

# 湘中北黄土店-仙溪中新元古界-下古生界的 甚低级变质作用\*

王河锦<sup>①\*\*</sup> 周 健<sup>②</sup> 徐庆生<sup>③</sup> 刘楚雄<sup>①</sup> 朱明新<sup>①</sup>

(①北京大学“造山带与地壳演化”教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; ②中国地质科学院, 北京 100037; ③中国地质科学院矿床资源研究所, 北京 100037)

**摘要** 湘中北黄土店-仙溪一带发育的中新元古界-下古生界遭受了区域甚低级变质作用. 在本地区所采的 $<2\ \mu\text{m}$ 的样品中, 经 Kisch 国际标样校正, 冷家溪群伊利石结晶度的 Kübler 指数为  $0.18\sim 0.21^\circ\ \Delta 2\theta$ ,  $\text{CuK}\alpha$ , 板溪群伊利石结晶度为  $0.19\sim 0.23^\circ\ \Delta 2\theta$ , 震旦系-下古生界伊利石结晶度为  $0.20\sim 0.29^\circ\ \Delta 2\theta$ . 变质温度约为  $340\sim 240^\circ\text{C}$ . 从而可把本区中元古界冷家溪群的区域变质划归浅变质带范围, 新元古界板溪群的区域变质划归浅变质-高近变质带的范围, 并未普遍达到目前人们认为的绿片岩相或低绿片岩相. 震旦系-下古生界的区域变质主要为高近变质带范围, 并非前人认为的低绿片岩相或为“未变质沉积盖层”. 本区冷家溪群伊利石  $b_0$  值变化范围在  $0.8989\sim 0.9050\ \text{nm}$  之间, 板溪群-志留系的伊利石  $b_0$  值变化范围在  $0.8984\sim 0.9037\ \text{nm}$  之间, 由  $b_0$  频率累积曲线图, 得出本区板溪群-志留系区域变质作用属于中低压变质类型.

**关键词** 伊利石结晶度 伊利石多型 近变质作用 震旦系-下古生界 湘中北

湘中北黄土店-仙溪一带发育了中新元古界-下古生界, 包括冷家溪群、板溪群、震旦系、寒武系、奥陶系和志留系. 由于矿物组合简单, 对变质作用的研究不很深入. 大家普遍认为本区中新元古界是区域浅变质, 而对震旦系到志留系的讨论则极少. 卢良兆<sup>[1]</sup>指出, 湖南中新元古界冷家溪群与板溪群分别经受中元古期和晚元古期低绿片岩相型区域低温动力变质作用, 一般相当于绢云母-绿泥石带; 震旦系到志留系经受加里东期低绿片岩相(千枚岩)型区域低温动力变质作用. 金文山等<sup>[2]</sup>根据新生层状矿物组合并结合结晶程度(鳞片大小)来研究浅变质的变质程度, 认为湖南中新元古界区域变质程度属于亚绿片岩相至低绿片岩相绢云母变质级, 区域变质温度约为  $200\sim 400^\circ\text{C}$ . 金文山等<sup>[2]</sup>还认为震旦系到志留系为扬子地块在雪峰运动后形成的稳定盖层沉积. 朱明新等<sup>[3]</sup>对湘东一带冷家溪群和板溪群用 Kisch 国际标样进行了详细的研究, 确定出冷家溪群伊利石结晶度 Kübler 指数为  $0.18\sim 0.26^\circ$ , 相当于浅变质带-高近变质带; 板溪群 Kübler 指数为  $0.21\sim 0.28^\circ$ , 相当于高近变质带. 本文采用层状硅酸盐结构变化与温压环境的关系系统研究了本区中新元古界-下古生界的区域变质作用与“沉积盖层”.

## 1 地质概况

研究区位于湘中北常德以南黄土店-仙溪一带(图 1). 大地构造上该区位于扬子地块江南

2001-11-01 收稿

\* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 49872033)

\*\* E-mail: hjwang@pku.edu.cn

构造域的中北部<sup>[2]</sup>. 该构造域中元古界主要为一套分布广泛的具复理石建造特征的浊流沉积, 含少量的凝灰物质, 主要显示过渡壳深水(斜坡相)沉积环境. 新元古代的早期, 这里发生了武陵运动, 褶皱隆起, 在经剥蚀夷平的不整合面上广泛沉积了一套碎屑-火山沉积建造. 中元古界冷家溪群是湖南出露的最古老的地层. 位于武陵运动不整合面之下, 为一套灰色、灰绿色绢云母板岩、条带状板岩、粉砂质板岩与岩屑杂砂岩、凝灰岩杂砂岩组成复理石韵律的浅变质岩系, 局部地段夹有变质火山岩系. 从下至上包含有五个岩组<sup>[4,5]</sup>. 本地区的冷家溪群( $Pt_2ln$ )由于受到后期断层的破坏, 出露不完整, 主要岩性为青灰、浅灰绿色砂质板岩, 灰色绢云母板岩夹薄层变质细砂岩及粉砂质板岩. 新元古界板溪群不整合于冷家溪群之上, 平行不整合于震旦纪长安组或富禄组之下, 由砾岩、砂岩、板岩、钙质板岩、凝灰岩、变火山岩等组成. 板溪群由下而上包括马底驿组( $Pt_3bnm$ )和五强溪组( $Pt_3bnw$ )<sup>[4,5]</sup>. 马底驿组为一套黄绿色、黄褐色的泥质板岩, 砂质板岩. 五强溪组以石英砂岩夹板岩为主. 震旦系系雪峰运动上升隆起后形成的地台型沉积盖层, 以发育与寒冷气候相关的冰(间)期沉积为特征, 主要岩性为含冰碛砾岩的碎屑砂岩、板岩、泥岩和硅质岩、白云岩等. 下古生界主要为海相沉积, 寒武系主要为黑色炭质页岩、粉砂岩、灰岩、白云岩, 奥陶系主要为砂、页岩, 志留系为半局限性泻湖-浅海沉积, 由以含炭

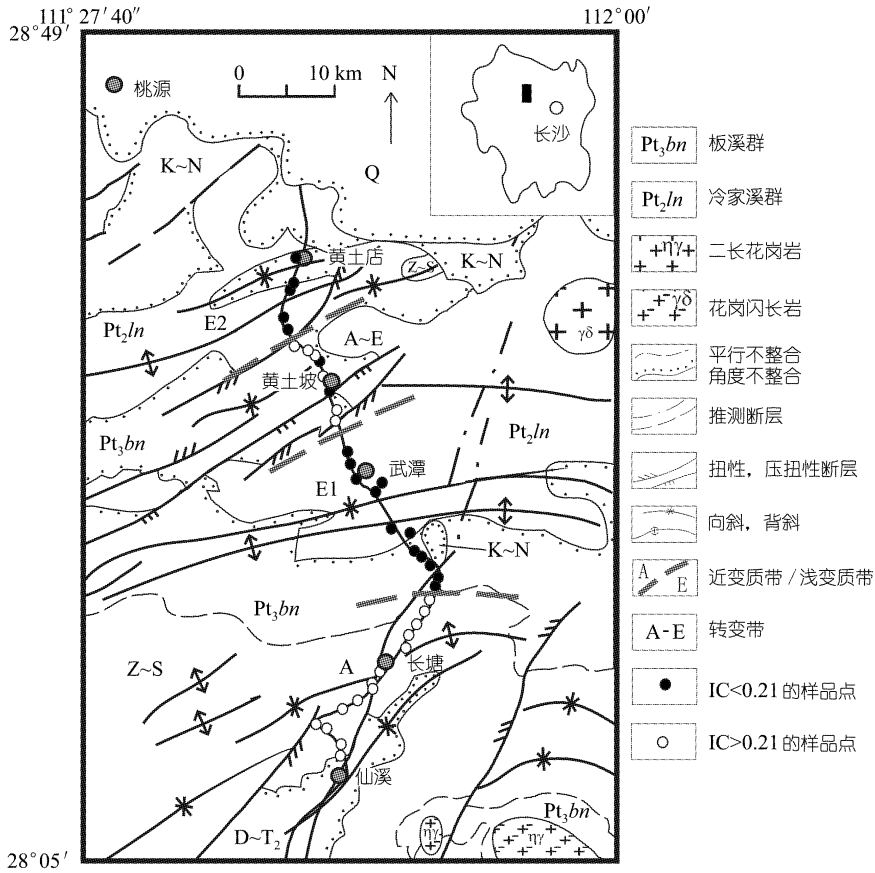


图 1 研究区地质简图、近变质/浅变质带、剖面位置及采样点  
除 HW-274 和 HW-289 两样品未标明外, 其他样品编号由北向南递增, 见表 1

质为特征的粉砂质岩石组成<sup>[2,4,5]</sup>。

为了研究该区的区域变质作用和“沉积盖层”，在黄土店-仙溪剖面上，以 1~3 km 的间距采集了 41 块富含泥质或含泥质岩石标本。剖面采样位置及本区地质概况如图 1 所示(据湖南省区域地质志 1:50 万地质图<sup>[4]</sup>简化)。剖面(起点: 111°39'51"E, 28°44'37"N; 终点: 111°42'44"E, 28°15'45"N)总走向近于南北, 北距常德市约 35 km, 总长度约 72 km。采样点主要在公路两旁, 岩石出露较好。

## 2 实验与结果

### 2.1 实验条件

将岩石样品粗碎, 后用国产 DF-4 小型锤式碎样机进行细碎, 每个样品细碎时间约为 20 s, 以保证样品颗粒分散和结晶度不受破坏。用 Stockes 沉降法进行粘土富集, 确保粘土的提取在一个较为恒温( $\pm 1^\circ\text{C}$ )的条件下进行。分离出来的悬浮液再用 LXJ-64-01 型离心机(20 min)除去水分。定向样按  $> 3 \text{ mg/cm}^2$  样品制备。

本实验所用衍射仪为 BD-86 衍射仪, 非定向样测量实验所采用的衍射条件为: 电压 30 kV, 电流 30 mA, Cu 靶, 发射狭缝是  $1/2^\circ$ , 接收狭缝是 0.4 mm, 防扩散狭缝  $2^\circ$ , 步长为  $0.02^\circ$ , 扫描速度  $2^\circ/\text{min}$ , 用于矿物物相和多型鉴定的扫描范围为  $4\sim 40^\circ$ , 用于伊利石(白云母) $b_0$  值分析的扫描范围  $55\sim 65^\circ$ 。定向样片的测量条件与非定向样片测量的条件主要有以下不同: 步长为  $0.02^\circ$ , 扫描速度  $0.5^\circ/\text{min}$ , 用于确定伊利石结晶度的扫描范围为  $4\sim 18^\circ$ 。伊利石主应变变量按 Wang 等<sup>[6~8]</sup>方法测定。

### 2.2 物相

采用非定向样 X 射线衍射分析进行物相鉴定, 确定的岩石主要矿物组成为石英、伊利石和绿泥石(图 2), 其中冷家溪群的部分样品含钾长石, 个别样品含黄铁矿; 板溪群部分样品含钾长石; 下古生界部分样品含方解石和白云石。钠长石主要产于冷家溪群和部分板溪群中, 也产于寒武系和志留系中。由于湘中北化学风化较强, 部分样品中含有风化成因的高岭石, 其结构特征明显不同于变质成因和成岩成因的高岭石。仅从这些矿物组合, 还很难确定它的变质情况。矿物组合及其他结果见表 1。

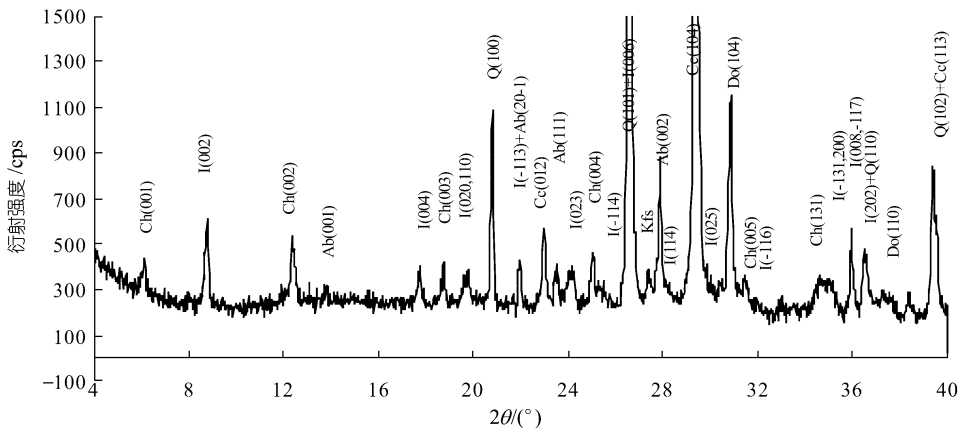


图 2 样品 HW-286 的 X 射线衍射图  
括号内数字为衍射指标, 矿物代号见表 1

表1 样品岩性、矿物组合、伊利石结晶度(IC)、绿泥石结晶度(CC)、 $b_0$ 、应变值( $\tau$ )和多型

样品编号	层位	岩性	矿物组合 <sup>a)</sup>	$b_0/nm$	IC/(°)	CC/(°)	$\tau^b$ /%	多型 <sup>c)</sup>
HW-251	Pt <sub>3</sub> bnm	灰色板岩	Q,I,Kfs, (Kao)	0.9008	0.202			2M <sub>1</sub>
HW-252	Pt <sub>3</sub> bnm	青灰色板岩	Q,I,Ch,Kfs	0.8984	0.207	0.246	0.086	2M <sub>1</sub>
HW-253	Pt <sub>2</sub> ln	青灰色板岩	Q,I,Ch,Kfs	0.8992	0.202	0.209	0.093	2M <sub>1</sub>
HW-254	Pt <sub>2</sub> ln	灰紫色板岩	Q,I,Ch,Kfs	0.8989	0.181	0.308		2M <sub>1</sub>
HW-255	Pt <sub>2</sub> ln	含黄铁矿砂质板岩	Q,I,Ch,Pr,Kfs,Ab	0.9005	0.195	0.271	0.10	2M <sub>1</sub>
HW-256	Pt <sub>3</sub> bnm	紫色砂质板岩	Q,I,Ch,Kfs	0.8987	0.224	0.237		2M <sub>1</sub>
HW-257	Pt <sub>3</sub> bnm	紫色泥质变质砂岩	Q,I,Ch,Kfs	0.8992	0.219	0.403		2M <sub>1</sub>
HW-258	Pt <sub>3</sub> bnm	紫色块状砂质板岩	Q,I,Ch,Kfs	0.8994	0.234	0.402	0.082	2M <sub>1</sub>
HW-259	Pt <sub>3</sub> bnw	紫红色变质粉砂岩	Q,I, (Kao)	0.9010	0.185			2M <sub>1</sub>
HW-260	Pt <sub>3</sub> bnm	紫色条纹砂质板岩	Q,I,Ch	0.8989	0.218	0.262	0.090	2M <sub>1</sub>
HW-261	Pt <sub>3</sub> bnm	青灰色板岩	Q,I,Ch,Kfs	0.8997	0.202	0.605	0.092	2M <sub>1</sub>
HW-262	Pt <sub>3</sub> bnm	紫色砂质板岩	Q,I,(Kao)	0.8994	0.217		0.069	2M <sub>1</sub>
HW-263	Pt <sub>3</sub> bnm	青灰色条纹状板岩	Q,I,Kfs	0.8984	0.223		0.113	2M <sub>1</sub>
HW-264	Pt <sub>2</sub> ln	青灰色块状变质砂岩	Q,Ch,I,Ab	0.9029	0.205	0.354		2M <sub>1</sub>
HW-265	Pt <sub>2</sub> ln	黄灰色板岩	Q,Ch,I,Ab	0.9047	0.198			2M <sub>1</sub>
HW-266	Pt <sub>2</sub> ln	黄灰色粉砂质板岩	Q,Ch,I,Ab	0.9031	0.179	0.463		2M <sub>1</sub>
HW-267	Pt <sub>2</sub> ln	灰绿色块状变质砂岩	Q,Ch,I,Ab	0.9039	0.202	0.248		2M <sub>1</sub>
HW-268	Pt <sub>2</sub> ln	青灰色板岩	Q,Ch,I,Ab	0.9050	0.203	0.210	0.086	2M <sub>1</sub>
HW-269	Pt <sub>2</sub> ln	灰绿色块状砂质板岩	Q,Ch,I,Ab	0.9050	0.204	0.305		2M <sub>1</sub>
HW-270	Pt <sub>2</sub> ln	黄灰色变质砂岩	Q,Ch,I,Ab	0.9037	0.198			2M <sub>1</sub>
HW-271	Pt <sub>3</sub> bnm	条带状板岩	Q,Ch,I,Ab	0.8987	0.198	0.321		2M <sub>1</sub>
HW-272	Pt <sub>3</sub> bnw	灰白色条纹状变质粉砂岩	Q,Ch,I		0.188	0.258		2M <sub>1</sub>
HW-273	Pt <sub>3</sub> bnw	深紫色板岩	Q,I,Ch,Ab	0.9037	0.200		0.076	2M <sub>1</sub>
HW-274	K-N	红紫色砾岩						
HW-275	Z	黄灰色条纹状砂质板岩	Q,I,Ch,Ab	0.9018	0.198			2M <sub>1</sub>
HW-276	e <sub>1</sub>	灰绿色条纹状砂质板岩	Q,I,Kfs	0.9029	0.200		0.091	2M <sub>1</sub>
HW-277	e <sub>2+3</sub>	灰绿色条纹状板岩	Q,I,Ch	0.9008	0.257	0.443		2M <sub>1</sub>
HW-278	O <sub>1</sub>	灰绿色条纹状板岩	Q,I,Ch	0.8984	0.218	0.565		2M <sub>1</sub> +1M
HW-279	O <sub>1</sub>	灰黄色条纹状板岩	Q,I,Ch	0.9013	0.242			2M <sub>1</sub>
HW-280	e <sub>2+3</sub>	黑色炭质板岩	Q,I,Ch	0.9008	0.226	0.193		2M <sub>1</sub>
HW-281	e <sub>1</sub>	灰白色块状变质泥岩	Q,I,Ch,Kfs	0.9015	0.272			2M <sub>1</sub>
HW-282	O <sub>1</sub>	灰白色块状变质泥质砂岩	Q,I,Ch,Kfs	0.9000	0.216	0.228	0.111	2M <sub>1</sub> +1M
HW-283	O <sub>2</sub>	灰绿色块状变质泥质砂岩	Q,I,Ch,Kfs,	0.9008	0.284	0.417		2M <sub>1</sub> +1M
HW-284	O <sub>1</sub>	灰黑色条纹状变质泥砂岩	Q,I,Cc,Do	0.9023	0.221			2M <sub>1</sub>
HW-285	e <sub>2+3</sub>	灰黑色块状炭质变质砂岩	Q,I,Ch,Kfs,Cc,Ab	0.9023	0.253	0.305		2M <sub>1</sub>
HW-286	e <sub>2+3</sub>	灰黑色块状炭质变质砂岩	Q,I,Ch,Kfs,Ab,Do,Cc	0.9021	0.236	0.203		2M <sub>1</sub>
HW-287	O <sub>1</sub>	灰绿色块状变质泥岩	Q,I,Ch	0.9021	0.237	0.260		2M <sub>1</sub>
HW-288	O <sub>1</sub>	青灰色块状变质砂岩	Q,I,Ch,Ab	0.8997	0.216	0.222	0.080	2M <sub>1</sub>
HW-289	S	灰白色块状变质砂岩						
HW-290	S	灰绿色块状变质砂质泥岩	Q,I,Ch	0.9008	0.284			2M <sub>1</sub> +1M
HW-291	S	灰绿色块状变质粉砂岩	Q,I,Ch,Kfs,Ab	0.9023	0.285			2M <sub>1</sub> +1M

a) Pr, 黄铁矿; Q, 石英; I, 伊利石; Kfs, 钾长石; Ch, 绿泥石; Kao, 高岭石; Cc, 方解石; Do, 白云石; Ab, 钠长石. b) 为伊利石 c\*轴方向的应变值. c) 为伊利石多型

### 2.3 伊利石及绿泥石的结晶度

伊利石结晶度是描述由成岩作用到变质作用变化的一个重要定量标志<sup>[9]</sup>. 本文采用 Kübler 指数<sup>[10]</sup>(IC)表示伊利石的结晶度. 本区伊利石结晶度 Kübler 指数(Kisch 系统<sup>[11]</sup>)变化范围在 0.18~0.29°之间, 其中冷家溪群 IC 为 0.18~0.21°, 板溪群 IC 为 0.19~0.23°, 震旦系-下古生

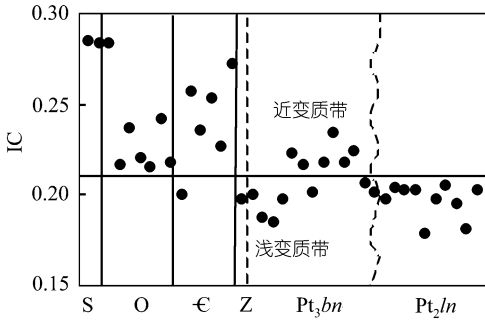


图 3 本区伊利石结晶度与地层层序的关系  
 水平线为近变质带/浅变质带界线, 虚波线为角度不整合, 虚线为平行不整合, 竖直线为整合

界为 0.20~0.29°。根据近变质带的上下界限 0.38~0.37/0.21<sup>°</sup><sup>[11]</sup>和以上 IC 数据, 我们可以把本区中元古界冷家溪群划归浅变质带范围, 新元古界板溪群划归浅变质-高近变质带的范围, 震旦系-下古生界几乎全部为近变质带的范围。本区构造层系统与 IC 变化范围的关系表明由冷家溪群到板溪群再到震旦-志留系总体变质程度逐渐趋弱, 如图 3 所示。本区 IC 值分布和所划分的近变质带/浅变质带及转变带见图 1。

本文绿泥石的结晶度(CC)用绿泥石(002)衍射峰的半高宽描述。本文的实验表明 IC 与 CC 之间的

相关性在本地区很弱, 与 Wang 等<sup>[12]</sup>和 Schmidt<sup>[13]</sup>的结论相似。

### 2.4 伊利石的 $b_0$ 值

白云母的  $b_0$  值与变质地质体的压力大小具有统计意义上的正相关关系。根据不同压力类型变质地质体白云母  $b_0$  值的实验数据, Sassi 等<sup>[14]</sup>和 Guidotti 等<sup>[15]</sup>提出了白云母  $b_0$  压力计, 并以  $b_0$  值大小把压力划分为以下几个系列:  $b_0 < 0.9000$  nm 为低压相,  $0.9000$  nm  $< b_0 < 0.9040$  nm 为中压相,  $b_0 > 0.9040$  nm 为高压相。伊利石的  $b_0$  值同白云母一样可以用来作为地质压力计, 这已经为大家普遍接受<sup>[12,16,17]</sup>。值得指出的是, 这一统计规律(白云母  $b_0$  压力计)只限于变质地质体。因而, 所用的白云母  $b_0$  数据应来源于具有相同地质作用经历的同一变质地质体, 即不应把多个不同变质地质体的数据混合使用; 也不应当使用非变质地质体的数据, 如不应使用成岩区的“白云母  $b_0$ ”数据; 同时, 应按照统计分析的要求具有一定的样本(一定数量的样品分析数据)才可统计得到较准确的压力信息, 达到正确使用这一压力计的目的。由于本区中新元古界-下古生界(按照角度不整合)分为冷家溪群, 板溪群-下古生界两个构造地质(层)体, 本文对所采的 41 个全岩样品中的 28 个板溪群-下古生界样品中的伊利石  $d_{(060)}$ 进行了测量。所测数据表明,  $b_0$  值的范围在 0.8984~0.9036 nm 范围内,  $b_0$  值的频率累积曲线分布特征表明本地区板溪群-下古生界区域浅变质-近变质作用压力条件为中低压变质压力类型(冷家溪群区域浅变质作用为中压变质类型, 朱明新等<sup>[3]</sup>), 如图 4 所示。

### 2.5 伊利石的多型

Frey<sup>[9]</sup>在总结前人工作时论述到: 伊利石主要有 1Md 和 2M<sub>1</sub> 两种多型, 2M<sub>2</sub> 和 3T 的多型很少见。伊利石 1Md→2M<sub>1</sub> 多型转化在成岩-低温变质演化过程中具有重要的指示意义。新近 XRD 与 TEM 的综合对比研究也证明如此<sup>[18]</sup>。1Md→2M<sub>1</sub> 的转化, 在成岩阶段晚期或变质作用开始阶段就已发生。至于什么时候完全转化, 存在不少争议。本文资料表明, 本区元古宇-下古生界伊利石 1Md→2M<sub>1</sub> 的完全转化在近变质

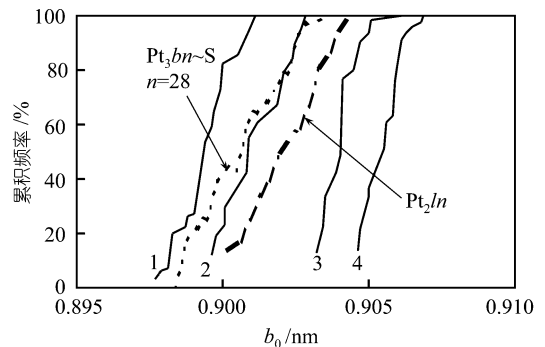


图 4 板溪群-志留系伊利石(白云母) $b_0$  的频率累积曲线(虚线)  
 $n = 28$  标明测定的样品数。1. Bosost 低压型; 2. N. New Hampshire 中低压型; 3. Otago 中高压型; 4. Sanbagawa 高压型

阶段完成。

细粒的伊利石和白云母具有相同的多型<sup>[19]</sup>, 因此白云母多型的研究同样适合伊利石。本文采用 Caillère<sup>[20]</sup>方法进行伊利石多型研究。伊利石 1Md 多型具有特征的(11 $\bar{2}$ ), (112)和(023)衍射峰, 而伊利石 2M<sub>1</sub> 多型具有特征的( $\bar{1}$ 14), (114)和(025)衍射峰。据此, 对 39 个样品进行了统计, 发现部分样品中出现了 1M 多型所对应的(11 $\bar{2}$ ), (112)和(023)的衍射峰, 而 2M<sub>1</sub> 多型的衍射峰( $\bar{1}$ 14), (114)和(025)全部出现(如图 5)。因此样品中伊利石的多型绝大多数为 2M<sub>1</sub> 型, 少数为 1M 多型。从所测的伊利石的结晶度值可知, 本地区中新元古界-下古生界处于高近变质带-浅变质带。这与多型研究的结论相一致。

### 3 讨论

#### 3.1 甚低级变质作用的划分

Coombs<sup>[22]</sup>在绿片岩相下建立的低温变质相(沸石相、葡萄石-绿纤石相、绿纤石-阳起石相)与 Weaver<sup>[23]</sup>, Kübler<sup>[24]</sup>, Frey<sup>[9]</sup>等人使用的变质带(成岩带、近变质带、浅变质带)的划分与对比长期以来一直存在很大的争议, 也是低温变质研究的重要课题。对于低温变质相近年有不同的划分方案<sup>[25-27]</sup>, 本文沿用 Coombs 的方案。对于成岩带、近变质带、浅变质带与 Coombs 的低温变质相系列的对比, 本文采用多数学者采用的方案, 即成岩带相当于沸石相, 近变质带相当于葡萄石-绿纤石相, 浅变质带包括了绿纤石-阳起石相和绿片岩相(据文献[13])。计算的浅变质带相当于绿纤石-阳起石相与绿片岩相界限的 IC 值为 0.17° (Kisch 标准)。

本区 39 个样品的伊利石结晶度数据中, 冷家溪群(10 个样品)伊利石结晶度 Kübler 指数为 0.18°~0.21° (Kisch 标样系统<sup>[11]</sup>), 平均值为 0.197°, 表明冷家溪群处于浅变质带(绿纤石-阳起石相)。板溪群的(13 个样品)Kübler 指数为 0.185°~0.234°, 平均值为 0.211°。其中, 五强溪组 3 个样品 IC 值较小(<0.20°), 而马底驿组大部分样品 IC 值相对较大(>0.20°)。这表明板溪群处于高近变质带-浅变质带(相当于葡萄石-绿纤石相到绿纤石-阳起石相)。震旦系-志留系(16 个样品)IC 值为 0.20~0.29°, 平均为 0.24°, 其中 14 个样品 IC 值大于 0.21°, 表明震旦系-志留系主要处于高近变质带(相当于葡萄石-绿纤石相)。关于 IC 测量误差分析, 可参阅有关文献<sup>[11,28-30]</sup>。

以上数据表明, 冷家溪群经受了绿纤石-阳起石相(低绿片岩相)型区域低温动力变质作用。这与前人的认识一致<sup>[1,2]</sup>。而板溪群则经历了高葡萄石-绿纤石相到绿纤石-阳起石相(低绿片岩相)型区域低温动力变质作用。震旦系-志留系也经历了高葡萄石-绿纤石相型区域低温动力变质作用。这与前人的认识<sup>[1,2]</sup>有很大的差别。

我们按伊利石结晶度对研究区的甚低级区域变质作用进行了分带(见图 1)。按照近变质带/浅变质带的 IC 值界限(0.21°), 本区可划分为长塘高近变质带(A), 武潭浅变质带(E1), 黄土店浅变质带(E2)和黄土坡转变带(A-E)。近变质带和浅变质带之间的关系可以是明显变化的, 也可以是过渡转变的, 本区两种关系均存在。转变带的宽度受变质作用强度、等温面产状和变质

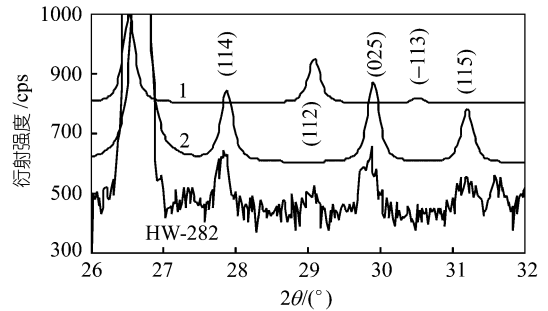


图 5 伊利石 1M+2M<sub>1</sub> 多型 X 射线衍射图(样品 HW-282)

曲线 1 为 JCPDS 卡片 7-25<sup>[21]</sup> 的理论计算衍射图, 曲线 2 为 JCPDS 卡片 26-911<sup>[21]</sup> 的理论计算衍射图

带分布的影响.

值得指出的是, IC 受许多因素和后期构造运动、地壳热流状态变化的影响. 如黄土坡转变带限于两条北东向新华夏扭性断裂内, 所出露地层为板溪群. 转变带内板溪群发育以北东东向为主要轴向的早期华夏系斜列向斜, 属安化-宁乡-浏阳东西向褶皱带西段. 其间扭性、压扭性断层发育<sup>[4]</sup>. 该区所出现的两个  $IC < 0.21^\circ$  的样品, 其一产于一压性断层附近, 可能受到后期断裂及沿断裂带发生的热液活动的影响而使 IC 值偏小. 另一产于向斜的轴部, 表明伊利石结晶度在褶皱轴部优于两翼<sup>[3,31-33]</sup>. 若除去后期断裂或热液的影响及褶皱轴部对 IC 的影响, 黄土坡转变带应为高近变质带.

### 3.2 甚低级变质作用的温度估计

由成岩阶段经近变质阶段到浅变质阶段温度逐渐升高, 同时 IC 值变小. 这已被大量的地质事实所证实. 本文以成岩带、近变质带和浅变质带所相当的温度与对应的 IC 值, 对本区以 IC 变化范围为主, 参考压力条件估计变质温度. 其中近变质带的温度范围为  $200\sim 300^\circ\text{C}$ <sup>[33,26]</sup>. 近变质带上部的温度变化范围大约为  $250\sim 300^\circ\text{C}$ <sup>[34,35]</sup>. 由  $IC = 0.29\sim 0.18^\circ$  估计的变质温度为  $240\sim 340^\circ\text{C}$ . 诚然, 不同学者引用的成岩带、近变质带、浅变质带温压界限存有差异, 估计的温压条件亦如此.

### 3.3 甚低级变质作用的压力类型

伊利石(白云母)的  $b_0$  值是变质压力的一个重要指示参数. 本区冷家溪群(10 个样品)伊利石(白云母)  $b_0$  的范围在  $0.8989\sim 0.9050\text{ nm}$  之间, 平均值为  $0.9027\text{ nm}$ . 根据朱明新等<sup>[3]</sup>的研究, 中元古界冷家溪群的区域变质作用属于较为典型的中压变质作用类型. 本文所得数据与该结论一致. 板溪群-志留系(28 个样品)伊利石(白云母)  $b_0$  的范围在  $0.8984\sim 0.9037\text{ nm}$  之间, 平均值为  $0.9007\text{ nm}$ . 根据所作的伊利石(白云母)  $b_0$  值累积曲线图, 板溪群-志留系区域变质条件处于中低压环境. 故板溪群-志留系所经历的区域低温变质压力比冷家溪群的低. 对于这一点, 板溪群-志留系伊利石(白云母)  $b_0$  值在分布范围和平均值上, 都有一致的表现.

### 3.4 甚低级变质作用的应变分析

矿物晶格应变分析可探讨区域低温动力变质作用的变形特征. 作者<sup>[6]</sup>曾提出了一种可同时确定伊利石粒度大小和应变大小的 KI-Wv 图解方法. 本文对部分伊利石的相对晶格应变大小作了分析, 其结果见表 1. 由于层状硅酸盐在垂直主应力方向生长和 KI-Wv 图解分析的一维(沿  $c^*$  轴方向)性, 所得结果仅反映最大主应力方向上的(晶格)相对应应变大小. 所得数据表明, 应变大小和变化与变质带分布无关, 是应力场的函数.

## 4 结论

根据本区冷家溪群和板溪群 39 个样品的分析研究, 可得出以下结论:

(1) 本区冷家溪群、板溪群和震旦系-志留系主要变质矿物组合是石英、绿泥石、伊利石(绢云母). 冷家溪群大部分样品中还含有钠长石, 少数含钾长石, 个别样品含黄铁矿. 板溪群大部分样品含钾长石, 少数含钠长石. 震旦系-志留系部分地层还含有白云石和方解石. 部分板溪群样品出现风化成因的高岭石.

(2) 经 Kisch 标样的校正, 本区冷家溪群伊利石结晶度(Kübler 指数)为  $0.18\sim 0.21^\circ$ , 属于浅变质. 板溪群的结晶度为  $0.19\sim 0.23^\circ$ , 为高近变质-浅变质. 震旦系-志留系伊利石结晶度为

0.20~0.29°, 主要处于高近变质带, 变质温度约为 240~340°C.

(3) 本区甚低级变质作用按伊利石结晶度可划分为长塘高近变质带、武潭浅变质带、黄土店浅变质带和黄土坡近变质-浅变质转变带.

(4) 本区冷家溪群伊利石(白云母)的  $b_0$  值在 0.8989~0.9050 nm 之间, 平均值为 0.9027 nm, 属中压变质作用类型. 板溪群-志留系(28 个样品)伊利石(白云母) $b_0$  的范围在 0.8984~0.9037 nm 之间, 平均值为 0.9007 nm. 由  $b_0$  频率累积曲线图可以看出, 本区板溪群-志留系区域变质作用属于中低压变质类型.

(5) 本区冷家溪群伊利石多型为  $2M_1$  型. 板溪群和震旦系-志留系岩石中伊利石多型大部分为  $2M_1$  型. 在近变质带部分样品中出现  $1M + 2M_1$  多型的混合产出.

### 参 考 文 献

- 1 卢良兆. 中国各时代变质岩系及变质巨旋回的特征. 见: 董申保, 沈其韩, 主编. 中国变质地质图编制与研究论文集(1). 北京: 地质出版社, 1988. 1~11
- 2 金山山, 孙大中, 主编. 华南大陆深部地壳结构及其演化. 北京: 地质出版社, 1997. 4~13, 20~22, 163~168
- 3 朱明新, 王河锦. 长沙-澧陵-浏阳一带冷家溪群及板溪群的甚低级变质作用. 岩石学报, 2001, 17: 291~300
- 4 湖南省地质矿产局. 湖南区域地质志. 北京: 地质出版社, 1988. 9~24
- 5 湖南省地质矿产局. 湖南省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997. 4~122
- 6 Wang H, Zhou J. The relationships between the Kubler index, Weaver index and Weber index of illite crystallinity and their applications. Schweiz Mineral Petrogr Mitt, 2000, 80: 187~198
- 7 Wang H, Zhou J. Data smoothing and distortion of X-ray diffraction peaks. I. Theory. J Appl Crystal, 2000, 33: 128~135
- 8 Wang H, Zhou J. Data smoothing and distortion of X-ray diffraction peaks. II. Application. J Appl Crystal, 2000, 33: 136~142
- 9 Frey M. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey M, ed. Low Temperature Metamorphism. Glasgow and London: Blackie, 1987. 9~58
- 10 Kübler B. Les argiles, indicateurs de metamorphisme. Pev Ftist Franc Petro, 1964, 19: 1093~1112
- 11 Kisch H J. Illite crystallinity: recommendations on samples preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. J Metamorphic Geol, 1991, 9: 665~670
- 12 Wang H, Frey M, Stern W B. Diagenesis and metamorphism of clay minerals in the helvetic Alps of Eastern Switzerland. Clays and Clay Minerals, 1996, 44: 96~112
- 13 Schmidt D, Schmidt S T, Mullis J, et al. Very low grade metamorphism of the Tavayane formation of western Switzerland. Contrib Mineral Petr, 1997, 129: 385~403
- 14 Sassi F P, Scolai A. The  $b_0$  value of the porassie white micas as barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. Contr Min Petrol, 1974, 45: 148~152
- 15 Guidotti C V, Sassi F P. Muscovite as a petrogenetic indicator in pelitic schists. Neues Jahrb Min Abhdl, 1976, 127: 97~142
- 16 Padan A, Kisch H J, Shagam R. Use of the lattice parameter  $b_0$  of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of  $P/T$  gradients of incipient metamorphism. Contrib Mineral Petrol, 1982, 79: 85~95
- 17 Yang C, Hesse R. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt external domain of southern Canadian Appalachinas. Clay Minerals, 1991, 26: 211~231
- 18 Bauluz B, Peacor D R, Lopez J M G. Transmission electron microscopy study of illitization in pelites from the Iberian Range, Spain: Layer-by-layer replacement? Clays and Clay Minerals, 2000, 48: 374~384
- 19 Levinson A A. Studies in the mica group: polymorphism among illites and hydrous micas. Am Miner, 1955, 40: 41~49
- 20 Caillère S, Hein S, Rauturau M. Minéralogie des Argiles. Act Sci Agr De L'I NR A 8 Masson, Paris, 1982
- 21 International Centre for Diffraction Data. Mineral powder diffraction file databook, sets 1-42, Pennsylvania: ICDD, 1993
- 22 Coombs D S, Ellis A J, Fyfe W S, et al. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses.



- Geochimica et Cosmochimica Acta, 1959, 17: 53~107
- 23 Weaver C E. Possible uses of clay minerals in search for oil. Bull Amer Assoc Petroleum Geologists, 1960, 44: 1505~1518
- 24 Kübler B. La crosta;omote de l'illite et les zone tout a fait superieures du metamorphism. In: Etages Tectoniques. Neuchatel: Colloque de Neuchatel, 1967. 105~122
- 25 Miyashiro A. Metamorphic Petrology. London: University College London Press, 1994. 264~306
- 26 Bucher K, Frey M. Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th ed. Berlin: Springer-Verlag, 1994. 99~146, 191~232
- 27 董申葆, 等. 1/4000000 中国变质地质图. 北京: 地质出版社, 1986
- 28 Kisch H J. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. J Metamorphic Geol, 1990, 8: 31~46
- 29 王河锦. 关于伊利石结晶度 Kübler 指数的误差计算. 地质论评, 1998, 44(3): 328~335
- 30 王河锦, 朱明新, 徐庆生, 等. 狭缝系统与伊利石结晶度 Kübler 指数的测定及相关问题讨论. 地质论评, 2000, 46(6): 587~593
- 31 Roberts B, Merriman R J, Pratt W. The relative influence of strain, lithology and stratigraphical depth on white mica (illite) crystallinity in mudrocks from the vicinity of the Corris Slate Belt, Wales: implications for the timing of metamorphism in the Welsh Basin. Geol Mag, 1991, 128: 633~645
- 32 Aldahan A A, Morad S. Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Swedine. Amer J Scinece, 1986, 286: 29~80
- 33 Kisch H J. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: Frey M, ed. Low Temperature Metamorphism. Glasgow and London: Blackie, 1987. 301~304
- 34 Roberts B, Merriman R J. The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in pelites from North Wales: an analysis of isocryst patterns. J Geol Society, London, 1985, 142: 615~624
- 35 Arkai P. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. J Metamorphic Geol, 1991, 9: 723~734