

南大别太湖地区榴辉岩峰期变质温压条件 及所揭示的构造含义

石永红¹, 王清晨², 林伟²

(1. 合肥工业大学 资源与环境工程系, 安徽 合肥 230009; 2. 中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要: 通过岩石学、矿物成分和峰期变质温压条件的研究表明, 南大别变质块体由超高压带、高压/超高压“混合”带和高压带 3 个变质单元组成, 具有区域上的温压渐变趋势。应用 5 个 Grt-Cpx 温度计和 Grt-Cpx-Phe 压力计, 对榴辉岩的峰期变质温压条件计算显示, 自北向南, 可分为 4 个温压域, 温度压力逐渐降低: 760~950°C, 3.5~4.1 GPa→660~750°C, 2.7~3.1 GPa→640~780°C, 2.0~2.7 GPa→550~680°C, 1.5~2.3 GPa, 这表明南大别变质块体在俯冲过程中是一个连续的块体。然而, 超高压带和高压带之间的压力差异以及不同变质带内相邻榴辉岩之间的压力差、无序分布特征及其与围岩的构造接触关系显示, 南大别变质块体经历了强烈的缩短过程, 现今榴辉岩的分布特征反映的是折返至地表的状态。

关键词: 南大别, 太湖地区, 榴辉岩, 峰期变质温压条件

中图分类号: P588.3, P541

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2006)02-0127-10

The peak *p-T* conditions of eclogites from Taihu area in southern Dabie and its tectonic implications

SHI Yong-hong¹, WANG Qing-chen² and LIN Wei²

(1. School of Resources & Environments Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China; 2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: On the basis of petrology, mineral composition and peak *p-T* conditions of the eclogites from Taihu area in southern Dabie terrain, the authors hold that southern Dabie Terrain is composed of three metamorphic zones, namely, the ultrahigh pressure zone, the high/ultrahigh pressure ‘mixed’ zone, and the high pressure zone, with a regional *p-T* gradient trend. Five Grt-Cpx thermometers and Grt-Cpx-Phe barometers were used to evaluate the peak *p-T* conditions of these eclogites. Four *p-T* regions have been identified, and their metamorphic temperature and pressure decrease gradually from north to south, being 760~950°C, 3.5~4.1 GPa; 660~750°C, 2.7~3.1 GPa; 640~780°C, 2.0~2.7 GPa; and 550~680°C, 1.5~2.3 GPa respectively. These features imply that southern Dabie Terrain was a coherent terrain during the subduction. However, the existence of the pressure gaps between the UHP zone and the HP zone or among adjacent eclogites in different metamorphic zones, the chaotic spatial distribution of eclogites and their relationship with country rocks all demonstrate that southern Dabie terrain was shortened or juxtaposed during the exhumation, and that the present distribution of eclogites represent the status of exhumed eclogites.

Key words: southern Dabie; Taihu area; eclogites; peak *p-T* conditions

关于南大别变质块体的结构一直有着不同的认识(Liu and Wang, 1988; Wang *et al.*, 1992; Okay, 1993; Carswell *et al.*, 1997), Wang 等(1992)认为该块体具有一个区域上的温压渐变趋势, 是一个连续的块体, Okay(1993)和 Carswell 等(1997)则将南大别分为高压和超高压块体, 其间被花凉亭断裂所分割。有趣的是他们对于断裂位置的划分却各不相同(图 1): Okay(1993)的界线位于花凉亭大坝北约 3 km 处, Carswell 等(1997)的界线则穿过花凉亭大坝, 这也从另一个侧面反映了南大别变质块体构成的复杂性。Liu and Wang(1988)根据高压和超高压榴辉岩相间产出的特征, 认为南大别是一个巨大的“混杂”块体。目前, 人们普遍接受的是 Okay(1993)和 Carswell 等(1997)的观点。然而, 随着研究的深入, 他们的观点遇到了新的挑战。在经典的“冷”榴辉岩

带地区, Rolfo 等(2000)发现的超高压的白片岩组合, Liu 等(2001)发现锆石中的柯石英以及 Li 等(2004)在高压榴辉岩带中柯石英的确定都表明, 该变质块体并不是简单地由高压(“冷”)和超高压(“热”)榴辉岩带组成, 至少这两者的界线值得商榷。类似的情形, 在挪威 Western Gneiss Region 地区也存在, Krogh(1977), Griffin(1987)和 Cuthbert 等(2000)根据榴辉岩的 K_D 值、温度和压力的渐变趋势, 认为该地区为一完整的变质块体, 而 Wain(1997, 2000)则将该地区分为两个变质单元: 高压变质省和超高压变质省。为此, 本次研究选择大别山太湖地区花凉亭水库为研究区(图 1), 通过对榴辉岩的岩石学、矿物成分和峰期变质温压条件的研究, 分析和探讨了南大别变质块体的结构。

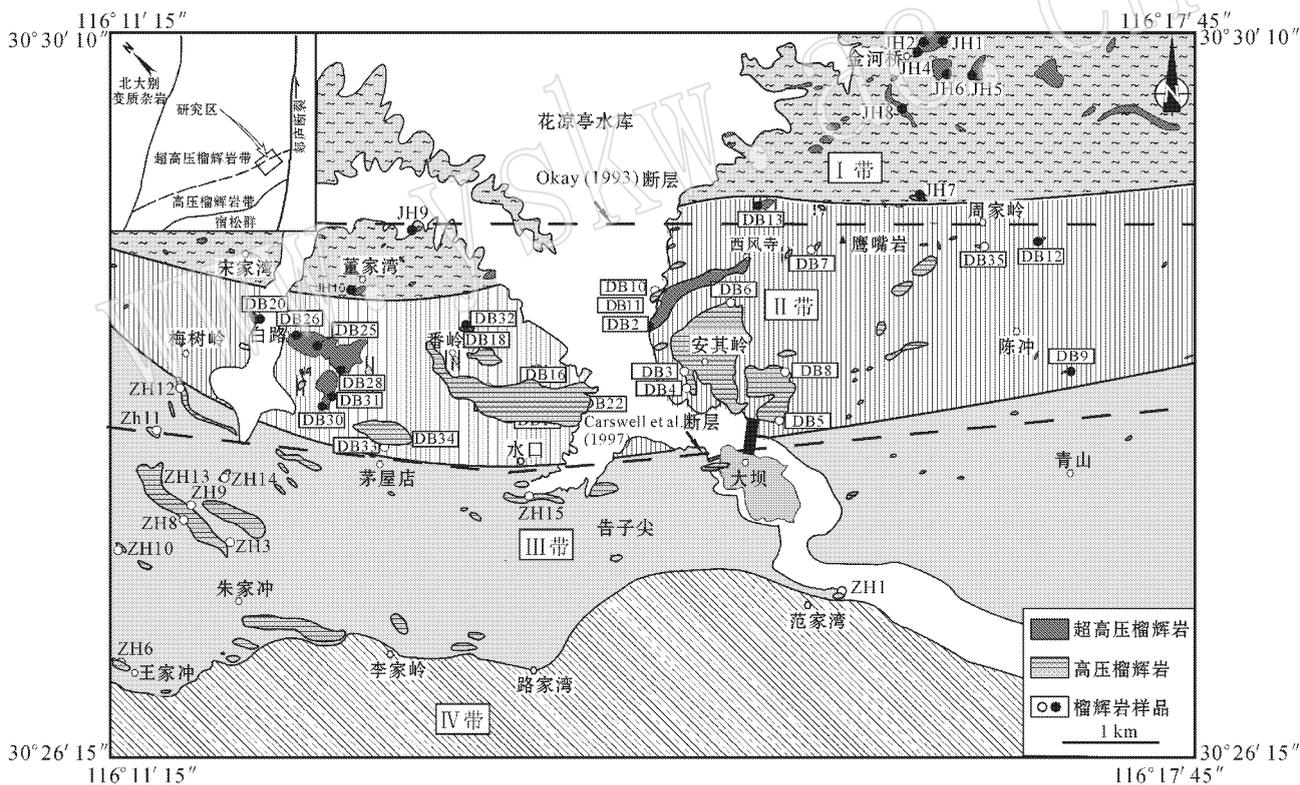


图 1 研究区地质图 [插图据 Okay(1993)修改]

Fig. 1 Geological map of the study area, the insert figure from Okay(1993)

1 地质背景

研究区位于南大别高压榴辉岩带和超高压榴辉岩带界线附近, 地理位置处于大别山太湖县花凉亭水库东端, 出露面积约 100 km²(图 1)。根据岩性组

合特征和变质温压条件的变化, 全区自北向南分为 4 个带: I 带, 主要分布于宋家湾—董家湾—周家岭以北地区, 组成岩石为绿帘黑云斜长片麻岩, 为一单斜层, 面理倾向南—南南东, 线理倾伏向为南东。超高压榴辉岩多呈透镜体、层状产于该片麻岩中, 共生围

岩为斜长角闪片麻岩和大理岩,常具有石榴石和绿辉石变质分异成分层,其主要分布于金河桥附近。Ⅱ带,位于Ⅰ带以南,梅树岭—茅屋店—水口—大坝—青山以北地区,主要由花岗片麻岩组成,面理发育程度不一,产状变化较大,总体南倾,线理则稳定发育,倾向为南东。该带包含高压榴辉岩和超高压榴辉岩,规模大小不一,大者约1 km²,小者几十厘米,呈巨块状、条带状或透镜体产出,变形以紧密褶皱为主。Ⅲ带,主要由黑云母片麻岩组成,其间夹少量的花岗片麻岩和云母片岩,分布于梅树岭—茅屋店—水口—大坝—青山和王家冲—李家岭—张家湾—范家湾之间,高压榴辉岩多以块状,层状形式产于该片麻岩之中,共生围岩为斜长角闪片麻岩和片岩,变形微弱。Ⅳ带,位于研究区最北端,主要为含石榴石的白云母片岩和二云母片岩,其间夹少量石榴角闪岩团块,不含任何类型的榴辉岩,面理倾向南—南南西,线理倾向南东。

2 岩相学特征

文中的矿物名称的缩写依据 Kretz (1983)。由于本文主要依据峰期变质温压条件讨论榴辉岩的类型,所以这里主要分析榴辉岩的峰期矿物组合,后期退变组合暂不讨论。

2.1 超高压榴辉岩

此类榴辉岩的峰期矿物组合主要由石榴石、绿辉石、多硅白云母、柯石英和金红石组成(图 2a 和 b)。石榴石呈他形—半自形,粒径约 0.5~3 mm,内部除含柯石英和金红石外,无其他包体,其中柯石英高正突起,具放射状裂纹(图 2a),石榴石边缘常形成由 Prg + Ab 和 Bt + Ab 组成的“冠状”反应边,绿辉石呈他形,粒径约 1~5 mm,常被 Di + Hb + Ab 组成的后成合晶所替代;多硅白云母呈他形—半自形,粒径约 0.5~2 mm,常被 Bt + Ab 组成的后成合晶所替

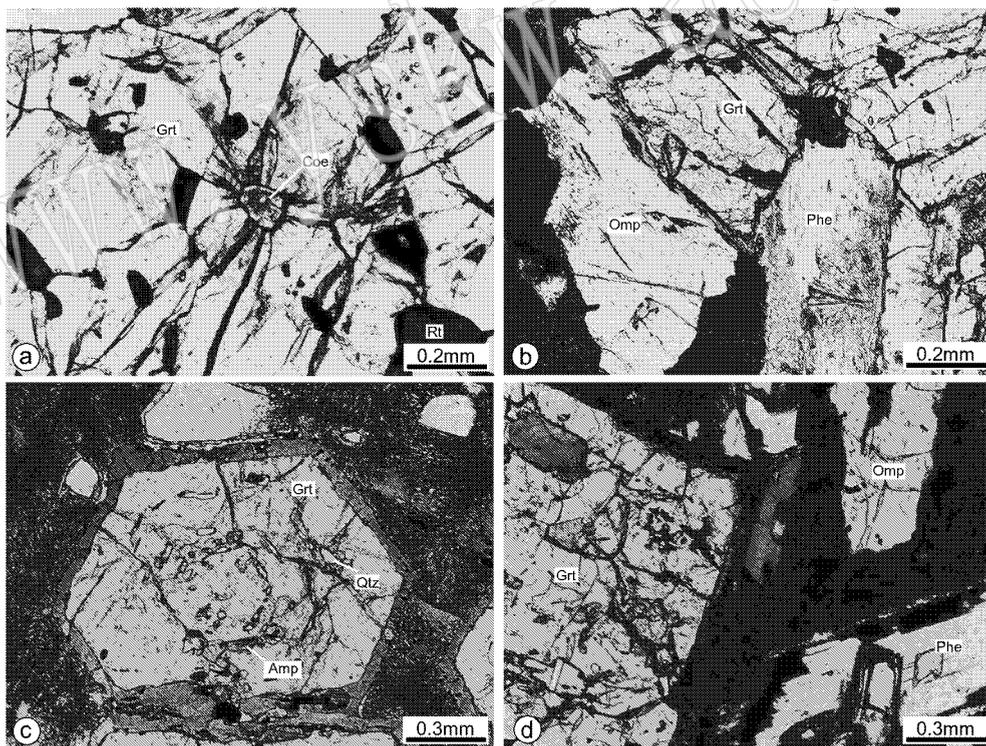


图 2 榴辉岩峰期矿物组合显微照片

Fig. 2 Microphotos of peak mineral assemblage in eclogites

a—超高压榴辉岩石榴石(Grt)中的柯石英(Coe); b—超高压榴辉岩中石榴石、绿辉石(Omp)和多硅白云母(Phe)平衡结构; c—高压榴辉岩石榴石中的早期矿物; d—高压榴辉岩中石榴石、绿辉石和多硅白云母平衡结构

a—coesite in the garnet from UHP-eclogite b—the equilibrium texture of garnet omphacite and phegite from UHP-eclogite c—the early minerals in the garnet from HP-eclogite d—the equilibrium texture of garnet omphacite and phegite from HP-eclogite

代,金红石有两种存在形式,一种见于石榴石包体中

呈他形,粒径约 0.1~0.3 mm,另一种存在于基质

中,边缘形成榭石反应边。

2.2 高压榴辉岩

该类榴辉岩在朱家冲一带最为发育,是典型的高压(“冷”)榴辉岩。其最显著的特征是石榴石具良好的自形,早期矿物保存完好,并呈明显的环带状分布(图 2c),不含任何超高压变质矿物。峰期矿物主要为石榴石、绿辉石、多硅白云母、蓝晶石、石英、金红石和斜黦帘石(细小颗粒)(图 2d)。石榴石多呈自形,粒径约 1~5 mm,环带构造明显,含有大量的早期矿物包体(图 2c),边缘具 $\text{Pr}_g + \text{Ab}$ 和 $\text{Bt} + \text{Ab}$ 的反应边;绿辉石粒径约 0.3~2 mm,呈他形~半自形,多以碎斑形式存在于基质中;多硅白云母呈他形~半自形,粒径约 0.1~1 mm,常形成 $\text{Bt} + \text{Ab}$ 组成的后成合晶;蓝晶石具自形~半自形,粒径大小不一(0.3~2 mm),金红石主要存在于石榴石包体和基质中,前者为早期组合,后者属于峰期组合,多呈他形,粒径约 0.2~0.5 mm,斜黦帘石为自形,粒径细小,约 0.1~0.3 mm。

3 峰期变质温压条件

本次研究对 47 块榴辉岩样品进行了电子探针分析,其中超高压榴辉岩样品为 20 个,高压榴辉岩样品为 27 个,并对这两类榴辉岩中的石榴石、绿辉石和多硅白云母进行了成分剖面分析,矿物分析数据见表 1。矿物测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针分析实验室完成,仪器型号为 CAMECA SX51,工作条件为加速电压 15 kV,电子束流 20 nA。矿物结构式的计算是:石榴石以 12 个 O、绿辉石以 6 个 O、多硅白云母以 11 个 O 进行计算,其中石榴石和绿辉石的 Fe^{2+} 调整是采用电价平衡方法计算的。

3.1 石榴石、绿辉石和多硅白云母成分剖面

从图 3a 和 b 可以看出,两类榴辉岩中的石榴石显示了不同的成分样式。在超高压榴辉岩中的石榴石(图 3a),除 300 μm 处的成分受裂隙影响之外,其

表 1 太湖地区榴辉岩峰期矿物中石榴石、绿辉石和多硅白云母代表性成分

$w_B/\%$

Table 1 Representative composition of garnet, omphacite and phengite from eclogites in Taihu area

类型 矿物 样号	I 带超高压榴辉岩			II 带榴辉岩			III 带高压榴辉岩		
	Grt	Omp	Phe	Grt	Omp	Phe	Grt	Omp	Phe
	JH10	JH10	JH10	DB16	DB16	DB16	ZH11	ZH11	ZH11
SiO ₂	38.25	56.30	52.25	39.85	55.61	54.99	39.01	55.63	52.24
TiO ₂	0.05	0.09	0.32	0.11	0.05	0.24	0.08	0.04	0.18
Al ₂ O ₃	21.63	11.85	23.82	22.28	9.04	25.61	21.77	9.80	26.90
Cr ₂ O ₃	0.00	4.83	0.00	0.10	8.30	0.05	0.00	6.48	0.04
MgO	5.77	0.13	3.92	9.30	0.09	4.59	6.57	0.00	4.07
FeO	21.32	0.02	2.52	20.67	0.00	3.21	24.21	0.08	2.04
MnO	0.42	7.20	0.08	0.53	7.39	0.00	0.48	7.62	0.03
CaO	11.76	11.15	0.03	7.85	11.34	0.00	8.65	12.45	0.00
Na ₂ O	0.01	7.73	0.25	0.02	7.84	0.34	0.02	7.28	0.37
K ₂ O	0.00	0.00	10.07	0.00	0.00	9.05	0.02	0.02	10.31
总量	99.21	99.30	93.25	100.71	99.66	98.07	100.79	99.40	96.18
O p. f. u	12	6	11	12	6	11	12	6	11
Si	2.97	2.01	3.57	3.00	1.99	3.51	2.99	2.00	3.44
Ti	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Al	1.98	0.50	1.90	1.98	0.38	1.92	1.96	0.42	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.09	0.01	0.00	0.01	0.17	0.00	0.06	0.10	0.00
Mg	0.67	0.38	0.40	1.04	0.39	0.44	0.75	0.41	0.40
Fe ²⁺	1.30	0.13	0.14	1.29	0.08	0.17	1.49	0.10	0.11
Mn	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Ca	0.98	0.43	0.00	0.63	0.44	0.00	0.71	0.48	0.00
Na	0.00	0.54	0.03	0.00	0.54	0.04	0.00	0.51	0.05
K	0.00	0.00	0.87	0.00	0.00	0.73	0.00	0.00	0.86
总数	8.00	4.00	6.93	8.00	4.00	6.82	8.00	4.00	6.95

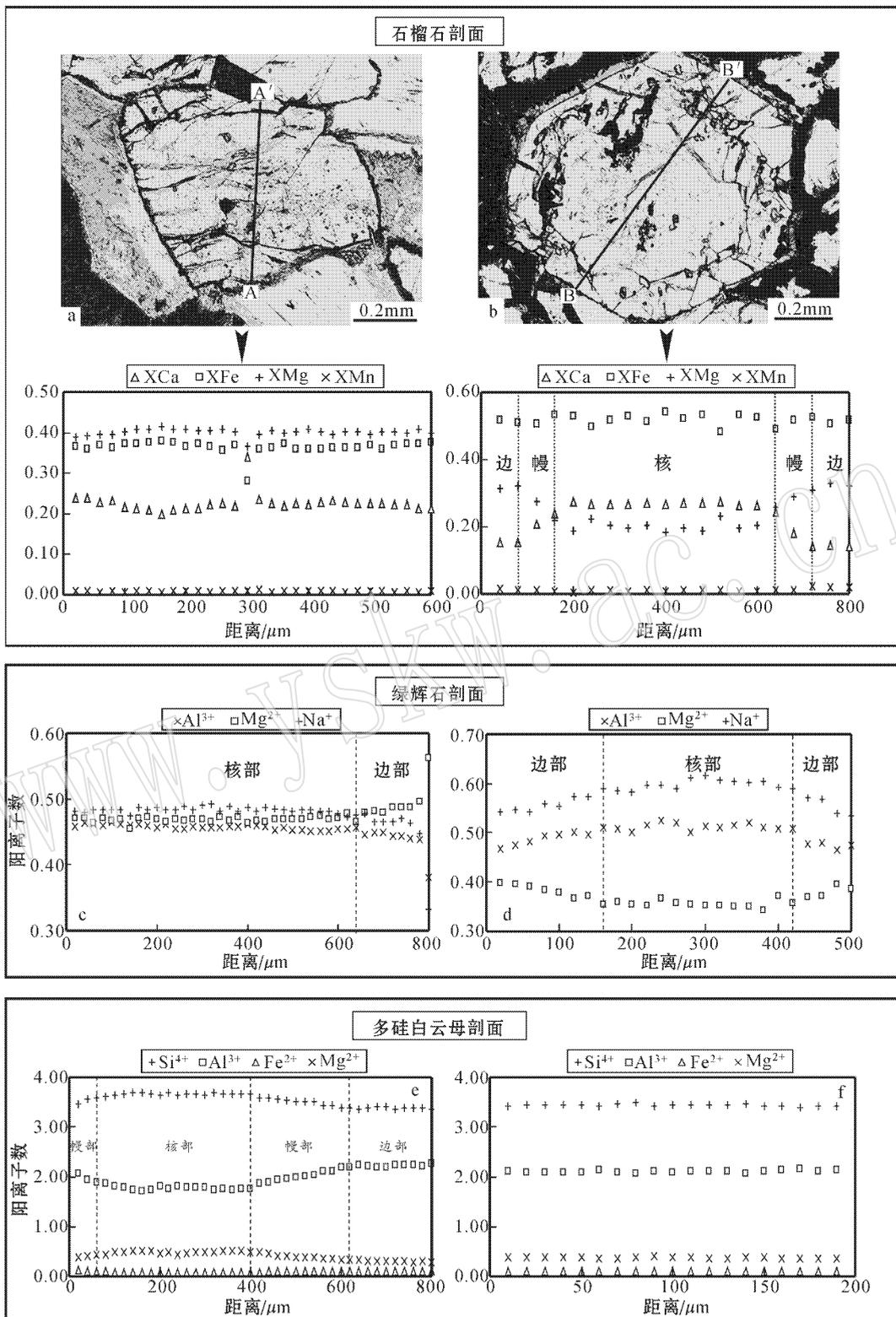


图 3 榴辉岩中主要矿物成分剖面

Fig.3 Composition profiles of main minerals in eclogites

a, c 和 e 为超高压榴辉岩中石榴石、绿辉石和多硅白云母成分剖面图 b, d 和 f 为高压榴辉岩中石榴石、绿辉石和多硅白云母成分剖面图

a, c and e are the compositional profiles of garnet ,omphacite and phengite from UHP-eclogites ; b, d and f are the compositional profiles of garnet , omphacite and phengite from HP-eclogites

X_{Mg} 、 X_{Fe} 、 X_{Ca} 和 X_{Mn} 成分剖面相对平坦,没有成分环带结构显示,表明其形成温度较高,达到了均一化的程度。高压榴辉岩中的石榴石则具有明显的进变质环带成分特征(图 3b),分为核、幔和边 3 个部分,其中 X_{Mg} 自边部至核部逐渐降低, X_{Ca} 则呈相反变化, X_{Fe} 显示了相对不规则的变化,但总体具有核部至边部逐渐降低的趋势, X_{Mn} 则呈现稳定平坦的特征。

相比较而言,两类榴辉岩中绿辉石成分剖面则具有相同的退变环带特征(图 3c 和 d),略有不同的是退变程度不一致,其中超高压榴辉岩的绿辉石边部 Al^{3+} 和 Na^+ 轻微降低, Mg^{2+} 略微增高(图 3c);高压榴辉岩的绿辉石边部 Al^{3+} 和 Na^+ 明显降低, Mg^{2+} 明显增高(图 3d)。在多硅白云母成分剖面中(图 3e 和 f)超高压榴辉岩的多硅白云母(图 3e)发育完整的退变环带,从核部到边部, Si^{4+} 逐渐降低,而高压榴辉岩的多硅白云母则显示平坦的剖面特征(图 3f)表明后期的改造对其影响不大。

3.2 高压和超高压类榴辉岩的峰期变质温压条件

岩相学研究表明,高压和超高压榴辉岩的峰期组合均包含石榴石、绿辉石和多硅白云母,这为进行峰期温压条件的评价奠定了基础。利用 Grt-Cpx 的 Fe-Mg 交换温度计(Ellis and Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988; Ai, 1994; Krogh-Ravna, 2000)和 Grt-Cpx-Phe 压力计(Waters & Martin, 1996)可以计算得到平衡的温度、压力值(表 2)。在计算峰期变质温压条件时,矿物成分对的正确选择是十分关键的。从矿物的成分剖面分析可以看出(图 3)这些矿物具有不同型式的环带。因此,在峰期矿物成分选取时,对于超高压榴辉岩的石榴石成分,选取核部 X_{Mg} 相对较高的部分,高压榴辉岩中的石榴石,由于具有前进变质环带的特征,其峰期矿物成分选取边部高 X_{Mg} 的部分(Carswell *et al.*, 1997);而两类榴辉岩的绿辉石则选取核部高 Al^{3+} 和 Na^+ 的部分,该部分代表了高 Jd 组分,意味着压力最高(Holland, 1980);超高压榴辉岩的多硅白云母选取核部高 Si^{4+} 的部分,高压榴辉岩的多硅白云母则尽量选取中间高 Si^{4+} 的部分,这些部分代表着峰期变质的成分(Velde, 1967; Massonne *et al.*, 1987)。为了便于比较,本文将 II 带中高压和超高压榴辉岩单独列出并用不同的符号表示(表 2 和图 4)。

由表 2 可知, Ellis and Green(1979)和 Ai(1994)的温度计得到的温度最高, Krogh(1988)的温度计计算的最低,而 Powell(1985)和 Krogh-Ravna

(2000)的温度计得到的温度较为相近,并介于三者之间。结合 Carswell 等(1997)和 Krogh-Ravna(2000)对于 Grt-Cpx 的 Fe-Mg 温度计的分析比较, 本文将以 Powell(1985)和 Krogh-Ravna(2000)的温度计计算的结果进行讨论。但是无论应用何种温度压力计,这些榴辉岩的温压条件均显示了逐渐降低的趋势。而在温压格子中(图 4)这种连续的关系表现得更为清晰,由超高压榴辉岩至高压榴辉岩,温度、压力呈现出连续的降低,特别是 II 带的榴辉岩和 III 带的榴辉岩连续性极好。

4 讨论

本文主要目的是通过对榴辉岩的峰期变质温压条件的研究,分析和探讨南大别变质块体的结构。因此,合理地评价温度、压力的误差是十分重要的。误差的来源主要有 4 个方面:①矿物成分对的选择;②矿物分析误差;③温压计的精度误差;④石榴石、绿辉石和多硅白云母的 Fe^{2+} 调整的误差,其中绿辉石的 Fe^{2+} 调整对温度、压力计算影响尤为明显。但笔者认为这些误差可以被限制在最小的范围内,因为本次研究的分析数据均在同一实验室完成,对不同矿物进行了详细的成分剖面分析,合理地选择了矿物成分对,应用不同的温压计进行比较,并采用了相同的温度计(Krogh, 2000; Powell, 1985)和压力计(Waters & Martin, 1996)进行温压条件评价,同时对矿物的 Fe^{2+} 的调整均应用电价平衡方法。综合这 4 方面的影响因素,根据榴辉岩的峰期的温压值求得标准偏差,并进行相互比较(表 2),确定其误差为 $p = \pm 0.20 \text{ GPa}$, $t = \pm 60^\circ\text{C}$ 。

根据榴辉岩的峰期变质温压条件并结合其空间的分布特征,可以看出自北向南,研究区内的榴辉岩可分为 4 个逐渐降低的温压域(表 2 和图 4),其中 I 带中超高压榴辉岩为 $760\sim 950^\circ\text{C}$ 、 $3.5\sim 4.1 \text{ GPa}$, II 带中超高压榴辉岩为 $660\sim 750^\circ\text{C}$ 、 $2.7\sim 3.1 \text{ GPa}$, II 带中高压榴辉岩为 $640\sim 780^\circ\text{C}$ 、 $2.0\sim 2.7 \text{ GPa}$, III 带中高压榴辉岩为 $550\sim 680^\circ\text{C}$ 、 $1.5\sim 2.3 \text{ GPa}$ 。对照图 4 和图 5a、b 可以看出, I 带中超高压榴辉岩严格位于石英/柯石英相变线之上, III 带中高压榴辉岩位于相变线之下, II 带中的高压和超高压榴辉岩则分别位于相变线两侧,并且与 III 带的高压榴辉岩呈明显的渐变关系。不同的是 II 带中的超高压榴辉岩和 I 带的超高压榴辉岩显示了一个压力差,但根据它

表 2 太湖地区榴辉岩峰期变质温压条件
Table 2 Peak *p-T* conditions of eclogites from Taihu area

类型	样品	$t_{E79}/^{\circ}\text{C}$	p_{WM96}/GPa	$t_{P85}/^{\circ}\text{C}$	p_{WM96}/GPa	$t_{K88}/^{\circ}\text{C}$	p_{WM96}/GPa	$t_{A94}/^{\circ}\text{C}$	p_{WM96}/GPa	$t_{K20}/^{\circ}\text{C}$	p_{WM96}/GPa
I 带超 高压榴 辉岩	JH1	868	3.61	846	3.59	731	3.49	938	3.67	808	3.56
	JH2	926	3.71	906	3.69	787	3.59	1 024	3.80	882	3.67
	JH4	912	3.88	892	3.84	777	3.63	1 009	4.06	882	3.82
	JH5	831	3.63	809	3.58	705	3.35	886	3.75	787	3.53
	JH6	919	4.10	898	4.05	781	3.77	1 027	4.35	915	4.09
	JH7	908	3.89	888	3.84	779	3.56	1 004	4.13	911	3.90
	JH8	883	3.56	865	3.53	767	3.38	943	3.66	841	3.50
	JH9	802	3.87	780	3.82	673	3.57	849	3.98	767	3.79
	JH10	958	3.67	942	3.65	841	3.51	1 046	3.79	942	3.65
	平均值	890	3.77	870	3.73	760	3.54	970	3.91	860	3.72
	误差	49	0.17	51	0.17	50	0.13	69	0.23	62	0.19
II 带超 高压榴 辉岩	DB2	733	2.82	710	2.81	617	2.78	739	2.82	669	2.80
	DB9	742	2.77	719	2.77	622	2.76	750	2.77	683	2.77
	DB12	740	2.80	717	2.76	629	2.62	747	2.81	698	2.73
	DB13	808	2.77	786	2.76	681	2.76	837	2.77	747	2.76
	DB16	784	2.79	762	2.77	662	2.70	806	2.80	716	2.74
	DB25	762	3.04	740	3.02	650	2.95	778	3.05	688	2.98
	DB26	798	3.08	778	3.07	690	3.00	822	3.10	743	3.04
	DB28	777	3.04	755	3.04	651	3.02	802	3.04	717	3.03
	DB30	780	3.09	757	3.06	656	2.92	808	3.13	743	3.04
	DB31	761	2.79	739	2.77	649	2.71	774	2.80	704	2.75
	DB32	794	2.82	773	2.82	680	2.82	816	2.82	710	2.82
	平均值	771	2.89	749	2.88	653	2.82	789	2.90	711	2.86
	误差	25	0.14	26	0.14	24	0.13	33	0.15	26	0.13
	II 带高 压榴辉 岩	DB3	723	2.60	699	2.61	592	2.62	723	2.60	641
DB4		815	2.50	791	2.51	635	2.51	840	2.50	728	2.51
DB5		794	2.04	772	2.04	652	2.03	802	2.04	727	2.03
DB6		813	2.09	793	2.10	700	2.16	827	2.08	738	2.13
DB7		751	2.59	726	2.54	598	2.27	761	2.61	697	2.48
DB8		867	2.73	845	2.71	705	2.57	923	2.78	838	2.70
DB10		769	2.15	747	2.14	664	2.12	770	2.15	704	2.13
DB11		768	2.52	747	2.51	660	2.44	778	2.53	698	2.47
DB17		804	2.67	783	2.67	684	2.67	829	2.67	748	2.67
DB18		749	2.51	727	2.51	645	2.51	751	2.51	665	2.51
DB19		827	2.53	805	2.53	690	2.50	859	2.54	777	2.52
DB20		735	2.68	713	2.66	631	2.60	736	2.68	677	2.64
DB22		829	2.52	807	2.51	672	2.45	862	2.54	774	2.50
DB33		806	2.38	784	2.39	669	2.40	827	2.38	740	2.39
DB34		739	2.46	715	2.44	619	2.37	740	2.46	667	2.40
DB35		710	2.39	686	2.39	579	2.36	703	2.39	641	2.37
平均值		781	2.46	759	2.45	650	2.41	796	2.47	716	2.44
误差	45	0.21	45	0.20	38	0.19	60	0.21	54	0.20	
III 带高 压榴辉 岩	ZH1	634	1.50	611	1.50	536	1.51	591	1.50	559	1.51
	ZH3	666	1.80	643	1.80	553	1.81	635	1.81	584	1.81
	ZH6	618	1.64	595	1.65	525	1.70	576	1.67	535	1.70
	ZH8	638	2.00	617	2.01	550	2.04	603	2.02	555	2.04
	ZH9	741	1.79	719	1.79	610	1.79	727	1.79	662	1.79
	ZH10	637	2.17	617	2.16	548	2.14	601	2.16	557	2.14
	ZH11	718	2.14	697	2.14	621	2.13	705	2.14	648	2.13
	ZH12	713	2.29	690	2.28	599	2.24	703	2.29	646	2.26
	JH13	750	2.16	727	2.15	629	2.10	748	2.15	673	2.12
	ZH14	663	1.95	640	1.95	559	1.93	635	1.95	598	1.94
	ZH15	670	1.96	645	1.96	543	1.97	642	1.96	588	1.96
	平均值	677	1.94	655	1.94	570	1.94	651	1.95	600	1.94
	误差	46	0.24	46	0.24	37	0.22	60	0.24	49	0.23

E79 :Ellis and Green(1979)的 Grt-Cpx 温度计 ;P85 :Powell(1985)的 Grt-Cpx 温度计 ;K88 :Krogh(1988)的 Grt-Cpx 温度计 ;A94 :Al(1994)的 Grt-Cpx 温度计 ;K20 :Krogh-Ravna(2000)的 Grt-Cpx 温度计 ;WM96 :Waters & Martin(1996)的 Grt-Cpx-Phe 压力计。

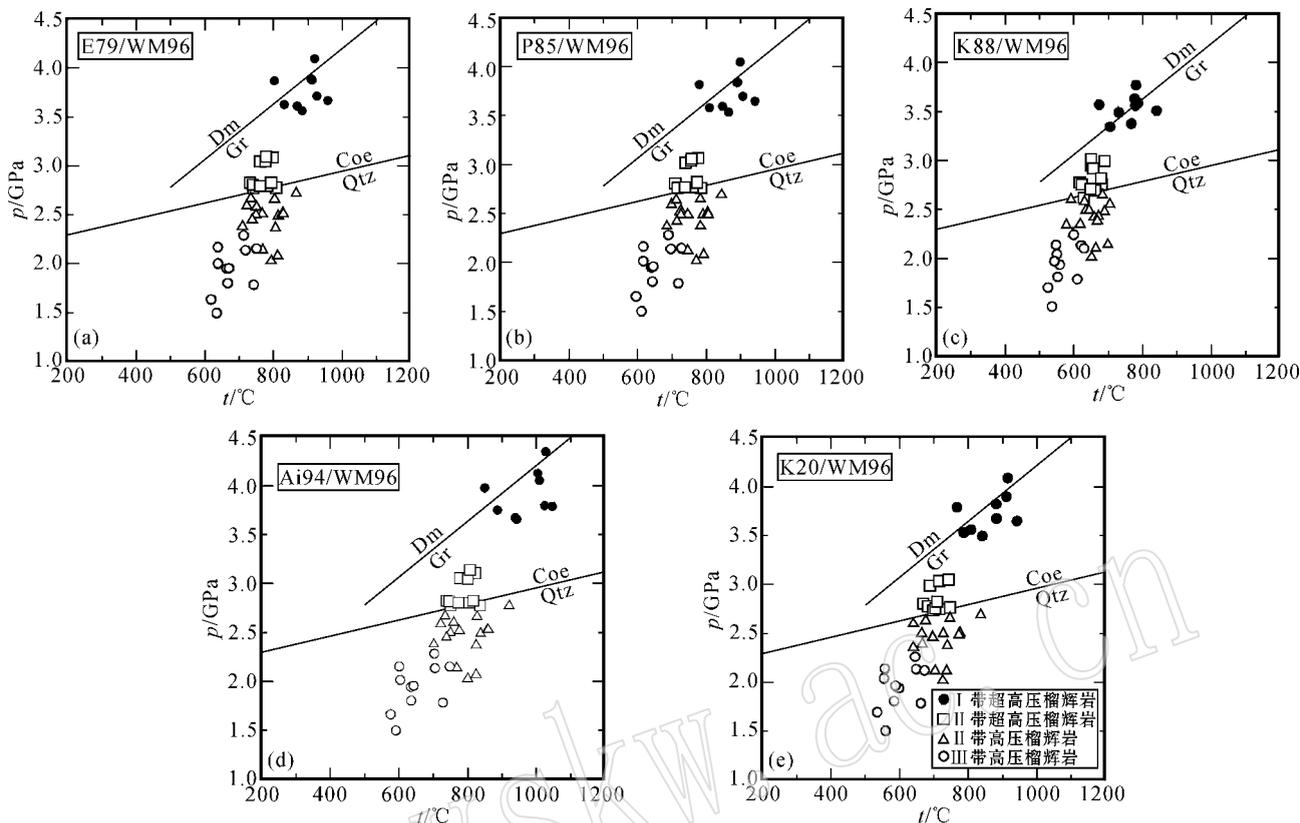


图 4 太湖地区榴辉岩峰期变质温压条件图

Fig. 4 p - T plots of thermobarometric results for eclogites in Taihu area

们均含有柯石英的特征,可以确定两者都经历了超高压变质作用,应属于同一块体。同时依据这些榴辉岩的平均温压值,可以确定出 4 个温度压力点,并拟合出一条近于 $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 的“地温梯度”线(图 5a 和 b 的虚线)据此构建了榴辉岩板片初始的俯冲状态。由图 5c 可知,其最初相当于一个完整的连续板片,其中 UHP 带等同于 I 带,位于榴辉岩板片的最前端,俯冲最深;HP 带等同于 III 带,位于榴辉岩板片的最后端,俯冲最浅;HP/UHP 带则对应于 II 带,可能相当于高压和超高压榴辉岩组成的“混合”带,俯冲深度介于前两者之间。Cuthbert 等(2000)曾经在挪威 Western Gneiss Region 地区确定该“混合”带的存在,并认为其可能相当于高压至超高压的“相变带”。尽管目前没有充分的证据表明其是一个“相变带”,但是从温压条件、高压和超高压榴辉岩的空间分布特征看,其至少应当是高压块体和超高压块体的界限带,而不是一个简单的断层。由于俯冲深度的不同,该带的高压榴辉岩的温压条件高于 III 带的高压榴辉岩,而超高压榴辉岩温压条件低于 I 带的超高压榴辉岩。

实际上,如果不考虑 II 带榴辉岩的存在,Okay (1993) 和 Carswell 等(1997)的观点是合理的。但由于研究程度和区域的差异,他们缺乏 II 带榴辉岩的样品详细研究资料,并没有意识到温压渐变的趋势。对比我们目前的研究结果,南大别变质块体具有区域上的温压渐变特征,其应当是一个连续的块体,并不是简单地由高压和超高压块体组成的单元。

当然,不可否认的是各变质带中榴辉岩的压力差的存在。从榴辉岩的平均压力值来看(表 2),I 带超高压榴辉岩的平均压力为 3.72 GPa,III 带高压榴辉岩的平均压力为 1.94 GPa,而在研究区(图 1),两者的最大平面距离最多 8~10 km,扣除温压误差的因素(± 0.20 GPa, $\pm 60^{\circ}\text{C}$),两者压力差可达 1.2 GPa,大约 30~40 km 地壳的厚度的丢失。即使是相邻榴辉岩之间的压力差异也是十分明显的,例如,DB35 和 DB12、DB6 和 DB2、DB5 和 DB8 之间,压力差分别为 0.3 GPa、0.7 GPa 和 0.8 GPa。因此,单纯从连续的观点(Wang *et al.*, 1992)是无法解释目前榴辉岩的分布状态。通过野外地质填图和观测,可以发现研究区内的榴辉岩多是以块状、层状或透镜

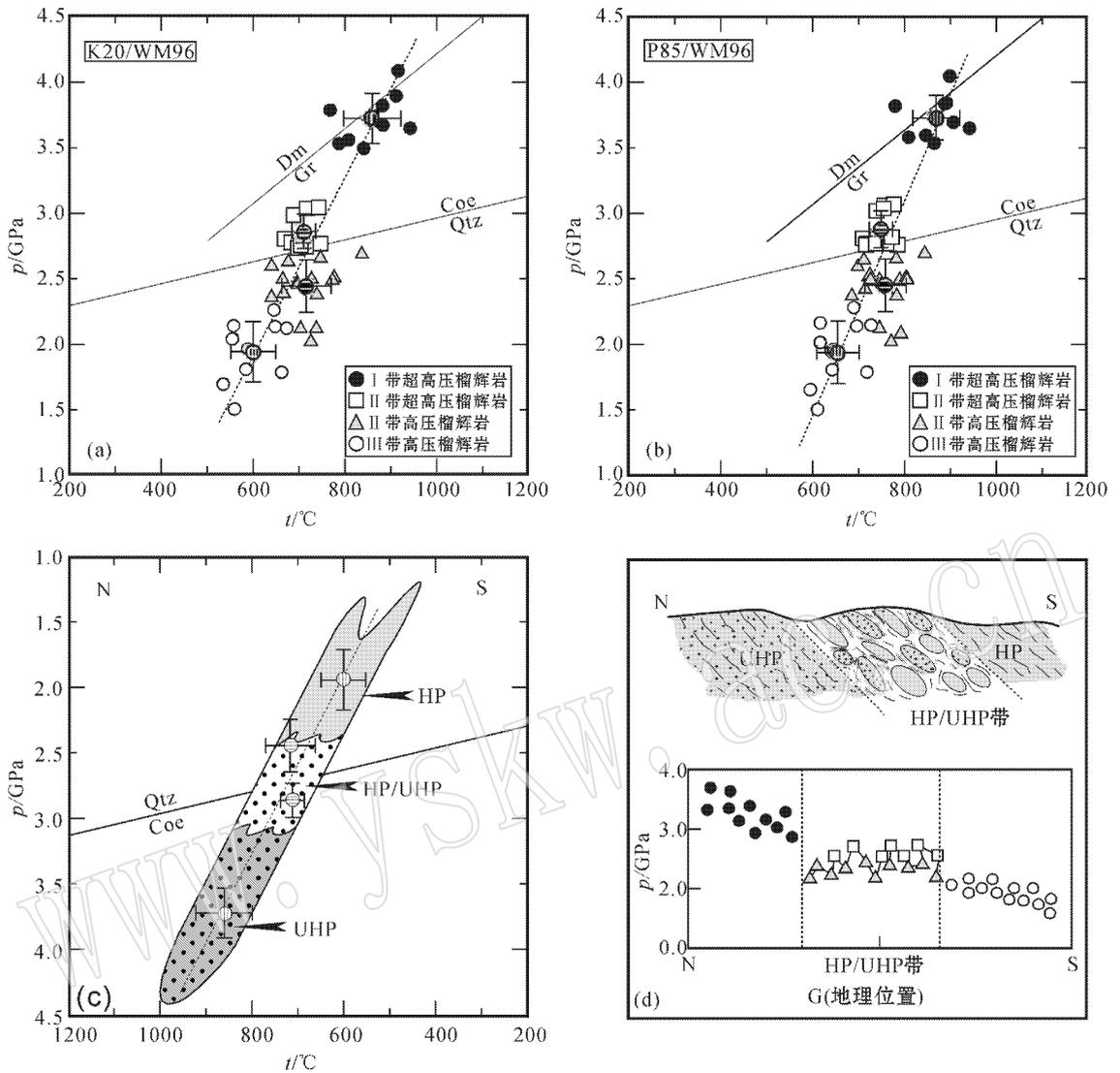


图 5 榴辉岩峰期变质温压条件渐变图(a、b)(虚线是一条近于 5°C/km 的“地温梯度”线)、榴辉岩板片俯冲状态示意图(c)和榴辉岩板片折返状态及压力-地理位置变化示意图(d)

Fig. 5 The plots of gradual p - T gradient for the peak p - T conditions of eclogites (a and b, the dash line is a reference geotherm of 5°C/km), the simplified diagram for eclogitic slab during subduction (c) and the simplified diagram for eclogitic slab during exhumation and p - G plots (d)

体产出,变形强烈,与围岩呈构造接触,并且 II 带中高压和超高压榴辉岩呈混乱分布,如 DB10 和 DB11 高压榴辉岩位于超高压榴辉岩北部(DB10),而 DB9 和 DB12 超高压榴辉岩则位于南部。这些现象表明榴辉岩板块在折返的过程中经历了强烈的缩短,导致了压力差的存在。如图 5d 所示,由于构造缩短作用,自北向南超高压带、高压/超高压“混合”带和高压带被挤压缩短成一个块体,其中高压/超高压“混合”带由于处于中间地带,致使高压和超高压榴辉岩无序“混合”产出,反映在压力-地理位置图中(图

5d),压力变化总体上显示北高南低的渐变特征,但因缩短作用,各变质带之间和局部块体之间表出明显的压力差特征。这种温压的区域变化的特征向西可以延伸到红安地区, Liu 等(2004)根据榴辉岩的峰期变质温压条件,建立了数条变质带,认为这些变质带具有区域上渐变特征,并在折返过程中经历了强烈缩短和叠置。尽管对于造成这种缩短的运动学的精细过程并不是十分清楚,但是无论是 Faure 等(1999, 2003)的不同板片下插堆叠模式,还是 Hacker 等(2000)整体的俯冲和折返模式,都具有强烈缩短

的过程。因此,现今榴辉岩的空间分布特征反映的是后期折返至地表的状态。

5 结论

(1) 根据研究区榴辉岩峰期变质温压条件及其空间分布特征的研究表明,南大别变质块体是由超高压带、高压/超高压“混合”带和高压带构成的。自北向南,其温度压力逐渐降低,显示了一种连续的特征,但这种连续性反映的是板片俯冲时状态。其中高压/超高压“混合”带是本次研究确定的,其形成环境相当于高压至超高压过渡的变质条件,由高压和超高压榴辉岩构成。

(2) 超高压带和高压带之间的压力差,不同变质带中榴辉岩之间的压力差,以及这些榴辉岩的无序分布特征,与围岩呈构造接触的关系表明,南大别变质块体经历了强烈的缩短,现今榴辉岩的分布特征反映的是折返至地表的状态。

Reference

- Ai Y. 1994. A revision of the garnet - clinopyroxene $Fe^{2+} - Mg$ exchange geothermometer [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 115 : 467 - 473.
- Carswell D A, O'Brien P J, Wilson R N, *et al.* 1997. Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of Central China [J]. *J. Metamorphic. Geol.*, 15 : 239 - 252.
- Cuthbert S J, Carswell D A, Krogh-Ravna E J, *et al.* 2000. Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides [J]. *Lithos*, 52 : 165 - 195.
- Ellis D J and Green D H. 1979. An experimental study of the effect Ca upon the garnet - clinopyroxene $Fe - Mg$ exchange equilibria [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 71 : 13 - 22.
- Faure M, Wei L, Scharer U, *et al.* 2003. Continental subduction and exhumation of UHP rocks. Structural and geochronological insights from the Dabieshan (East China) [J]. *Lithos*, 70 : 21 - 241.
- Faure M, Wei L, Shu L, *et al.* 1999. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high - pressure rocks [J]. *Terra Nova*, 11(6) : 251 - 258.
- Griffin W L. 1987. "On the eclogites of Norway" - 65 years later [J]. *Mineralogical Magazine*, 51 : 333 - 343.
- Harker B R, Ratschbacher L, Webb, L, *et al.* 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late Triassic - Early Jurassic tectonic unroofing [J]. *Journal of Geophysical research*, 105 : 13 339 - 13 364.
- Holland T J B. 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 - 1200°C [J]. *Am. Mineral*, 65 : 125 - 134.
- Kretz R. 1983. Symbols of rock-forming minerals [J]. *American Mineralogist*, 68 : 277 - 279.
- Krogh E J. 1977. Evidence for a Precambrian continent-continent collision in Western Norway [J]. *Nature*, 267 : 17 - 19.
- Krogh E J. 1988. The garnet - clinopyroxene $Fe^{2+} - Mg$ exchange geothermometer—a reinterpretation of existing experimental data [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 99 : 44 - 48.
- Krogh-Ravna E. 2000. The garnet - clinopyroxene $Fe^{2+} - Mg$ geothermometer: an updated calibration [J]. *J. metamorphic Geol.*, 18 : 211 - 219.
- Li X P, Zheng Y F, Wu Y B, *et al.* 2004. Low-T eclogite in the Dabie terrane of China: petrological and isotopic constraints on fluid activity and radiometric dating [J]. *Contribution Minerals Petrology*, 148(4) : 443 - 470.
- Liu J B, Ye K and Maruyama S. 2001. Mineral inclusions in Zircon from Gneisses in the ultrahigh-pressure Zone of the Dabie Mountains, China [J]. *Journal of Geology*, 109 : 523 - 535.
- Liu X and Wang Q. 1998. Quartz - eclogite in Shuanghe area of the Dabie Mountains: Hot or Cold? [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 7(4) : 569 - 575.
- Liu X, Wei C, Li S, *et al.* 2004. Thermobaric structure of a traverse across western Dabieshan: implications for collision tectonics between the Sino-Korean and Yangtze cratons [J]. *J. metamorphic Geol.*, 22 : 361 - 379.
- Massonne H J and Schreyer W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and Quartz [J]. *Contrib. Mineral. Petrol*, 96 : 21 - 224.
- Okay A I. 1993. Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrain: Dabie Shan, China [J]. *Eur. J. Mineral*, 5 : 659 - 675.
- Powell R. 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet - clinopyroxene geothermometer revisited [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2 : 33 - 42.
- Rolfo F, Compagnoni R, Xu S T, *et al.* 2000. First report of felsic whiteschist in the ultrahigh-pressure metamorphic belt of Dabie Shan, China [J]. *Eur. J. Mineral*, 12 : 883 - 898.
- Velde B. 1967. Si^{4+} Content of Natural Phengites [J]. *Contrib. Mineral. Petrol*, 14 : 250 - 258.
- Wain A. 1997. New evidence for coesite in eclogite and gneisses: Defining an ultrahigh-pressure province in the Western Gneiss region of Norway [J]. *Geology*, 25(10) : 927 - 930.
- Wain A, Waters D, Jephcoat A, *et al.* 2000. The high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite transition in the Western Gneiss Region, Norway [J]. *Eur. J. Mineral*, 12 : 667 - 687.
- Wang X, Liou J G and Shigenori Maruyama. 1992. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains, Central China: petrogenesis, p-t paths, and implication for regional tectonics [J]. *J. Geol.*, 100 : 231 - 250.
- Waters D J and Martin H N. 1996. Update of Waters and Martin (1993) [EB/OL]. <http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/research/eclogites/ecbar.html>.