引用格式：余坷成，孙圣思，董云鹏，等，2025. 南秦岭佛坪穹隆南缘韧性剪切带构造变形及其年代学研究[J]. 地质力学学报，31（3）：386−410. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025008

Citation: YU K C，SUN S S，DONG Y P，et al.，2025. Structural deformation and geochronology of the ductile shear zone along the southern margin of the Foping dome, South Qinling[J]. Journal of Geomechanics，31（3）：386−410. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025008

南秦岭佛坪穹隆南缘韧性剪切带构造变形及其年代学研究

余坷成[1,2]，孙圣思[1,2]，董云鹏[1,2]，惠 博[1,2]，程 超[1,2]，张 彬[1,2]，张一宁[1,2]，李欣雨[1,2]

YU Kecheng[1,2]，SUN Shengsi[1,2]，DONG Yunpeng[1,2]，HUI Bo[1,2]，CHENG Chao[1,2]，ZHANG Bin[1,2]，ZHANG Yining[1,2]，LI Xinyu[1,2]

1. 大陆演化与早期生命全国重点实验室，陕西 西安 710069；
2. 西北大学地质学系，陕西 西安 710069

1. *National Key Laboratory of Continental Evolution and Early Life*, *Xi'an* 710069, *Shaanxi*, *China*;
2. *Department of Geology*, *Northwest University*, *Xi'an* 710069, *Shaanxi*, *China*

Structural deformation and geochronology of the ductile shear zone along the southern margin of the Foping dome, South Qinling

Abstract: ［**Objective**］A typical granulite–migmatite–gneiss dome developed in the Foping area of the central Qinling orogenic belt. This area is key to studying the metamorphic deformation of continental crust and the Mesozoic tectonic evolution of Qinling. The Yangtianba–Shimudi ductile shear zone along the dome's southern margin records information on middle–deep structural deformation during the late Triassic compressional–extensional transition, offering crucial constraints on the exhumation mechanism of the Foping dome.［**Methods**］A detailed investigation of representative metamorphic and deformed rock samples from the shear zone was conducted using structural analysis, mineral geochemistry, crystallographic preferred orientation (CPO), and geochronology. Field observations and kinematic vorticity analysis show that this shear zone developed under right-lateral ductile shear deformation controlled by pure shear.［**Results**］In the felsic mylonite, quartz primarily shows prism <a> and prism <c> slip systems, suggesting deformation occurred under amphibolite facies conditions at approximately 550–650 °C. The characteristics of the metamorphic mineral assemblages and the results of garnet–biotite–plagioclase thermobarometry indicate a clockwise *P–T* path, with peak metamorphic conditions of 568–611 °C/5.2–5.3 kbar and 630–654 °C/7.1–7.9 kbar. The isothermal decompression stage M2 recorded conditions of 590–616 °C/3.5–4.5 kbar. Zircon U–Pb dating of the leucosomes in the migmatites within the shear zone yielded an age of 180.8 ± 3.8 Ma, representing the lower limit of the ductile shear deformation.［**Conclusion**］Integrated with regional geological data, the metamorphic and deformational evolution of the study area can be reconstructed as follows: Prior to ～210 Ma, the central segment of the South Qinling tectonic belt was dominated by collisional orogenesis, leading to crustal thickening and the development of progressive metamorphism (M1) in the Foping area. During 210–200 Ma, the Foping region transitioned into post-collisional extension. This transitional phase was characterized by a bidirectional stress regime combining horizontal shortening and vertical collapse, which triggered ductile shear deformation (D1) in the Yangtianba-Shimudi area and initiated the isothermal decompression metamorphic event (M2). The region entered a phase of post-collisional extension at about 180 million years. Continued extension resulted in the formation of partial melts in the northern part of the study area. During the subsequent exhumation of the ductile shear

基金项目：国家自然科学基金项目（42330310，42372257）

This research is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 42330310 and 42372257)

第一作者：余坷成（1999—），男，在读硕士，从事构造地质学方向研究。Email：15695431357@163.com

通信作者：孙圣思（1985—），女，博士，教授，从事构造地质学、岩石流变学方向研究。Email：shsun@nwu.edu.cn

收稿日期：2025−02−03；**修回日期**：2025−03−23；**录用日期**：2025−03−24；**网络出版日期**：2025−03−27；**责任编辑**：吴芳

zone, the mylonitic foliation was reformed by late fold deformation. [**Significance**] The findings provide a reference for discussing the detailed process of metamorphic deformation response in the process of Late Triassic–Early Jurassic tectonic transformation in the south of Foping dome.

Keywords: South Qinling; Mesozoic; Structural Deformation; Ductile Shear Zone; mineral fabric; *P–T* conditions; geochronology

摘　要：秦岭造山带中段佛坪地区集中发育麻粒岩−混合岩−片麻岩穹隆，是研究大陆地壳变质变形和秦岭中生代构造演化的关键地区。秧田坝−十亩地韧性剪切带位于佛坪穹隆南部，记录了晚三叠世末挤压伸展转换阶段中的中—深构造层次变质变形的信息，能够为探讨佛坪穹隆隆升机制提供依据。文章通过构造解析、矿物地球化学、矿物晶格优选方位以及年代学等手段对剪切带典型变质变形岩石样品展开研究。野外观测以及运动学涡度分析指示剪切带发育受控于纯剪切作用的右行韧性剪切变形。长英质糜棱岩中石英主要发育柱面<*a*>滑移系与柱面<*c*>滑移系，表明变形发生在约 550～650 ℃ 的角闪岩相条件下。变质矿物组合特征以及石榴子石−黑云母−斜长石温压计的计算结果指示顺时针的 *P–T* 路径，峰期变质条件为 568～611 ℃/5.2～5.3 kbar，630～654 ℃/7.1～7.9 kbar，等温降压阶段 M2 的温压条件为 590～616 ℃/3.5～4.5 kbar。剪切带中混合岩化浅色体锆石 U-Pb 测年结果为 180.8 ± 3.8 Ma，代表韧性剪切变形的下限。结合区域地质资料，研究认为南秦岭佛坪地区经历的变质变形作用如下：～210 Ma 以前该区处于碰撞造山阶段，强烈地壳增厚形成递进变质事件（M1）；210～200 Ma 期间佛坪地区进入由碰撞造山向碰撞后伸展的构造体制转换阶段，水平缩短与垂向垮塌的双向应力导致佛坪南缘秧田坝−十亩地地区发育韧性剪切变形（D1），并开始发生等温降压变质事件 M2；到～180 Ma，该区进入碰撞后伸展阶段，在区域北段发生减压部分熔融；随后在韧性剪切带折返过程中，糜棱面理进一步受到晚期褶皱变形（D2）的改造。研究成果可为探讨佛坪穹隆南部在晚三叠世—早侏罗世构造转换过程中变质变形响应细节过程提供参考。

关键词：南秦岭；中生代；韧性剪切带；构造变形；矿物组构；温压条件；年代学

中图分类号：P548; P597+.3　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2025)03−0386−25

DOI: 10.12090/j.issn.1006-6616.2025008

0　引言

秦岭造山带的佛坪地区位于造山带挤压最强烈的蜂腰位置，发育麻粒岩−混合岩−片麻岩穹隆，以强烈的高温塑性流变和大规模岩浆侵入为主要特征，因此备受地质学家的关注。学者们对佛坪穹隆的岩浆作用（Qin et al., 2008a, 2008b; Dong et al., 2012; 董云鹏等, 2019）、变质−深熔作用（Zhang et al., 2016, 2018; 刘志慧等, 2019）、构造变形（查显锋等, 2010）、年代学（陈龙耀等, 2019; You et al., 2024）开展了深入的研究工作，认为其与秦岭三叠纪勉略洋持续的俯冲消减与中生代碰撞造山作用有关。

然而，对佛坪穹隆成因机制、隆升剥露过程及其构造背景依然存在较大的分歧。对于佛坪穹隆的隆升机制目前已提出多种地球动力学模型，包括印支期扬子板块向北俯冲阶段垂向穹状隆升叠加碰撞造山阶段南北向挤压形成（查显锋, 2010）；印支期汉南地体向北楔入导致中下地壳侧向流动以及花岗岩体侵入（Li et al., 2022）；碰撞造山末期韧性走滑剪切带促进上地壳释压导致片麻岩穹隆隆升与部分熔融（刘志慧等, 2019）；佛坪穹隆由印支期主造山期前的隆−滑构造形成并在印支期主造山期叠加褶皱变形（王根宝和李三忠, 1998）；大规模花岗质岩浆向上运移并侵位导致佛坪穹隆伴随岩浆底辟作用发生抬升（陈龙耀等, 2019; Zhang et al., 2021）等几种主要成因论。总体来看佛坪穹隆主要形成于印支期俯冲−碰撞造山到后碰撞伸展过程中，而其隆升机制的分歧可能是由于对佛坪穹隆隆升以及变质−变形过程中究竟处于挤压、伸展还是转换阶段仍不明确。对佛坪地区中下地壳的构造流变−隆升剥露过程动力学机制的分歧也影响了对秦岭早中生代碰撞到后碰撞转换过程中构造演化细节过程的认识。

韧性剪切带是地壳中应变显著集中的区域，记录了造山过程中中—深层次的构造变形的丰富信息。佛坪穹隆南缘秧田坝−十亩地韧性剪切带被认为可能形成于碰撞造山作用末期，走滑剪切的启动促进了佛坪穹隆隆升以及花岗岩体的侵位（刘志慧

等, 2019)。因此对韧性剪切带开展精细的构造解析、矿物组构、变形温压条件和年代学研究, 重建剪切带变质变形过程, 可为认识佛坪穹隆的形成机制和过程提供新的视角, 也为深入理解中生代秦岭造山带从板块构造向陆内造山的构造转换过程提供定量化信息。

1 区域地质背景

秦岭造山带东连桐柏−大别山, 西接昆仑和祁连山, 横亘中国大陆中部, 是中国南方大陆和北方大陆完成主体拼合的主要造山带(图 1a; Dong et al., 2011; Dong and Santosh, 2016; 李锦轶等, 2019; Sun et al., 2019a, 2019b; Dong et al., 2021)。秦岭造山带南、北两侧分别以勉略−巴山−襄樊−广济断裂、灵宝−鲁山−舞阳断裂为界, 向外逆冲推覆于华南北缘和华北南缘之上(张逸鹏等, 2021; Sun and Dong, 2023)。造山带内部分别以洛南−栾川断裂、商丹缝合带和勉略缝合带为界, 由北向南划分为: 华北陆块南部带、北秦岭构造带、南秦岭构造带和华南地块北部带(图 1b)。

南秦岭构造带以三叠纪勉略缝合带为南界, 古生代商丹缝合带为北界, 主体由前寒武变质结晶基底与新元古代到中生代沉积盖层组成(Dong and Santosh, 2016; 张康等, 2020; 王晓虎等, 2022)。前寒武变质基底主要包括佛坪岩群、陡岭杂岩、武当山群、耀岭河群、小磨岭杂岩等, 而沉积盖层由早古生代到三叠纪的一系列被动陆缘和陆表海相灰岩、碎屑岩以及少量浊积岩组成(和政军等, 2005; 刘志慧等, 2018)。

研究区位于南秦岭构造带中段佛坪地区, 以中下地壳岩石的穹隆状出露为主要特征, 流变、深熔、变质、岩浆等多种地质作用集中发育。佛坪穹隆核部为高级变质岩石, 上覆古生代变质沉积盖层, 外围被中生代侵入岩大面积围限(图 1b)。主体构造特征为南北向挤压作用形成的一系列东西向展布的褶皱构造, 佛坪县城隆起和龙草坪隆起位于南北 2 个宽缓的近对称褶皱的背斜核部, 二者之间为一向斜构造。穹隆核部经历了角闪岩−麻粒岩相的变质作用和强烈的深熔作用, 出露二辉麻粒岩(魏春景等, 1998)、石榴黑云斜长片麻岩、刚玉黑云钾长片麻岩、角闪斜长片麻岩等高级变质岩和混合岩(Zhang et al., 2016)。锆石 U-Pb 年代学表明麻粒岩变质时代为 218 ± 14 Ma(杨崇辉等, 1999)和 201.5 ± 7.0 Ma(刘志慧等, 2019), 片麻岩的变质时代为 220～200 Ma(刘志慧等, 2019; Li et al., 2022); 混合岩的变质时代为 215～210 Ma(Zhang et al., 2016, 2018; 刘志慧等, 2019; Li et al., 2022)。上覆泥盆纪变质沉积岩系, 主要由石墨大理岩、黑云斜长片麻岩以及片岩等组成, 与变质基底呈脆−韧性断层接触, 变质级别达高绿片岩相−角闪岩相(刘志慧等, 2018, 2019)。穹隆外围被环带状分布的多个形成年龄为 230～190 Ma 的花岗岩体所围限, 包括五龙岩体、老城岩体、龙草坪岩体、华阳岩体、东江口岩体、西岔河岩体等, 岩性为石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、黑云母花岗岩等(Dong et al., 2012; Qin et al., 2013; 张国伟等, 2019; 刘志慧等, 2024)。

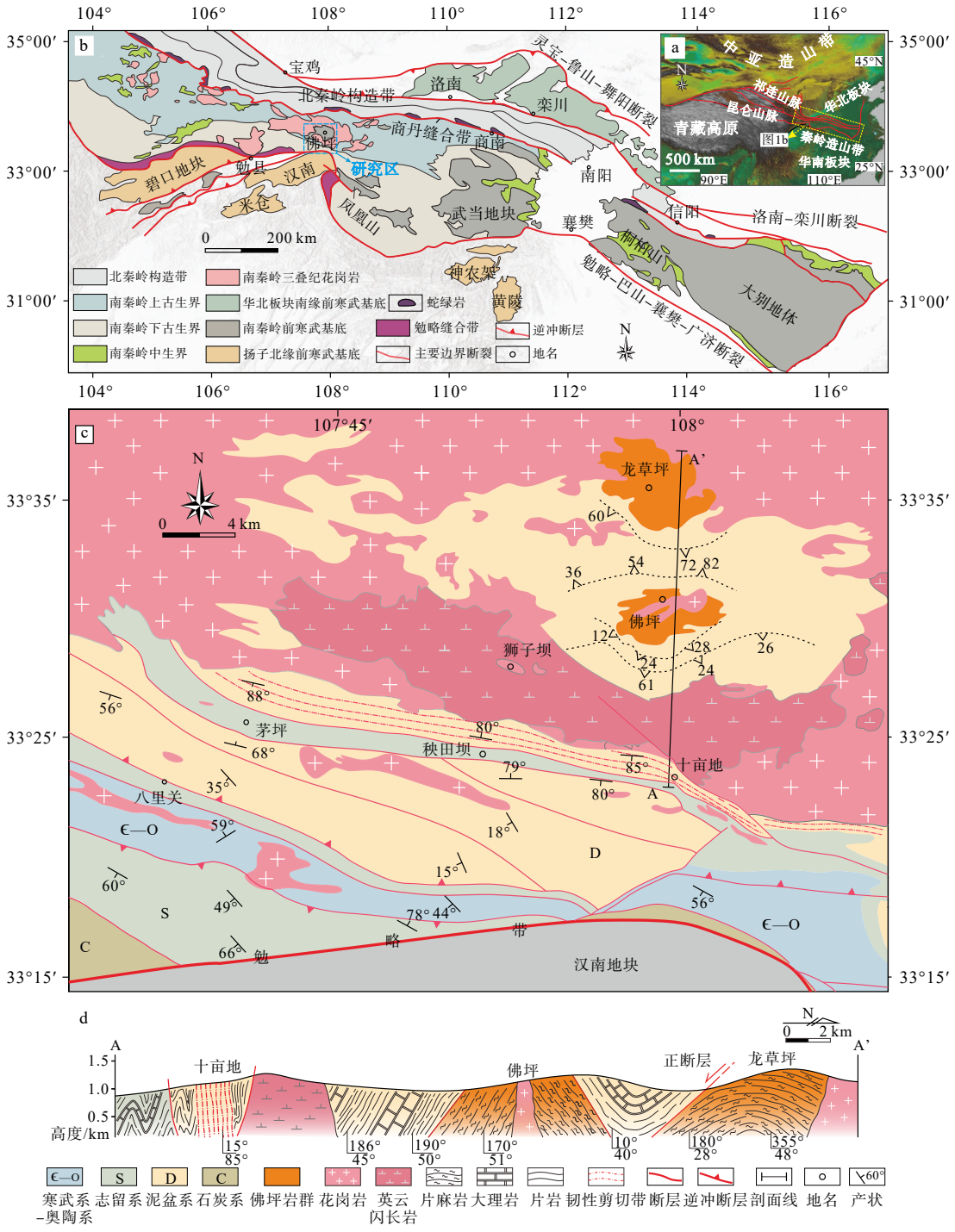
秧田坝−十亩地韧性剪切带位于佛坪穹隆南部变质沉积盖层中(图 1c、1d), 宽约 3～5 km, 呈西北西向近直立展布, 东西延伸约 50 km。剪切带内石榴石十字石云母石英片岩、二云母石英片岩、大理岩等岩石单元广泛发育透入性糜棱面理以及缓倾水平拉伸线理。研究表明, 剪切带形成于晚三叠世到早侏罗世, 记录了碰撞到后碰撞伸展构造体制转换阶段过程中佛坪穹隆形成演化的变质变形信息(刘志慧等, 2019; Li et al., 2022)。

2 野外构造特征与样品

秧田坝−十亩地韧性剪切带位于佛坪南部古生代变沉积盖层与外围环绕岩体之间, 东起筒车湾, 西至茅坪镇, 呈北西西—南东东向展布, 长约 52 km, 宽度约 4～5 km, 在十亩地与秧田坝地区最为发育(图 2)。糜棱岩化作用强烈发育在泥盆系石榴子石十字石二云母石英片岩、大理岩、角闪石片岩等岩性单元中, 透入性糜棱面理近直立、走向近东西, 糜棱线理以石英、长石、云母等颗粒强烈变形和定向排列为特征, 并向东微倾。

2.1 十亩地剖面

十亩地剖面长约 8 km, 呈北北东—南南西向(图 2a), 南段是原岩为志留系的片岩, 中段是原岩为泥盆系的云母石英片岩和透辉石大理岩, 北段为花岗岩和英云闪长岩(图 2b)。中段的片岩与大理岩单元相间分布, 受到不同程度韧性变形的改造, 广泛发育东西向(～100°)近直立(70°～85°)糜棱面理。定向排布的云母、石英、长石、方解石等矿物



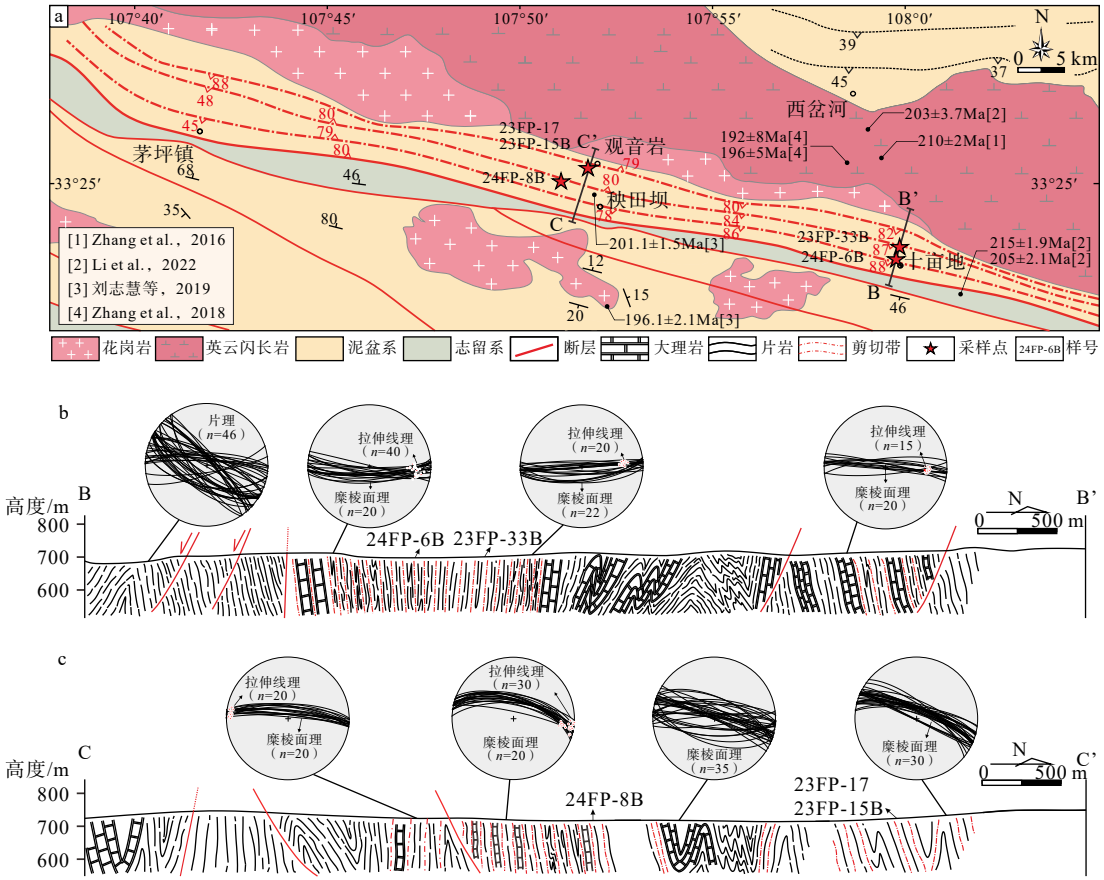
a—秦岭造山带区域构造位置；b—秦岭造山带大地构造格架（据 Dong and Santosh, 2016 修改）；c—佛坪地区地质简图，黑色虚线上数字代表糜棱面理的倾角，三角形代表倾向（据自陕西省地质矿产局，1989 修改）；d—龙草坪到十亩地村构造剖面图（A–A’，图内地层产状用折线与数字表达，横线上方数字表示倾向，横线下方数字表示倾角）

图 1　秦岭造山带与佛坪区域地质图

Fig. 1　Regional geological map of the Qinling orogenic belt and the Foping area

(a) Regional tectonic setting of the Qinling orogenic belt; (b) Simplified regional tectonic framework of the Qinling orogenic belt, the numbers on the black dashed line represent the dip angles of the mylonitic foliation, while the triangles indicate the dip directions (modified after Dong and Santosh, 2016); (c) Simplified geological map of the Foping area (modified after Shaanxi Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, 1989); (d) Structural cross-section from Longcaoping to Shimudi Village (A–A’; in Fig.4d, stratum attitudes are shown as "dip direction/dip angle")

指示矿物拉伸线理向东缓倾，倾伏角约10°～20°（图3a、3b）。剪切带中强、弱变形域交替出现，强变形带中发育由镁铁质（黑云母为主）和长英质（石英为主）组成的显微分层现象（图3a），可能由韧性变形过程中矿物不同的流变性质导致。糜棱面理上可见定向排布的黑云母与石英条带相间分布，指示了线理方向，部分石榴子石斑晶也表现出平行线理方向的拉伸（图3a）。十亩地村附近出露的钙质糜棱岩中熔体呈强烈拉伸的透镜体状、丝带状、无根褶皱等不同形式产出（图3b）。钙质糜棱岩露头具有塑性流动特征，形成透入性S面理和平行糜棱面理的C面理，指示右行剪切变形特征（图3b）。



a—秧田坝–十亩地剪切带地质简图以及锆石年代学数据（剪切带迹线以及黑色虚线上数字代表糜棱面理的倾角，三角形代表倾向）；b—剪切带十亩地段构造剖面图、产状下半球投影以及样品在构造剖面中的位置；c—剪切带秧田坝段构造剖面图、产状下半球投影以及样品在构造剖面中的位置

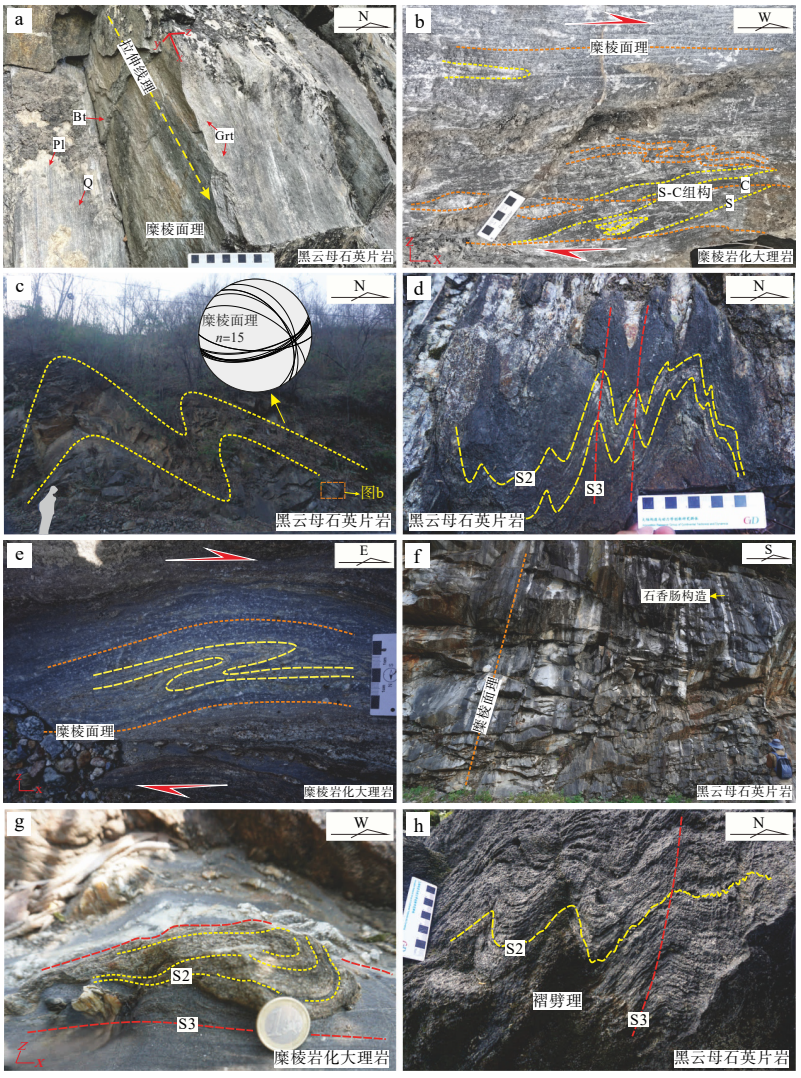
图2 秧田坝–十亩地韧性剪切带地质图

Fig. 2 Geological map of the Yangtianba–Shimudi ductile shear zone

(a) Simplified geological map of the Yangtianba–Shimudi shear zone and geochronological data of zircon, the numbers along the shear zone and black dashed line indicate the dip angles of the mylonitic foliation and the triangles represent the dip directions; (b) Structural profile of the Shimudi segment in the shear zone, lower hemisphere projection of attitudes, and sample locations within the structural profile; (c) Structural profile of the Yangtianba segment in the shear zone, lower hemisphere projection of attitudes, and sample locations within the structural profile

在十亩地村北约1 km的位置，糜棱面理叠加了一系列连续的等斜褶皱（图3c、3d）。这些褶皱的枢纽走向近东西，轴面近直立，核部发育平行褶轴的水平矿物拉伸线理。在褶皱核部可见由顺层混合岩化脉体以及糜棱面理S2形成一系列顶厚褶皱（图3d），其轴面构成S3面理。

在该剖面采集样品24FP-6B和24FP-33B用于实验测试。样品23FP-33B采集自十亩地村西北侧1 km，为长英质糜棱岩，主要矿物成分为黑云母（15%）、斜长石（20%）、石英（60%）、白云母（～3%）、石榴子石（～2%）。样品24FP-6B采集自十亩地剖面内磨石沟口北约500 m的糜棱岩化云母石



Grt—石榴子石；Bt—黑云母；PI—斜长石；Q—石英

黄色虚线箭头代表矿物拉伸线理；黄色虚线表示大理岩或石英片岩单元中变质面理或残留体轮廓；橙色虚线代表透入性糜棱面理；“S2”代表糜棱面理；“S3”代表由晚期褶皱轴面或褶劈理

a—长英质糜棱岩矿物拉伸线理；b—钙质糜棱岩形成右行不对称褶皱与 S-C 组构，照片拍摄镜头向南；c—长英质糜棱岩 D2 期褶皱变形 (图 e 展示糜棱面理发生褶皱变形，糜棱面理 S2 产状在等面积下半球赤平投影图中用大弧表示)；d—长英质糜棱岩 D2 期褶皱变形；e—钙质糜棱岩右行不对称褶皱，照片拍摄镜头向北；f—混合岩化浅色体形成石香肠线理；g—钙质糜棱岩 D2 期褶皱变形与面理置换；h—长英质糜棱岩 D2 期褶皱变形与面理置换。

图 3　秧田坝–十亩地剪切带内剪切变形与褶皱变形

Fig. 3　Shear deformation and fold deformation within the Yangtianba–Shimudi shear zone

(a) Mineral stretching lineation in felsic mylonite; (b) Calcareous mylonite showing dextral asymmetric folds and S-C fabrics (photo view to south); (c) D_2-phase fold deformation in felsic mylonite (Fig. e shows folded mylonitic foliation S_2, represented by great arcs in lower-hemisphere equal-area stereoplot); (d) D_2-phase fold deformation in felsic mylonite; (e) Dextral asymmetric folds in calcareous mylonite (photo view to north); (f) Boudinage lineation formed in migmatized leucosome; (g) D_2-phase fold deformation and foliation transposition in calcareous mylonite; (h) D_2-phase fold deformation and foliation transposition in felsic mylonite.

Yellow dashed arrows represent mineral stretching lineation; Yellow dashed lines represent early metamorphic foliation or relict boundaries in marble/quartz schist units; Orange dashed lines represent pervasive mylonitic foliation; "S2" represents mylonitic foliation; "S3" represents late-stage axial planar foliation or crenulation cleavage.

Grt: garnet; Bt: biotite; PI: plagioclase; Q: quartz

英片岩单元内，为长英质糜棱岩，主要矿物成分为石英（55%）、黑云母（20%）、长石（10%）、白云母（10%）、石榴子石（～2%）、十字石（～2%）、绿泥石（～1%）。

2.2 秧田坝剖面

秧田坝剖面（C–C'）位于十亩地剖面西约 30 km（图 2c），岩相单元与十亩地剖面类似，南段出露原岩为志留系的片岩，两侧与原岩为泥盆系的片岩呈断层接触。中段主要为原岩为泥盆系黑云母石英片岩和大理岩，发育强烈的褶皱和糜棱岩化作用。糜棱面理走向近西西北—东东南（110°～100°），向北陡倾（70°～80°）。黑云母、角闪石等片状矿物的定向排列，指示拉伸线理呈近水平东西向，倾伏角约 15°。在中段和北段有规模不等的花岗岩侵入体，平行或切割了糜棱面理。

秧田坝剖面中段出露的糜棱岩化大理岩单元内，钙质糜棱岩层内浅色钙质出熔体发育不对称揉流褶皱，指示大理岩单元的右行剪切变形（图 3e）。在剖面北段出露的长英质糜棱岩，发育显著的陡直立糜棱面理，糜棱面理由连续定向分布的黑云母组成（图 3f）。露头中还可见多条顺糜棱面理产出的混合岩化浅色体，其变形较弱，宽窄不一（10～50 cm），部分浅色体形成石香肠构造。

此剖面中部分糜棱面理被一系列紧闭褶皱改造，其轴面构成 S3 面理（图 3g、3h）。糜棱岩化大理岩单元内残留的大理岩块体面理表现出紧闭相似褶皱特征，并被进一步拉伸改造为透镜体状（图 3g）。在云母石英片岩单元中密集平行排布的 S3 面理与褶皱轴面显著置换了糜棱面理 S2，同样是 D2 期挤压变形的产物。

在秧田坝剖面采集 3 个样品，样品 24FP-8B，23FP-15B 和 23FP-17。样品 23FP-15B 采自北段观音岩地区，为长英质糜棱岩，主要成分为石英（～65%），黑云母（～20%）、长石（～10%）、白云母（～5%）。23FP-17 采自观音岩地区与糜棱面理平行发育的宽约 50 cm 的混合岩化浅色体。样品 24FP-8B 采自中段水地沟内，为长英质糜棱岩，原岩为石榴子石二云母石英片岩，主要矿物成分为石英（～50%）、黑云母（～20%）、白云母（～15%）、长石（～15%）。

3 测试方法

电子探针矿物化学成分分析和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成，电子背散射衍射（Electron backscattered diffraction，简称 EBSD）矿物组构测试在中国地质大学（武汉）场发射扫描电镜实验室完成。

3.1 电子探针矿物化学成分分析

对典型糜棱岩样品 24FP-6B、23FP-33B 和 24FP-8B 中的石榴子石、斜长石、黑云母进行化学成分分析，测试设备为日本 JEOL 公司的 JXA-8230 型电子探针，分析时加速电压为 15 kV，电子束电流为 10 nA，束斑直径为 2 μm，所有元素峰信号采集时间 10 s，左右背底各 5 mm、采集时间 5 s。石榴子石和黑云母中 Na、Mg、Al、Si、K、Ca、Ti、Fe、Mn 和 Cr 选用的标准物质分别为硬玉、橄榄石、铁铝榴石、透辉石、钾长石、透辉石、金红石、铁铝榴石、蔷薇辉石和氧化铬。斜长石中 Na、Mg、Al、Si、K、Ca、Ti、Fe、Mn 和 Cr 选用的标准物质分别为钠长石、方镁石、斜长石、斜长石、钾长石、斜长石、金红石、赤铁矿、蔷薇辉石和氧化铬。

3.2 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学

选取样品 23FP-17 开展了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析。样品的矿物分选工作在河北省廊坊市区域地质矿产调查研究所开展，锆石制靶和阴极发光图像在西安拓航地质技术服务有限公司完成。锆石 U-Pb 年代学样品的测试工作利用西北大学大陆动力学国家重点实验室的 LA-ICP-MS 联机系统完成。激光剥蚀（LA）使用的是美国 Coherent 公司生产的 GeoLas 200M 型 193 nm ArF 准分子激光和光学成像系统，激光条件为：束斑直径 24 μm，剥蚀频率 6 Hz。质谱仪（ICP–MS）为美国 Agilent 公司生产的 Agilent 7500 型四极杆等离子体质谱仪。测试结果利用 Macquarie 大学的 Glitter 4.0 软件进行后续数据处理。校正后的同位素年龄使用 ISOPLOT 3.0 程序（Ludwig，2003）Excel 宏程序进行年龄计算以及谐和图的绘制。

3.3 晶格优选方位分析

利用 EBSD 技术对典型长英质糜棱岩样品 24FP-6B、23FP-33B、24FP-8B 和 23FP-15B 中的石英和黑云母开展了矿物的晶格优选方位（Crystallographic Preferred Orientation，简称 CPO）分析。测试设备由扫描电子显微镜（SEM，型号为 FEI Quanta FEG 450）以及加载于其之上的背散射探测器（型号为牛津 Nordlys Nano，配备 HKL Channel 5 软件）组成。测试过程中将精细抛光的 *XZ* 面定向薄片（垂直于面理

且平行于线理方向)以 70°的高角度倾斜安装于真空样品仓内，在 20 mm 左右的工作距离下加以 20 kV 的高能电子束轰击样品表面，高灵敏度 CCD 相机通过采集接收从样品中激发的散射电子信号，并在荧光屏上形成各组晶面的衍射菊池线即背散射电子衍射花样图(Electron backscatter diffraction pattern，简称 EBSP)。最后使用配套的 Channel 5 软件进行识别标定、处理分析，并依据其晶系、晶带和晶胞参数对得到的图案进行索引，获得晶体参数并将数据以下半球等面积赤平投影图案的形式进行呈现，进一步根据最终的组构图案来判别矿物晶体的晶格优选方位(CPO)和滑移系。

4　测试结果与分析

4.1　显微构造

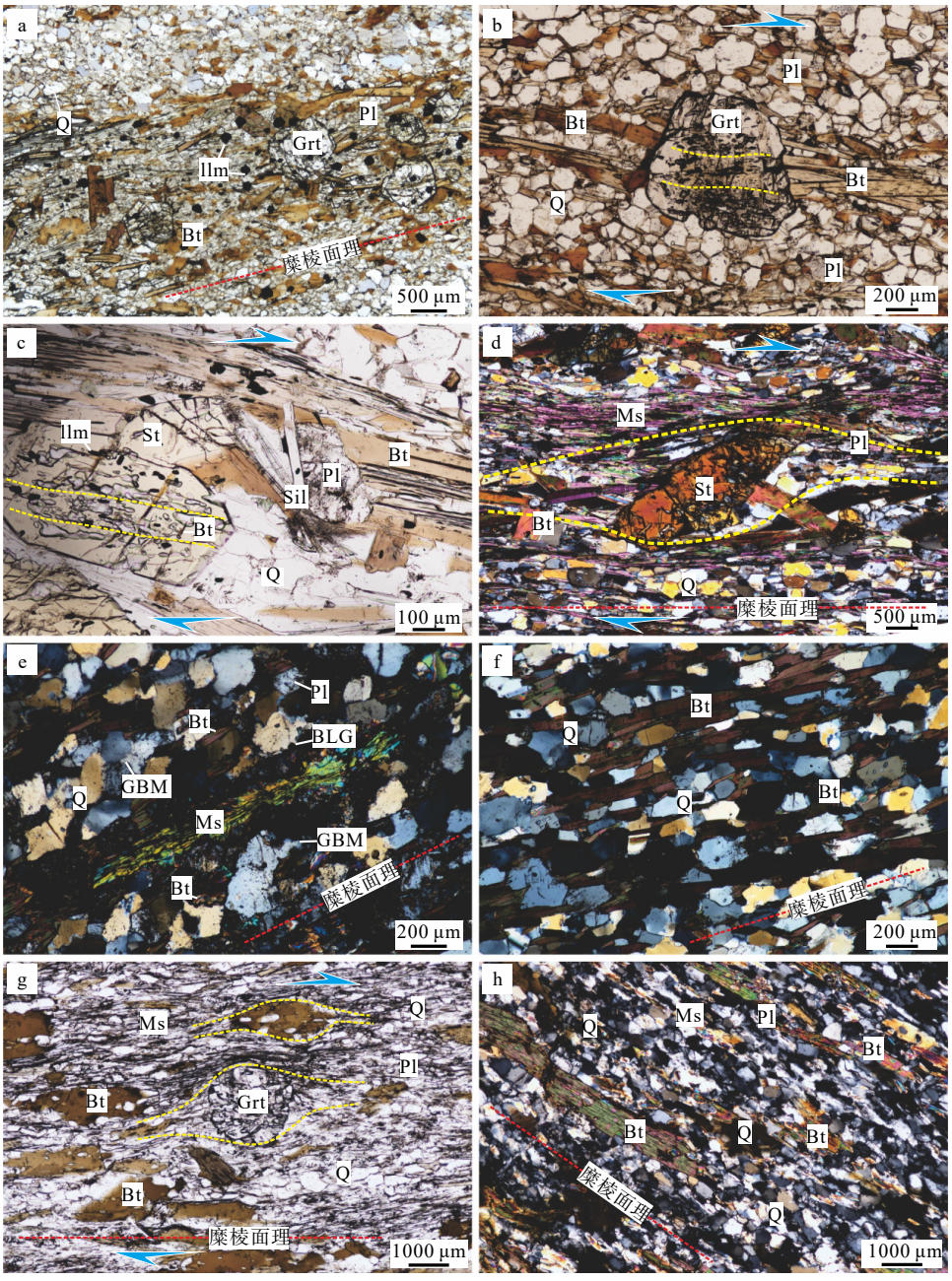
十亩地剖面的样品 23FP-33B 和 24FP-6B 发生了强烈糜棱岩化，片状云母的定向排列以及石英和长石颗粒的定向拉长组成了糜棱面理和线理(图 4a、4b)。石英颗粒出现明显的波状消光和颗粒边界三联点(图 4b—4d)，指示了矿物发生了韧性变形和静态重结晶。十字石、石榴子石、矽线石等变质矿物多分布在富云母层中，其中石榴子石核边部位发育明显的成分分带，变斑晶内包迹具有残缕结构，由石英、长石、钛铁矿等包体矿物断续定向排布组成(图 4b)。十字石受到剪切变形的改造，晶形不完整，晶粒内部包体为长条状黑云母，石英、长石颗粒，包体矿物平行糜棱面理发育(图 4c、4d)。矽线石集合体呈毛发状或针柱状产出在十字石核晶以及黑云母颗粒边缘(图 4c)，指示剪切带达到角闪岩相变质条件。十字石周缘不对称压力影指示样品受到了右行剪切作用的改造，与野外不对称褶皱指示的运动学方向吻合(图 4d)。

秧田坝剖面的糜棱岩样品 24FP-8B 和 23FP-15B 中，拉长的石英和长石与定向排列的云母定义了糜棱面理(图 4e—4h)。样品 23FP-15B 中石英颗粒发育波状消光，颗粒边界呈不规则锯齿状，指示石英塑性变形表现为颗粒边界迁移动态重结晶(GBM)以及少量膨凸动态重结晶(BLG)作用(图 4e)。糜棱岩样品 24FP-8B 中，石榴子石变斑晶两侧还可见由黑云母以及细粒的石英、长石组成的不对称压力影(图 4f)，指示样品具有右行剪切的运动学指向。因此十亩地−秧田坝地区的糜棱岩化作用不仅使石英颗粒发生动态重结晶，并改造了早期石榴子石与十字石变斑晶，指示韧性变形发生在变质作用之后。根据 S-C 组构和旋转碎斑等显微构造，结合野外的不对称褶皱，认为十亩地−秧田坝韧性剪切带主要受右行剪切作用控制。

4.2　矿物地球化学特征与温压计算

此次研究样品的矿物化学成分及温压计计算结果如下(具体见 OSID 码中图表)：十亩地剖面的样品 24FP-6B 的矿物组合为石榴子石、十字石、矽线石、黑云母、白云母、斜长石、石英、钛铁矿(图 4b—4d)。石榴子石核边具有成分分带(图 5a、5b)，表现为自核到幔再到边部，铁铝榴石(Alm: 0.65→0.60→0.67)含量先减少后增加，钙铝榴石(Grs: 0.07→0.12→0.08)含量先增加后减少，而 Fe 含量没有明显变化(XFe: 0.83～0.86)。斜长石的 An 值介于 0.36～0.40，Ab 值介于0.59～0.63，为中长石。Mg-(Fe^{3+}+Al^{VI+}+Ti)-(Fe^{2+} + Mn)和 $10TiO_2$-FeO*-MgO 三端元图解表明(图 5)，该样品中黑云母为重结晶镁质黑云母，可能形成于岩石退变质过程中(Foster, 1960; Nachit et al., 2005)。结合石榴子石颗粒边部 Mg 含量略微下降的现象，石榴子石共生的黑云母可能由石榴子石退变质形成。上述测试结果满足石榴子石 Xgrs>0.03，斜长石 An>0.17，黑云母 XAl^{VI}>0.03 的计算条件，因此选择石榴子石−黑云母(Grt-Bt)温度计(误差 ± 25 ℃; Holdaway, 2000)与石榴子石−黑云母−斜长石−石英(Grt-Bt-Pl-Q)压力计(误差 ± 1.0 kbar; Wu et al., 2004)计算峰期温压条件，平衡温度自核部(600.5 ℃)到幔部(611 ℃)到边部(616 ℃)仅表现出微弱的变化，而压力则表现出自核部(3.5 kbar)到幔部(5.3 kbar)到边部(3.8 kbar)先增加后减少的特征(表 1)。

十亩地的糜棱岩样品 23FP-33B 的矿物组合为石榴子石+黑云母+白云母+斜长石+石英+钛铁矿(图 4a)。石榴子石斑晶在成分同样展现出类似“核−幔−边”的结构特征与端元成分变化(Alm: 0.82→0.76→0.84; Grs: 0.07→0.12→0.08; 图 5c、5d)。长石颗粒的 An 端元约为 0.17～0.25，Ab 端元约为 0.75～0.83，为奥长石(图 5e)。黑云母为重结晶作用形成的镁质或铁质黑云母(图 5f、5g; Foster, 1960; Nachit et al., 2005)。石榴子石核部的钙铝榴石端元(Gros)的含量小于 3%，为低 Ca 石榴子石，研究表明石榴子石−黑云母−斜长石压力计对于低 Ca 石榴子石的压力估算最不准确(Wu et al., 2004)，因此对于石榴子石核部进变质阶段并未估算温压条件。利用石榴子



Grt—石榴子石; St—十字石; Bt—黑云母; Pl—斜长石; Ms—白云母; Q—石英; Ilm—钛铁矿; Sil—矽线石

a—样品 23FP-33B 的矿物组合特征及其糜棱面理; b—样品 24FP-6B 中石榴石发育平行面理包迹; c—样品 24FP-6B 中十字石斑晶与毛发状或针柱状矽线石共生; d—样品 24FP-6B 中十字石斑晶两翼形成不对称压力影; e—样品 23FP-15B 中石英发育颗粒边界迁移动态重结晶特征; f—样品 23FP-15B 中石英、长石以及黑云母定向排列组成糜棱面理; g—样品 24FP-8B 中石榴子石两侧见不对称压力影; h—样品 24FP-8B 中石英、长石以及黑云母定向排列组成糜棱面理

图 4 糜棱岩样品显微照片

Fig. 4 Photomicrographs of mylonite samples

(a) Mineral assemblage and mylonitic foliation in sample 23FP-33B; (b) Garnet with S-parallel inclusion trails in sample 24FP-6B; (c) Staurolite porphyroblast coexisting with fibrolitic/needle-like sillimanite in sample 24FP-6B; (d) Asymmetric pressure shadows flanking staurolite porphyroblast in sample 24FP-6B; (e) Grain boundary migration dynamic recrystallization in quartz from sample 23FP-15B; (f) Mylonitic foliation defined by preferred orientation of quartz, feldspar, and biotite in sample 23FP-15B; (g) Asymmetric pressure shadows adjacent to garnet in sample 24FP-8B; (h) Mylonitic foliation defined by aligned quartz, feldspar, and biotite in sample 24FP-8B. (Mineral abbreviations: Grt–garnet; St–staurolite; Bt–biotite; Pl–plagioclase; Ms–muscovite; Q–quartz; Ilm–ilmenite; Sil– sillimanite)

表 1　糜棱岩样品矿物温压计峰期与退变质阶段温压条件计算结果

Table 1　Peak and retrograde metamorphic conditions of mylonite samples calculated using mineral thermobarometers

样品号	温度/℃		压力/kbar	
	峰期	退变质	峰期	退变质
23FP-33B	568～582	590～592	4.8～5.2	3.5～4.5
24FP-6B	604～611	593～616	5.2～5.3	3.8～4.4
24FP-8B	630～654	—	7.1～7.8	—

石−黑云母（GB）温度计（Holdaway, 2000）与石榴子石−黑云母−斜长石−石英（GBPQ）压力计（Wu et al., 2004）计算该样品的变质峰期平衡温度范围为 568～582 ℃, 压力范围为 4.8～5.2 kbar, 而退变质温度范围为 590～592 ℃, 压力范围为 3.5～4.5 kbar（表 1）。

秧田坝的糜棱岩样品 24FP-8B 的主要矿物组合为石榴子石+白云母+黑云母+斜长石+钾长石+石英。石榴子石各端元成分变化不大，主要成分为铁铝榴石（Alm: 0.57～0.60），而锰铝榴石含量在 0.177～0.181, 镁铝榴石与钙铝榴石含量均在 0.10～0.13 之间。斜长石颗粒的 An 含量变化较大为 0.29～0.47, 而 Ab 含量在 0.52～0.71 之间，指示其主要为中长石与奥长石（图 5e）。黑云母在 Mg-(Fe^{3+} + Al^{VI+} + Ti)-(Fe^{2+} + Mn）和 10TiO_2-FeO*-MgO 三端元图解中落入铁叶云母的区域（图 5f、5g），并显示出重结晶的成因，XMg 值变化不大（2.0～2.2）。利用石榴子石−黑云母（GB）温度计（Holdaway, 2000）与石榴子石−黑云母−斜长石−石英（GBPQ）压力计（Wu et al., 2004）计算该样品的峰期温压条件为 630～654 ℃, 7.1～7.8 kbar（表 1）。

4.3　矿物晶格优选方位 (CPO)

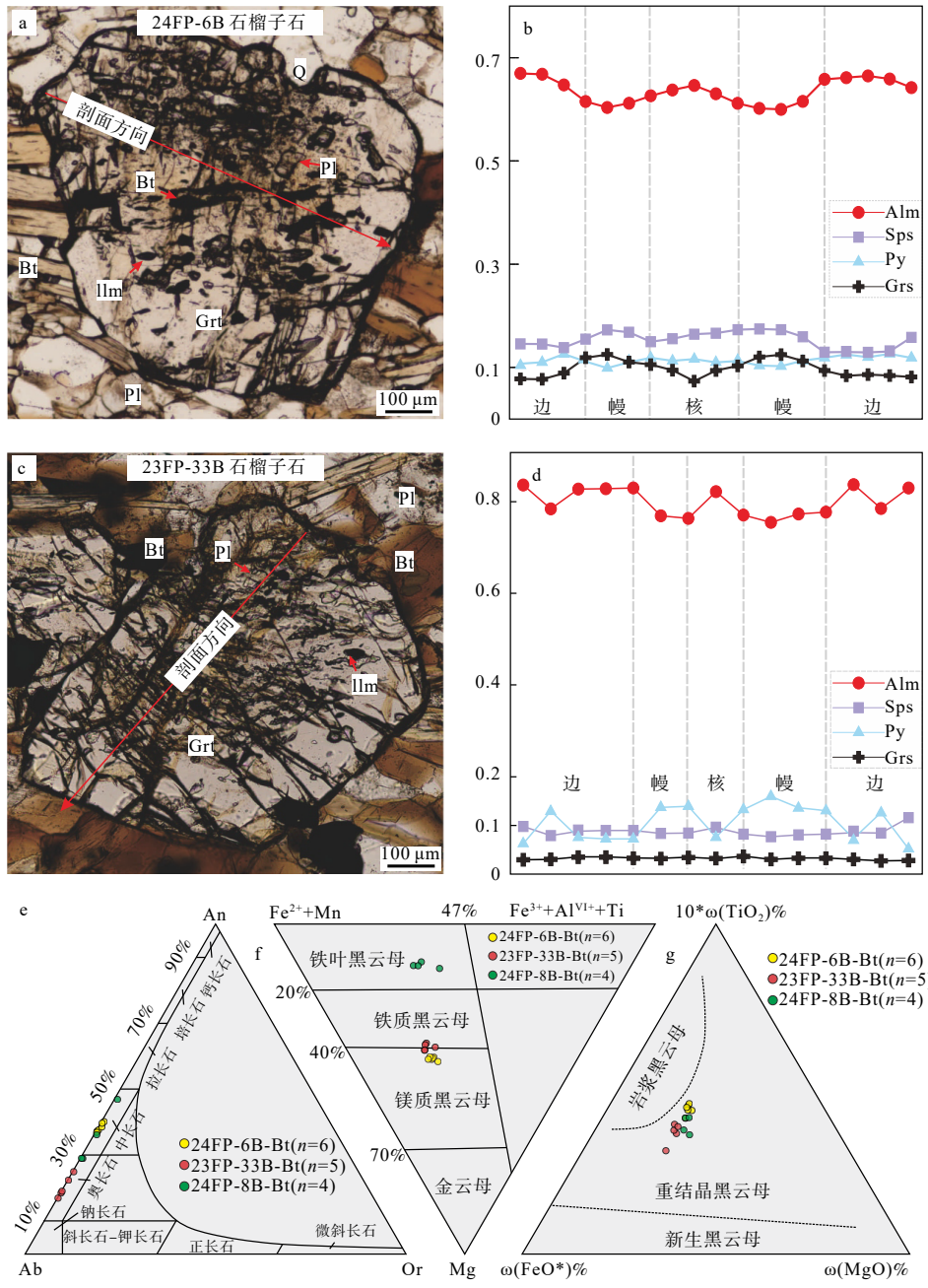
十亩地剖面（24FP-6B、23FP-33B）和秧田坝剖面（24FP-8B、23FP-15B）中 4 件长英质糜棱岩样品表现出透入性糜棱面理与矿物拉伸线理。EBSD 矿物组构分析测试区域中石英颗粒呈现出矩形粒状，发育波状消光以及晶内裂隙，展现出显著的定向排列，组成糜棱面理（见 OSID 码中图表）。部分石英颗粒边部呈现出不规则狭窄且拉长的形态，表现出颗粒边界迁移动态重结晶（GBM）的特征，而重结晶黑云母颗粒间隔分布矩形石英颗粒间（见 OSID 码中图表）。

EBSD 矿物组构分析表明十亩地剖面糜棱岩样品 24FP-6B、23FP-33B 的石英组构类似，均表现出 <*a*>轴极密值以对称六边形的样式分布在 *XZ* 面边缘，密度最大值连线与 *X* 轴顺时针小角度相交，而 <*c*>轴极密值分布于 *Y* 轴附近并在 *X* 轴方向形成次级极密（图 6）。这 1 组构特征指示样品中的石英激活了柱面 <*a*> 位错滑移系，具有右行剪切的运动学特征。秧田坝剖面的糜棱岩样品 24FP-8B 和 23FP-15B 较为相似。石英 <*c*>轴在 *X* 轴附近顺时针方向形成主极密，在 *Y* 轴方向形成次一级极密。石英 <*a*>轴的主极密分布在 *Z* 轴附近并顺时针转动，而柱面 {*m*} 的投影极密值分布在 *Z* 轴附近，显示样品石英颗粒主要受控于柱面 <*c*> 滑移系和柱面 <*a*> 滑移系（图 6）。两条剖面内糜棱岩中的黑云母均表现出 [001] 轴极密值对称分布于 *Z* 轴附近，即沿着垂直于面理方向分布，而（100）和（010）两个面的投影极密值沿平行于面理方向呈带状分布（图 6），指示 [001]（100）和 [001]（010）两组活动滑移系统，即 A+B 型组构（孙圣思等, 2024）。该组构在天然变形长英质片麻岩（Brownlee et al., 2011）和含石英斜长角闪岩（Ji et al., 2015）的黑云母组构中均有报道，与变形或者退变质过程中云母矿物的定向生长有关。

研究表明石英组构对温度较为敏感，常被用来做温度条件的指示，在温度约 550～650 ℃ 的角闪岩相条件下激活柱面 <*a*> 滑移为主，在温度约 650 ℃ 的高角闪岩相条件或者富水条件下表现为柱面 <*c*> 滑移活跃（Law, 2014; 张康等, 2020; Stipp et al., 2022a, 2022b; 孙圣思等, 2024）。此外 4 个样品的石英组构都具有顺时针旋转的特征，指示了右行剪切变形，这与野外和显微尺度观察到的旋转碎斑和不对称褶皱的运动学指向一致（图 3, 图 4）。十亩地剖面的糜棱岩主要表现为石英柱面 <*a*> 滑移系激活，而秧田坝剖面的糜棱岩主要表现为石英的柱面 <*c*> 滑移和柱面 <*a*> 滑移，因此秧田坝地区韧性剪切变形可能形成于更高温度或者更富水/流体的温压条件下。结合显微构造分析中石英颗粒表现出颗粒边界迁移动态重结晶（GBM）特征，认为主要活动滑移系为柱面 <*a*> 滑移的长英质糜棱岩样品可能经历了 550～600 ℃ 的角闪岩相条件下的中温右行剪切变形。

4.4　有限应变与运动学涡度分析

为定量约束剪切变形中纯剪切分量和简单剪切分量的占比，对典型样品开展运动学涡度的计算。运动学涡度值（W_k）通常可以通过有限应变法、拖尾形态法、临界形态因子法、石英组构和有限应变法、C’法和糜棱面理与瞬时应变伸长轴法 6 种方



Grt—石榴子石；Bt—黑云母；Pl—斜长石；Q—石英；Ilm—钛铁矿

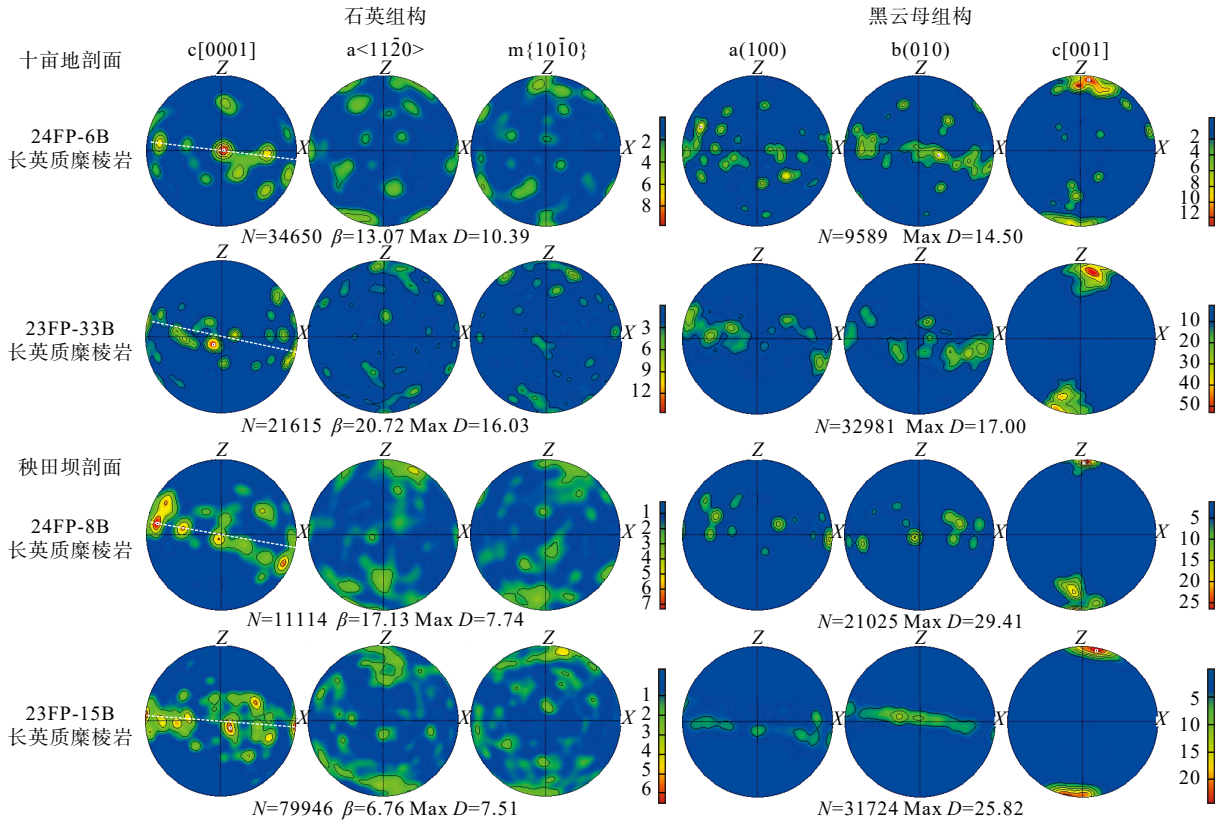
a—样品 24FP-6B 的变质矿物组合；b—样品 24FP-6B 中石榴子石成分剖面（图中 Alm、Sps、Py、Grs 分别代表铁铝榴石、锰铝榴石、镁铝榴石、钙铝榴石，该图纵坐标代表上述石榴子石端元的占比）；c—样品 23FP-33B 的变质矿物组合；d—样品 23FP-33B 中石榴子石成分剖面；e—长石 An-Ab-Or 分类图解；f—黑云母 Mg-(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)-(Fe^{2+} + Mn) 分类图解（Foster, 1960）；g—黑云母 10TiO-FeO*-MgO（FeO* = FeO + MnO）成因分类图解（Nachit et al., 2005）

图 5 糜棱岩样品矿物电子探针矿物化学分析结果

Fig. 5 Electron probe microanalysis (EPMA) results of mineral chemistry in mylonite samples

(a) Metamorphic mineral assemblage of sample 24FP-6B; (b) Compositional profile of garnet in sample 24FP-6B, Alm、Sps、Py、 and Grs represent the garnet endmembers almandine, spessartine, pyrope, and grossular, the vertical axis of the plot indicates the proportion (%) of these garnet endmembers; (c) Metamorphic mineral assemblage of sample 23FP-33B; (d) Compositional profile of garnet in sample 23FP-33B; (e) An–Ab–Or classification diagram for feldspar; (f) Mg–(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)–(Fe^{2+} + Mn) classification diagram for biotite (Foster, 1960) ; (g) $10TiO_2$–FeO–MgO (FeO = FeO + MnO) genetic discrimination diagram for biotite (Nachit et al., 2005).

Grt–garnet; Bt–biotite; Pl–plagioclase; Q–quartz; Ilm–ilmenite



*X*轴代表面理方向；β角为面理与c-轴极大值的法线的连线（白色虚线）之间的夹角；*N*为测试点数；Max *D*为最大密度；色标代表密度变化

图 6　十亩地秧田坝剪切带糜棱岩样品中石英和黑云母EBSD组构的等面积下半球极射赤平投影图

Fig. 6　Fabric diagrams of quartz and biotite in mylonite samples from the Shimudi–Yangtianba shear zone and the lower hemisphere equal-area stereographic projections

The *X*-axis represents the foliation direction, β is the angle between the foliation and the normal to the c-axis maximum (white dashed line), *N* denotes the number of measurement points, Max *D* indicates the maximum density, color scale represents variations in density

法获得。通过有限应变法和EBSD测试获得的石英组构，即R_{XZ}/β法来获取W_k值，其中β角为石英c-轴环带法线与面理之间的夹角（即a-轴极密值的连线与糜棱面理之间的夹角），而有限应变值R_{XZ}通过Fry法（Fry, 1979）计算获得。

参照韩阳光等（2015）提出的在CorelDRAW平台上进行Fry法有限应变测量技术，通过测量*XZ*与*YZ*切面定向薄片中相邻石英颗粒长短轴比值继而计算糜棱岩样品有限应变类型（表2）。3件糜棱岩样品*XZ*面获得的矿物长短轴比值介于1.30～1.57之间，而*YZ*面介于1.07～1.26之间，计算得到糜棱岩样品的Flinn参数*K*值介于1.95～4.87之间，位于一般拉伸应变范围，为LS型构造岩（图7a; Flinn, 1962; 向必伟等, 2024）。

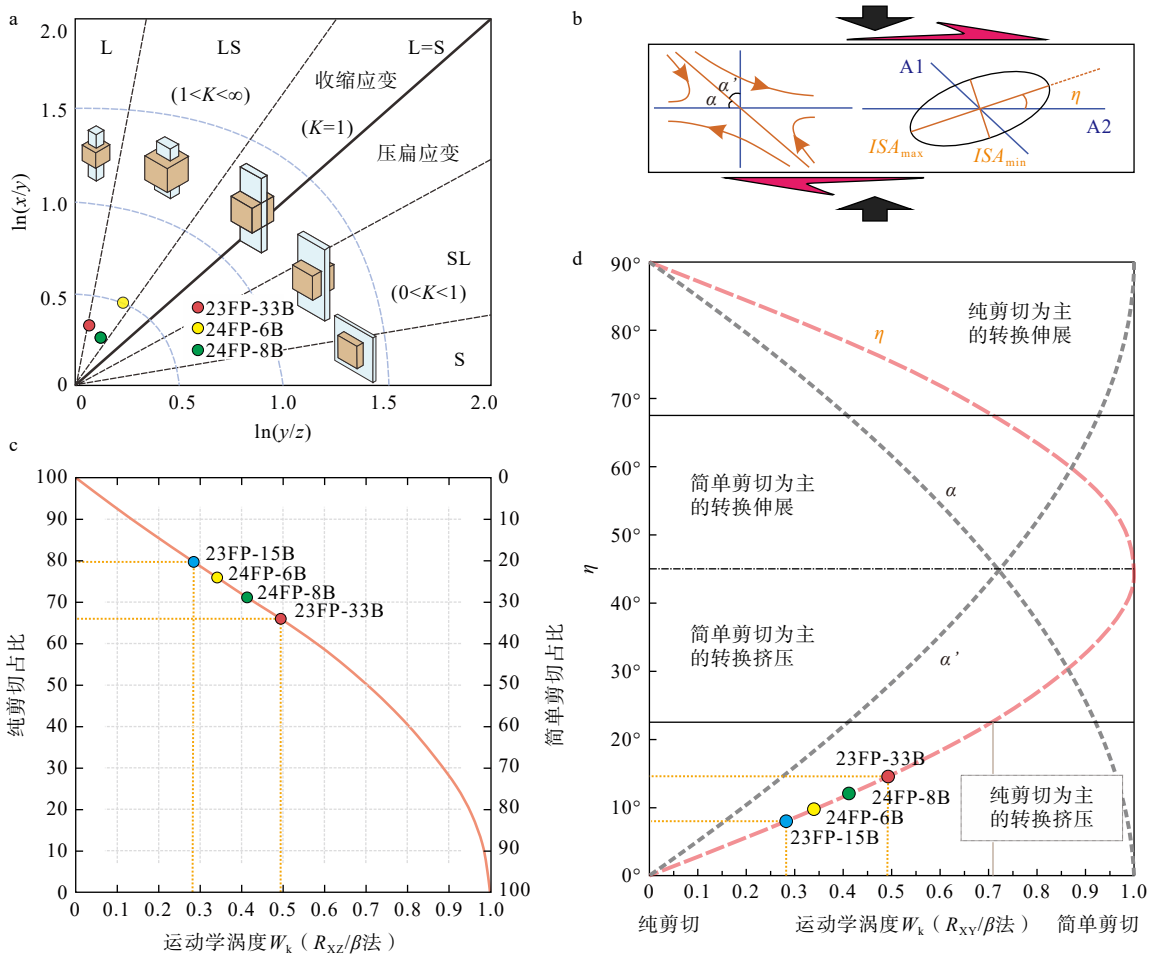
表 2　糜棱岩样品有限应变计算结果

Table 2　Calculation of finite strain in mylonite samples

剖面	样品号	岩性	*Y*/*Z*	*X*/*Y*	*K*（Fillin参数）
十亩地	23FP-33B	长英质糜棱岩	1.07	1.39	1.95
	24FP-6B	长英质糜棱岩	1.26	1.57	4.87
秧田坝	24FP-8B	长英质糜棱岩	1.13	1.30	2.11

Fry法测得的有限应变值R_{XZ}以及根据石英c-轴组构测得的角β值均列于表3中，将所测得的R_{XZ}和β2组参数代入以下公式可得运动学涡度值W_k（Xypolias, 2010），计算结果如表3所示：

$$\varphi = \tan^{-1}\sin 2\beta/[[(R_{XZ}+1)/(R_{XZ}-1)]-\cos 2\beta] \quad (1)$$



a—Flinn 有限应变判别图解；b—非共轴右行剪切带瞬时流动单元方位（Cheng et al., 2022），其中 α 为 2 组流面的夹角，η 为最大瞬时伸长轴（ISA_{max}）和剪切边界 (A1、A2) 之间的夹角，橙色箭头代表物质运动轨迹，红色箭头代表剪切方向，黑色箭头代表区域挤压应力方向；c—涡度值与剪切分量占比关系图解（Law et al., 2004）；d—运动学涡度值与角 η（或 α）之间的关系图解（转换挤压以及转换伸展分别翻译自“transpression”与“transtension”）

图 7 运动学涡度与有限应变分析结果

Fig. 7 Results of kinematic vorticity and finite strain analysis

(a) Flinn diagram for finite strain analysis; (b) Orientation of instantaneous flow units in a non-coaxial dextral shear zone (Cheng et al., 2022), where α represents the angle between two flow planes, and η denotes the angle between the maximum instantaneous stretching axis (ISA_{max}) and the shear zone boundary, the orange arrows represent the material movement trajectoriesthe, the red arrows indicate the shear direction, the black arrow represents the direction of regional extrusion stress; (c) Diagram illustrating the relationship between vorticity values and the proportion of shear components (Law et al., 2004); (d) Diagram showing the relationship between kinematic vorticity number (W_k) and angle η (or α).

表 3 十亩地-秧田坝韧性剪切带样品运动学涡度

Table 3 Kinematic vorticity of mylonite samples in the Shimudi–Yangtianba ductile shear zone

剖面	样品号	石英活动滑移系	运动学涡度			
			R_{XZ}	β/(°)	W_k	η/(°)
十亩地	23FP-33B	柱面<a>滑移	1.48	11.80	0.49	14.51
	24FP-6B	柱面<a>滑移	1.98	6.67	0.34	9.84
秧田坝	24FP-8B	柱面<c>和柱面<a>滑移	1.47	9.85	0.41	12.06
	23FP-15B	柱面<c>和柱面<a>滑移	1.41	6.76	0.28	8.14

$$W_k = \sin\varphi[(R_{XZ}+1)/(R_{XZ}-1)] \quad (2)$$

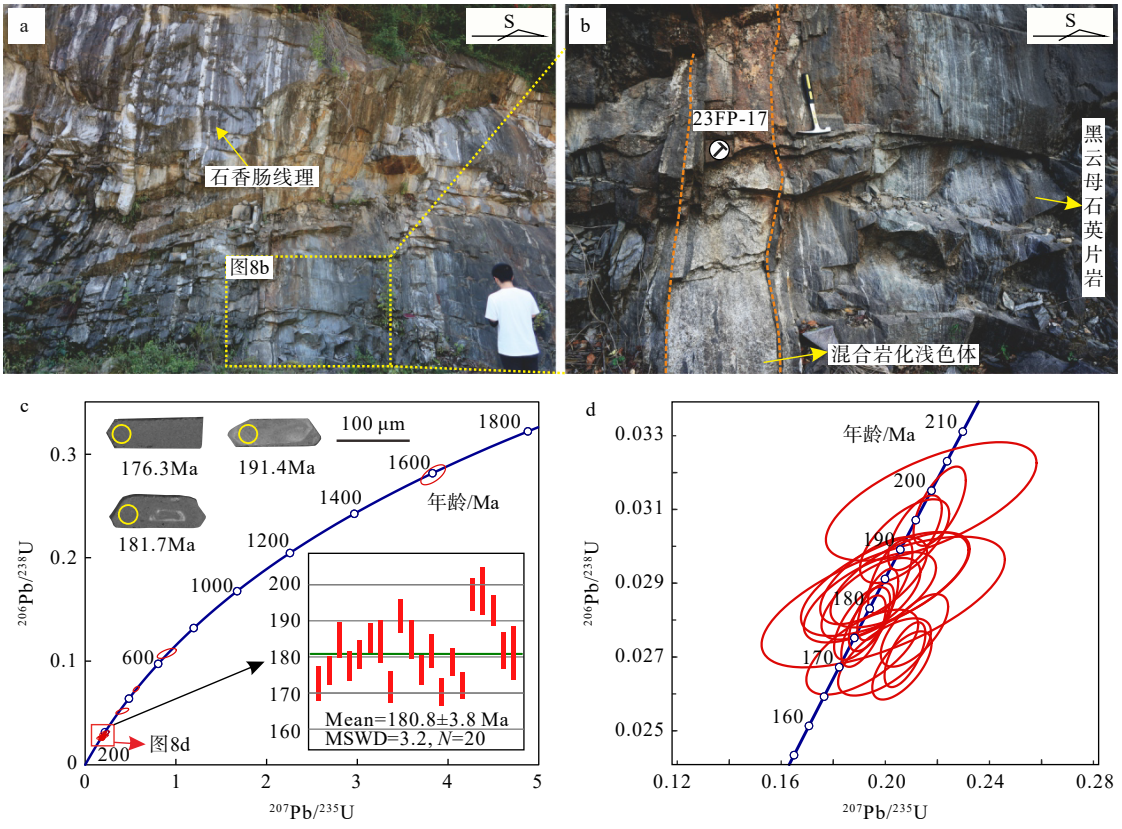
式中：R_{XZ} 为应变椭球体的长短轴比；β 为石英 c-轴环带法线与 a-轴极密值的连线（糜棱面理）之间的夹角

计算结果显示，秧田坝−十亩地剪切带内的糜棱岩样品均发生了一定程度的形变，秧田坝地区样品的有限应变值 R_{XZ} 介于 1.41～1.47 之间，而十亩地地区样品的 R_{XZ} 为 1.48～1.98。利用上述方法获得的 W_k 值介于 0.28～0.49 之间，均小于 0.71（一般认为 W_k 值=0.71 代表简单剪切作用与纯剪切作用的界限）。因此秧田坝−十亩地剪切带为一般剪切带，其中纯剪切分量所占比例大于简单剪切分量的比例，纯剪切分量的占比约为 65%～80%（图 7c）。

为了进一步分析剪切变形的类型，通过计算最大瞬时拉伸轴（ISA_{max}）与剪切带边界之间的夹角 η，结合 W_k 值可以进一步确定剪切带属性为压性或是张性（图 7b；Fossen and Tikoff, 1993; Fossen and Cavalcante, 2017; Simonetti et al., 2020a, 2020b; Tiwari et al., 2020; Cheng et al., 2022）。通过公式 $\eta = (\arcsin W_k)/2$ 来计算 η，结果列于表 3。所计算得到的 η 值介于 9°～25°之间，运动学涡度值与 η 关系图解显示（图 7d），秧田坝−十亩地剪切带受纯剪切为主的转换挤压（Transpression）体制控制。

4.5　锆石 U-Pb 年代学分析

此次研究对采集自秧田坝剖面北段的观音岩地区混合岩浅色体样品 23FP-17 开展锆石 U-Pb 年代学分析，以约束韧性变形时代（图 3a, 图 8）。露头浅色体平行糜棱面理展布，形成于晚期减压部分熔融过程中，受晚期南北向挤压应力改造，局部发育石香肠化（图 8a、8b）。样品定年结果约束了秧田坝−十亩地剪切带韧性变形时代下限并限定了区域减压部分熔融事件的时代。



a—样品 23FP-17 采样点宏观野外露头特征；b—混合岩化浅色体样品（23FP-17）与糜棱岩带接触关系图；c—测试样品锆石 U-Pb 年龄谐和图、加权平均年龄图、样品锆石典型锆石阴极发光图像；d—样品 23FP-17 的变质锆石 U-Pb 年龄谐和图

图 8　浅色体野外露头特征与锆石 U-Pb 年代学结果

Fig. 8　Characteristics of leucosomes in outcrops and results of zircon U-Pb geochronology

(a) Macroscopic outcrop characteristics at the sampling site 23FP-17; (b) Contact relationship between the migmatitic leucosome sample (23FP-17) and the mylonite zone; (c) Concordia diagram, weighted average age plot, and representative cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from the analyzed samples; (d) U–Pb concordia diagram of metamorphic zircon from sample 23FP-17

针对浅色体样品 23FP-17 开展了 36 个测点的分析（原始数据见 OSID 码中图表），其中 33 个测点选取了具有均一或斑杂状内部结构的变质锆石或具有核−边结构的变质边，3 个测点位于具有震荡环

带的岩浆锆石。其中，选取的变质锆石颗粒为无色、透明，呈现出长柱状特征，长轴宽度约为 100～150 μm，部分发育细小裂隙。大部分变质锆石并无继承核与变质边构造，在 CL 图像中具有较为规则的外形以及均一或斑杂状内部结构（图 8c）。选取的具有核−边结构的锆石颗粒发育微小的、具有震荡环带的核部，边部为均一的变质边（图 8c）。

定年结果显示，33 个变质成因的测点中 12 个测点表现出高度不协和的$^{207}Pb/^{206}Pb$、$^{206}Pb/^{238}U$ 和$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄。其余 21 个测点显示出 90%～102% 的高协和度，其 Th/U 比值多数介于 0.008 至 0.06（15 个测点），少数介于 0.15 至 0.29（6 个测点），表明这些锆石可能形成于变质流体活动过程（Rubatto, 2017; Sun et al., 2019a; Wu et al., 2021）。其中 20 个测点给出的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 200 至 170 Ma，加权平均年龄为 180.8±3.8 Ma（MSWD=3.2；图 8c、8d）。1 个变质成因测点与 3 个岩浆锆石测点显示出高协和度（93%～102%），最年轻的年龄为 326 Ma，最古老的年龄为 1592 Ma（图 8c），为捕获锆石。因此加权平均年龄 180.8±3.8 Ma 应代表混合岩化浅色体的形成时代，代表韧性剪切变形的下限。

5 讨论

5.1 变质变形温压条件

5.1.1 变质温压条件

研究表明,石榴子石边部共生的黑云母可能由石榴子石分解产生或在结晶期间与石榴子石存在成分交换，因此根据黑云母与石榴子石边部的矿物化学成分可以计算退变质阶段的温压条件（王东升，2015）。而远离石榴子石分布的长英质矿物与黑云母，以及石榴子石核−幔部区域，可能保存了峰期变质阶段的化学成分特征，为恢复变质峰期温压条件提供依据（O'Brien, 1999）。

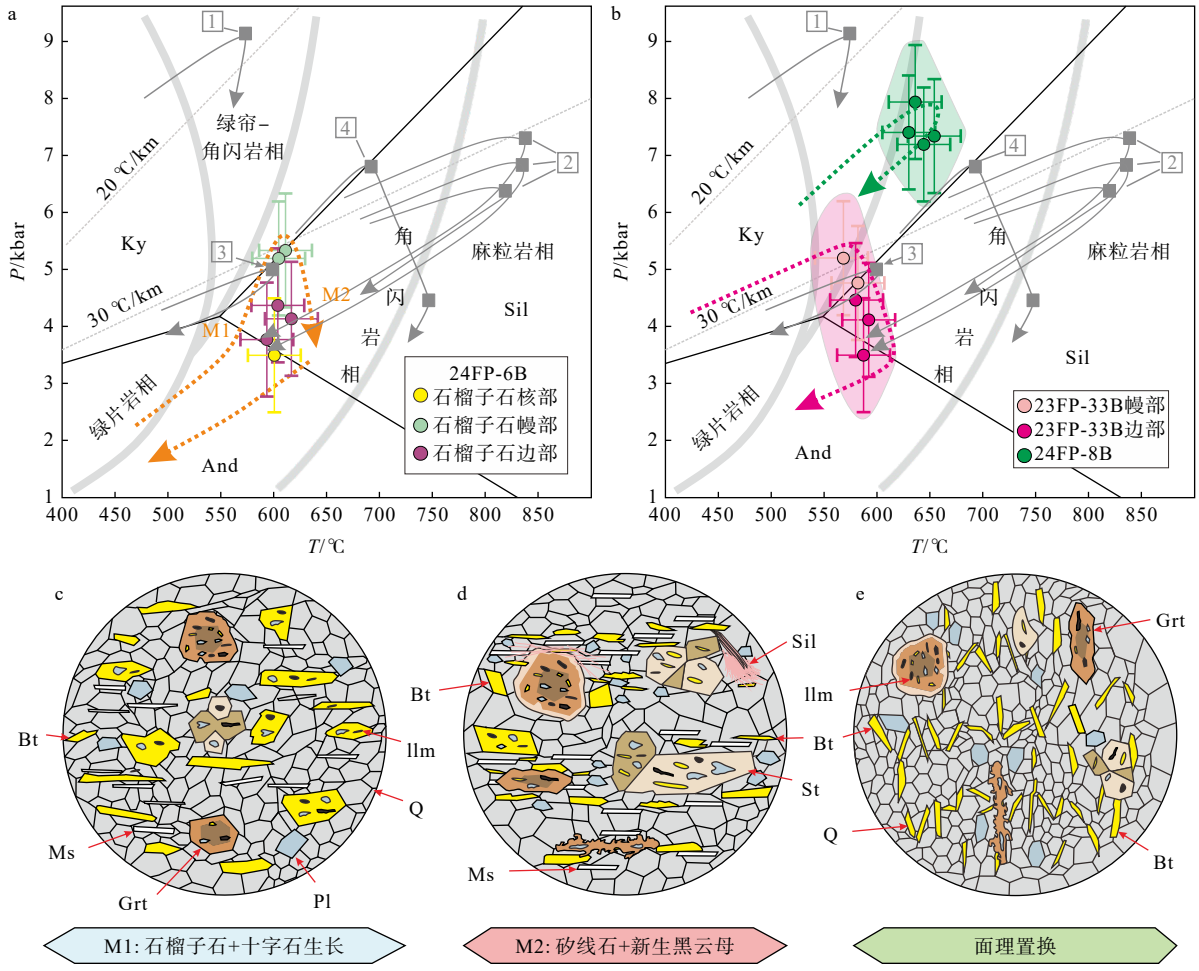
显微构造分析显示十亩地剖面糜棱岩样品（24FP-6B）中石榴子石、十字石变斑晶内石英、黑云母、钛铁矿等矿物包体平行糜棱面理排布，证明该期变质矿物组合为同构造期生长，代表进变质阶段 M1（图 4b—4d）。矿物温压计获得进变质温压条件为 600 ℃/3.5 kbar，而幔部则记录了峰期变质温压条件，达 604～611 ℃/5.2～5.3 kbar（表 1）。十亩地剖面另 1 件糜棱岩样品（23FP-33B）中石榴子石幔部获得的峰期变质温压条件为 568～582 ℃/4.8～5.2 kbar（表 1）。峰期变质条件与在十亩地地区利用 GBPQ 温压计泥质片岩中获得的峰期变质条件 590～605 ℃/4.9～5.1 kbar 基本一致（图 9a; You et al., 2024）。而秧田坝剖面糜棱岩样品（24FP-8B）中，石榴子石的核边成分并未表现出明显的差异，峰期变质矿物（石榴子石−黑云母−斜长石）记录了温压条件更高的峰期变质温压条件 630～654 ℃/7.1～7.86 kbar（表 1; 图 9b）。这也与上文提到的在秧田坝剖面中糜棱岩样品石英组构表现出柱面<*c*>滑移系的特征相吻合。根据样品不同阶段的变质条件，确定了 1 条顺时针 *P*−*T* 轨迹（图 9b）。

对于不同类型中压变质带内岩石的 *P*−*T*−*t* 轨迹的反演模拟表明，岩石在折返过程中会伴随明显的热松弛，如果还存在岩浆底辟作用（韧性剪切带北侧西岔河岩体），则岩石在折返过程中会表现出近等温降压的 *P*−*T* 轨迹（魏春景, 2011; Zhang et al., 2018）。糜棱岩样品（24FP-6B）中矽线石呈毛发状集合体分布在黑云母矿物周围，但并未表现出受韧性剪切变形显著影响，这意味着矽线石可能形成于等温降压事件（M2）地温梯度上升的过程中（图 4c）。该样品石榴子石边部同样记录了近等温降压事件 M2，温压条件为 593～616 ℃/3.5～4.4 kbar（表 1），由此利用石榴子石成分分带绘制出一条顺时针的变质 *P*−*T* 轨迹，识别出等温增压事件 M1 以及等温减压的变质事件 M2 这 2 期变质事件（图 9a、9b）。糜棱岩样品（23FP-33B）同样记录了近等温降压过程中（590～592 ℃/3.5～4.5 kbar）的温压条件（表 1），这意味着研究区向更高地温梯度演化，定义了一条顺时针的变质 *P*−*T* 轨迹（图 9b），显示早期沿大约 30 ℃/km 地温梯度升温升压达到峰期变质的进变质事件 M1 与近等温降压变质事件 M2，指示研究区峰期变质后逐渐进入后碰撞伸展的构造背景下。

已有研究表明佛坪穹隆核部麻粒岩形成于碰撞造山阶段地壳增厚过程中，为碰撞型低压麻粒岩，记录了顺时针的 *P*−*T* 轨迹（图 9a; 魏春景等，1998; 翟刚毅，2000）。随后佛坪地区在后碰撞伸展背景下叠加了 1 期中心式递增变质作用，最终形成佛坪穹隆现今递增变质带特征（图 9a; Liu et al., 2025）。因此韧性剪切带中识别的进变质 M1 阶段应当形成于同一地壳增厚的背景下，峰期变质达到角闪岩相，而等温降压事件 M2 则可能与构造转换与碰撞后伸展背景有关。

5.1.2 变形温压条件

显微构造特征显示，秧田坝剖面长英质糜棱岩样品中，部分石英颗粒具有以颗粒边界迁移（GBM）



Grt—石榴子石；St—十字石；Bt—黑云母；Pl—斜长石；Ms—白云母；Q—石英；Ilm—钛铁矿；Sil—矽线石

灰色 *P–T* 轨迹：1—蓝晶石片岩，佛坪穹隆（魏春景等，1998）；2—麻粒岩，佛坪穹隆核部（You et al., 2024）；3—泥质片岩，佛坪穹隆外围盖层（You et al., 2024）；（4）佛坪穹隆变质沉积盖层（翟刚毅，2000）；

a—此次研究样品 24FP-6B 以及佛坪穹隆核部与盖层的 *P–T* 轨迹成果汇总（Ky 代表蓝晶石域；And 代表红柱石域；Sil 代表矽线石域；图中各色虚线箭头代表 *P–T* 轨迹）；b—糜棱岩样品 24FP-8B 与 23FP-33B 的 *P–T* 轨迹；c—样品进变质过程 M1 中的主要矿物组合；d—样品等温降压过程 M2 中的主要矿物组合；e—糜棱面理 S2 被晚期面理 S3 置换

图 9　秧田坝–十亩地韧性剪切带及临区变质岩样品 *P–T–t* 轨迹与变质变形示意图

Fig. 9　*P–T–t* paths of metamorphic rocks from the Yangtianba–Shimudi ductile shear zone and adjacent areas and sketches of the metamorphism–deformation relationships

(a) Compiled *P–T* trajectories for sample 24FP-6B and the core-cover sequence of the Foping dome (Ky represents the kyanite stability field; And represents the andalusite stability field; Sil represents the sillimanite stability field; The orange, magenta, and green dashed arrows in the diagram represent *P–T* paths.); (b) *P–T* paths of mylonite samples 24FP-8B and 23FP-33B; (c) Representative mineral assemblages during the prograde metamorphic stage (M1) of the samples; (d) Characteristic mineral assemblages during the isothermal decompression stage (M2) of the samples; (e) Structural relationship showing the overprint of the mylonitic foliation S2 by the later foliation S3

Gray *P–T* trajectories 1: Kyanite schist, Foping dome (Wei et al., 1998); 2: Granulite, core of the Foping dome (You et al., 2024); 3: Pelitic schist, peripheral cover of the Foping dome (You et al., 2024); 4: Metasedimentary cover of the Foping dome (Zhai, 2000);

Mineral abbreviations: Grt–garnet; St–staurolite; Bt–biotite; Pl–plagioclase; Ms– muscovite; Q–quartz; Ilm–ilmenite; Sil–sillimanite

动态重结晶特征，局部可见膨凸重结晶（BLG）发育（图 4e）。长石颗粒粒径同石英颗粒相近，呈平行糜棱面理的矩形晶形分布在富集第 2 相矿物层中（以黑云母为主）。上述特征表明韧性变形发生在 400～600℃ 的高绿片岩相到角闪岩相条件下（Stipp et al., 2002a, 2002b; 胡玲等，2009; Law, 2014）。十亩地剖面样品中石英颗粒多呈静态重结晶三联点，表明当韧性剪切作用减弱时，仍处于温度相对较高的

环境中(图 4a—4d)。如果在变形停止时温度相对较高或者晶粒边界富流体的条件下,韧性剪切变形作用减弱时重结晶作用可以促使晶粒向更低的内部能量发展(Passchier and Trouw, 2005)。虽然样品中存在广泛静态重结晶作用,但局部仍保留下早期动态重结晶过程中形成的矿物晶体学优选方位(CPO),因此可以通过矿物晶体学优选方位来进一步分析剪切带变质变形的温压条件。

矿物不同位错滑移系统的激活通常依赖于对应的变形条件,例如温度、压应力、流体活动、应变速率等,因此糜棱岩中不同矿物晶体学优选方位可以很好地反应变形岩石变形过程中的温度条件(Zhang et al., 2012; 2022a; 张康等, 2020; Cheng et al., 2022; Sun et al., 2022),这在其他诸多典型韧性剪切带中已经被广泛应用于对变形温压条件的反演中(Zhang et al., 2017a; 张康等, 2020; Chen et al., 2022; Zhang et al., 2022a; Li et al., 2024)。而其中石英作为地壳中分布最常见的矿物之一,其内部结构对温度变化较为敏感,不同晶格位错滑移系对不同的变形温压环境有较好的响应(Stipp et al., 2002b; Zhang et al., 2012)。十亩地剖面的糜棱岩样品 23FP-33B 和 24FP-6B 中石英主要发育柱面<*a*>滑移系,指示其变形温度约为 550～650 ℃(Stipp et al., 2002a, 2002b; Law, 2014; Sun et al., 2022; 孙圣思等, 2024)。而秧田坝剖面的 24FP-8B 和 24FP-15B 样品表现石英出以柱面<*c*>滑移和柱面<*a*>滑移系共同激活为特征,说明该剖面局部变形温度可能达约 650 ℃,形成于富水高角闪岩相条件下(Stipp et al., 2002a, 2002b; Law, 2014; 孙圣思等, 2024)。因此剪切带韧性剪切变形可能主要发生在约 550～650 ℃ 中下地壳角闪岩相条件下。研究区部分糜棱岩样品(23FP-15B)中少量石英颗粒发育 BLG 重结晶(图 4e),通常被认为在低于 400 ℃ 的绿片岩相条件下发育,可能形成于韧性剪切带晚期活动过程中。研究区中第 2 期变形为早期糜棱面理 S2 被紧闭等斜褶皱轴面以及褶劈理置换为晚期 S3 面理的现象,为剪切带在折返至地表过程中受晚期褶皱变形叠加改造形成。

5.2 变形机制与变质变形关系

5.2.1 变形几何学与动力学

野外观测与显微构造分析表明,秧田坝−十亩地剪切带具有高倾角的糜棱面理以及缓倾的矿物拉伸线理,发育顶面向东的右行韧性剪切变形(图 3)。通过 Fry 法从糜棱岩样品定向薄片中计算获得的 K 值在 1.95～4.87 之间(附图 2, 表 2),Fillin 图解表明糜棱岩样品中间主应变轴与最小主应变均发生收缩应变,显示扁长的紧缩形态(LS 构造岩)。有限应变/石英 c-轴构造(R_{XZ}/β)方法测量获得的涡度值在 0.28～0.49 之间,指示剪切带主要受纯剪切作用控制(65%～80%; 图 7c)。

为进一步探讨剪切带在纯剪切作用主导下的变形特征,根据运动学涡度值进一步计算瞬时拉伸轴(*ISA*)方向。瞬时拉伸轴通常用于描述在变形过程中某一时刻中最大与最小的延伸方向,其中最小拉伸轴 ISA_{min} 代表了最大收缩方向,而最大拉伸轴 ISA_{max} 代表了最大拉伸方向(Fossen, 2016)。在涡度数 W_k 图中获得 η 角为 9°～15°(图 7d),说明最大瞬时拉伸轴 ISA_{max} 与剪切边界近乎平行,而最小拉伸轴与剪切边界接近垂直,指示糜棱岩样品发生了平行剪切边界方向的伸展以及垂直剪切边界方向的收缩。研究表明压扭性剪切带通常形成于斜向汇聚过程中地壳变形带,其应变在宏观或微观上的分异导致非共轴简单剪切以及共轴纯剪切作用不同程度影响了韧性剪切带内岩石(Dewey et al., 1998; Wu et al., 2024)。当远场力简单剪切分量在韧性剪切带中斜向角度小于 20°时,简单剪切分量可以导致压扭性剪切带中内部塑性变形物质发生低角度水平拉伸,表现为近水平或中等倾斜的线理以及近垂直面理,这与研究区剪切带野外构造特征一致,表明在渐进压扭过程中的韧性变形(Dewey et al., 1998)。此外野外观测还可见韧性剪切带局部形成具有相反剪切运动学特征的指示体以及面理走向的变化,进一步支持了双向压缩分量的存在(Fossen and Cavalcante, 2017; Wu et al., 2024)。因此,推断秧田坝−十亩地剪切带记录了沿构造走向方向走滑和垂直构造走向方向缩短的过程,形成纯剪切作用主导的右行剪切,表现出压扭性剪切带的特征。

韧性剪切带中的 L 构造岩通常在陆陆碰撞造山带内发育,与造山带走向近平行分布(Das et al., 2016, 2021)。研究表明 L 与 LS 构造岩常发育在双向收缩应变下,其动力学来源主要为碰撞造山作用背景下的板块边界挤压以及造山带重力垮塌作用(向必伟等, 2024)。在碰撞造山阶段,加厚地壳相较于正常地壳具有显著的重力势能差异。由于地壳增厚程度呈现造山带中心向边缘递减的趋势,由此引发的地壳垂向垮塌收缩应变也随之向边缘减弱。这种应变空间分异在研究区表现为以垂直造山带走向的边界板块提供的南北向水平挤压应力

为主导、加厚岩石圈的重力垮塌提供的垂向上的挤压应力共同作用的构造背景，继而促使韧性变形的岩石发生平行造山带走向方向的侧向挤出（Das et al., 2016, 2021）。用于测试的 3 个糜棱岩样品均为 LS 型构造岩，与 L 型构造岩不同的是，样品均表现出良好的糜棱面理。这是由于秧田坝−十亩地剪切带韧性变形过程中，最大拉伸应变始终在 *X* 轴（最大主应变轴）方向而最大缩短应变率始终沿着 *Y* 轴（中间主应变轴），因此表现为平行 *X* 轴方向的拉伸线理以及以 *Y* 轴为法线的糜棱面理，而动力学背景则表现为由板块边界挤压提供的水平方向上的应力可能显著大于加厚地壳垮塌产生垂向应力（向必伟等，2024）。由此推断在研究区内表现出以水平挤压为主，垂向重力挤压其次的双向收缩应变，继而导致研究区内存在显著的东西向水平矿物拉伸线理以及近直立糜棱面理。

5.2.2　变质变形耦合关系

十亩地−秧田坝韧性剪切带的变质与变形过程反映了构造−热事件在时空上的复杂耦合关系。研究显示，剪切带内岩石在韧性变形前发生过变质事件（M1），表现为石榴子石、十字石等变质矿物的同构造生长。GBPQ 矿物温压计计算结果显示变质峰期温压条件约为 568～611 ℃/5.2～5.3 kbar 以及 630～654 ℃/7.1～7.9 kbar（表 1），对应大约 25～30 ℃/km 的地温梯度，表明此时区域地层普遍经历了一段升温升压或等温升压的进变质过程，变质温压条件达到角闪岩相（图 9a）。这一过程与碰撞造山阶段地壳增厚相关，同时中深构造层次的压扁作用使早期沉积层理 S0 被完全置换为变质面理 S1（图 9c）。

秧田坝−十亩地剪切带形成于峰期变形后，以广泛发育近直立透入性糜棱面理与东西向矿物拉伸线理为特征，S-C 组构或层间不对称褶皱指示其具有右行剪切的运动学指向（图 3e）。石英以柱面 <*a*> 滑移系激活为主（550～650 ℃）并发育颗粒边界迁移动态重结晶（GBM）指示高温变形条件，表明韧性剪切形成于中高温角闪岩相条件下（图 6）。因此，秧田坝−十亩地剪切带的形成可能得益于角闪岩相峰期变质温压条件对岩石塑性的增强。运动学涡度及有限应变分析表明，韧性剪切带表现 60%～80% 的纯剪切分量，带内糜棱岩发生双向收缩与单轴拉伸应变（LS 型构造岩），这表明其形成于板块边界水平方向上南北向应力主导而加厚地壳垮塌的垂向应力共同作用背景下（图 7），造成物质发生南北向缩短与侧向挤出，最终高温环境以及差应力的积累促使研究区形成韧性剪切变形。因此，认为韧性剪切带形成于碰撞向后碰撞伸展的过渡阶段。随后研究区进入伸展阶段，在韧性剪切带中发育一期等温降压事件 M2（590～616 ℃/3.5～4.5 kbar），显示地温梯度升高（>30 ℃/km），并在黑云母、石英颗粒间形成毛发状矽线石集合体（图 9d）。部分石榴子石边部与接触的新生黑云母颗粒间发生新的成分交换记录下这 1 期变质事件（图 9d）。该期事件发生于后碰撞伸展背景下的区域退变质过程中，并可能受到北侧西岔河岩体侵位扰动（图 2）

剪切带内 D2 期构造变形在研究区内局部地区发育，形成于韧性剪切带折返过程中，表现为在浅中构造层次，早期糜棱面理 S2 被褶皱与褶劈理进一步改造，矿物重新排列组成了面理 S3（图 9e）。

研究区变质变形主要形成于碰撞向后碰撞转换过程中。碰撞造山阶段，南北向挤压引发地壳增厚，发生升温升压或近等温升压的角闪岩相变质（M1）以及变质面理 S1。构造转换阶段，双向挤压应力导致右行韧性剪切变形（侧向挤出），形成透入性糜棱面理 S2 与东西向拉伸线理（D1），并导致差应力释放。韧性剪切变形晚期区域进入后碰撞伸展阶段，重力垮塌、岩浆扰动等事件导致区域形成等温降压事件（M2）。随后剪切带在折返过程中受褶皱以及褶劈理（D2）改造局部被置换为面理 S3。总体来看时间上韧性剪切带内变质变形并不同期发生，存在解耦，而空间上韧性剪切带变质变形温压条件存在差异，但其变质变形成因间却存在紧密联系。

5.3　构造过程的时限

根据上述对变质变形事件关系的讨论，秧田坝−十亩地剪切带的变质变形过程可能存在 2 个关键时间节点：①地壳增厚过程中进变质事件 M1 的时代；②进变质作用达到峰期温压条件并开始向等温降压事件 M2 转变的转换阶段，该转换阶段也意味着秧田坝−十亩地剪切带韧性剪切变形的发生时间。

佛坪地区麻粒岩的变质锆石中识别出其峰期变质时代为 201～188 Ma（刘志慧等，2019）。而对佛坪穹隆核部上覆变质等级不同的上中下 3 套变质沉积地层中变泥质岩独居石 SHRIMP U-Pb 年代学测试获得了 2 组年龄，1 组为 214～210 Ma，认为与挤压环境下的地壳增厚有关，另 1 组为 207～197 Ma，解释为伸展环境下晚期热变质事件（Liu et al.,

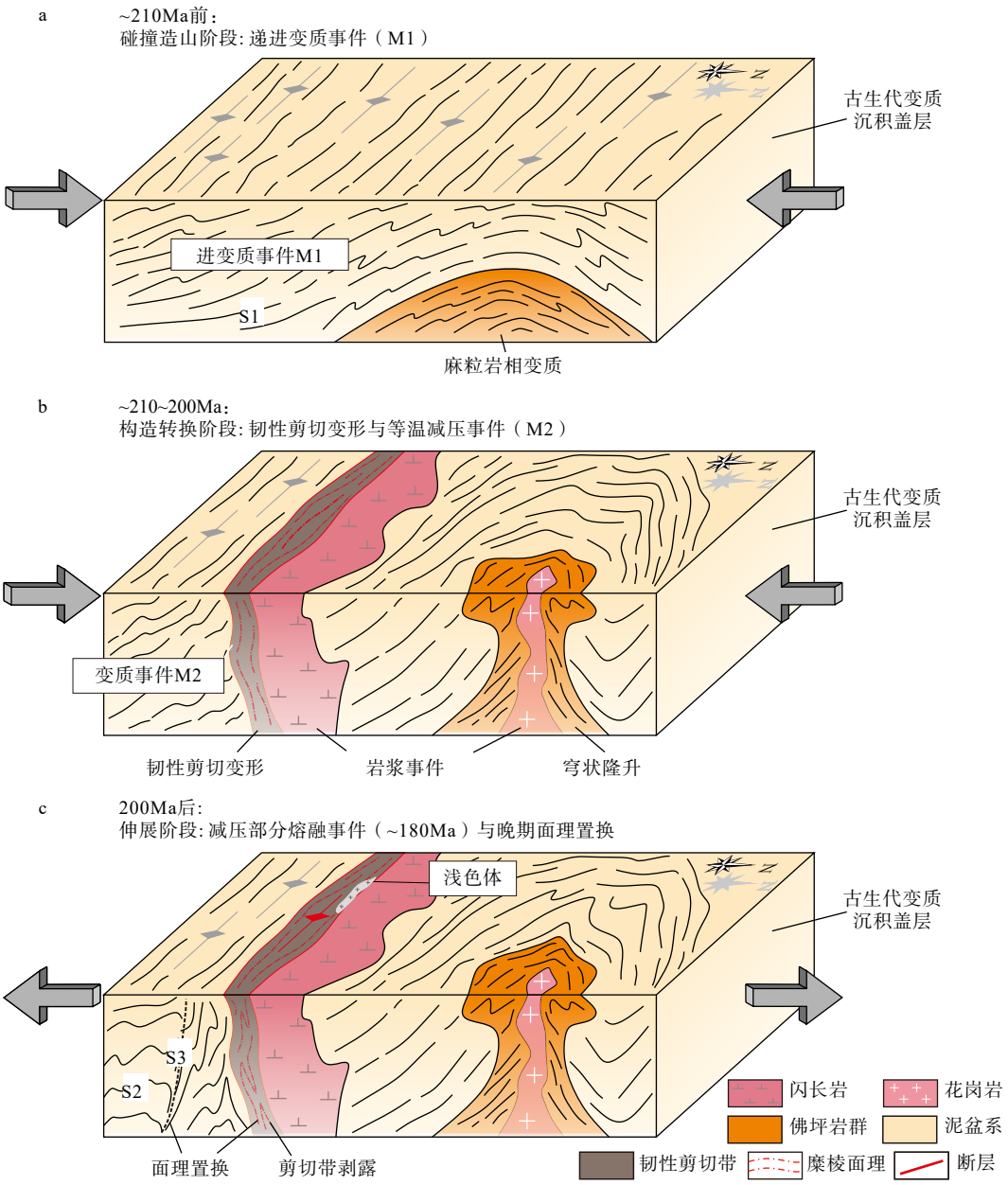
2025)。在佛坪穹隆外围变质沉积盖层中也有相关变质年代学记录,变泥质岩的独居石 SHRIMP U-Pb 定年结果为 203 Ma 和 199 Ma(陈龙耀等, 2019; 图 2a),石榴子石矽线石片麻岩锆石边部 U-Pb 年龄指示变质时代为 196 Ma(刘志慧等, 2019)。因此,认为在 210 Ma 前碰撞造山阶段地壳增厚过程中佛坪地区发生递进变质作用并达到峰期变质条件,到晚三叠世 210～200 Ma 佛坪地区处于碰撞向后碰撞伸展的转变过程中,受控于碰撞后伸展作用叠加了第 2 期热变质事件。另外,佛坪地区的岩浆活动对研究构造背景和对应时代也有很好的指示意义,包括五龙(208 Ma, Qin et al., 2008a, 2008b, 218 Ma, Jiang et al., 2010; 218～210 Ma, Zhang et al., 2018, 2019),西岔河(210 Ma, 张成立等, 2008; 214 Ma, Qin et al., 2008a),东江口(219 Ma, Jiang et al., 2010),华阳(221～215 Ma, 张宗清等, 2004)等。上述岩体形成于 208 Ma 以前,表现为偏铝质到过铝质和中钾至高钾的钙碱性岩石,亏损 HFSE、Nb 和 Ta,形成于地壳增厚的岛弧或者碰撞背景(刘树文等, 2011; Dong et al., 2012; Dong and Santosh, 2016)。五龙岩体中闪长质片麻岩的锆石 U-Pb 年代学结果为 216～210 Ma,结合穹隆核部 2 类由不同岩石单元部分熔融形成的混合岩中获得的约 214～210 Ma 的锆石 U-Pb 年代学结果,认为 215 Ma 佛坪地区已处于碰撞造山阶段(Zhang et al., 2016)。佛坪北侧秦岭梁地区还识别出俯冲相关闪长岩,其形成时代为 217 ± 1.5 Ma,而龙草坪花岗闪长岩中获得的 189.3 ± 2.9 Ma 约束了碰撞后垮塌的时代(Dong et al., 2012)。上述变质与岩浆事件的年代学工作表明佛坪地区在大约 220～210 Ma 期间可能处于同碰撞造山阶段,并发生大规模地壳增厚事件,符合石榴子石的核幔部位记录下的 M1 期进变质过程的 P–T 轨迹(图 9a、9b)。随后佛坪地区逐渐受到加厚地壳拆沉与造山带垮塌影响(210 Ma 之后),研究区开始发育以高地温梯度和压力减小为特征的等温降压变质事件 M2。

有限应变分析以及变形变质温压条件研究表明韧性剪切变形发生在由碰撞造山向碰撞后伸展阶段转换的过程中,结合对佛坪地区变质以及岩浆作用的研究成果认为,210 Ma 以前区域处于碰撞造山阶段,而到 200 Ma 以后区域已完全处于碰撞后伸展的构造体制控制下。此外,剪切带中秧田坝地区细粒花岗岩样品的锆石 U-Pb 定年结果显示韧性剪切带活动可能早于 201.1 ± 1.5 Ma(刘志慧等, 2019),而十亩地东南的含电气石伟晶岩以及混合岩化浅色体样品的锆石 U-Pb 年龄显示剪切带韧性变形事件应该在 215～205 Ma(Li et al., 2022)。因此,韧性剪切变形发生时间应当在大约 210～200 Ma。

减压部分熔融的发生标志着地区受加厚地壳的快速垮塌以及造山带伸展作用控制(Rey et al., 2001)。此次研究中秧田坝剖面北段混合岩的浅色体年龄为 180.8 ± 3.8 Ma(图 8),约束了等温降压事件 M2 导致的减压部分熔融的时代。而龙草坪南部混合岩化英云闪长岩的浅色体的锆石 U-Pb 年代学结果 182 Ma 以及佛坪地区混合岩中的部分熔融事件时代相近(195 Ma),代表加厚地壳垮塌背景下变质沉积岩部分熔融时代(查显锋, 2010; Zhang et al., 2018)。在佛坪穹隆核部以及剪切带秧田坝段均发现有形成年代相近的混合岩化作用。因此,认为佛坪地区在 210～200 Ma 期间已经进入到构造体制转换阶段,在此期间发生等温降压变质事件 M2(图 10b),到 195～180 Ma 完全受碰撞后伸展构造体制控制,并发育 1 期部分熔融事件(图 10c)。而佛坪穹隆南侧韧性剪切带中部分熔融可能形成于西岔河地区低 Sr/Y 花岗岩侵位(约 196～192 Ma)以及后碰撞伸展阶段的降压过程(Zhang et al., 2018)。此外,区域内 1 期以紧闭褶皱和褶劈理为特征的面理置换现象,代表了 D2 期构造变形,其形成深度通常位于绿片岩相的中浅构造层次,代表了高温韧性剪切带抬升至更浅的地表层次过程中区域构造应力对于剪切带构造形态的进一步改造(图 10c)。

5.4 晚三叠世到早侏罗世佛坪地区构造体制转换

中—晚三叠世(大约 237～225 Ma),华南板块北缘与南秦岭构造带沿勉略缝合带发生碰撞后,南秦岭构造带进入碰撞造山阶段(Dong et al., 2021)。该时期区域内岩浆活动较少,存在明显的岩浆间断期特征(Hu et al., 2020)。碰撞造山作用促使勉略缝合带中物质快速折返,白云母钠长石石英片岩 ^{40}Ar-^{39}Ar 年代学结果为 227～220 Ma(Li et al., 1999),而协调陆内变形的左行韧性剪切带的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年代学结果显示其变形时代为 223.4 ± 1.8 Ma(Chen et al., 2010),约束了陆陆碰撞的时限。碰撞造山背景下南秦岭构造带发生了一系列快速的区域抬升、地壳加厚、区域变质以及大规模花岗岩的侵入。随后大量形成于大约 225～210 Ma 的 I 型花岗岩的年代学以及地球化学特征表明此时碰撞造山作用可能逐渐达到顶峰(Dong et al., 2012; Qin et al., 2013; Zhang et al.,



灰色箭头代表不同构造演化阶段挤压或伸展的应力背景

a—碰撞造山阶段，佛坪地区发育递进变质作用(M1)；b—构造体制转换阶段，等温降压变质事件 M2 与韧性剪切带的形成；c—区域完全进入碰撞后伸展阶段，发育减压部分熔融，随后在晚期中高级变质岩折返过程叠加面理置换

图 10　秧田坝–十亩地韧性剪切带变质变形演化

Fig. 10　Metamorphic and deformational evolution of the Yangtianba–Shimudi ductile shear zone

(a) The collisional orogenic stage during which the Foping area underwent progressive metamorphism (M1); (b) The tectonic regime transitional stage marked by the isothermal decompression metamorphic event (M2) and the development of ductile shear zones; (c) The regional transition into a post-collisional extensional regime, characterized by decompression-induced partial melting, followed by foliation transposition during the exhumation of late-stage mid- to high-grade metamorphic rocks; The gray arrows represent the stress regimes (compression or extension) during different stages of tectonic evolution.

2016; 刘志慧等, 2019; You et al., 2024）。佛坪地区碰撞相关的岩浆活动在穹隆周围形成例如五龙花岗闪长岩、西岔河英云闪长岩等埃达克质的花岗岩（张成立等，2008; Qin et al., 2008a, 2008b），以及五龙、西岔河、东江口、华阳等一系列钙碱性岩浆岩和大量中基性包体（Liu et al., 2011; Dong et al., 2012; Dong and Santosh, 2016）。该时期（大约 220～210 Ma）岩浆岩中 Sr/Y 以及 $(La/Yb)_N$ 比值显示此时地壳

厚度达到顶峰(Hu et al., 2020),表明此前南秦岭构造带发生了大规模的地壳增厚,但该时期加厚地壳并未发生拆离(Hu et al., 2020; Liu et al., 2025)。不过,强烈的壳幔相互作用使得该时期南秦岭构造带中段地壳热流值升高,引发了区域递进变质事件,在局部变质温压条件达麻粒岩相,形成佛坪地区与加厚地壳相关的低压相系麻粒岩(～237～200 Ma均有变质年龄报道;图 10a; 杨崇辉等, 1999; 刘志慧等, 2019; You et al., 2024)。在秧田坝−十亩地剪切带中识别出的递进变质事件M1也形成于上述构造背景下,大约210 Ma以前,递进变质事件M1使区域达到峰期变质温压条件,在研究区形成以石榴子石、十字石、黑云母等特征变质矿物组合,表明研究区在该时期发生角闪岩相变质(图 10a),这可能也为后续韧性剪切变形提供了良好的温压条件(Li et al., 2024)。

晚三叠世末(大约210～200 Ma后),秦岭造山带进入到碰撞造山到碰撞后伸展的构造体制转换阶段(刘志慧等, 2019; Liu et al., 2025)。受软流圈上涌影响,南秦岭构造带开始发生伸展垮塌,加厚地壳发生部分熔融在南秦岭构造带内形成了一系列中地壳变质沉积岩熔融形成的高硅花岗岩(Hu et al., 2020; Qiu et al., 2023)。该时期岩浆岩的Sr/Y以及$(La/Yb)_N$比值表明南秦岭构造带加厚地壳在210～200 Ma发生了快速的减薄(Hu et al., 2020)。与此同时佛坪穹隆发生了约7～8 km的大幅度隆升(图 10b),在盖层中记录下升温降压的顺时针P-T轨迹,在基底则表现为降温降压过程(翟刚毅, 2000)。独居石U-Pb年代学表明,佛坪穹隆核部镁铁质以及泥质麻粒岩在大约209～198 Ma经历了角闪岩相退变质作用(You et al., 2024),而穹隆中变质程度不同的上中2个单元也在大约207～197 Ma叠加了伸展背景下角闪岩相变质事件(Liu et al., 2025),表明该时期佛坪穹隆整体发生隆升并发育第2期变质作用。在碰撞造山向碰撞后伸展阶段转换早期,占主导的南北向应力以及加厚地壳垮塌产生的垂向应力导致研究区发生韧性剪切变形(图 10b)。研究表明陆陆碰撞造山期间高级变质岩与花岗质岩石穹隆状抬升是大陆内部变形的代表性构造,在收缩体制下中下地壳物质的垂向隆升剥露与侧向挤出以及穹隆边界走滑韧性剪切带为调节大陆内部变形起到关键作用,而走滑韧性剪切变形也进一步促进了穹隆垂向剥露,这在喜马拉雅东构造节以及嘉黎−雪龙山−点苍山−哀牢山高应变带等诸多地区中均有很好体现(Zhang et al., 2017b, 2022b; 张康等, 2020)。秧田坝−十亩地韧性剪切带的形成促进了穹隆上覆盖层的应力释放,因此也可能是佛坪穹隆快速隆升的成因之一。剪切带区域等温降压变质事件M2也发生在构造体制转换阶段并持续到200 Ma以后(图 10b),形成以矽线石、新生黑云母以及石榴子石、十字石为主等特征变质矿物组合,部分地区石英矿物发生重结晶覆盖了早期糜棱岩化过程中动态重结晶作用的痕迹(图 9d)。该期变质事件同样也导致秦岭佛坪地区变质结晶岩系受到变质作用进一步改造。

早侏罗世(大约200 Ma以后),持续的碰撞后伸展作用导致南秦岭地壳在早中侏罗世(大约200～160 Ma)快速减薄,继而普遍发育伸展拆离断层、零星的山间裂陷盆地以及相关的沉积作用。龙草坪地区约189 Ma的花岗闪长岩以及华阳与西岔河约192～198 Ma岩体表明该时期佛坪地区已处于后造山伸展垮塌阶段(Liu et al., 2011; Dong et al., 2012)。因此认为早侏罗世(200 Ma后)佛坪地区受控于碰撞后伸展背景,在秧田坝北段条带状混合岩浅色体中获得的180.8 ± 3.8 Ma以及在佛坪地区195～182 Ma的混合岩化浅色体年龄表明,该时期持续的伸展作用在佛坪地区形成1期减压部分熔融事件(图 10c)。

综上所述,晚三叠世(～210 Ma以前)碰撞造山作用导致剪切带区域发育进变质事件M1。在210～200 Ma碰撞造山作用开始向碰撞后伸展作用转变,在秧田坝−十亩地地区形成以纯剪切分量为主的右行韧性剪切变形(D1)并在剪切带中开始发育近等温降压的变质事件M2。200 Ma以后,佛坪地区受碰撞后伸展作用控制。到180 Ma,在剪切带北部发生减压部分熔融事件形成顺层浅色体。随后折返到浅地表层次过程中,D2期构造变形改造了糜棱面理表现为一系列等斜褶皱与褶劈理的形成(图 3d, 3h)。

6 结论

(1) 野外构造解析、显微构造、运动学涡度以及有限应变分析表明,佛坪穹隆南缘秧田坝−十亩地剪切带形成于碰撞造山到碰撞后伸展转换阶段,带内长英质糜棱岩受控于双向收缩应变,发育以纯剪切为主的中温右行韧性剪切变形,部分糜棱面理在后期折返过程中发生面理置换。

(2) 石榴子石−黑云母−斜长石矿物温压计计算结果表现出顺时针的 *P*−*T* 轨迹，其中进变质事件 M1 峰期变质条件达到 568～611 ℃/5.2～5.3 kbar，630～654 ℃/7.1～7.9 kbar；等温降压事件 M2 的温压条件为 590～616 ℃/3.5～4.5 kbar。结合糜棱岩中石英发育柱面<*a*>滑移系与柱面<*c*>滑移系，表明韧性剪切带变质变形发生在大约 550～650 ℃ 的角闪岩相条件下，并经历等温降压变质事件 M2 的叠加改造。

(3) 秧田坝−十亩地韧性剪切带内的条带状混合岩浅色体锆石 U-Pb 测年结果为 180.8 ± 3.8 Ma，代表了 1 期减压部分熔融事件，野外构造特征显示其形成于韧性剪切变形之后，限定了变形时代的下限，标志着该时期佛坪地区已进入伸展阶段。

(4) 佛坪穹隆南缘秧田坝−十亩地剪切带记录了多期变质变形事件。～210 Ma 以前研究区受碰撞造山作用与地壳增厚过程控制，发育进变质事件 M1。随后在～210～200 Ma 期间研究区进入由碰撞造山作用向碰撞后伸展作用转变的过渡阶段，区域应力集中导致在佛坪穹隆南缘发育右行韧性剪切变形发生，随后等温降压变质事件 M2 发生并部分改造了糜棱面理。200 Ma 后，佛坪地区受碰撞后伸展作用控制，在～180 Ma 韧性剪切带内发育减压部分熔融，形成条带状混合岩。晚期变形发生在减压部分熔融事件后，糜棱面理 S2 受到褶劈理或褶皱的改造发生面理置换。

References

BROWNLEE S J, HACKER B R, SALISBURY M, et al., 2011. Predicted velocity and density structure of the exhuming Papua New Guinea ultrahigh - pressure terrane[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B8): B08206.

CHENG C, SUN S S, DONG Y P, et al., 2022. Exhumation of plutons controlled by boundary faults: insights from the kinematics, microfabric, and geochronology of the Taibai shear zone, Qinling Orogen, China[J]. Geological Society of America Bulletin, 134(11-12): 2723-2744.

CHEN H, HU J M, WU G L, et al., 2010. Study on the intracontinental deformation of the Mian–Lue suture belt, western Qiling[J]. Acta Petrologica Sinica, 26(4): 1277-1288. (in Chinese with English abstract)

CHEN L Y, LIU Z H, LIU X C, et al., 2019. Metamorphism and its relation of Magmatism of the Foping gneiss dome in the South Qinling tectonic belt[J]. Earth Science, 44(12): 4178-4185. (in Chinese with English abstract)

CHEN S Y, ZHANG B, ZHANG J J, et al., 2022. Tectonic transformation from orogen-perpendicular to orogen-parallel extension in the North Himalayan Gneiss Domes: evidence from a structural, kinematic, and geochronological investigation of the Ramba gneiss dome[J]. Journal of Structural Geology, 155: 104527.

DAS J P, BHATTACHARYYA K, MOOKERJEE M, et al., 2016. Kinematic analyses of orogen–parallel L–tectonites from Pelling–Munsiari thrust of Sikkim Himalayan fold thrust belt: insights from multiple, incremental strain markers[J]. Journal of Structural Geology, 90: 61-75.

DAS J P, BHATTACHARYYA K, MAMTANI M A, 2021. A kinematic approach for investigating magnetic and strain fabrics from constrictional and flattening domains of shear zones in Sikkim Himalayan fold thrust belt[J]. Journal of Structural Geology, 149: 104388.

DEWEY J F, HOLDSWORTH R E, STRACHAN R A, 1998. Transpression and transtension zones[M]//HOLDSWORTH R E, STRACHAN R A, DEWEY J F. Continental transpressional and transtensional tectonics. London: Geological Society, London, Special Publications, 135(1): 1-14.

DONG Y P, ZHANG G W, NEUBAUER F, et al., 2011. Tectonic evolution of the Qinling Orogen, China: review and synthesis[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 41(3): 213-237.

DONG Y P, LIU X M, ZHANG G W, et al., 2012. Triassic diorites and granitoids in the Foping area: constraints on the conversion from subduction to collision in the Qinling orogen, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 47: 123-142.

DONG Y P, SANTOSH M, 2016. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China[J]. Gondwana Research, 29(1): 1-40.

DONG Y P, ZHANG G W, SUN S S, et al., 2019. The "cross–tectonics" in China continent: formation, evolution, and its significance for continental dynamics[J]. Journal of Geomechanics, 25(5): 769-797. (in Chinese with English abstract)

DONG Y P, SUN S S, SANTOSH M, et al., 2021. Central China Orogenic Belt and amalgamation of East Asian continents[J]. Gondwana Research, 100: 131-194.

FLINN D, 1962. On folding during three–dimensional progressive deformation[J]. Quarterly Journal of the Geological Society, 188(1-4): 385-428.

FOSSEN H, TIKOFF B, 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression–transtension tectonics[J]. Journal of Structural Geology, 15(3-5): 413-422.

FOSSEN H, 2016. Structural geology[M]. Cambridge: Cambridge University Press.

FOSSEN H, CAVALCANTE G C G, 2017. Shear zones–a review[J]. Earth-Science Reviews, 171: 434-455.

FOSTER M D, 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas[R]. Washington: United States Government Printing Office.

FRY N, 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks[J]. Tectonophysics, 60(1-2): 89-105.

HAN Y G, YAN D P, LI Z L, 2015. A new solution for finite strain measurement by fry method in the CorelDRAW platform[J]. Geoscience, 29(3): 494-500. (in Chinese with English abstract)

HE Z J, NIU B G, REN J S, 2005. Tectonic discriminations of sandstones geochemistry from the middlelate devonian liuling group in Shanyang area, southern Shaanxi[J]. Chinese Journal of Geology, 40(4): 594-607. (in Chinese with English abstract)

HOLDAWAY M J, 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet–biotite geothermometer[J]. American Mineralogist, 85(7-8): 881-892.

HU F Y, LIU S W, DUCEA M N, et al., 2020. Early Mesozoic magmatism and tectonic evolution of the Qinling Orogen: implications for oblique

continental collision[J]. Gondwana Research, 88: 296-332.

HU L, LIU J L, JI M, et al. , 2009. Deformation microstructure identification manual[M]. Beijing: Geology Press. (in Chinese)

JI S C, SHAO T B, MICHIBAYASHI K, et al., 2015. Magnitude and symmetry of seismic anisotropy in mica– and amphibole–bearing metamorphic rocks and implications for tectonic interpretation of seismic data from the southeast Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(9): 6404-6430.

JIANG Y H, JIN G D, LIAO S Y, et al., 2010. Geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, central China: implications for a continental arc to continent–continent collision[J]. Lithos, 117(1-4): 183-197.

LAW R D, SEARLE M P, SIMPSON R L, 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet[J]. Journal of the Geological Society, 161(2): 305-320.

LAW R D, 2014. Deformation thermometry based on quartz *c*–axis fabrics and recrystallization microstructures: a review[J]. Journal of structural Geology, 66: 129-161.

LI J Y, WANG Z Q, ZHAO M, 1999. $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constraints on the timing of collisional orogeny in the Mian–Lüe collision belt, southern Qinling Mountains[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 73(2): 208-215.

LI J Y, ZHANG J, LIU J F, et al., 2019. Crustal tectonic framework of China and its formation processes: constraints from stuctural deformation[J]. Journal of Geomechanics, 25(5): 678-698. (in Chinese with English abstract)

LI S K, ZHANG Y Q, JI J Q, et al., 2022. Orogen–parallel mid–lower crustal ductile flow during the late Triassic Qinling orogeny: structural geology and geochronology[J]. International Geology Review, 64(11): 1611-1634.

LI Z Q, ZHANG B, GUO L, et al., 2024. Slab tear of subducted Indian lithosphere beneath the eastern Himalayan Syntaxis region[J]. Tectonics, 43(7): e2024TC008248.

LIU S W, YANG P T, LI Q G, et al., 2011. Indosinian granitoids and orogenic processes in the middle segment of the Qinling Orogen, China[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 41(6): 1928-1943. (in Chinese with English abstract)

LIU Z H, LUO M, CHEN L Y, et al., 2018. Stratigraphic framework and provenance analysis in the Foping area, the South Qinling tectonic belt: constraints from LA–ICP–MS U–Pb dating of detrital zircons from the metasedimentary rocks[J]. Acta Petrologica Sinica, 34(5): 1484-1502. (in Chinese with English abstract)

LIU Z H, CHEN L Y, QU W, et al., 2019. Early Mesozoic metamorphism, Anataxis and deformation of Foping area in South Qinling belt: constrains from U–Pb Zircon dating[J]. Acta Geoscientica Sinica, 40(4): 545-562. (in Chinese with English abstract)

LIU Z H, LIU X C, CHEN L Y, et al., 2024. Zircon U–Pb dating of the Dizhuanggou Formation, Changjiaoba Group in the South Qinling Belt and its tectonic significance[J]. Journal of Geomechanics, 30(6): 1012-1027. (in Chinese with English abstract)

LIU Z H, CHEN L Y, LIU X C, et al., 2025. Petrological and geochronological constraints on the genesis of the Foping gneiss dome, South Qinling Belt, central China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 277: 106406.

LUDWIG K R, 2003. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley: Berkeley Geochronology Center: 1-70.

NACHIT H, IBHI A, ABIA E H, et al., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites[J]. Comptes Rendus Geoscience, 337(16): 1415-1420.

O'BRIEN P J, 1999. Asymmetric zoning profiles in garnet from HP–HT granulite and implications for volume and grain–boundary diffusion[J]. Mineralogical Magazine, 63(2): 227-238.

PASSCHIER C W, TROUW R A J, 2005. Microtectonics[M]. 2nd ed. Berlin Heidelberg: Springer.

QIN J F, LAI S C, LI Y J, 2008a. Slab breakoff model for the Triassic post–collisional adakitic granitoids in the Qinling Orogen, Central China: zircon U–Pb ages, geochemistry, and Sr–Nd–Pb isotopic constraints[J]. International Geology Review, 50(12): 1080-1104.

QIN J F, LAI S C, WANG J, et al., 2008b. Zircon LA–ICP–MS U–Pb age, Sr–Nd–Pb isotopic compositions and geochemistry of the Triassic post–collisional Wulong adakitic granodiorite in the South Qinling, central China, and its petrogenesis[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 82(2): 425-437.

QIN J F, LAI S C, LI Y F, 2013. Multi–stage granitic magmatism during exhumation of subducted continental lithosphere: evidence from the Wulong pluton, South Qinling[J]. Gondwana Research, 24(3-4): 1108-1126.

QIU K F, DENG J, HE D Y, et al., 2023. Evidence of vertical slab tearing in the Late Triassic Qinling Orogen (central China) from multiproxy geochemical and isotopic imaging[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 128(4): e2022JB025514.

REY P, VANDERHAEGHE O, TEYSSIER C, 2001. Gravitational collapse of the continental crust: Definition, regimes and modes[J]. Tectonophysics, 342(3-4): 435-449.

RUBATTO D, 2017. Zircon: the metamorphic mineral[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 83(1): 261-295.

Shaanxi Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, 1989. Regional geology of Shaanxi province[M]. Beijing: Geology Press. (in Chinese)

SIMONETTI M, CAROSI R, MONTOMOLI C, et al., 2020a. Transpressive deformation in the southern European variscan belt: new insights from the aiguilles rouges massif (western alps)[J]. Tectonics, 39(6): e2020TC006153.

SIMONETTI M, CAROSI R, MONTOMOLI C, et al., 2020b. Timing and kinematics of flow in a transpressive dextral shear zone, Maures Massif (southern France)[J]. International Journal of Earth Sciences, 109(7): 2261-2285.

STIPP M, STÜNITZ H, HEILBRONNER R, et al., 2002a. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C[J]. Journal of Structural Geology, 24(12): 1861-1884.

STIPP M, STÜNITZ H, HEILBRONNER R, et al. , 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions[M]//DE MEER S, DRURY M R, DE BRESSERJ H P, et al. Deformation mechanisms, rheology and tectonics: current status and future perspectives. London: Geological Society, London, Special Publications, 200(1): 171-190.

SUN S S, DONG Y P, HE D F, et al., 2019a. Thickening and partial melting of the northern Qinling Orogen, China: insights from zircon U–Pb geochronology and Hf isotopic composition of migmatites[J]. Journal of the Geological Society, 176: 1218-1231.

SUN S S, DONG Y P, SUN Y L, et al., 2019b. Re–Os geochronology, O iso-

topes and mineral geochemistry of the Neoproterozoic Songshugou ultramafic massif in the Qinling Orogenic Belt, China[J]. Gondwana Research, 70: 71-87.

SUN S S, DONG Y P, CHENG C, et al., 2022. Mesozoic intracontinental ductile shearing along the Paleozoic Shangdan suture in the Qinling Orogen: Constraints from deformation fabrics and geochronology[J]. Geological Society of America Bulletin, 134(9-10): 2649-2666.

SUN S S, DONG Y P, 2023. High temperature ductile deformation, lithological and geochemical differentiation along the Shagou shear zone, Qinling Orogen, China[J]. Journal of Structural Geology, 167: 104791.

SUN S S, DONG Y P, LI Y X, et al., 2024. Rheology of continental lithosphere and seismic anisotropy[J]. Science China Earth Sciences, 67(1): 31-60.

TIWARI S K, BENIEST A, BISWAL T K, 2020. Variation in vorticity of flow during exhumation of lower crustal rocks (Neoproterozoic Ambaji granulite, NW India)[J]. Journal of Structural Geology, 130: 103912.

WANG D S, 2015. Deformation and metamorphism characteristics of rocks in South Qinling Acctionary Complex belt[D]. Beijing: Beijing: China University of Geosciences (Beijing): 1-167. (in Chinese with English abstract)

WANG G B, LI S Z, 1998. Preliminary discussion on uplift bedding-delamination structures in Foping area, Qinling[J]. Journal of Changchun University of Science and Technology, 28(1): 23-29. (in Chinese with English abstract)

WANG X H, GUO T, LI X Z, et al., 2022. A study on the geochemical characteristics and metallogenesis of the Lanmugou gold deposit in the South Qinling Belt, Shaanxi, China[J]. Journal of Geomechanics, 28(3): 464-479. (in Chinese with English abstract)

WEI C J, YANG C H, ZHANG S G, et al., 1998. Discovery of granulite from the Fuping area in southern Qinling Mountains and its geological significance[J]. Chinese Science Bulletin, 43(16): 1358-1362.

WEI C J, ZHANG C G, 2002. *pT* path of medium–pressure metamorphism of continental collision orogenic belt: exemplified by the southern Qinling orogenic belt[J]. Acta Petorlogica et Mineralogica, 21(4): 356-362. (in Chinese with English abstract)

WEI C J, 2011. Approaches and advancement of the study of metamorphic p-T-t paths[J]. Earth Science Frontiers, 18(2): 1-16. (in Chinese with English abstract)

WU C M, ZHANG J, REN L D, 2004. Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium–to high–grade metapelites[J]. Journal of Petrology, 45(9): 1907-1921.

WU Y B, 2021. Metamorphic zircon[M]//ALDERTON D, ELIAS S A. Encyclopedia of geology. 2nd ed. London: Academic Press: 584-596.

WU Y W, ZHANG J X, ZHANG B, et al., 2024. Early Paleozoic oblique convergence from subduction to collision: Insights from timing and structural style of the transpressional dextral shear zone in the Qilian orogen, northern Tibet of China[J]. Geological Society of America Bulletin, 136(5-6): 1889-1915.

XIANG B W, ZHANG Z K, XU D R, et al., 2024. The genesis of L–tectonics and its rheological significance[J]. Chinese Journal of Geology, 59(6): 1562-1574. (in Chinese with English abstract)

XYPOLIAS P, 2010. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications[J]. Journal of structural Geology, 32(12): 2072-2092.

YANG C H, WEI C J, ZHANG S G, et al., 1999. U–Pb zircon dating of granulite facies rocks from the Foping area in the southern Qinling Mountains[J]. Geological Review, 45(2): 173-179. (in Chinese with English abstract)

YANG X X, WANG Y J, LI Z H, et al., 2018. Zircon U-Pb dating and Lu-Hf isotopic study of hornblende biotite schist from the Foping area in South Qinling[J]. Chinese Journal of Geology, 53(3): 1100-1118. (in Chinese with English abstract)

YOU J L, YANG Z, GOU L L, et al., 2024. Metamorphism and geochronology of the Foping gneiss dome: insights into Early Triassic collision of the Qinling Orogen, Central China[J]. Lithos, 488-489: 107827.

ZHA X F, 2010. Discussion on the genesis of Foping dome in southern Qinling: evidence form structural analysis[D]. Xi'an: Northwest University. (in Chinese with English abstract)

ZHA X F, DONG Y P, LI W, et al., 2010. Uplifting process of foping dome in southern Qinling: constrained by structural analysis[J]. Geotectonica et Metallogeni, 34(3): 331-339. (in Chinese with English Abstract)

ZHAI G Y, 2000. Analysis of metamorphism and tectonic dynamics of domes in Foping county of East Qinling[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 20(2): 86-90. (in Chinese with English abstract)

ZHANG B, ZHANG J, ZHONG D L, et al., 2012. Polystage deformation of the Gaoligong metamorphic zone: structures, $^{40}Ar/^{39}Ar$ mica ages, and tectonic implications[J]. Journal of Structural Geology, 37: 1-18.

ZHANG B, YIN C Y, ZHANG J J, et al., 2017a. Midcrustal shearing and doming in a Cenozoic compressive setting along the Ailao Shan-Red River shear zone[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 18(1): 400-433.

ZHANG B, CHAI Z, YIN C Y, et al., 2017b. Intra-continental transpression and gneiss doming in an obliquely convergent regime in SE Asia[J]. Journal of Structural Geology, 97: 48-70.

ZHANG B, CHEN S Y, WANG Y, et al., 2022b. Crustal deformation and exhumation within the India-Eurasia oblique convergence zone: New insights from the Ailao Shan-Red River shear zone[J]. Geological Scoiety of America Bulletin, 134(5-6): 1443-1467.

ZHANG C L, WANG T, WANG X X, 2008. Origin and tectonic setting of the early Mesozoic granitoids in qinling orogenic belt[J]. Geological Journal of China Universities, 14(3): 304-316. (in Chinese with English abstract)

ZHANG G W, ZHANG Z Q, DONG Y P, 1995. Nature of main tectono–lithostratigraphic units of the Qinling Orogen: implications for the tectonic evolution[J]. Acta Petrologica Sinica, 11(2): 101-114. (in Chinese with English abstract)

ZHANG G W, GUO A L, DONG Y P, et al., 2019. Rethinking of the Qinling Orogen[J]. Journal of Geomechanics, 25(5): 746-768. (in Chinese with English abstract)

ZHANG H, YE R S, LIU B X, et al., 2016. Partial melting of the South Qinling orogenic crust, China: Evidence from Triassic migmatites and diorites of the Foping dome[J]. Lithos, 260: 44-57.

ZHANG H, LI S Q, FANG B W, et al., 2018. Zircon U–Pb ages and geochemistry of migmatites and granites in the Foping dome: evidence for Late Triassic crustal evolution in South Qinling, China[J]. Lithos, 296-299: 129-141.

ZHANG H, WU G H, CHENG H, et al., 2019. Late Triassic high Mg diorites of the Wulong pluton in the South Qinling Belt, China: petrogenesis and implications for crust–mantle interaction[J]. Lithos, 332-333: 135-146.

ZHANG H, CHENG H, WU G H, et al., 2021. Fluid–fluxed melting of orogenic crust in the south qinling belt, central China: implications from mig-

matites of the foping dome[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 206(5): 104606.

ZHANG K, YANG X K, YU H B, et al., 2020. Analysis of ore-controlling structure in the Changgou gold deposit of the northern Hanyin gold orefield, southern Qinling Mountains[J]. Journal of Geomechanics, 26(3): 363-375. (in Chinese with English Abstract)

ZHANG L, ZHANG B, ZHANG J J, et al., 2022a. The rheology and deformation of the South Tibetan detachment system as exposed at Zherger La, east-central Himalaya: implications for exhumation of the Himalayan metamorphic core[J]. Journal of Structural Geology, 157: 104559.

ZHANG Y P, ZHENG W J, YUAN D Y, et al., 2021. Geometrical imagery and kinematic dissipation of the late Cenozoic active faults in the West Qinling Belt: implications for the growth of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geomechanics, 27(2): 159-177. (in Chinese with English Abstract)

ZHANG Z Q, SONG B, TANG S H, et al., 2004. Age and material composition of the Foping metamorphic crystalline complex in the Qinling Mountains: SHRIMP zircon U–Pb and whole–rock Sm–Nd geochronology[J]. Geology in China, 31(2): 161-168. (in Chinese with English Abstract)

附中文参考文献

陈虹, 胡健民, 武国利, 等, 2010. 西秦岭勉略带陆内构造变形研究[J]. 岩石学报, 26(04): 1277-1288.

陈龙耀, 刘志慧, 刘晓春, 等, 2019. 南秦岭佛坪片麻岩穹隆变质作用及与岩浆作用的关系[J]. 地球科学, 44(12): 4178-4185.

董云鹏, 张国伟, 孙圣思, 等, 2019. 中国大陆“十字构造”形成演化及其大陆动力学意义[J]. 地质力学学报, 25(5): 769-797.

韩阳光, 颜丹平, 李政林, 2015. 在CorelDRAW平台上进行Fry法有限应变测量的新技术[J]. 现代地质, 29(3): 494-500.

和政军, 牛宝贵, 任纪舜, 2005. 陕南山阳地区刘岭群砂岩岩石地球化学特征及其构造背景分析[J]. 地质科学, 40(4): 594-607.

胡玲, 刘俊来, 纪沫, 等, 2009. 变形显微构造识别手册[M]. 北京: 地质出版社.

李锦轶, 张进, 刘建峰, 等, 2019. 中国地壳结构构造与形成过程: 来自构造变形的约束[J]. 地质力学学报, 25(5): 678-698.

刘守偈, 李江海, SANTOSH M, 2008. 内蒙古土贵乌拉孔兹岩带超高温变质作用: 变质反应结构及P-T指示[J]. 岩石学报, 24(6): 1185-1192.

刘树文, 杨朋涛, 李秋根, 等, 2011. 秦岭中段印支期花岗质岩浆作用与造山过程[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 41(6): 1928-1943.

刘志慧, 罗敏, 陈龙耀, 等, 2018. 南秦岭佛坪地区地层格架与物源分析: 变质沉积岩中碎屑锆石LA–ICP–MS U–Pb定年提供的制约[J]. 岩石学报, 34(5): 1484-1502.

刘志慧, 陈龙耀, 曲玮, 等, 2019. 南秦岭佛坪地区早中生代变质–深熔–变形作用的锆石U–Pb年代学制约[J]. 地球学报, 40(4): 545-562.

刘志慧, 刘晓春, 陈龙耀, 等, 2024. 南秦岭长角坝群低庄沟组的锆石U–Pb年龄及其构造意义[J]. 地质力学学报, 30(6): 1012-1027.

陕西省地质矿产局, 1989. 陕西省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.

孙圣思, 董云鹏, 黎乙希, 等, 2024. 大陆岩石圈流变与地震波速各向异性[J]. 中国科学: 地球科学, 54(1): 31-63.

王东升, 2015. 南秦岭增生杂岩带内岩石变质变形作用研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京): 1-167.

王根宝, 李三忠, 1998. 论秦岭佛坪地区隆–滑构造[J]. 长春科技大学学报, 28(1): 23-39.

王晓虎, 郭涛, 李效壮, 等, 2022. 南秦岭烂木沟金矿床地球化学特征与矿床成因研究[J]. 地质力学学报, 28(3): 464-479.

魏春景, 杨崇辉, 张寿广, 等, 1998. 南秦岭佛坪地区麻粒岩的发现及其地质意义[J]. 科学通报, 43(9): 982-985.

魏春景, 2011. 变质作用p-T-t轨迹的研究方法与进展[J]. 地学前缘, 18(2): 1-16.

向必伟, 张子康, 许德如, 等, 2024. L构造岩成因及其岩石流变学意义[J]. 地质科学, 59(6): 1562-1574.

杨崇辉, 魏春景, 张寿广, 等, 1999. 南秦岭佛坪地区麻粒岩相岩石锆石U–Pb年龄[J]. 地质论评, 45(2): 173-179.

查显锋, 2010. 南秦岭佛坪隆起的构造过程及成因机制[D]. 西安: 西北大学.

查显锋, 董云鹏, 李玮, 等, 2010. 南秦岭佛坪隆起的成因探讨–构造解析的证据[J]. 大地构造与成矿学, 34(3): 331-339.

翟刚毅, 2000. 东秦岭佛坪穹隆变质作用与构造动力学分析[J]. 矿物岩石, 20(2): 86-90.

张成立, 王涛, 王晓霞, 2008. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造环境[J]. 高校地质学报, 14(3): 304-316.

张国伟, 郭安林, 董云鹏, 等, 2019. 关于秦岭造山带[J]. 地质力学学报, 25(5): 746-768.

张康, 杨兴科, 于恒彬, 等, 2020. 南秦岭汉阴北部金矿田长沟金矿区控矿构造解析[J]. 地质力学学报, 26(3): 363-375.

张逸鹏, 郑文俊, 袁道阳, 等, 2021. 西秦岭晚新生代构造变形的几何图像、运动学特征及其动力机制[J]. 地质力学学报, 27(2): 159-177.

张宗清, 宋彪, 唐索寒, 等, 2004. 秦岭佛坪变质结晶岩系年龄和物质组成特征: SHRIMP锆英石U–Pb年代学和全岩Sm–Nd年代学数据[J]. 中国地质, 31(2): 161-168.

开放科学（资源服务）标识码（OSID）：

可扫码查看文章原始数据附图、附表，听作者的语音介绍，直接下载文章电子版及更多文章相关资讯