子石比石英和斜长石易于发生塑性变形。Chen Jing^[17]实测了大别榴辉岩的塑性变形石榴子石位错,依次恢复了主要退变期的差应力值。这给重新考虑大别超高压变质岩的形成深度提供了最重要的依据。

本研究在固体力学基础上,基于“构造作用力影响静水压力”的理论进展^[18~20],建立“成岩成矿深度的构造校正研究测算方法”^[19,21~24],用塑性变形石榴子石相对差异应力的公式和相应系数^[24~26],恢复大别超高压变质带含柯石英榴辉岩的成岩三维主应力,得出该阶段岩石形成于构造强烈挤压的壳内环境的新认识,进而实际估算岩石的形成深度,以期对超高压变形变质的构造物理化学状态^[27]和深部构造过程阐述新的见解。

1 建立新的成岩和成矿深度测算方法

在估测成岩成矿深度时,应该研究并建立新的成岩成矿深度测算方法,或者称之为“形成深度的构造校正测算”方法^[22,28,29]。该方法认为应该从测算的压力(用流体包裹体、矿物对等方法)数据中减去构造附加静水压力值之后再去换算深度。

关于成矿深度,我们曾做过比较成功的研究^[19,23,24]。前人根据 80~140MPa 的压力测算数据,按照“质量/密度”的方法测得胶东玲珑金矿田、焦家金矿田形成深度是 4~6km,属中深成矿床。因此,剥蚀深度就应很大,深部资源远景很不乐观;而用构造校正测算方法得出新的成岩成矿深度,这些数据对于矿床形成深度、矿床剥蚀程度、隐伏矿床预测提出了新的判断依据,得出该区矿床大多数为 $\leq 3\text{km}$ 的浅成矿,剥蚀少,保存程度好,该区还应存在深部富集带的认识,后来的钻探工程使该认识得以证实^[24,30]。

关于变质岩带成岩深度。目前广为采用的方法也是用测算压力值直接经岩石密度换算所得。大家知道,皖苏鲁高压变质带由于有大量的与陆-陆碰撞造山过程有关的榴辉岩,以及

榴辉岩中发现有柯石英和金刚石包裹体而引起广泛重视^[13]。这些工作对认识榴辉岩的成因及变质历史和陆-陆碰撞造山过程等具有重大的科学意义。然而通过这些矿物所反映的俯冲-抬升深度、变动的研究思路和测算方法以及大陆深俯冲-折返机理却很难被人理解和接受^[31-32], 这也是大别造山带演化历史至今未被充分解析的原因之一。

金刚石和柯石英等矿物的形成, 在 800℃ 时大致要 2.8 ~ 3.5 GPa, 这已被很多理论和实验所证实, 但是根据这些压力值却不宜直接判断变质岩就形成于 90 km、120 km 或更深, 因为这些压力不一定完全来自于上覆岩石的质量。我们认为, 在剧烈碰撞的造山环境中, 应该考虑构造附加静水压力的存在, 明确提出“苏鲁超高压变质带中的金刚石、柯石英可能是壳内作用的产物^[33]”。任纪舜^[34]指出: 我们说大别山、东秦岭中生代高压-超高压变质作用并不是板块插到 100 ~ 120 km 的产物, 而是地壳深层的剪切滑动作用的结果。在计算高压、超高压矿物形成的温压条件时, 决不能用静水压力计算其形成的深度, 而应充分考虑在强烈挤压条件下的构造动力所产生的挤压-剪切作用。大别地区高压-超高压变质带榴辉岩同位素研究^[31-32]发现, 岩石中共存矿物之间的同位素分馏接近或达到平衡, 榴辉岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 为 3 ~ 5, 或 -2.6 ~ +0.7, 显然说明成岩过程有大气降水的参与。那种快速折返滞留时间非常短暂 (< 20 Ma), 因而物质交换有限或退变质作用没有显著破坏这种平衡的解释, 显然缺乏逻辑的力量, 也不符合同位素学原理。根据现有地球物理资料和壳-幔密度及强度差等事实, 王方正^[35]对大别高压-超高压带的俯冲折返机制提出质疑。他认为该类变质岩形成的深度并不大, 而是存在一个地幔向上的增压作用的条件下在莫霍面附近形成。

2 榴辉岩中石榴子石塑性变形与差应力值估算

2.1 榴辉岩的区域地质及岩石学特征

样品采用湖北省英山县东北侧 3 km 处, 位于大别山超高压变质混杂岩带内 (图 1)^[17-25-26]。该区主要发育正片麻岩夹少量榴辉岩及其退变的石榴角闪岩, 榴辉岩呈大小不等的透镜体或薄层状产出, 一般长为几十厘米到几十米, 宽为几厘米到几米。榴辉岩与角闪岩间无明显界线, 经野外观察和变质岩石学研究证明, 该类角闪岩为榴辉岩退变而成 (图版 I-1, 2, 3)。

为了较深入地研究榴辉岩退变为角闪岩过程中石榴子石的塑性变形特性, 我们分别选取了含柯石英榴辉岩 (4A)、石英榴辉岩 (3F) 和石榴角闪岩 (3C) 标本。它们的矿物组合及石榴子石的端员组分见表 1。

表 1 英山地区石榴子石的端员组分
Table 1 Composition of garnets in the Yinshan area

石榴子石端员组分	含柯石英榴辉岩 (4A)	石英榴辉岩 (3F)	角闪岩 (3C)	%
镁铝榴石 (Pyr)	36.36 ~ 39.01	26.99 ~ 21.03	27.71 ~ 28.27	
铁铝榴石 (Alm)	37.93 ~ 34.06	52.45 ~ 56.55	50.19 ~ 50.26	
锰铝榴石 (Spe)	0.94 ~ 0.62	1.34 ~ 1.03	1.84 ~ 2.20	
钙铝榴石 (Grs)	24.76 ~ 26.67	19.33 ~ 21.38	18.52 ~ 17.62	

岩石学研究^[17 25 26]可将该区榴辉岩相变质作用划分 3 个变质阶段：柯石英榴辉岩阶段、石英榴辉岩阶段和退变石榴角闪岩阶段。柯石英榴辉岩阶段以石榴子石 + 绿辉石 + 柯石英组合为代表，其中压力 $\geq 2.8\text{GPa}$ 、温度 $850^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ 的峰期变质 $P-T$ 条件是利用 Gt-Cpx 地质温度计^[36]和 $Q_z = \text{Coe}$ 共存的压力条件^[37]获得的。石英榴辉岩阶段以石英 + 石榴子石 + 绿辉石组合为代表，利用 Gt-Cpx 地质温度计，对其相邻共生的绿辉石和石榴子石计算，形成温度大约为 $750^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ 。根据绿辉石中硬玉分子含量为 41% ~ 38%，推算其最低压力为大于 $1.4 \sim 1.5\text{GPa}$ ^[38]。退变角闪岩阶段广泛发育有角闪石 + 斜长石 + 石榴子石组合。根据共生的 Amp-P1 的地质温压计^[39 40]估算其温压范围为 530°C 和 0.9GPa 左右。总的来说，英山榴辉岩存在顺时针的 $P-T$ 轨迹，曾经历了一个超高压—高压—中低压的动力学演化过程。

2.2 石榴子石位错构造

(1) 含柯石英榴辉岩 (4A)。在石榴子石晶体中发育少量位错网，自由位错密度较高，平均为 $1 \times 10^8/\text{cm}^2$ 。

(2) 石英榴辉岩 (3F)。在石英榴辉岩中，石榴子石的微构造是以发育自由位错、倾斜的位错排、位错网和亚晶为特征。亚晶是由倾斜的位错排和位错网构成的，自由位错密度相对较低 ($6.2 \times 10^7/\text{cm}^2$)。位错排和位错网是通过位错的滑移和攀移实现的。

(3) 石榴角闪岩 (3C)。石榴子石发育有位错缠结，自由位错密度高于柯石英榴辉岩和石英榴辉岩 ($2.2 \times 10^8/\text{cm}^2$)，没有发现反映恢复阶段的位错排、位错网及亚晶粒。上述 3 种岩石的石榴子石位错密度列于表 2。

表 2 石榴子石的位错密度

Table 2 Free dislocation density in garnet cm^{-2}

含柯石英榴辉岩 (4A)	石英榴辉岩 (3F)	石榴角闪岩 (3C)
8.96×10^7	4×10^7	3.45×10^8
1.18×10^8	2.5×10^7	1.72×10^8
2.63×10^8	2.45×10^7	1.72×10^8
1.55×10^8	2×10^7	2.4×10^8
9.7×10^7	1.72×10^8	1.36×10^8
8.5×10^7	1.2×10^8	
7.8×10^7	6.1×10^7	
5×10^7	3.53×10^7	

$1.1526 \times 10^{-7}\text{cm}$ 是柏氏矢量^[41]。

Bresser^[42]认为，在计算橄榄石、石英和方解石差异应力时，采用的 $K = 2$ ， $\alpha = 1.172$

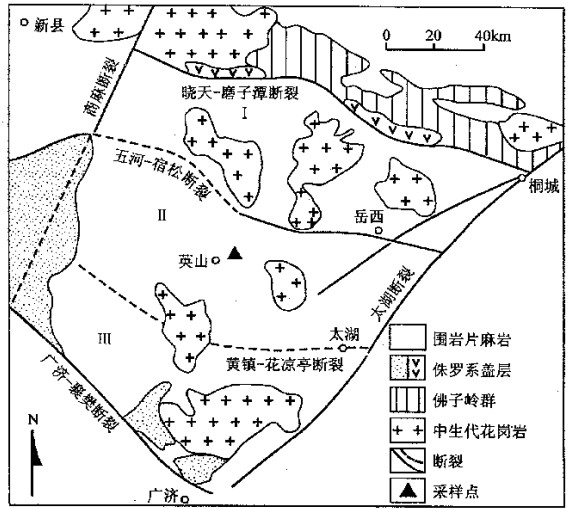


图 1 大别山地区构造纲要图

Fig.1 Simplified structural sketch map of the Dabieshan area, China

I. 北部岛弧杂岩；II. 南大别碰撞杂岩；III. 宿松变质盖层

2.3 材料系数 (α) 的修正及差异应力计算

在大多数金属和矿物中的位错密度与所施加的外应力有如下关系：

$$\sigma/2\mu = \alpha(\rho b^2)^{1/k} \quad (1)$$

其中， $\alpha = 2.5$ 为材料系数， $k = 2$ 是常数， σ 是差异应力， $\mu = 92.08\text{GPa}$ 是石榴石的剪切模量， ρ 是位错密度， $b = 1.1526\mu\text{m} =$

($\log(2\alpha) = \text{Ca} \cdot 0.37$) 的数值最适宜。And^[15]在计算石榴子石的差异应力时, 沿用了上述参数值。在石榴橄榄岩同一样品中, 他们分别用石榴子石和橄榄石的位错密度计算, 获得了两组不同的差异应力值, 很显然, 这是不妥当的。因为式中材料系数 α 会因矿物而异。陈晶对石榴子石的材料系数值作了修正^[25 26], 认为取 $\alpha = 2.5$ 时, 所获得的差异应力值与由橄榄石计算获得的差异应力值基本接近。

根据公式 (1), 使用修正后的材料系数值, 我们分别测定了含柯石英榴辉岩、石英榴辉岩和石榴角闪岩的差异应力 (表 3)。

表 3 由石榴子石的位错密度计算获得的差异应力值

Table 3 Average free dislocation density in garnet and differential stresses

	含柯石英榴辉岩 (4A)	石英榴辉岩 (3F)	角闪岩 (3C)
平均位错密度 ρ/cm^{-2}	1×10^8	6.2×10^7	2.2×10^8
差异应力 σ/GPa	0.53	0.42	0.77

3 含柯石英榴辉岩形成深度的构造校正

本区榴辉岩可划分为: 柯石英榴辉岩、石英榴辉岩和石榴角闪岩 3 个变质阶段^[17 25 26]。含柯石英榴辉岩 (4A)、石英榴辉岩 (3F) 和石榴角闪岩 (3C) 中石榴子石的超微构造特征, 分别代表了上述 3 个不同变质阶段的石榴子石塑性流变特征。由这 3 种岩石的石榴子石的超微构造特征的变化趋势反映的温压条件 (图 2), 与岩石学研究所获得的 P-T-D 轨迹如此吻合, 表明石榴子石中位错的构造特征反映了每一期变质最后阶段的变形 (D) 条件^[25 26 41]。

在含柯石英榴辉岩 (4A) 中, 石榴子石的位错密度较高 ($1 \times 10^8/\text{cm}^2$), 由其计算获得的差异应力值 (0.53GPa) 也较大。一般认为, 超高压变质岩是上地壳物质被迅速带至地下 90km 或更深处形成的, 而本文的研究表明, 在这一过程中原上地壳岩石不仅经历了由深度加大引起温度压力的迅速增加 ($7 \sim 8^\circ\text{C}/\text{km}$), 同时也遭受了因构造挤压所产生的很大的差应力和构造附加静水压力作用, 因而它们的形成和变动深度应在除去构造附加静水压力之后求取, 显然比用质量/密度方法测估的数据要浅得多。

3.1 含柯石英榴辉岩的测算样

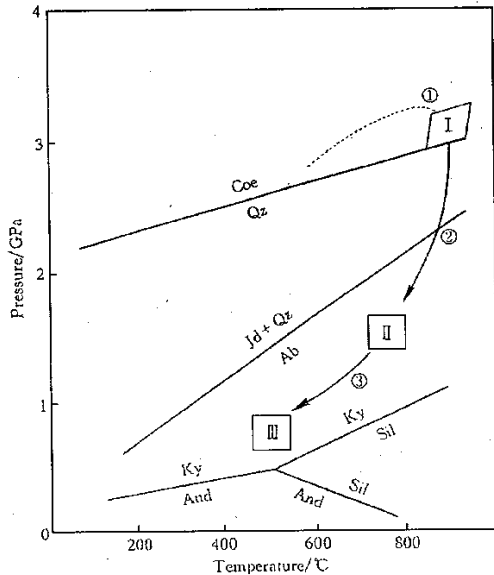


图 2 湖北英山含柯石英榴辉岩的 P-T-D 轨迹及差异应力示意图

Fig. 2 P-T conditions and apparent P-T-D paths for eclogites from the Yingshan area

I. 柯石英榴辉岩相阶段; II. 石英榴辉岩相阶段; III. 退变角闪岩相阶段

品及温压条件

测算样品仍用测算石榴子石塑性变形和差异应力值的岩样^[17, 25], 以石榴子石 + 绿辉石 + 柯石英矿物组合为特征。石榴子石的塑性变形发育 (图版 I - 1), 石榴子石和单斜辉石塑性变形呈定向构造 (图版 I - 2)。石榴子石塑性变形被拉长, 内部保存单斜辉石, 组成明显的进变边结构 (图版 I - 3)。在塑性变形的石榴子石中发育有胀裂结构和柯石英 (图版 I - 4)。该期变质 P-T-D 条件为 $P \geq 2.8 \text{ GPa}$, $T = 850^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ 。

为了使数据确切, 挑选 2 组样品对测定矿物进行电子探针检测。

3.2 含柯石英榴辉岩矿物变形比测量

在石榴子石应变轴 $a > b > c$ 的情况下, 设它们的变形比依次是 $\alpha_1 = b/c$, $\alpha_2 = a/b$, $\alpha_3 = a/c$ 。选择含主变形轴的 ac 面和 bc 面, 在这两个相互垂直面上切制薄片 (图版 I - 5, I - 6), 在显微镜下测量石榴子石的变形比。为了下一步测算的需要, 还要测量 $\alpha_3 = a/c$, 所得的石榴子石变形比列于表 4:

表 4 石榴子石变形轴比值

Table 4 Radio values of deformation axes of garnet

样号	a	c	α_3	b	c	α_1
Y ₁	22 ~ 34	12 ~ 20	1.78	10 ~ 21	5 ~ 15	1.58
Y ₂	6 ~ 30	4 ~ 18	1.69	5.5 ~ 32	4.5 ~ 21	1.60

注: a, b, c 为视域 12.5×2.5 中格数值

3.3 变形石榴子石差异应力测算

在电子显微镜下, 对石榴子石中的自由位错密度 D 加以统计, 并依据公式 (1), 计算差应力 A 值 (ac 面) 和 B 值 (bc 面) (表 5)。

表 5 变形石榴子石差应力估算结果

Table 5 Differential stress values measured and calculated from deformed garnet

样号	D_{ac}	ρ_{ac}	A	D_{bc}	ρ_{bc}	B
Y ₁	7.3	0.8	0.4745	7.9	0.867	0.494
Y ₂	6.18	0.677	0.4365	6.83	0.748	0.4589

注: D 为平均每平方厘米位错条数; ρ 单位为 $\times 10^8/\text{cm}^2$; A, B 单位为 GPa

3.4 塑性变形石榴子石的残余主应力和构造附加静水压力的估算

设 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ 为三个主应力未知量, 取该岩石的泊松比 $\nu = 0.25$ 。根据上述 α_3, A 和 B 值, 在 $\epsilon_1 = \epsilon_{e_1} + \epsilon_{p_1}$, $\epsilon_3 = \epsilon_{e_3} + \epsilon_{p_3}$, 且 $\epsilon_p \geq \epsilon_e$ 时, 假定 $\epsilon_1/\epsilon_3 = \epsilon_{p_1}/\epsilon_{p_3}$, 也就是 $\epsilon_{p_1}/\epsilon_1 = \epsilon_{p_3}/\epsilon_3$ 时, 可以利用以下方程组来求算 3 个主应力值, 所得的值大体代表了残余主应力, 即塑性变形时的主应力值^[19, 24, 27, 33, 43]。

$$\begin{cases} \frac{\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3)}{\sigma_3 - \nu(\sigma_1 + \sigma_2)} = \alpha_3 \\ \sigma_1 - \sigma_3 = A \\ \sigma_2 - \sigma_3 = B \end{cases} \quad (2)$$

构造附加静水压力值 P_S 相当于第一不变量^[44], 所以, 该值的大小与切片是否为主应变面关系不大。计算结果列于表 6。

表 6 石榴子石变形主应力及构造附加静水压力值

Table 6 Principal stresses and additional tectono-induced hydrostatic pressure causing garnet deformation

样号	σ_1	σ_2	σ_3	P_s
Y ₁	24795.77	24990.27	23279.77	23279.1
Y ₂	24675.2	28881.2	20292.2	23276.87

3.5 含柯石英榴辉岩形成深度的构造校正计算

根据变形石榴子石含有柯石英等特征估算压力值 $P \geq 2.8 \text{ GPa}$ 。本研究选定地壳的岩石平均密度为 2.7 g/cm^3 ($26.478 \times 10^5 \text{ Pa}$)。根据特扎基假设^[43, 44]和科拉超深钻孔^[45]的实际情况, 研究指出^[19, 22]重力 G 仅一部分转换为各向等正压应力值, 并称之为重力附加静水压力 P_G , $P_G = \frac{1.1 + \nu}{3.1 - \nu} G$ ^[24, 33]。如果 $\nu = 0.25$, 可知每 100m 岩柱的重力产生的附加静水压力 P_G' 仅为 $14.711 \times 10^5 \text{ Pa}$ 。因此, 首先要从总压力值 P 中消除构造附加静水压力值 P_s 之后, 如果把剩余的值 P_G 看作是重力引起成岩的静水压力值时, 就应该用 P_G' 去除 P_G 换算上覆岩石的厚度, 即成岩深度值 $H = P_G / P_G'$ 。这些参数及测算结果列于表 7。

表 7 含柯石英榴辉岩形成深度的构造校正测算值

Table 7 Calculation of the structure-corrected formation depth of coesite-bearing eclogite

样号	P	P_s	P_G	P_G'	H/km
Y ₁	≥ 28000	23279.1	4720.9	14.711	32.09
Y ₂	≥ 28000	23276.87	4723.13	14.711	32.106

4 含柯石英榴辉岩壳源成因的同位素证据

为了确定形成深度, 对于大别超高压带含柯石英榴辉岩进行了岩石学、地球化学与同位素研究, 特别是同位素研究, 对大别超高压带含柯石英榴辉岩的形成深度提供了重要证据。

4.1 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素特征

文献^[46]对大别超高压带进行了 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素研究, 发现大别超高压带榴辉岩 ϵ_{Sr} 变化于 18 ~ 42 之间, ϵ_{Nd} 介于 -6.1 ~ -17, 表明岩石来自于大陆地壳物质, 没有发现有地幔物质加入的证据^[47]。

4.2 氧同位素特征

大别超高压带榴辉岩的岩石和矿物氧同位素研究结果是^[46~51], 其中英山县和碧溪岭榴辉岩 $\delta^{18}\text{O}$ 大约为 3^[4], 双河榴辉岩约为 -3, 青龙山含柯石英榴辉岩 $\delta^{18}\text{O}$ 低达 -8 ~ -10^[47]。这一结果指出, 超高压变质岩原岩是地壳成因并在变质作用之前已经与天水的氧同位素交换, 而且, 在超高压变质岩中迄今尚未发现与地幔物质有氧同位素交换的证据。

4.3 He 同位素特征

大别超高压变质带含柯石英榴辉岩的 He 同位素研究结果发现^[52], 除了碧溪岭一个样品之外, 大别超高压变质带的所有榴辉岩样品均显示 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值从 0.79×10^{-7} 到 $0.35 \times$

$10^{-\tau[47]}$, 说明变质原岩是大陆地壳成因, 并且在这些岩石中也没有发现地幔源 He 加入的痕迹。

上述同位素资料与该区超高压变质岩形成深度 $\geq 100\text{km}$, 甚至深达 300km 的地幔的观点截然相反。为了解释这一问题, 一些研究者提出一系列的假说, 主要有: ①岩石俯冲和抬升速度非常快; ②岩石非常干并缺乏流体; ③变质岩非常厚且与地幔物质隔绝。据称, 在这些条件下, 大别超高压变质岩可以保持它们原岩的同位素特征。然而, 这些假说缺乏足够的支持。首先, 超高压变质作用过程, 业已确定, 至少经历 15Ma , 变质温度 $\geq 700^\circ\text{C}$ 。如果超高压变质原岩曾与大气降水发生过氧同位素交换, 那么, 它应该含有水和含水矿物。它们会在超高压变质过程中产生流体, 而实际上, 在大别榴辉岩中也已经发现流体包裹体。其次, 许多榴辉岩被包在大理岩之中, 在高温高压变质作用期间, 这些碳酸盐岩会产生 CO_2 , 成为变质流体的主要组分。第三, 大别地区出露的榴辉岩是从几十厘米的小碎片到 180m^2 的大岩块, 不象是在超高压变质作用期间从外部带来而形成的。因此, 我们不相信超高压变质作用在地幔停留长达 15Ma 之后仍可以保持壳源原岩的同位素标记而不被幔源同位素“污染”的说法。相反, 该区含柯石英榴辉岩形成于 $\geq 32.09 \sim 32.11\text{km}$ 深处的研究结果是合理的, 所有上述问题都可以解释。由于它们形成于地壳环境, 自然观察不到地幔物质加入的痕迹。

5 结论

(1) 构造不仅使受力岩石产生变形, 而且使其产生体变。该体变的应力即为构造附加的各向等正压(张)应力张量, 这里称之为构造附加静水压(张)力 P_S 。在地壳同一深度, 不同性质的构造变形部位 P_S 值不同。

(2) 地壳中某点的静水压力 P 是由重力引起的静水压力 P_G 和构造附加静水压力 P_S 的复合, 因此, 要估算上覆岩石的厚度(深度)必先从 P 中除去 P_S 之后, 再用剩余的 P_G 去估算。此法称之为“成岩(成矿)深度的构造校正测算”。

(3) 大别超高压变质带除了埋藏较深之外, 还遭受到构造挤压产生的很大的构造附加静水压力和差异应力作用。作者通过英山县榴辉岩中的石榴子石的位错密度恢复其主要退变质阶段的差应力值。

(4) 通过石榴子石塑性变形测量和差应力值的恢复, 能够计算三维主应力值和构造附加静水压力值, 经构造校正测算获得该处含柯石英榴辉岩的形成深度是 $32.09 \sim 32.11\text{km}$ 。

(5) 同位素研究结果否定了大别含柯石英榴辉岩是在地幔环境中形成的假说。相反, 本项研究认为该含柯石英榴辉岩形成于 $32.09 \sim 32.11\text{km}$ 的深度是有足够的地质依据的。

作者对已故郭文魁先生、张炳熹先生以及宋叔和、李廷栋、马宗晋、欧阳自远、叶大年、任继舜和沈其韩等先生的长期以来的帮助, 对邵立勤、马宏剑和叶玉江先生对本研究的多年支持表示感谢。

参 考 文 献

- [1] 兰姆赛, J.R. 岩石的褶皱作用和断裂作用 [M]. 单文琅等译. 北京: 地质出版社, 1985. 1~300.
- [2] 哈克, A. 变质作用——岩石转变的研究 [M]. 蒋荫吕译. 北京: 地质出版社, 1981. 1~373.
- [3] 王嘉荫. 应力矿物概论 [M]. 北京: 地质出版社, 1978. 1~238.
- [4] 杨开庆. 关于构造控岩控矿与构造成岩成矿问题 [A]. 地质力学论丛, 第6号 [C]. 北京: 科学出版社, 1982.

9~19.

- [5] 刘瑞 . 显微构造地质学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 1988. 1~235.
- [6] Jones, M E. The relationships between metamorphism and deformation of rock [J]. *J. Struct, Geol.*, 1981, 3 (3): 333 ~ 338.
- [7] 李晓波. 成矿作用与地球动力学 [A]. 当代地质科学前沿 [C]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993. 49~54.
- [8] 张荣华, 胡书敏, J. Posey-Dinwty, etc.. 高温高压的流动溶液内矿物-水反应动力学研究 [J]. *中国科学, B 辑*, 1989, 34 (11): 1212~1222.
- [9] Carpenter J R. Apparent retrograde metamorphism: another example of the influence of structural deformation on metamorphic differentiation [J]. *Contr. Miner. Petrol.*, 1968, 17: 173~186.
- [10] Caron J M, Potdevin J L and Sicard E. Solution deposition processes and mass transfer in the deformation of a minor fold [J]. *Tectonophysics*, 1987, 35 (1~3): 77~86.
- [11] 周济元, 余祖成, 毛玉元, 等. 动力驱动矿液运移的若干问题与成矿预测 [A]. 地质力学文集, 第 9 集 [C]. 北京: 地质出版社, 1989. 47~58.
- [12] 西协亲雄. 构造应力与斑岩铜矿形成作用的关系 [J]. 金昌斗译. *国外地质科技*, 1985, (6): 97~111.
- [13] 徐树桐, 刘贻灿, 江来利, 等. 大别山高压变质带及其中的金刚石 [A]. 李清波, 戴金星, 李继亮, 刘如琦主编. 现代地质学研究文集 [C]. 南京: 南京大学出版社, 1992. 157~165.
- [14] Doukhan N, Sautter V, Doukhan J C. Ultradeep, ultramafic mantle xenoliths: transmission electron microscopy preliminary results [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1994, 82: 195~207.
- [15] Jun-ichi Ando, Kiyoshi Fujino, Toru Tadeshita. Dislocation microstructures in naturally deformed silicate garnets [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1993, 80: 105~116.
- [16] Ji Shaocheng, Jaccques Martignole. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature [J]. *Journal of Structural Geology*, 1994, 16 (7): 985~986.
- [17] Chen J, Zhai M G, Ye K. Coesite-bearing eclogite in Yingshan area, Hubei province [A]. *Contributions to mineralogy, petrology and geochemistry* [C]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1996. 115~120.
- [18] 吕古贤. 北京延庆石槽铜矿田构造研究 (中英文) [A]. *中国地质科学院年报* [C]. 北京: 地质出版社, 1982. 192~194, 471~473.
- [19] 吕古贤, 孔庆存. 胶东玲珑-焦家式金矿地质 [M]. 北京: 科学出版社, 1993. 1~260.
- [20] 吕古贤. 关于构造作用力影响静水压力问题 [J]. *科学通报*, 1995, 40 (3): 286.
- [21] 吕古贤. 石槽铜矿动力变砂卡岩成矿问题探讨 [A]. *地质力学研究所刊*, 第 7 号 [C]. 北京: 地质出版社, 1986. 71~92.
- [22] 吕古贤. 山东玲珑金矿田成矿深度的研究和测算 [J]. *科学通报*, 1995, 40 (15): 1399~1402.
- [23] 朱作山, 任英忱. 应用数理统计方法研究玲珑、焦家两种类型金矿床的成因 [J]. *地质找矿论丛*, 1988, 3 (3): 72~78.
- [24] 吕古贤. 山东玲珑金矿田和焦家金矿田成矿深度的研究与测算方法 [J]. *中国科学 (D)*, 1997, 27 (4): 337~342.
- [25] Chen J, Zhao Z Y, Wang Q M. Plastic flow of sphere in high-pressure mylonite [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1995, 40: 655~658.
- [26] 陈 晶, 王清晨, 翟明国, 等. 榴辉岩中石榴石的塑性变形特征 [J]. *中国科学 (B)*, 1995, 25 (10): 1115~1120.
- [27] 吕古贤. 构造物理化学的初步探讨 [J]. *中国区域地质*, 1991, (3): 254~261.
- [28] Hassan A B, Jafar H, Abdolali B. Self-similar cataclasis in the Saltville thrust zone [J]. Knoxville, Tennessee. *J Geophysical Research*, 1995, 100 (B9): 18075~18084.
- [29] Murrell S A F. Theology of lithosphere-experimental indications [J]. *Tectonophysics*, 1976, 36: 5~24.
- [30] 杨敏之, 吕古贤. 胶东绿岩带金矿地质地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 1~232.
- [31] 肖益林, 傅 斌, 李晓光, 等. 大别山碧岭榴辉岩变质温压条件计算及氧同位素研究 [J]. *地球学报*, 1997, 18 (3): 318~323.
- [32] 郑永飞, 傅 斌, 肖益林, 等. 大别山榴辉岩氢氧同位素组成及其地球动力学意义 [J]. *地球学报*, 1997, 18 (3): 336.
- [33] 吕古贤, 刘瑞 . 重力和构造力在地壳中的作用 [J]. *高校地质学报*, 1996, 2 (1): 28~37.

- [34] 任纪舜. 中国大陆的组成、结构、演化和动力学 [J]. 地球学报, 1994, (3 ~ 4): 3 ~ 13.
- [35] 王方正. 高压、超高压变质岩形成深度讨论 [J]. 地球科学, 1996, 21 (1): 41 ~ 44.
- [36] Powell R. Regression diagnostics and robust in eothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited [J]. Journal of Metamorphic Geology, 1995, (3): 327 ~ 343.
- [37] Mirwald P W, Massonne H J. Quartz coesite transition and the comparative friction measurements in piston-cylinder apparatus using talcalsimag-glass (TAG) and NaCl high pressure cell [J]: a Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte, 1980, (164): 469 ~ 477.
- [38] Holland T J B. The reaction albite jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 ~ 1200°C [J]. Am. Miner., 1980, (65): 129 ~ 134.
- [39] Hollister L S, Grissom G C, Peters E K et al. . Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons [J]. Am. Mineral. 1987, (72): 231 ~ 239.
- [40] Blundy J D, Holland T J B. Calcic amphibole equilibrium and a new amphibole-plagioclase geothermometer [J]. Contrib Mineral Petrol, 1990, (104): 208 ~ 224.
- [41] Twiss R J. Variable sensitivity piezometric equations for dislocation density and subgrain diameter and their relevance to olivine and quartz [A]. In: Hobbs B. E., Heard H. C. eds. Mineral and Rock Deformation [C]. Laboratory Studies Am Geophys Union Geophys Monogr, 1986, (36): 247 ~ 261.
- [42] De Bresser J H P. Intracrystalline deformation of calcite [M]. Ph D. Thesis, Institut voor Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit Utrecht, 1991. 191.
- [43] 王仁, 何国琦, 王永法. 地球动力学简介——现状与展望 [A]. 构造地质学进展 [C]. 北京: 地质出版社, 1982. 166 ~ 173.
- [44] 乐光禹, 杜思清. 应力叠加和联合构造 [J]. 中国科学 (B) 辑, 1986, 31 (8): 867 ~ 877.
- [45] 科兹洛夫斯基 E A. 科拉超深钻井 (上) [M]. 张秋生主译. 北京: 地质出版社, 1991. 1 ~ 218.
- [46] Li S G, Xiao Y L, Liou D L, et al. . Collision of the north China and Yangtse blocks and formation of coesite-bearing eclogite: timing and processes [J]. Chemical Geology, 1993, (109): 89 ~ 111.
- [47] 丁悌平. 大别山超高压变质岩形成深度的同位素限制 [J]. 地质力学学报, 2000, 6 (3):
- [48] 杨东生, 刘敬秀, 于桂香. 大别山-苏鲁榴辉岩带氧同位素特征及其地质意义 [J]. 科学通报, 1994, 39 (2): 151 ~ 153.
- [49] Yui T F, Rumble III D, Lo C H. Unusually low $\delta^{18}\text{O}$ ultra-high-pressure metamorphic rocks from the Sulu Terrain, eastern China [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, (59): 2859 ~ 2864.
- [50] Yui T F, Rumble III D, Chen C H and Lo C H. Stable isotope characteristics of eclogite from the ultra-high-pressure metamorphic terrain, east-central China [J]. Chemical Geology, 1997, (137): 135 ~ 147.
- [51] Zheng Y F, Fu B, Gong B and Li S. Unusually light oxygen in eclogite from Qinglongshan in the Su-Lu terrane [J]. China. Sci. Bull., 1995, (40): 129 ~ 130.
- [52] Li Y H, Li J C, Song H B and Liu X C. Helium isotope geochemistry of ultrahigh-pressure metamorphic eclogites from the Dabie-Sulu terrane in east China [J]. Acta Geologica Sinica, 2000, 74 (1): 14 ~ 18.

ON THE DEPTH OF THE FORMATION OF COESITE-BEARING ECLOGITE OF DABIE UHPM ZONE, CENTRAL CHINA

LU Gu-xian¹, CHEN Jing², DING Ti-ping³, LI Xiao-bo⁴, LIU Rui-xun⁵

(1. Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China; 2. Electron Microscopy Laboratory, Peking University, Beijing 100871, China; 3. Open Research Laboratory of Isotope Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 4. Institute of Geological Information, Beijing 100037, China; 5. Department of geology, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: The plastic deformation of garnet in coesite-bearing eclogite, quartz eclogite and garnet amphibolite of the ultrahigh-pressure metamorphic (UHPM) complex in Yingshan County in the Dabie Mt. is studied by the transmission electron microscope (TEM). It is shown that the garnets have undergone ductile deformation during eclogite and amphibolite metamorphic facies. Microstructures of the garnet vary greatly from coesite-bearing eclogite to quartz eclogite and garnet amphibolite.

The 3-D tectonic principal stresses and the hydrostatic pressure with a coupled tectonic stress (P_s) are reconstructed by differential stress and strain ratio (α) of garnet in minor coesite-bearing eclogite, and whereby the gravity and thickness of overlying rocks are determined. The formation depth of $\geq 32.09 \sim 32.11$ km of the coesite-bearing eclogite in Yingshan County in the Dabie UHPM zone is obtained from $P_C (P - P_S)$ where P is the pressure where the transformation of coesite phase took place, and $P_S = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$. P is known to be 2.8 GPa by Qz-coes geobarometer. This result (ca 32 km depth) is much smaller than 100 km depth of eclogite in Dabie UHPM zone as achieved by others by the method of weight/special weight (W/SW). Strong tectonism is thought to have made a great contribution to the formation of eclogite in the Dabie UHPM zone.

Key words: formation depth; Dabie UHPM zone; coesite-bearing eclogite; tectonocorrected method