

# 中国阿尔泰造山带的变形-变质历史研究： 以富蕴县乌恰沟地区为例

仲 正<sup>1,2</sup>, 仝来喜<sup>3\*</sup>, 刘 兆<sup>1,2</sup>, 李 超<sup>1,2</sup>

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049; 3.西北大学 地质系, 大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069)

**摘 要:** 通过对中国阿尔泰造山带南缘富蕴县乌恰沟地区出露的含石榴子石副片麻岩进行详细的野外地质观察及岩相学分析, 确定了至少三期构造变形-变质事件: ①第一期变形变质作用(D<sub>1</sub>)可划分为早期的埋深变质作用与后期的伸展作用, 埋深作用初期发育 M<sub>1</sub> 期变质矿物组合(黑云母+斜长石+石英), 该阶段 *P-T* 条件为  $4.6 \times 10^2$  MPa/~590 °C, 后达到 *P-T* 条件为  $5.5 \times 10^2$  MPa/~650 °C 的变质峰期, 发育 M<sub>2</sub> 期变质矿物组合(矽线石+石榴子石+黑云母+斜长石+石英), 随后由于泥盆纪(400~380 Ma)地壳的水平伸展运动, 发生广泛的减压熔融且伴随石榴子石的生长, 并形成以混合岩化条带为基础的区域上的主性面理 S<sub>1</sub>; ②第二期变形变质(D<sub>2</sub>)为发生于晚泥盆世(~380 Ma)的褶皱构造, 区域上形成以 S<sub>1</sub> 面理为基础的 NE-SW 向近直立褶皱(F<sub>1</sub>), 该期变形导致后期位于同一地壳深度的岩石, 变质程度在垂直于 F<sub>1</sub> 方向上呈现出对称分布的特点, 该阶段 *P-T* 条件为  $4.5 \times 10^2$  MPa/~630 °C; ③第三期变形变质(D<sub>3</sub>)为发生于早二叠世(~280 Ma)的 NE-SW 向压扭性变形, 表现为在被 D<sub>2</sub> 变形改造过的 S<sub>1</sub> 面理基础上, 形成由一系列 NW-SE 向小型褶皱 F<sub>2</sub> 组成的大背形, 此时伴有左旋剪切, 并发育以尖晶石+堇青石+黑云母+斜长石矿物组合为特征的 M<sub>4</sub> 期变质矿物组合, 其 *P-T* 条件为  $\sim 2.1 \times 10^2$  MPa/~615 °C。以上不同阶段温压条件定义了一个顺时针 *P-T* 轨迹, 反映了岩石在埋藏后经历伸展减压, 并伴随热量的加入。

**关键词:** 中国阿尔泰; 富蕴; 古生代; 变形变质作用; *P-T* 轨迹

中图分类号: P588.3 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2021)04-0651-016

## 0 引 言

阿尔泰造山带位于中亚蒙古造山带的西南部 (Şengör et al., 1993), 记录着西伯利亚边缘古生代俯冲增生方面的重要信息。最新的构造-年代学研究表明, 该造山带经历了两期构造-热旋回事件, 分别发生于泥盆纪和二叠纪(Li et al., 2016a, 2016b; Broussolle et al., 2018; Liu et al., 2020b), 并伴随有高温-超高温变质作用及大规模岩浆作用(胡霁琴等, 2002;

Kozakov et al., 2007; Jiang et al., 2010, 2015; Li et al., 2014; Yang et al., 2015; 宋鹏等, 2017; Broussolle et al., 2018; Liu et al., 2020b), 但对于这两期事件所反映出的大地构造意义还存在很大争议。泥盆纪的构造-热事件影响了中国阿尔泰造山带的主要框架, 前人已经提出了不同的构造模式, 如活动大陆边缘环境(Chen and Jahn, 2002; Long et al., 2007, 2010; Chai et al., 2009)、弧-陆碰撞(Windley et al., 2002; Wei et al., 2007)、弧后扩张(Wang et al., 2006)、板片断裂(牛贺

收稿日期: 2020-02-27; 改回日期: 2020-04-09

项目资助: 中科院战略先导项目(B)课题(XDB18030601)资助。

第一作者简介: 仲正(1994-), 男, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: 919212791@qq.com

通信作者: 仝来喜(1965-), 男, 教授, 主要从事变质岩石学研究。Email: tonglx@nwu.edu.cn

才等, 2006)以及洋中脊俯冲和板片窗发育(Windley et al., 2007; Jiang et al., 2010; 沈晓明等, 2010; Cai et al., 2012; Windley and Xiao, 2018)。中国阿尔泰造山带南缘在二叠纪发生一期重要的高温-超高温变质事件, 主要沿额尔齐斯断裂带分布(王伟等, 2009; Li et al., 2014; Tong et al., 2014a, 2014b; Wang et al., 2014; Liu et al., 2019, 2020b), 并伴随有压扭性构造变形特征(张朝文和刘援朝, 1992; 张进江和郑亚东, 1993; Laurent-Charvet et al., 2002; Buslov et al., 2004; Briggs et al., 2007; 刘飞等, 2013; Li et al., 2015, 2016a, 2016b, 2017; Broussolle et al., 2018; Jiang et al., 2018), 对于二叠纪热事件的构造背景, 目前也存在很大争议, 如古亚洲洋俯冲(历子龙等, 2004; Xiao et al., 2004; Chen et al., 2006)、准噶尔弧和阿尔泰地体碰撞(Li et al., 2015, 2016a, 2016b, 2017; Broussolle et al., 2018)、板片断裂或者拆沉(Li et al., 2014)、洋中脊俯冲(沈晓明等, 2010; Windley and Xiao, 2018)、塔里木地幔柱活动引起的幔源岩浆底侵加热(Pirajno et al., 2008; 仝来喜等, 2013; Tong et al., 2014a, 2014b; Wang et al., 2014; 刘兆和仝来喜, 2015; Yang et al., 2015; Liu et al., 2020a)。

目前, 阿尔泰造山带南缘的额尔齐斯断裂带已被认定为中国阿尔泰与准噶尔岩浆弧的缝合带(Badarch et al., 2002; 王宗秀等, 2003; Safonova and Santosh, 2014), 同时, 中国阿尔泰南部广泛出露岛弧特征的康布铁堡组和具弧前盆地沉积特征的阿勒泰组(Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004), 因此, 要想查明阿尔泰造山带的演化历程, 首先要弄清中国阿尔泰南缘这一大地构造单元的变形变质演化史。本文所选研究区为富蕴县乌恰沟地区, 近年来陆续报道了超高温麻粒岩的发现(Li et al., 2014; Liu et al., 2020b), 但是与同一大地构造单元且同样报道有超高温麻粒岩的喀拉苏地区相比, 尚缺乏对该区域的宏观及微观构造变形的细致研究。因此, 本文对乌恰沟地区的变质-变形历史进行了详细的野外和镜下岩相学分析, 结合温压计计算, 恢复了其  $P$ - $T$ - $D$  演化历史, 对于中国阿尔泰造山带在古生代的构造演化, 甚至显生宙造山带生长方式历史具有重要的指示意义。

## 1 区域地质概况

中亚造山带或称阿尔泰造山带为显生宙以来全球最大的增生型造山带, 主要由古亚洲洋俯冲时伴

随的海山、洋底高原、蛇绿岩等的混杂堆积, 及古老的微陆块、岛弧等与被动陆缘的连续碰撞所形成(Şengör et al., 1993; Jahn et al., 2004; Safonova et al., 2004, 2011), 具有复杂的变质变形特征。

阿尔泰造山带西起哈萨克斯坦东部, 东至蒙古南部, 北邻俄罗斯, 南部以额尔齐斯断裂带为界线与准噶尔地块相连, 呈 NW-NE 向延伸约 2500 km。通过区域内的五条大断层, 中国阿尔泰通常由北向南的被分为五个大地构造单元(图 1; Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004)。单元 I 主要为晚泥盆世-早石炭世的变沉积岩, 以及少量经历了绿片岩相变质的中-晚泥盆世火山岩(庄育勋, 1994; Qu and Zhang, 1994; Windley et al., 2002); 单元 II 主要为代表复理石建造的哈巴河群, 其沉积岩与火山岩年龄从志留纪-早泥盆世, 同样经历绿片岩相变质作用(Windley et al., 2002); 单元 III 构成了中国阿尔泰的中央部分, 主要由新元古代-志留纪的沉积-火山岩组成, 普遍经历绿片岩-高角闪岩相变质作用, 具前寒武纪基底特征, 部分地区岩性与单元 II 类似, 为中奥陶世沉积岩, 但目前还未能确定单元 II 与单元 III 是否具有相同的大地构造属性(Hu et al., 2000; Windley et al., 2002); 单元 IV 主要包含两个组构, 一是具岛弧特征的康布铁堡组, 主要为早志留世-晚泥盆世的火山岩及陆缘相碎屑沉积岩(Windley et al., 2002; Chai et al., 2009), 经历绿片岩-高角闪岩相变质作用, 局部可达麻粒岩相变质作用(陈汉林等, 2006; Chen et al., 2006; 王伟等, 2009; 仝来喜等, 2013, 2014; Li et al., 2014; Tong et al., 2014a, 2014b; Wang et al., 2014; 刘兆和仝来喜, 2015; Liu et al., 2019, 2020b, 2020c), 另一为具弧前盆地沉积特征的阿尔泰组, 主要为海相碎屑沉积和中酸性火山岩-火山碎屑岩, 同时含有少量枕状玄武岩(Windley et al., 2002); 构造单元 V (额尔齐斯地体或称额尔齐斯杂岩)夹于构造单元 IV 和额尔齐斯断层之间, 普遍认为其代表汇聚时的增生杂岩体, 主要为前寒武纪基底与泥盆纪-石炭纪的火山-碎屑沉积岩(Qu and Chong, 1991; Chen et al., 2002), 经历绿片岩-角闪岩相变质作用, 局部与二叠纪未变形沉积-火山岩不整合接触。中国阿尔泰造山带分布大量花岗质岩石, 出露面积可达 40%, 大体可分为两类: 一类为花岗质的正片麻岩, 占总量的 90%以上, 形成于晚志留世-中泥盆世, 锆石 U-Pb 年龄显示峰期在 400 Ma 左右, 具有 I 型及 S 型花岗岩特征, 代表了同造山的弧火山岩(Wang et al., 2009; Zhang et al., 2017); 另一类为

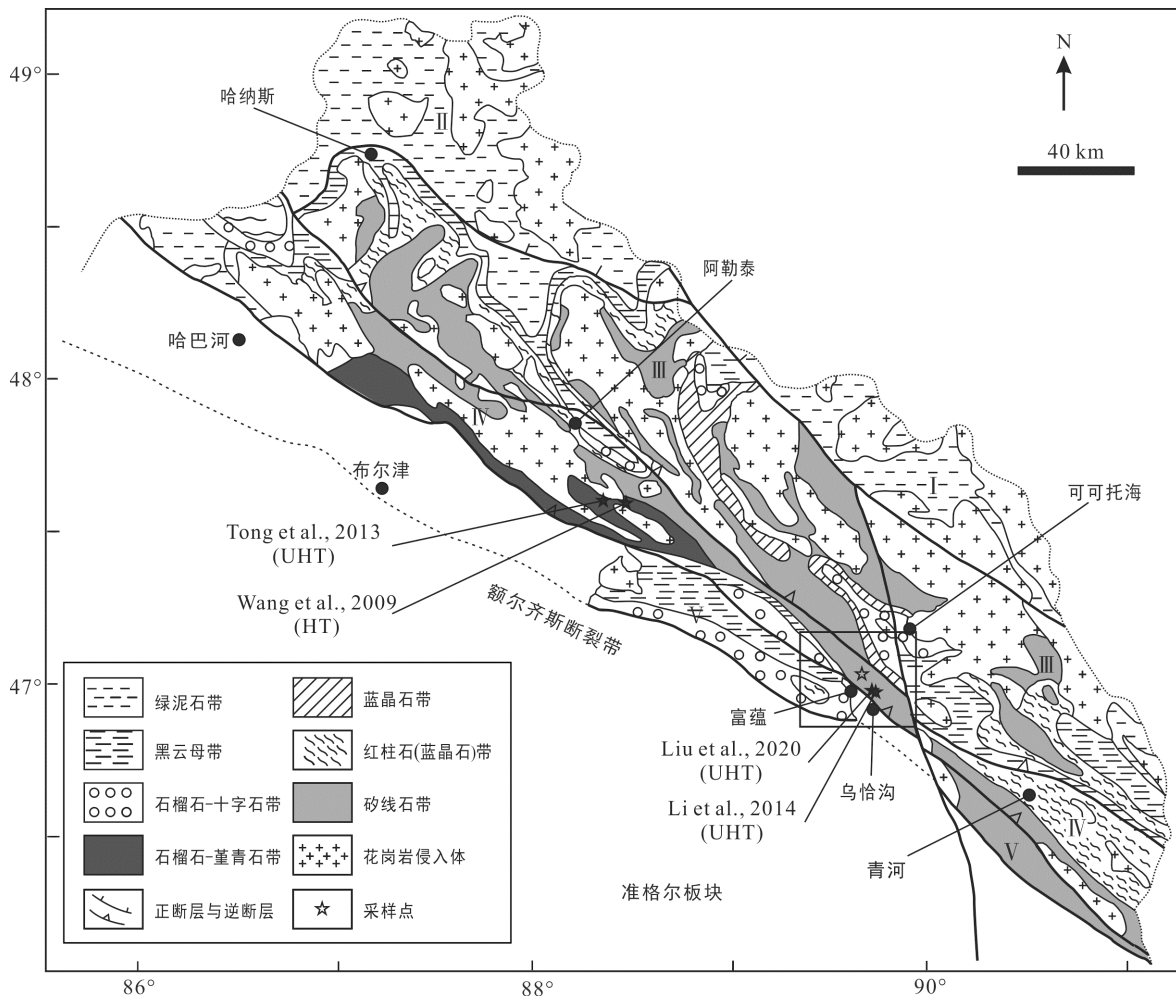


图1 中国阿尔泰地区变质地质简图(据 Wei et al., 2007 修改)

Fig.1 Simplified geological map of the Chinese Altai

变形较弱甚至部分未变形的花岗岩, 主要沿阿尔泰山南部分布, 侵入时间在 300~270 Ma, 具 A 型花岗岩特征, 形成于阿尔泰山弧与准噶尔弧碰撞后环境(Tong et al., 2014)。此外, 在富蕴县乌恰沟地区还发育少量具幔源性质的镁铁-超镁铁质侵入岩, 年龄集中在 290 Ma 左右(韩宝福等, 2004)。

## 2 野外地质与岩相学特征

研究区位于构造单元IV的康布铁堡组(图2), 变形程度达到角闪岩-高角闪岩相, 主体为黑云斜长片麻岩, 黑云母含量为 15%~30%。普遍经历混合岩化, 但程度不一。区内以混合岩化条带为基础, 发生后期改造, 形成现在野外所见的构造样式, 即走向 NW-SE 发育的具有左旋运动构造特征的面理与 NW-SE 向延伸的一系列褶皱。在混合岩化与变形程度较为强烈地区发育石榴子石, 呈类似夹层状出露,

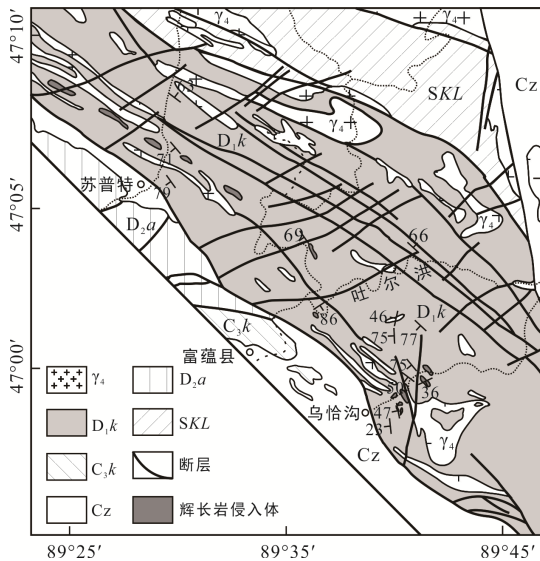
但顺构造线方向延伸并不远, 且都发育于褶皱核部(图3a)。

### 2.1 构造变形特征

结合野外观测收集到的证据与室内镜下观察到的显微变形特征, 笔者认为研究区至少经历过三期构造变形作用:

第一期变形( $D_1$ )表现形式为区域上的主性面理  $S_1$ 。 $S_1$  以混合岩化条带为基础, 通过地壳的水平伸展运动, 进而形成现在野外所见, 主要由黑云母和长英质浅色体组成的片麻理。后期叠加的变形都是通过对于  $S_1$  面理的改造所表现出来(图3b)。通过镜下石榴子石变斑晶与周围定向排列的大片自形黑云母所表现出的前构造变质矿物特征, 确定  $D_1$  期变质变形构造作用的时间为石榴子石发育末期或后期。

第二期变形( $D_2$ )在野外同样没有明显的构造特征直接表现出来, 仅在部分层内可见小型褶皱(图3c), 但推测  $D_2$  期变形为一期 NW-SE 向挤压, 形成枢纽



SKL. 志留世库鲁姆群; D<sub>1</sub>k. 早泥盆世康布铁堡组; D<sub>2</sub>a. 中泥盆世阿勒泰组; C<sub>3</sub>k. 晚石炭世喀喇额尔齐斯组; Cz. 新生代; γ<sub>4</sub>. 华力西期花岗岩质岩石。

图 2 富蕴地区地质简图(据新疆地质图富蕴幅 L-45-XII)  
Fig.2 Geological sketch map of the Fuyun area

方向为 NE-SW 的直立褶皱 F<sub>1</sub>。主要依据为区域内不同变质程度岩石的分布情况。笔者在野外注意到, 顺后期形成褶皱的 NW-SE 向枢纽方向观察, 出露岩石的混合岩化程度并不相同, 且具有韵律分布特征, 即混合岩化程度较高的区域, 其 NW 与 SE 两侧出露岩石的混合岩化程度逐渐降低, 反之亦然, 变形亦是如此。

第三期变形(D<sub>3</sub>)为研究区内保留最完好的一期变形, 也是该区域经历的最后一期大规模构造变形事件。该期变形以区域上广泛发育的近直立面理为特征, 并且整体呈现出由一系列 NW-SE 向的近直立褶皱 F<sub>2</sub> 组成的大规模复背形构造。这里所提到的近直立面理并非 S<sub>2</sub>, 而是被 D<sub>3</sub> 期变形事件改造之后的 S<sub>1</sub>, 真正意义上的 S<sub>2</sub> 面理为 F<sub>2</sub> 的轴面劈理。在复背形核部变形强烈区域, 二者产状几乎相同(图 3d), 但在靠近两翼变形较弱地区可以看到明显差别(图 3e), 少见矿物拉伸线理。垂直 S<sub>3</sub> 面理方向大多可见指示左行剪切运动的旋转残斑及石香肠构造, 在复背形核部还可看见一些被改造后的 S<sub>1</sub> 面理同样具有这一构造特征(图 3f)。但不论这些指示左行剪切运动的构造单元发育于 S<sub>1</sub> 面理还是 S<sub>2</sub> 面理, 都未表现出挤压后再剪切的构造置换的特征。

## 2.2 岩相学特征

研究区内出露岩石主体为黑云斜长片麻岩, 复

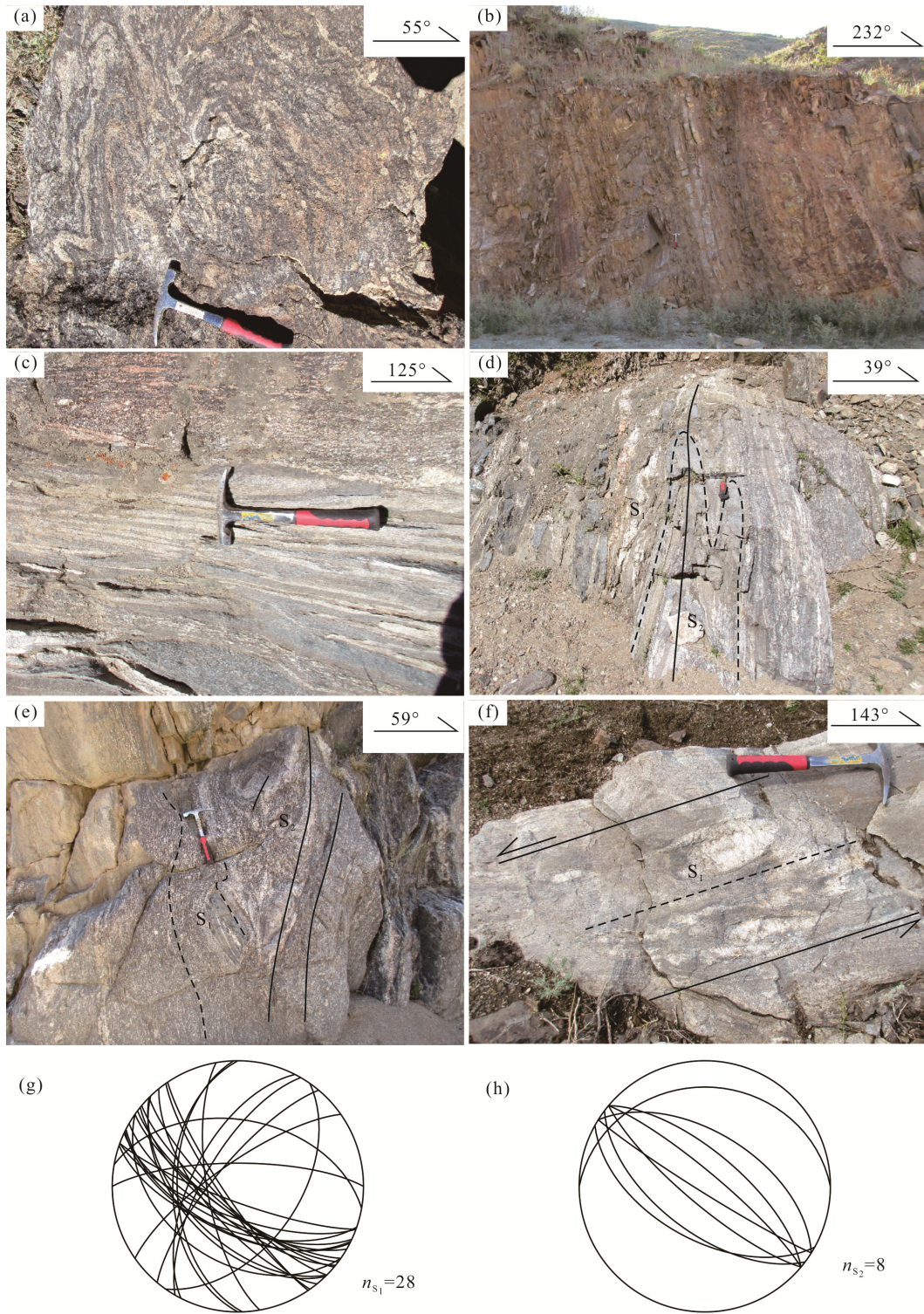
背形核部露头变质程度可达高角闪岩相, 向两翼逐渐降低到绿片岩相。通过野外观察, 笔者认为, 出露在复背形核部的岩石能较完整地记录研究区所经历的变质演化历程, 因此主要对该位置的含石榴子石黑云斜长片麻岩进行显微观察与分析, 识别出三期变质矿物组合:

M<sub>1</sub> 期变质矿物主要保留在石榴子石变斑晶内, 矿物组合以定向的黑云母+石英+少量斜长石为特征, 矿物形态可分为两类: 一类呈定向排列, 代表变质作用早期保留的先前面状构造, 粒径很小且呈片状, 以其面状构造未与斑晶外面理相连且对称性较差区别于指示同构造变晶作用的雪球状构造(图 4a、c); 另一类的石英、斜长石包裹体呈粒状, 粒径相对较大, 但其黑云母解理也在一定程度上表现出定向的趋势。

M<sub>2</sub> 期变质矿物为石榴子石变斑晶及基质中的黑云母+石英+斜长石+少量矽线石(图 4b)。这一期矿物呈条带状分布, 即黑云母+矽线石组成的暗色矿物条带与石英+斜长石组成的长英质浅色体条带, 并由条带构成 S<sub>2</sub> 面理。其中, 黑云母晶型较好且大都平行条带延伸方向定向排列, 少部分解理方向与条带方向斜交, 组成浅色条带的长英质矿物呈半形或它形, 但大多都以三联点方式接触, 多数矽线石中都保留有先前的黑云母(图 4b、d)。石榴子石变斑晶并不集中分布于某一条带当中, 而是表现出构造前变晶特征, 即被条带包围, 粒径较大者甚至隔断条带, 但并没有压力影状构造, 说明在 M<sub>2</sub> 期变质事件中, 混合岩化作用开始于石榴子石生长晚期。

S<sub>1</sub> 面理保留较好的石榴子石变斑晶, 其内部的定向包裹体多集中于核部到幔部, 而靠近边部位置则较为干净(图 4a、c)。推测紧随 M<sub>2</sub> 后压力条件的改变, 存在一期 M<sub>3</sub> 变质事件, 但并未引起相变。

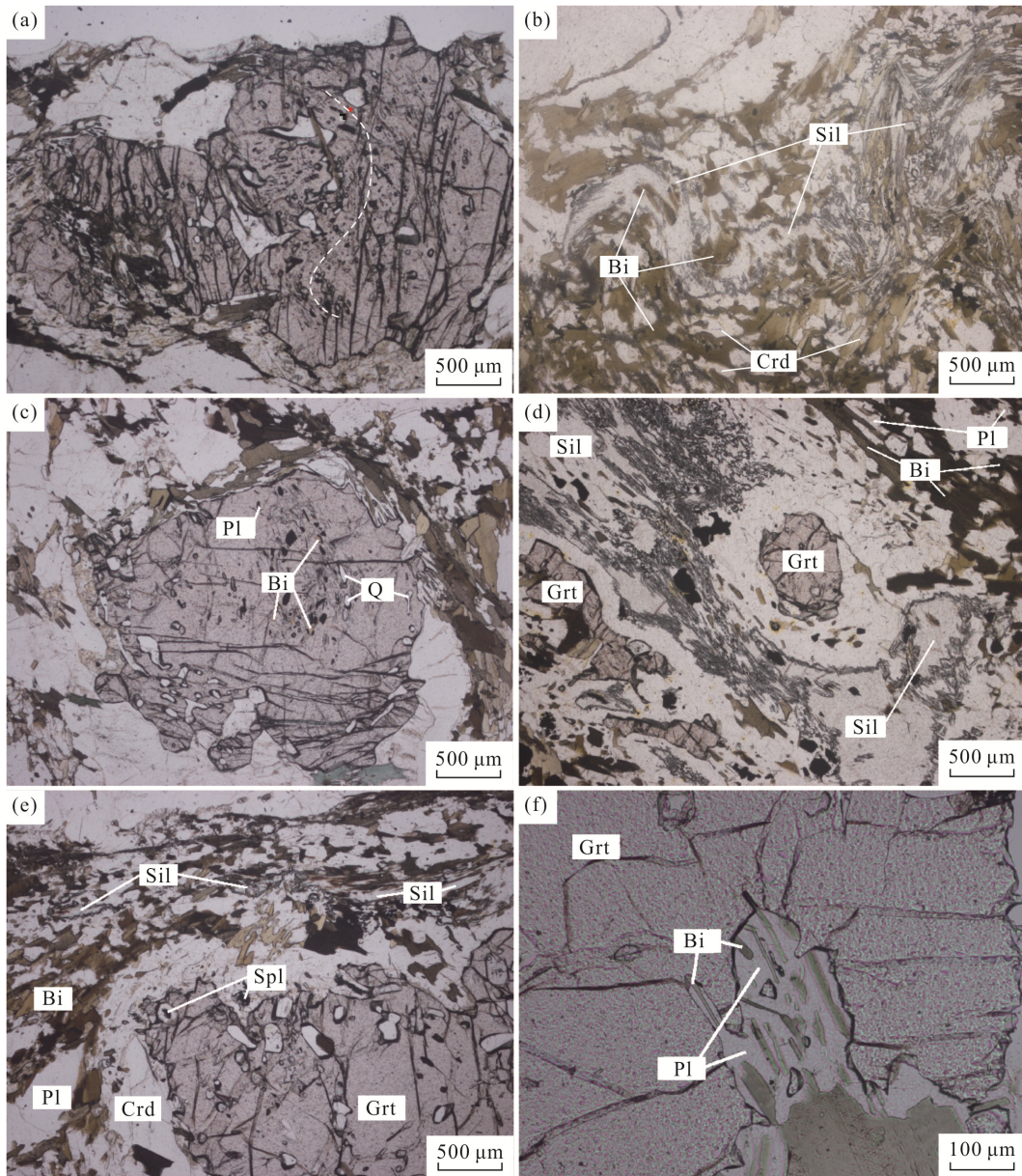
M<sub>4</sub> 期变质事件以石榴子石变斑晶周围出现堇青石及斜长石冠状体为特征(图 4e), 部分冠状体内发育少量针状黑云母(图 4f), 多数黑云母定向于基质中, 矿物组合为堇青石+黑云母+石英+斜长石+少量尖晶石。取自复背形核部的含石榴子石黑云斜长片麻岩样品, 其内部石榴子石普遍发育堇青石冠状体, 并且保留原有的石榴子石晶型。部分样品中的石榴子石边部可见小颗粒尖晶石, 且尖晶石外同样有堇青石冠状体, 具有该特征的石榴子石变斑晶周围多存在矽线石, 推测可能发生过低压变质反应: 石榴子石+矽线石+石英→尖晶石+堇青石。



(a) 石榴子石变斑晶主要发育位置; (b) 由混合岩化条带显示出的区域主性面理  $S_1$ ; (c) 层内褶皱; (d) 变形较强地区  $S_1$  面理与轴面劈理  $S_2$  产状相近; (e) 变形较弱地区  $S_1$  面理与  $S_2$  面理斜交; (f) 指示左旋剪切运动的花岗质脉体; (g)  $S_1$  面理的吴氏网下半球投影; (h)  $S_2$  面理的吴氏网下半球投影。

图 3 富蕴县北部构造单元 IV 内变形特征

Fig.3 Deformation characteristics of the tectonic unit IV in the northern Fuyun



(a) 由石榴子石变斑晶内部定向排列的黑云母及片状石英; (b) 砂线石内的黑云母; (c) 包裹于石榴子石变斑晶的代表  $M_1$  期变质矿物组合  $Bi+Pl+Q$ ; (d) 共生的  $Sil+Grt+Pl+Bi+Q$  代表  $M_2$  变质矿物组合; (e) 尖晶石发育于石榴子石变斑晶幔部并同样具有堇青石冠状体; (f) 石榴子石变斑晶周围共生的针状黑云母及细粒斜长石。矿物代号: Grt. 石榴子石; Sil. 夕线石; Spl. 尖晶石; Crd. 堇青石; Bi. 黑云母; Pl. 斜长石; Q. 石英。

图 4 含石榴子石黑云斜长片麻岩显微照片

Fig.4 Microphotographs of the garnet-bearing biotite plagioclase gneiss

### 3 矿物成分特征

单矿物成分分析由中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室 JXA-8100 型电子探针仪完成, 其实验条件为: 加速电压 15 kV; 束流 30 nA; 束斑 1  $\mu\text{m}$ ; 大部分元素的分析时间为 10 s, 采用 ZAF 校正方法, 各变质期次形成的黑云母、石榴子石与斜长石的组成特征见表 1。石榴子石剖面的电子探针数据见表 2。

$M_1$  变质阶段的黑云母包裹体粒径细小( $<0.3$  mm), 与周围石榴子石成分进行充分的再平衡, 故其  $X_{Mg}$  值较高, 可达 0.8, 石榴子石核部与黑云母包体的接触部分  $X_{Mg}$  值较高, 可达 0.35~0.4。包体中斜长石  $X_{Ca}$  较高, 牌号为 An40~41。

$M_2$  变质阶段远离石榴子石的大片黑云母核部  $X_{Mg}$  为 0.55 左右,  $TiO_2$  含量约为 2.57%。远离黑云母或被长英质矿物包裹的石榴子石变斑晶, 其核部到幔部  $X_{Mg}$  稳定在 0.25~0.35。共生斜长石核部牌号为 An37。

表 1 含石榴子石黑云斜长片麻岩中主要矿物探针成分(%)  
Table 1 EPMA results of representative minerals in the garnet-biotite-plagioclase gneiss (%)

变质期次	M <sub>1</sub>			M <sub>2</sub>			M <sub>3</sub>			M <sub>4</sub>		
	矿物	Bi	Grt(c)	Pl	Bi	Grt(c)	Pl	Bi	Grt(r)	Pl	Bi	Grt(r)
SiO <sub>2</sub>	39.51	40.18	58.91	36.27	38.32	58.37	36.03	37.86	59.67	36.29	37.69	56.87
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.07	0	2.57	0.05	0.03	0.35	0.02	0.03	2.68	0.03	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.01	21.58	25.75	16.81	20.98	25.7	19.08	21.42	24.59	18.48	21.51	26.65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.04	0.01	0.16	0.04	0.05	0.07	0.01	0.01	0.09	0.03	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	9.58	26.53	0.07	17.28	31.23	0.38	16.21	31.4	0.24	16.08	32.52	0.31
MnO	0	0.77	0.03	0.06	1.78	0	0.05	2.1	0	0.03	2.7	0.02
MgO	18.57	9.15	0	12.06	5.89	0	13.42	5.87	0.01	11.58	4.99	0
CaO	0.58	1.67	8.78	0	1.77	8.08	0	1.36	6.94	0	1.09	9.13
Na <sub>2</sub> O	0.3	0.01	7.07	0.24	0.02	7.6	0.21	0.03	8.12	0.25	0	6.76
K <sub>2</sub> O	7.19	0.01	0.04	9.26	0	0.05	9.29	0.01	0.09	9.49	0	0.06
Total	92.7	100.01	100.66	94.71	100.08	100.3	94.71	100.08	99.7	94.97	100.56	99.82
O	11	12	8	11	12	8	11	12	8	11	12	8
Si	2.887	3.072	2.622	2.751	3.017	2.611	2.693	2.985	2.674	2.726	2.98	2.561
Ti	0.046	0.004	0	0.147	0.033	0.001	0.02	0.01	0.001	0.151	0.002	0.001
Al	1.379	1.945	1.351	1.503	1.948	1.355	1.681	1.991	1.298	1.637	2.005	1.415
Cr	0.008	0.002	0	0.01	0.002	0.002	0.004	0.001	0	0.005	0.002	0
Fe <sup>3+</sup>	0.088	0	0.003	0	0.012	0.014	0.152	0.04	0.009	0	0.03	0.012
Fe <sup>2+</sup>	0.498	1.696	0	1.103	2.044	0	0.861	2.03	0	1.01	2.121	0
Mn	0	0.05	0.001	0.004	0.119	0	0.003	0.14	0	0.002	0.181	0.001
Mg	2.022	1.043	0	1.363	0.702	0	1.495	0.69	0.001	1.296	0.588	0
Ca	0.045	0.137	0.419	0	0.149	0.387	0	0.115	0.333	0	0.092	0.44
Na	0.043	0.001	0.61	0.035	0.003	0.659	0.03	0.005	0.706	0.036	0	0.59
K	0.67	0.001	0.002	0.896	0	0.003	0.886	0.001	0.005	0.91	0	0.003
Total	7.687	7.952	5.008	7.812	8	5.033	7.827	8	5.027	7.775	8	5.022
X <sub>Mg</sub>	0.802	0.381		0.553	0.256		0.635	0.254		0.562	0.217	

注: 矿物的离子数利用 AX 程序计算(Holland and Powell, 1998, 2003)。Grt(r). 石榴子石边部; Grt(c). 石榴子石核部; Bi. 黑云母; Pl. 斜长石;  $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ 。

M<sub>3</sub> 变质阶段中, 平衡共生的石榴子石与黑云母相邻部分依旧受成分再平衡影响。其中黑云母  $X_{Mg}$  值为 0.64 左右, TiO<sub>2</sub> 含量较低 Fe<sup>3+</sup> 含量较高, 石榴子石边部  $X_{Mg}$  值降低至 0.25 左右。共生斜长石  $X_{Ca}$  最低, 牌号为 An32。

M<sub>4</sub> 变质阶段的黑云母呈针状发育在石榴子石周围的冠状体内,  $X_{Mg}$  值约为 0.55~0.65, TiO<sub>2</sub> 含量为 2.2%~2.8%。此阶段石榴子石  $X_{Mg}$  降至 0.22 左右。冠状体内斜长石  $X_{Ca}$  最高, 牌号为 An42~43。

其中, 石榴子石主要是铁铝榴石-镁铝榴石的固溶体, 核部 Alm<sub>63</sub>Pyr<sub>32</sub>Grs<sub>3</sub>Sps<sub>3</sub> 到边部变化为 Alm<sub>66</sub>Pyr<sub>24</sub>Grs<sub>1</sub>Sps<sub>4</sub>。观察石榴子石环带成分(图 5), 由核部到幔部成分变化不大, 几乎不显成分环带。由幔部到边部,  $X_{Mg}$  平滑降低而  $X_{Fe}$  平滑升高,  $X_{Mn}$  尤

其到边部快速升高, 同时  $X_{Ca}$  快速下降, 表明石榴子石变斑晶在生长过程中压力的不均匀降低。

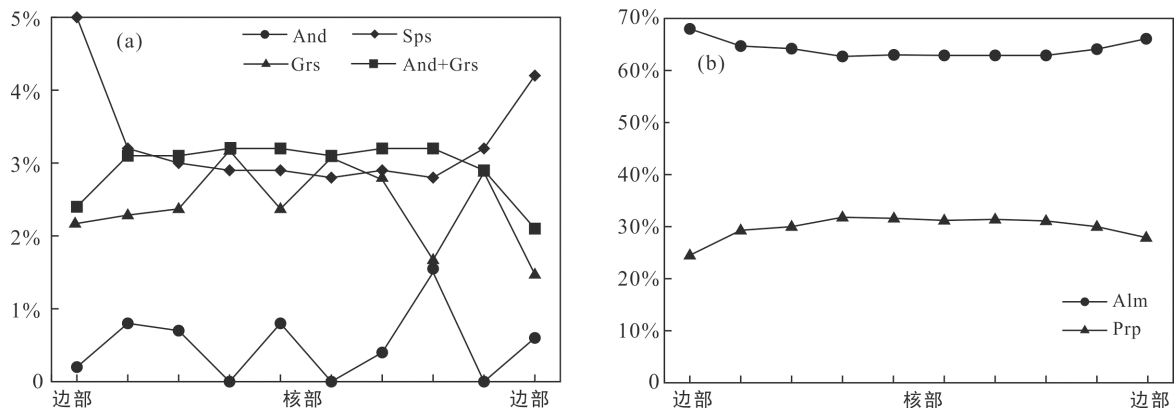
#### 4 P-T-D 演化轨迹

对大量含石榴子石黑云斜长片麻岩样品进行详细的岩相学观察, 使用 GBPQ 温压计(Holdaway, 2000)计算每一期变质事件对应的温度压力条件(表 3), 并结合野外所观察到的岩石变形特征, 确定了富蕴县乌恰沟地区褶皱核部岩石的 P-T-D 演化轨迹(图 6)。

关于 D<sub>1</sub> 期构造事件, 通过观察矿物的显微构造, 可以分为两个阶段: 石榴子石发育前中期的埋深作用和石榴子石发育末期的地壳伸展作用。选取黑云母

表 2 石榴子石变斑晶环带探针成分(%)  
Table 2 EPMA results of garnet from the core to rim (%)

	边部		核部						边部	
SiO <sub>2</sub>	38.44	38.77	39.07	39.05	39.16	39.01	39.06	38.92	38.94	38.6
TiO <sub>2</sub>	0	0	0.07	0.02	0	0.01	0.04	0.05	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.42	21.26	21.27	21.36	21.25	21.45	21.23	21.31	21.44	21.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.03	0.02	0.04	0.03	0.06	0.04	0	0.01	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	31.17	30.06	30	29.01	29.5	29.07	29.26	29.62	29.61	30.48
MnO	2.24	1.46	1.37	1.34	1.32	1.39	1.35	1.28	1.47	1.9
MgO	6.28	7.56	7.8	8.25	8.23	8.08	8.15	8.09	7.78	7.18
CaO	0.87	1.12	1.15	1.19	1.18	1.19	1.18	1.16	1.05	0.77
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.03	0.06	0	0	0	0.03	0.05	0.02	0.02
K <sub>2</sub> O	0.01	0	0	0.01	0.02	0	0.02	0	0	0.02
Total	100.5	100.3	100.8	100.3	100.7	100.3	100.4	100.5	100.3	100.2
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	3.013	3.018	3.022	3.025	3.024	3.023	3.026	3.013	3.023	3.019
Ti	0	0	0.004	0.001	0	0.001	0.002	0.003	0	0
Al	1.979	1.951	1.94	1.951	1.935	1.96	1.939	1.945	1.963	1.952
Cr	0	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.002	0	0.001	0.002
Fe <sup>3+</sup>	0.003	0.015	0.015	0	0.016	0	0.008	0.03	0	0.012
Fe <sup>2+</sup>	2.041	1.942	1.927	1.879	1.889	1.884	1.888	1.887	1.923	1.982
Mn	0.149	0.096	0.09	0.088	0.086	0.091	0.089	0.084	0.097	0.126
Mg	0.734	0.877	0.899	0.952	0.947	0.933	0.941	0.933	0.9	0.837
Ca	0.073	0.093	0.095	0.099	0.098	0.099	0.098	0.096	0.087	0.065
Na	0.008	0.005	0.007	0	0	0	0.005	0.008	0.003	0.003
K	0.001	0	0	0.001	0.002	0	0.002	0	0	0.002
Total	8	8	8	7.998	8	7.995	8	8	7.997	8
X <sub>Mg</sub>	0.265	0.311	0.318	0.336	0.334	0.331	0.333	0.331	0.319	0.297



Alm. 铁铝榴石; And. 钙铁榴石; Grs. 钙铝榴石; Pyp. 镁铝榴石; Sps. 锰铝榴石。

图 5 石榴子石化学成分剖面图

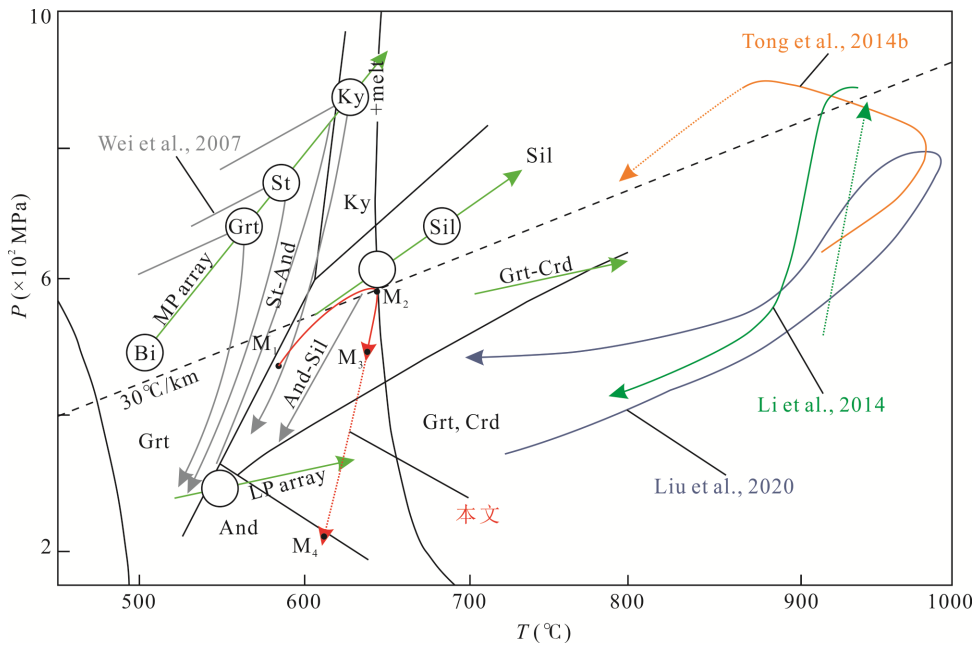
Fig.5 Compositional variations of the garnet porphyroblast



表 3 含石榴子石黑云斜长片麻岩内四期矿物组合 *P-T* 条件计算结果(使用 GBPQ 温压计: Holdaway, 2000)

Table 3 *P-T* results for four metamorphic stages of the garnet-biotite-plagioclase gneiss

变质期次	M <sub>1</sub>	M <sub>2</sub>	M <sub>3</sub>	M <sub>4</sub>
变质矿物组合	Bi+Pl+Q	Sil+Grt(c)+Bi+Pl+Q	Sil+Grt(r)+Bi+Pl+Q	Spl+Crd+ Bi+Pl
<i>T</i> (°C)	576~603	645~655	633~644	615~624
<i>P</i> (×10 <sup>2</sup> MPa)	4.6	5.3~5.8	3.9~4.9	1.8~2.2



根据温压计计算得到的含石榴子石黑云斜长片麻岩 *P-T* 轨迹, 并与 Wei et al. (2007) 在喀拉苏地区所得 *P-T* 轨迹进行对比。

图 6 含石榴子石黑云斜长片麻岩 *P-T* 轨迹

Fig.6 *P-T* path of the garnet-biotite-plagioclase gneiss

包裹体和与之共生的斜长石包裹体、石榴子石, 使用 GBPQ 温压计(Holdaway, 2000)计算得出变质作用初期温压条件为~590 °C/4.6×10<sup>2</sup> MPa, 地温梯度约为 35 °C/km, 选取远离黑云母的大颗粒石榴子石变斑晶核部、远离石榴子石变斑晶的大片自形黑云母核部、以及与该黑云母平衡共生的长石的电子探针数据(表 2), 使用 GBPQ 温压计(Holdaway, 2000), 计算得出石榴子石形成峰期条件为~650 °C/5.5×10<sup>2</sup> MPa, 地温梯度约为 30 °C/km, 因此认为, D<sub>1</sub> 的前期为埋藏过程, 而 M<sub>1</sub> 变质矿物组合为埋藏变质作用初期产物, 使得早期褶皱变形部分得以保留。石榴子石剖面显示出的幔部 Ca 含量降低的特征, 说明在石榴子石生长后期处于构造抬升阶段, 加上该时期混合岩化作用开始, 推测为地壳的水平伸展运动, 导致中下地壳物质上升, 减压并且发生混合岩化作用。

D<sub>2</sub> 期构造事件导致同一平面上沿 NW-SE 方向岩石的不一致性, 因此为一期 NW-SE 向挤压, 形成 NE-SW 向褶皱或热穹隆的构造变形事件。若是复背

形核部的含石榴子石黑云斜长片麻岩为 D<sub>3</sub> 期褶皱形成过程中, 或是左旋剪切作用过程中, 以夹层方式上升, 则并不能解释其 NW-SE 附近岩石变形变质程度的对称性。另外, 在变形程度相对较弱的地区, 可见小型的层内无根褶皱, 以及一些经历过 D<sub>3</sub> 期褶皱构造但切穿 S<sub>1</sub> 面理的面状构造, 表明在 D<sub>3</sub> 期构造变形之前, S<sub>1</sub> 面理确实经历过一期变形事件的改造。镜下观察可见, 代表减压标志的石榴子石外堇青石冠状体在形成后, 并无变形特征, 因此推测, D<sub>2</sub> 期构造事件发生时间应在 D<sub>1</sub> 之后不久或与之连续, 并且是一期以变形为主的构造事件。但该过程也伴随有热的加入, 使得该期变形依旧为塑性变形, 并在快速降压的同时令 M<sub>2</sub> 期变质事件得以保存。选取未发育堇青石冠状体的石榴子石边部和与之共生的大片黑云母及斜长石使用 GBPQ 温压计(Holdaway, 2000), 计算得出石榴子石生长末 M<sub>2</sub> 期温压条件为~630 °C/4.5×10<sup>2</sup> MPa, 代表褶皱作用后岩石所处的温压条件。

D<sub>3</sub> 期构造事件即导致研究区呈现今样式的具有

左旋性质的挤压褶皱构造。来自 NE-SW 向的挤压应力使地壳在水平方向上缩短, 形成以枢纽方向 NW-SE 的一系列紧闭褶皱组成的大规模复背形, 由褶皱的轴面劈理构成  $S_2$ 。通过  $S_2$  上指示左旋的长石残斑确定该期变形为一期具有左旋性质的压扭性变形。由于这类残斑多出现在  $S_2$  或与  $S_2$  平行的  $S_1$  上, 且  $S_2$  上线理并没有被后期改造的迹象, 加之镜下观察, 石榴子石变斑晶周围的堇青石冠状体同样没有被后期变形影响, 因此认为,  $D_3$  期构造变质事件以早期的 NE-SW 向挤压为主, 之后剪切运动逐渐增强, 并且在该期构造变形整个过程中伴随有热的作用, 使得变形后期还会有一定的热量用于堇青石冠状体的形成。选取石榴子石变斑晶周围共生的针状黑云母及细粒斜长石使用 GBPQ 温压计, 计算得出这一时期温压条件为  $\sim 615\text{ }^\circ\text{C}/\sim 2.1 \times 10^2\text{ MPa}$ 。

## 5 年代学讨论

前人已经对中国阿尔泰造山带各个地质单元运

用不同方法进行了同位素年代学研究。本文整理了近些年报道的关于构造单元 IV 的年龄资料(表 4), 结合每一期构造事件的变形变质特征, 对划分出的四期构造事件分别进行年代学制约, 进而确定中国阿尔泰造山带南缘完整的构造变形变质演化历程。

对比前人在构造单元 IV 开展的研究, 认为由于阿尔泰增生楔的垂向增厚, 中国阿尔泰地区普遍发育中压型巴罗式变质作用, 并由于后期地壳的伸展作用部分叠加于低压型巴肯式变质带之上, 使代表不同深度地壳的不同程度变质岩石相连(Wei et al., 2007; Jiang et al., 2015; Zhang et al., 2015; Li et al., 2016b; Broussolle et al., 2018)。该期伸展作用导致地壳抬升并减压, 岩石发生混合岩化, 且其条带被进一步拉伸形成  $S_1$  面理。通过同构造侵入的花岗质岩石年龄, 确定其时间约为 400~380 Ma(表 4), 即  $D_1$  期构造变形时间。

$D_2$  期褶皱构造再次导致地壳增厚(Broussolle et al., 2019)。野外可见切穿  $S_1$  面理、受  $D_3$  期褶皱事件影响而弯曲且呈层状产出的花岗质侵入岩, 其结晶

表 4 中国阿尔泰造山带单元 IV 内晚古生代年龄汇总  
Table 4 Summary of the Late Paleozoic ages for the tectonic unit IV of the Chinese Altai orogen

位置	岩性	方法	年龄(Ma)	参考文献
喀拉苏	含石榴子石-夕线石副片麻岩	LA-ICP-MS	391±5	Chai et al., 2009
喀拉苏	含石榴子石-夕线石副片麻岩	LA-ICP-MS	389±2	柴凤梅等, 2012
喀拉苏	长英质变质凝灰岩	LA-ICP-MS	405±1.4	Broussolle et al., 2018
喀拉苏	未变形辉长岩	LA-ICP-MS	408±2.4	Broussolle et al., 2018
喀拉苏	未变形辉长岩	LA-ICP-MS	279.8±6.0	Broussolle et al., 2018
喀拉苏	片麻状花岗岩	LA-ICP-MS	279.1±0.7	刘伟等, 2010
喀拉苏	糜棱状花岗岩	LA-ICP-MS	405±5	刘伟等, 2010
喀拉苏	泥质麻粒岩	SHRIMP	278±2	Tong et al., 2014b
喀拉苏	泥质麻粒岩	SHRIMP	293±2	王伟等, 2009
库尔提	变质流纹岩	LA-ICP-MS	401±4	Wan et al., 2011
库尔提	变质流纹岩	LA-ICP-MS	410.5±1.3	Yang et al., 2018
库尔提	变质凝灰岩	LA-ICP-MS	394.8±1.9	Yang et al., 2018
库尔提	变质凝灰岩	SHRIMP	402.2±6	单强等, 2011
富蕴	变质流纹岩	SIMS	401.2±2.7	刘伟等, 2010
富蕴	混合岩	SHRIMP	283±4	Zhang et al., 2012
富蕴	辉长岩	SHRIMP	274±4	Yang et al., 2015
富蕴	花岗岩	LA-ICP-MS	291±9	Zhang et al., 2015
富蕴	条带状片麻岩	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	287±1	Li et al., 2017
富蕴	片麻岩	原位U-Pb定年	278±9	Briggs et al., 2007
富蕴	镁铁质麻粒岩	SHRIMP	268~279	陈汉林等, 2006
富蕴	镁铁质麻粒岩	SHRIMP	271±3.2	Liu et al., 2020c
富蕴	镁铁质麻粒岩	LA-ICP-MS	275±1.6	Liu et al., 2020c
富蕴	泥质麻粒岩	SIMS	284.1±2.6	Liu et al., 2020a
富蕴	泥质麻粒岩	LA-ICP-MS	387±6.7	Liu et al., 2020b
富蕴	泥质麻粒岩	LA-ICP-MS	287±2.1	Liu et al., 2020b

时间为~380 Ma(表4), 代表D<sub>2</sub>期构造变形发生的时间。这一结果同时也证实了上述结论, 即D<sub>2</sub>期构造变形事件的发生紧随D<sub>1</sub>期。

由于D<sub>3</sub>期构造变形为区域经历的最后一期大规模构造变形, 保留最为完好, 同时又是岩浆作用活动的重要时期, 因此, 对这期变形活动时间的确定最为准确。以区域上卷入最后一期褶皱变形与否的花岗质侵入岩的年龄确定该期构造事件发生时间的上下限, 分别为270 Ma和300 Ma(表4)。在阿尔泰南部, 二叠纪高温-超高温麻粒岩的发现, 确定了在280~260 Ma左右, 存在一期高级变质事件(Xiao et al., 2008; Li et al., 2010; Tong et al., 2014a, 2014b; Liu et al., 2019, 2020b, 2020c), D<sub>3</sub>期构造即对应此次热构造变质事件。

## 6 大地构造意义

本文所得P-T轨迹与Wei et al. (2007)在喀拉苏地区所得P-T轨迹进行对比(图6), 并对比Broussolle et al. (2018)和Jiang et al. (2018)在喀拉苏地区变形方面的研究, 证实富蕴地区与同属中国阿尔泰造山带单元IV的喀拉苏地区自古生代以来, 所经历的变形变质演化历史基本相同。

### 6.1 泥盆纪演化历史

本文所得结果显示, 中国阿尔泰造山带南缘在泥盆纪经历过挤压-伸展-挤压的构造性质转换, 看似处于碰撞造山后的转换调整阶段, 但这一阶段软流圈上涌从而导致上覆地壳伸展与本文得到的伸展过程中地温梯度降低这一结论明显不符, 且其旋回时间较短(<20 Ma)。另外, 单元IV内发现的早泥盆世菊石和小型单体珊瑚化石, 都指示了水动力较弱的弧后盆地环境(Windley et al., 2002)。因此, 本文认为在早-中泥盆世, 中国阿尔泰南缘仍处在洋壳俯冲的大地构造背景下, 至少在研究区内洋壳并未消减完毕。Collins (2002)通过研究现代环太平洋增生型造山带提出, 在俯冲过程中, 上行板片局部会经历伸展-汇聚的构造旋回, 并认为在俯冲过程中, 当正浮力的洋底高原随俯冲洋壳进入俯冲带, 会引起短暂的平板俯冲作用, 导致地壳增厚以及造山带的缩短, 同时, 洋壳的负浮力导致下行板片后撤以及上行板片的伸展, 从而在造山带内形成一期持续时间较短(~10 Ma)的伸展-挤压旋回。这一模型可以很好地解释中国阿尔泰造山带南缘在泥盆纪出现的短期构造属性转换事件: 具活动陆缘属性的阿尔泰微

陆块南缘, 由于古亚洲洋自奥陶纪开始向北俯冲, 形成一个弧后洋盆(Chai et al., 2009; Chen and Jahn, 2002; Wang et al., 2006), 并开始接受沉积。随着俯冲作用的进行, 海山或洋底高原随俯冲洋壳进入俯冲带, 造成短时间的平板俯冲, 该过程导致上行板片下部软流圈与地壳分离, 地温梯度降低, 但此时的弧后盆地依旧是构造薄弱地带, 因此弧后盆地关闭, 形成中国阿尔泰造山带的主体构造单元III。之后平板俯冲结束, 软流圈对流正常进行, 致使老的被褶皱过的弧后盆地加热, 新的弧后盆地于中泥盆世形成(沈晓明等, 2013), 即库尔提洋盆, 对应D<sub>1</sub>期变形-变质事件。泥盆纪的洋脊俯冲作用(Cai et al., 2012; Sun et al., 2009), 引起局部热流异常, 形成D<sub>2</sub>期变形的热穹隆, 以及区域上的高级变质事件。

### 6.2 二叠纪演化历史

富蕴和喀拉苏地区的构造变质演化历程的主要不同点在二叠纪的变形特征。喀拉苏地区在早二叠世经历具有右旋剪切性质的压扭性变形, 而富蕴及库尔提地区, 同期构造变形为左旋性质(杨新岳等, 1990)。作为阿尔泰微陆块与准噶尔微陆块缝合带或增生楔的额尔齐斯断裂带, 其主体在二叠纪也由NE-SW向挤压缩短向具左旋性质的压扭性变形转变, 且该时间形成的NE-SW向岩墙群在~286 Ma后受剪切变形影响(张朝文和刘援朝, 1992; 张进江和郑亚东, 1993; Laurent-Charvet et al., 2002; Li et al., 2015, 2016a, 2016b, 2017)。部分学者(刘崴国等, 2011; Tong et al., 2014)通过地球化学研究, 认为在中国阿尔泰造山带南缘发育的二叠纪造山后岩浆岩形成于伸展背景下, 主要沿NE-SW向的张性断裂侵入。然而这一系列NE-SW向张性断裂的形成正是由于NE-SW向的挤压变形, 使得地壳沿NE-SW向缩短、NW-SE向伸展。因此推测, 在晚石炭世-早二叠世初期, 中国阿尔泰造山带南部整体受到来自NE-SW向的挤压应力, 由于构造差异导致同一大地构造单元的不同部位表现出变形的不同。

中国阿尔泰造山带南缘在二叠纪经历了一期大规模岩浆事件以及LP/HT变质事件, 部分地区出露有超高温麻粒岩(仝来喜等, 2013, 2014; Li et al., 2014; Tong et al., 2014a, 2014b; Liu et al., 2020b)。但这些超高温麻粒岩都以透镜体的形式就位于应变带中。Wang (2007)通过古地磁研究, 结合天山中部的右旋走滑运动, 认为在二叠纪, 伊犁-准噶尔板块作为一个整体, 沿额尔齐斯断裂带和天山向东“楔入”

到塔里木板块与西伯利亚板块之间(Choulet et al., 2013)。这一过程引起区域上强烈的构造变形运动,超高温麻粒岩通过压扭性变形作用抬升至上部地壳并呈透镜状产出。同时侵入的大量岩浆岩提供了  $M_4$  期变质事件所需要的热。

## 7 结 论

本文通过对中国阿尔泰造山带南缘富蕴县乌恰沟地区详细的野外观察和室内分析,确定了其  $P-T-D$  演化轨迹,再综合研究区已有资料,得出中国阿尔泰造山带南缘晚古生代可能的构造变质演化历史:

(1) 中国阿尔泰南缘自古生代以来经历了四期构造-热事件: 早古生代古洋壳俯冲; 400~380 Ma 左右的埋藏变质事件, 形成石榴子石+黑云母+石英+斜长石+少量矽线石的变质矿物组合, 紧接着地壳水平伸展, 下部地壳岩石抬升减压并发生混合岩化 ( $D_1$ ); 380 Ma 左右 NW-SE 向挤压, 形成 NE-SW 向的热穹隆 ( $D_2$ ); 280~260 Ma NE-SW 向的压扭性变形, 形成轴面劈理具左旋性质, 枢纽 NW-SE 的复背形 ( $D_3$ ), 并形成代表低压变质的堇青石+黑云母+石英+斜长石+少量尖晶石矿物组合。

(2) 早-中泥盆世, 洋底高原随下行板片进入俯冲带, 形成挤压-伸展-挤压的构造旋回, 同期高级变质作用是洋脊俯冲作用的结果; 中国阿尔泰南缘在二叠纪依旧处于挤压环境, 同期的高温-超高温变质岩通过这一时期发生的左旋压扭性变形就位于上部地壳。

**致谢:** 电子探针分析得到广州地化所同位素地球化学国家重点实验室电子探针实验室陈林丽工程师的帮助, 成文过程中与胡万万进行过有益的探讨, 两位审稿人对稿件进行了详细评审并提出修改意见, 在此一并致以特别感谢!

### 参考文献(References):

柴凤梅, 杨富全, 刘锋, 耿新霞, 姜丽萍, 吕书君, 郭旭吉, 陈斌. 2012. 阿尔泰南缘冲乎尔盆地康布铁堡组变质酸性火山岩年龄及岩石成因. 地质论评, 58(6): 1023-1037.

陈汉林, 杨树锋, 厉子龙, 余星, 肖文交, 袁超, 林秀斌, 李继亮. 2006. 阿尔泰造山带富蕴基性麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其构造意义. 岩石学报, 22(5): 1351-1358.

单强, 曾乔松, 罗勇, 杨武斌, 张红, 裘瑜卓, 于学元.

2011. 新疆阿尔泰康布铁堡组钾质和钠质流纹岩的成因及同位素年代学研究. 岩石学报, 27(12): 3653-3665.

韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 李宗怀. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 49(22): 2324-2328.

胡霭琴, 张国新, 张前锋, 李天德, 张积斌. 2002. 阿尔泰造山带变质岩系时代问题的讨论. 地质科学, 37(2): 129-142.

厉子龙, 陈汉林, 杨树锋, 肖文交, Yoshiaki, TAINOSHO. 2004. 阿尔泰基性麻粒岩的发现: 来自矿物学的证据. 岩石学报, 20(6): 1445-1455.

刘飞, 王镇远, 林伟, 陈科, 姜琳, 王清晨. 2013. 中国阿尔泰造山带南缘额尔齐斯断裂带的构造变形及意义. 岩石学报, 29(5): 1811-1824.

刘伟, 刘丽娟, 刘秀金, 尚海军, 周刚. 2010. 阿尔泰南缘早泥盆世康布铁堡组的 SIMS 锆石 U-Pb 年龄及其向东向北延伸的范围. 岩石学报, 26(2): 387-400.

刘崑国, 韩静波, 薛晓峰, 郭伟伟. 2011. 阿尔泰山南缘二叠纪地壳伸展减薄——来自侵入岩的证据. 新疆地质, 29(3): 270-274.

刘兆, 全来喜. 2015. 阿尔泰造山带晚古生代高温变质作用与塔里木地幔柱活动的成因联系: 来自泥质和镁铁质麻粒岩的证据. 岩石学报, 31(6): 1761-1773.

牛贺才, 张海洋, 许继峰, 陈繁荣, 单强. 中国新疆阿尔泰晚古生代火山作用及成矿. 北京: 地质出版社: 1-12.

沈晓明, 张海洋, 马林. 2010. 洋脊俯冲及其在新疆阿尔泰地区存在的可能证据. 大地构造与成矿学, 34(2): 181-195.

沈晓明, 张海洋, 马林. 2013. 新疆阿尔泰地区库尔提蛇绿岩的锆石 U-Pb 和角闪石  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代学及其地质意义. 桂林理工大学学报, 33(3): 394-405.

宋鹏, 童英, 王涛, 秦切, 张建军, 宁东旭. 2017. 阿尔泰东南缘泥盆纪花岗质岩石的锆石 U-Pb 年龄、成因演化及构造意义: 钙碱性-高钾钙碱性-碱性岩浆演化新证据. 地质学报, 91(1): 55-79.

全来喜, 陈义兵, 陈林丽. 2014. 阿尔泰造山带超高温变质泥质麻粒岩的确定及其地质意义. 科学通报, 59(20): 1984-1991.

全来喜, 陈义兵, 徐义刚, 周信, 刘兆. 2013. 阿尔泰超高温变质泥质麻粒岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石学报, 29(10): 3435-3445.

王伟, 魏春景, 王涛, 姜玉行, 初航. 2009. 中国阿尔泰造山带泥质麻粒岩的确定及地质意义. 科学通报, 54(7):

- 918-923.
- 王宗秀, 周高志, 李涛. 2003. 对新疆北部蛇绿岩及相关问题的思考和认识. *岩石学报*, 19(4): 683-691.
- 杨新岳. 1990. 北疆阿巴宫-库尔提断裂带显微组结构的运动学和动力学分析. *大地构造与成矿学*, 14(1): 29-42.
- 张朝文, 刘援朝. 1992. 阿尔泰地区韧性剪切带和推覆-滑脱构造. *成都地质学院学报*, 19(1): 1-7.
- 张进江, 郑亚东. 1993. 阿尔泰造山带的逆冲-走滑构造模式. *北京大学学报(自然科学版)*, 29(6): 15.
- 庄育勋. 1994. 中国阿尔泰造山带变质作用 $PTS$ 演化和热-构造-片麻岩穹窿形成机制. *地质学报*, 68(1): 35-47.
- Badarch G, Cunningham W D and Windley B F. 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1): 87-110.
- Briggs S M, Yin A, Manning C E, Chen Z L, Wang X F and Grove M. 2007. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7): 944-960.
- Broussolle A, Aguilar C, Sun M, Schulmann K, Štípská P, Jiang Y D, Yu Y, Xiao W J, Wang S and Míková J. 2018. Polycyclic Palaeozoic evolution of accretionary orogenic wedge in the southern Chinese Altai: Evidence from structural relationships and U-Pb geochronology. *Lithos*, 314(1-3): 400-424.
- Broussolle A, Sun M, Schulmann K, Guy A, Aguilar C, Štípská P, Jiang Y D, Yu Y and Xiao W J. 2019. Are the Chinese Altai "terrane" the result of juxtaposition of different crustal levels during Late Devonian and Permian orogenesis? *Gondwana Research*, 66: 183-206.
- Buslov M, Fujiwara Y, Iwata K and Semakov N. 2004. Late paleozoic-early Mesozoic geodynamics of Central Asia. *Gondwana Research*, 7(3): 791-808.
- Cai K D, Sun M, Yuan C, Zhao G C, Xiao W J and Long X P. 2012. Keketuohai mafic-ultramafic complex in the Chinese Altai, NW China: Petrogenesis and geodynamic significance. *Chemical Geology*, 294: 26-41.
- Chai F M, Mao J W, Dong L H, Yang F Q, Liu F, Geng X X and Zhang Z X. 2009. Geochronology of metarhyolites from the Kangbutiebao Formation in the Kelang basin, Altay Mountains, Xinjiang: Implications for the tectonic evolution and metallogeny. *Gondwana Research*, 16(2): 189-200.
- Chen B and Jahn B. 2002. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of Northwest China and their tectonic implications. *Geological Magazine*, 139(1): 1-13.
- Chen H L, Li Z L, Yang S F, Dong C W, Xiao W J and Tainosho Y. 2006. Mineralogical and geochemical study of a newly discovered mafic granulite, northwest China: Implications for tectonic evolution of the Altay Orogenic Belt. *Island Arc*, 15(1): 210-222.
- Choulet F, Chen Y, Cogné J, Rabillard A, Wang B, Lin W, Faure M and Cluzel D. 2013. First Triassic palaeomagnetic constraints from Junggar (NW China) and their implications for the Mesozoic tectonics in Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 78(15): 371-394.
- Collins W. 2002. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*, 30(6): 535-538.
- Holdaway M. 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85(7-8): 881-892.
- Holland T and Powell R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3): 309-343.
- Holland T and Powell R. 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multi-component formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4): 492-501.
- Hu A Q, Jahn B, Zhang G X, Chen Y B and Zhang Q F. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part. I. Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, 328(1-2): 15-51.
- Jahn B, Capdevila R, Liu D, Vernon A and Badarch G. 2004. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor-Ulaan Baatar, Mongolia: Geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 629-653.
- Jiang Y D, Schulmann K, Sun M, Weinberg R, Štípská P, Li P F, Zhang J, Chopin F, Wang S, Xia X O and Xiao W J. 2018. Structural and geochronological constraints on Devonian suprasubduction tectonic switching and Permian collisional dynamics in the Chinese Altai, Central Asia. *Tectonics*, 38(1-2): 253-280.
- Jiang Y D, Štípská P, Sun M, Schulmann K, Zhang J, Wu Q H, Long X P, Yuan C, Racek M, Zhao G C and Xiao W J. 2015. Juxtaposition of Barrovian and migmatite

- domains in the Chinese Altai: A result of crustal thickening followed by doming of partially molten lower crust. *Journal of metamorphic Geology*, 33(1): 45–70.
- Jiang Y D, Sun M, Zhao G C, Yuan C, Xiao W J, Xia X P, Long X P and Wu F Y. 2010. The ~390 Ma high-*T* metamorphic event in the Chinese Altai: A consequence of ridge-subduction? *American Journal of Science*, 310(10): 1421–1452.
- Kozakov I, Sal'nikova E, Wang T, Didenko A, Plotkina Y and Podkovyrov V. 2007. Early Precambrian crystalline complexes of the Central Asian microcontinent: Age, sources, tectonic position. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 15(2): 121–140.
- Laurent-Charvet S, Charvet J, Shu L, Ma R and Lu H. 2002. Palaeozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altai, Eastern Xinjiang, NW China. *Terra Nova*, 14(4): 249–256.
- Li P F, Sun M, Rosenbaum G, Cai K D and Yu Y. 2015. Structural evolution of the Irtysh Shear Zone (northwestern China) and implications for the amalgamation of arc systems in the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Structural Geology*, 80(75): 142–156.
- Li P F, Sun M, Rosenbaum G, Cai K D, Chen M and He Y L. 2016b. Transpressional deformation, strain partitioning and fold superimposition in the southern Chinese Altai, Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Structural Geology*, 87: 64–80.
- Li P F, Sun M, Rosenbaum G, Jiang Y D and Cai K D. 2016a. Structural evolution of zonal metamorphic sequences in the southern Chinese Altai and relationships to Permian transpressional tectonics in the Central Asian Orogenic Belt. *Tectonophysics*, 693: 277–289.
- Li P F, Sun M, Rosenbaum G, Jourdan F, Li S Z and Cai K D. 2017. Late Paleozoic closure of the Ob-Zaisan Ocean along the Irtysh shear zone (NW China): Implications for arc amalgamation and oroclinal bending in the Central Asian orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 129(5–6): B31541.1.
- Li Z L, Li Y Q, Chen H L, Santosh M, Xiao W J and Wang H H. 2010. SHRIMP U-Pb zircon chronology of ultrahigh-temperature spinel-orthopyroxene-garnet granulite from South Altay orogenic belt, northwestern China. *Island Arc*, 19(3): 506–516.
- Li Z L, Yang X Q, Li Y Q, Santosh M, Chen H L and Xiao W J. 2014. Late Paleozoic tectono-metamorphic evolution of the Altai segment of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from metamorphic *P-T* pseudosection and zircon U-Pb dating of ultra-high-temperature granulite. *Lithos*, 204(3): 83–96.
- Liu Z, Bartoli O, Tong L X, Carvalho B, Xu Y G, Gianola O and Li C. 2020a. Anatexis and metamorphic history of Permian pelitic granulites from the southern Chinese Altai: Constraints from petrology, melt inclusions and phase equilibria modeling. *Lithos*, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105432>.
- Liu Z, Bartoli O, Tong L X, Xu Y G and Huang X L. 2020b. Permian ultrahigh-temperature reworking in the southern Chinese Altai: Evidence from petrology, *P-T* estimates, zircon and monazite U-Th-Pb geochronology. *Gondwana Research*, 78: 20–40.
- Liu Z, Tong L X, Bartoli O, Carvalho B and Li C. 2020c. Low-pressure granulite-facies metamorphism in the Southern Chinese Altay orogenic belt, NW China: *P-T* estimates, U-Pb ages and tectonic implications. *Geochemistry*, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125603>.
- Liu Z, Tong L X, Bartoli O, Xu Y G, Huang X L and Li C. 2019. Low-pressure metamorphism of mafic granulites in the Chinese Altay orogen, NW China: *P-T* path, U-Pb ages and tectonic implications. *Solid Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2019.11.004>.
- Long X P, Sun M, Yuan C, Xiao W J, Lin S F, Wu F Y and Cai K D. 2007. Detrital zircon age and Hf isotopic studies for metasedimentary rocks from the Chinese Altai: Implications for the Early Paleozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *Tectonics*, 26(5): TC5015. <http://doi:10.1029/2007TC002128>.
- Long X P, Yuan C, Sun M, Xiao W J, Zhao G C, Wang Y J, Cai K D, Xia X P and Xie L W. 2010. Detrital zircon ages and Hf isotopes of the early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, NW China: New constrains on depositional age, provenance and tectonic evolution. *Tectonophysics*, 480(1): 213–231.
- Pirajno F, Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H and Cai F M. 2008. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2): 165–183.
- Qu G S and Chong M Y. 1991. Lead isotope geology and its tectonic implications in Altaides. *China Geoscience*,

- 5(1): 100–110.
- Qu G S and Zhang J J. 1994. Oblique thrust systems in the Altay orogen, China. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 9(3): 277–287.
- Safonova I and Santosh M. 2014. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondwana Research*, 25(1): 126–158.
- Safonova I, Seltmann R, Kröner A, Gladkochub D, Schulmann K, Xiao W J, Kim J, Komiya T and Sun M. 2011. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt. *Episodes*, 34(2): 186–196.
- Safonova I, Buslov I, Iwata K and Kokh D. 2004. Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in fold belts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting. *Gondwana Research*, 7(3): 771–790.
- Şengör A, Natal'in B and Burtman V. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435): 299–307.
- Sun M, Long X P, Cai K D, Jiang Y D, Wang B Y, Yuan C, Zhao G C, Xiao W J and Wu F Y. 2009. Early Paleozoic ridge subduction in the Chinese Altai: Insight from the abrupt change in zircon Hf isotopic compositions. *Science in China (Series D)*, 52(9): 1345–1358.
- Tong L X, Chen Y B and Chen L L. 2014a. Confirmation of ultrahigh-temperature metapelitic granulite in the Altay orogen and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 59(27): 3441–3448.
- Tong L X, Xu Y G, Cawood P, Zhou X, Chen Y B and Liu Z. 2014b. Anticlockwise PT evolution at ~280 Ma recorded from ultrahigh-temperature metapelitic granulite in the Chinese Altai orogenic belt, a possible link with the Tarim mantle plume? *Journal of Asian Earth Sciences*, 94: 1–11.
- Tong Y, Wang T, Jahn B, Sun M, Hong D W and Gao J F. 2014. Post-accretionary Permian granitoids in the Chinese Altai orogen: Geochronology, petrogenesis and tectonic implications. *American Journal of Science*, 314(1): 80–109.
- Wan B, Xiao W J, Zhang L C, Windley B, Han C M and Quinn C. 2011. Contrasting styles of mineralization in the Chinese Altai and East Junggar, NW China: Implications for the accretionary history of the southern Altaids. *Journal of the Geological Society*, 168(6): 1311–1321.
- Wang B, Chen Y, Zhan S, Shu L S, Faure M, Cluzel D, Charvet J and Laurent-Charvet S. 2007. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3–4): 288–308.
- Wang T, Hong D W, Jahn B, Tong Y, Wang Y B, Han B F and Wang X X. 2006. Timing, petrogenesis and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, northwest China: Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. *Journal of Geology*, 114: 735–751.
- Wang T, Jahn B, Kovach V, Tong Y, Hong D W and Han B F. 2009. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, 110(1–4): 359–372.
- Wang W, Wei C J, Zhang Y H, Chu H, Zhao Y and Liu X C. 2014. Age and origin of sillimanite schist from the Chinese Altai metamorphic belt: Implications for late Palaeozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *International Geology Review*, 56(2): 224–236.
- Wei C J, Clarke G, Tian W and Qiu L. 2007. Transition of metamorphic series from the Kyanite-to andalusite-types in the Altai orogen, Xinjiang, China: Evidence from petrography and calculated KMnFMASH and KFMASH phase relations. *Lithos*, 96(3–4): 353–374.
- Windley B, Alexeiev D, Xiao W J, Kröner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the central Asian orogenic belt. *Journal of the Geological Society*, 164(1): 31–47.
- Windley B, Kröner A, Guo J H, Qu G S, Li Y Y and Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution. *The Journal of Geology*, 110(6): 719–737.
- Windley B and Xiao W J. 2018. Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen. *Gondwana Research*, 61: 73–87.
- Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S F, Chen H L, Li Z L, Li J L and Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2–4): 102–117.

- Xiao W J, Windley B, Badarch G, Badarch, Sun S, Li J, Qin K and Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: Implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society*, 161: 339–342.
- Yang C D, Yang F Q, Chai F M and Wu Y F. 2018. Timing of formation of the Keketale Pb-Zn deposit, Xinjiang, Northwest China, central Asian Orogenic Belt: Implications for the metallogeny of the South Altay Orogenic Belt. *Geological Journal*, 53(3): 899–913.
- Yang T N, Li J Y, Liang M J and Wang Y. 2015. Early Permian mantle-crust interaction in the South-Central Altaids: High-temperature metamorphism, crustal partial melting, and mantle-derived magmatism. *Gondwana Research*, 28(1): 371–390.
- Zhang C, Liu L F, Santosh M, Luo Q and Zhang X. 2017. Sediment recycling and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Evidence from Sr-Nd-Hf isotopes and trace elements in granitoids of the Chinese Altay. *Gondwana Research*, 47: 142–160.
- Zhang C L, Santosh M, Zou H B, Xu Y G, Zhou G, Dong Y G, Ding R F and Wang H Y. 2012. Revisiting the “Irtish tectonic belt”: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the Altai orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 52: 117–133.
- Zhang Y L, Wen Z M, Guan L, Jiang P, Gu T, Zhao J Y, Lv X and Wen T. 2015. Extracellular histones play an inflammatory role in acid aspiration-induced acute respiratory distress syndrome. *Survey of Anesthesiology*, 59(5): 213–214.

## Deformation and Metamorphic History of the Chinese Altai Orogenic Belt: A Case Study from the Wuqiagou Area in Fuyun County

ZHONG Zheng<sup>1,2</sup>, TONG Laixi<sup>3\*</sup>, LIU Zhao<sup>1,2</sup> and LI Chao<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China)

**Abstract:** Based on detailed geological observations and petrographic analyses, three phases of tectonic deformation and metamorphism have been determined for the garnet-bearing paragneisses exposed in the Wuqiagou area in the southern margin of the Chinese Altai orogen. The first phase of metamorphism and deformation  $D_1$  can be further divided into the early burial metamorphism and the late extension. The  $M_1$  metamorphic mineral assemblage of Bi+Pl+Q formed at the initial stage of the burial metamorphism, indicating a  $P$ - $T$  conditions of about  $4.6 \times 10^2$  MPa/ $\sim 590$  °C. The growth of  $M_2$  metamorphic mineral assemblage of Sil+Grt+Bi+Pl+Q in the late stage suggests a peak  $P$ - $T$  conditions of  $4.5 \times 10^2$  MPa/ $\sim 630$  °C. Then, the horizontal extension during 400 to 380 Ma led to extensive decompression melting of the lower crust, and formed the main foliation ( $S_1$ ) in the area based on the migmatitization strip. The second phase of deformation  $D_2$  is a folding deformation occurred at  $\sim 380$  Ma. It formed a series of NE-SW trending upright folds  $F_1$  based on the foliation  $S_1$ . The metamorphic grade presents a symmetric distribution at the core of the folds  $F_2$  along the direction of  $F_1$  axial because of this deformation. This stage is the end of the growth of garnet porphyroblast, and the  $P$ - $T$  conditions are  $4.5 \times 10^2$  MPa/ $\sim 630$  °C. The third phase of deformation  $D_3$  is a NE-SW direction compression-shear deformation, which was activated at  $\sim 280$  Ma. This deformation is shown as a series of NE-SW trending folds and composes regional antiform  $F_2$  based on the foliation  $S_1$  which was reworked by  $D_2$  and followed by a sinistral strike-slip deformation. This deformation corresponds to the  $M_4$  metamorphism, which is represented by an assemblage of Spl+Crtd+Bi+Pl+Q with  $P$ - $T$  conditions of  $\sim 2.1 \times 10^2$  MPa/615 °C. The above  $P$ - $T$  estimates define a clockwise  $P$ - $T$  path. This clockwise  $P$ - $T$  trajectory reflects that the rocks underwent an extensional decompression after burial, and this process was accompanied by heat input.

**Keywords:** Chinese Altai; Fuyun; Paleozoic; deformation and metamorphism;  $P$ - $T$  path