

韧性剪切带的剪切作用类型和韧性减薄量

李建波¹, 王 涛², 郭 磊², 童 英², 欧阳志侠³, 曾 涛², 史兴俊², 张建军²

LI Jian-bo¹, WANG Tao², GUO Lei², TONG Ying², OUYANG Zhi-xia³,

ZENG Tao², SHI Xing-jun², ZHANG Jian-jun²

1. 东华理工大学地球科学学院, 江西 抚州 344000; 2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

3. 广东省有色金属地质勘查局地质勘查研究院, 广东 广州 510080

1. East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, Jiangxi, China;

2. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

3. Geological Survey Institute, Guangdong Nonferrous metals Geological Survey Bureau, Guangzhou 510080, Guangdong, China

摘要:韧性剪切带结构的演化和剪切作用类型受到许多研究者的关注。运用极莫尔圆法、有限应变法、刚性颗粒法、石英光轴组构结合有限应变测量法、拖尾形态法、剪切带内变形脉体(岩墙)法、碎斑法等方法可以估算剪切带变形过程中的运动学涡度,进而判别剪切带中单剪切组分与纯剪切组分的相对含量。自然界的剪切带一般介于单剪与纯剪之间,运动学涡度 W_k 介于 0~1 之间,表明韧性剪切带在变形过程中发生了垂直于剪切带边界(乙轴)方向的韧性减薄。剪切带变形过程中的韧性减薄量可依据有限应变测量与运动学涡度估算求得,也可依据剪切带内的石香肠(布丁)构造求解,还可依据构建极莫尔圆求解。以华北克拉通北缘的楼子店变质核杂岩及其韧性剪切带,以及希腊西奈山的 Chelmos 剪切带为例,介绍估算韧性剪切带韧性减薄的方法,这种韧性减薄是对大规模岩石圈减薄的有益补充和完善。研究结果表明,定量估算与变质核杂岩相关的韧性剪切带的剪切作用类型是分析变质核杂岩形成机制的有效途径和方法。

关键词:韧性剪切带;有限应变;运动学涡度;韧性减薄量

中图分类号:P542⁺.3; P551

文献标志码:A

文章编号:1671-2552(2012)01-0026-12

Li J B, Wang T, Guo L, Tong Y, Ouyang Z X, Zeng T, Shi X J, Zhang J J. The shear types and the ductile thinning of the ductile shear zone. *Geological Bulletin of China*, 2012, 31(1): 26-37

Abstract: Many researchers have focused their attention on the evolution of the fabric and the shear type of the shear zone. The kinematic vorticity can be estimated by using the polar Mohr method, the finite strain, the rigid grain net, the finite strain and the quartz C-fabric, and the components of simple shear and pure shear during the evolution of the ductile shear zone can also be calculated. Many facts have confirmed that the natural shear zones are always general shear zones which combines different components of simple shear and pure shear and whose values of kinematic vorticity range from 0 to 1, suggesting that the ductile thinning perpendicular to the band of the shear zone occurred. The rate of the ductile thinning during the evolution of the ductile shear zone can be estimated by the methods of the finite strain measurement and kinematic vorticity, the budding of the shear zone and the polar Mohr. Using the Louzidian ductile shear zone and Greece Hellenides Chelmos shear zone, this paper indicates that the ductile thinning really occurred in the ductile shear zone. The ductile thinning is the supplement and perfection of lithosphere thinning; at the same time, the shear types of the ductile shear zone related to the metamorphic core complex constitute an effective method to analyze the mechanism of the metamorphic core complex.

Key words: ductile shear zone; finite strain measurement; Kinematic vorticity; quantities of ductile thinning

收稿日期:2011-03-14;修订日期:2011-10-28

资助项目:国家自然科学基金项目(批准号:41102129、90714006、41002073)和中国地质调查局项目《深部探测技术与实验研究》(编号:08-01-03)

作者简介:李建波(1976-),男,博士,从事构造变形、构造与成矿的教学与科研工作。E-mail: jianboli2000@163.com

韧性剪切带作为深层次岩石变形的一种主要型式,自 20 世纪 70 年代以来,一直是现代构造地质学研究的重要内容。韧性剪切带研究的最初十余年,人们主要侧重于组成韧性剪切带的岩石的构造特征、剪切指向和有限应变研究^[1-2]。构造热年代学方法的引入,使得韧性剪切带演化历史研究取得了长足的进步。近年来,运动学涡度理论的应用为定量研究剪切带的变形机制提供了一条简便有效的途径^[3-9]。许多研究表明,自然界的剪切带大都是介于简单剪切与纯剪切之间的一般剪切带^[10-18],这预示在剪切带变形过程中存在韧性减薄。如何定量给出剪切带形成中的单剪分量、纯剪分量和韧性减薄量成为确定剪切带形成机制的关键问题之一。在韧性剪切带减薄量研究中,早期的研究者大多采用简单剪切模式说明剪切带内岩石有限应变与剪切位移之间的关系^[1],却忽略了剪切作用中的纯剪切组分,由此所估算的剪切位移一般都偏大。通过野外实地观察、岩石有限应变和运动学涡度测定,定量查明剪切带类型,能够较定量地确定地壳伸展/减薄量和应力状态。本文旨在概述和总结韧性剪切带剪切作用类

型研究的最新进展及问题,并选择典型的研究实例,较详细地论述韧性剪切带研究中运动学涡度的意义和韧性剪切变形过程中发生的韧性减薄量。

1 韧性剪切带的剪切作用类型与运动学涡度

1.1 韧性剪切带的剪切作用类型

作为影响整个岩石圈的狭长的高应变带,韧性剪切带常见于天然变形岩石中,其发育规模变化幅度较大,小到显微尺度,大到几十千米^[18]。韧性剪切带的主要构造岩为糜棱岩类岩石,有关韧性剪切带的运动学指向可用糜棱岩类岩石中发育的 S-C 组构、多米诺骨牌、伸展褶皱理(C')、不对称旋转碎斑等运动学标志很好地标识(图 1)。

韧性剪切带中的糜棱岩或糜棱状岩石多为地壳中、深层次韧性变形的产物,其组构演化与剪切应变强度、剪切作用类型密不可分^[19-22]。深入研究糜棱岩形成过程中的剪切作用类型是分析韧性剪切带形成机制的有效途径和方法^[13-16]。早期,构造地质学家常采用纯剪切、简单剪切与刚体旋转 3 个简单

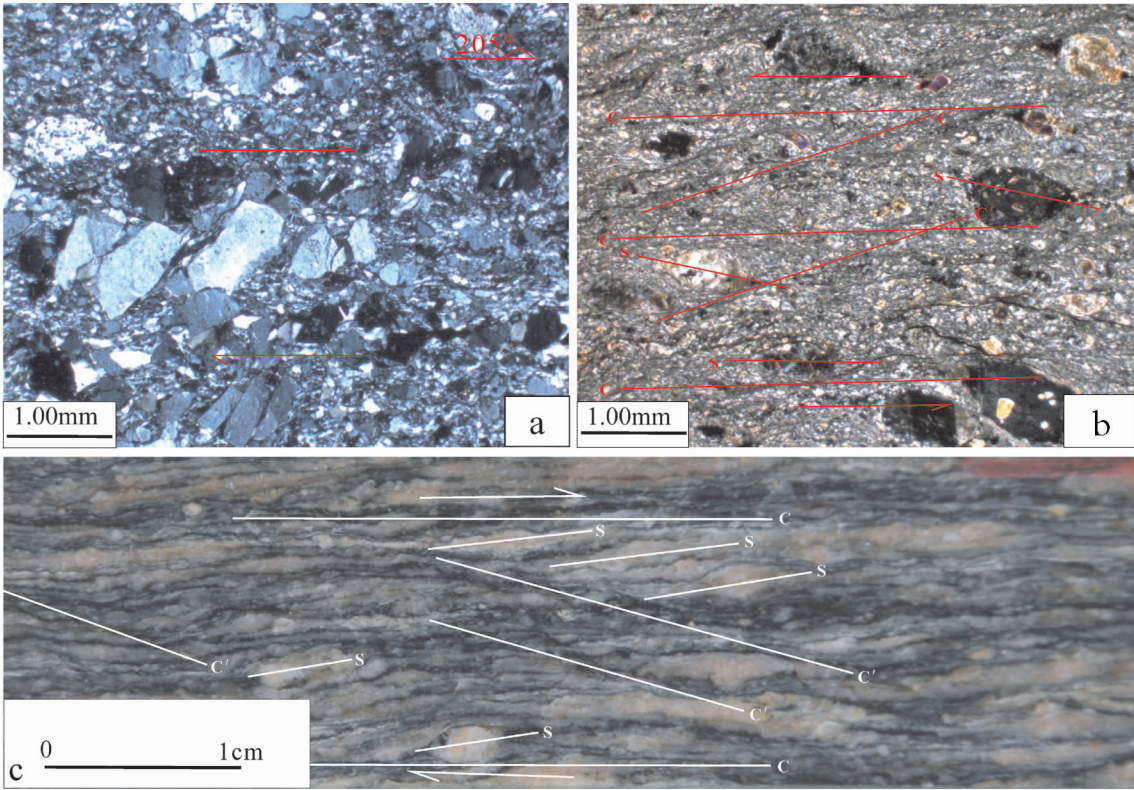


图 1 糜棱岩组构 Fig. 1 Fabric of mylonite

a—多米诺骨牌(采自辽西医巫闾山);b—S-C-C'组构(采自辽南金州);c—S-C-C'组构(采自内蒙古赤峰楼子店)

化的模型来研究剪切变形。20 世纪 70—80 年代大多数研究者通常用简单剪切模式分析天然剪切带,如 Ramsay 等^[23]证明,简单剪切是一种体积不变的应变状态,除非沿剪切带边界有不连续面,否则简单剪切只发生在边界平直并被未变形的围岩所限定的剪切带中。De Paor^[10]注意到天然剪切带的复杂情况,定义了 2 种一般剪切作用:次简单剪切和超简单剪切,次简单剪切中旋转应变分量小于同等强度的简单剪切中的旋转应变,而超简单剪切中旋转应变分量大于简单剪切中的旋转应变。剪切类型可分为纯剪切与简单剪切 2 种端元,目前大多数研究者认为,自然界中出现的剪切作用往往是两者的组合——一般剪切作用^[10-18]。

1.2 运动学涡度及其测量方法简介

1.2.1 流张量分解

对于一个给定的坐标系,变形体的速度场可以用流张量(flow tensor)或速度梯度张量 L 来描述。流张量与速度场内的拉伸、旋转组分有关,可分解为对称张量 D 和非对称张量 W ^[24],即 $L=D+W$,但流张量不包含速度场内的平移组分。对称张量 D 为拉伸张量,其 3 个正交特征向量为流的 3 个瞬时伸长轴为 ISA_1 、 ISA_2 与 ISA_3 。 D 描述的是平行于瞬时伸长轴的物质线的伸长率 S_a 、 S_b 与 S_c 。对于均质的平面变形带而言,瞬时伸长轴也可平行于主压应力轴^[25]。

非对称张量 W 为涡度张量。对于一个给定的坐标系而言,涡度张量描述的是无伸长变形体物质线与点的角速度。由于涡度张量具有非对称的性质,可以简单地表达为涡度矢量,其值为速度的旋度($W=\text{curl } v_i$),也可定义为 2 倍角速度的矢量值($W=2\omega$),垂直于这些矢量的平面为涡度剖面平面(Vorticity Profile Plane)^[26]。许多研究者对涡度的物理学意义赋予不同的解释^[27-28],总的来说可以归纳如下:①在涡度剖面平面上,其值为任何一对瞬时正交的物质线角速度的总和;②2 倍于涡度剖面平面上所有物质线的角速度;③2 倍于韧性变形基质中刚性颗粒的旋转率。

对于正交的 3 个瞬时伸长轴,涡度矢量的方位制约着流的对称性,但这些矢量方位之间并不存在固定的角度关系^[18]。在简单流状态下,涡度矢量平行于一个瞬时伸长轴,这种流为单斜流或高对称流^[29](图 2-A)。如果涡度矢量与瞬时伸长轴斜交,流就被称为三斜流^[26](图 2-B)。单斜流是一种特殊端元,在自然界的剪切带中很少存在,在大多数情况下,瞬

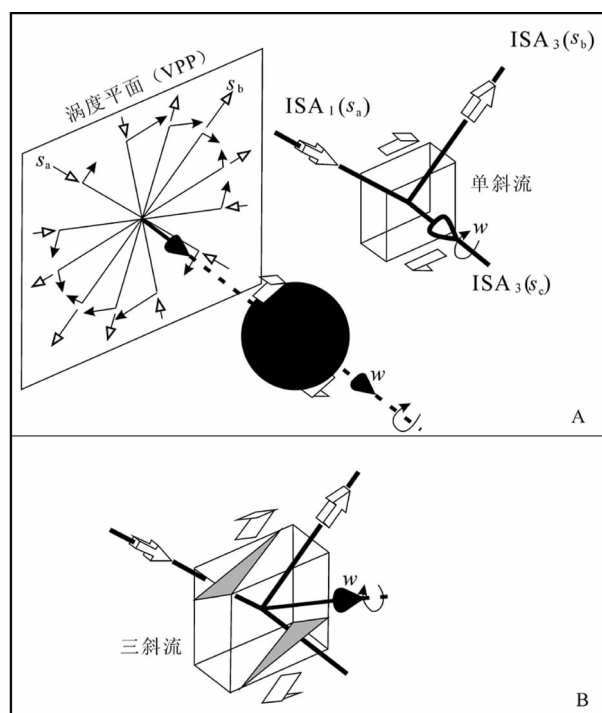


图 2 涡度张量图解

Fig. 2 Diagram of vorticity vector

A—在单斜流状态下相对于瞬时伸长轴 ISA_1 、 ISA_2 、 ISA_3 的涡度张量的方位,涡度张量方位与物质线的瞬时角速度(实心箭头)、物质线瞬时伸长率(空心箭头)之间的关系;B—三斜流状态下涡度张量的方位

时伸长率之间关系为 $S_b > S_a$ 和 $S_b > S_c$,此时涡度矢量平行于瞬时伸长轴^[18]。

1.2.2 运动学涡度

韧性剪切带形成过程中经历的剪切作用的度量由运动学涡度 $W_k = \cos \nu$ 给出^[11]。形面(XZ 面)内有 2 个非旋转方向分别平行、垂直于剪切带边界,其间的夹角为 90° ,运动学涡度为 0;简单剪切为非共轴变形,主变形面内仅有 1 个非旋转方向与剪切带边界平行,即 2 个非旋转方向间的夹角为 0° ,运动学涡度为 1;一般剪切为上述 2 种剪切方式的组合,主变形面内两非旋转方向的夹角介于 $0 \sim 90^\circ$ 之间,相应的运动学涡度为 $0 \sim 1$ 。在总体均匀变形、无体积变化和平面变形的条件下,只要涡度与应变速率之比恒定,运动学涡度也可根据主应力方向求得,即 $W_k = \sin 2\xi$ 。其中 ξ 为最大主应力轴 σ_1 与剪切带法线的夹角^[30-33]。依据 C' 与最大主应力轴 σ_1 的夹角为 55° ^[34-40],如果已知 C' 与 C 面理之间的夹角则可以求出 σ_1 的取向,并以此获得 ξ 值,按 $W_k = \sin 2\xi$ 式计算

运动学涡度。

1.2.3 运动学涡度测量方法

郑亚东等^[39]系统地总结了极莫尔圆法、有限应变法、刚性颗粒法、石英光轴组构结合有限应变测量法、拖尾形态法、石英条带斜交面理法、C'法等运动学涡度的测量方法。作为补充,本文还介绍了利用剪切带内变形脉体(岩墙)法、碎斑法 2 种求解运动学涡度的方法。

(1)利用剪切带内变形脉体(岩墙)法
求解运动学涡度

剪切带内岩脉或岩墙等特殊物质线的伸展行为受初始方位、有限应变、体积变化与运动学涡度的制约^[18],其变形历史以持续缩短(s)、持续伸展(e)和先缩短后伸展(se)或先伸展后缩短(es)为特征^[41]。因此,利用脉体(岩墙)不同变形过程中产生的不同构造现象(褶皱、布丁或石香肠)并与莫尔圆结合,按图 3 所示的方法可以求解出变形脉体的运动学涡度,进而可以估算剪切带变形过程中单剪分量与纯剪分量的相对大小^[42]。现对图 3 的代码代号作一说明:1、2、3 为发生褶皱的脉体编号,代表持续缩短变形;4、7 为布丁(石香肠)化脉体编号,代表持续拉伸变形;5、6 为先褶皱后布丁(石香肠)化的脉体编号,变形过程为先缩短后拉伸。s 为缩短区域,e 为伸展区域,se 为先缩短后伸展区域。Lb₁ 与 Lb₂ 为伸展区域 e 的边界,La₁ 与 La₂ 为缩短区域 s 的边界,La₁ 与 Lb₁、La₂ 与 Lb₂ 为先缩短后伸展区域边界,其中 La 为变形后的脉体(岩墙),Lb 为变形前的脉体(岩墙)。这些不同变形域的面积不仅取决于变形过程中的运动学涡度 W_m ,也和有限应变和 $A_n(A_n=\cos\varphi)$ 有关。在 $W_m=Q/R$ 中,当 $Q=0$ 时为纯剪切, $Q=1$ 时为简单剪切。

对均匀变形且方位可以精确测定的脉体可运用

此法求解运动学涡度。应用该方法时应注意,要准确地区分所研究脉体的变形历史,可能有的脉体在石香肠(布丁)化之前并没有发生褶皱作用,区分先缩短后伸展的脉体一定要做到准确无误。因此,精确测定不同变形区域的边界是利用该方法求解运动学涡度的前提。

(2)碎斑法

碎斑的旋转轨迹可提供同构造旋转度量的信息,基于这样的认识,许多研究者利用碎斑组构来估算变形过程中的涡度值^[43]。假定在未变形的状态下,碎斑内的面理平行于剪切带的边界(图 4-a);在变形状态下,碎斑内的面理相对于碎斑外的面理的方位可真实反映碎斑同构造旋转的度量(图 4-b)。基于此,一种新的估算运动学涡度的方法被提出。在此方法中,碎斑内 S_1 面理的方位是其长轴方位的函数,运动学涡度(W_m)可以通过比较碎斑内 S_1 面理与其长轴方位所决定的曲线,以及不同形态比的碎斑在运动学涡度(W_m)中与剪应变(γ)为常量条件下获得的标准分布曲线来获得。图 4-c 为运动学涡度 $W_m=0.71$ 、 $R_{xz}=3$ 的条件下,形态比 $R=1$ 、2、8 时碎斑内 S_1 面理与其长轴的分布曲线。

1.2.4 运动学涡度测量方法评述

上述所有方法主要以构造组构作为标志体,普遍要求岩石韧性变形达到一定的强度,从而形成一些特定的标志体。如刚性颗粒法等要求刚性颗粒需具备大的长短轴比,其它一些方法则要求变形岩石存在清晰的面理,难以估算变形较弱岩石的运动学涡度;利用岩墙、岩脉法估算运动学涡度的不足是很难找到合适的岩脉或岩墙;石英 c 轴组构法估算的 S-C 夹角使运动学涡度值有较大的偏差;拖尾形态法(PHD)还存在能否把前转与后转的应变标志体

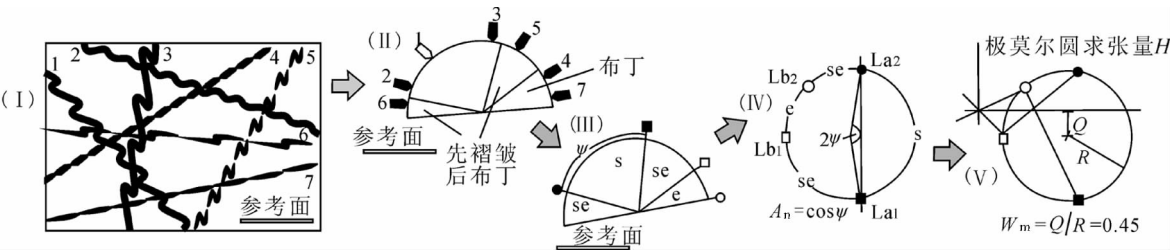
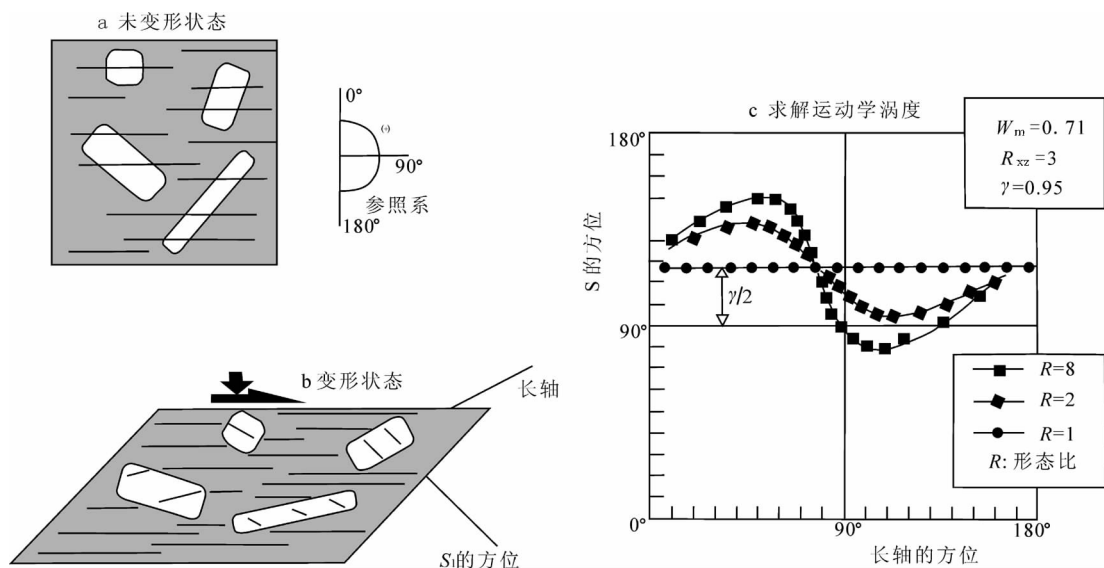


图 3 用变形岩脉(岩墙)估算运动学涡度 W_m 图解^[42]

Fig. 3 Schematic illustration of the analytical procedure employed to estimate W_m

(I)具不同初始方位与不同变形历史的岩脉(岩墙)的横剖面;(II)变形岩脉(岩墙)边界;(III)s、e 和 se 的变形区域;
(IV)s、e 和 se 的变形区域的莫尔圆图解;(V)运用莫尔圆求解运动学涡度图解 $W_m=Q/R$,其中 R 为莫尔圆的半径, Q 为莫尔圆圆心与水平轴的距离。其它说明见正文

图 4 利用碎斑法求解运动学涡度图解^[43]Fig. 4 Explanation and schematic illustration of the assumptions in the method used to estimate W_m from rotated porphyroblasts

清晰地分开的问题；碎斑法不足之处在于不能把稳态的变形碎斑与其它非稳态的碎斑区分开来。

由于天然变形岩石中的刚性颗粒属于三维应变范畴，上述基于二维应变理论的所有估算运动学涡度的方法都很难直接应用于所有变形岩石^[44]。基于这样的认识，Li 等^[44]用数值模拟的方法证实，建立在二维应变基础上的国际上流行十几年的 PHD 法及其衍生的刚性颗粒法所确定的运动学涡度（其值介于 0.50~0.85 之间），以前认为纯剪切的几乎全都为近简单剪切的（ $W_k > 0.9$ ）。

剪切带的演化过程一般分为糜棱主期、晚期、末期和脆性变形几个阶段，与之对应，不同的岩石组构记录了不同变形期的运动学涡度。具体为：基于有限应变测量的极莫尔圆法、石英光轴组构法估算的是糜棱岩韧性变形早期的运动学涡度；斜向面理、“云母鱼”等 II—型 S—C 组构法估算的是糜棱岩韧性变形晚期的涡度；最大有效力矩法或 C' 法估算的是糜棱岩末期脆性变形期的涡度；共轭脆性断层估算的是剪切带脆性变形期的“涡度”^[45]。

2 韧性减薄量

2.1 韧性减薄量及其求解方法

韧性剪切带的减薄量问题被许多研究者所关

注。Simpson 等^[11]认为，次简单剪切可以引起剪切带厚度的变化，剪切带在其长度增加、体积减小和第三维方向伸展的情况下可发生韧性减薄。Wallis 等^[46]认为，垂直于剪切带边界方向的减薄率（减薄量与原厚度的比值）与剪切带的运动学涡度 W_k 、XZ 主应变平面的轴比 R_{xz} 有关，并设计出下面的公式来求解垂直于剪切带边界方向的减薄率。Wallis^[47]估算了位于日本西南部的 sanbagawa 剪切带的韧性减薄率介于 35%~65% 之间。

$$S = \left\{ \frac{1}{2} (1 - W_k)^{1/2} \left[\left(R_{xz} + R_{xz}^{-1} + 2 \frac{(1 + W_k)}{(1 - W_k)} \right)^{1/2} + (R_{xz} + R_{xz}^{-1} - 2)^{1/2} \right] \right\}^{-1}$$

Bailey^[45]认为，沿垂直于剪切带边界（Z 轴）方向的缩短量（减薄量）可以通过剪切带内长石（石英）的石香肠或布丁构造来确定。具体做法是先求解出石香肠（布丁）沿剪切带边界的伸展量 S 和体变形量 D，以 S 和 D 为横、纵坐标建立坐标系（图 5），其斜率（Z）即为沿 Z 轴方向的缩短量（减薄量）。图 5 中 Z=1 为剪切带厚度不变，Z=0.5 为沿 Z 轴方向减薄 50%，Z=0.1 为沿 Z 轴方向减薄 90%。用上述方法研究的结果表明，位于 Blue Ridge province 的花岗质糜棱岩在变形过程中经历了压扁应变，且发生了沿垂直于剪切带边界（Z 轴）方向的缩短（减薄），缩

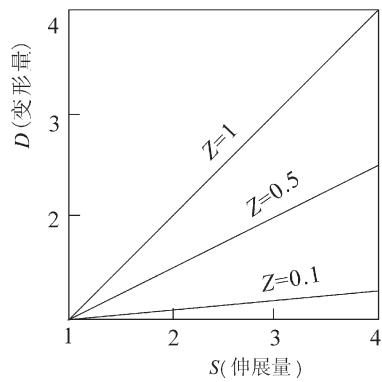


图 5 利用石香肠(布丁)构造求解韧性减薄量图解^[48]

Fig. 5 Ductile thinning estimated by pudding structure

$Z=1$ 表示剪切带沿 Z 轴方向没有缩短(减薄); $Z=0.5$

表示剪切带沿 Z 轴方向缩短(减薄)50%; $Z=0.1$

表示剪切带沿 Z 轴方向缩短(减薄)90%

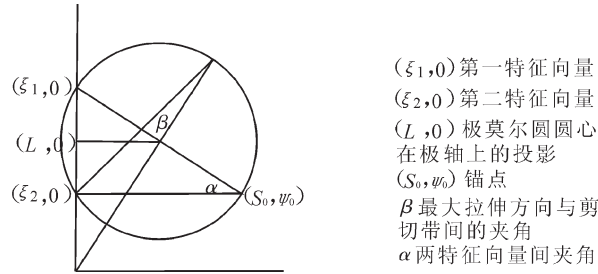


图 6 运用极莫尔圆求解韧性剪切带的减薄量^[49-51]

Fig. 6 Ductile thinning estimated by Mohr diagram

短(减薄)量介于 30%~63%之间。其中

$$S=L_t/\sum L_i \quad (L_t \text{ 为石香肠的总长度, } \sum L_i \text{ 为石香肠各部分长度之和})$$

$$D=A_t/\sum A_i \quad (A_t \text{ 为石香肠的总面积, } \sum A_i \text{ 为石香肠各部分面积之和})$$

张进江等^[49-51]指出运用构建极莫尔圆的方法可求解剪切带厚度的变化。首先,用 XZ 面上有限应变椭圆轴比及其最长轴与剪切带边界夹角构建极莫尔圆法^[11,49-51],如图 6 所示;其次,比较 $(\xi_1, 0)$ 和 $(\xi_2, 0)$, 如果 ξ_1 值大,剪切带减薄,否则增厚;最后, ξ_2/L 就是剪切带厚度的变化,其中 L 为极莫尔圆圆心在极轴上的垂直投影坐标 $(L, 0)$, 剪切带的原厚度为 $H \times L/\xi_2$, H 为现在剪切带的厚度。

Tikoff 等^[52]以平行剪切方向为 a 轴,平行剪切带边界且与剪切方向垂直为 b 轴,垂直于剪切带边界为 c 轴建立了剪切带的三维参照变形模型,识别出 12 种剪切变形端元;认为在剪切带变形过程中,如果 a 、 b 轴共轴拉伸、 c 轴缩短,则剪切带可以发生垂

直于 c 轴方向的减薄。郑亚东^[53]同样也注意到剪切带中的减薄量问题并运用极莫尔圆进一步描述了剪切带的 5 种类型(图 7),分别为纯剪切减薄型、纯剪切增厚型、简单剪切厚度不变型、一般剪切减薄型、一般剪切增厚型剪切带。运动学涡度研究表明,运动学涡度 $W_k < 0$ 为增厚型剪切带, $0 < W_k < 1$ 为减薄型剪切带, $W_k = 1$ 为厚度不变的剪切带。在实际野外工作中,可用剪切带内褶皱发育或伸展褶劈理发育定性地判断剪切带为增厚型或减薄型剪切带^[34-35]。

上述减薄量的求解方法只是给出了剪切带变形过程中的韧性减薄率,但其变形过程中发生的韧性减薄量大小还需进一步估算。垂直于剪切带边界的减薄量,其大小为剪切带原厚度与减薄率的乘积,因此只要求解出剪切带的原厚度,就可以估算其真实的减薄量。

2.2 核杂岩韧性拆离带的韧性减薄量

以往的研究表明,华北克拉通中生代以来发生了大规模的岩石圈减薄。金伯利岩中的金刚石包体、新生代玄武岩中的幔源包体、地球物理探测等资料说明华北克拉通中生代以来发生了上百千米的减薄^[54-59]。岩石地球化学、地球物理研究提供了岩石圈和地壳减薄的证据,很好地揭示了克拉通破坏和岩石圈减薄的深部地质作用,但难以解决其浅部响应的问题。目前所讨论的减薄多是岩石圈尺度(主要是岩石圈地幔)的减薄,而地壳内部的构造减薄(如伸展减薄)的作用和贡献则未加考虑。这势必限制了对岩石圈、地壳减薄的过程和机制的全面认识。因此,用上述方法获得的减薄量并没有考虑地壳韧性减薄的贡献。

华北北缘发育的众多中生代变质核杂岩被认为是研究地壳伸展减薄的窗口^[60]。变质核杂岩韧性拆离带是由发育于其中的伸展褶劈理进一步扩展而成的,因此伸展褶劈理也可作为指示剪切带是否发生减薄的标志^[34-35]。野外已观察到,华北北缘发育的变质核杂岩中均发育有大量的伸展褶劈理,表明韧性拆离带发生了伸展减薄。精确地估算核杂岩韧性拆离带的韧性减薄量应该是对华北克拉通中生代以来地壳减薄的丰富和补充。

3 研究实例

本文选取楼子店变质核杂岩韧性剪切带与希腊西奈山的 Chelmos 剪切带为例来说明剪切带剪切作

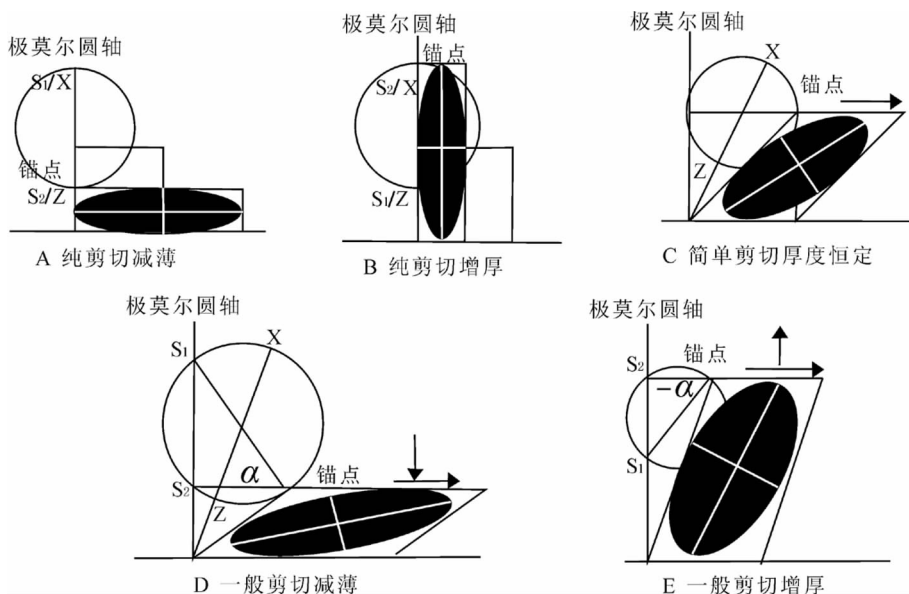
图7 极莫尔圆中的有限应变、运动学涡度与剪切带的减薄/增厚^[53]

Fig. 7 Strain, kinematic vorticity and thinning or thickening

用类型与减薄量的研究,其中 Chelmos 剪切带的所有资料均引自于参考文献[4]。

3.1 楼子店变质核杂岩韧性剪切带

楼子店韧性剪切带发育在内蒙古赤峰市南边楼子店变质核杂岩核部岩体边部的太古宙、古元古代和中生代的片麻岩与花岗质岩石中。楼子店韧性剪切带是该变质核杂岩拆离带的主要组成部分,该拆离带由深到浅依次为韧性剪切带(糜棱岩带)、韧—脆性剪切带和脆性断裂带(图8-B)。其中,韧性剪切带中的岩石类型由下部的糜棱岩化花岗岩逐渐向上变为糜棱岩。糜棱岩具有显著的面理和拉伸线理,面理产状为 $110^{\circ}\sim 145^{\circ}\angle 23^{\circ}\sim 40^{\circ}$, 平均产状为 $135^{\circ}\angle 26^{\circ}$; 拉伸线理产状为 $25^{\circ}\sim 70^{\circ}\angle 5^{\circ}\sim 38^{\circ}$ 。糜棱岩中常见的运动学标志指示上盘向东北剪切。韧—脆性剪切带一般平行于糜棱岩面理,主要由绿泥石化糜棱岩组成,带内发育微小的裂隙。表明韧性和脆性变形具有继承性,是连续伸展作用的产物。韧—脆性剪切带的顶部是脆性断裂带,由角砾岩、微角砾岩、碎裂岩、面理化角砾岩、假熔岩、网格状脆性正断层、断层泥和脆性拆离断层面组成。脆性拆离断层面上发育有倾向擦痕和方解石、绿帘石晶体纤维,显示上盘向南东的倾向滑动,拆离断层面产状为 $107^{\circ}\sim 140^{\circ}\angle 31^{\circ}\sim 44^{\circ}$, 平均产状为 $119^{\circ}\angle 41^{\circ}$, 断层面上擦痕平均产状为 $135^{\circ}\angle 38^{\circ}$ 。韧—脆性剪切带内绿泥石化糜

棱岩内发育有沿走向滑动和倾向下滑2组线理,记录了韧性向脆性转换过程中由东北的韧性剪切到倾向下滑的脆性运动的特征,表明拆离带内糜棱岩带与脆性拆离断层面虽然产状一致,但在其演化过程中发生了由走向剪切到倾向下滑的运动学转换^[14]。

对楼子店变质核杂岩韧性剪切带内糜棱岩进行精细的运动学涡度分析得出,楼子店韧性剪切带形成初期为以简单剪切为主的一般剪切作用,这与前人的研究结果一致^[14];剪切带演化后期,与剪切带相关的核杂岩核部岩体的隆升使剪切作用转化为以纯剪切为主的一般剪切作用^[16]。表1的数据表明,所有糜棱岩类岩石的运动学涡度 $0 < W_k < 1$, 暗示韧性剪切带在形成过程中发生了沿垂直于剪切带边界方向(Z轴方向)的韧性减薄。

楼子店变质核杂岩韧性剪切带的韧性减薄量依据剪切带的厚度和实测的韧性减薄率求得。结果显示厚度为600~1200m的楼子店韧性剪切带内垂直于剪切带边界的韧性减薄量为:初糜棱岩带为90~130m,糜棱岩带为180~200m;总的减薄量为270~330m。需要强调的是:此处获得的减薄量是依据长石应变标志体得出的减薄量,由于依据长石获得的应变小于岩石的全岩应变,再者在横切剪切带的剖面上,局部细小的强变形糜棱岩没有获得其应变参数,实际的韧性减薄量应该大于上述的计算值,因此

表 1 楼子店变质核杂岩韧性剪切带有限应变
与运动学涡度估算^[16]

Table 1 Strain and kinematic vorticity of Louzidian
metamorphic core complex ductile shear zone

样品 编号	测量 切面	极 摩 尔 圆 W_k	?	?	R_{XZ}	R_{YZ}	$S/\%$
CF06-001	光面	0.80	37	26.5	3.6	2.8	33
CF 06-002	光面	0.56	56	17	2.3	2.1	30
CF 06-003	光面	0.72	44	23	3.1	2.9	32
CF 06-006	光面	0.69	46	22	2.8	2.0	32
CF 06-008	光面	0.73	43	23.5	2.9	2.7	32
CF 06-012	光面	0.51	59	15.5	2.2	1.95	29
CF 06-014	光面	0.53	58	16	2.8	1.8	36
CF 06-021	光面	0.58	54	18	3.6	2.6	42
CF 06-022	光面	0.68	47	21.5	2.6	2.2	30
CF 06-032	光面	0.60	53	18.5	2.4	2.1	30
CF 06-037	光面	0.79	37	26.5	2.7	2.2	37
CF 06-041	光面	0.76	40	25	2.3	1.9	24
C005 *	光面	0.90	26	32	1.89	1.16	14
C006 *	光面	0.82	35	27.5	2.16	1.26	21
C044 *	光面	0.86	31	29.5	2.58	1.26	22
H28-1 *	光面	0.81	36	27	2.15	1.25	21

注: W_k 为运动学涡度, v 为两特征向量的夹角, ξ 为最大主应力
轴与剪切带法线的夹角, R_{xz} 、 R_{yz} 为 XZ、YZ 面上的轴比, S
为垂直于剪切带的减薄率

所获得的减薄量 M 为韧性剪切带内糜棱岩的最小减薄量。

3.2 希腊西奈山 Chelmos 剪切带

Chelmos 剪切带形成于绿片岩相—蓝片岩相环境,走向 NW,厚约 1km,剪切带内构造岩在 Feneos 地区与 Argos 地区出露完好(图 8A-a、b)。Xypoulas 等^[14]认为该剪切带可划分为 2 个韧性变形带:根部带与前缘带。Chelmos 剪切带内发育大量透入性的糜棱面理与走向为 ENE—WSW 的由白云母、阳起石、拉长石英组成的矿物拉伸线理。剪切带内的石英普遍遭受了强烈的以亚颗粒旋转、颗粒边界迁移为特征的动态重结晶,这些动态重结晶颗粒形成品格优选与颗粒形态优选。在横切剪切带的剖面上,面理迹线构成一背形,沿剖面从东向西,剪切带内糜棱面理由平缓逐渐变陡,最后趋于与水平面垂直。大量的剪切指向标志如不对称褶皱、重结晶的斜向石英颗粒和不对称的石英 C 组构均指示剪切带内重结晶塑性变形与 WSW 向剪切有关;然而,在局部地

段,剪切带内小型褶皱、S-C 组构和露头尺度的剪切条带则暗示 ENE 方向的剪切。详细的野外工作证实这种 ENE 向剪切仅局限于前缘带底部的一个窄带内,并不代表剪切带的主体剪切方向。

用于运动学涡度研究的 29 块样品取自于剪切带内不同的构造水平之上。采样处岩层的产状稳定。为了降低运动学涡度估算的误差,选用碎斑旋转法、石英 C 组构、斜向颗粒与石英 C 组构结合 3 种方法进行运动学涡度估算。实测运动学涡度表明,在横切剪切带的剖面上,根部带以垂向共轴拉伸和高应变为特征,前缘带底部以简单剪切变形为主,而其上部以纯剪切变形为主(图 8A-c);在运动学涡度平面分布图上,运动学涡度从剪切带核部向边部逐渐减小;而剪切作用类型表现为核部以简单剪切为主,边部以纯剪切为主(图 8A-a、b)。对于韧性减薄问题,研究者同样运用 Wallis 等^[46]提出的公式估算出该剪切带韧性减薄量(以减薄率表示)。结果显示(图 8A-d):在横切剪切带的剖面上,前缘带低构造层次韧性减薄率较低,随构造层次变高韧性减薄率增大,剖面东部边缘根部带韧性减薄率最大。

4 剪切作用类型和韧性减薄量的研究意义

4.1 准确确定韧性剪切带变形机制

通过对剪切带内糜棱岩类岩石运动学涡度的精细刻画,可以确定剪切带的变形机制与类型。随剪切带内应变递进增强,会发生糜棱岩化岩石、初糜棱岩、糜棱岩到超糜棱岩的转化^[2],如果能精确估算剪切带内糜棱岩类岩石在这一递进变形过程中运动学涡度的变化,则剪切带的变形机制与发育过程便可以合理地确定。王新社等^[13]在研究鲁西青邑韧性剪切带时得出随糜棱岩化岩石、初糜棱岩、糜棱岩到超糜棱岩的演化其运动学涡度(分别为 0.91、0.87、0.81、0.60)逐渐减小,认为剪切带早期以简单剪切为主、后期以纯剪切为主;结合显微构造观察,发现剪切带沿 X 轴、Y 轴方向都递进增大,表明该剪切带形成的边界条件接近于走滑挤压,剪切带的类型为加长—变宽的一般剪切带。楼子店韧性剪切带内从初糜棱岩到糜棱岩的实测运动学涡度逐渐减小,表现为初糜棱岩以简单剪切为主,糜棱岩以纯剪切为主;付林图解中初糜棱岩表现为拉长应变区域,糜棱岩为压扁应变区域。综合运动学涡度与有限应变,认为楼子店韧性剪切带为一加长简单剪切—加长减薄

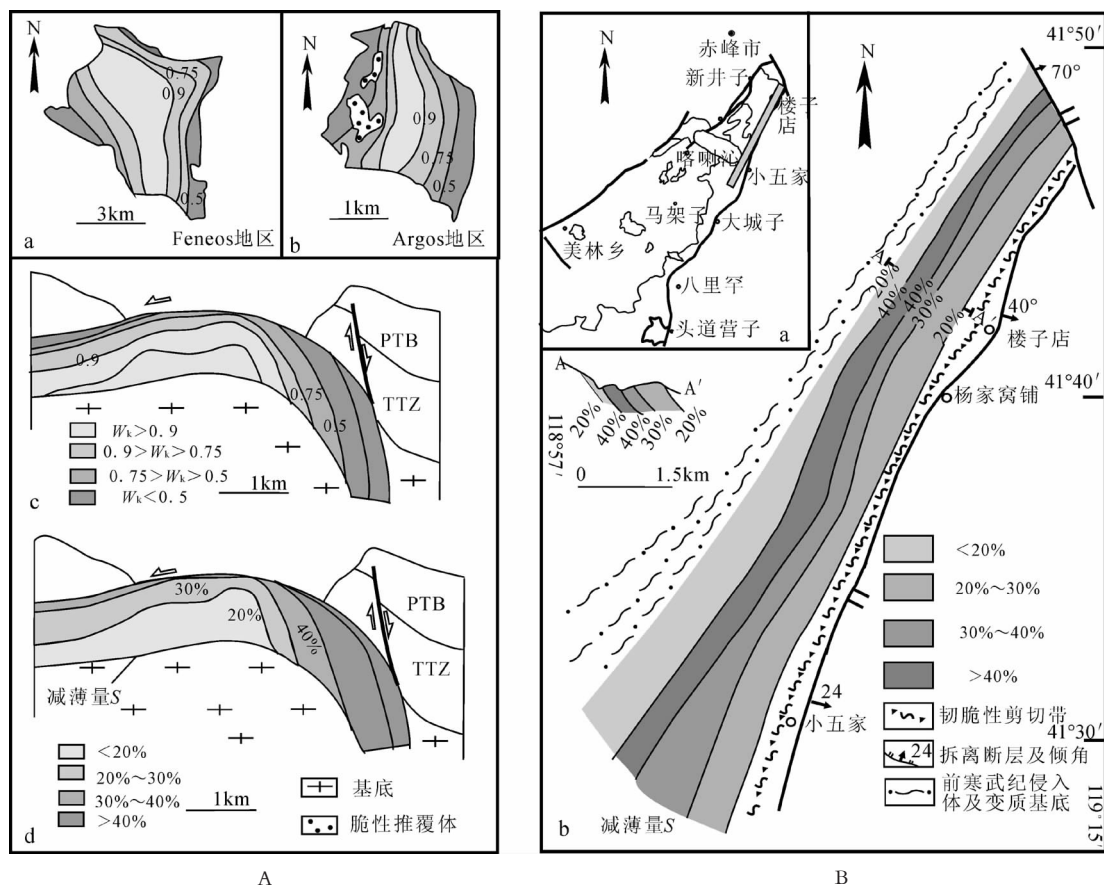


图 8 运动学涡度与减薄量分布

Fig. 8 The distribution of ductile thinning and kinematic vorticity

A-a 为 Chelmos 剪切带 Feneos 地区运动学涡度分布平面图;A-b 为 Chelmos 剪切带 Argos 地区运动学涡度分布平面图;A-c 为横切 Feneos 与 Argos 地区运动学涡度分布的联合剖面图;A-d 为横切 Feneos 与 Argos 地区减薄量分布的联合剖面图;B-a 为楼子店韧性剪切带位置;B-b 为楼子店韧性剪切带减薄量分布和运动学涡度图;

TTZ 为 Tripolita-Tyros 带;PTB 为 Pindos 逆冲断层带;TTZ 和 PTB 为研究区最大的构造单元,

厚度约 4~6km,主要由位于 Apulian 微陆块边缘的中生代碳酸盐岩组成

型剪切带^[14]。

变质核杂岩作为大陆高应变环境的一套独特的构造和岩石组合,其组成包括 3 个构造要素:主拆离断层、与拆离断层相关的下盘(变质核)和未变质的上盘^[6]。主拆离断层主要由韧性剪切带、韧-脆性剪切带与脆性拆离断层面组成。分析主拆离断层中韧性剪切带的运动学涡度可以有效地分析变质核杂岩的形成机制。在这一研究领域中许多成功的实例, Bailey 等^[5]发现亚利桑纳 Pinaleno 变质核杂岩运动学涡度在核杂岩发育过程中递进增大,运动学涡度递进增大是伸展过程中上覆地壳的递进减薄导致缓倾剪切带垂向纯剪组分减小的结果。中蒙边界亚干变质核杂岩在演化过程中主拆离断层下盘糜棱岩的

运动学涡度递进减小,被解释为与早期推覆相关的近水平简单剪切带,随着推覆过程地壳增厚和深部物质部分熔融,在浅部重力和深部热隆的联合作用下,垂向纯剪组分递进增大导致运动学涡度减小^[15]。楼子店变质核杂岩主拆离带内糜棱岩的实测运动学涡度表明,核杂岩变形早期以简单剪切为主^[14],伴随伸展作用持续进行,上部地壳减薄和下部岩体底侵导致运动学涡度减小即纯剪组分增大^[16]。纯剪组分增大使 C' 发育成为可能,沿 C' 应变集中和软化,导致低角度拆离正断层的形成和发展,沿主拆离断层的滑动所产生的变形分解,又进一步使下盘的纯剪组分增大^[15]。研究表明,简单剪切代表地壳伸展,纯剪切代表地壳颈缩岩浆底侵,一般剪切是 2 种

作用共同作用的结果^[17]。运动学涡度表明,变质核杂岩拆离带在演化过程中经历了一般剪切作用,因此,变质核杂岩拆离带的形成是岩浆底侵与地壳伸展联合作用的产物。

4.2 精确确定剪切带压扁减薄

剪切带的韧性减薄是沿与其边界相垂直的方向(Z轴方向)发生了压扁变形,估算剪切带递进变形过程中的压扁组分的大小是分析剪切带非共轴韧性变形的重要内容^[62]。在经典的剪切带模型中,研究者往往把其形成机制归于简单剪切^[23],然而,绝大多数韧性剪切带的变形路径并不严格局限于简单剪切,还应包含纯剪切组分,亦即剪切带内除发生非共轴韧性变形外,还应该包含共轴压扁组分^[63]。共轴压扁组分的存在,必然会引起沿垂直于剪切带边界发生韧性减薄。最大主应力轴 σ_1 与剪切带边界的夹角在简单剪切条件下为 45° ,纯剪切时为 90° ,一般剪切介于两者之间^[11]。最大主应力沿剪切带内发育的伸展褶皱理(C')发生应力分解便导致共轴压扁组分的产生,压扁组分就会引起剪切带韧性减薄。前已述及,运动学涡度法是确定剪切带变形过程中简单剪切与纯剪切组分的相对大小的有效方法,在此基础上与有限应变测量相结合,可求解出剪切带变形过程中发生的压扁量即减薄量。在实际工作中,可依据剪切带内伸展褶皱理(C')的发育来定性地判别韧性减薄发生。

岩石圈地幔减薄和中—上地壳伸展减薄是岩石圈破坏过程的2种重要的表现方式,地壳减薄是岩石圈深部破坏在浅部的重要响应,也是克拉通破坏在浅部的直接表现。伸展构造变形可能是导致地壳减薄的一个重要因素。以变质核杂岩及其伴生的韧性剪切带为研究对象,精细地刻画剪切带内糜棱岩类岩石的有限应变与运动学涡度,结合华北地块中不同层次的岩石变形特征和构造演化过程,可能是探讨岩石圈深部减薄和浅部地壳响应的重要途径。华北克拉通北缘发育的楼子店变质核杂岩及其韧性剪切带的形成时代与华北及中国东部中生代构造体制转折的时限一致,对该构造体制转折的研究为探讨华北克拉通破坏和岩石圈减薄提供了很好的构造信息^[64-70]。针对华北克拉通北缘发育的中生代楼子店变质核杂岩及其相关的韧性剪切带的实测运动学涡度与韧性减薄量表明,变质核杂岩及其伴生的韧性剪切带发育过程中确实发生了韧性减薄,虽然韧

性减薄对地壳的总体减薄量贡献不大,但对于中生代以来华北克拉通伸展减薄的研究仍然具有重要的启示意义。

5 小 结

(1)运用极莫尔圆法、有限应变法、刚性颗粒法、石英光轴组构结合有限应变测量法、拖尾形态法、石英条带斜交面理法、C'法、剪切带内变形脉体(岩墙)法、碎斑法等方法可有效地估算剪切带变形过程中的运动学涡度。研究实践表明,运动学涡度不仅可以精确地刻画剪切带形成过程中的剪切作用类型,也可以有效地分析变质核杂岩韧性拆离带的变形机制与发育过程。

(2)韧性剪切带变形过程中的韧性减薄量可依据有限应变测量与运动学涡度估算相结合的方法,利用剪切带内的石香肠(布丁)构造、构建极莫尔圆等方法求解。本文以华北克拉通北缘楼子店变质核杂岩及其韧性剪切带,以及希腊西奈山的Chelmos剪切带为例,论述了韧性剪切带韧性减薄及其估算。结合华北克拉通中生代以来发生的岩石圈伸展减薄,认为厘定华北克拉通北缘变质核杂岩韧性拆离带的韧性减薄量是对华北克拉通大规模岩石圈减薄的有益补充和完善。

致谢:感谢郑亚东教授、曾令森研究员与李舫博士有益的帮助与启示。

参考文献

- [1] Ramsay J G. Shear zone geometry: a review[J]. Jour. Struct. Geol., 1980, 2: 83-99.
- [2] Zheng Y D, Chang Z Z. Finite strain measurement and shear zones [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1985: 187 (in Chinese).
- [3] Holcombe R J, Little T A A. Sensitive vorticity gauge using rotated porphyroblasts and its application to rocks adjacent to the Alpine Fault, New Zealand[J]. Jour. Struct. Geol., 2001, 23: 979-990.
- [4] Xypolias P, Koukouvelas I K. Kinematic vorticity and strain patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos shear zone (External Hellenides, Greece)[J]. Tectonophysics, 2001, 338: 59-77.
- [5] Bailey C M, Eyster E L. General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona[J]. Jour. Struct. Geol., 2003, 25: 1883-1893.
- [6] Law R D, Searle M P, Simpson R L. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet[J]. Jour. Geol. Soc. London, 2004, 161: 305-320.
- [7] Bailey C M, Francis B E, Fahmy E E. Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA

- [C]/Aslop G I, et al. Flow Processes in Faults and Shear Zones. Geol. Soc. Special Publications, 2004, 224: 249–264.
- [8] Jessup M J, Law R D, Searle M P, et al. Structural evolution and vorticity of flow during extrusion and exhumation of the Greater Himalayan slab, Mount Everest Massif, Tibet/Nepal: implications for orogen-scale flow partitioning[C]/Law R D, Godin L. Channel Flow, Extrusion, and Exhumation in Continental Collision Zone. Geol. Soc. Special Publications, 2004, 268: 379–414.
- [9] Jessup M J, Cottle J M, Newell D L, et al. Vorticity of flow and displacement along the South Tibetan Detachment System, Gondasampa region, Tibet[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2006, 26: 143.
- [10] De Paor D G. Orthographic analysis of geologic structures—I. Deformation theory[J]. Journal of Structural Geology, 1983, 5: 255–278.
- [11] Simpson C, De Paor D G. Strain and kinematic analysis in general shear zones[J]. Journal of Structural Geology, 1993, 15: 1–20.
- [12] Tikoff B, Greene D. Stretching lineations in transpressional shear zones[J]. Journal of Structural Geology, 1997, 19: 29–40.
- [13] 王新社, 张尚坤, 张富中, 等. 鲁西青邑韧性剪切带运动学涡度及剪切作用类型[J]. 地球学报, 2005, 26(5): 423–428.
- [14] Wang X S, Zheng Y D, Wang T. Strain and shear types of the Louzidian ductile shear zone in southern Chifeng, Inner Mongolia, China[J]. Sci. China (Ser. D—Earth Sci.), 2007, 37: 160–166.
- [15] Zheng Y D, Wang T. Kinematics and dynamics of the Mesozoic orogeny and late-orogenic extensional collapse in the Sino-Mongolian border areas[J]. Sci. China (Ser. D—Earth Sci.), 2005, 35: 291–303.
- [16] LI JianBo, WANG Tao, OUYANG ZhiXia. Strain and kinematic vorticity analysis of the Louzidian low-angle ductile shear detachment zone in Chifeng, Inner Mongolia[J]. Sci. China (Ser. D—Earth Sci.), 2010, 53: 1611–1624.
- [17] Zhang J J, Zheng Y D, Liu S W. Application of general shear theory to the study of formation mechanism of the metamorphic core complex: a case study of Xiaolinling in central China[J]. Acta Geol. Sin., 2000, 74: 19–28.
- [18] Xypolias P. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications[J]. J. Struct. Geol., 2010: 1–21.
- [19] Wernicke B. Low-angle normal fault in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen[J]. Nature, 1981, 291: 645–648.
- [20] Lister G S. Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear[J]. Tectonophysics, 1977, 39: 51–54.
- [21] Brodie K. Variations in mineral chemistry across a shear zone[J]. J. Struct. Geol., 1980, 2: 265–272.
- [22] Sibson R H. Fault rocks and fault mechanisms[J]. J. Struct. Geol., 1977, 133: 191–213.
- [23] Ramsay J G, Graham R H. Strain variation in shear belts[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1970, 7: 786–813.
- [24] Lister G S, Williams P F. The partitioning of deformation in flowing rock masses[J]. Tectonophysics, 1983, 92: 1–33.
- [25] Weijermars R. The role of stress in ductile deformation[J]. Jour. Struct. Geol., 1991, 13: 1061–1078.
- [26] Robin P Y F, Cruden A R. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones[J]. Jour. Struct. Geol., 1994, 16: 447–466.
- [27] Means W D. Rotational quantities in homogeneous flow and the development of small-scale structure[J]. Journal of Structural Geology, 1994, 16: 437–445.
- [28] Tikoff B, Fossen H. The limitations of three dimensional kinematic vorticity analysis[J]. Jour. Struct. Geol., 1995, 17: 1771–1784.
- [29] Passchier C W. Analysis of deformation paths in shear zone[J]. Geologische Rundschau, 1998, 77: 309–318.
- [30] De Paor D G. R_c/φ_c Strain analysis using an orientation net[J]. J. Struct. Geol., 1988, 10: 323–333.
- [31] Weijermars R. Taylor–mill analogues for patterns of flow and deformation in rocks[J]. J. Struct. Geol., 1998, 20: 77–92.
- [32] Weijermars R. The role of stress in ductile deformation[J]. J. Struct. Geol., 1991, 13: 1061–1078.
- [33] Weijermars R. Progressive deformation of single layers under constantly oriented boundary stresses[J]. J. Struct. Geol., 1993, 15: 911–922.
- [34] Zheng Y D, Wang T, Ma M B, et al. Maximum effective moment criterion and the origin of low-angle normal faults[J]. J. Struct. Geol., 2004, 24: 271–285.
- [35] 郑亚东, 王涛, 王新社. 世纪构造地质学与力学的新理论——最大有效力矩准则[J]. 自然科学进展, 2005, 15(2): 142–148.
- [36] 郑亚东, 王涛, 王新社. 最大有效力矩准则及相关地质构造[J]. 地学前缘, 2007, 14(4): 49–60.
- [37] 郑亚东, 王涛, 王新社. 最大有效力矩准则的理论与实践[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2007, 43(3): 145–156.
- [38] 郑亚东, 王涛, 王新社. 神秘的 109.4°——共轭变形带的夹角[J]. 地质科学, 2007, 42(1): 1–9.
- [39] 郑亚东, 王涛, 张进江. 运动学涡度的理论与实践[J]. 地学前缘, 2008, 15(3): 209–220.
- [40] Zheng Y D, Wang T, Zhang J J. Comment on “Structural analysis of mylonitic rocks in the Cougar Creek Complex, Oregon–Idaho using the porphyroblast hyperbolic distribution method, and potential use of SC′-type extensional shear bands as quantitative vorticity indicators”[J]. Journal of Structural Geology, 2009, 31: 541–543.
- [41] Passchier C W. Flow in natural shear zones—the consequences of spinning flow regimes[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 77: 70–80.
- [42] Passchier C W. A Mohr circle construction to plot the stretch history of material lines[J]. Journal of Structural Geology, 1990, 12: 513–515.
- [43] Holcombe R J, Little T A. A sensitive vorticity gauge using rotated porphyroblasts, and its application to rocks adjacent to the Alpine Fault, New Zealand[J]. Journal of Structural Geology, 2001, 23: 979–989.
- [44] Li Changcheng, Jiang Dazhi. A critique of vorticity analysis using rigid clasts[J]. Journal of Structural Geology, 2011, 33: 203–219.
- [45] Zheng Y, Zhang J J, Wang T. Puzzles and the maximum-effective

- tive-moment(MEM) criterion in structural geology[J]. Journal of Structural Geology, 2011, 33:1394-1405.
- [46]Wallis S R, Platt J P, Knott S D. Recognition of syn-convergence extension in accretionary wedges with example from the Calabrian arc and the eastern Alps[J]. American Journal of Science, 1993,293: 463-495.
- [47]Wallis S R. Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sanbagawa belt, SW Japan[J]. Journal of Structural Geology, 1995, 17:1077-1093.
- [48]Bailey C M, Simpson C, De Paor D G. Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonites from the Blue Ridge province, central Appalachians[J]. Journal of Structural Geology, 1994, 16:1403-1416.
- [49]Zhang J J, Zheng Y D. Polar Mohr constructions for strain analysis in general shear zones[J]. Jour. Struct. Geol., 1997, 19: 745-748.
- [50]张进江,郑亚东.运动学涡度、极摩尔圆及其在一般剪切带定量分析中的应用[J].地质力学学报,1995, 1:56-64.
- [51]张进江, 郑亚东. 运动学涡度和极摩尔圆的基本原理与应用[J]. 地质科技情报, 1997, 16:33-39.
- [52]Tikoff B, Fossen H. Three-dimensional reference deformations and strain facies[J]. Journal of Structural Geology,1999, 21:1497-1512.
- [53]郑亚东. 结构面力学性质的定量鉴定[J]. 地质力学学报, 2005, 11: 197-203.
- [54]Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sion-Korean Craton[C]//Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser.,1998, 27:107-126.
- [55]Menzies M A, Xu YG. Geodynamics of the North China Craton. [C]//Flower M, Chung S L, Lo C H, et al. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser.,1998, 27:155-165.
- [56]路凤香,郑建平,邵济安,等.华北东部中生代晚期—新生代软流圈上涌与岩石圈减薄[J]. 地学前缘,2006, 13(2):86-92.
- [57]郑建平. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1999.
- [58]徐义刚. 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄[J]. 矿物岩石地球化学通报,1999,18 (1) :125.
- [59]徐义刚. 华北岩石圈减薄的时空不均一特征[J]. 高校地质学报, 2004, 10: 324-331.
- [60]王涛, 郑亚东, 张进江,等. 华北克拉通中生代伸展构造研究的几个问题及其在岩石圈减薄研究中的意义[J]. 地质通报, 2007, 26 (9): 1154-1166.
- [61]Davis G A, 郑亚东. 变质核杂岩的定义、类型及构造背景[J].地质通报, 2002, 21(4/5):85-192.
- [62]Mandal N, Chakraborty C, Samanta S K. Flattening in shear zones under constant volume: a theoretical evaluation[J]. Journal of Structural Geology ,2001, 23: 1771-1780.
- [63]Mohanty S, Ramsay J G. Strain partitioning in ductile shear zones: an example from a Lower Pennine nappe of Switzerland [J]. Journal of Structural Geology, 1994,16: 663-676.
- [64]赵越, 徐刚, 张拴宏, 等. 燕山运动与东亚构造体制的转变[J]. 地学前缘,2004, 11(3):319-328.
- [65]赵越. 燕山地区中生代造山运动及构造演化[J]. 地质论评, 1990,36 (1):1-12.
- [66]赵越, 杨振宇, 马醒华. 东亚大地构造发展的重要转折[J]. 地质科学, 1994,29(2) :105-119.
- [67]邵济安, 牟保磊, 张履桥. 华北东部中生代构造格局转换过程中的深部与浅部响应[J]. 地质论评, 2000, 46(1) :32-40.
- [68]邵济安, 张履桥, 牟保磊. 大兴安岭中南段中生代的构造演化[J]. 中国科学, 1998, 28(3) :193-200.
- [69]翟明国, 朱日祥, 刘建明, 等. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限[J]. 中国科学(D 辑), 2003, 33(10): 913-920.
- [70]翟明国, 范祺诚, 张宏福, 等. 华北东部岩石圈减薄中的下地壳过程:岩浆底侵、置换与拆沉作用[J]. 岩石学报, 2005,21(6): 1509-1526.