五莲拆离断层带的结构、应变及运动学涡度特征

倪金龙^{1,2,3*}, 刘俊来^{2†}, 孙煜杰¹, 史晓晓⁴, 李盛¹

1. 山东科技大学地球科学与工程学院, 青岛 266590;

2. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

3. 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛海洋科学与技术国家实验室, 青岛 266237;

4. 自然资源部实物地质资料中心, 廊坊 065201

* 通讯作者, E-mail: nijlqd@sudst.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: jliu@cugb.edu.cn

收稿日期: 2018-06-04; 收修改稿日期: 2018-10-29; 接受日期: 2018-12-11; 网络版发表日期: 2019-04-29

国家自然科学基金项目(编号: 41172089)、山东省自然科学基金项目(编号: ZR2018MD010、ZR2017PD001)和山东省科技厅重大专项项目(编号: 2017CXGC1602)资助

摘要 五莲拆离断层带发育于胶东半岛, 作为五莲变质核杂岩的重要构造单元, 分隔了作为下盘的苏鲁造山带超高压变质岩与上盘的早白垩世诸城盆地与盆地基底. 断层带走向由南向北总体由NNE转为NE向, 倾向W或WNW, 平面上具有“波瓦状”延伸特征, 主要由断层角砾岩、糜棱岩组成, 向下过渡为糜棱岩化片麻岩. 拆离断层带总体具有上盘向W或WNW向伸展运动. 调和平均值法计算获得断层带中弗林指数 K 取值范围0.98~2.0, 平均值约为1.35. 极摩尔圆法、伸展褶皱理法、 R_s/θ 法、石英光轴法等多种方法获得糜棱岩、初糜棱岩的平均运动学涡度值分别为0.64~0.97、0.76~0.93、0.6~0.92、0.63~0.98, 均值分别为0.83、0.80、0.78和0.86; 应变测量与运动学涡度估算的结果共同说明五莲拆离断层带是在伸展拉伸条件下形成的一般型韧性剪切带. 运动学轨迹显示, 从NW向SE方向运动学涡度值总体存在递减的趋势, 在剪切带的中上部, 简单剪切作用更为明显, 表现为较高的涡度值(涡度值>0.75, 最大可达0.98)、低的减薄率和较低的 K 值; 向下盘方向, 纯剪切应变的成份明显增加, 表现为较低的涡度值(涡度值<0.70, 最小可达0.64)、相对高的减薄率和较高的 K 值. 结合大地构造背景, 五莲拆离断层带的形成与演化是华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用在其东部边缘的一种反映. 五莲断层带可以被厘定为形成于地壳伸展环境的减薄型一般剪切带, 是地壳伸展引起断层带简单剪切、下盘快速抬升及岩浆上涌引起垂向施加在断层带的纯剪切联合作用的结果.

关键词 五莲, 应变强度, 运动学涡度, 糜棱岩, 拆离断层带

1 引言

晚中生代时期, 华北克拉通及其边缘遭受了岩石圈破坏, 在深部引起了岩石圈流变及相关的岩浆活动,

在浅部引起了多种构造地质响应, 包括大型断陷盆地的发育(Ren等, 2002; Qi等, 2015; Zhang和Guo, 2007), 大规模伸展穹隆和变质核杂岩(Davis等, 1986; Liu等, 2017; Wang等, 2012)、大型走滑构造(Xu等, 1987)等.

中文引用格式: 倪金龙, 刘俊来, 孙煜杰, 史晓晓, 李盛. 2019. 五莲拆离断层带的结构、应变及运动学涡度特征. 中国科学: 地球科学, 49: 1134–1150, doi: 10.1360/N072018-00155

英文引用格式: Ni J, Liu J, Sun Y, Shi X, Li S. 2019. The characteristics of the structure, strain and kinematic vorticity of the Wulian detachment fault zone, Shandong Peninsula, China. Science China Earth Sciences, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9319-9>

作为伸展构造的典型样式, 拆离断层带广泛发育于华北克拉通及邻区(刘俊来等, 2008a; Lin等, 2013). 由于地壳拆离过程中的抬升与剥露作用, 中下地壳的岩石折返至地表, 为我们直接研究克拉通破坏过程中地壳不同层次的岩石变形特征、构造演化过程及岩石圈流变学提供了重要的窗口(刘俊来等, 2011; Davis, 1983; Davis等, 1986; Platt等, 2014; Ji等, 2015; Lister和Davis, 1989), 因而成为揭示华北克拉通破坏、岩石圈减薄及地壳响应非常有效的途径.

近年来, 人们认识到拆离断层带的运动学过程具有差异性的特点, 试图通过一系列量化研究揭开拆离断层带在抬升与剥露过程中的变化规律, 如弗林指数(Mukherjee, 2017; Li J等, 2017)、应变速率(Liang等, 2015; Yin等, 2017)、减薄率及运动学涡度估算(李建波等, 2010; Zhang等, 2012; Wu等, 2017)等. 随着测试分析手段的增多, 量化研究拓展到由单一定量分析向多种量化手段的融合, 如Law等(2011, 2013)将石英显微构造分析与变形温度、运动学涡度相合揭示藏南拆离断层带的运动学过程, 为这方面的研究工作提供了一个经典实例.

前人对于华北克拉通拆离断层带的研究主要侧重于几何形态(Hao等, 2016)、运动学特征(Liang等, 2016)、构造热年代学及构造背景(夏增明等, 2016), 研究成果为进一步开展拆离断层带的研究奠定了良好的基础. 然而, 对拆离断层带的剪切类型、应变与运动学涡度特征的研究不足, 尤其是量化研究的缺乏, 制约了对拆离断层带运动学过程中的变化规律及成因机制的认识.

五莲拆离断层带是五莲变质核杂岩的重要构造单元, 是华北克拉通边缘岩石圈破坏与减薄作用在地表出露的一个重要实例. 本文通过野外考察、显微构造分析, 结合有限应变测量及运动学涡度的量化分析, 查明了五莲拆离断层带的结构、应变类型及运动学涡度特征, 探讨了其伸展演化模式, 对于揭示该拆离断层带差异性的运动学特点与成因以及中部地壳的流变性具有重要意义.

2 区域地质背景

胶东半岛位于华北克拉通东南边缘, 郯庐断裂带东侧, 包括三个构造单元: 胶北隆起、苏鲁超高压变

质带或苏鲁造山带及中生代胶莱盆地(图1a; Faure和Le Breton, 2001). 一般认为, 五莲-青岛-烟台断裂(YQWF)分割了苏鲁超高压变质带与其他两个构造单元(Webb等, 2006; 图1a).

中生代以来, 胶东半岛经历了强烈的构造活动, 形成了丰富多彩的构造现象、岩浆作用及大规模金矿成矿作用(Groves等, 2018; Li等, 2018; Liu等, 2018; Yang等, 2017). 中生代早期(220~242Ma), 由于受华南地块向华北地块的俯冲碰撞, 胶东半岛经历了强烈的挤压隆升及随后的快速折返作用, 形成了苏鲁超高压变质带, 并在超高压变质带内形成了一系列近平行逆冲推覆型韧性剪切带(Hacker等, 2006; Ames等, 1993; Li S等, 2017; 图1b). 中生代中晚期(165~105Ma), 胶东半岛以大规模的岩浆作用及伸展作用为主, 形成了以早白垩世莱阳群沉积岩及青山群火山岩充填为主的胶莱盆地, 发育了多个变质核杂岩构造及拆离断层带, 如玲珑变质核杂岩(Charles等, 2013)、鹊山变质核杂岩(夏增明等, 2016)、五莲变质核杂岩(Ni等, 2016)及郭家岭拆离断层带(Charles等, 2011).

中生代的岩浆作用具有阶段性及差异性分布的特点, 印支期岩浆(225~209Ma)主要发育于苏鲁造山带北部, 规模较小(Yang等, 2005; Chen等, 2003), 侏罗纪岩浆(160~142Ma)主要分布于胶北隆起与苏鲁造山带北部(苗来成等, 1998; 胡芳芳等, 2007; Wu等, 2018), 白垩纪的岩浆作用(130~110Ma)则广泛分布于胶东半岛(赵子福和郑永飞, 2009; Yang等, 2018).

3 五莲拆离断层带的组成与结构

五莲拆离断层带位于胶东半岛南部, 苏鲁超高压变质带北侧(图1), 分隔了苏鲁造山带与胶莱盆地(Ni等, 2016; Webb等, 2006).

五莲拆离断层带是五莲变质核杂岩的重要组成部分, 上盘主要包括基底变质岩、岩体和弱变形中生代沉积物等. 基底变质岩主要为未遭受超高压变质作用的下元古界粉子山群, 岩石组成包括花岗片麻岩、大理岩、黑云变粒岩等, 未见有古生代沉积岩的报道.

下盘主要由经历了超高压变质作用的花岗片麻岩和大量早白垩世侵入岩体组成. 超高压变质作用发生在印支早期, 超高压变质温压条件分别为 $T=722\sim 866^{\circ}\text{C}$, $P>5.5\text{GPa}$ (Yang等, 2003; 郑永飞, 2008;

图1 五莲拆离断层带大地构造位置及地质简图

(a) 五莲拆离断层带大地构造位置图; (b) 地质简图; (c) 拉伸线理与糜棱叶理赤平投影(下半球投影)

Guo等, 2017); 超高压变质作用之后分别于219~216Ma、212~205Ma期间经历了两次快速折返与退变质作用改造, 其中, 212~205Ma期间, 遭受超高压变质作用的岩石叠加了角闪岩相的退变质作用, 并抬升至25km的中-下地壳, 该阶段的变质温压条件分别为610~710℃, 0.7~1.2GPa(Liu等, 2007; 赵子福和郑永飞, 2009).

五莲拆离断层带南西端位于日照市莒南县, 沿北东方向经过五莲、诸城市, 终止于青岛市王台镇, 其中段被马耳山岩体(116Ma)侵入, 走向由南向北由NNE转为NE向, 呈现总体向NW倾伏的波瓦状构造

(图1).

该拆离断层带出露完整, 由断层角砾岩、微角砾岩、假玄武玻璃、眼球状糜棱岩或糜棱岩等组成, 向下过渡为糜棱岩化片麻岩(图2和3). 该拆离断层带糜棱岩叶理倾向变化比较大, 总体倾向SW、W或NW, 倾角较平缓(图1c), 矿物拉伸线理总体表现为向W平缓的倾伏, 倾伏角大多为15°~30°(图1c).

4 五莲拆离断层带显微构造特征

拆离断层递进变形作用在构造岩中保留了各种不

图 2 五莲拆离断层带岩石组成

(a) 断层泥与断层角砾; (b) 微角砾岩; (c) 假玄武玻璃; (d) 眼球状糜棱岩; (e) 发育不对称褶皱的糜棱岩; (f) 糜棱岩化片麻岩, 发育柔流褶皱

同特点的显微构造特征. 无论是拆离断层带底部的糜棱岩化片麻岩, 还是其他的糜棱岩, 宏观和微观剪切指向标志, 如钾长石的书斜式构造(图4a)、S-C组构(图4b)、旋转碎斑系(图4e)等, 均表明向W或WNW的剪切指向.

在糜棱岩化片麻岩中, 长石表现出塑性定向拉长,

未见明显的细粒化现象(图4f); 而在糜棱岩中, 则表现出多种显微构造现象, 如晶内破裂(图4e)、Sigma型旋转碎斑(图4b和4c)及膨凸重结晶(图4a、4d、4e). 糜棱岩中石英颗粒多以拉长或定向排列的细小颗粒集合体的型式出现, 构成条带状构造(图4d)、亚颗粒旋转(图4c和4d)和膨凸重结晶现象(图4a和4d).

图 4 五莲拆离断层带糜棱岩显微构造及其剪切指向

(a)~(e) 糜棱岩, (f) 糜棱岩化片麻岩. (a) 显示斜长石的膨凸重结晶及书斜式构造; (b) 显示石英的亚颗粒旋转重结晶、斜长石的膨凸重结晶、核幔构造及sigma结构; (c) 显示斜长石的膨凸重结晶、石英的亚颗粒旋转重结晶及膨凸重结晶现象; (d) 显示斜长石的膨凸重结晶、石英的多晶石英条带与膨凸重结晶现象; (e) 显示长石的膨凸重结晶与晶内破裂及sigma结构; (f) 显示长石的塑性拉长. Fel: 长石; Qz: 石英; Bi: 黑云母; BLG: 膨凸重结晶; SGR: 亚颗粒旋转重结晶

于石英的亚颗粒化及膨凸重结晶其代表了较低的温度条件(300~400℃)下的变形(Ni等, 2013), 指示拆离断层带处于较浅的地壳层次. 这种变形温度条件的变化, 也揭示了主拆离断层下盘岩石经历了从深部到浅部递进剥露至地表的过程, 与野外观察到的中温变形与低温变形相叠加的现象是一致的.

5 有限应变测量与运动学涡度估算

5.1 样品采集

基于大型天然剪切带流变变学研究的常规方法, 本次样品采集依据以下原则进行(Xypolias和Koukouvelas, 2001; 张波等, 2008): (1) 在露头较宽的变形岩石上采样, 其目的是尽可能降低局部流变差异; (2) 对不同类型的糜棱岩, 分别采集代表性的样品; (3) 样品分布于剪切带的不同区段, 能较完整地反映应变特征. 本次样品采集分布于拆离断层带的五个剖面(图1b和3), 有限应变测量的样品主要集中于剖面A与剖面B, 运动学涡度估算的样品采于剖面A~E.

5.2 有限应变测量与特征

根据糜棱岩中发育的拉伸线理和面理, 把样品切制成两个互相垂直的薄片(平行拉伸线理、垂直糜棱岩面理作为XZ面; 垂直糜棱岩面理与拉伸线理作为YZ面), 在相互垂直的薄片上进行应变测量. 在云母发育的糜棱岩中, 利用石英形态估算的应变无法消除颗粒边界滑动对应变的影响, 容易造成应变的低估(Bailey和Eyster, 2003). 相对而言, 长石发生塑性变形的温度较高, 在中低级的韧性变形中, 长石颗粒边界间的滑动较少, 利用长石进行有限应变测量的结果相对可靠(Bailey和Eyster, 2003). 由于研究区石英基本都发生不同程度的动态重结晶作用或亚颗粒旋转, 因此本文主要以长石残斑(如图4b、4c、4e)作为应变测量的标志体, 虽然长石普遍发生塑性变形, 但主要以膨凸重结晶作用为主, 对有限应变测量结果的影响很小.

有限应变测量中常用的方法有 R/ϕ 法、Fry法及直接测量法, 其中, Fry法适合于等粒结构的岩石, R/ϕ 法过程繁琐容易引起人为误差. Lisle(1977)和Ramsay

(1991)通过大量实验表明, 当测量数据达20个以上时, 应变椭圆轴率($R_1, R_2, R_3, \dots, R_n$)的调和平均值与 R/ϕ 法获得的数据基本一致, 二者的误差可以忽略. 基于研究地区岩石的不均一性, 本文采用调和平均值法进行有限应变估算, 测量单个长石斑晶的长短轴比及长轴与剪切叶理的夹角, 这些数据的调和平均值即为所测标本XZ面及YZ面的应变椭圆轴比(R_{S-XZ}, R_{S-YZ}). 利用这些数据计算出应变数值(A, B, C)和弗林指数(K). A, B, C 分别代表X、Y、Z轴的应变数值.

测量结果表明, 五莲拆离断层带的 K 取值范围介于0.98~2.0, 平均值1.35(表1). 在对数弗林图解中应变投影多集中在 $K>1$ 曲线附近的平面应变区域(图5), 说明五莲拆离断层带的韧性变形表现为靠近平面应变的拉伸应变. 对糜棱岩与初糜棱岩的统计分析表明, 二者的应变类型没有明显的区别, 其应变投影在Flinn图解上的分布没有显示界线(图5a).

5.3 运动学涡度

运动学涡度(W_k)原指一个参考点瞬时旋转相对瞬时拉伸的比率(Means, 1994), 是反映递进变形中非共轴性的参数, 可以准确度量出韧性变形过程中纯剪切和简单剪切所占的比例, $W_k=0$ 代表共轴应变(或纯剪

切应变), $W_k=1$ 代表简单剪切应变(郑亚东等, 2008). 目前对于运动学涡度的估算方法已比较成熟, 如极摩尔圆法(Zhang和Zheng, 1997)、石英C轴组构法(Wallis, 1995)、伸展褶皱理法(郑亚东等, 2007a)及 R_s/θ 法(Beam和Fisher, 1999)等. 针对研究区糜棱岩发育的特点, 本文通过上述多种计算方法的相互验证与结合, 对运动学涡度值(W_k)进行估算.

5.3.1 极摩尔圆法

Simpson和De Paor(1993)最早报道了构建极摩尔圆法的方法. Zhang和Zheng(1997)进行了改进并提出了实用性更强的、运用极摩尔圆来计算运动学涡度的方法. 本文依据极摩尔圆法的原理与方法, 针对采自剖面A与剖面B的样品, 利用XZ面上有限应变椭圆长短轴比 R_{S-XZ} 及其最长轴与剪切带边界夹角 β , 通过极莫尔圆法获得两特征向量(e_1 和 e_2)的夹角(图6), 利用公式 $W_k = \cos\psi$ 得到运动学涡度(表1).

由于极摩尔圆法测量运动学涡度需要剪切方向与拉伸方向之间的夹角和拉伸方向的长度轴比, 因此这种方法获得的是拉伸线理和糜棱叶理形成时的运动学涡度值. 计算结果显示, 极摩尔圆法求得运动学涡度值介于0.7~0.93, 平均值为0.83(表1).

图5 长石颗粒形态Flinn图解(a)和估算糜棱岩运动学涡度值的 R_s/θ 曲线法(b)
剪切带被假定未发生体积丢失, 样品采自剖面A与剖面B. 据Fossen和Tikoff(1993)

表 1 岩石有限应变、运动学涡度(极摩尔圆法)分析数据表^{a)}

样本	坐标	岩石类型	R_{S-YZ}	R_{S-XZ}	$A/B/C$	$\ln A$	$\ln B$	$\ln C$	K	β	v	W_k	μ	
剖面A	zc01	119°39'7"E, 35°56'25"N	My.	1.68	3	1.79/1/0.60	0.58	0.51	1.14	1.14	17.3	21.48	0.93	0.27
	zc02	119°39'42"E, 35°56'30"N	My.	1.77	3.18	1.80/1/0.56	0.59	0.58	1.02	1.02	12.96	33.02	0.84	0.4
	zc03	119°39'14"E, 35°55'50"N	My.	1.55	3.28	2.12/1/0.65	0.75	0.43	1.74	1.74	15.3	25.17	0.91	0.32
	zc04	119°39'34"E, 35°55'20"N	My.	1.59	2.98	1.87/1/0.63	0.63	0.46	1.37	1.37	14.1	31.01	0.86	0.36
	zc05	119°38'36"E, 35°54'24"N	Pmy.	1.81	3.27	1.81/1/0.55	0.59	0.6	0.98	0.98	12.35	34.51	0.82	0.41
	zc06	119°41'18"E, 35°55'3"N	Pmy.	1.69	3.31	1.96/1/0.59	0.67	0.53	1.26	1.26	14.09	28.84	0.88	0.36
	zc07	119°40'14"E, 35°54'18"N	My.	1.63	2.99	1.83/1/0.61	0.6	0.49	1.22	1.22	10.38	43.89	0.72	0.45
	zc08	119°40'19"E, 35°54'18"N	My.	1.72	3	1.74/1/0.58	0.55	0.54	1.02	1.02	18.21	19.11	0.94	0.24
	zc09	119°38'54"E, 35°53'28"N	Pmy.	1.83	3.42	1.87/1/0.55	0.63	0.6	1.05	1.05	9.27	45.25	0.7	0.5
	Zc10	119°39'36"E, 35°53'11"N	Pmy.	1.84	3.7	2.01/1/0.54	0.7	0.62	1.13	1.13	8.02	48.49	0.66	0.54
	Zc11	119°40'18"E, 35°53'18"N	Pmy.	1.82	3.58	1.97/1/0.55	0.68	0.6	1.13	1.13	7.82	50.07	0.64	0.54
	Zc12	119°40'49"E, 35°53'00"N	Pmy.	1.57	2.95	1.88/1/0.64	0.63	0.45	1.40	1.40	10.51	43.8	0.72	0.45
	Zc13	119°40'51"E, 35°52'34"N	Pmy.	1.61	3.2	1.99/1/0.62	0.69	0.48	1.44	1.44	12.81	33.74	0.83	0.4
	Zc14	119°41'6"E, 35°52'7"N	Pmy.	1.55	3.67	2.37/1/0.65	0.86	0.43	2.00	2.00	12.01	33.18	0.84	0.42
	Zc15	119°41'49"E, 35°52'12"N	Pmy.	1.62	3.67	2.27/1/0.62	0.82	0.48	1.71	1.71	11.41	35.28	0.82	0.44
剖面B	Zc16	119°34'6"E, 35°54'3"N	Pmy.	1.68	3.5	2.08/1/0.60	0.73	0.51	1.43	1.43	13.96	28.01	0.88	0.4
	zc17	119°34'28"E, 35°53'51"N	Pmy.	1.53	2.59	1.69/1/0.65	0.52	0.43	1.21	1.21	15.05	31.06	0.86	0.33
	Zc19	119°34'6"E, 35°54'3"N	Pmy.	1.78	3.57	2.01/1/0.56	0.7	0.58	1.21	1.21	14.37	26.11	0.9	0.35
	37s19	119°35'10"E, 35°53'36"N	My.	1.56	3.16	2.03/1/0.64	0.71	0.45	1.58	1.58	19.71	14	0.97	0.19
	37s23	119°34'36"E, 35°52'17"N	My.	1.53	3	1.96/1/0.65	0.67	0.43	1.56	1.56	13.23	33.47	0.83	0.38
	37s25	119°35'7"E, 35°52'0"N	My.	1.56	3.36	2.15/1/0.64	0.77	0.45	1.71	1.71	15.14	25.05	0.91	0.32

a) R_{S-YZ} : YZ面的应变椭圆轴比; R_{S-XZ} : XZ面的应变椭圆轴比; K : 弗林指数; β : 长轴与剪切带边界夹角; v : 两特征向量的夹角; W_k : 运动学涡度; μ : 减薄率, 计算公式: $\mu=L/\xi_2$, 根据极摩尔圆获取(图6); 样品采自剖面A、B(见图1和3)

5.3.2 伸展褶劈理(C')法

伸展褶皱理法由郑亚东教授根据运动学涡度的定义提出的一种实用的运动学涡度计算方法(郑亚东等, 2008). 运动学涡度的另一定义为: $W_k = \sin 2\xi$, ξ 为变形带边界的法线与瞬时最小主长度比或最大主应力(σ_1)轴间的夹角(ξ)(Weijermars, 1998), 因而计算出 ξ 值, 即可求出运动学涡度值. 郑亚东教授认为, 糜棱岩常发育伸展褶皱理(ECC), 与剪切带剪切指向相同的同向伸展褶皱理即 C' . 通常情况下, C' 与反向伸展褶皱理间的夹角大约为 110° , C' 与最大主应力(σ_1)间的夹角为 55° (郑亚东等, 2007b). 根据这一原理, 可获得最大主应力轴 σ_1 与剪切带法线的夹角(ξ), 进而计算出运动学涡度值(图7). 本文针对剖面D、E的样品, 选取发育伸展褶皱理的XZ面进行计算, 每张薄片测量20组以上的数据并计算调和平均值, 计算结果见表2, 运动学涡度值介于0.76~0.93, 平均值为0.8.

5.3.3 R_s/θ 曲线法

Fossen和Tikoff(1993)提出如果应变轴率 R_s 和应变椭圆长轴与高应变带边界的夹角 θ 已知, 则可通过关系图解估算出运动学涡度值(图5b)。本文对剖面A与剖面

B的样品采用了这种方法。数据采集主要通过薄片进行,通过测量S面理与C面理间的夹角获得 θ 角,对获取的 θ 角进行算术平均,应变轴率 R_S 值见表2。计算结果显示,涡度值范围:0.6~0.92,在 R_S/θ 曲线上表现为偏离简单剪切($W_k=1$)应变特征(图5b)。

5.3.4 石英光轴法

Wallis(1995)指出, 面理和石英C轴组构中心环带法线间的夹角(β)等于流面和压扁应变面之间的夹角, 同时推导出 β 是有限应变和非共轴性程度的函数, 运动学涡度与 β 及 R_s 之间存在如下关系式:

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\sin 2\beta}{\frac{R_s + 1}{R_s - 1} - \cos 2\beta} \right),$$

$$W_k = \sin \phi \frac{R_s + 1}{R_s - 1}.$$

本次研究重点针对剖面C挑选了适合该方法的样品进行运动学涡度估算。首先对糜棱岩样品的石英C轴组构的电子背散射技术测试(EBSD), 确定出定向薄片内石英C轴优选方位及 β 值, 结合 R_{S-XZ} 估算出运动学涡度值(图8)。

图 7 伸展褶皱理估算运动学涡度示意图

表 2 五莲拆离断层带运动学涡度(伸展褶皱理法)

样品号				坐标	ζ	W_k	样品号				坐标	ζ	W_k
剖面D	JDW10	119°3'24"E, 35°29'55"N	22.54	0.71				JDW58	119°5'6"E, 35°19'42"N	28.83	0.84		
	JDW11	119°3'58"E, 35°30'14"N	27.68	0.82				JDW59	119°5'24"E, 35°19'32"N	24.2	0.75		
	JDW13	119°5'3"E, 35°30'18"N	32.35	0.9			剖面E	JDW62	119°5'36"E, 35°19'29"N	29	0.85		
	JDW15	119°6'24"E, 35°29'57"N	25.06	0.77				JDW63	119°6'49"E, 35°19'45"N	27.21	0.81		
	JDW46	119°6'54"E, 35°29'38"N	24.17	0.75				JDW64	119°7'1"E, 35°19'43"N	26.07	0.79		
	JDW47	119°6'45"E, 35°29'00"N	25.58	0.78									
	JDW51	119°5'55"E, 35°27'56"N	24.97	0.76									
	JDW53	119°6'30"E, 35°27'31"N	34.2	0.93									

EBSD测试在中国地质大学(北京)岩石组构实验室完成, 测试方法及流程见文献(刘俊来等, 2008b).

由于样品是定向切片, X轴方向代表拉伸线理方向, 与叶理面平行, 石英C轴组构等值线图中两个极密连线的法线与X轴的夹角即为 β . 所测试的六块样品的运动学涡度值介于0.63~0.98(图8).

所测试的六个样品在镜下均显示了较好的定向性, 长石表现为“ σ ”残斑(图8a)或轻微的塑性压扁(图8f), 石英分别表现出条带状构造(图8b和8e)、亚颗粒化及膨

凸重结晶(图8d和8e). 六块糜棱岩样品的石英C轴均表现出明显的极密, 分别为单点极密(图8a和8d)、大圆环带(图8b、8c、8f)、I型环带(图8e)等类型.

一般而言, 不同极密类型通常与不同的温度、应变方式及应变速率密切相关. 单点极密通常形成于低温及较快的应变速率, I型交叉环带与中低温条件下的简单剪切作用相关, 大圆环带形成于单轴拉伸或平面应变条件. 同样的应变速率条件下, 随着温度的升高I型交叉环带可演变成大圆环带(Passchier等,

图 8 五莲拆离断层带糜棱岩中石英的EBSD结构及相应样品的镜下照片(剖面位置见图1c)石英C轴组结构的下半球投影
 β , 石英C轴组中心环带法线间的夹角; N , 运动学涡度值

2005). 样品10JDWC1(图8a)和10JDWC7(8d)的极点极密偏移Z0轴, 代表了较低温条件下简单剪切为主的韧性变形; 10JDWC9表现出I型交叉环带, 与中低温条件下的简单剪切作用有关; 样品10JDWC2、10JDWC4、10JDWC12的大圆环带可能反映了中温条件下的简单剪切作用。

6 讨论

6.1 几种运动学涡度方法的比较

基于上述数据, 不同的方法求取的运动学涡度值有所差别, 这主要与不同的计算方法涉及到岩石变形阶段不同。通常在野外或镜下, 观察到的是变形的最终产物, 然而变形全过程涉及从启动时的加速应变到结束时的减速应变(郑亚东等, 2008)。极摩尔圆法的原理表明该方法计算结果更多体现在代表了变形早期阶段的运动学涡度值, 对于变形后期的运动学涡度无法表示; 伸展褶皱理(C')法反映的是伸展褶皱理形成之后, 即伸展剪切作用进行到较晚阶段时的涡度值, 无法表达变形早期的运动学涡度, 因而它与极摩尔圆法构成了相互补充; R_s/θ 曲线法与石英光轴法原理类似, 均以 $R_s(R_{s-xz})$ 为基础, 以实测的有限应变代替了瞬时应变, 因而这两种方法均体现的是运动学涡度的平均值, 是相对粗略的计算方法。正是由于计算的原理不同, 其计算的结果存在差异。极摩尔圆法、伸展褶皱理法、 R_s/θ 法、石英光轴法获得糜棱岩、初糜棱岩的运动学涡度值分别为0.64~0.97、0.76~0.93、0.6~0.92、0.63~0.98, 均值分别为0.83、0.80、0.78、0.86。上述几种方法估算的运动学涡度值的变化范围相似, 但平均值有所不同。其中以石英光轴法最大, 一方面可能与样品数量较少有关, 另一方面该方法代表了平均的涡度值, 而不是某一时刻的涡度值。

6.2 运动学涡度的路径与应变域

通过对运动学涡度值的变化对比(图9), 不同方法计算的涡度值变化曲线基本协调一致。尽管同一样品用不同的方法, 其值略有差异, 但总体的变化趋势一致。因此, 本文计算的运动学涡度值可以有效定量地描述五莲拆离断层带应变过程的旋转组分, 计算结果显示拆离断层带在剪切过程中存在强烈的运动学路径

分解。

拆离断层带的运动学涡度值总体表现为一般剪切变形的特征($W_m=0.60\sim0.98$), 涡度值的变化范围偏离了纯剪切和简单剪切应变, 但总体简单剪切的成份多于纯剪切应变(图9)。前人研究表明, 当涡度值小于1时, 在三维空间意味着剪切带发生了减薄现象(Wallis, 1995), 毫无疑问, 五莲拆离断层带在剪切过程中发生了减薄。基于 W_k 和 R_{s-xy} , 垂直剪切带面理方向的减薄率可以通过极摩尔圆估算(Zhang和Zheng, 1997; 表1; 图6)。来自剖面A与剖面B的数据说明, 拆离断层带的减薄率介于0.19~0.54, 糜棱岩的减薄率总体小于初糜棱岩(表1)。

Xypolias和Koukouvelas(2001)认为韧性剪切带内应变参数分布的不均一性可能是剪切带结构的反映, 并影响到应变域的形成。对于五莲拆离断层带, 来自同一剖面样品运动学涡度值的变化来看, 尽管涡度值的路径存在起伏现象, 但总体从NW向SE方向, 存在递减的趋势, 局部存在明显减小(图9)。这种特征说明, 虽然剪切过程中简单剪切和纯剪切同时存在, 但在剪切带的不同部位, 二者的成份存在差异, 即形成了不同的应变域, 主要表现为在剪切带的上部(即离主拆离断层面附近), 简单剪切作用更为明显, 表现为较高的涡度值(涡度值>0.75, 最可达0.94)、低的减薄率和较低的 K 值, 但由拆离断层带向下盘方向(即远离主拆离断层面), 纯剪切应变的成份明显增加, 表现为较低的涡度值(涡度值<0.70, 最小可达0.64)、相对高的减薄率和较高的 K 值。这种规律在其他四个剖面也存在, 最大的涡度值通常出现在剪切带上部, 最低值通常出现在中下部(图2, 图8)。

6.3 应变调节

基于前文对应变与运动学涡度的估算, 五莲拆离断层带的糜棱岩和初糜棱岩的应变类型均为一般剪切应变。应变统计显示(表1), 剪切带总体为平面应变, 但有的区域稍稍偏离平面应变, 存在拉伸应变。上述特征表明, 五莲拆离断层带内不同构造岩记录了不同的应变类型, 表明拆离断层带在剪切过程中存在着应变调节作用。

前人的研究表明, 应变调节常发生在一般剪切变形过程中。通常认为, 一般剪切应变带出现在满足如下条件的地方: (1) 围岩发生变形; (2) 剖面有面积亏

图9 不同方法计算运动学涡度值比较与应变路径

损(即三维空间体积发生亏损); (3) 剪切带存在弯曲或有非平行的边界; (4) 围岩和剪切的岩石之间有断层 (Simpson和De Paor, 1993). 五莲拆离断层带的形成符合上述四个条件, 如下盘围岩普遍发育塑性变形、体积轻微亏损(弗林指数偏离稍稍偏离平面应变线)、拆离断层带具有波瓦状延伸(即发生了弯曲现象)、发育了脆性断层等.

五莲拆离断层带与其围岩是如何调节的? 可能与两个因素有关, 第一是剪切带在垂向上发生减薄, 进而形成了非平行的边界; 另一个重要的因素可能与拆离断层带下盘的围岩普遍发生韧性流动有关.

6.4 伸展演化模式

五莲拆离断层带下盘或剪切带内部发育了多个同构造岩体或岩脉, 如发育于剪切带下盘的会稽山岩体(图1)、发育于剪切带边部大山岩体等(图1, 图10). 岩体和岩脉的变形特点及糜棱岩的产状与围岩一致, 具有明显同构造变形的特征. 前期的研究表明, 包括大山岩体在内的同构造花岗岩体或岩脉的锆石U-Pb年龄集中于126Ma(刘洋河, 2016; Ni等, 2016)、五莲拆离

断层带快速剥露的时间介于123~128Ma(Ni等, 2016). 因而岩浆的侵入活动与拆离断层带的剥露与抬升作用相吻合. 在拆离断层带内部, 野外可见到辉绿岩脉沿叶理面侵入, 并遭受了明显韧性剪切作用(图10c), 显微构造显示两期叶理面的叠加(图10d), 表明随着下盘的抬升, 辉绿岩持续遭受韧性剪切作用. 大山岩体的叶理产状与拆离断层带一致, 叶理面上发育低温(300~400℃)条件下的拉伸线理, 也表明岩浆活动与拆离伸展作用的协同性.

区域资料表明, 五莲拆离断层带快速拆离伸展作用的时间与晚中生代时期华北克拉通岩石圈减薄作用的峰期基本一致, 表明五莲拆离断层带的拆离伸展可能是华北克拉通岩石圈减薄作用在胶东半岛中上地壳的一种反映. 众所周知, 华北克拉通在晚中生代时期遭受了强烈的减薄与破坏, 使得古生代时期厚(>180km)而冷的岩石圈到新生代时转变为薄(<100km)而热的岩石圈(刘俊来等, 2008a). 作为华北克拉通破坏的中上部地壳变形的响应, 变质核杂岩的形成时代集中在130~120Ma(林伟等, 2011). 位于五莲拆离断层带西侧的郯庐断裂带该时期也处于强烈伸展状态, 其伸展作

图 10 同构造岩体或岩脉

(a) 同构造岩发育模式图; (b) 同构造岩体边部遭受明显韧性剪切, 岩体内部未有明显变形; (c), (d) 平行于叶理发育的辉绿岩脉; (d) 为单偏光显微照片, 显示两期变形, 反映了随着拆离断层带下盘的抬升, 辉绿岩韧性递进变形的过程; (e), (f) 大山岩体边部的低温剪切变形

用与华北克拉通东部峰期破坏同时发生(朱光等, 2018).

基于前文数据, 有限应变测量的结果(k 平均值为 1.35)表明拆离断层带的伸展变形具有单轴拉伸和平面应变的特点. 运动学涡度估算($0.60 < W_k < 0.98$)显示本次拆离断层带经历了简单剪切成份大于纯剪切的一般剪切活动. 在剪切带内部, 运动学涡度值并不均匀, 尤其从剪切带上部向下部, 简单剪切成份减少, 而纯剪切成份增加.

综合上述特征, 五莲拆离断层带的形成与演变, 从区域角度是华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用在其东部边缘的一种反映; 从小尺度看, 可能是地壳伸展、下

盘快速垂向抬升及岩浆底辟作用引起的一般剪切作用结果. 在伸展初期, 由于伸展速率慢, 以近东西向的拉伸作用为主, 下盘无明显抬升且无岩浆作用, 此时剪切带以上、下盘之间的相对滑移引起的简单剪切作用为主, 主要形成大量的拉伸线理和叶理; 随着伸展作用的持续, 宏观拆离断层带贯通与形成, 下盘开始快速抬升与剥露, 同时由于减压作用产生局部熔融, 在剪切带内部形成了顺层侵入的岩脉(如辉绿岩脉)或在边部形成同构造岩体(如大山岩体、会稽山岩体等). 下盘快速向上剥露及岩浆的上涌共同造成了拆离断层带在垂向上的局部挤压, 形成了由拆离断层带中下部的局部区段纯剪切应变成份的增加.

7 结论

(1) 五莲拆离断层带走向由南向北总体由NNE转为NE向, 倾向NNW, 平面上具有“波瓦状”延伸特征, 主要由断层角砾岩、糜棱岩组成, 向下过渡为糜棱岩化片麻岩。拆离断层带总体具有向W或WNW方向的剪切作用, 指示了上盘向W或WNW向伸展滑动。

(2) 有限应变计算表明, 五莲拆离断层带Flinn指数介于0.98~2.0, 平均值为1.35。极摩尔圆法、伸展褶皱理法、 R_g/θ 法、石英光轴法等多种方法获得糜棱岩、初糜棱岩的运动学涡度值分别为0.64~0.97、0.76~0.93、0.6~0.92、0.63~0.98, 均值分别为0.83、0.80、0.78和0.86。应变测量与运动学涡度估算的结果共同说明拆离断层带在伸展拉伸作用条件下形成的一般型韧性剪切带。

(3) 运动学涡度值的路径变化表明, 从NW向SE方向总体存在递减的趋势, 局部存在明显减小, 表明虽然剪切过程中简单剪切和纯剪切同时存在, 但在剪切带的不同部位, 二者的成份存在差异, 在剪切带的中上部, 简单剪切作用更为明显, 表现为较高的涡度值(涡度值>0.75, 最可达0.98)、低的减薄率和较低的K值, 但由拆离断层带向下盘方向, 纯剪切应变的成份明显增加, 表现为较低的涡度值(涡度值<0.70, 最小可达0.64)、相对高的减薄率和较高的K值。

(4) 五莲拆离断层带的形成与演化主要受伸展背景下的一般剪切作用控制。结合区域构造背景分析, 五莲拆离断层带的形成与演化是华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用在其东部边缘的一种反映, 是地壳伸展引起断层带简单剪切、下盘快速抬升及岩浆上涌引起垂向施加在断层带的纯剪切联合作用的结果。

参考文献

- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉. 2007. 鲁东崑崙山官家辉长闪长岩成因: 岩石地球化学、锆石U-Pb年代学与Hf同位素制约. 岩石学报, 23: 369-380
- 李建波, 王涛, 欧阳志侠. 2010. 内蒙古赤峰楼子店低角韧性剪切拆离带的应变与运动学涡度分析. 中国科学: 地球科学, 40: 840-854
- 林伟, 王清晨, 王军, 王非, 褚杨, 陈科. 2011. 辽东半岛晚中生代伸展构造——华北克拉通破坏的地壳响应. 中国科学: 地球科学, 41: 638-653
- 刘俊来, Davis G A, 纪沫, 关会梅, 白相东. 2008a. 地壳的拆离作用与

- 华北克拉通破坏: 晚中生代伸展构造约束. 地学前缘, 15: 72-81
- 刘俊来, 曹淑云, 邹运鑫, 宋志杰. 2008b. 岩石电子背散射衍射(EBSD)组构分析及应用. 地质通报, 27: 1638-1645
- 刘俊来, 纪沫, 申亮, 关会梅, Davis G A. 2011. 辽东半岛早白垩世伸展构造组合、形成时代及区域构造内涵. 中国科学: 地球科学, 41: 618-637
- 刘洋河. 2016. 胶东莒南地区早白垩世构造-岩浆活动性及区域构造意义——以大山岩体为例. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学
- 苗来成, 罗镇宽, 关康, 黄佳展. 1998. 玲珑花岗岩中锆石的离子质谱U-Pb年龄及其岩石学意义. 岩石学报, 14: 198-206
- Ramsay J G. 1991. 现代构造地质学方法. 见: 刘瑞珣, 常志忠, 张荣昌, 译. 北京: 地质出版社. 61-70
- 夏增明, 刘俊来, 倪金龙, 张婷婷, 施性明, 吴云. 2016. 胶东东部鹤山变质核杂岩结构、演化及区域构造意义. 中国科学: 地球科学, 46: 356-373
- 张波, 张进江, 钟大赉, 郭磊. 2008. 滇西澜沧江左旋走滑挤压带应变分解的应变和运动学涡度证据. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 1268-1283
- 郑亚东, 王涛, 王新社. 2007a. 最大有效力矩准则的理论与实践. 北京大学学报(自然科学版), 43: 145-145
- 郑亚东, 王涛, 王新社. 2007b. 神秘的109.4°——共轭变形带的夹角. 地质科学, 42: 1-9
- 郑亚东, 王涛, 张进江. 2008. 运动学涡度的理论与实践. 地学前缘, 15: 209-220
- 郑永飞. 2008. 超高压变质与大陆碰撞研究进展: 以大别-苏鲁造山带为例. 科学通报, 58: 2129-2152
- 赵子福, 郑永飞. 2009. 俯冲大陆岩石圈重熔: 大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩成因. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 888
- 朱光, 刘程, 顾承串, 张帅, 李云剑, 苏楠, 肖世椰. 2018. 郯庐断裂带晚中生代演化对西太平洋俯冲历史的指示. 中国科学: 地球科学, 48: 415-435
- Ames L, Tilton G R, Zhou G Z. 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. *Geology*, 21: 339-342
- Bailey C M, Eyster E L. 2003. General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona. *J Struct Geol*, 25: 1883-1892
- Beam E C, Fisher D M. 1999. An estimate of kinematic vorticity from rotated elongate porphyroblasts. *J Struct Geol*, 21: 1553-1559
- Charles N, Gumiaux C, Augier R, Chen Y, Zhu R X, Lin W. 2011. Metamorphic core complexes vs. synkinematic plutons in continental extension setting: Insights from key structures (Shandong Province, eastern China). *J Asian Earth Sci*, 40: 261-278
- Charles N, Augier R, Gumiaux C, Monié P, Chen Y, Faure M, Zhu R. 2013. Timing, duration and role of magmatism in wide rift systems: Insights from the Jiaodong Peninsula (China, East Asia). *Gondwana*

- Res, 24: 412–428
- Chen J F, Xie Z, Li H M, Zhang X D, Zhou T X, Park Y S, Ahn K S, Chen D G, Zhang X. 2003. U-Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. *Geochem J*, 37: 35–46
- Davis G. 1983. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 6: 342–347
- Davis G A, Lister G S, Reynolds S J. 1986. Structural evolution of the Whipple and South mountains shear zones, southwestern United States. *Geology*, 14: 7–10
- Faure M, Le Breton W. 2001. Where is the North China-South China block boundary in eastern China? *Geology*, 29: 119–122
- Fossen H, Tikoff B. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *J Struct Geol*, 15: 413–422
- Groves D I, Santosh M, Goldfarb R J, Zhang L. 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geosci Front*, 9: 1163–1177
- Guo R, Li S, Suo Y, Li X, Liu X, Zhou Z, Guo L, Wang Q, Somerville I. 2017. Late Triassic Dabie-Sulu Orocline: New exhumation model of the HP-UHP rocks. *Geol J*, 52: 22–31
- Hacker B R, Wallis S R, Ratschbacher L, Grove M, Gehrels G. 2006. High-temperature geochronology constraints on the tectonic history and architecture of the ultrahigh-pressure Dabie-Sulu Orogen. *Tectonics*, 25: TC5006
- Hao J, Liu J L, Zhang J Y, Zheng Y Y. 2016. The deformation of granitic rocks in the Jinzhou detachment fault zone, southern Liaoning: Microstructures, fabrics and geochronology analysis. *Acta Petrol Sin*, 32: 2707–2722
- Ji M, Liu J, Hu L, Shen L, Guan H. 2015. Evolving magma sources during continental lithospheric extension: Insights from the Liaonan metamorphic core complex, eastern North China craton. *Tectonophysics*, 647–648: 48–62
- Law R D, Stahr Iii D W, Francis M K, Ashley K T, Grasemann B, Ahmad T. 2013. Deformation temperatures and flow vorticities near the base of the Greater Himalayan Series, Sutlej Valley and Shimla Klippe, NW India. *J Struct Geol*, 54: 21–53
- Law R D, Jessup M J, Searle M P, Francis M K, Waters D J, Cottle J M. 2011. Telescoping of isotherms beneath the South Tibetan detachment system, Mount Everest Massif. *J Struct Geol*, 33: 1569–1594
- Li J, Liu Y J, Jin W, Li X H, Neubauer F, Li W M, Liang C Y, Wen Q B, Zhang Y Y. 2017. Neoproterozoic tectonics: Insight from the Baijiafen ductile shear zone, eastern Anshan, Liaoning Province, NE China. *J Asian Earth Sci*, 139: 165–182
- Li S, Jahn B, Zhao S, Dai L, Li X, Suo Y, Guo L, Wang Y, Liu X, Lan H, Zhou Z, Zheng Q, Wang P. 2017. Triassic southeastward subduction of North China Block to South China Block: Insights from new geological, geophysical and geochemical data. *Earth-Sci Rev*, 166: 270–285
- Li X H, Fan H R, Zhang Y W, Hu F F, Yang K F, Liu X, Cai Y C, Zhao K D. 2018. Rapid exhumation of the northern Jiaobei Terrane, North China Craton in the Early Cretaceous: Insights from Al-in-hornblende barometry and U-Pb geochronology. *J Asian Earth Sci*, 160: 365–379
- Liang C, Liu Y, Neubauer F, Bernroider M, Jin W, Li W, Zeng Z, Wen Q, Zhao Y. 2015. Structures, kinematic analysis, rheological parameters and temperature-pressure estimate of the Mesozoic Xingcheng-Taili ductile shear zone in the North China Craton. *J Struct Geol*, 78: 27–51
- Liang C, Liu Y, Li W, Yang S, Wen Q, Li J, Mi X, Zhang L. 2016. Ductile deformation and rock rheological characteristics from southern Yiwulushan metamorphic core complex. *Acta Petrol Sin*, 32: 2656–2676
- Lin W, Wang J, Liu F, Ji W B, Wang Q C. 2013. Late Mesozoic extension structures on the North China Craton and adjacent regions and its geodynamics. *Acta Petrol Sin*, 29: 1791–1810
- Lisle R J. 1977. Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol Mijnbouw-N J G*, 56: 140–144
- Lister G S, Davis G A. 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J Struct Geol*, 11: 65–94
- Liu F L, Xu Z Q, Liou J G, Dong H, Xue H. 2007. Ultrahigh-pressure mineral assemblages in zircons from the surface to 5158 m depth in cores of the main drill hole, Chinese continental scientific drilling project, Southwestern Sulu Belt, China. *Int Geol Rev*, 49: 454–478
- Liu J, Gan H, Jiang H, Zhang J. 2017. Rheology of the middle crust under tectonic extension: Insights from the Jinzhou detachment fault zone of the Liaonan metamorphic core complex, eastern North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 139: 61–70
- Liu L, Liu F, Santosh M, Wang H, Ji L. 2018. Paleoproterozoic and Triassic metamorphic events in the Jiaobei Terrane, Jiao-Liao-Ji Belt, China: Hidden clues on multiple metamorphism and new insights into complex tectonic evolution. *Gondwana Res*, 60: 105–128
- Mancktelow N S, Pennacchioni G. 2004. The influence of grain boundary fluids on the microstructure of quartz-feldspar mylonites. *J Struct Geol*, 26: 47–69
- Means W D. 1994. Rotational quantities in homogeneous flow and the development of smallscale structure. *J Struct Geol*, 16: 437–445

- Mukherjee S. 2017. Review on symmetric structures in ductile shear zones. *Int J Earth Sci*, 106: 1453–1468
- Ni J, Liu J, Tang X, Yang H, Xia Z, Guo Q. 2013. The Wulian metamorphic core complex: A newly discovered metamorphic core complex along the Sulu orogenic belt, eastern China. *J Earth Sci*, 24: 297–313
- Ni J, Liu J, Tang X, Yang H, Xia Z, Zhang T. 2016. Early Cretaceous exhumation of the Sulu orogenic belt as a consequence of the eastern Eurasian tectonic extension: Insights from the newly discovered Wulian metamorphic core complex, eastern China. *J Geol Soc*, 173: 531–549
- Passchier C W, Zhang J S, Konopasek J. 2005. Geometric aspects of synkinematic granite intrusion into a ductile shear zone—An example from the Yunmengshan core complex, northern China. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 245: 65–80
- Platt J P, Behr W M, Cooper F J. 2014. Metamorphic core complexes: Windows into the mechanics and rheology of the crust. *J Geol Soc*, 172: 9–27
- Qi G, Zhang J J, Wang M. 2015. Mesozoic tectonic setting of rift basins in eastern North China and implications for destruction of the North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 111: 414–427
- Simpson C, De Paor D G. 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *J Struct Geol*, 15: 1–20
- Ren J Y, Tamaki K, Li S T, Zhang Z X. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 344: 175–205
- Stipp M, Stünitz H, Heilbronner R, Schmid S M. 2002. The eastern Tonale fault zone: A ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *J Struct Geol*, 24: 1861–1884
- Wallis S. 1995. Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sanbagawa belt, SW Japan. *J Struct Geol*, 17: 1077–1093
- Wang T, Guo L, Zheng Y, Donskaya T, Gladkochub D, Zeng L, Li J, Wang Y, Mazukabzov A. 2012. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes. *Lithos*, 154: 315–345
- Webb L E, Leech M L, Yang T N. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of the Sulu terrane: Late Triassic exhumation of high- and ultrahigh-pressure rocks and implications for Mesozoic tectonics in East Asia. In: Hacker B R, McClelland W C, Liou J G, eds. *Ultrahigh Pressure Metamorphism: Deep Continental Subduction*. Boulder: Geological Society of America
- Weijermars R. 1998. Taylor-mill analogues for patterns of flow and deformation in rocks. *J Struct Geol*, 20: 77–92
- Wu L, Monié P, Wang F, Lin W, Ji W, Yang L. 2018. Multi-phase cooling of Early Cretaceous granites on the Jiaodong Peninsula, East China: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology. *J Asian Earth Sci*, 160: 334–347
- Wu W, Liu J, Zhang L, Qi Y, Ling C. 2017. Characterizing a middle to upper crustal shear zone: Microstructures, quartz *c*-axis fabrics, deformation temperatures and flow vorticity analysis of the northern Ailao Shan-Red River shear zone, China. *J Asian Earth Sci*, 139: 95–114
- Xu J, Zhu G, Tong W, Cui K, Liu Q. 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, 134: 273–310
- Xypolias P, Koukouvelas I. 2001. Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenides, Greece). *Tectonophysics*, 33: 59–77
- Yang F, Santosh M, Kim S W. 2018. Mesozoic magmatism in the eastern North China Craton: Insights on tectonic cycles associated with progressive craton destruction. *Gondwana Res*, 60: 153–178
- Yang J H, Chung S L, Wilde S A, Wu F, Chu M F, Lo C H, Fan H R. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chem Geol*, 214: 99–125
- Yang J S, Wooden J L, Wu C L, Liu F L, Xu Z Q, Shi R D, Katayama I, Liou J G, Maruyama S. 2003. SHRIMP U-Pb dating of coesite-bearing zircon from the ultrahigh-pressure metamorphic rocks, Sulu terrane, east China. *J Metamorph Geol*, 21: 551–560
- Yang L Q, Guo L N, Wang Z L, Zhao R X, Song M C, Zheng X L. 2017. Timing and mechanism of gold mineralization at the Wang’ershan gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China. *Ore Geol Rev*, 88: 491–510
- Yin C, Zhang B, Han B F, Zhang J, Wang Y, Ai S. 2017. Structural analysis and deformation characteristics of the Yingba metamorphic core complex, northwestern margin of the North China craton, NE Asia. *J Struct Geol*, 94: 195–212
- Zhang J, Zheng Y. 1997. Polar Mohr constructions for strain analysis in general shear zones. *J Struct Geol*, 19: 745–748
- Zhang J J, Sh, X J, Zeng T, Ouyang Z X, Tong Y, Guo L, Wang T, Li J B. 2012. The shear types and the ductile thinning of the ductile shear zone. *Geol Bull China*, 31: 26–37
- Zhang J, Guo L. 2007. Structure and geochronology of the southern Xainza-Dinggye rift and its relationship to the south Tibetan detachment system. *J Asian Earth Sci*, 29: 722–736

(责任编辑: 董云鹏)