文章编号：1000-5773(2006)03-0257-08

泥质岩及其变质脱水产物中含水矿物稳定性的实验研究*

李 营[1,2]，唐红峰[1]，刘丛强[1]，周志华[1,2]

(1. 中国科学院地球化学研究所地球深部物质与流体作用地球化学研究室，贵州贵阳 550002；
2. 中国科学院研究生院，北京 100039)

摘要：俯冲带沉积物(岩)的变质脱水作用对俯冲带流体组成、矿物和同位素组成及岛弧岩浆演化具有深远影响。以天然泥质岩为研究对象，通过高温高压实验，确定了 1.5～3.5 GPa、746～930 ℃条件下，俯冲带沉积物中绿泥石、绢云母及其脱水后产物角闪石和黑云母在俯冲带的稳定范围，绘制了高温高压条件下泥质岩体系相图。研究结果表明，在泥质岩体系中，绿泥石是最早发生变质脱水的矿物，在俯冲带 50 km 深度以上全部分解，其分解产物——角闪石可携带流体进入到俯冲带 85 km 处，黑云母则可俯冲至 120 km 或更深的深度，据此可知，在俯冲带深部，沉积物完全脱水的深度范围(≥120 km)要大于蚀变洋壳(90～100 km)。

关键词：俯冲带；泥质岩；含水矿物；变质脱水作用
中图分类号：O521.2；P589.1 **文献标识码**：A

1 引 言

俯冲带流体由来源于俯冲板块的流体和来源于俯冲板块表层沉积物的流体组成[1]。前者，已经有众多学者对其形成机制、规模、深度范围及其影响等问题做出了深入、细致的研究[2-7]。然而，对于后者的研究却尚未引起足够的重视，这部分流体是由俯冲沉积物经变质脱水作用释放出来、以 H_2O 和 CO_2 为主要组成的超临界变质流体[8-10]，虽然其总量只占俯冲带流体总量的 20%[1]，但却具有很强的化学活动性，它参加到俯冲带流体循环中，能够引起物质和能量的大规模迁移，对地幔楔和地壳的物质组成(包括矿物、微量元素和同位素等方面的组成)、俯冲带热结构和构造演化及岛弧岩浆演化造成深远影响[1,11-14]。因此，Kerrick 等[15]、Peacock[1] 和 Plank 等[16]均强调了对这部分流体的形成机制、产生过程和深度范围等问题进行研究的必要性及其重要意义。因此，对俯冲带沉积物(岩)在俯冲带深部的变质脱水过程，即其所含的含水矿物在俯冲带深部的稳定性的研究就显得尤为重要。

目前已有的对俯冲沉积物(岩)中含水矿物稳定性的研究还比较薄弱，且存在一些不足：(1) 采用简单模拟体系进行实验岩石学研究，即不考虑含 Fe、Ca、Na 的 MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O(MASH)和 K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O(KMASH)体系进行实验岩石学研究[18-20]，上述体系显然与天然泥质岩体系(K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O)有较大的差异；(2) 针对单矿物为研究对象，通过高温高压实验讨论含水矿物的稳定性[22-23]，这与实际地质情况有所差异，因为在实际的俯冲带环境中所发生的脱水作用，并不只是单个矿物的简单脱水，还应包括多种矿物间的相互反应脱水；(3) 采用内部一致热力学数据库、固溶体活度模型，利用计算机软件计算变泥质岩体系(即 KFMASH(K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O)体系和其亚体系(KMASH、KFASH))中矿物相的组成[24-28]，进而讨论其中含水矿物的稳定

* **收稿日期**：2005-09-30；**修回日期**：2006-01-12
基金项目：中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-SW-124)；国家自然科学基金项目(40272038)
作者简介：李 营(1978—)，男，博士研究生，实验地球化学专业. E-mail：traceelement@sohu.com

性,虽然其结果与实际岩石学研究接近,但却缺少俯冲带深部高温高压(>3.0 GPa,810 ℃)条件下的研究,这对于俯冲带深部——榴辉岩相条件下含水矿物稳定性的研究是不充分的。为此,Aizawa 等[13]采用天然泥质岩为研究对象,通过高温高压实验研究,得出了该体系中含水矿物的稳定性,但其全部实验的压力范围却分布于 2.1～2.7 GPa 和 5.0～11.0 GPa,在 1.5～3.5 GPa 这一重要的榴辉岩相变质压力范围内,没有足够的实验数据,这一结果显然也不能用于深入、细致地讨论泥质岩中含水矿物的稳定性。为使实验条件更加接近于地质实际,本工作同样选取天然泥质岩为研究对象,利用大腔体高压设备在 1.5～3.5 GPa、746～930 ℃条件下进行高温高压实验,通过对实验产物的矿物相组成研究,确定了俯冲带沉积物(岩)在俯冲带进变质作用过程中所发生的一系列变质脱水反应,进而在前人结论的基础上,更加深入地探讨了沉积物(岩)及其变质脱水产物中含水矿物在俯冲带深部的稳定范围。

2 实 验

为使本研究更具代表性,选取采自庐山地区双桥山群的变泥质岩(LS-26)为实验初始物,该岩石在紧邻大别山超高压变质带的赣北地区广泛分布,形成于中元古代,其主量元素组成与上陆壳平均值接近,矿物组成与其它地区的后太古代泥质岩(如澳大利亚后太古代页岩)接近(表 1)。岩相学观察(图 2(a))和 X 射线粉晶分析表明,该岩石主要由伊利石、绢云母和绿泥石组成(总量占 81%)。

表 1 实验初始物的主量元素组成和矿物组成

Table 1 Major element compositions and mineral components of starting material

Oxide	w(Starting material) /(%)	w(Average upper continetal) /(%)	Mineral components of starting material	Volume fraction /(%)
SiO_2	63.31	66.00	Quartz	12
TiO_2	0.63	0.50	Illite and Sericite	65
Al_2O_3	17.89	15.20	Chlorite	16
〈FeO〉	7.00	4.50	Plagioclase	4
MnO	0.09	0.08	Hematite	Trace
MgO	1.50	2.20	Montmorillonite	Trace
CaO	0.60	4.20	Total	97
Na_2O	1.60	3.90	Hydrous minerals	81
K_2O	2.85	3.40		
P_2O_5	0.10			
LOI	4.28			
Total	99.85	99.90		

Note: Major element compositions of starting material from Ref. [29]; Average upper continental crust data from Ref. [30]; 〈FeO〉 All iron was calculated as FeO; LOI = Loss-on-ignition.

高温高压实验在中国科学院地球化学研究所地球深部物质与流体作用实验室的 YJ-3000 t 紧装式六面顶压机上进行,该设备为大腔体、多面顶高压设备[31],在 1.5～3.5 GPa 范围内具有很高的压力精度。实验前将样品研磨成细于 200 目的粉末,置于 100～120 ℃的烘箱内烘烤 24 h,以除去吸附水,然后装入带孔的金箔内。套管采用氧化铝管,加热器为石墨加热器,传压介质采用脱水的叶蜡石立方块,其规格为:32 mm×32 mm×32 mm。最后将校正过的 $PtRh_{10}$-Pt 热电偶插入叶蜡石立方块中,紧贴金箔,图 1 为样品组装剖面图。这种样品组装方法确保

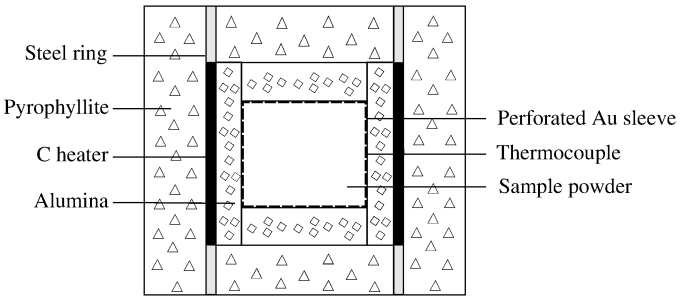


图 1 样品组装剖面图

Fig. 1 Sketch of the cell assembly in present study

在实验过程中样品处于开放体系中,样品脱水后产生的挥发组分能迅速向外扩散,以使实验条件更加接近地质实际。实验过程中温度和压力的测量误差分别为±5 ℃和±0.1 GPa。在 1.5～3.5 GPa 和 746～930 ℃的压力、温度范围内共进行了 13 次实验,并获取了实验产物,实验条件见表 2。由于在实验过程中泥质岩变质脱水所产生的流体不断向边部运移,会导致边部发生部分熔融,因此在获取实验产物后,先将其边部切掉(约 1.5 mm),然后进行岩相学观察、电子探针和 X 射线粉晶衍射分析。

表 2　高温高压实验条件和实验产物的相组成

Table 2　Experimental conditions and mineral compositions of run products

Run No.	Temperature/(℃)	Pressure/(GPa)	Time/(h)	Phase present
R3	757	1.5	13.0	Quartz,Garnet,Amphibole,Biotite
R18	820	1.5	40.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Biotite
R20	900	1.5	34.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Melt
R14	882	2.0	10.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Amphibole,Biotite
R21	920	2.0	41.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Plagioclase,Melt
R22	940	2.3	14.5	Quartz,Garnet,Plagioclase,Melt
R6	746	2.5	20.0	Quartz,Garnet,Amphibole,Biotite
R23	780	2.5	40.5	Quartz,Garnet,Amphibole,Biotite
R11	850	2.5	1.0	Quartz,Garnet,Biotite,(Plagioclase),Melt
R9	930	2.5	9.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Plagioclase,Melt
R25	930	2.8	10.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Biotite,Melt
R26	900	3.0	10.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Biotite,(Plagioclase),Melt
R15	922	3.0	6.0	Quartz,Garnet,Kyanite,Biotite,Melt
R16	845	3.5	11.0	Coesite,Garnet,Biotite,Melt

Note:(Plagioclase)—This phase should not be stable but still existed because of the low reaction rate.

3　结果和讨论

显微镜观察、X 射线粉晶衍射和电子探针分析结果(表 2、表 3、图 2)表明,泥质岩在每次实验的温度、压力条件下均发生了变质脱水作用,初始物中的伊利石和绢云母等含水矿物消失,柯石英、石榴子石、蓝晶石、角闪石和黑云母在产物中生成。

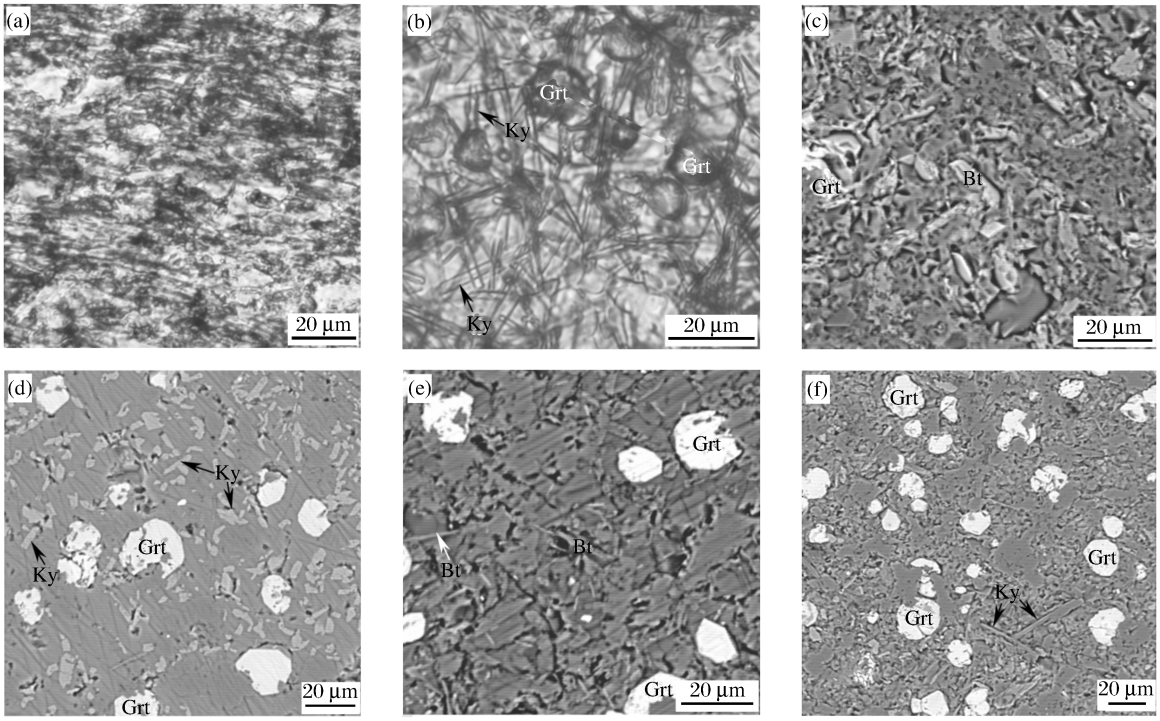
表 3　部分实验产物的矿物化学组成

Table 3　Chemical composition of minerals from run products　　(%)

Mineral	Run No.	p/(GPa)	T/(℃)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Total
Garnet	18	1.5	820	37.46	0.45	21.49	0.05	32.20	1.62	6.21	1.10	0.00	0.04	0.01	100.61
Kyanite	18	1.5	820	25.57	0.46	52.96	0.07	15.24	0.17	2.46	0.00	0.01	0.00	0.00	96.92
Garnet	25	2.8	930	37.35	0.41	21.40	0.00	30.55	0.63	8.20	2.01	0.13	0.02	0.05	100.73
Kyanite	25	2.8	930	36.28	0.27	60.23	0.00	2.19	0.00	0.28	0.00	0.00	0.04	0.00	99.29
Garnet	23	2.5	780	36.23	0.56	20.43	0.01	33.80	1.50	4.09	2.84	0.18	0.03	0.00	99.67
Biotite	23	2.5	780	39.01	1.49	21.06	0.04	15.43	0.00	8.76	0.01	0.63	8.19	0.00	94.62
Garnet	26	3.0	900	36.81	0.37	23.07	0.01	32.13	0.57	5.57	1.45	0.15	0.05	0.00	100.15

石榴子石在全部产物中出现,其含量受温度影响明显,温度升高,石榴子石含量增多,说明高温有利于石榴子石的生长。对比产物 R26(3 GPa,900 ℃)和 R15(3 GPa,922 ℃),R15 中石榴子石含量明显高于 R26(图 2(e)和图 2(f))。在产物 R16 中出现了柯石英,其余产物由于实验压力处于石英－柯石英相转变线[32]以下,所以未生成柯石英。角闪石和黑云母作为中间过渡相在产物中生成,随实验温度、压力

的升高又消失。由于本工作研究的目的是探讨含水矿物的稳定性，所以将重点讨论绿泥石、角闪石和黑云母这 3 种含水矿物在泥质岩体系中的稳定性。



(a) Starting material; (b) R15; (c) R18; (d) R21; (e) R26; (f) R15. Ky: Kyanite; Grt: Garnet; Bt: Biotite

图 2 初始物和产物的显微照片((a)和(b))以及背散射照片((c)、(d)、(e)、(f))

Fig. 2 Photomicrographs and BSE images of starting materials and run products

3.1 绿泥石

由于绿泥石的稳定范围很小，在中等地热梯度的俯冲带，650 ℃以上，便全部分解[33]，所以本工作所有实验产物中均没有绿泥石出现。说明在俯冲带沉积物中，它是最早发生变质脱水反应的矿物。根据对初始物和产物的矿物相组成对比分析可以确定，在泥质岩变质脱水过程中，绿泥石的分解过程是与绢云母、石英等矿物发生下面的一系列变质反应，而并不是单纯的绿泥石分解。

$$2(Mg,Fe)_{4.5}Al_3Si_{2.5}O_{10}(OH)_8 + 4SiO_2 = 3(Mg,Fe)_3Al_2Si_3O_{12} + 8H_2O \quad (Ⅰ)$$

绿泥石　　石英　　石榴子石

$$3(Mg,Fe)_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 5KAl_3Si_3O_{10}(OH,F)_2 = 8Al_2SiO_5 + 5K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH,F)_2 + SiO_2 + 12H_2O \quad (Ⅱ)$$

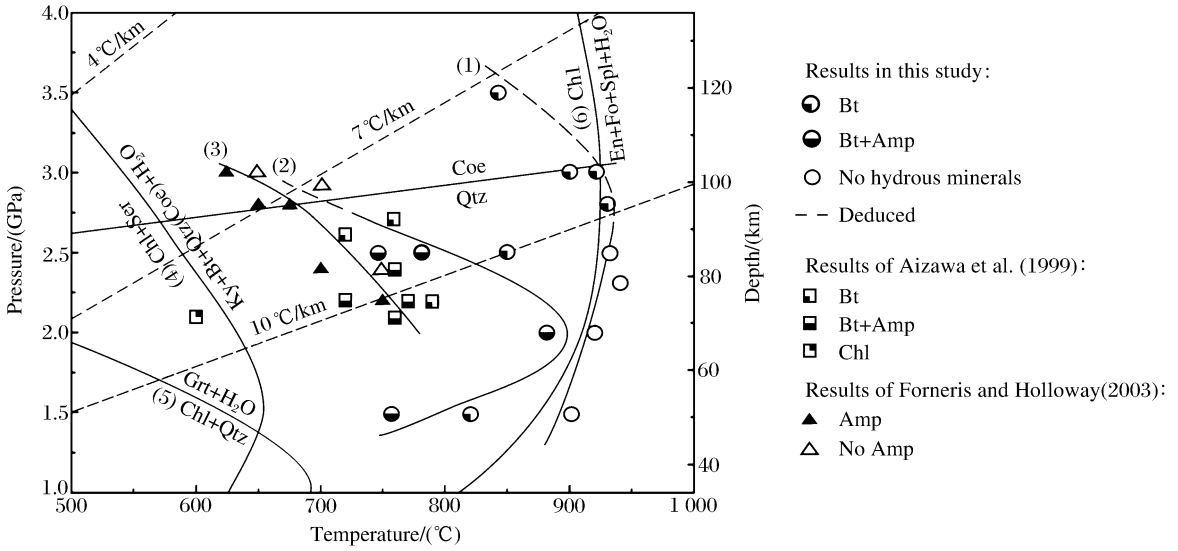
绿泥石　　绢云母　　蓝晶石　　黑云母　　(柯)石英

$$(Mg,Fe)_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 4(Na,Ca)(Al,Si)_4O_8 = 2(Na,Ca)_2(Mg,Fe)_{2.5}Al_2Si_{8.5}O_{22}(OH)_2 + 2H_2O \quad (Ⅲ)$$

绿泥石　　斜长石　　角闪石

据 Delany 等[34]的研究，纯绿泥石在 3.0 GPa 压力下分解(绿泥石＝顽火辉石＋镁橄榄石＋尖晶石＋水)的温度在 900 ℃以上(图 3，曲线(6))，这一结果要远远高于其在整个泥质岩体系中分解的温度和压力(图 3，曲线(4)和曲线(5))，并且其分解产物在矿物相组成上也有很大差别。然而，在实际地质环境中，绿泥石等含水矿物是处于复杂的岩石体系中，随俯冲板块进入到俯冲带深部，达到一定的温度压力条件时，与周围的其它矿物发生变质脱水反应，释放出变质流体。这样，如果以纯绿泥石分解的温度压力条件作为其在俯冲带沉积物(岩)中的稳定界限，是不符合实际的，这也正是本工作选择天然泥质岩作为研究对象的原因。由变质反应(Ⅱ)不难看出，伴随着绿泥石的脱水，绢云母等含水矿物也将发生脱水作用，这消耗掉了一定量的云母；此外，在部分实验产物中检测到了熔体，说明在所选定的实验条件

下,样品发生了部分熔融,即:白云母＋斜长石＋石英＋水＝黑云母＋蓝晶石＋熔体[17],这一过程消耗掉了初始物中全部的云母和部分斜长石,因此初始物中发育的伊利石和绢云母在实验产物中完全消失。



The pressure-temperature curves:(1) Bt out in subducted sediments;(2) Amp out in subducted sediments; (3) Amp out in subducted basaltic oceanic crust;(4) is according to Goto et al[33];(5) is according to Tatsumi[35]; (6) is according to Delany et al.[34]. The coesite-quartz transition: p(GPa)＝2.12＋0.001T is taken from Akella[32]. The geothermal lines are taken from Ahrens[36] and Peacock[37]. Mineral abbreviations are:Chl,chlorite;Bt,biotite; Amp,amphibole;Ky,kyanite;Grt,garnet;Qtz,quartz; Coe,coesite;Ser,sericite;En,enstatite;Fo,forsterite;Spl,spinel

图 3　高温高压下泥质岩体系相图

Fig. 3　Experimental phase diagram for pelitic composition under high pressure and high temperature

3.2　角闪石

在产物 R3、R14、R6 和 R23 中,角闪石作为一稳定矿物相出现,由于初始物中并没有角闪石存在,因此可以断定它是实验过程中通过反应(Ⅲ)形成的,以蓝闪石为主,并包含一定量的韭闪石。随实验压力升高(>2.5 GPa),角闪石在产物中消失,因此,在俯冲带沉积物变质脱水过程中,角闪石是中间过渡相,由于它是含羟基矿物,所以可将沉积物中的流体带入到俯冲带深部,然后再释放出来。根据 Delany 等[34]的研究,角闪石的脱水反应可表示为

$$2(Na,Ca)_{1.5}(Mg,Fe)_{1.5}Al_2Si_{9.5}O_{22}(OH)_2 = (Mg,Fe)_3(Al,Si)_5O_{12} + 3(Na,Ca)(Al,Si)_4O_8 + 2Al_2SiO_5 + 2H_2O \quad (Ⅳ)$$

角闪石　　石榴子石　　斜长石　　蓝晶石

本工作在 1.5～2.5 GPa 范围内界定了俯冲带沉积物(岩)中角闪石的脱水范围:在 1.5～2.0 GPa 时,角闪石脱水温度随压力的升高而升高,为 760～880 ℃;在 2.0～2.5 GPa 时,角闪石脱水温度随压力的升高而降低,为 880～750 ℃(图 3,温度压力线(2))。R6 中角闪石的存在,说明其可俯冲至俯冲带 85 km的深度。角闪石是俯冲洋壳中重要的含水矿物,它的变质脱水作用在对俯冲带流体的研究中扮演着极为重要的角色,许多学者在对俯冲洋壳中含水矿物稳定性的研究中,均将角闪石作为重要的研究对象[5,14,23],并且对俯冲板块中角闪石的脱水范围做了细致的研究。根据 Forneris 等[7]最新的研究结果,在俯冲玄武质洋壳中,角闪石的脱水发生在蓝片岩相——榴辉岩相的温度、压力条件下,在 2.2～3.0 GPa 压力范围内,脱水温度为:750～650 ℃(图 3,曲线(3)),这一温度范围要低于本工作的研究结果(图 3),这是由角闪石不同的脱水机制导致的(反应(Ⅴ))。在俯冲的玄武质蚀变洋壳中,角闪石与斜黝帘石发生变质脱水反应,生成石榴子石、绿辉石和水[5],这导致在相同的温度条件下,俯冲沉积物(岩)体系中的角闪石可以在更深的深度范围内存在。

$$Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2 + 2Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) = 3(Mg,Ca)_3Al_2Si_3O_{12} + 2(Na,Ca)(Mg,Al)Si_{2.5}O_6 + 2H_2O \quad (Ⅴ)$$

蓝闪石　　斜黝帘石　　石榴子石　　绿辉石

3.3 黑云母

黑云母同角闪石一样，也是绿泥石分解后的产物(反应(Ⅱ))，本工作在 Aizawa 等[13]的实验结果基础上，进一步界定了在俯冲带沉积物(岩)体系中黑云母的稳定界限(图 3，曲线(1))。在产物 R16(3.5 GPa、845 ℃)中黑云母作为一稳定矿物相出现，表明在中等地热梯度的俯冲带(7 ℃/km)，黑云母的脱水(反应(Ⅵ))深度接近 120 km，然而，由于在更高温度下缺少实验数据，因此，这仅是本工作最为保守的推测(虚线部分)，实际黑云母脱水深度可能还要更深(≥120 km)。黑云母的脱水标志着沉积物(岩)及其变质脱水产物中含水矿物脱水反应的终结，沉积物(岩)在俯冲带这一深度范围内，释放出了最后一批流体。俯冲玄武质蚀变洋壳的完全脱水是以黝帘石和硬柱石的消失为标志的，其深度范围在 90～100 km[7]。可见，相对于蚀变洋壳，俯冲沉积物可以将流体携带到俯冲带更深的深度范围(≥120 km)。

$$3K(Mg,Fe)_3(Al,Si)_4O_{10}(OH)_2 + 5Al_2SiO_5 + 26H^+ = 3(Mg,Fe)_3(Al,Si)_5O_{12} + 3KAlSi_3O_8 + 16H_2O \quad (Ⅵ)$$

黑云母　　蓝晶石　　石榴子石　　斜长石

4 结 论

综合上述研究结果表明，俯冲带表层的沉积物(岩)随俯冲板块进入到俯冲带后，随温度压力不断升高，经历一区域进变质作用过程，在这一过程中，沉积物(岩)中的含水矿物会发生一系列变质脱水作用，首先是绿泥石和绢云母脱水，产生角闪石和黑云母。随温度、压力继续升高，角闪石也发生脱水，最后在大于 120 km 的深度范围内，黑云母的消失标志着沉积物(岩)的完全脱水。在整个过程中，不断有流体从沉积物中释放出来。这一结果与前人的研究相一致：Zhang 等[38]通过对天山变泥质岩的实际岩石学研究认为，碳酸盐沉积物可以进入到俯冲带至少 150 km 的深度范围，才发生变质去挥发分反应；李营等[39]通过对天然泥质岩的高压差热分析得出，泥质岩在俯冲带变质脱水范围为 75～145 km，因此相对于玄武质蚀变洋壳(90～100 km)，俯冲带沉积物(岩)可携带流体进入到俯冲带更深的范围。

References:

[1] Peacock S M. Fluid Processes in Subduction Zones [J]. Science, 1990, 248: 329-337.

[2] Tatsumi Y, Hamilton D L, Nesbitt R W. Chemical Characteristics of Fluid Phase Released from a Subducted Lithosphere and Origin of Arc Magmas: Evidence from High-Pressure Experiments and Natural Rocks [J]. J Volca Geotherm Res, 1986, 29: 293-309.

[3] Tatsumi Y. Migration of Fluid Phases and Genesis of Basalt Magmas in Subduction Zones [J]. J Geophys Res, 1989, 94(B4): 4697-4707.

[4] Ulmer P, Trommsdorff V. Serpentine Stability to Mantle Depths and Subduction-Related Magmatism [J]. Science, 1995, 268: 858-861.

[5] Liu J, Bohlen S R, Ernst W G. Stability of Hydrous Phases in Subducting Oceanic Crust [J]. Earth Planet Sci Lett, 1996, 143: 161-171.

[6] Schmidt M W, Poli S. Experimentally Based Water Budgets for Dehydrating Slabs and Consequences for Arc Magma Generation [J]. Earth Planet Sci Lett, 1998, 163: 361-379.

[7] Forneris J F, Holloway J R. Phase Equilibria in Subducting Basaltic Crust: Implications for H_2O Release from the Slab [J]. Earth Planet Sci Lett, 2003, 214: 187-201.

[8] You C F, Castillo P R, Gieskes J M, et al. Trace Element Behavior in Hydrothermal Experiments: Implications for Fluid Processes at Shallow Depths in Subduction Zones [J]. Earth Planet Sci Lett, 1996, 140: 41-52.

[9] Walther J V, Orville P M. Volatile Production and Transport in Regional Metamorphism [J]. Contrib Mineral Petrol, 1982, 79: 252-257.

[10] Hawkesworth C J, Turner S P, McDermott F, et al. U-Th Isotopes in Arc Magmas: Implications for Element Transfer from the Subducted Crust [J]. Science, 1997, 276: 551-555.

[11] Peacock S M. The Importance of Blueschist-Eclogite Eehydration Reactions in Suducting Oceanic Crust [J]. Geol Soc Am Bull,1993,105:684-694.

[12] Ferry J M,Gerdes M L. Chemical Reactive Fluid Flow during Metamorphism [J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 1998,26:255-287.

[13] Aizawa Y,Tatsumi Y,Yamada H. Element Transport by Dehydration of Subducted Sediments:Implication for Arc and Ocean Island Magmatism [J]. The Island Arc,1999,8:38-46.

[14] Kogiso T,Tatsumi Y,Nakano S. Trace Element Transport during Dehydration Processes in the Subducted Oceanic Crust:1. Experiments and Implications for the Origin of Ocean Island Basalts [J]. Earth Planet Sci Lett,1997, 148:193-205.

[15] Kerrick D M,Connolly J A D. Metamorphic Devolatilization of Subducted Marine Sediments and the Transport of Volatiles into the Earth's Mantle [J]. Nature,2001,411:293-296.

[16] Plank T,Langmuir C H. The Chemical Composition of Subducting Sediment and Its Consequences for the Crust and Mantle [J]. Chem Geo,1998,145:325-394.

[17] Poli S,Schmidt M W. Petrology of Subducted Slabs [J]. Annu Rev Earth Planet Sci,2002,30:207-235.

[18] Schreyer W. Experimental Studies on Metamorphism of Crustal Rocks under Mantle Pressures [J]. Mineral Mag, 1988,52:1-26.

[19] Schreyer W. Ultradeep Metamorphic Rocks:The Retrospective Viewpoint [J]. J Geophus Res,1995,100(B5): 8353-8366.

[20] Harley S L,Carswell D A. Experimental Studies on the Stability of Eclogite Facies Mineral Parageneses [A]//Carswell D A. Eclogite Racies Rocks [C]. Glasgow:Blackie,1990:53-82.

[21] Harley S L,Carswell D A. Ultradeep Crustal Metamorphism:A Prospective View [J]. J Geophys Res,1995,100 (B5):8367-8380.

[22] Staudigel H,Schreyer W. The Upper Thermal Stability of Clinochlore, $Mg_5Al[AlSi_3O_{10}](OH)_8$, at 10～35kb P_{H_2O} [J]. Contrib Mineral Petrol,1977,61:187-198.

[23] Inoue T,Irifune T,Yurimoto H,et al. Decomposition of K-Amphibole at High Pressures and Implications for Subduction Zone Volcanism [J]. Phys Earth Plane Interiors,1998,107:221-231.

[24] Massonne H J,Szpurka Z. Thermodynamic Properties of White Micas on the Basis of High-Pressure Experiments in the Systems K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O and K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O [J]. Lithos,1997,41:229-250.

[25] Massonne H J. Experimental Aspects of UHP Metamorphism in Pelitic Systems [J]. Inter Geo Re,1999,41:623-638.

[26] Wei C J,Powell R. Phase Relations in High-Pressure Metapelites in the System KFMASH (K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O) with Application to Natural Rocks [J]. Cont Mineral Petrol,2003,145:301-315.

[27] Wei C J,Powell R. Calculated Phase Relations in High-Pressure Metapelites in the System NKFMASH (Na_2O-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O) [J]. J Petro,2004,45:183-202.

[28] Zhang C G,Wei Ch J. Phase Equilibria for Metapelites in the System K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3 SiO_2-H_2O (KFMASH) [J]. Act Petro Sin,2004,20(3):725-736. (in Chinese)
张翠光,魏春景. 中-低压泥质岩在 KFMASH 体系中的相平衡关系 [J]. 岩石学报,2004,20(3):725-736.

[29] Tang H F,Liu C Q. Mass Transfer and Element Mobility of Rocks during Regional Metamorphism－A Case Study of Metamorphosed Pelites from the Shuangqiaoshan Group in Lushan [J]. Geo Rev,46(3):245-254. (in Chinese)
唐红峰,刘丛强. 区域变质作用中岩石的质量迁移和元素活动——以庐山双桥山群变泥质岩为例 [J]. 地质论评, 2000,46(3):245-254.

[30] Taylor S R,McLennan S M. The Continental Crust:Its Composition and Evolution [M]. Oxford:Blackwell Science,1985:67.

[31] Xie H S. An Introduction to Material Science in the Earth's Interior [M]. Beijing:Science Press,1997:69-70. (in Chinese)
谢鸿森. 地球深部物质科学导论 [M]. 北京:科学出版社,1997:69-70.

[32] Akella J. Quartz＝Coesite Transition and the Comparative Friction Measurements in Piston-Cylinder Apparatus Using Talc-Alsimag-Glass(TAG) and NaCl High-Pressure Cells [J]. Neues Jahrb Mineral Monatsh,1979,5:217-224.

[33] Goto A, Tatsumi Y. Stability of Chlorite in the Upper Mantle [J]. Am Mineral, 1990, 75: 105-108.
[34] Delany J M, Helgeson H C. Calculation of the Thermodynamic Consequences of Dehydration in Subducting Oceanic Crust to 100 kb and >800℃ [J]. Am J Sci, 1978, 278: 638-686.
[35] Tatsumi Y, Eggins S. Subduction Zone Magmatism [M]. USA: Blackwell Science, Inc, 1995: 100-105.
[36] Ahrens T J. Water Storage in the Mantle [J]. Nature, 1989, 342: 122-123.
[37] Peacock S M. Numerical Simulation of Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths and Fluid Production in Subducting Slabs [J]. Tectonics, 1990b, 9: 1197-1211.
[38] Zhang L, Ellis D J, Arculus R J, et al. 'Forbidden Zone' Subduction of Sediments to 150 km Depth-the Reaction of Dolomite to Magnesite + Aragonite in the UHPM Metapelites from Western Tianshan, China [J]. J Meta Geo, 2003, 21: 523-529.
[39] Li Y, Tang H F, Liu C Q, et al. Experimental Study on Dehydration of Pelite by High-Pressure Differential Thermal Analysis [J]. Acta Petro Sin, 2005, 21(3): 986-992. (in Chinese)
李 营, 唐红峰, 刘丛强, 等. 泥质岩脱水作用的高压差热实验研究 [J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 986-992.

Experimental Study on the Stability of Hydrous Minerals in Natural Pelitic System

LI Ying[1,2], TANG Hong-Feng[1], LIU Cong-Qiang[1], ZHOU Zhi-Hua[1,2]

(1. *Laboratory for Study of the Earth's Interior and Geofluids' Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang* 550002, *China*;
2. *Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100039, *China*)

Abstract: Metamorphic dehydration of subducted sediments is of importance in understanding the composition of slab-derived fluids, the mineral and isotope composition in subduction zone, which is also important for understanding the evolution of arc magmas. The stability of chlorite, sericite, amphibole and biotite has been identified in natural pelitic system at pressures 1.5～3.5 GPa, and at temperatures 746～930 ℃ by high pressure experiments on natural pelite. The systematic diagram suggests that with the increasing of pressure and temperature chlorite completely decomposes at lower depth <50 km. The run production of this process-amphibole can be subducted to 85 km, and biotite devolatilizes at the depth ≥120 km in subduction zone. This leads to the conclusion that subducted sediments can be subducted into more deep depth (≥120 km) than basaltic oceanic crust.

Key words: subduction zone; pelite; hydrous mineral; metamorphic dehydration