

2.0 GPa块状斜长角闪岩部分熔融* ——时间和温度的影响

周文戈^{**} 谢鸿森 刘永刚 郑小刚 赵志丹 周辉

(① 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002; ② 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;
③ 北京大学地质学系, 北京 100871)

摘要 利用多顶砧压机, 以青藏高原北喜马拉雅构造带的天然斜长角闪岩为样品, 在 2.0 GPa, 800~1000 °C 条件下进行了两个系列的块状样品脱水部分熔融实验: (1) 保持压力 $p = 2.0$ GPa, 加热时间 $t = 12$ h 不变, 改变温度(800 ~1000 °C)的实验; (2) 保持压力 $p = 2.0$ GPa, 温度 $T = 850$ °C 不变, 改变加热时间(12~200 h)的实验. 结果表明, 2.0 GPa, 加热 12 h 的条件下, 随温度升高, 斜长角闪岩中依次生成了石榴石、熔体和单斜辉石, 熔体的成分呈英云闪长质-花岗闪长质-英云闪长质的演化趋势. 2.0 GPa, 850 °C 条件下, 随加热时间增加, 斜长角闪岩中依次生成了石榴石、熔体和单斜辉石, 熔体的成分由英云闪长质向花岗闪长质演化. 当块状岩石样品中熔体体积百分比的含量达到 5% 时, 熔体已经相互连通. 温度大于 850 °C 的条件下生成的熔体其粘度在 10^4 Pa·s 量级, 已经满足了在地质时间尺度上熔体分凝形成岩浆的粘度要求. 因此, 可以认为在增厚地壳的下部, 斜长角闪岩的脱水部分熔融可以形成英云闪长质-花岗质岩浆.

关键词 块状斜长角闪岩 高压 温度 时间 部分熔融

高压下岩石的脱水熔融实验是研究地球内部岩浆熔体形成的实验方法, 自 20 世纪 70 年代以来, 已经引起了地质学家的的高度重视^[1-5]. 已有的实验研究及野外观察表明^[6-12]: 岩石的脱水可能是引起下地壳岩石熔融的主要方式. 因此, 花岗质岩浆和部分混合岩化的形成都与岩石脱水熔融密切相关^[13-17].

依据实验初始物质的状态, 可以将现有的高温

高压岩石脱水熔融实验分为两类: 粉末样品岩石脱水熔融实验和块状样品岩石脱水熔融实验. 由于粉末样品成分均匀, 容易达到化学平衡, 因此已有的实验大多数是利用粉末样品进行的^[18-20]. 块状样品由于具有以下两个显著缺点, 使得块状样品岩石脱水熔融实验并没有被广泛采用: (1) 块状样品的矿物颗粒比较大, 在实验的时间尺度内难以达到化学平

2003-11-19 收稿, 2004-08-30 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 10299040, 40103003)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号: KJCX2-SW-No.3)资助

** E-mail: wengezhou@sohu.com

衡^[9,21,22]。(2) 虽然块状样品取自同一块岩石标本, 但是目前还没有确实可行的方法保证每个块状样品具有相同的化学成分^[22]。

尽管如此, 相对于粉末样品熔融实验, 块状样品岩石脱水熔融实验也有它的优点^[9,21,22]。首先, 块状样品保留了天然样品的结构, 利用块状样品进行岩石脱水熔融实验可能更真实地模拟地球深部岩石脱水熔融过程。其次, 利用块状样品进行岩石脱水熔融实验可以使我们清楚地了解岩石熔融的动态过程, 如新生矿物和熔体最初生成的部位; 随时间变化, 其分布的变化和成分的演化。这些都是岩石脱水熔融过程中我们知之甚少的问题。因此块状样品岩石脱水熔融实验是粉末样品熔融实验的有力补充, 仍有一些地质学家采用块状样品进行岩石脱水熔融实验^[21-23]。

已经进行的岩石块状样品熔融实验主要集中在两个方面: (1) 差异应力条件下, 块状岩石脱水熔融, 以此模拟构造变形环境条件下高级变质岩形成过程中, 矿物反应和熔体的产生。Hacker在 700°C~1000°C 和平均应力 0.7~2.1 GPa条件下, 研究了斜长角闪岩相转变为麻粒岩相岩石过程中, 新矿物及熔体的生成、分布和成分随温度和压力的演化, 以及变质反应机制^[21]。(2) 静水压条件下, 块状岩石脱水熔融, 以此模拟深熔过程中, 熔体的形成、连通、分凝, 新生矿物的生长, 以及变质反应。Wolf等人^[22]在 1.0 GPa, 850~1000°C条件下, 进行了块状斜长角闪岩部分熔融的实验。结果显示, 斜长角闪岩的组构以及各向异性的角闪石控制着熔体的分布和连通。杨晓松等则在 1.0~1.4 GPa, 770°C~1028°C条件下研究了喜马拉雅黑云斜长片麻岩脱水熔融过程。结果表明, 熔体主要为过铝质的花岗质熔体, 即使在熔融程度很低的情况下, 熔体也主要以薄膜状分布于矿物边界, 熔融的残留矿物组合为麻粒岩相矿物组合。依据实验结果, 杨晓松等认为黑云斜长片麻岩脱水熔融是形成喜马拉雅淡色花岗岩和下地壳麻粒岩的重要方式^[9,23]。此外, 吴福元进行了花岗岩, 刘建忠等、刘福来等、林强等进行了麻粒岩相岩石的块状熔融实验^[24-29]。

现有的实验大多数是在压力小于 1.5 GPa条件下进行的, 不足以模拟增厚地壳岩石熔融过程, 也不足

以模拟俯冲陆壳的熔融过程。另一方面, 恒温时间对岩石结构和熔体成分的影响也是学者们较少考虑的问题^[22,30,31]。针对这些情况, 我们在 2.0 GPa, 800°C~1000°C条件下研究了固态斜长角闪岩的非平衡脱水熔融。其主要目的是了解不同温度和恒温时间对固态斜长角闪岩的脱水熔融过程中结构的演变和熔体成分的影响, 以及模拟增厚地壳下部, 中酸性岩浆的形成过程。

1 实验样品和方法

实验样品为青藏高原北喜马拉雅构造带的斜长角闪岩。样品青灰色, 块状, 片麻理发育, 主要组成矿物为斜长石(34%)和角闪石(66%), 粒度小于 0.5 mm, 次要矿物为磁铁矿(< 1%)、绿帘石(< 1%)、榍石(< 1%)粒度小于 0.3 mm。岩石的全岩化学成分和主要矿物成分列于表 1。将岩石平行片麻理加工成高 12.0 mm ±, 直径 6.0 mm ±的圆柱体。在圆柱体两端各切一个薄片, 用计点法统计两个薄片矿物的体积百分比。如果薄片矿物的体积百分比的差值小于 8%, 我们认为这个圆柱体是均匀的, 然后进一步将它加工成高 6.0 mm ±, 直径 6.0 mm ±, 底端平行的圆柱体, 用于脱水熔融实验。

实验在中国科学院地球化学研究所地球深部物质实验室YJ-3000吨压力机进行。实验系统的详细介绍详见文献^[32], 实验样品的组装与朱卫国等采用的类似^[33]。将圆柱状实验样品(高 6.0 mm ±, 直径 6.0 mm ±)封装于石墨样品套中, 两端为经过 800°C煅烧的高 10.3 mm, 直径 12.0 mm的圆柱状叶蜡石, 以使样品处于恒温区。加热器为不锈钢片。传压介质为经过 700°C焙烧的叶蜡石立方块。

样品室压力采用铜熔融曲线及石英-柯石英相变方法标定, 压力测量误差小于 1.5%^[34,35]。对于温度小于 1000°C的实验, 样品室的温度采用NiCr-NiSi热电偶测量; 对于温度为 1000°C的实验, 样品室的温度采用Pt₉₀Rh₁₀-Pt热电偶测量, 温度测量误差小于± 5°C, 温度测量结果未经过压力校正, 样品室的温度梯度小于 10°C。实验过程中没有控制氧逸度。估计实验过程中的氧逸度在QFM(石英-铁橄榄石-磁铁矿)和QFM-2之间^[36,37]。

表 1 斜长角闪岩化学成分和矿物成分^{a)}

方法	斜长角闪岩		角闪石(6)		斜长石(7)	
	XRF	EMP	SD	EMP	SD	
SiO ₂	48.41	43.16	0.43	59.01	1.00	
TiO ₂	1.29	0.51	0.07	0.02	0.02	
Al ₂ O ₃	15.05	11.9	0.49	25.7	0.75	
FeO*	11.07	15.75	0.42	0.10	0.06	
MnO	0.20	0.30	0.11	0.02	0.03	
MgO	7.50	11.34	0.65	0	0	
CaO	11.40	11.38	0.34	6.67	0.50	
Na ₂ O	2.28	1.42	0.27	8.08	0.68	
K ₂ O	0.73	0.51	0.08	0.17	0.03	
P ₂ O ₅	0.12	-	-	-	-	
LOI	0.76	-	-	-	-	
合计	98.81	96.34	0.45	99.78	0.18	

矿物含量: 角闪石 66%, 斜长石 33%, 绿帘石+磁铁矿+榍石小于 1%

a) XRF: X 荧光分析, EMP: 电子探针分析, SD: 标准差, LOI: 烧失量

表 2 2.0 GPa斜长角闪岩脱水熔融实验结果^{a)}

序号	实验号	温度/°C	时间/h	矿物组合
1	KM037	800	12	Hb + Pl
2	KM036	850	12	Hb + Pl + Gt + Gl(0.5%)
3	KM002	850	50	Hb + Pl + Gt + Gl(1%)
4	KM001	850	100	Hb + Pl + Gt + Gl(2%)
5	KM004	850	200	Hb + Pl + Gt + Cpx + Gl(5%)
6	KM029	870	12	Hb + Pl + Gt + Gl(2%)
7	KM033	900	12	Hb + Pl + Gt + Cpx + Gl(5%)
8	KM032	950	12	Hb + Pl + Gt + Cpx + Gl(12%)
9	KM031	1000	12	Gt + Cpx + Gl(36%)

a) Hb: 角闪石, Pl: 斜长石, Gt: 石榴石, Cpx: 单斜辉石, Gl: 熔体. 熔体后面括号内的数据是用计点法统计的熔体体积百分比

实验时首先以 4×10^5 Pa/s 的速率升压至目标压力, 稳定 10 min 后以 $5^\circ\text{C}/\text{s}$ 的速率升温至所需的温度. 保持温度的时间从 12 ~ 200 h 不等(表 2). 恒温过程中温度波动小于 $\pm 7^\circ\text{C}$. 实验结束时, 切断加热电源, 使样品快速冷却.

实验产物的成分分析在 JEOL733 电子探针上完成. 加速电压 20 kV, 电子电流为 220×10^{-7} A, 电子束斑直径 5 μm .

2 实验结果

本次实验在 2.0 GPa, 800~1000°C 条件下研究了块状斜长角闪岩的非平衡脱水熔融. 实验条件相当于榴辉岩相变质作用的温压条件. 主要进行了两个系列的实验(表 2): (1) 保持恒定压力 $p = 2.0$ GPa, 恒加热时间 $t = 12$ h, 改变加热温度(800~1000°C); (2) 保

持恒定压力 $p = 2.0$ GPa 和恒定温度 $T = 850^\circ\text{C}$, 改变加热时间(12~200 h). 实验产物的探针分析结果列于表 3. 依据实验结果, 我们讨论了恒定温度和压力条件下, 加热时间对块状斜长角闪岩脱水熔融的影响, 以及恒定压力和恒加热时间条件下, 温度对块状斜长角闪岩脱水熔融的影响.

2.1 结构的演化

(1) 结构随温度的变化 在 2.0 GPa, 800°C ~ 1000°C, 恒温时间 12 h 条件下, 斜长角闪岩的脱水熔融表明, 随温度升高, 岩石的结构发生了改变. $T = 800^\circ\text{C}$, 岩石保持原有的结构, 没有新生矿物和熔体. $T = 850^\circ\text{C}$, 在少数角闪石与斜长石的边界上开始出现石榴石和熔体(< 0.5%). 石榴石一般靠角闪石一侧, 熔体呈薄膜状分布于石榴石与斜长石的边界上

表3 2.0 GPa, 850~1000℃条件下实验产物的成分^{a)}

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	总量	H ₂ O
2.0 GPa, 850℃, 12 h												
Hb(8)	47.08(135)	0.42(14)	11.98(213)	14.76(300)	0.22(14)	9.66(301)	10.87(130)	1.33(54)	0.56(29)	0.06(3)	96.94(104)	
Pl(6)	62.47(86)	0.02(2)	23.12(69)	0.23(15)	0.01(2)	0.05(3)	6.38(49)	7.14(29)	0.30(7)	0.01(2)	99.73(41)	
Gt(6)	40.52(21)	0.36(7)	20.27(81)	18.53(56)	0.32(15)	7.01(94)	11.95(36)	0.37(28)	0.08(5)	0.01(2)	99.42(27)	
Gl(7)	65.39(347)	0.15(8)	15.82(64)	4.03(163)	0.14(7)	1.70(62)	4.97(152)	1.25(48)	1.42(16)	0.02(2)	94.88(30)	5.12
2.0 GPa, 850℃, 50 h												
Hb(6)	45.49(94)	0.51(11)	10.85(57)	14.58(147)	0.61(90)	11.18(45)	10.88(76)	1.07(55)	0.75(39)	0.10(14)	96.03(35)	
Pl(7)	61.17(117)	0.00(1)	23.92(64)	0.22(11)	0.03(3)	0.05(4)	7.18(77)	7.19(86)	0.32(13)	0.01(1)	100.10(62)	
Gt(9)	39.86(27)	0.45(10)	19.72(40)	19.74(112)	0.43(16)	6.71(84)	12.36(89)	0.14(17)	0.04(3)	0.05(3)	99.49(33)	
Gl(11)	69.08(290)	0.09(6)	14.69(131)	1.86(123)	0.07(8)	0.70(54)	3.24(66)	1.62(125)	1.93(48)	0.01(2)	93.30(243)	6.70
2.0 GPa, 850℃, 100 h												
Hb(7)	44.67(97)	0.46(5)	11.06(41)	16.02(70)	0.24(12)	10.99(30)	11.13(67)	1.20(23)	0.91(6)	0.06(6)	96.75(77)	
Pl(7)	60.96(122)	0.03(2)	23.74(96)	0.18(22)	0.01(2)	0.16(41)	7.11(53)	7.07(24)	0.27(5)	0.01(1)	99.54(37)	
Gt(7)	39.59(75)	0.43(9)	20.63(39)	20.81(63)	0.52(38)	7.46(60)	10.74(88)	0.05(14)	0.01(3)	0.04(5)	100.29(51)	
Gl(11)	67.75(222)	0.10(3)	15.17(81)	2.41(135)	0.01(1)	1.02(75)	2.86(102)	1.55(46)	2.47(38)	0.01(1)	93.34(240)	6.66
2.0 GPa, 850℃, 200 h												
Hb(10)	46.24(110)	0.48(10)	11.56(104)	13.47(239)	0.23(9)	11.14(59)	11.10(187)	1.28(39)	0.78(27)	0.03(3)	96.32(125)	
Pl(8)	61.91(65)	0.02(3)	23.49(75)	0.27(20)	0.01(2)	0.06(4)	6.53(43)	6.80(83)	0.38(16)	0.01(1)	99.49(39)	
Gt(8)	40.26(36)	0.51(22)	20.18(42)	19.62(90)	0.45(7)	7.63(64)	10.65(128)	0.16(15)	0.01(1)	0.03(4)	99.48(3)	
Cpx(5)	53.51(242)	0.26(6)	8.60(173)	7.28(65)	0.08(6)	11.17(126)	17.02(199)	1.64(16)	0.12(17)	0.03(1)	99.72(13)	
Gl(11)	70.20(172)	0.15(7)	15.03(96)	1.56(33)	0.04(4)	0.52(30)	2.37(42)	2.01(90)	2.09(30)	0.02(2)	93.99(198)	6.01
2.0 GPa, 870℃, 12 h												
Hb(7)	44.73(79)	0.50(16)	11.57(106)	14.98(322)	0.26(10)	10.60(114)	11.68(258)	1.03(21)	0.71(31)	0.07(5)	96.14(76)	
Pl(6)	61.88(81)	0.00(1)	24.04(90)	0.20(17)	0.06(4)	0.06(6)	6.85(50)	6.03(47)	0.32(11)	0.01(2)	99.45(28)	
Gt(7)	40.23(28)	0.41(6)	20.82(81)	19.11(122)	0.47(14)	7.57(102)	10.86(123)	0.10(7)	0.05(5)	0.01(1)	99.64(30)	
Gl(7)	65.50(120)	0.11(6)	16.29(69)	3.33(65)	0.03(5)	1.43(64)	4.36(56)	1.78(20)	2.10(33)	0.02(2)	94.96(61)	5.04
2.0 GPa, 900℃, 12 h												
Hb(4)	46.24(76)	0.51(3)	10.82(37)	15.00(39)	0.20(3)	10.85(23)	10.41(51)	0.98(15)	0.81(4)	0.01(1)	95.82(18)	
Pl(5)	61.91(122)	0.01(2)	23.34(86)	0.17(6)	0.00(0)	0.01(2)	6.88(71)	6.84(37)	0.25(4)	0.01(1)	99.42(29)	
Gt(6)	40.78(31)	0.42(6)	20.17(33)	17.57(58)	0.31(13)	8.08(78)	11.83(116)	0.11(11)	0.02(2)	0.01(1)	99.30(36)	
Cpx(6)	52.34(53)	0.32(9)	8.10(228)	10.65(191)	0.14(10)	11.22(103)	15.06(95)	1.62(53)	0.07(5)	0.05(3)	99.57(21)	
Gl(9)	68.66(298)	0.10(5)	15.66(177)	1.83(54)	0.03(3)	0.56(30)	2.87(71)	2.89(24)	2.04(13)	0.01(1)	94.66(32)	5.34
2.0 GPa, 950℃, 12 h												
Hb(7)	44.94(174)	0.47(22)	10.30(221)	14.49(183)	0.18(11)	10.71(42)	12.85(232)	1.22(38)	0.73(37)	0.04(3)	95.93(83)	
Pl(6)	62.23(85)	0.04(4)	24.29(65)	0.14(9)	0.04(3)	0.02(3)	6.53(71)	5.93(47)	0.21(14)	0.01(2)	99.43(32)	
Gt(7)	40.40(86)	0.35(7)	20.67(67)	18.08(66)	0.32(6)	7.78(85)	11.52(156)	0.14(9)	0.03(2)	0.05(5)	99.33(24)	
Cpx(1)	50.75	0.36	8.91	11.07	0.21	11.21	15.50	1.62	0.15	0.06	99.85	
Gl(6)	66.20(114)	0.12(3)	16.66(90)	2.15(0.26)	0.04(5)	0.86(17)	2.90(43)	2.90(44)	2.52(19)	0.03(2)	94.36(59)	5.64
2.0 GPa, 1000℃, 12 h												
Gt(6)	40.36(34)	0.86(10)	18.84(46)	20.08(72)	0.31(8)	10.08(32)	8.73(81)	0.08(7)	0.01(1)	0.06(6)	99.41(26)	
Cpx(6)	52.58(59)	0.27(11)	6.21(91)	9.94(126)	0.10(8)	11.92(24)	16.75(92)	1.33(37)	0.14(24)	0.11(10)	99.35(33)	
Gl(13)	63.78(167)	0.57(39)	16.75(77)	3.87(40)	0.04(5)	1.23(22)	4.15(55)	3.05(71)	1.83(17)	0.03(7)	95.29(79)	4.71

a) 矿物代号同表2, 矿物后面括号内数字表示分析的样品数. 所有的氧化物都是质量百分数, 铁以FeO*表示, 成分括号内的数值为一个标准差, 47.08(135)表示 47.08±1.35%. H₂O的含量通过 100%-总量计算得出

(图 1(a)). 石榴石粒度小于 0.03 mm. 随温度升高, 熔体含量逐渐增加, 石榴石粒度增大, 部分斜长石的颗粒之间出现石榴石. $T = 900^{\circ}\text{C}$, 熔体含量增加(约

3%), 并且连通(图 1(b)). 这时出现单斜辉石. 单斜辉石有两种分布: 一是分布于石榴石与角闪石之间(图 1(c)), 一是分布于角闪石颗粒之间(图 1(d)). $T =$

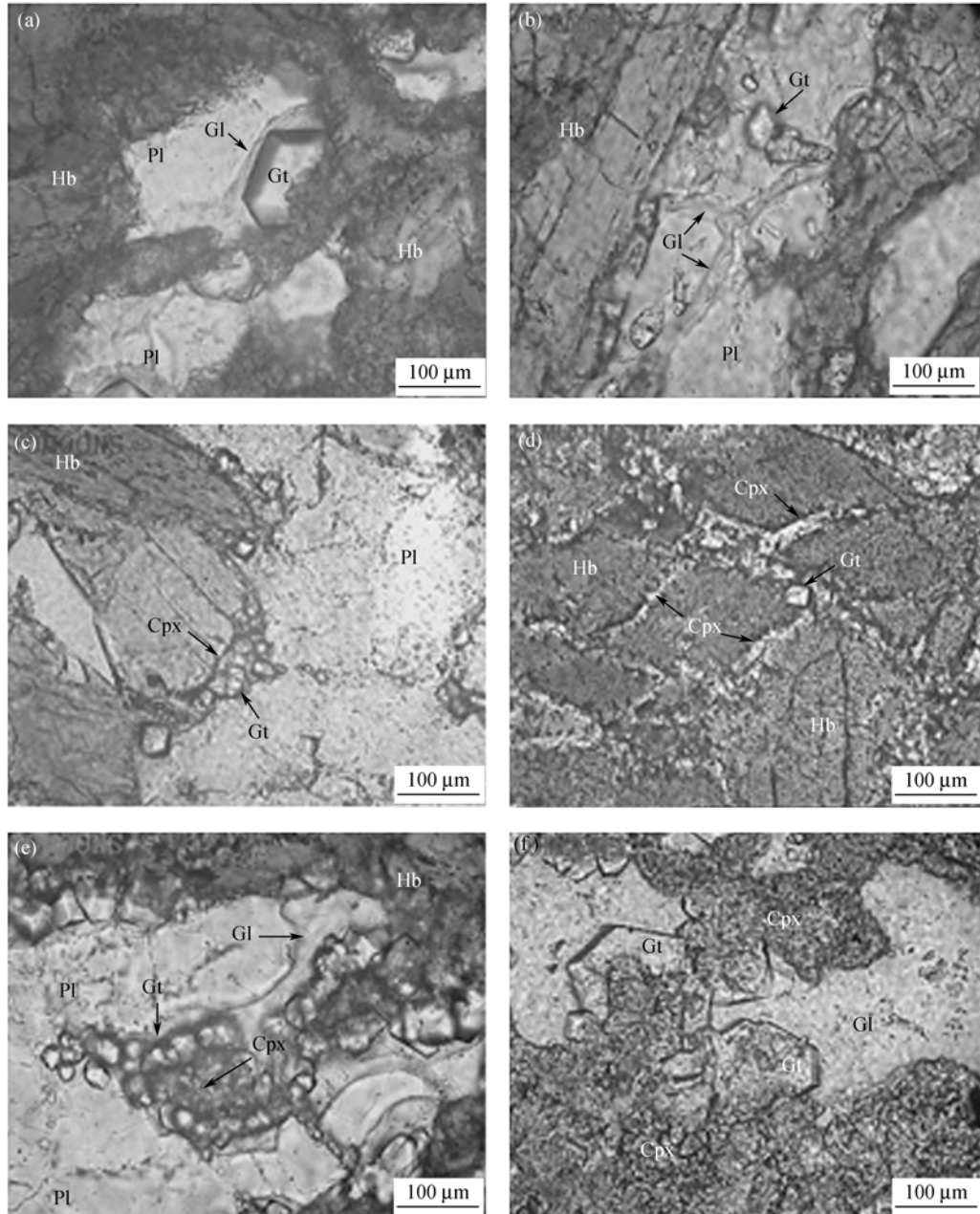


图 1 实验产物的显微照片

(a) 熔体呈薄膜状分布于石榴石与斜长石的边界上, 2.0 GPa, 850°C , 12 h, 单偏光; (b) 熔体含量增加并且连通, 2.0 GPa, 900°C , 12 h, 单偏光; (c) 单斜辉石分布于石榴石与角闪石之间, 2.0 GPa, 900°C , 12 h, 单偏光; (d) 单斜辉石分布于角闪石颗粒之间, 2.0 GPa, 900°C , 12 h, 单偏光; (e) 石榴石环绕单斜辉石分布, 2.0 GPa, 950°C , 12 h, 单偏光; (f) 新生成的大颗粒石榴石, 2.0 GPa, 1000°C , 12 h, 单偏光

950℃, 熔体体积百分比含量继续增加(约 12%), 斜长石含量减少, 石榴石环绕单斜辉石分布, 呈冠状体(图 1(e)). $T = 1000^{\circ}\text{C}$, 斜长石消失, 熔体体积百分比含量达到 36%, 角闪石全部分转变为单斜辉石, 石榴石粒度增大(图 1(f)).

(2) 结构随时间的变化 2.0 GPa, 850℃条件下, 我们进行了不同恒温时间的实验(表 2). 如前所述, $t = 12$ h 时, 在少数角闪石与斜长石的边界上开始出现石榴石和熔体体积百分比($< 0.5\%$). 随恒温时间增加, 石榴石和熔体含量增多, 石榴石颗粒增大; 当 $t = 200$ h, 在石榴石与角闪石边界出现单斜辉石. 但实验产物中仍然残留着大量的斜长石和角闪石.

2.2 矿物成分

(1) 角闪石 在 2.0 GPa 条件下, 850℃, 870℃, 900℃以及 950℃的实验产物中都残留有角闪石(表 3), 1000℃的实验产物中角闪石已经全部转化为石榴石和单斜辉石. 与原岩中的角闪石相比, 高温高压条件下的角闪石, 其晶体化学式中 Si 的原子数逐渐增加, Mg 的原子数逐渐减小(图 2). 2.0 GPa, 850℃条件下, 恒温时间与角闪石的化学成分并不相关(图 2(a)). 温度与角闪石的化学成分也不相关(图 2(b)). 角闪石成分的变化特点可能是由于实验未达到化学平衡引

起的.

(2) 斜长石 在 2.0 GPa 条件下, 850℃, 870℃, 900℃以及 950℃的实验产物中都残留有斜长石(表 3), 1000℃的实验产物中斜长石已经全部熔融为熔体或与角闪石反应形成石榴石. 原岩和实验产物中的长石主要是中长石(表 3), 但实验产物中的斜长石成分差别较大, 例如样品 KM032 中, 斜长石的钙长石含量最高 45%, 最低 33%, 相差 12%. 2.0 GPa, 850℃条件下, 随恒温时间增加, 斜长石中钙长石的含量总体呈升高趋势. 2.0GPa, 随温度升高, 斜长石中钙长石的含量总体呈升高趋势. 实验样品未达到完全的化学平衡, 可能是斜长石成分变化的主要原因.

(3) 石榴石 石榴石出现于温度大于 850℃的所有实验中(表 3). 2.0 GPa, 850℃条件下, 石榴石成分随恒温时间的变化表示于图 3(a)中. 2.0 GPa, 石榴石成分随温度的变化表示于图 3(b)中. 所有的实验中, 石榴石的成分变化不是很显著. 但仍然可以发现以下一些趋势: (i) 2.0 GPa, 850℃条件下, 随恒温时间增加, 石榴石中镁铝榴石和铁铝榴石的含量略有增加, 钙铝榴石的含量下降约 5%; (ii) 温度升高导致石榴石中镁铝榴石含量增加, 钙铝榴石的含量稍稍减少, 铁铝榴石的含量没有什么变化. 这一变化趋势与前人结果一致^[31].

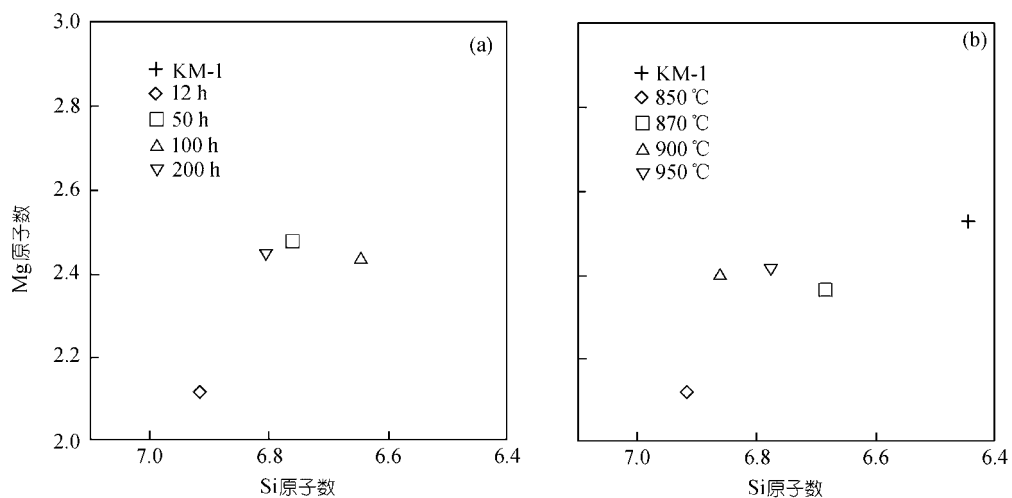


图 2 角闪石的 Si-Mg 图

(a) 2.0 GPa, 850℃不同的恒温时间; (b) 2.0 GPa, 恒温 12 h 不同的加热温度; KM-1 为原岩中的角闪石

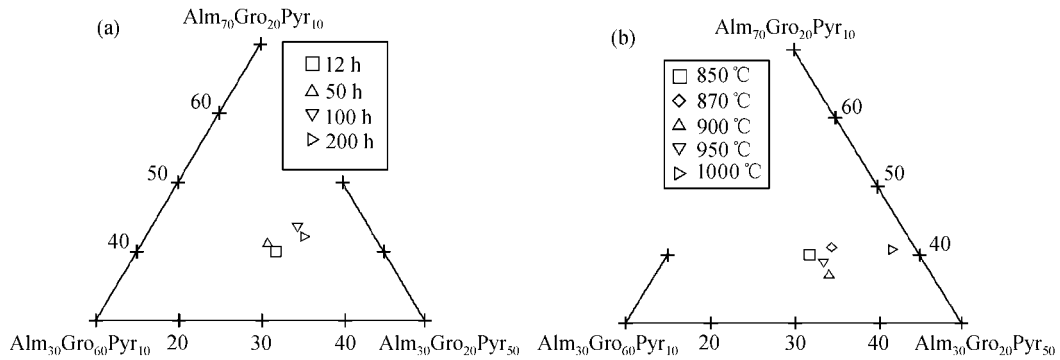


图 3 石榴石的 Alm-Gro-Pyr 图

(a) 2.0 GPa, 850°C 不同的恒温时间; (b) 2.0 GPa, 恒温 12 h 不同的加热温度

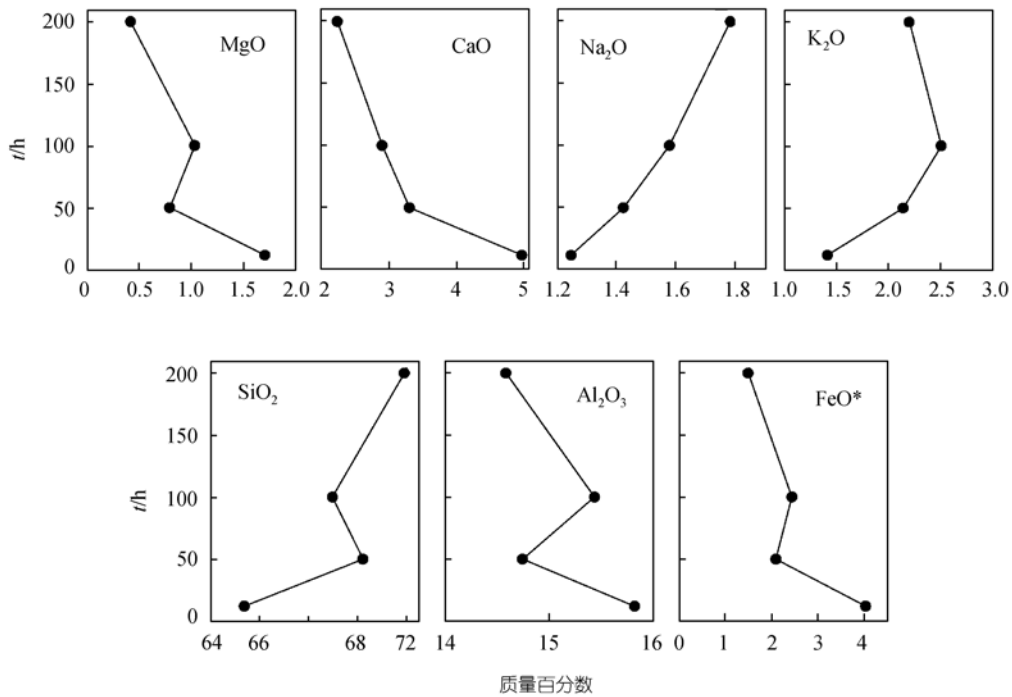


图 4 2.0 GPa, 850°C, 不同加热时间对熔体成分的影响

(4) 单斜辉石 单斜辉石出现于 2.0 GPa, 850°C, 恒温 200 h 和 900°C~1000°C, 恒温 12h 的实验中. 其成分变化不大(表 3). 随温度升高, 单斜辉石中的顽火辉石和铁辉石的含量略有升高, 硬玉含量稍有下降.

2.3 熔体成分

在 2.0 GPa, 温度大于 850°C 的实验中均出现了

熔体. 熔体的成分并不均匀, 分布在不同部位的熔体其成分有差别, 一般而言, 分布于斜长石-斜长石边界的熔体其 SiO₂ 含量稍高. 但熔体主要为英云闪长质和花岗闪长质熔体. 温度和恒温时间的不同, 熔体成分呈现不同的变化趋势.

在 2.0 GPa, 850°C 的恒温实验中, SiO₂ 含量为 65.4%~70.2%, Al₂O₃ 含量为 14.7%~15.8%, FeO* 含量

为 1.56%~4.03%, MgO 含量为 0.52%~1.70%, CaO 含量为 2.37%~4.97%, Na₂O 含量为 1.25%~2.01%, K₂O 含量为 1.42%~2.47% (表 3)。随恒温加热时间增加, 熔体的成分相对均匀一些, 其 SiO₂ 和 Na₂O 总体上表现为增加的趋势, FeO*, MgO, Al₂O₃ 和 CaO 总体上表现为减少的趋势, K₂O 则表现为先增加后略有减少的趋势 (图 4)。在 Barker 的 Ab-Or-An 分类图中^[38], 随恒温时间增加, 熔体的成分由英云闪长质向花岗闪长质演化, 表现为熔体中 An 的含量减少, Ab 和 Or 的含量略有增加 (图 5)。

在 2.0 GPa, 850~1000℃ 的实验中, SiO₂ 含量为 63.8%~68.7%, Al₂O₃ 含量为 15.7%~16.8%, FeO* 含量为 1.83%~4.03%, MgO 含量为 0.56%~1.70%, CaO 含量为 2.87%~4.97%, Na₂O 含量为 1.25%~3.05%, K₂O 含量为 1.42%~2.52% (表 3)。随温度升高, 熔体成分的均匀程度增加, 其 SiO₂ 和 K₂O 表现为先增加和减少的趋势, FeO*, MgO, Al₂O₃ 和 CaO 表现先减少后增加的趋势, Na₂O 则表现持续增加的趋势 (图 6)。随温度

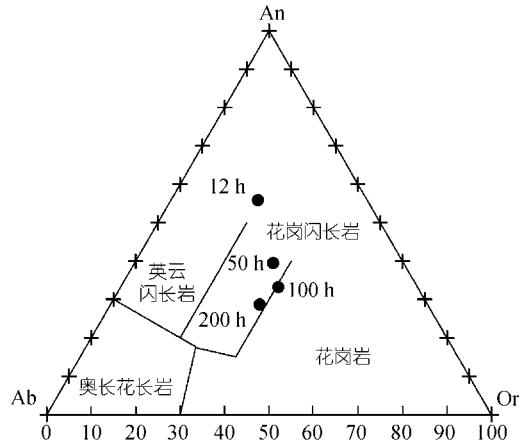


图 5 2.0 GPa, 850℃, 不同恒温时间的熔体成分

升高, 熔体的成分呈现英云闪长质-花岗闪长质-英云闪长质的演化趋势, 表现为熔体中, An 的含量先明显减少, 然后略有增加, Ab 含量先明显增加, 然后稍稍减少, Or 的含量变化不明显 (图 7)。

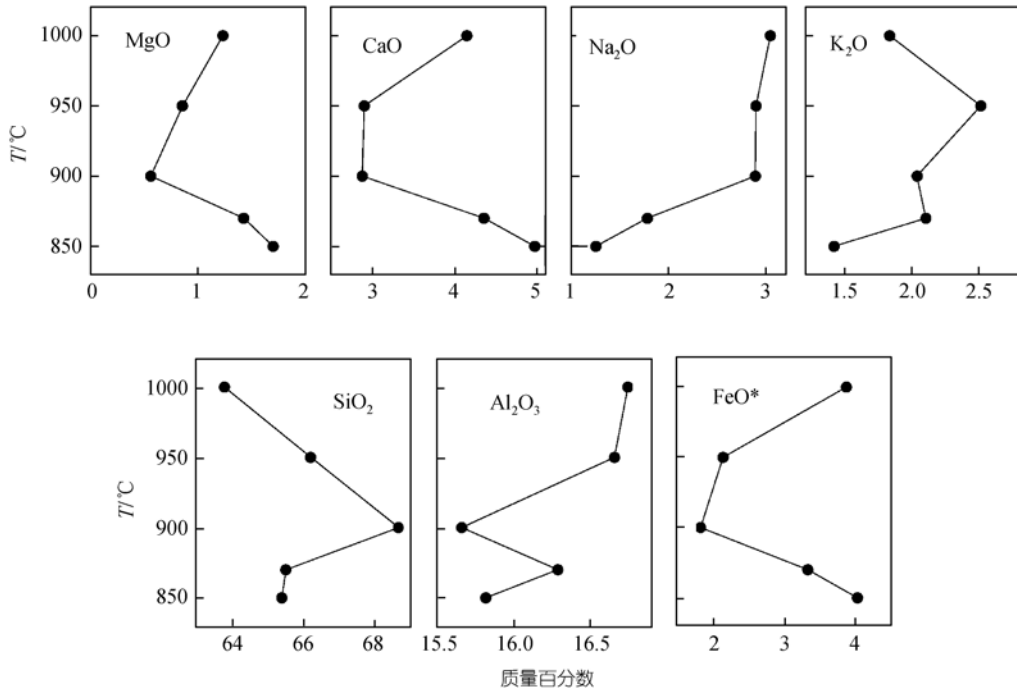


图 6 2.0 GPa, 恒温 12 h, 不同温度对熔体成分的影响

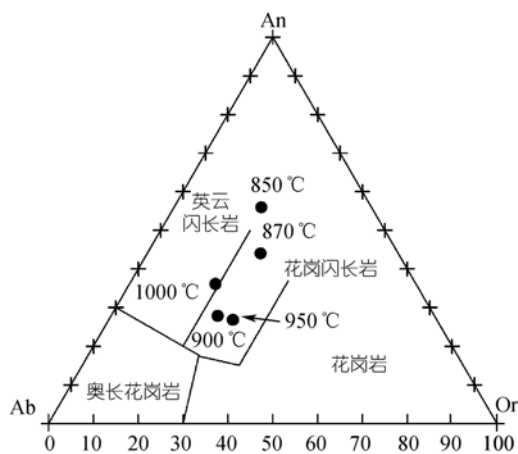


图 7 2.0 GPa, 恒温 12 h, 不同温度条件下的熔体 Ab~An~Or 图

3 讨论

3.1 斜长角闪岩脱水熔融温度

尽管有关斜长角闪岩脱水部分熔融的实验已经进行了很多,令人吃惊的是,高压下斜长角闪岩脱水熔融的温度并没有得到很好的限制.另一方面,大多数实验都是在 $p = 1.0$ GPa 条件下进行的,更高压力条件下,斜长角闪岩脱水熔融的温度知道的就更少了.已有的实验表明,在 2.0 GPa 条件下,斜长角闪岩(含水玄武岩或变质玄武岩)脱水熔融的温度相差较大.例如,Winther^[39]对变质含水拉斑玄武岩脱水熔融实验的研究获得了 2.0 GPa, 865°C 左右的脱水熔融温度,而 Rapp 等曾利用 0.8~3.2 GPa 条件下天然斜长角闪岩脱水熔融的实验资料,推测 2.0 GPa 条件下,斜长角闪岩脱水熔融的温度为 960°C^[40].在随后的进一步研究中,Rapp 等却获得了 2.0 GPa, 900°C 的天然斜长角闪岩脱水熔融温度^[41,42](图 8).与上述实验不同,我们采用了天然块状斜长角闪岩进行实验.我们的实验显示,2.0 GPa, 850°C, 恒温 12 h 条件下,块状斜长角闪岩中已经出现了熔体(表 2).与前人的实验结果相比,这一熔融温度稍稍偏低(图 8).

Wolf 等的实验表明^[22],对于相同化学成分的实验样品,粉末样品的熔融温度明显低于块状样品,原因在于利用块状实验样品进行实验,往往没有达到化学平衡.我们利用块状样品进行实验却获得了比

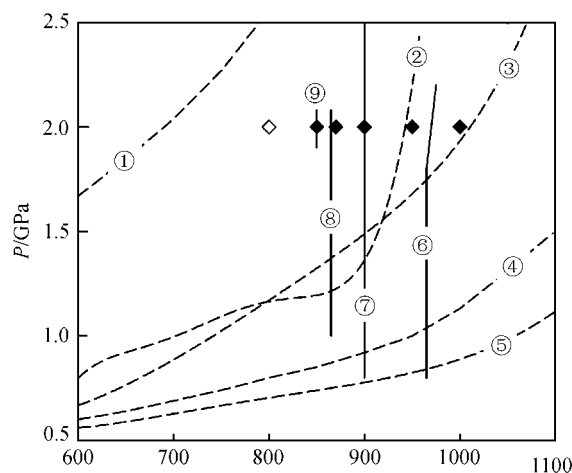


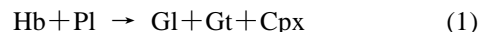
图 8 斜长角闪岩的脱水温度

虚线表示地温梯度: ① 克拉通地温梯度^[43]; ② 厚度为 35 km 的地壳叠置在一起 60 Ma 之后的地温梯度,用以模拟西藏的地温梯度^[44]; ③ 晚太古代地温梯度^[31]; ④ 北秦岭造山带地温梯度^[45]; ⑤ 南秦岭造山带地温梯度^[45]. 实线表示脱水熔融固相线: ⑥ Rapp 等^[40]; ⑦ Rapp^[41]; ⑧ Winther^[39]; ⑨ 本次实验

前人利用粉末样品进行实验还低的脱水熔融温度.其中的原因还不清楚.实验初始样品的化学成分不同,有可能是形成这一现象的主要原因.众多的实验已经证实^[22,31,39,46,47],原岩成分的不同将影响岩石的熔融温度,熔体和共生矿物的成分.

3.2 变质脱水熔融反应

斜长角闪岩部分熔融过程中,熔体成分的变化与角闪石脱水反应密切相关. Percival 认为,斜长角闪岩脱水部分熔融的总反应式为^[48]:



1.0 GPa 块状斜长角闪岩部分熔融实验证实了这一反应的正确性^[22],依据实验产物的显微观察(图 1),结合实验产物中新生矿物和熔体成分的演化(图 3~7),可以认为,2.0 GPa 块状斜长角闪岩部分熔融的总体上也可以用反应式(1)表示,但温度和恒温时间不同,斜长角闪岩部分熔融具有不同的反应阶段.

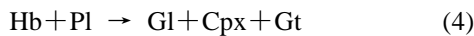
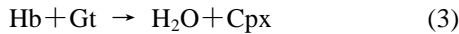
(1) 时间对变质脱水熔融的影响 2.0 GPa, 850°C, 恒温时间小于 200 h 时,首先发生第一阶段反应(图 1(a)):



这时候,斜长石和角闪石的含量减少,同时斜长石中

An的含量增加(图 3(a)), 石榴石和熔体的含量增加, 熔体中, SiO_2 , Na_2O 和 K_2O 含量呈增加的趋势, FeO^* , MgO , Al_2O_3 和 CaO 总体上表现为减少的趋势, 值得注意的是, 恒温 100 h时, SiO_2 含量稍稍减少, FeO^* , MgO 和 Al_2O_3 含量稍稍增加, 这有可能是由于角闪石减少的程度大于斜长石造成的。

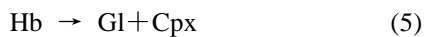
恒温时间大于 200 h 时, 发生第二阶段反应:



这时候, 岩石中出现单斜辉石, 而斜长石和角闪石的含量继续减少, 斜长石中An的含量几乎不变(图 3(a)), 石榴石和熔体的含量增加, 因此, 熔体中, SiO_2 和 Na_2O 含量继续增加, FeO^* , MgO , Al_2O_3 , CaO 和 K_2O 含量呈减少的趋势。

(2) 温度对变质脱水熔融的影响 2.0 GPa, 温度小于 900℃时, 斜长角闪岩发生(2)式的反应. 这时候, 斜长石和角闪石的含量减少, 同时斜长石中An的含量明显增加(图 3(b)), 石榴石和熔体的含量增加, 镁铝榴石含量稍稍增加, 熔体中, SiO_2 , Na_2O 和 K_2O 含量呈增加的趋势, FeO^* , MgO 和 CaO 总体上表现为减少的趋势. Al_2O_3 含量则先增加后减少。

2.0 GPa, 900℃~1000℃, 岩石中发生(3)和(4)式和以下的反应:



这时候, 岩石中出现单斜辉石并随温度升高而大量增加, 而斜长石和角闪石的含量继续减少, 直至角闪石和斜长石全部消失, 石榴石和熔体的含量增加, 因此, 熔体中, 除 Na_2O 含量稍稍增加外, SiO_2 , FeO^* , MgO , Al_2O_3 和 CaO 含量呈减少的趋势. K_2O 则先增加后减少. 熔体中, 钙长石标准分子An逐渐增加。

3.3 与前人结果的对比

本次实验获得的斜长角闪岩脱水熔融的熔体为英云闪长质-花岗闪长质熔体. 这与前人的实验结果有所不同(图 9). 在前人进行的压力小于 2.0 GPa条件下斜长角闪岩脱水熔融实验中, 其熔体成分主要是奥长花岗质-英云闪长质的^[21,22,31,38,44]. Rapp等在类似我们的实验条件下, 获得的熔体也主要为奥长花岗质-英云闪长质的熔体^[42], 仅有Beard等在 0.10~

0.69 GPa条件下, 利用粉末样品进行的斜长角闪岩脱水熔融实验获得了英云闪长质-花岗闪长质的熔体^[46](图 9).

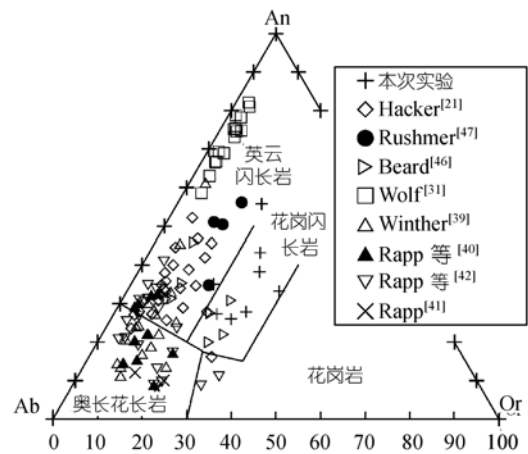


图9 斜长角闪岩脱水熔融生成的熔体成分

与前人结果不同的原因有可能为: (1) 实验使用的初始物质化学成分不同. 我们使用的初始物质相对富钾(表 1), 这有可能使得熔体中钾含量升高, 引起熔体由英云闪长质向花岗闪长质演化. (2) 实验远没有达到化学平衡. 我们的实验恒温时间只有 12 h, 远远小于前人实验的恒温时间^[21,22,39-42,46,47]. 因为升高温度, 有利于化学反应达到平衡, 因此, 可以认为温度较高的实验更接近于化学平衡的实验, 与前人的实验更具有可比性. 那么, 我们的实验中, 1000℃的实验就可能近似代表平衡条件下的实验, 可以与前人的实验结果相比较. 我们的实验中, 1000℃条件下生成的熔体为英云闪长质熔体, 这与Hacker利用块状斜长角闪岩样品在差异应力条件下进行实验获得的熔体成分是一致的^[21](图 9). 由于Wolf等的实验采用的斜长角闪岩中斜长石中钙长石的含量特别高, 因此获得的熔体尽管也是英云闪长质的熔体, 但熔体中An的标准分子含量偏高^[22](图 9). (3) 我们使用的是天然柱状样品. 值得注意的是, 使用柱状样品进行的实验, 主要生成了英云闪长质熔体, 少量花岗闪长质熔体. 而使用粉末样品进行的实验, 大多数都生成了奥长花岗质-英云闪长质熔体. Wolf等利用相

同的初始样品分别进行了粉末样品和块状样品的实验。他的实验证实, 相同条件下, 相对于粉末状样品产生的熔体, 块状样品产生的熔体成分更接近于花岗闪长质熔体^[22,31]。

3.4 增厚地壳英云闪长质-花岗闪长质岩浆的生成

已有的实验证实, 在 750~1100°C, 比较宽的压力范围内(0.1~3.0 GPa), 斜长角闪岩脱水熔融主要生成英云闪长质-奥长花岗质熔体^[21,31,39~44], 其脱水熔融的固相线与太古代的地温曲线相交, 而与稳定克拉通地壳的地温曲线不相交(图 8)。因此太古代的地温梯度能够诱导斜长角闪岩脱水熔融, 所以斜长角闪岩脱水熔融的实验结果常常用于讨论太古代壳岩系英云闪长岩和奥长花岗岩的成因^[39,40]。

我们的实验表明, 2.0 GPa, 850°C~1000°C 条件下, 斜长角闪岩脱水熔融将产生花岗闪长质-英云闪长质熔体。陆陆俯冲带(如青藏高原)、构造增厚和板底垫托的构造环境能够满足这一温度压力条件(图 8)^[43~45]。更为重要的是, 在这样的构造环境里, 随温度增加, 斜长角闪岩脱水熔融产生的熔体将由花岗闪长质向英云闪长质熔体演化。现在一般认为由部分熔融形成的熔体还要经过分凝、运移、聚集和侵位等过程才能最终形成岩浆^[49,50]。熔体是否分凝取决于, 熔体所占体积的百分数、高温环境持续时间的长短、熔体中水的含量、熔体的粘度、以及熔体所处环境的应力状态^[49~52]。高温高压下部分熔融过程中熔体分布的研究证明, 岩石部分熔融程度很低时(<5%), 熔体已经连通^[53,54]。观察我们的实验产物, 发现温度大于 900°C 的实验产物中, 熔体之间是连通的(图 1(b))。Wolf 等认为, 一旦熔体已经连通, 而且粘度比较小($\leq 10^4$ Pa·s⁻¹)的话, 熔体能够在合理的地质时间内(10⁶ a)发生分凝^[55]。如果以 100%减去实际测量的熔体氧化物总含量获得的数值近似地作为熔体中水的含量^[39](表 3)。那么, 利用 Show 的公式近似估计实验所得熔体的粘度在 $5.07 \times 10^5 \sim 8.71 \times 10^3$ 之间^[56](表 4)。这说明在地质的时间尺度下, 大于 850°C 的实验产生的熔体是能够分凝的。因此, 我们初步认为, 在增厚地壳的构造环境里, 斜长角闪岩脱水熔融可以产生花岗闪长

质

表 4 计算的熔体粘度^{a)}

2.0 GPa, 850°C~1000°C, 恒温 12 h 的熔体					
T/°C	850	870	900	950	1000
$\eta/\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$	1.02×10^5	8.87×10^4	8.06×10^4	1.60×10^4	8.71×10^3
2.0 GPa, 850°C, 恒温 12~200 h 的熔体					
t/h	12	50	100	200	
$\eta/\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$	1.02×10^5	5.19×10^4	4.13×10^4	1.46×10^5	

a) 计算方法据 Shaw^[56]

英云闪长质岩浆。

参 考 文 献

- Holloway J R, Burnham C W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J Petrol*, 1972, 13: 1~29
- Tompson A B. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am J Sci*, 1982, 282: 1567~1595
- Patiño Deuce A E, Beard J S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *J Petrol*, 1995, 36: 707~738
- Singh J, Johannes W. Dehydration melting of tonalites, Part II. Composition of melt and solids. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 125: 26~44 [DOI]
- Koester E, Pawley A R, Fernandes L A D, et al. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in southern Brazil. *J Petrol*, 2002, 43(8): 1595~1616 [DOI]
- Gardien V, Thomposn A B, Grujic D, et al. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz +/- muscovite assemblages and implications for crustal melting. *J Geophys Res*, 1995, 100(B): 15581~15591 [DOI]
- Patiño Douce A E, Harris N. Experimental constrains on Himalayan anatexis. *J Petrol*, 1998, 39: 689~710 [DOI]
- Le Breton N, Thompson A B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib Mineral Petrol*, 1988, 99: 226~237 [DOI]
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 高喜马拉雅黑云斜长片麻岩脱水熔融实验: 对青藏高原地壳深熔的启示. *科学通报*, 2001, 46(3): 246~250 [摘要] [DPF]
- Sawyer E W. Melt segregation in the continental crust: Distribution and movement of melt in anatectic rocks. *J Metam Geol*, 2001, 19: 291~309 [DOI]
- Rutter M J, Wyllie P J. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, 1988, 331: 159~160 [DOI]
- Castro A, Corretgè G, El-Biad M, et al. Experimental constrains on Hercynian anatexis in the Iberian massif, Spain. *J Petrol*, 2000,

- 41(10): 1471~1488
- 13 Litvinovsky B A, Steele I M, Wickham S M. Silicic magma formation in overthickened crust: Melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar. *J Petrol*, 2000, 41(5): 717~737[DOI]
- 14 Lupulescu A, Watson E B. Low melt fraction connectivity of granitic and tonalitic melts in a mafic crustal rock at 800°C and 1 GPa. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 134: 202~216[DOI]
- 15 Castro A, Patiño Douce A E, Corretgè G, et al. Origin of peraluminous granite and granodiorites, Iberian massif, Spain: An experimental test of granite petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 135: 255~276[DOI]
- 16 Sawyer E W. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: The significance of diatexites. *J Petrology*, 1998, 39: 1147~1167[DOI]
- 17 Johannes W. What controls partial melting in migmatites? *J Metam Geol*, 1988, 6: 451~465
- 18 Lambert I B, Wyllie P J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications. *J Geol*, 1972, 80: 693~708
- 19 Ellis D J, Thompson A B. Subsolvus and partial melting reactions in the quartz-excess CaO+MgO+Al₂O₃+SiO₂+H₂O system under water-excess and water-deficient conditions to 10kb: Some implications for the origin of petraluminous melts from mafic rocks. *J Petrol*, 1986, 27: 91~121
- 20 Puziewicz J, Johannes W. Experimental study of a biotite-bearing granitic system under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 1990, 104: 397~406
- 21 Hacker B. Amphibolite-facies to granulite-facies reactions in experimentally deformed, unpowered amphibolite. *Am Mineral*, 1990, 75: 1349~1361
- 22 Wolf M B, Wyllie P J. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and application to segregation of magmas. *Mineral Petrol*, 1991, 44: 151~179[DOI]
- 23 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 喜马拉雅造山带下地壳麻粒岩成因: 来自高温高压实验的证据. *科学通报*, 2001, 46(24): 2025~2030[摘要] [DPF]
- 24 吴福元. 花岗岩熔融的局部体系及熔融序列. 长春: 吉林科学技术出版社, 1993. 1~210
- 25 刘福来, 沈其韩, 耿元生, 等. 变质反应与脱水熔融成因关系的实验研究: 以晋蒙边界孔兹岩系中富铝片麻岩为例. *中国科学, D辑, 地球科学*, 1997, 27(6): 481~487
- 26 刘福来, 徐学纯. 麻粒岩相条件下熔融反应与矿物相转变机制的实验研究. *地质学报*, 1997, 71: 254~265
- 27 刘建忠, 卢良兆, 谢鸿森, 等. 贺兰山北段孔兹岩系脱水熔融实验研究-临界熔体比例的确定及意义. *地质科学*, 1998, 33(4): 447~454
- 28 刘建忠, 卢良兆, 谢鸿森, 等. 贺兰山北段孔兹岩系脱水熔融实验 II: 岩石结构对变质反应的制约. *矿物学报*, 1999, 19(4): 453~458
- 29 林强, 葛文春, 马锐, 等. 地壳岩石的脱水熔融实验. *长春科技大学学报*, 1999, 29(3): 209~214
- 30 Wolf M B, Wyllie P J. Garnet growth during amphibolite anatexis: Implications of a garnetiferous restite. *J Geol*, 1993, 101: 357~373
- 31 Wolf M B, Wyllie P J. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: The effects of temperature and time. *Contrib Mineral Petrol*, 1994, 115: 369~383[DOI]
- 32 谢鸿森, 张月明, 徐惠刚, 等. 高温超高压下测量岩石矿物弹性波速的新方法及其地学意义. *中国科学, B辑*, 1993, 23(8): 861~864
- 33 朱卫国, 谢鸿森, 徐济安, 等. 1650、1~3GPa 下玄武岩熔体结构的实验研究. *科学通报*, 1998, 43(14): 1551~1556
- 34 谢鸿森, 徐惠刚, 彭文世, 等. 高压下滑石的脱水实验研究. *矿物学报*, 1987, 7(2): 138~132
- 35 Xu J, Zhang Y, Hou W, et al. Measurements of ultrasonic wave velocities at high temperature and high pressure for window glass, pyrophyllite, and kimberlite up to 1400°C and 5.5GPa. *High Temperature-High Pressure*, 1994, 26: 375~384
- 36 Patiño Douce A E, Beard J. Water loss from hydrous melts during fluid-absent piston-cylinder experiments. *Am Mineral*, 1994, 79: 585~588
- 37 Patiño Douce A E, Beard J. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *J Petrol*, 1995, 36: 707~738
- 38 Barker F. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F, ed. *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1979. 1~12
- 39 Winther K T. An experimental based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chem Geol*, 1996, 127: 43~59[DOI]
- 40 Rapp R P, Watson E B, Miller C F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res*, 1991, 51: 1~25[DOI]
- 41 Rapp R P. The amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, and its control over melting fraction and composition, and source permeability. *J Geophys Res*, 1995, 100: 15601~15610 [DOI]
- 42 Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J Petrol*, 1995, 36(4): 891~931
- 43 Jeanloz R, Morris S. Temperature distribution in the crust and mantle. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 377~415[DOI]
- 44 Pichon X L, Henry P, Goffé B. Uplift of Tibet: from eclogites to granulites—implications for the Andean Plateau and the Variscan belt. *Tectonophysics*, 1997, 273: 57~76[DOI]
- 45 高山, 张本仁. 秦岭造山带及其邻区岩石的放射性与岩石圈的现代热结构与热状态. *地球化学*, 1993, 14(3): 241~251
- 46 Beard J S, Lofgren G E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolite at 1, 3 and 6.9 kb. *J Petrol*, 1991, 32: 365~401
- 47 Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: Contrasting ex-

- perimental results under fluid-absent conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 1991, 107: 41~59
- 48 Percival J A. High-grade metamorphism in the Chapleau-Foley area, Ontario. *Am Mineral*, 1983, 68: 667~686
- 49 Wickham S M. The segregation and emplacement of granitic magmas. *J Geol Soc London*, 1987, 144: 281~297
- 50 Brown M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-to-crustal-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sci Rev*, 1994, 36: 83~130 [\[DOI\]](#)
- 51 McKenzie D. The generation and compaction of partially molten rock. *J Petrol*, 1984, 25: 713~765
- 52 Brown M, Rushmer T, Sawyer E W. Introduction to special section: Mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. *J Geophys Res*, 1995, 100(B8): 15551~15563 [\[DOI\]](#)
- 53 Laporte D, Watson E B. Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: The effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity. *Chem Geol*, 1995, 124: 161~184 [\[DOI\]](#)
- 54 Lupulescu A, Watson E B. Low melt fraction connectivity of granitic and tonalitic melts in a mafic crustal rock at 800°C and 1 GPa. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 134: 202~216 [\[DOI\]](#)
- 55 Wolf M B, Wyllie P J. Liquid segregation parameters from amphibolite dehydration melting experiments. *J Geophys Res*, 1995, 100(B8): 15611~15621 [\[DOI\]](#)
- 56 Shaw H R. Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction. *Am J Sci*, 1972, 272(9): 870~893