

碳酸盐化泥质岩在 6.0 GPa 下的部分熔融行为研究

王美丽

(造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学, 北京 100871)

摘要: 深俯冲碳酸盐化泥质岩的部分熔融行为研究是探索地球深部碳循环必不可少的方向之一, 对地球深部物质循环、岩浆形成以及地幔化学成分不均一等过程起着不容忽视的作用。本文利用多顶砧大压机探索了 6.0 GPa、800~1 600 °C 下碳酸盐化泥质岩的部分熔融行为, 实验产物主要包括石榴子石、单斜辉石、柯石英、蓝晶石、碳酸盐矿物、多硅白云母以及熔体。碳酸盐矿物为方解石和菱镁矿, 存在于 6.0 GPa 固相线以下的实验产物中。相对于同等压力下其它碳酸盐化体系, 本文实验体系具有最低的固相线。部分熔融产生的熔体为硅酸盐熔体, 且随着温度的升高, 熔体比例逐渐增加, 熔体成分也发生了明显的变化。

关键词: 碳酸盐化泥质岩; 部分熔融; 高温高压; 碳酸盐矿物

中图分类号: P578.6; P579

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2016)03-0484-09

A study of the behavior of partial melting of carbonated pelites at 6.0 GPa

WANG Mei-li

(Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: The research on the partial melting systematics of subducting carbonated sediments is a necessary part of the study of deep carbon cycle and is also important for investigating the mass cycle, the genesis of magma and the mantle heterogeneity. The partial melting of carbonated pelites under the condition of 6.0 GPa and 800~1 600 °C was investigated using the multi-anvil apparatus. The experimental products include garnet, clinopyroxene, coesite, kyanite, carbonates, phengite and melts. The carbonate minerals are calcite and magnesite, which exist at the subsolidus experiments of 6.0 GPa. The experimental bulk composition of this study has the lowest melting temperature for all carbonated lithologies at 6.0 GPa. The partial melts are silicate melts, and their proportions increase with increasing temperature; in addition, their compositions change with increasing temperature.

Key words: carbonated pelites; partial melting; high pressure and high temperature; carbonates

Fund support: National Natural Science Foundation of China(41020134003)

碳是地球的生命元素, 在地球生命中的作用无可替代, 作为化石燃料, 碳化石燃料是人类最主要的能源, 是人类生活不可或缺的重要组成部分, 因此碳在整个人类社会扮演着重要角色, 与人类生存息息相关。此外, 大气中 CO₂ 的收支平衡也深刻影响着全球气候的变化。伴随着全球变暖等问题的出现, 地球系统的碳循环受到了越来越多的重视(Javoy

et al., 1982; Dasgupta and Hirschmann, 2010), 尤其是地球深部碳循环(Keppler *et al.*, 2003; Dasgupta *et al.*, 2004; Hirschmann and Dasgupta, 2009; 宋文磊等, 2012; 张洪铭等, 2012)更成为研究的热点。地表碳通过板块俯冲(海洋沉积物、玄武质洋壳)作用进入地球内部, 部分碳再通过火山作用返回地表, 其中, 碳酸盐矿物的稳定性影响着碳的带

收稿日期: 2015-11-04; 接受日期: 2016-04-14

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41020134003)

作者简介: 王美丽(1986-), 女, 汉族, 博士研究生, 主要从事实验岩石学、矿物学方向研究, E-mail: meili-028@163.com。

入,而伴随部分熔融产生的熔体可能将碳带回地表,也可能与围岩地幔发生交代作用等等。

金刚石包裹体(Eldridge *et al.*, 1991; Daniels *et al.*, 1996; Brenker *et al.*, 2005)以及超高压岩层地质(Becker and Altherr, 1992; Chopin, 2003; Shatsky and Sobolev, 2003; Dobrzhinetskaya and Green, 2007)研究证实俯冲板块表层的沉积物完全可以进入地幔深部,因此,对富含碳酸盐矿物沉积物在俯冲过程中部分熔融行为的研究成为探索地球深部碳循环必不可少的方向之一,对地球深部物质循环、流体变化、岩浆形成以及地幔化学成分不均一过程起着不容忽视的作用。由于实验的复杂性,前人对碳酸盐化泥质岩的研究较少,直到近几年才逐步展开(Thomsen and Schmidt, 2008a, 2008b; Grassi and Schmidt, 2011a, 2011b; Tsuno and Dasgupta, 2011, 2012)。

前人研究结果表明,碳酸盐化泥质岩在所有主要俯冲岩石类型中具有最低的固相线;碳酸盐化泥质岩能够将碳酸盐矿物带入到地球深部,除非在极热俯冲条件下或者俯冲缓慢的情况下,这些碳酸盐矿物才会发生分解。尽管前人的研究达成了一些共识但还存在一些不足和差异。大多数研究都集中于低压范围内(< 5.0 GPa),仅有 Grassi 等(2011a, 2011b)对碳酸盐化泥质岩进行了高压实验(8.0~23.5 GPa)。此外, Tsuno 等(2011, 2012)和 Thomsens 等(2008a)的实验结果表明部分熔融产生硅酸盐熔体,而 Grassi 等(2011a, 2011b)的结果却为碳酸岩熔体,同时 Thomsens 等(2008b)发现了硅酸盐熔体与碳酸岩熔体的不混溶现象,推测不同的熔体成分可能与实验的温压条件相关,也可能是受不同的起始成分所影响。鉴于前述争议与不足,本文利用多顶砧大压机对富硅富水的碳酸盐化泥质岩进行了高温高压实验,探讨了其在 6.0 GPa 下的相关系、碳酸盐矿物的稳定性以及部分熔融产生的熔体组分特征等。

1 实验方法

实验初始成分以全球俯冲平均沉积物组成(GLOSS, Global subducting sediment, Plank and Langmuir, 1998)为参照物,但为了降低高温高压实验的难度,将其进行了简化:将 H_2O 含量减半,避免实验过程中过多的 H_2O 流失导致实验失败;用 CaO

和 MgO 代替 MnO 和 FeO ,避免难以控制氧逸度;并把 P_2O_5 含量设为 0。本文初始物质化学成分组成详见表 1。实验初始物质制备过程如下:以高纯度的 SiO_2 、 TiO_2 、 MgO 、 $CaCO_3$ 、 Na_2CO_3 、 K_2CO_3 为初始氧化物,通过管式高温炉合成硅酸盐玻璃,并将按比例称量好的 $Al(OH)_3$ 、 Al_2O_3 以及 $CaCO_3$ 粉末加入其中充分混合均匀,制备所获样品置于干燥皿内待用。其中,初始物质中 H_2O 含量主要是通过控制加入的 $Al(OH)_3$ 和 Al_2O_3 的比例来进行调节, CO_2 主要通过 $CaCO_3$ 粉末引入。

表 1 实验初始物质成分以及相比较的物质成分 $w_B/\%$

Table 1 Experimental bulk starting composition and comparative compositions

	GLOSS ^a	本文	AM ^b
SiO_2	58.57	62.22	47.6
TiO_2	0.62	0.71	0
Al_2O_3	11.91	12.6	22.8
FeO	5.21	0	9.2
MnO	0.32	0	0
MgO	2.48	4.02	2
CaO	5.95	8.82	6.8
Na_2O	2.43	2.17	2.4
K_2O	2.04	2.23	3.6
P_2O_5	0.19	0	0
CO_2	3.01	3.18	4.8
H_2O	7.29	3.85	1.1
Total	100.02	99.8	100.3

注: a 数据引自 Plank and Langmuir(1998); b 数据引自 Thomsen and Schmidt(2008b),为 Plank and Langmuir (1998)中 Ant543 泥质岩的类似组成。

高温高压实验在日本爱媛大学 GRC(Geodynamics Research Center, Ehime University, Japan)实验室完成,实验条件为: 6.0 GPa、800~1 600 $^{\circ}C$ 、保温时间从 5~48 h 不等。实验利用 1 000 t 多顶砧大压机(ORANGE-1000)进行。实验组装为 14/8 型,如图 1 所示,传压介质为半烧结 (Mg, Co)O 八面体,加热器材料为 $LaCrO_3$,样品仓材料选取 $Au_{75}Pd_{25}$,样品仓长度为 1.0~1.5 mm 左右。此外,为了节省实验成本,部分低温实验加热器使用石墨管。 $W_{97}Re_3-W_{75}Re_{25}$ 型热电偶置于中间位置,实验保温阶段所测温度波动不超过 $\pm 10^{\circ}C$ 。实验组装中放置了不同 Fe 、 Mg 含量的橄榄石,并根据不同橄榄石相中(橄榄石与瓦茨利石) Fe 、 Mg 的分配情况对高温下的压力进行了校正(Akaogi, 2007),压力误差估计为

± 0.5 GPa左右。

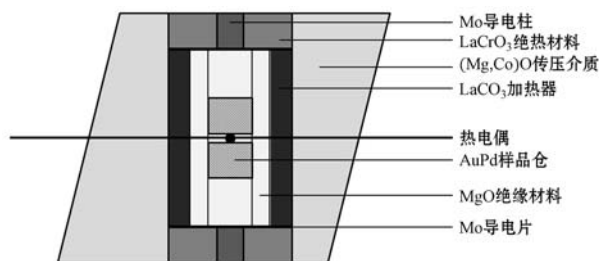


图 1 高温高压实验组装图

Fig. 1 A schematic illustration of the cell assembly for the high pressure and high temperature experiments

高压实验结束后,将获得的样品连同样品仓一起镶嵌于环氧树脂中并利用镀金刚石薄膜抛光盘进行干抛,抛光过程中,使用真空渗透仪不断地注入环氧树脂,以防熔体丢失。为了确定实验产物中的矿物相和熔体组成及其化学成分,对实验产物进行了扫描电镜(JEOL JSR-1000)、电子探针(JOEL-8800)以及拉曼光谱(Renishaw RS-SYS1000)测试,所有测试均在日本爱媛大学 GRC 实验室完成,其中,拉曼光谱主要用来辅助鉴定矿物相。对每个矿物相和熔体采取 5~10 个点进行电子探针化学成分分析,测试条件为:加速电压 15 kV,电子束电流 5 nA;矿物相测量束斑直径为 1 μm ,熔体分析区域采用非聚焦模式,束斑大小依据实际测量的熔体而有所变化,绝大多数都在 3~30 μm 范围内;此外,为了尽量减少 Na 和 K 在测试过程中的丢失,Na 和 K 的测试时间为 10 s,其他元素测试时间为 20 s。

2 实验结果

2.1 实验产物组成

高温高压实验条件及实验产物详见表 2。部分

实验产物的扫描电镜图片如图 2。柯石英出现在全部产物中,石榴子石、单斜辉石、碳酸盐矿物、含水矿物以及熔体也以主要组成在不同温度下的实验产物中出现,蓝晶石和含 Ti 相以次要组成相出现。

2.2 矿物相特征

2.2.1 石榴子石

石榴子石呈半自形状,颗粒大小为 5~30 μm 不等,少量石榴子石含有包裹体(单斜辉石或是柯石英),在 900~1100 $^{\circ}\text{C}$ 之间存在,随着温度的升高,石榴子石的颗粒逐渐变大,在实验产物中所占的比重逐渐变小。根据石榴子石化学成分分析结果计算得到石榴子石的端员组成(镁铝榴石和钙铝榴石)的摩尔百分比,如图 3 所示,镁铝榴石的含量随着温度的升高而递增,钙铝榴石却随着温度的升高而递减。

2.2.2 单斜辉石

单斜辉石一般呈不规则四方或者六方状,不同温度下颗粒大小变化较大,约为 3~50 μm 左右。据 Pertermann 等(2003)计算得到单斜辉石端员组成的摩尔百分比:以硬玉为主,其摩尔含量在 36%~53% 范围内变化,此外还含有一些透辉石-钙辉石等端员成分,硬玉的含量随着温度的升高而递减,如图 4 所示。

2.2.3 含碳矿物

6.0 GPa 下含碳矿物为方解石和菱镁矿。与前人的研究相比(Thomsens and Schmidt, 2008b; Grassi and Schmidt, 2011a, 2011b),本实验中碳酸盐矿物的存在温度相对较低,推测主要是由于初始成分中较高的 H_2O 含量降低了碳酸盐矿物消失的温度(Tsuno and Dasgupta, 2012)。

2.2.4 其他矿物相

柯石英是唯一一种在所有实验产物中均发现的矿物相。蓝晶石主要存在于部分高温实验产物中,

表 2 碳酸盐化泥质岩部分熔融实验条件及产物

Table 2 Experimental run conditions and phase assemblages of partial melting of carbonated pelites

实验编号	压力/GPa	温度/ $^{\circ}\text{C}$	保温时间/h	实验后矿物组成	熔体比例 ^a	Σr_2
OD1133	6.0	800	48	Cpxb, Coe, Phen, Arag, Mgs		
OD1130	6.0	900	48	Grt, Cpx, Coe, Phen, Arag, Mgs, Ky, Ti-phase		
OS2390	6.0	1000 $^{\circ}$	23.5	Grt, Cpx, Coe	15.6	1.32
OD1131	6.0	1100	48	Grt, Cpx, Coe, Ky	17.36	0.04
OS2405	6.0	1200 $^{\circ}$	28	Cpx, Coe, Ky	31.65	0.18
OD1144	6.0	1300	24	Cpx, Coe, Ky	20.6	3.37
OD1146	6.0	1400	24	Cpx, Coe	47.89	2.0
OD1147	6.0	1500	21.5	Coe	90.34	0.79
OD1150	6.0	1600	5	Coe	88.08	0.73

注: a 为熔体所占比例依据质量守恒定律计算得到,计算过程中的误差如 Σr_2 所示; Grt—石榴子石; Cpx—单斜辉石; Coe—柯石英; Phen—硅白云母; Arag—文石; Mgs—菱镁矿; Ky—蓝晶石; Ti-phase—含 Ti 相; Melt—熔体; c 为热电偶断开,温度根据功率来估计。

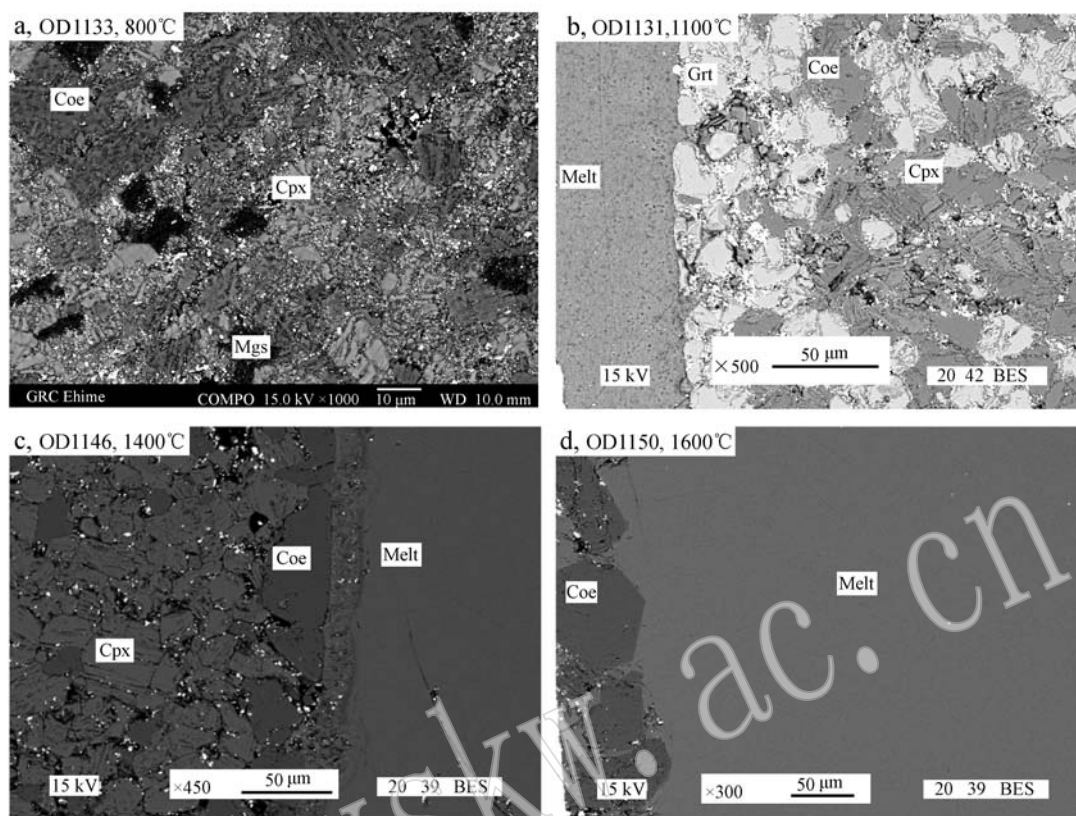


图2 实验产物的背散射电子图像(矿物名称缩写见表2)

Fig. 2 Back-scattered electron (BSE) images of experimental products

所占比重相对较小。含水矿物为多硅白云母,在 900~1 000℃之间消失。

2.3 固相线及熔体特征

固相线位于 900~1 000℃之间,主要依据含碳矿物的消失和较明显熔体的出现来判断。如图 5 所示,本文结果低于 Grassi 等(2011b)AM 体系的固相线,与其他碳酸盐化榴辉岩以及碳酸盐化橄榄岩相比,6.0 GPa 下本文固相线最低。

部分熔融的熔体均为硅酸盐熔体,熔体成分详见表 3。如图 6 所示,熔体中 SiO₂、Al₂O₃、MgO 以及 Na₂O 的含量随着温度的升高逐渐增加;TiO₂、CaO 以及 K₂O 的含量随着温度升高而逐渐降低。随着温度的升高石榴子石先消失,随即单斜辉石消失,最后只剩下柯石英和熔体共存。其中, SiO₂ 含量从 24.75% 增加到 56.31%,推测与初始成分中含有 CO₂ 相关; Na₂O 随着温度的升高逐渐分配到熔体中,这与单斜辉石端员成分硬玉所占的比例随温度升高而降低相一致; K₂O 主要存在于多硅白云母中,当发生熔融反应时,多硅白云母消失, K₂O 全部分配

到熔体中。根据发生熔融反应时前后实验产物的矿物相比比例的变化,得到部分熔融反应的方程: Phen + Arag + Mgs + (Cpx) → Melt + Grt + Coe + (Ky)。此外,由于样品难于抛光,熔体成分的检测结果也存在一定的偏差,因此,该反应的化学计量数没有得到很好地计算。

3 讨论

3.1 熔融行为

如图 5 所示,6.0 GPa 条件下,本文固相线位置低于 AM 体系 [Plank and Langmuir (1998) 中 Ant543 泥质岩的类似组成] 100℃ 左右,认为与本文初始成分中 H₂O 含量较高相关(表 1)。将本文固相线与前人榴辉岩 (Yasuda *et al.*, 1994; Dasgupta *et al.*, 2004; Tsuno and Dasgupta, 2011; Kisseva *et al.*, 2013) 以及橄榄岩 (Hirschmann, 2000; Brey *et al.*, 2009; Ghosh *et al.*, 2009) 的研究结果进行对比发现,本文实验结果远远低于干体系榴辉岩和橄榄岩

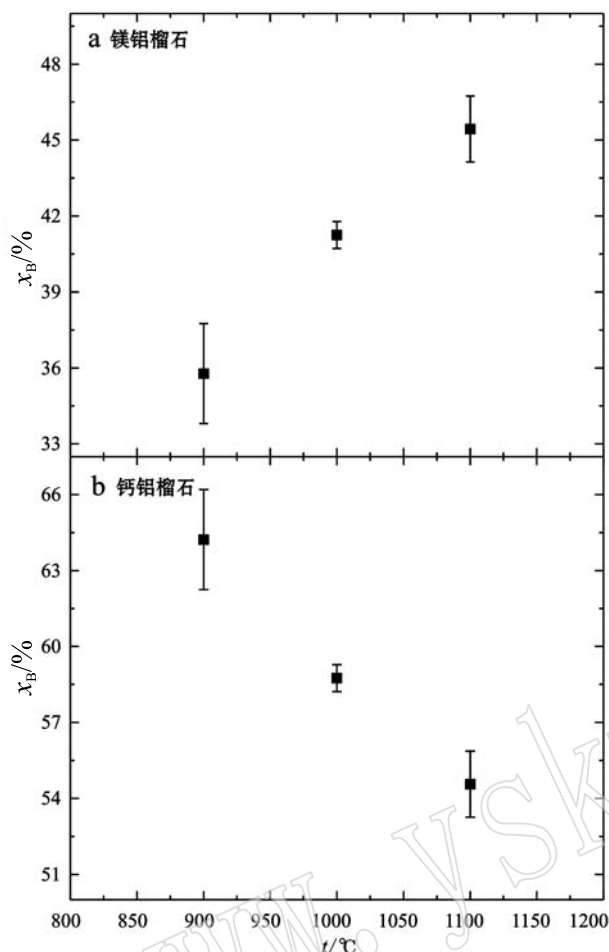


图 3 石榴子石的端员组成与温度的关系

Fig. 3 Experimental garnet compositions as a function of temperature

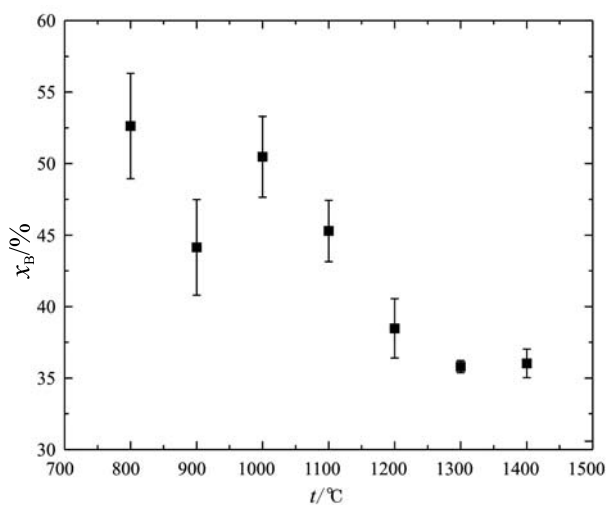


图 4 单斜辉石中端员组成硬玉所占比例与温度的关系

Fig. 4 Experimental clinopyroxene end-member jadeite component as a function of temperature

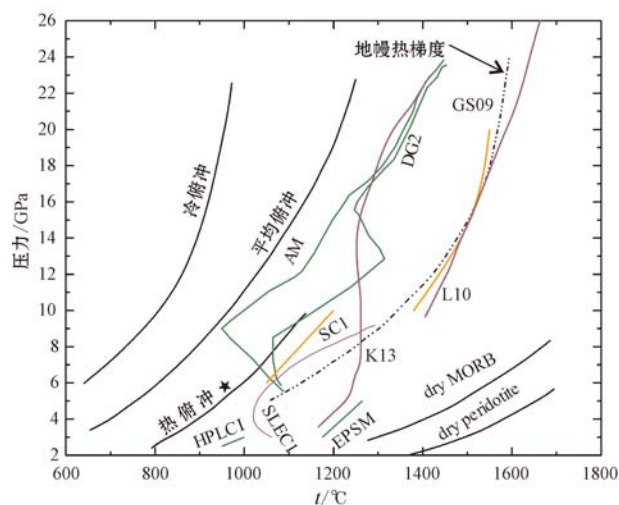


图 5 碳酸盐化泥质岩的固相线与典型的俯冲轨迹以及前人实验结果的对比

Fig. 5 Comparison of the solidus temperature of this study with typical subduction paths and the previous studies

的固相线,比含 CO_2 榴辉岩和橄榄岩体系的固相线低 100~五角星代表本次实验结果,绿色代表泥质岩的固相线;紫色代表榴辉岩;橙色代表橄榄岩。典型俯冲轨迹引自于 Peacock, 2003; 地幔热梯度引自 Akaogi *et al.*, 1989; AM and DG2: Grassi and Schmidt, 2011a, 2011b; HPLC1: Tsuno and Dasgupta, 2011; SC1: Brey *et al.*, 2009; SLEC1: Dasgupta *et al.*, 2004; EPSM: Spandler *et al.*, 2010; GS09: Ghosh *et al.*, 2009; dry MORB: Yasuda *et al.*, 1994; dry peridotite: Hirschmann, 2000; L10: Litasov and Ohtani, 2010; K13: Kisseva *et al.*, 2013

The star represents the result of this study. Green: pelites; Purple: eclogite; Brown: peridotite. Typical subduction paths are from Peacock, 2003; Mantle geotherm is from Akaogi *et al.*, 1989; AM and DG2: Grassi and Schmidt, 2011a, 2011b; HPLC1: Tsuno and Dasgupta, 2011; SC1: Brey *et al.*, 2009; SLEC1: Dasgupta *et al.*, 2004; EPSM: Spandler *et al.*, 2010; GS09: Ghosh *et al.*, 2009; dry MORB: Yasuda *et al.*, 1994; dry peridotite: Hirschmann, 2000; L10: Litasov and Ohtani, 2010; K13: Kisseva *et al.*, 2013

200°C。与典型的俯冲轨迹相比,本文实验体系(富硅富水的碳酸盐化泥质岩)的固相线位于平均俯冲和热俯冲轨迹之间,即在俯冲过程中,除非是较热的俯冲轨迹,本文实验体系才有可能发生熔融。然而,当俯冲速度减缓等过程引起板块温度升高时,6.0 GPa 处,本文实验体系随俯冲板块被带入到地球内部的过程中最有可能先发生熔融。此外,本论文体系实际的固相线可能更低,因为判定固相线时主要以明显熔体的出现为准。

3.2 碳酸盐矿物在俯冲过程中的稳定性

俯冲过程中含碳矿物的稳定性对于地球深部碳循环有着比较深刻的影响。前人对玄武岩地壳的熔

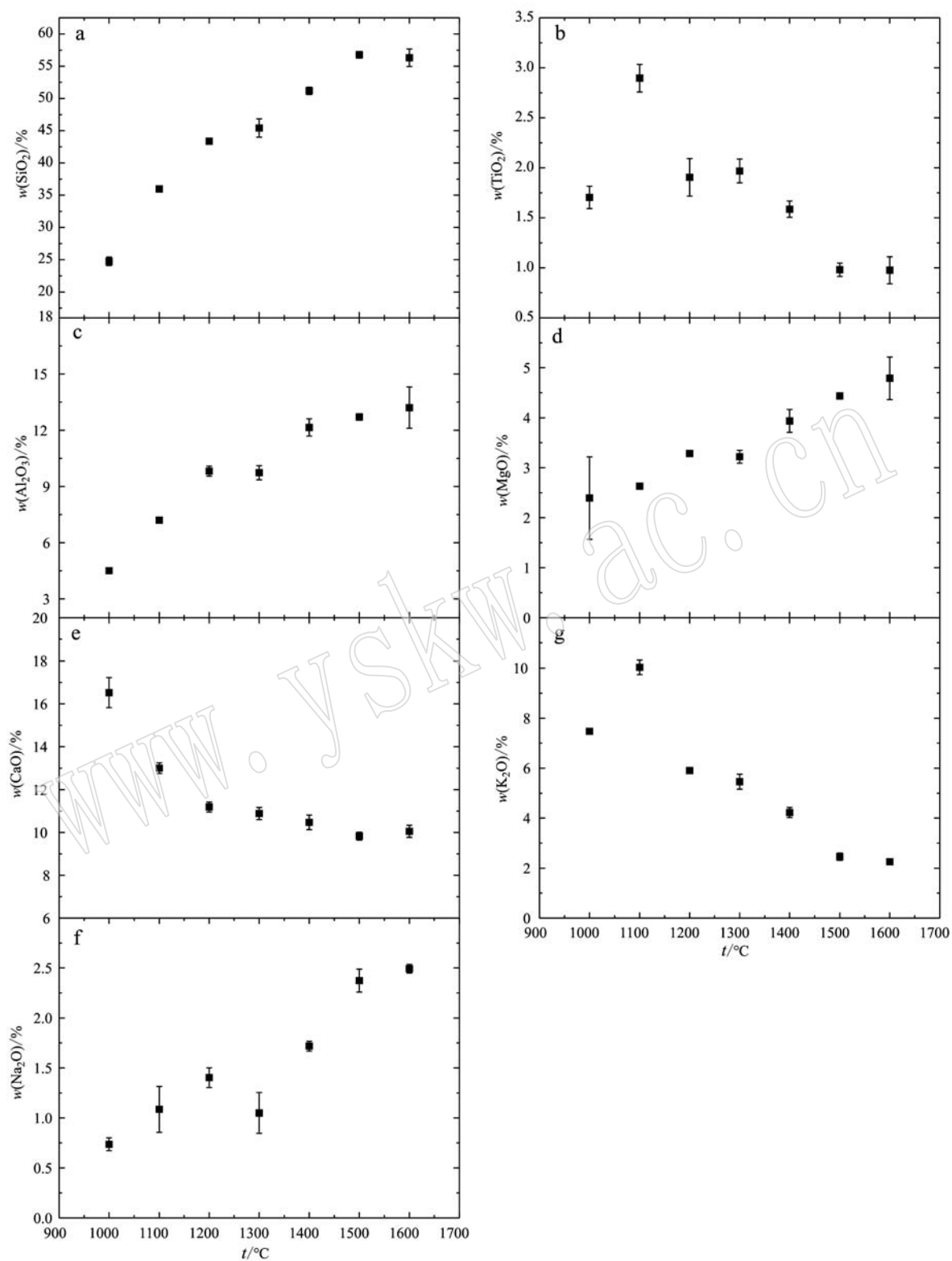


图6 熔体的化学成分随温度的变化规律

Fig. 6 Experimental melt compositions as a function of temperature

表 3 不同温度下熔体的化学成分组成

$w_B/\%$

Table 3 The composition of the melt at different temperatures

	OS2390	OD1131	OS2405	OD1144	OD1146	OD1147	OD1150
SiO ₂	24.75(0.67)*	35.98(0.22)	43.36(0.23)	45.41(1.42)	51.18(0.57)	56.77(0.51)	56.31(1.35)
TiO ₂	1.70(0.11)	2.90(0.14)	1.91(0.19)	1.97(0.12)	1.59(0.08)	0.98(0.07)	0.98(0.14)
Al ₂ O ₃	4.51(0.1)	7.20(0)	9.82(0.27)	9.74(0.38)	12.15(0.46)	12.71(0.18)	13.21(1.10)
MgO	2.39(0.82)	2.63(0.03)	3.28(0.05)	3.22(0.13)	3.94(0.23)	4.44(0.06)	4.79(0.43)
CaO	16.53(0.7)	13.00(0.25)	11.19(0.23)	10.88(0.28)	10.47(0.34)	9.83(0.18)	10.06(0.28)
Na ₂ O	0.74(0.06)	1.09(0.23)	1.40(0.10)	1.05(0.20)	1.72(0.05)	2.37(0.12)	2.49(0.04)
K ₂ O	7.47(0.09)	10.03(0.29)	5.91(0.12)	5.46(0.30)	4.23(0.21)	2.46(0.14)	2.25(0.06)
Total	58.09(0.71)#	72.82(0.16)	76.37(0.69)	77.72(1.69)	85.27(0.98)	89.56(1.15)	90.09(0.58)

注：* 代表平均值，括号内为标准偏差，读为 24.75±0.67；# 代表熔体的质量分数总和，其未达到百分之百主要是由于熔体中还含有 CO₂ 和 H₂O。

融相关系实验(Yaxley and Green, 1994; Poli *et al.*, 2009)以及热力学模拟(Kerrick and Connolly, 2001)研究均表明大多数碳酸盐在浅部脱氢以及含水熔融过程中并不分解而是以方解石的形式存在。很多研究者对碳酸盐化榴辉岩的高温高压实验研究工作(Yaxley and Brey, 2004; Dasgupta *et al.*, 2004, 2005; Litasov and Ohtani, 2010; Kiseeva *et al.*, 2012, 2013)也证实碳酸盐矿物可以随着俯冲被带入到地球深部,并指出随着压力的增加碳酸盐矿物演变顺序依次为方解石→白云石→文石→菱镁矿,然而这些研究都忽略了体系中 H₂O 对碳酸盐矿物稳定性的影响,Tsuno 等(2012)指出体系中 H₂O 的存在能够降低碳酸盐矿物存在的温度。本论文中,碳酸盐矿物为方解石和菱镁矿,存在于 6.0 GPa 固相线以下的实验产物中。如图 7 所示,6.0 GPa 下,本论文体系中碳酸盐矿物在 950 ℃左右消失,远远低于前人碳酸盐化泥质岩 AM 体系中碳酸盐矿物的消失界限,推测这主要是由于本文体系中水的含量(3.85%)远远大于 AM 体系(1.10%)。将碳酸盐矿物存在的界限与典型的俯冲轨迹进行对比,可以发现本文体系中碳酸盐矿物的存在界限位于平均俯冲轨迹和热俯冲之间,当俯冲板块沿冷俯冲轨迹俯冲时碳酸盐矿物可以被带入到地球内部,然而在由俯冲速度减缓等过程引起板块温度升高的过程中,碳酸盐矿物很可能消失。

4 结论

本文对富硅富水的碳酸盐化泥质岩在 6.0 GPa, 800~1 600℃ 条件下的部分熔融行为进行了实验研究。主要结论如下:

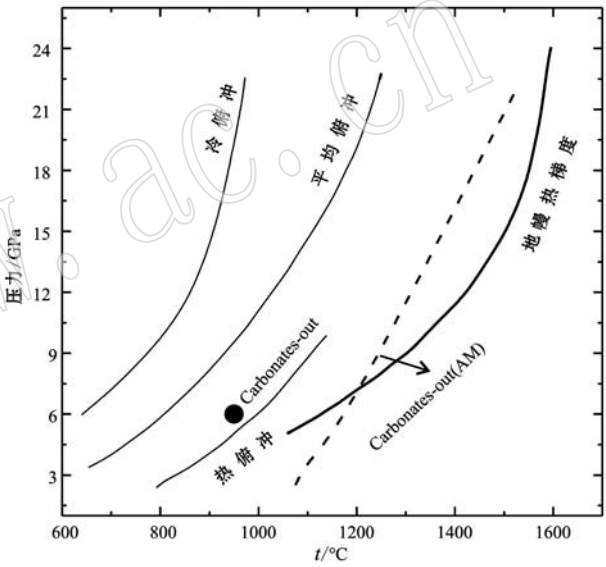


图 7 碳酸盐矿物的消失界限与典型俯冲轨迹的对比

Fig. 7 Comparison of the boundary of carbonates-out with the typical subduction paths

实点代表本文结果。虚线代表 AM 体系,其数据综合于 Grassi and Schmidt(2011a, 2011b)和 Thomsens and Schmidt(2008b)
The filled circle represents the data of this study. The dashed lines: boundary of carbonates-out of AM, after Grassi and Schmidt (2011a, 2011b) and Thomsens and Schmidt (2008b)

- (1) 实验产物主要包括柯石英、石榴子石、单斜辉石、碳酸盐矿物、多硅白云母、蓝晶石、含 Ti 相以及熔体。
- (2) 部分熔融产生的熔体为硅酸盐熔体,且随着温度的升高,熔体所占比例逐渐变大,熔体成分也随着温度发生了一定的变化。
- (3) 相对于同等压力下其它碳酸盐化体系,本文体系的固相线最低,即当俯冲速度减缓等过程引起板块温度升高时,6.0 GPa 处,本文实验体系随俯

冲板块被带入到地球内部的过程中最有可能先发生熔融。

致谢 衷心感谢北京大学刘琼副教授和日本爱媛大学 Tour Inoue 教授对本文实验的帮助和支持。

References

- Akaogi M. 2007. Phase transitions of minerals in the transition zone and upper part of the lower mantle[J]. *Advances in High-Pressure Mineralogy: Geological Society of America Special Paper*, 421: 1~13.
- Akaogi M, Ito E and Navrotsky A. 1989. Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system $\text{MgSiO}_4\text{-FeSiO}_4$ calorimetric measurements, thermochemical calculation, and geophysical application[J]. *Journal of Geophysical Research*, 94: 15 671~15 685.
- Becker H and Altherr R. 1992. Evidence from ultra-high-pressure marbles for recycling of sediments into the mantle[J]. *Nature*, 358(6 389): 745~748.
- Brenker F E, Vincze L, Vekemans B, *et al.* 2005. Detection of a Ca-rich lithology in the Earth's deep (> 300 km) convecting mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3): 579~587.
- Brey G P, Bulatov V K and Girmis A V. 2009. Influence of water and fluorine on melting of carbonated peridotite at 6 and 10 GPa[J]. *Lithos*, 112: 249~259.
- Chopin C. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 1~14.
- Daniels L R, Gurney J J and Harte B. 1996. A crustal mineral in a mantle diamond[J]. *Nature*, 379(6 561): 153~156.
- Dasgupta R and Hirschmann M M. 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1): 1~13.
- Dasgupta R, Hirschmann M M and Dellas N. 2005. The effect of bulk composition on the solidus of carbonated eclogite from partial melting experiments at 3 GPa[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(3): 288~305.
- Dasgupta R, Hirschmann M M and Withers A C. 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(1): 73~85.
- Dobrzhinetskaya L F and Green H W. 2007. Experimental studies of mineralogical assemblages of metasedimentary rocks at Earth's mantle transition zone conditions[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(2): 83~96.
- Eldridge C S, Compston W, Williams I S, *et al.* 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation[J]. *Nature*, 353: 649~653.
- Ghosh S, Ohtani E, Litasov K D, *et al.* 2009. Solidus of carbonated peridotite from 10 to 20 GPa and origin of magnesioecarbonatite melt in the Earth's deep mantle[J]. *Chemical Geology*, 262: 17~28.
- Grassi D and Schmidt M W. 2011a. Melting of carbonated pelites at 8~13 GPa: generating K-rich carbonatites for mantle metasomatism[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1): 169~191.
- Grassi D and Schmidt M W. 2011b. The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth[J]. *Journal of Petrology*, 52(4): 765~789.
- Hirschmann M M. 2000. Mantle solidus: experimental constraints and the effects of peridotite composition[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(10): 2000G000070.
- Hirschmann M M and Dasgupta R. 2009. The H/C ratios of Earth's near-surface and deep reservoirs, and consequences for deep Earth volatile cycles[J]. *Chemical Geology*, 262(1): 4~16.
- Javoy M, Pineau F and Allegre C J. 1982. Carbon geodynamic cycle[J]. *Nature*, 300(5 888): 171~173.
- Keppler H, Wiedenbeck M and Shcheka S S. 2003. Carbon solubility in olivine and the mode of carbon storage in the Earth's mantle[J]. *Nature*, 424(6 947): 414~416.
- Kerrick D M and Connolly J A D. 2001. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(1): 19~29.
- Kiseeva E S, Litasov K D, Yaxley G M, *et al.* 2013. Melting and phase relations of carbonated eclogite at 9~21 GPa and the petrogenesis of alkali-rich melts in the deep mantle[J]. *Journal of Petrology*, 54(8): 1 555~1 583.
- Kiseeva E S, Yaxley G M, Hermann J, *et al.* 2012. An experimental study of carbonated eclogite at 3.5~5.5 GPa—Implications for silicate and carbonate metasomatism in the cratonic mantle[J]. *Journal of Petrology*, 53(4): 727~759.
- Litasov K D and Ohtani E. 2010. The solidus of carbonated eclogite in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-CO}_2$ to 32 GPa and carbonatite liquid in the deep mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 295: 115~126.

- Peacock S M. 2003. Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slab[J]. American Geophysical Union, 138: 7~22.
- Pertermann M and Hirschmann M M. 2003. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2~3 GPa [J]. Journal of Petrology, 44(12): 2 173~2 201.
- Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle[J]. Chemical Geology, 145(3): 325~394.
- Poli S, Franzolin E, Fumagalli P, *et al.* 2009. The transport of carbon and hydrogen in subducted oceanic crust: an experimental study to 5 GPa[J]. Earth and Planetary Science Letters, 278(3): 350~360.
- Shatsky V S and Sobolev N V. 2003. The Kokchetav massif of Kazakhstan[J]. Ultrahigh Pressure Metamorphism, 5: 75~103.
- Song Wenlei, Xu Cheng, Liu Qiong, *et al.* 2012. Experimental petrological study of carbonatite and its significances on the Earth deep carbon cycle[J]. Geological Review, 58(4): 726~744 (in Chinese with English abstract).
- Spandler C, Yaxley G, Green D H, *et al.* 2010. Experimental phase and melting relations of metapelite in the upper mantle: implications for the petrogenesis of intraplate magmas[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160(4): 569~589.
- Thomsen T B and Schmidt M W. 2008a. The biotite to phengite reaction and mica-dominated melting in fluid + carbonate-saturated pelites at high pressures[J]. Journal of Petrology, 49(10): 1 889~1 914.
- Thomsen T B and Schmidt M W. 2008b. Melting of carbonated pelites at 2.5~5.0 GPa, silicate-carbonatite liquid immiscibility, and potassium-carbon metasomatism of the mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 267(1): 17~31.
- Tsuno K and Dasgupta R. 2011. Melting phase relation of nominally anhydrous, carbonated pelitic-eclogite at 2.5~3.0 GPa and deep cycling of sedimentary carbon[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 161(5): 743~763.
- Tsuno K and Dasgupta R. 2012. The effect of carbonates on near-solidus melting of pelite at 3 GPa: Relative efficiency of H₂O and CO₂ subduction[J]. Earth and Planetary Science Letters, 319: 185~196.
- Yasuda A, Fujii T and Kurita K. 1994. Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle[J]. Journal of Geophysical Research, 99(B5): 9 401~9 414.
- Yaxley G M and Brey G P. 2004. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146(5): 606~619.
- Yaxley G M and Green D H. 1994. Experimental demonstration of refractory carbonate-bearing eclogite and siliceous melt in the subduction regime[J]. Earth and Planetary Science Letters, 128(3): 313~325.
- Zhang Hongming and Li Shuguang. 2012. Deep carbon recycling and isotope tracing: review and prospect[J]. Science China: Earth Science, 42(10): 1 459~1 472(in Chinese).

附中文参考文献

- 宋文磊, 许成, 刘琼, 等. 2012. 火成碳酸岩的实验岩石学研究及对地球深部碳循环的意义[J]. 地质论评, 58(4): 726~744.
- 张洪铭, 李曙光. 2012. 深部碳循环及同位素示踪: 回顾与展望[J]. 中国科学: 地球科学, 42(10): 1 459~1 472.