

山东省沂水汞丹山地块与深熔作用有关的变质流体*

沈 昆 沈其韩 徐惠芬 耿元生

(山东省地质科学实验研究院, 济南 250014) (中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

主题词 沂水汞丹山地块 流体包裹体 深熔作用

提 要 沂水汞丹山地块为一片麻岩-花岗岩穹隆, 穹隆中心出露大片紫苏花岗岩和麻粒岩相表壳岩残留地层(或包体), 向北部、东部和南部外围过渡为角闪岩相片麻岩、斜长角闪岩和花岗岩质岩石, 其中常见深熔脉体和伟晶岩脉。麻粒岩相表壳岩围岩很少含或几乎不含流体包裹体, 而在深熔脉体、紫苏花岗岩和伟晶岩脉中含大量富 CO_2 流体包裹体, 少量 H_2O 包裹体、 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 包裹体, 偶见含固相(石盐、碳酸盐)的多相包裹体与富 CO_2 包裹体伴生。早期富 CO_2 包裹体(Ia型)具有较高流体密度, 而沿石英(石榴石)中穿颗粒裂隙分布的富 CO_2 包裹体流体密度降低。富 H_2O 包裹体大都沿裂隙分布, 也属峰期变质后的退变质晚期产物。低密度富气相包裹体则多与 $\text{CO}_2(\text{H}_2\text{O})$ 包裹体组分的渗漏或部分爆裂有关。对深熔作用期间流体的作用进行了探讨, 认为在中部地壳压力条件下, 一种富 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 流体沿岩石页理面或裂隙渗流能产生石榴石/斜方辉石的部分熔融, H_2O 优先进入熔体, CO_2 进入共存的气相而分离, 并可作为流体包裹体被捕获于石榴石或辉石包裹的石英和随后由硅酸盐熔体冷却结晶的长英质脉体石英中。根据矿物平衡和流体包裹体资料推断了峰期变质后岩石经历的 $P-T$ 条件。

近年来流体在变质过程中的作用, 包括在混合岩和深熔岩石形成过程中的作用日益受到人们的注意。众所周知, 硅酸盐熔体的固相线温度随其中水(挥发组分)含量的增加而降低。由于在中-下地壳温压条件下, 挥发组分, 特别是水在硅酸盐熔体中有较大的溶解度, 故呈流体相的挥发组分加上岩石中的含水矿物是岩石发生明显部分熔融的必要条件。本文将通过对山东沂水汞丹山地块某些角闪岩相-麻粒岩相岩石及其深熔脉体中的流体包裹体研究来探讨深熔岩石中流体的组成和作用。

1 地质和岩石学简述

汞丹山地块位于鲁西地块东缘沂沭断裂带内, 为一片麻岩-花岗岩穹隆。穹隆中心位于马山、雪山和蔡峪一带, 出露岩石主要为紫苏花岗岩闪长岩、紫苏花岗岩类, 零星包于其中的有麻粒岩相表壳岩捕虏体, 包括二辉斜长角闪岩、黑云二辉斜长片麻岩和紫苏铁英岩等(石

* 由国家自然科学基金资助, 项目编号为 49472137。

第一作者简介 沈 昆, 男, 1939 年 5 月生, 高级工程师, 主要从事岩石学、矿物学和流体包裹体研究。

收稿日期 98-05-25, 改回日期 98-06-24。

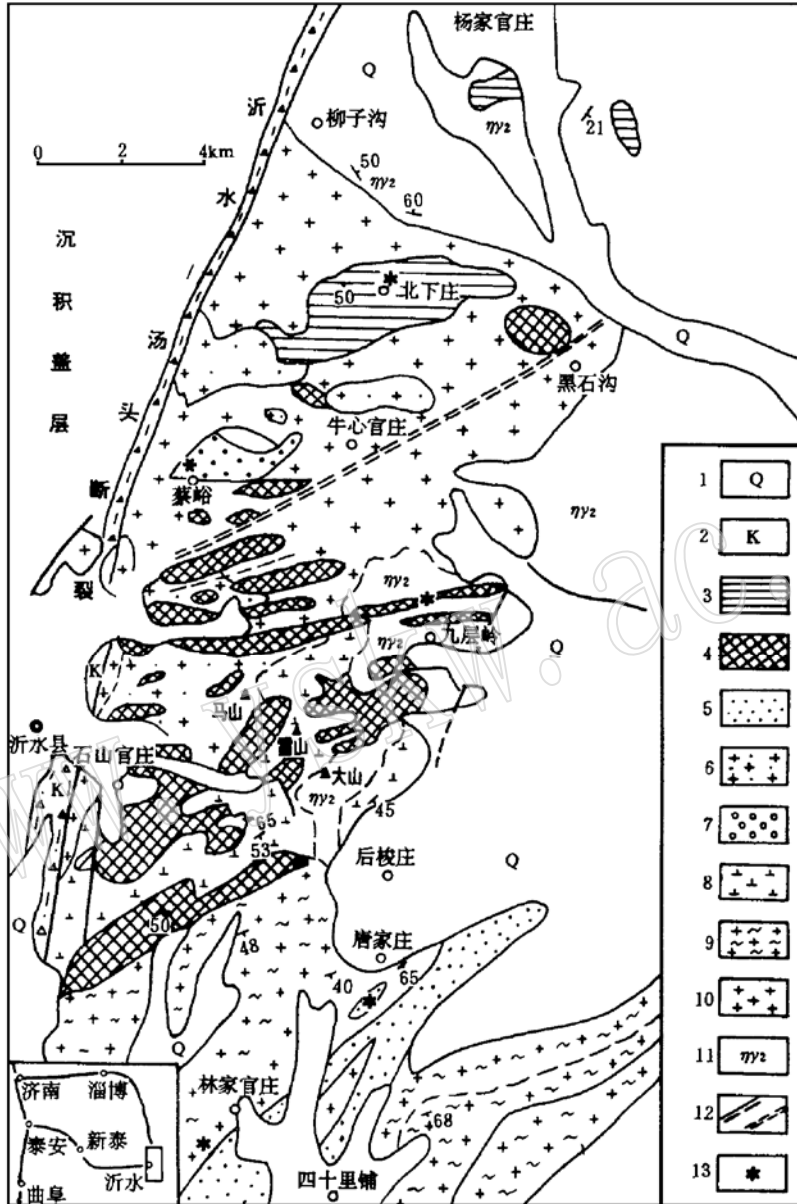


图1 沂水汞丹山太古宙麻粒岩地块地质略图(据山东省地质矿产局第八地质队 1:50000 沂水幅地质图和中国地质大学(北京) 1:50000 高桥幅地质图缩编)

Fig. 1 Geological sketch map of the Archaean Gongdanshan granulite block in Yishui County
 1—第四系;2—白垩系;3—夕线石榴斜长片麻岩—黑云变粒岩—斜长角闪岩组合;4—沂水岩群二辉斜长角闪岩—二辉斜长片麻岩—铁英岩组合;5—林家官庄石榴二辉斜长角闪岩—黑云变粒岩(片麻岩)组合;6—马山紫苏花岗岩闪长岩;7—蔡峪石榴紫苏花岗岩(闪长)岩;8—雪山紫苏花岗岩闪长岩;9—英灵山英云闪长岩;10—牛心官庄奥长花岗岩;11—大山二长花岗岩;12—断层/韧性剪切带;13—采样位置

山官庄岩体);向北、东和南部外围分别过渡为牛心官庄奥长花岗岩、大山二长花岗岩和英灵山(林家官庄)英云闪长岩,其中往往含有马山紫苏花岗闪长岩包体,并有呈残留体的石榴辉石(二辉)斜长角闪岩和黑云变粒岩零星分布(林家官庄岩体);在麻粒岩地体北缘北下庄和东缘唐家河南一带分别有夕线石榴黑云斜(二)长片麻岩(以下简称夕线榴片麻岩)和石榴黑云变粒岩出露(图1)。

从石榴黑云变粒岩到夕线榴片麻岩、紫苏花岗闪长岩、黑云二辉斜长片麻岩和石榴辉石(二辉)斜长角闪岩变质程度逐渐升高。石榴黑云变粒岩的矿物组合为斜长石+石英+黑云母+石榴石±钾长石+不透明矿物,石榴石呈斑状变晶,与黑云母平衡共生并可包含黑云母、石英,属角闪岩相变质。

夕线榴片麻岩具纤维-粒状变晶结构,片麻状构造。矿物组合为斜长石+石英+黑云母+夕线石+钾长石+石榴石+Fe-Ti氧化物。黑云母呈细小鳞片状,夕线石则呈纤维状集合体,均沿片理定向分布。由深熔作用产生的长英质脉体沿片理或斜切片理分布,其中钾长石、石榴石和石英含量增加。石榴石常包含石英、黑云母鳞片和夕线石针状晶体。

在东部九层岭和南部林家官庄一带的石榴辉石斜长角闪岩具柱粒状变晶结构,片理构造。矿物组合为斜长石+普通角闪石+透辉石+石榴石±紫苏辉石+Fe-Ti氧化物,矿物之间具平衡共生的平直接触边界和近于 120° 的夹角。石榴石和辉石也呈变斑晶出现。常见长英质脉体或扁豆体沿片理分布。

在蔡峪,石榴紫苏花岗闪长岩具花岗变晶结构,片麻状和条带状构造,矿物组合为黑云母+紫苏辉石+斜长石+条纹长石+反条纹长石+石英+石榴石±单斜辉石+Fe-Ti氧化物+硫化物,深色条带含较多黑云母和紫苏辉石,浅色条带和切穿条带的伟晶岩脉含较多石榴石和长英质矿物。这些长英质脉体和伟晶岩脉代表了深熔作用的产物。详细的地质和岩石学资料见参考文献[1-3]。

2 流体包裹体研究

对北下庄夕线榴片麻岩和深熔脉体(Ys95-7、Ys95-12)、九层岭(Ys95-43、Ys96-27B)和林家官庄(Ys95-33)石榴透辉斜长角闪岩的长英质脉体、蔡峪的紫苏花岗闪长岩(Ys95-59、Ys95-62)和其中的伟晶岩脉(Ys96-20c)以及唐家河石榴黑云变粒岩(Ys95-26)采样进行了流体包裹体研究,采样位置见图1。

2.1 流体包裹体类型

根据室温下包裹体中所见相的组成,可区分出以下四类包裹体:

(1)富 CO_2 包裹体(I型),又可分为密度较高的单液相富 CO_2 包裹体、密度较低的气-液两相包裹体和单气相包裹体;

(2)单相或两相 H_2O (盐水)包裹体(II型);

(3)两相或三相 CO_2 - H_2O 包裹体(III型);

(4)含固相(子矿物)多相包裹体(IV型),液相为 H_2O ,气相为水蒸气或 CO_2 ,固相可以是石盐或非均质矿物。

2.2 包裹体岩相学特征和显微测温

(1) I型包裹体按成分和产状可以分为以下三类:

① 单液相富 CO_2 (I a 型) 包裹体: 呈孤立或小群分布于石榴石或辉石大晶体所包裹的石英中(图 2a, 2b 和 2c), 具负晶形, 可能代表了变质-深熔作用早期捕获的变质流体。

显微测温表明, 所有 I a 型包裹体的 CO_2 终熔温度 $T_{m\text{CO}_2} = -57.0 \sim -57.3^\circ\text{C}$, 略低于纯 CO_2 流体的三相点 -56.6°C 。激光拉曼探针分析表明, 多数 I a 型包裹体中有含硫相存在, 而 N_2 和 CH_4 含量很低。 CO_2 相均一温度 $T_{h\text{CO}_2}$ 有不同范围: 夕线榴片麻岩和石榴辉石斜长角闪岩石榴石或辉石包裹石英中的 I a 型包裹体的 $T_{h\text{CO}_2}$ 分别为 $-14.1 \sim -22.1^\circ\text{C}$ 和 $-16.7 \sim -19.3^\circ\text{C}$; 而石榴紫苏花岗闪长岩中浅色脉体所含 I a 型包裹体的 $T_{h\text{CO}_2} = -28.4 \sim -29.5^\circ\text{C}$ 。

② 气-液两相富 CO_2 (I b 型) 包裹体: 在主岩和长英质脉体中沿裂隙成群分布(图 2d), 具负晶、浑圆-椭球形(石英中)或浑圆-蠕虫状(石榴石中), 大小从 $\leq 1\mu\text{m} \sim \geq 30\mu\text{m}$ 。有时包裹体中还含一非均质矿物(苏打石 NaHCO_3 ?)。在紫苏花岗闪长岩中 I b 型包裹体还沿长石裂隙成群分布, 多为矩形切面, 常与碳酸盐和不透明矿物小包裹体伴生。

显微测温表明, I b 型包裹体的 $T_{m\text{CO}_2} = -56.6 \sim -57.6^\circ\text{C}$, 而 $T_{h\text{CO}_2}$ 在很大范围内变化: 石榴紫苏花岗闪长岩沿石英裂隙分布的包裹体有几个 $T_{h\text{CO}_2}$ 峰区间: $-37.6 \sim -35.5^\circ\text{C}$, $-31.9 \sim -26.8^\circ\text{C}$, $-14.3 \sim -7.4^\circ\text{C}$ 和 $-3.0 \sim -1.4^\circ\text{C}$; 沿石榴石裂隙分布的包裹体 $T_{h\text{CO}_2}$ 为 $-11.8 \sim -2.4^\circ\text{C}$; 而沿长石裂隙分布的包裹体 $T_{h\text{CO}_2} = -19.4 \sim +12.6^\circ\text{C}$ 。伟晶岩中富 CO_2 包裹体的 $T_{h\text{CO}_2}$ 较高, 变化于 $-14.1 \sim +10.5^\circ\text{C}$ 。夕线榴片麻岩浅色脉体中较大的不规则包裹体 $T_{h\text{CO}_2} = -11.8 \sim +11.2^\circ\text{C}$; 石榴辉石斜长角闪岩长英质脉体中 I b 型包裹体 $T_{h\text{CO}_2}$ 有三个范围: $-18.2 \sim -10.5^\circ\text{C}$, $-6.5 \sim +4.8^\circ\text{C}$ 和 $28.2 \sim 28.7^\circ\text{C}$ 。

③ 单气相富 CO_2 (I c 型) 包裹体, 在主岩和长英质脉体中沿石英和长石裂隙(穿颗粒裂隙)分布, 呈负晶形或不规则形状, 常显爆裂和渗漏特征。在冷冻和加热过程中未能观察到相变。

(2) II 型包裹体在长英质脉体和石榴黑云变粒岩中分布较普遍, 在主岩中则不多见。通常沿穿颗粒裂隙分布, 呈管状、浑圆状或不规则状, 多数小于 $5\mu\text{m}$, 也有些可达 $10 \sim 20\mu\text{m}$ 。II 型包裹体轨迹与 I 型包裹体轨迹相交处常有混合型 $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (III 型) 包裹体、低密度两相 CO_2 包裹体或爆裂包裹体(图 2e), 这些迹象表明 II 型包裹体晚于 I 型包裹体。少数较大的包裹体呈孤立或小群产出, 其成因还不大清楚。它们可能代表了早期含水相, 在 CO_2 包裹体之前形成。

显微测温表明, 石榴黑云变粒岩中两相 H_2O 包裹体的初熔温度 $T_{me} \leq -25^\circ\text{C}$, 低于 $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ 体系的共结温度, 冰的最后熔化温度 $T_{mi} = -10.2 \sim -16.5^\circ\text{C}$, 均一温度 $T_h = 176 \sim 224^\circ\text{C}$ 。从而说明包裹体含中等盐度的 $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ 溶液, 并含少量其它离子(如 Ca^{2+} 或 Mg^{2+})。在伟晶岩中, 沿裂隙分布的 II 型包裹体的 $T_{mi} = -15.6 \sim -8.7^\circ\text{C}$ (集中在 $-11.0 \sim -9^\circ\text{C}$), $T_h = 238 \sim 260^\circ\text{C}$ 。在石榴辉石斜长角闪岩长英质脉体中, 两相盐水包裹体在很低的温度下凝固, 初熔温度 $T_{me} < -45^\circ\text{C}$, 指示为含有大量 CaCl_2 (和 NaCl) 的水溶液包裹体; $T_{mi} = -27.3 \sim -30.5^\circ\text{C}$, 由此对应的盐度为 $23.8\% \sim 25.3\%$ 。升温时, 这些包裹体在 $140 \sim 200^\circ\text{C}$ 时均一。

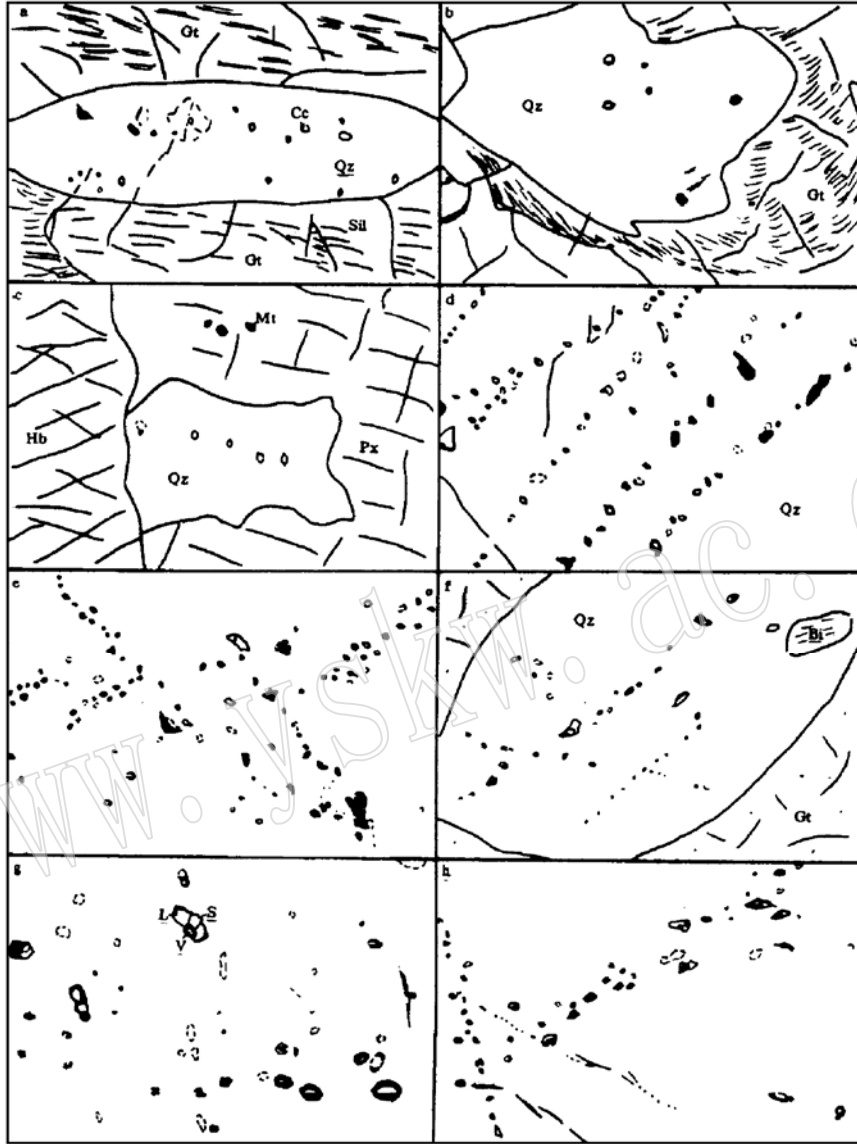


图 2 流体包裹体分布图(据显微照片誉清)

Fig. 2 Distribution of fluid inclusions (based on micrographs)

a—夕线石榴斜长片麻岩的石榴石包裹石英中的 I a 型包裹体和固体矿物,分散分布;b—石榴紫苏花岗岩石榴石包裹石英中的 I a 型包裹体和固体矿物,孤立—小群分布;c—石榴透辉斜长角闪岩辉石包裹石英中定向分布的 I a 型包裹体;d—石榴紫苏花岗岩石英中的 I b 型包裹体,沿平行裂隙分布,不在焦平面上的包裹体用虚线表示(下同);e—伟晶岩脉石英中 I 型包裹体轨迹被 II 型包裹体轨迹错断;f—黑云变粒岩石榴石变斑晶围绕石英中的 III 型包裹体,沿裂隙分布;g—伟晶岩脉石英中的 IV 型和 II 型包裹体伴生;h—石榴透辉斜长角闪岩浅色长英脉石英中的 IV 型和 II 型包裹体,分别沿裂隙分布。Bi—黑云母;Cc—方解石;Gt—石榴石;Hb—角闪石;Mt—磁铁矿;Px—辉石;Qz—石英;Sil—夕线石;S—固相;L—液相;V—气相

(3) III型包裹体,在长英脉体石榴石包裹的石英中和石榴黑云变粒岩中呈孤立或沿晶内裂隙分布(图2f);在其他岩石中则常位于I型和II型包裹体轨迹的交汇处。由于与CO₂相比,H₂O组分优先润湿包裹体壁,当富CO₂包裹体中含有≤10%~15%的H₂O时可能觉察不到H₂O,而只有当H₂O集中在不规则包裹体突出部分时方能见到。因此部分Ia型包裹体实际上可能为富CO₂-H₂O包裹体。

石榴黑云变粒岩三相CO₂-H₂O包裹体中的CO₂相 $T_{mCO_2} = -57.1 \sim -56.6^\circ\text{C}$,表明为含很少量其他组分(H₂S?, N₂?)的近乎纯CO₂流体;CO₂水合物溶解温度 $T_{mCl} = 2.3 \sim 5.5^\circ\text{C}$,指示含水相盐度为9.7%~14.1% NaCl;CO₂液气均一温度 $T_{hCO_2} = 20.5 \sim 28.7^\circ\text{C}$,多数均一到气相,CO₂流体密度较低。

(4) IV型包裹体,见于石榴辉石斜长角闪岩长英质脉体和石榴石变斑晶包裹石英中,也见于伟晶岩脉石榴石围绕石英中(图2g和2h),多沿裂隙分布,呈管状、多面体或不规则形状,成分和相比均有变化,有的含一石盐/钾盐立方体和CO₂气相或水溶液,有的含一非均质柱状晶体、液相和一小气泡。在深熔脉体中,多数IV型包裹体和富CO₂包裹体产于不同的愈合裂隙,但又密切伴生,它们往往被II型包裹体轨迹切过。

升温时含水溶液的IV型包裹体中石盐矿物在140~185°C熔化,由此对应的盐度为28%~30%(NaCl);这些包裹体中气泡消失温度 T_h 为145~210°C。

各个样品包裹体显微测温直方图见图3。

2.3 激光拉曼探针分析

代表性包裹体的激光拉曼探针分析结果见表1。从表中可以看出,I型包裹体的CO₂含量在70mole%~85mole%,且有10mole%~15mole%的含硫相和少量CH₄,这与显微测温结果预示的接近纯CO₂流体不尽一致,这是由于含硫相的加入对CO₂三相点的影响还不很清楚。激光拉曼探针分析指示石榴透辉斜长角闪岩辉石包裹石英中的Ia型包裹体还含有

表1 某些包裹体的激光拉曼探针分析结果

Table 1 Laser Raman microprobe analyses of some inclusions

样品号	岩石名称	主矿物	包裹体类型	相别	摩尔百分数(mole%)					
					CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S	SO ₂	H ₂ O
Ys95-7	夕线石榴片	石英	Ia	液相	81.9			6.4	11.7	
	麻岩及其中	石英	III	气相	51.1	13.0		12.3		23.6
	浅色脉体	石英	III	液相	40.4	9.3		21.2		29.5
Ys95-43	石榴透辉斜长角闪岩	石英	Ia	液相	70.7	5.8				23.5
Ys95-62	石榴紫苏花	石英	Ia	液相	85.2				8.4	6.4
	岗闪长岩	石榴石	Ib	液相	71.5	10.9		13.7	3.9	
Ys95-59	石榴紫苏花	石英	III	液相	64.9			4.4		30.7
	岗闪长岩		III	气相	61.7			5.6	8.0	24.7
Ys96-20	石榴紫苏花	石英	III	液+气	65.4	9.0				25.6
	岗闪长岩中伟晶岩脉		IV	气相	72.9		12.8	5.7		8.6
			IV	气相	81.4	3.5	10.3	4.8		

注:由中国地质科学院西安地质矿产研究所王志海、唐南安分析;仪器型号:RAMANORU-1000型激光拉曼探针分析仪。

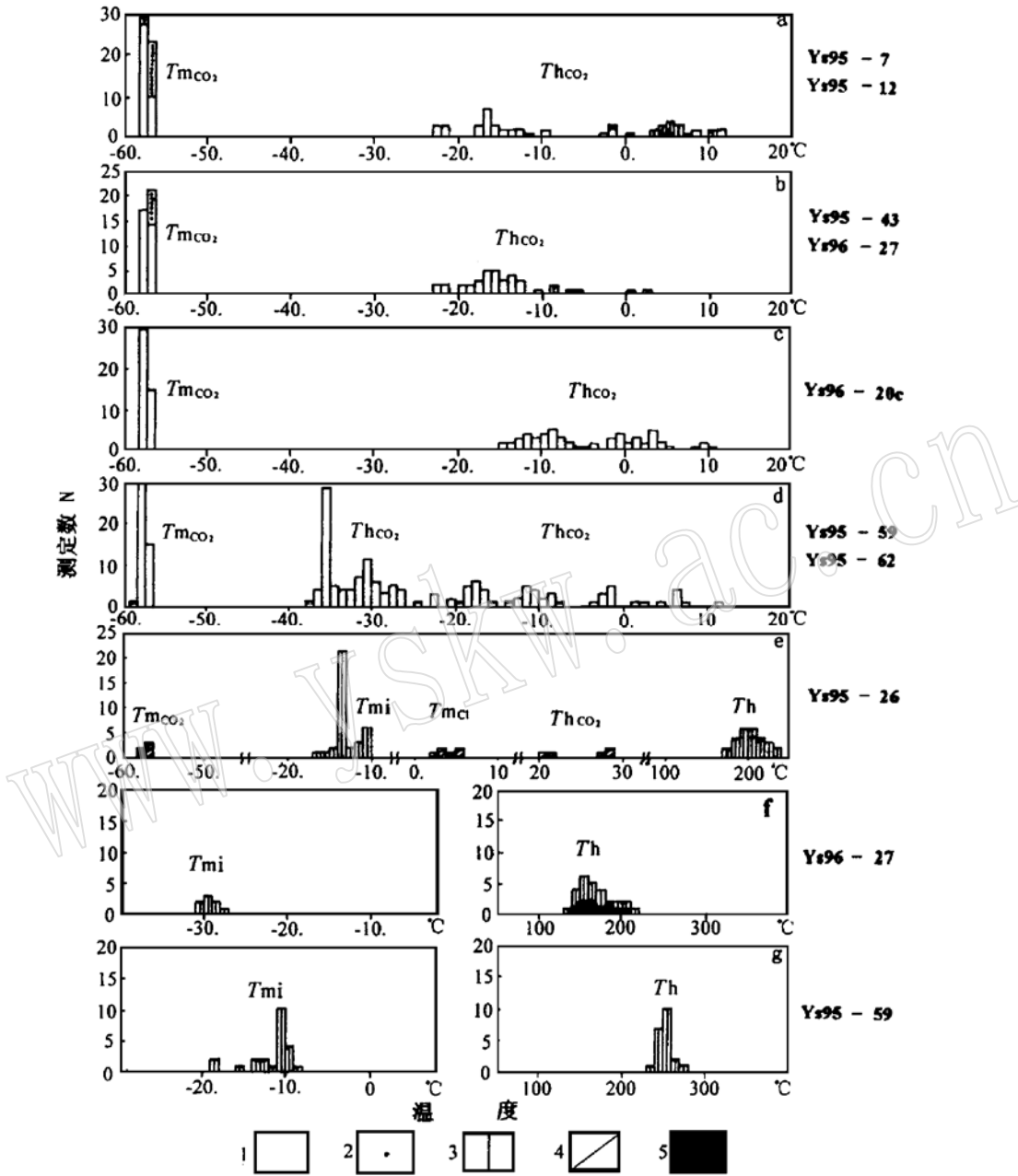


图 3 流体包裹体显微测温结果直方图

Fig. 3 Histogram showing microthermometric results of fluid inclusions

a, b, c, d: I 型包裹体的 CO_2 固相熔化温度($T_{m\text{CO}_2}$)和液相均一温度($T_{h\text{CO}_2}$)直方图; e, f, g: 部分 II 型、III 型和 IV 型包裹体的冰点(T_{mi})、均一温度(T_h)、 $T_{m\text{CO}_2}$ 、 CO_2 水合物分解温度($T_{m\text{Cl}}$)、 $T_{h\text{CO}_2}$ 和石盐熔化温度(T_{hs})直方图。

1—石英中的 I 型包裹体; 2—石榴石中的 I 型包裹体; 3—石英中的 II 型包裹体; 4—III 型包裹体; 5—IV 型包裹体

约20%的H₂O, 鉴于H₂O呈薄膜润湿包裹体壁, 在显微镜下未见。

Ⅲ型包裹体除主要组分CO₂和H₂O以外, 也含少量CH₄和含硫相, CO₂/H₂O摩尔比在2~3之间。有一个含石盐立方体的Ⅳ型包裹体中的气相含73mole%~82mole%的CO₂和10mole%的N₂。

3 结果和讨论

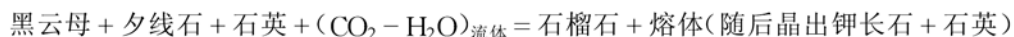
(1) 同变质流体和峰期变质后流体

石榴石(辉石)变斑晶周围及其包裹石英中的早期富CO₂(H₂O)包裹体, 或I a型包裹体, 及少量Ⅲ型包裹体似乎代表了深熔作用开始时存在的H₂O-CO₂流体, 表现为它们的分布受深熔脉体所控制。局限分布在石榴石变斑晶包裹石英中、深熔脉体中的高盐度H₂O-CO₂-NaCl包裹体(Ⅳ型), 很可能也与深熔作用有关。I b型、I c型包裹体和Ⅳ型包裹体多数沿裂隙, 特别是沿垂直或斜切片理的裂隙分布, 它们可能代表了峰期变质后不同退变质阶段捕获的流体, 或者由早期包裹体改造而来。伟晶岩中的I a(I b)型和Ⅳ型包裹体则是裂隙张开和减压环境中伟晶岩脉形成时捕获的。多数Ⅱ型包裹体沿穿颗粒裂隙分布, 因而形成较晚。但少数高盐度Ⅱ型包裹体可能与Ⅳ型包裹体同时形成。值得一提的是多数I a型、Ⅲ型和Ⅳ型包裹体中都存在一定数量的含硫相, 这与岩石中普遍存在硫化物是一致的。

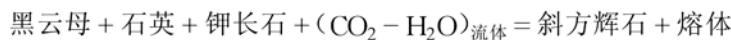
(2) 深熔作用时流体的作用

深熔脉体中丰富的CO₂-H₂O流体可以是深熔作用的结果(产物), 也可以是深熔作用的原因, Olsen在讨论科罗拉多Front Range混合岩形成中流体的作用时, 对此作了详细阐述^[4]。假定是前一种情况, 岩石随压力和温度升高引起脱水、脱碳反应; 挥发组分的存在使岩石的熔化温度降低。就通常的混合岩化而言, 部分熔融在岩石基体中分散地发生, 呈囊状的熔体随后聚合形成条带或透镜体, 集中起来的熔体结晶为浅色脉体, 其两壁为富铁镁矿物层。由于熔体结晶时释放挥发分(主要是水), 使得浅色脉体中流体活度增加。而熔体移出时流体的行为取决于迁移方式: 当熔体通过机械(压滤)迁移时, 流体作为气泡存在于熔体中, 这时与熔体共存的CO₂相在脉壁发生亏损(与基体中相比); 当熔体通过机械迁移时, 流体相粘附于固体矿物(颗粒边界), CO₂相在脉壁富集; 当熔体通过扩散迁移, CO₂相也在脉壁富集。从所研究的样品来看, 鉴于夕线榴片麻岩或石榴辉石斜长角闪岩(基体)中流体包裹体非常罕见, 均不属于这种情况。

其次, 我们假定流体是部分熔融的原因: 假定有一H₂O-CO₂(H₂S)流体来自正在结晶的侵入体或更深部地壳的脱水和脱挥发分反应, 沿岩石的页理面渗滤, 由此引起该层岩石的部分熔融或交代作用, H₂O优先分配进入最初形成的硅酸盐熔体, 而CO₂进入共存的流体相, 于是富CO₂(±H₂O±H₂S)流体被捕获于残留矿物或最初形成的矿物(如石榴石和辉石包裹石英)中。在夕线榴片麻岩中浅色脉体的形成可用下列反应表示:



在温度进一步升高和有流体的情况下可发生如下反应:



Newton^[5]在讨论K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂(KMASH-CO₂)体系的实验平衡关系(图4)时指出, 对于亚固相线反应:

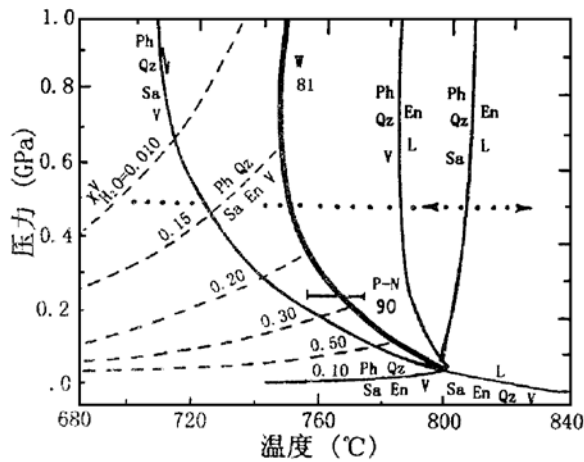


图4 模拟花岗岩体系 $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ (KMASH- CO_2) 的实验相平衡关系

[据 Wendlandt (1981) (W) 和 Peterson & Newton (1989, 1990) (P-N)]

Fig. 4 $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ (KMASH- CO_2) experimental phase equilibrium relationship in the simulated granite system

细线为纯 H_2O (KMASH) 体系的单变熔融平衡曲线, 粗线为 Wendlandt 的单变熔融平衡曲线, 虚线是在与紫苏花岗岩组合(顽辉石-钾长石-石英)邻界的亚固相线区计算得到的 $X_{H_2O}^V$ 等值线, 点线表示 0.5GPa 时的加热-冷却路径。本图说明在高压下富 CO_2 流体存在的情况下黑云片麻岩的熔融温度可以如同纯水流体的情况一样低。转引自 Newton (1992)

反应在 0.5GPa 和 805~855°C 时进行。无气相熔融是从黑云片麻岩产生麻粒岩相组合的一种途径。但如果岩石冷却时含水熔体仍保留在岩石中, 含水气相将与斜方辉石反应重新生成黑云母, 斜方辉石只有当与含水气相隔离才能保存下来。

金云母 + 石英 = 顽辉石 + 钾长石 + 气相

在纯水蒸汽的情况下, 该平衡只有在低压下才稳定; 在 0.5GPa (相当于中地壳) 条件下, 当有低水活度流体渗流时, 脱水反应可在亚固相线条件下进行; 如果没有 CO_2 或其他挥发分存在时, 只能通过无气相熔融产生斜方辉石:

金云母 + 石英 + 钾长石 = 顽辉石 + 熔体

对于单变熔融反应: 金云母 + 石英 + 钾长石 + $(CO_2-H_2O)_{气相}$ = 顽辉石 + 熔体的实验研究^[6,7]表明, 在有富 CO_2 气相 (80mole% CO_2 , 20mole% H_2O) 存在时, 在 0.3~0.6GPa 和温度略高于 750°C 时上述熔融反应就能进行, 因此富 CO_2 流体流入角闪岩相岩石, 在适当的温度下就能引起产生斜方辉石的部分熔融; 并且在随后冷却和熔体结晶时所释放的富 CO_2 流体可与斜方辉石处于平衡。这种富 CO_2 流体可以说明许多混合岩和麻粒岩相岩石中普遍存在的富 CO_2 的流体包裹体。

(3) 富盐水溶液和富 CO_2 流体分离

虽然实验资料表明 H_2O 和 CO_2 流体在深熔作用 $P-T$ 条件下是混溶的^[8,9], 但当有大量 NaCl 等可溶盐加入其中时, 在超临界区富水和富 CO_2 流体可以不混溶(图 5)^[10,11,12]。在深熔脉体和伟晶岩脉中多数 IV 型包裹体和富 CO_2 包裹体密切伴生(或产于不同的愈合裂隙), 特别是 $CO_2-NaCl(CaCl_2) \pm H_2O$ 包裹体的存在说明, 在深熔作用期间存在的 $H_2O-CO_2-NaCl(CaCl_2)$ 混溶流体随温度和压力降低发生了分离, 这种流体的分离机制可能涉及到: ①熔体-蒸汽不混溶, 即随着熔融的开始和广泛进行, H_2O 大量进入硅酸盐熔体, 从而使流体相富含 CO_2 ; 这种富 CO_2 流体在基体岩石变形和重结晶时沿石英和长石裂隙渗流并作为流体包裹体被捕获, 引起长石的碳酸盐化; ②由于裂隙发育和压力降低引起流体不混溶(沸腾), 产生一种富盐水溶液和一种低密度富 CO_2 流体(图 5); ③亚固相线的水化反应会消

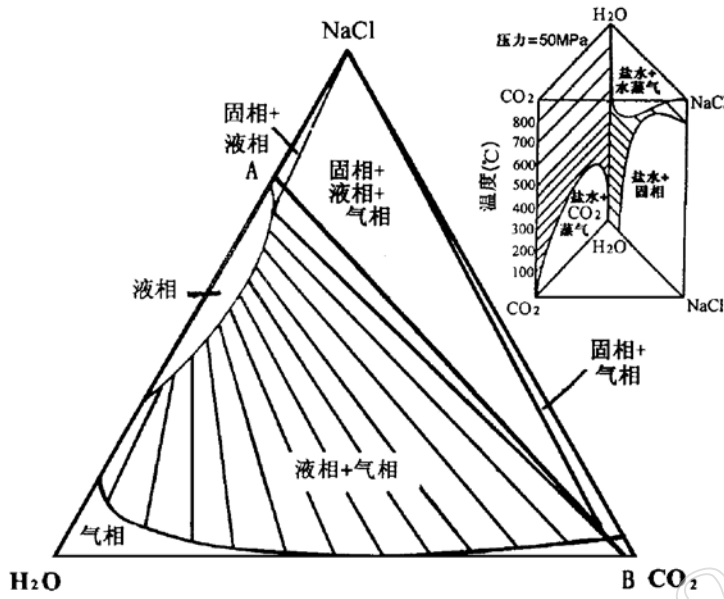


图5 通过 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系的等压温度-组成图
(见内插图的示意横切面)

Fig. 5 The isobaric temperature-composition diagram through the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ system

图中表示了单相区(液相或气相)、两相区(固相+液相、液相+气相)和三相区(固相+液相+气相),连接线 AB 代表一种富 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 流体和富 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 的不混溶
据 Bowers and Helgeson, 1983a

耗 H_2O , 使流体相富集了 CO_2 ; 硅酸盐熔体结晶时释放的 H_2O 引起脉体长石水化蚀变和含有微小 H_2O 包裹体。

(4) 由矿物温压计和流体包裹体限定的岩石 $P-T$ 条件

本区中部马山、蔡峪一带由矿物温度计确定的峰期变质温压条件为 $800 \pm 50^\circ\text{C}$ 和 $0.75 \sim 0.8\text{GPa}$ ^[1] 或 $900 \sim 950^\circ\text{C}$ 和 $> 0.9\text{GPa}$ ^[13], 后者估计值可能略偏高; 而紫苏花岗闪长岩的结晶温度为 $700 \sim 750^\circ\text{C}$ 。夕线石榴黑云斜长片麻岩发生深熔作用的 $P-T$ 条件可由以下反应: 黑云母 + 夕线石 + 石英 = 石榴石 + 钾长石 + 熔体近似得到^[14], 在 $0.5 \sim 0.8\text{GPa}$ 时为 $750 \sim 780^\circ\text{C}$; 当有

($\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$) 流体存在时反应温度还将进一步降低。

如果流体包裹体捕获了同变质流体且捕获后成分和密度未发生改变, 则由其成分和密度所确定的等容线通过变质作用的 $P-T$ 区间, 并且随后岩石所经历的 $P-T$ 轨迹与等容线在一定温度时的压差应不大于 $0.1 \sim 0.2\text{GPa}$ (取决于包裹体大小), 否则石英中的包裹体会爆裂或压瘪。

根据显微测温 and 激光拉曼探针分析资料, 在 $P-T$ 坐标上作出了 I a 型、I b 型、II 型和 IV 型包裹体的等容线(图 6)。地体中心石榴紫苏花岗闪长岩石榴石包裹石英中的 I a 型包裹体的等容线 1 通过了 750°C 和 0.73GPa 的区间; 而地体北缘夕线榴片麻岩石榴石包裹石英中的 I a 型包裹体的等容线 2~2' 在 $700 \sim 750^\circ\text{C}$ 时通过了 $0.55 \sim 0.65\text{GPa}$ 的压力区间。石榴辉石斜长角闪岩中 I a 型包裹体的等容线 3~3' 通过 $600 \sim 800^\circ\text{C}$ 和 $0.48 \sim 0.68\text{GPa}$ 的区间, 如果考虑到这些包裹体中还存在 $20\text{mole}\% \sim 25\text{mole}\%$ 的 H_2O , 则压力还应增加约 0.1GPa 。

石榴紫苏花岗闪长岩中具有很低均一温度($-37.6 \sim -35.5^\circ\text{C}$) 的高密度 I b 型包裹体可能代表了早期退变质时捕获的变质流体, 其等容线 4 在 $700 \sim 750^\circ\text{C}$ 时即穿越了 $0.74 \sim 0.78\text{GPa}$ 的区间, 反映当时地体经历了短期近等压降温的退变质过程。多数 I b 型包裹体

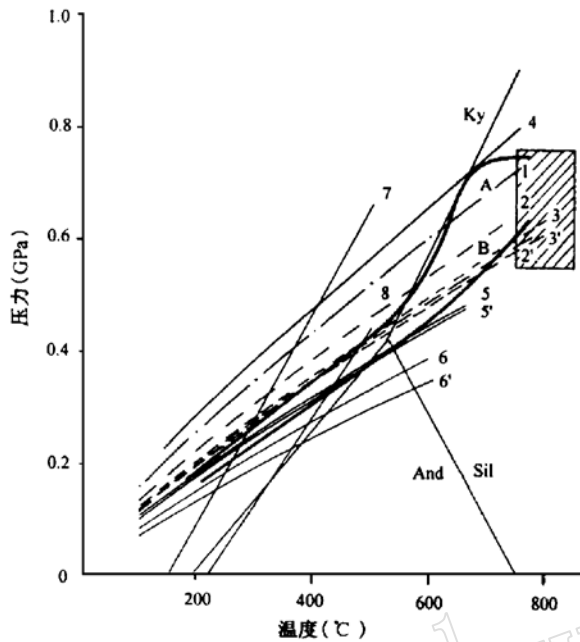


图6 沂水麻粒岩地块深熔岩石的 $P-T$ 演化(根据岩石学和流体包裹体资料)

Fig. 6 $P-T$ evolution of anatectic rocks in the Yishui granulite block

1至8为不同世代包裹体的等容线, A和B分别为地体中心和边缘的退变质 $P-T$ 轨迹, 见正文说明

具有很宽的均一温度范围, 峰值在 $-11 \sim -9^\circ\text{C}$ 和 $-2 \sim +4^\circ\text{C}$, 由此可得到等容线 $5 \sim 5'$ 和 $6 \sim 6'$, 由于在高于 $500 \sim 600^\circ\text{C}$ 时它们与等容线 2 和 4 的压力差太大, 表明这些包裹体不可能在高于此温度时形成, 否则早期高密度 I a 型包裹体将爆裂而不能保存下来。因此, 地体随后经历了一个快速降压和缓慢降温的退变质过程。由于压力释放使岩石发生张裂并产生伟晶岩脉, I b 型包裹体记录了这一退变质过程。

沿裂隙分布的 II 型和 IV 型包裹体的等容线 7 和 8 在 $400 \sim 525^\circ\text{C}$ 时与等容线 1、2、3 和 4 相交, 从图 6 中可以看出, 当这些等容线延伸到 500°C 以上时将达到过高的不合理压力, 说明在不高于 500°C 时, 一种 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}(\text{CaCl}_2)$ 流体曾发生不混溶, 分离为富盐水溶液和富 CO_2 流体, 从而形成 IV 型包裹体和 I b 型包裹体。

图 6 中表示了由不同世代流体包裹体的等容线限定的麻粒岩地体中央

和北缘退变质 $P-T$ 轨迹 A 和 B, 从而表明深熔作用早期地体中心和北缘处于不同深度, 随后经历了差异构造隆起。

4 结论

(1) 在沂水汞丹山地块角闪岩相-麻粒岩相岩石中常见浅色长英质深熔脉体和伟晶岩脉, 它们含大量富 CO_2 流体包裹体, 少量 H_2O 包裹体、 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 包裹体和饱和盐水包裹体, 相比之下, 夕线石榴斜长片麻岩和(石榴透辉)斜长角闪岩中流体包裹体丰度很低, 甚至不含包裹体。包裹体产状和分布说明, 石榴石和辉石变斑晶包裹石英中的 I a 型包裹体形成最早, 它们代表了深熔作用开始时的变质流体, 其成分以 CO_2 为主, 并含少量 H_2O 、 H_2S 、 SO_2 和 CH_4 等。其次是长英质脉体和伟晶岩中沿石英裂隙分布的 I a 型、I b 型和 IV 型包裹体, 它们也可能源于深熔期间的变质流体并经受了不同程度的改造。紫苏花岗岩围岩和深熔脉体中的 H_2O 包裹体均沿裂隙分布, 且 H_2O 包裹体轨迹多切穿、错断 I 型包裹体轨迹, 表明 H_2O 包裹体形成较晚。少量 IV 型包裹体则由 I 型或 II 型包裹体渗漏和部分爆裂形成。

(2) 显微测温表明, 不同岩石中的 I a 型包裹体具有相同的 T_{mCO_2} 范围, 结合激光拉曼

探针分析结果认为,它们的流体组成相似;而它们不同的 T_{hCO_2} 范围意味其流体密度不同。I a 型和 I b 包裹体也具有相同的 T_{mCO_2} 范围,即它们的流体成分相似,但 I b 包裹体的 T_{hCO_2} 较高,即流体密度较低,反映后者经受了更多的后期改造。石榴辉石斜长角闪岩所含长英质脉体中 II 型包裹体具有很低的 T_{me} 和 T_{mi} 值,即含高盐度富 NaCl-CaCl₂ 卤水。

(3)深熔脉体与其围岩中流体包裹体丰度的明显差异说明在深熔作用期间有变质流体的参与,在中部地壳的压力条件(0.3~0.6GPa)下,当一种富 H₂O-CO₂ 流体流入角闪岩相岩石,在低于无水岩石麻粒岩相变质温度条件下(700~750℃)就能引起产生斜方辉石的部分熔融,并且在熔体随后冷却和结晶时所释放的富 CO₂ 流体可与斜方辉石处于平衡。

(4)深熔脉体和伟晶岩脉中局部出现 I a 型包裹体和 IV 型包裹体伴生,表明深熔作用期间曾经存在一种 H₂O-CO₂-NaCl(CaCl₂) 混溶流体,它们随后分离产生一种富 CO₂ 流体和一种富盐水流体。

(5)深熔脉体多见于片麻岩-花岗岩穹隆周边围岩,而在穹隆中心则出现紫苏花岗岩和伟晶岩脉,反映从穹隆周围至中心深熔作用增强。

致谢 显微测温是在中科院中国矿物资源探查研究中心和南京大学地球科学系包裹体实验室的 Linkam THM600 冷热台上完成的,在此向该中心主任孙世华教授和两个包裹体实验室的王莉娟高级工程师和倪培副教授表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 沈其韩、徐惠芬、张宗清等. 中国早前寒武纪麻粒岩. 北京:地质出版社,1992,237.
- 2 曹国权、王致本、张成基等. 鲁西早前寒武纪地质. 北京:地质出版社,1996,210.
- 3 沈昆、徐惠芬、沈其韩. 山东沂水麻粒岩杂岩中的变质流体及地质意义,华北地质矿产杂志,1996,10(2):154~166.
- 4 Olsen S N. The composition and role of the fluid in migmatites: a fluid inclusion study of the Front Range rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987, 96: 104~120.
- 5 Newton R C. Charnockitic alteration: evidence for infiltration in granulite facies metamorphism. *J. Metamorphic Geol.* 1992, 10: 383~400.
- 6 Wendlandt R F. Influence of on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites. *American Mineralogist.* 1981, 66: 1164~1174.
- 7 Peterson J W and Newton R C. Experimental biotite-quartz melting in the KMASH-CO₂ system and the role of CO₂ in the petrogenesis of granites and related rocks. *American Mineralogist.* 1990, 75: 1029~1042.
- 8 Takenouchi S and Kennedy G C. The binary system H₂O-CO₂ at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.* 1964, 262: 1055~1074.
- 9 Todheide K and Franck E U. Das Zweiphasengebiet und die kritische Kurve im Kohlendioxid-Wasser bis zu Drucken von 3500 bar. *Zeitschrift fur Physikalische Chemie. Neue Folge.* 1963, 37: 387~401.
- 10 Hollister L S. Information intrinsically available from fluid inclusions In: Hollister L C and Crawford M L (eds.) *Short course in fluid inclusions: application to petrology.* Calgary: Mineral Association of Canada. 1981, 1~12.
- 11 Bowers T S and Helgeson H C. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1983a, 47: 1247~1275.
- 12 Bowers T S and Helgeson H C. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Metamorphic equilibria at high pressures and tempera-

- tures. *Amer. Mineral.* 1983a, 68: 1059~1075.
- 13 苏尚国、顾德林、朱更新. 山东省沂水地区麻粒岩相变质作用演化及大地构造意义. *岩石学报*, 1997, 13(3): 330~345.
- 14 Le Breton N and 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.

Metamorphic Fluids Related to Anatexis in Gongdanshan Block, Yishui County, Shandong Province

Shen Kun

(Shandong Institute of Geoscience Experiments, Jinan 250014)

Shen Qihan, Xu Huifen, Geng Yuansheng

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Key words: Gongdanshan block in Yishui County; fluid inclusion; anatexis

Abstract

The Gongdanshan block in Yishui County, Shandong Province, is a gneiss-granite dome. In the center of the dome, charnockites and supercrustal rock sequences (restites) of granulite facies are exposed widely; outwards to the northern, eastern and southern margins of the dome, there occur gneisses, amphibolite and granitoids in which leucocratic felsic veins and pegmatites are common.

The granulite facies supercrustal rocks contain very few or almost no fluid inclusions; in contrast, the anatectic veins contain abundant CO₂-rich fluid inclusions, a small number of H₂O and CO₂-H₂O inclusions and occasionally saline aqueous inclusions with solid(s). Microthermometry and laser Raman microprobe analyses have shown that the CO₂-rich inclusions contain 70~85 mol. % CO₂ with minor H₂S, SO₂, CH₄ and H₂O. The early CO₂-rich inclusions have higher densities while the CO₂-rich inclusions distributed along the transgranular fractures have lower densities. H₂O (aqueous) inclusions belong to the products of late retrograde metamorphism after peak metamorphism. The vapor-rich inclusions of low-density are probably related to leakage or partial decrepitation of CO₂(±H₂O) inclusions.

The role of fluid during anatexis is tentatively discussed. It is suggested that under the pressure of the middle crust the infiltration of a CO₂-H₂O fluid along foliations of fissures of rocks would cause partial melting that led to the formation of garnet or orthopyroxene, with H₂O entering the melt preferentially and CO₂ entering the coexisting vapor garnet and/or pyroxene porphyroblasts and in quartz within felsic veins crystallized subsequently from the silication melt.

The *P-T* conditions the rocks experienced after peak metamorphism are deduced from the mineral equilibria and the microthermometry of the fluid inclusions.