

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

张波^{①*}, 张进江^②, 钟大赟^①, 郭磊^②

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

② 北京大学地质系, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871

* E-mail: zhangbo@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2008-05-04; 接受日期: 2008-07-31

国家自然科学基金项目(批准号: 49802020, 40172074)及博士后科学基金(批准号: 20070420065)资助

摘要 集中于青藏高原东南缘澜沧江走滑挤压带应变路径与应变分解关系的探讨, 该剪切带出露各类型韧性变形岩石, 为有限应变、运动学涡度值和单剪-纯剪组分比率的定量化分析提供地质条件. 平均运动学涡度值的估算基于 3 种传统方法, 即 $R_s-\theta$ 法、碎斑双曲线分布法和极摩尔圆法; 计算结果表明低级片岩带内的糜棱岩化变质沉积岩平均运动学涡度为 0.19~0.54, 高级片麻岩带的初糜棱岩、糜棱岩和超糜棱岩的运动学涡度值分别为 0.19~0.73, 0.11~0.8 和 0.84~0.95 (甚至高达 0.99). 利用经典应变分析方法和运动学涡度值估算结果一致暗示澜沧江剪切带总体为单斜对称应变. 结合运动学路径, 该剪切带可以被厘定为典型的走滑挤压应变带、且发生了应变分解. 根据区域构造背景, 青藏高原东南缘展布的这些新生代陡立而狭窄的大型韧性剪切带是调节陆内变形过程中简单剪切组分的重要地质载体, 而纯剪切组分则分解在构造带外侧更宽阔的体地上.

关键词

应变
运动学涡度
走滑挤压应变
应变分解
澜沧江剪切带

自然界韧性剪切带的运动学重构是构造地质学家最为关注的问题之一; 运动学研究是揭示汇聚带构造演化的最有效方法之一^[1]. 许多成熟的技术和方法已经被用来定量化评估自然界剪切带的运动学涡度^[2-5], 研究显示多数剪切带的应变类型为一般剪切, 即在稳定流变条件下, 纯剪切和简单剪切作用同时发生^[4,6,7]; 然而, 自然界非稳态流变(自然流变随时间变化)可能更普遍^[8].

均匀的平面应变可以分为两个流变端元: 简单剪切和纯剪切, 而一般剪切则代表纯剪切和简单剪切的中间状态; 运动学涡度值(W_n)可以描述旋转与拉伸之间的相对比率^[2], 严格意义上, W_n 仅代表流变场中瞬时涡度值, 而平均涡度值(W_m)更容易测量^[3]. 在

稳态递进变形环境, $W_n=W_m$; 其中, 单斜对称的流变在高应变带最为普遍, 而三斜对称和二斜对称的天然剪切带也有报道^[9-11]. 到目前为止, 对大型剪切带应变和运动学涡度的尝试性研究却不多^[1,6,8].

位于青藏高原东南缘的澜沧江剪切带是东南亚最重要的构造之一, 在我国云南境内, 主要沿碧螺雪山和崇山展布(图 1). 然而, 有关该带的许多关键问题仍未解决: ① 新生代变形样式; ② 在新生代东南亚构造演化中的作用; ③ 与哀牢山红河剪切带之间的关系. 本次研究, 我们结合新近应变分析的新进展, 定量评估了该剪切带有限应变和运动学涡度, 并尝试性探讨澜沧江剪切带的应变样式及其与邻区的构造关系.

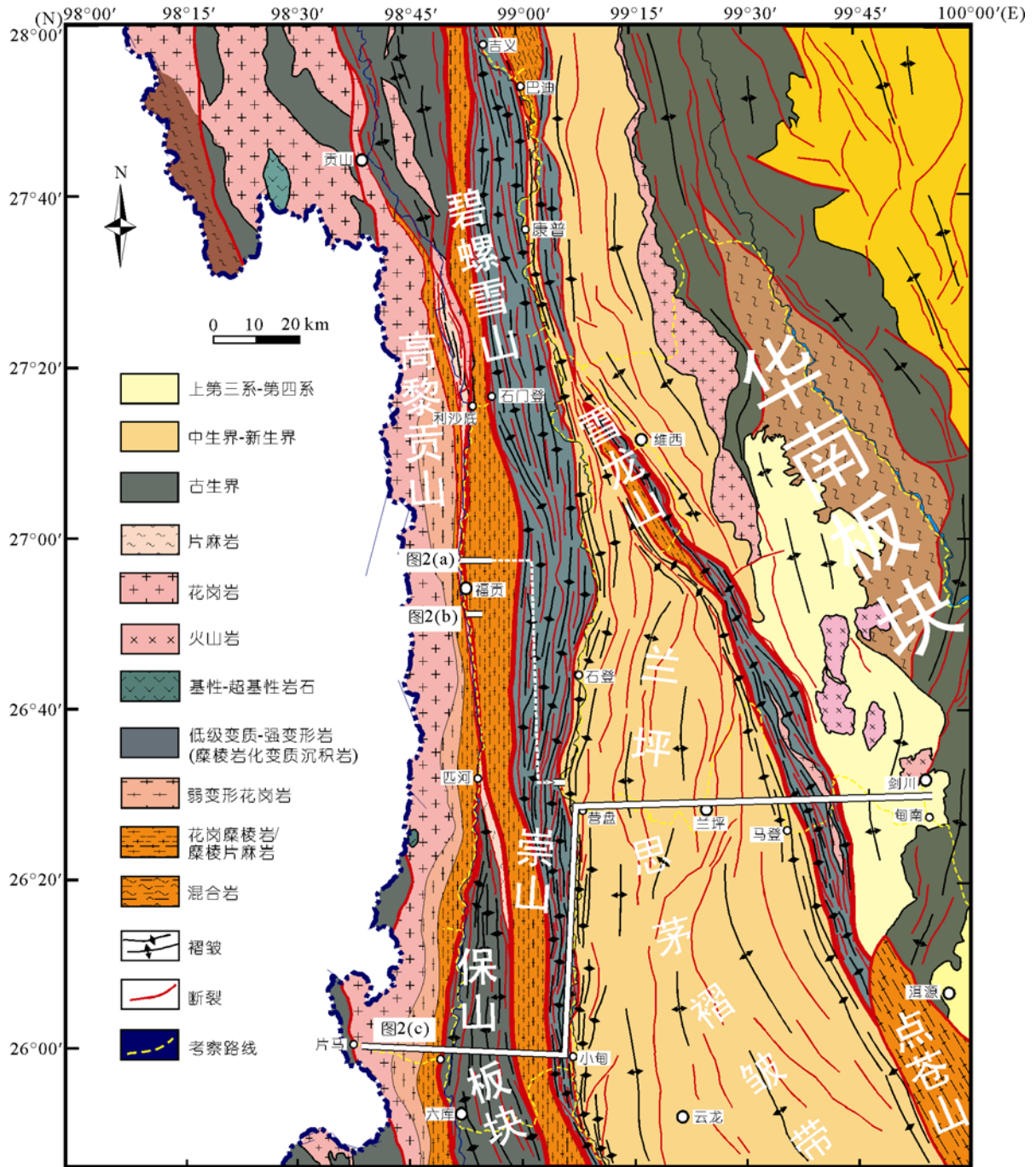


图 1 滇西地质构造简图
包括 3 条剪切带

1 地质背景

澜沧江剪切带为兰坪-思茅褶皱逆冲带与保山地块的边界断裂^[12,13], 发育在崇山群变质岩之上, 韧性构造岩延伸超过 300 km, 宽度约 10 km(图 1). 剪切带

由平行出露的高级片麻岩带和东侧翼低级片岩带组成, 高级带内构造岩主要为糜棱岩化片麻岩和糜棱岩花岗岩, 低级片岩带为糜棱岩化变质沉积岩. 新近研究报道了该剪切带内同构造浅色花岗岩脉内独居

石U-Pb年龄为 41~17 Ma^[14], 暗示该带于中始新世已经开始左旋走滑运动^[14-17], 澜沧江剪切带晚期受右旋走滑运动的高黎贡剪切带的影响^[18], 在剪切带北端发育右旋剪切运动. 带内的片麻岩、花岗岩、花岗闪长岩和变质岩遭受糜棱岩化改造, 形成初糜棱岩、糜棱岩和局部狭窄带内的超糜棱岩(图 2(a), (b)); 这些韧性变形岩石是有限应变和流变信息的有效载体, 为我们开展韧性变形的定量化分析提供了有效的地质目标.

2 高应变带的韧性构造

2.1 低级片岩带

澜沧江低级片岩带以发育S型构造岩为特征, 包括千枚岩、云母片岩、石英脉体、薄层结晶灰岩和石

英-长石糜棱岩(图 3(a), (b); 4(a), (b)), 该带宽度约 2~2.5 km, 平行高级片麻岩带呈 NNW-SSE 向延伸(图 1), 千枚岩和云母片岩面理陡立, 部分观测点强烈褶皱变形, S 构造面理主要为层状矿物或压扁的矿物颗粒排列形成.

2.2 高级片麻岩带

高级带内的韧性构造岩由长英质糜棱岩、糜棱岩化石英岩、花岗糜棱岩和糜棱化片麻岩组成(图 3(c)~(e)); 这些构造岩面理产状陡立(图 2(a), (b)), 在长英质糜棱岩中C剪切面理发育, 糜棱岩中的剪切劈理形成S剪切面理, C面理切割S面理, 形成典型S-C构造. C面理走向 NNW-SSE, 高角度东倾和西倾, 但

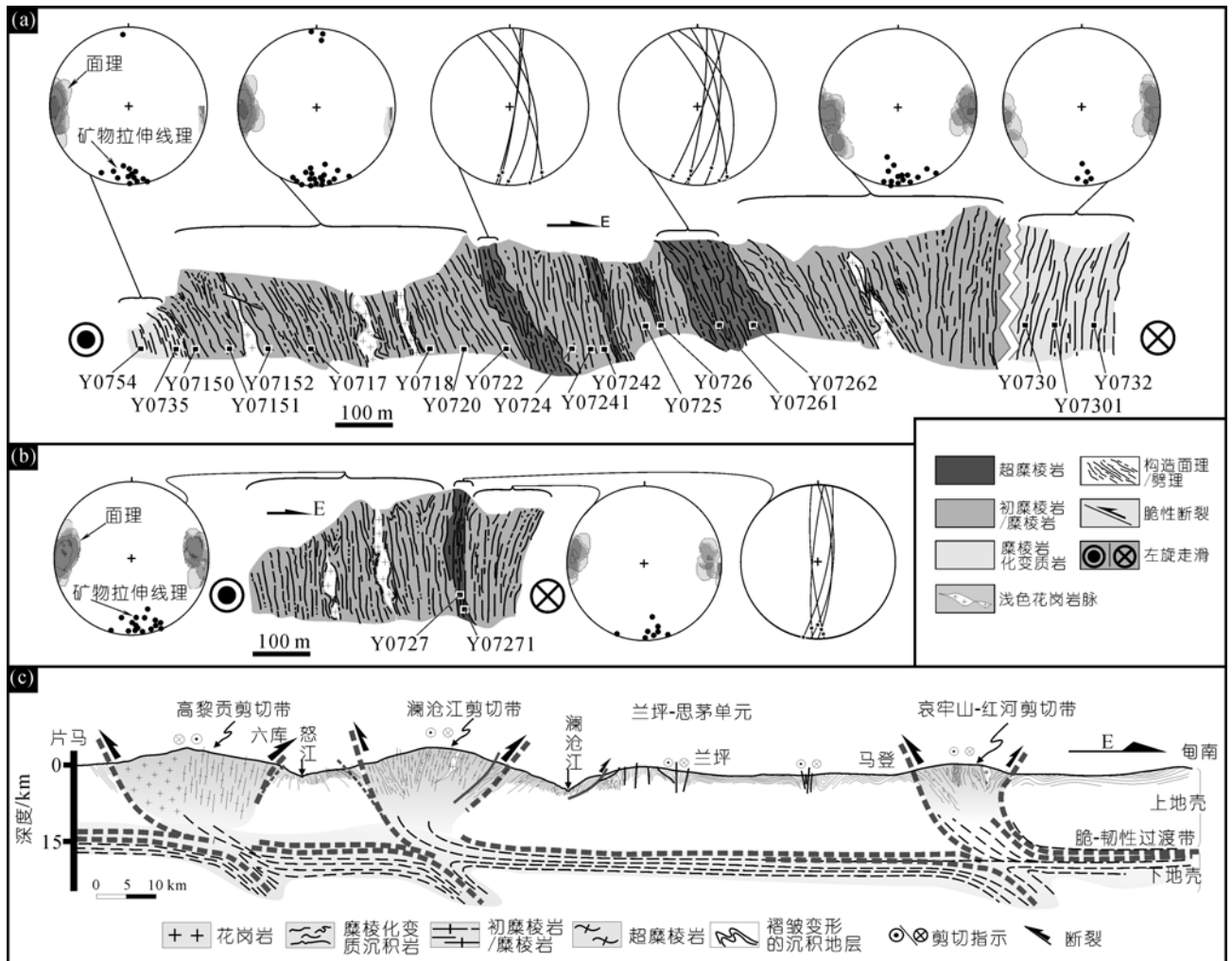


图 2

(a)和(b) 澜沧江剪切带观测剖面及采样位置; (c) 澜沧江剪切带及邻区近 E-W 向解释剖面. 剖面位置在图 1, 所有构造要素图解均为施密特网下半球投影

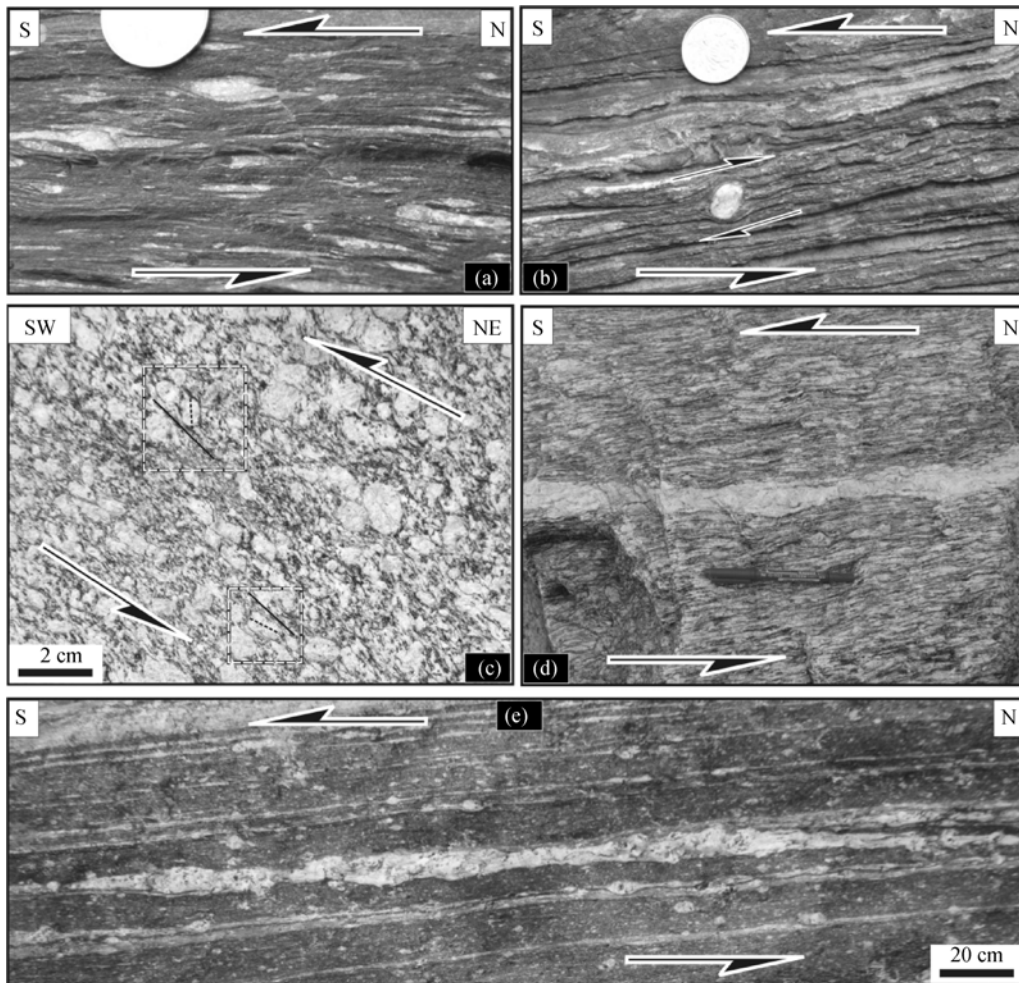


图 3 澜沧江剪切带各类型糜棱岩野外露头

(a)和(b) 糜棱岩化变质沉积岩; (c) 初糜棱岩; (d) 糜棱岩; (e) 超糜棱岩

在一些观测点, 糜棱岩面理走向变化较大, 构造岩面理几何形态呈花状样式(图 2(c)); S-C 构造、旋转的碎斑晶和云母鱼指示碧螺雪山南段和整个崇山段运动学为左旋运动(图 4(c)~(f)), 碧螺雪山北端为右旋运动为主. 构造岩中的矿物拉伸线理主要由椭圆形石英、长石颗粒长轴定向和条带状石英定向排列构成, 这些矿物线理倾角近水平($0^{\circ}\sim 15^{\circ}$)向北和向南倾伏(图 2(a), (b)); 在定向薄片上(XZ 面), C 剪切面理平行剪切带边界, 而 S 剪切面理往往与剪切带边界呈 $5^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 夹角.

3 韧性应变和流变条件

在韧性变形带内, 变形岩石的石英颗粒普遍呈扁豆状和条带形, 长短轴比率介于 2:1 到 $15>1$, 石英

颗粒呈多晶集合体(图 4(c), (d), (f)), 进一步的观察发现, 形成扁豆状集合体或条带的单晶颗粒具有如下共同的显微构造特征: 直径 $30\sim 250\ \mu\text{m}$ 、发育不规则的颗粒边界(图 4(d))、存在颗粒形态优选方位(GSPO). 石英颗粒的这些显微构造特征暗示石英晶发生了亚颗粒旋转和颗粒边界迁移为主的动态重结晶. 长石表现为变形双晶和波状消光, 长石的核幔构造也很普遍(图 4(d)), 幔主要由更为细小晶体颗粒集合体形成, 可能为动态重结晶的产物. 在超糜棱岩中, 基质主要由细小的矿物晶体形成, 如石英、黑云母和白云母, 旋转的长石碎斑颗粒约占薄片面积的 10%~20%(图 4(e), (f)). 石英和长石的显微构造分析表明韧性剪切变形条件为高绿片岩相(图 4(c))^[8,19];

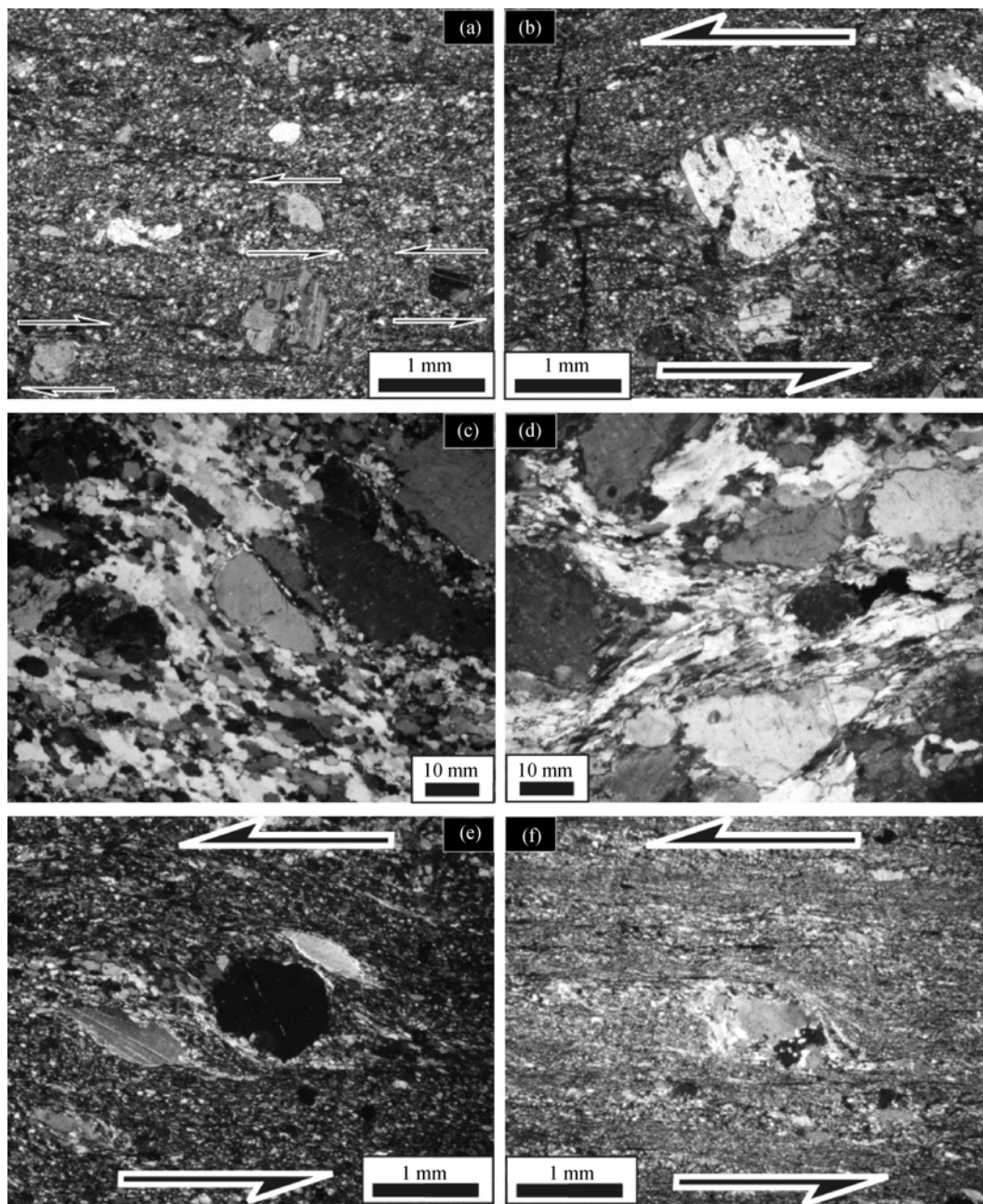


图 4 各类型糜棱岩显微照片及其运动学指示

显微切片为平行线理和垂直面理方向。(a)和(b) 糜棱岩化变质沉积岩, 样品 Y0732; (c) 初糜棱岩, 样品 Y0724; (d) 糜棱岩, 样品 Y0725; (e)和(f) 超糜棱岩, 样品 Y0727

长石和石英的变形主要以晶内塑性变形为主, 因此推测剪切带在塑性变形过程中体积变化量小或不明显^[1]。

在定向薄片(平行线理、且垂直面理方向, 即有限应变的XZ面), 这些不对称的韧性剪切指示和初步定性应变观察一致暗示这些构造岩记录了一个单斜

韧性流变条件, 运动学涡度(W)大致平行于有限应变的Y轴(图 5)^[1,20,21]。单斜流变条件下的高应变带可以用以下 3 个参数表达, 即运动学涡度值(W_k)、XZ面内的面积变化、及沿X轴方向的拉伸率。Xypolias和Koukouvelas^[1]曾建议在XZ面内的二维运动学涡度分

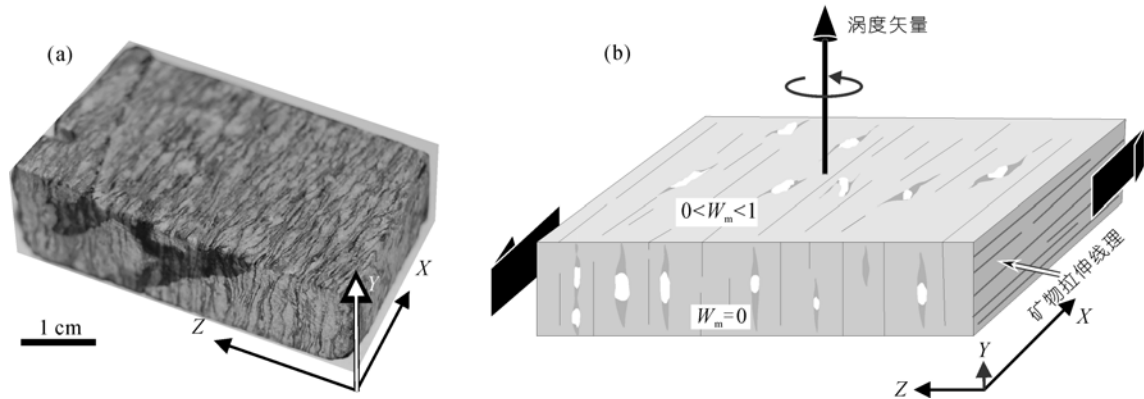


图 5 单斜对称剪切示意图

流动方向和涡度面平行于矿物拉伸线理, 最大对称性被认为出现在垂直于线理的平面($W_m=0$)。 (a) 实际观测样品 Y0722; (b) 该样品的运动学参数

析也能够有效的评价和约束应变和有限体积变化的韧性变形过程中的流变几何。

4 采样及应变和涡度值估算

4.1 采样

对于大型天然剪切带的流变学研究, Xypolias和 Koukouvelas^[1]建议样品采集应遵循以下两点: (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) 对不同类型的构造岩, 采其代表性的样品。本次分析样品的采集, 除考虑上述两点外, 还特意选取面理近直立($80^\circ\sim 90^\circ$)、线理近水平的岩石露头采集(图 2(a), (b))。

对采集的糜棱岩样品分类主要根据露头和薄片下基质矿物和碎斑矿物的比率, 基质矿物占总观测面积的 10%~50%, 该构造岩被视为初糜棱岩, 基质占 50%~90%的为糜棱岩, 基质超过 80%~90%的为超糜棱岩; 这种分类本身就具有很大的不确定性, 为此, 我们在分类过程中也参考样品中基质和碎斑颗粒大小分布, 以提高分类的可信度和真实性(图 6)。

4.2 应变估算

采自高应变带内的样品被用来测量变形矿物的长轴、中间轴和短轴; 被测量的 XZ 面平行线理且垂直面理(图 5(b)), 最大的对称构造和组构可以在垂直于线理的 ZY 面观察到(图 5)。

在许多绿片岩相的高应变带应变分析中, 石英作为花岗糜棱岩内的主要矿物已被广泛用作应变标

志体^[8,22]; Bailey等^[22]研究认为石英颗粒形态记录的应变率与相同变形条件下长石的破裂和布丁化所记录的应变率类似; 在低级和中级变质条件, 花岗糜棱岩主要由 3 种应变性质不同的矿物组成: 长石、石英和云母。通常, 长石强度最大, 云母最弱; 因此, 基于石英颗粒形态估算的应变适用于或接近于全岩的应变^[8]。利用石英颗粒形态分析应变, 一般借助 R_f/ϕ 图解, 即通过测量观测目标的椭圆轴率(R_f)和产状 ϕ , 再利用 De Poar^[23]绘制的双曲线网计算有限应变椭球的轴率(R_s)。

利用石英形态估算的应变是无法消除颗粒边界滑动效益对应变的影响, 所以, 在富云母的糜棱岩中, 应变往往低估^[8,24]。然而, 在低-中应变的初糜棱岩和糜棱岩中, 长石作为岩石的“骨架”(图 4(c)), 长石相互接触, 颗粒边界间的滑动效益可能相对较少^[8], 因此这一估算结果基本有效。

平行线理和垂直面理、垂直面理和垂直线理的露头观测面和切片面都被测量。不同尺度观测面测量目标颗粒超过 50 个, XZ 面内的应变率范围为 3~8。采自高级带内初糜棱岩、糜棱岩和超糜棱岩样品的三维应变在 Flinn 图解的平面应变线附近, 平均 $K = 0.924$ (图 7(a)); 而糜棱岩化变质沉积岩三维应变 $K = 0.253$, 偏离平面应变, 指示低级片岩带内的糜棱岩化变质沉积岩为压扁应变。Flinn 图解分析仅仅指示剪切带内各构造岩所记录的三维应变状态, 但无法回答应变积累的共轴性或非共轴性特征。

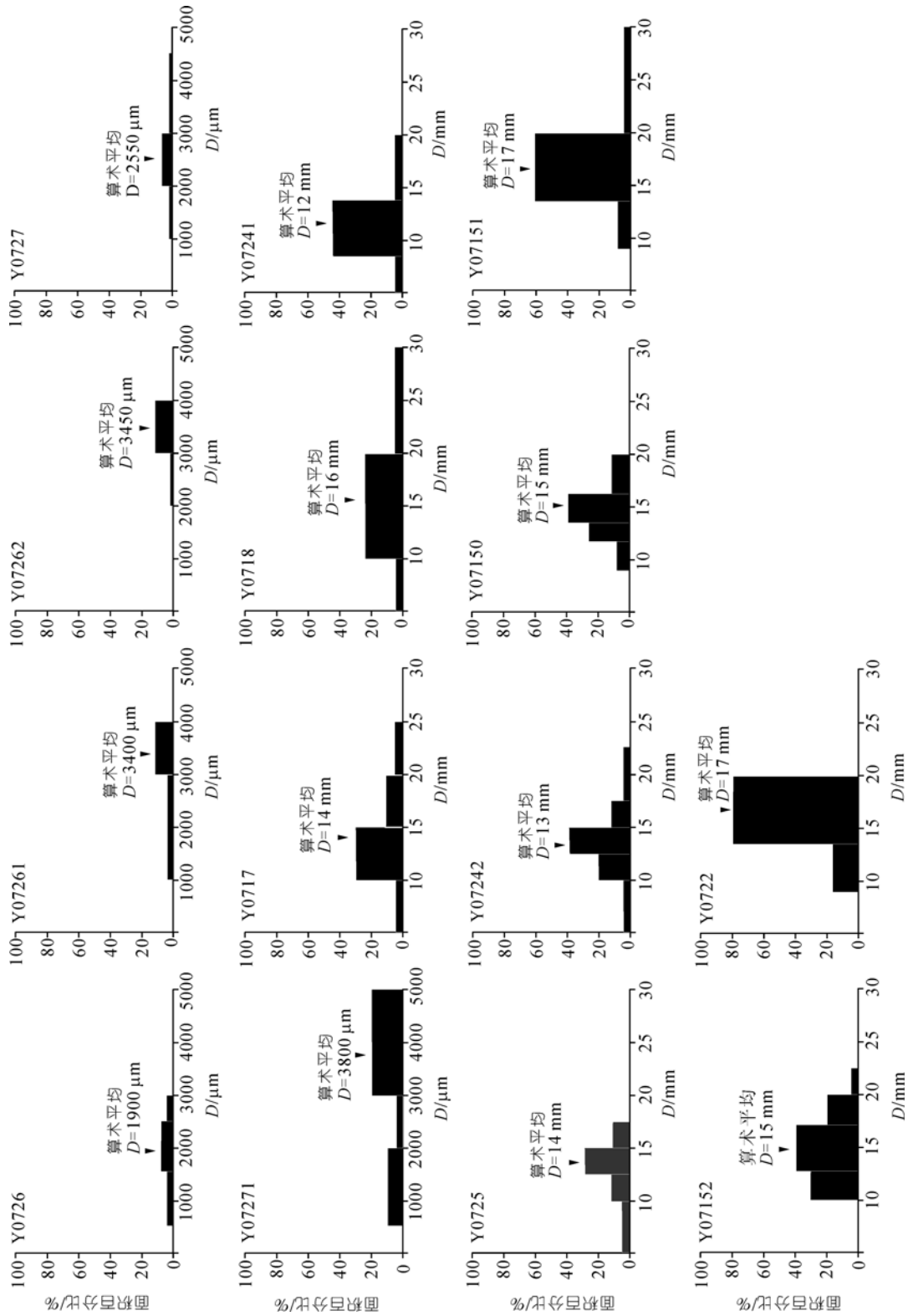


图 6 定向薄片中心旋转碎斑占薄片内总面积百分比率

D 示等面积圆直径

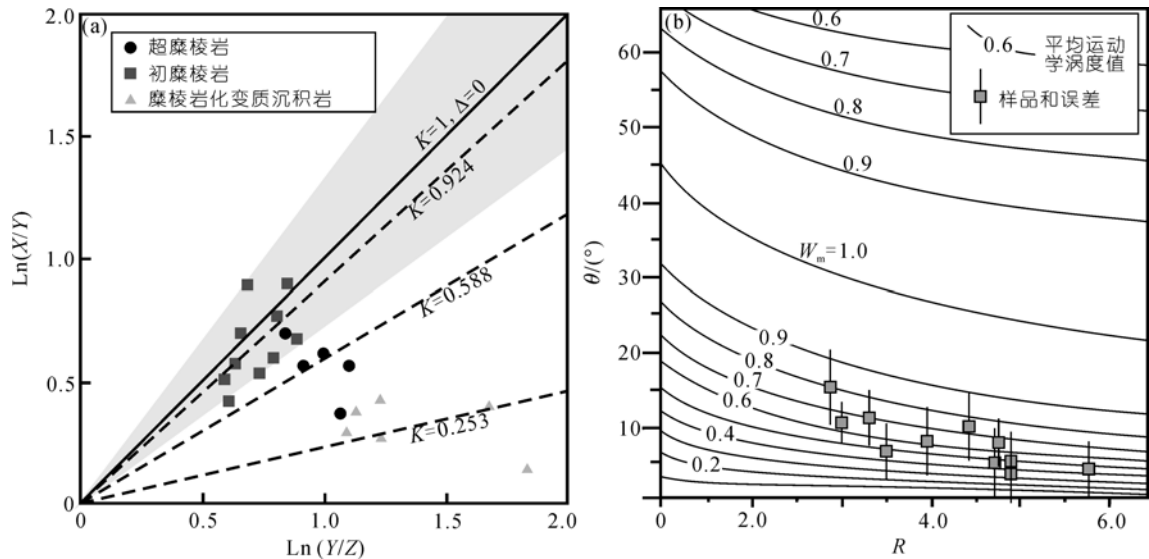


图 7

(a) 石英颗粒形态Flinn图解; (b) 估算糜棱岩运动学涡度值的 R_s/θ 曲线法^[2]. 剪切带被假定未发生体积丢失

表 1 各类型糜棱岩有限应变分析结果

样品	岩石类型	测量尺度	RGS/ μm	有限应变参数					
				R_{x-z}	R_{y-z}	X/Y/Z	LnX	LnY	LnZ
Y0730	mm	定向薄片	-	4.51	3.42	1.32/1/0.29	0.28	1.23	0.22
Y07301	mm	定向薄片	-	4.52	3.08	1.47/1/0.32	0.38	1.12	0.34
Y0732	mm	定向薄片	-	7.23	6.24	1.16/1/0.17	0.14	1.83	0.08
Y0733	mm	露头	-	8.02	5.34	1.50/1/0.19	0.41	1.68	0.24
Y0735	mm	露头	-	5.25	3.41	1.54/1/0.29	0.43	1.23	0.35
Y0754	mm	定向薄片	-	4.01	2.97	1.52/1/0.16	0.30	1.09	0.28
Y07150	pm	定向薄片	105	4.74	2.41	1.97/1/0.41	0.68	0.88	0.79
Y07151	pm	露头/薄片	48	4.85	1.97	2.46/1/0.51	0.90	0.68	1.33
Y07152	pm	定向薄片	78	3.34	1.87	1.79/1/0.53	0.58	0.63	0.93
Y0717	m	露头/薄片	57	5.77	2.33	2.48/1/0.43	0.91	0.85	1.07
Y0718	mg	露头	42	4.03	2.21	1.83/1/0.45	0.61	0.79	0.76
Y0720	m	定向薄片	44	2.81	1.83	1.53/1/0.55	0.43	0.60	0.71
Y0722	pm	定向薄片	74	2.99	1.79	1.67/1/0.56	0.52	0.58	0.89
Y0724	pm	定向薄片	42	3.89	1.92	2.03/1/0.52	0.71	0.65	1.08
Y07241	mg	定向薄片	50	4.82	2.23	2.16/1/0.45	0.77	0.80	0.96
Y07242	mg	定向薄片	108	3.58	2.08	1.72/1/0.48	0.54	0.73	0.74
Y0725	m	定向薄片	70	4.70	2.32	2.03/1/0.43	0.71	0.85	0.83
Y0726	um	定向薄片	-	5.01	2.70	1.85/1/0.37	0.62	0.99	0.62
Y07261	um	露头	-	4.20	2.90	1.45/1/0.34	0.37	1.06	0.35
Y07262	um	露头/薄片	34	4.70	2.32	2.02/1/0.43	0.71	0.84	0.84
Y0727	um	露头/薄片	40	5.30	3.01	1.76/1/0.33	0.56	1.09	0.52
Y07271	um	露头	50	4.40	2.50	1.76/1/0.40	0.57	0.92	0.62

a) mm, 糜棱岩化变质沉积岩; pm, 初糜棱岩; m, 糜棱岩; mg, 糜棱岩化片麻岩; um, 超糜棱岩; RGS, 动态重结晶颗粒大小

4.3 运动学涡度估算

运动学涡度值是一个无量纲参数, 为变形过程的纯剪切与简单剪切组分之间的非线性比率, 0 代表共轴应变(或纯剪切应变), 简单剪切应变涡度值为 1^[25].

运动学涡度(W_k)的最初定义是一个参考点瞬时旋转相对于瞬时拉伸的比率^[25]; 在大多构造地质分析中, W_k 被变换为三维有限应变参数^[26]. 在简单剪切和亚简单剪切环境, $0 < W_k < 1$ 对应一般性剪切应变, 0 是纯

剪切、1 是简单剪切^[26,27]. 只考虑简单剪切对总变形的贡献, W_k 也可被转换为线性比例^[28]. 在实际分析中, 平均运动学涡度值(W_m)的使用比 W_k 和 W_n 更普遍. 在过去 20 年, 已报道了多种方法估算自然界高应变岩石的平均运动学涡度值, 例如极摩尔圆法^[4,5]、刚性旋转碎斑分析法^[2,4,6,29-31]、石英C轴组构法^[29,32,33]和 $R_s-\theta$ 法^[7,31]. 本次研究, 我们也采用平均运动学涡度(W_m)描述变形的非共轴性, 这一参数是评价自然界高应变带运动学涡度最常用参数. 为了确保估算结果的可信度和有效性, 对于具体的样品和测量点采用 3 种不同的方法测量, 如碎斑双曲线分布法(PHD), 构建极摩尔圆(PMC)和 $R_s-\theta$ 法.

PHD法, 通过测量刚性旋转碎斑在均匀变形基质中的产状和长短轴比计算 W_m ^[4]. 利用PHD法计算超糜棱岩的涡度值, 一些发育有旋转碎斑结构的初糜棱岩和糜棱岩的平均运动学涡度值也利用该法进行计算; 顺时针旋转和反时针旋转的碎斑将双曲线网分为两个区域, 双曲线的每个翼代表一个流脊, 内夹角的余弦代表平均运动学涡度(图 8), 利用该方法计算的样品, 顺时针旋转和反时针旋转的碎斑在同一块薄片下或同一尺度露头都可以观察到; 13 个样品和观测点利用PHD法, 计算的超糜棱岩 W_m 范围介

于 0.84~0.95 之间, 初糜棱岩和糜棱岩的运动学涡度为 0.11~0.78 (图 8, 表 2).

极摩尔圆图解法^[4]是计算 ν 角和一般剪切带应变分析的另一有用方法(图 9); 在流变场, 特征向量 e_1 和 e_2 的夹角为 ν , 运动学涡度值与 ν 角之间的关系表达为: $W_m = \cos \nu$ ^[34]; Simpson和De Paor^[4]报道了构建极摩尔圆的基本方法, Zhang和Zheng^[5]对其进行了改进, 并提出 3 个可操作的构建极摩尔圆方法(PMC), 扩展了极摩尔圆分析, 该方法被应用到 16 个富石英-长石的样品, 计算结果为: 超糜棱岩为 0.91~0.79, 糜棱岩化变质沉积岩为 0.19~0.29, 初糜棱岩和糜棱岩为 0.23~0.73 (图 9, 表 2).

如果应变轴率 R_s 和应变椭圆长轴与高应变带边界间的夹角 θ 可知, 涡度就可以估算^[7], Fossen和Tikoff^[7]计算了这 3 个参数间的曲线关系(图 7(b)); 在实际薄片和野外测量中, θ 角通过测量S剪切面理和C剪切面理间的夹角获取, 我们选择S-C构造和倾斜颗粒形态组构发育的岩石样品和露头开展 θ 角的测量, 对这些测量结果进行算术平均, 得到平均 θ 值, 11 个样品采用该法进行涡度值估算, 涡度值范围: 0.23~0.80, 在 $R_s-\theta$ 曲线上表现为偏离简单剪切 ($W_m = 1$) 应变特征(图 7(b)).

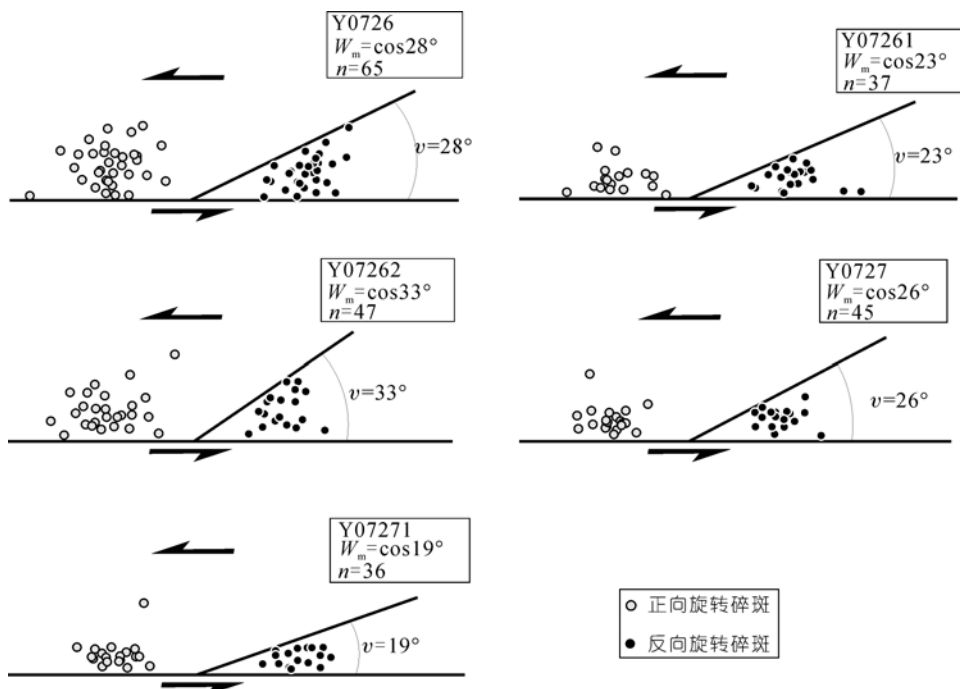


图 8 碎斑双曲线分布法估算超糜棱岩、部分初糜棱岩和糜棱岩的运动学涡度值示意图

表 2 运动学涡度值^{a)}

样品	样品类型	统计个数	$S_c \wedge S_s$ 夹角	运动学涡度分析方法(W_m)			S
				PHD	PMC/ R_t - θ	R_s/θ	
Y0730	mm	-	-	-	0.19/-	-	0.465
Y07301	mm	-	-	-	0.29/-	-	0.456
Y0732	mm	-	-	-	0.25/-	-	0.478
Y0733	mm	-	-	-	-/-	-	-
Y0735	mm	-	-	-	-/0.49	-	-
Y0754	mm	-	-	-	0.54/-	-	0.421
Y07150	pm	-	9	-	-/-	0.65	0.384
Y07151	pm	>20	6	0.19	0.28/-	0.45	0.491
Y07152	pm	>20	12	0.63	-/-	0.70	0.387
Y0717	m	>40	-	0.11	0.30/-	0.35	0.489
Y0718	mg	>50	10	0.78	0.66/0.98	0.70	0.312
Y0720	m	>80	14	0.72	0.70/-	0.80	0.346
Y0722	pm	-	11	-	0.73/0.80	0.65	0.340
Y0724	pm	-	8	-	0.57/-	0.60	0.400
Y07241	mg	>80	4	0.10	0.23/-	0.30	0.497
Y07242	mg	>30	5	0.31	0.38/-	0.40	0.471
Y0725	m	>70	6	0.42	0.45/-	0.50	0.441
Y0726	um	65	-	0.88	0.91/-	-	0.234
Y07261	um	37	-	0.92	0.84/-	-	0.195
Y07262	um	47	-	0.84	0.79/-	-	0.270
Y0727	um	45	-	0.89	-/-	-	0.221
Y07271	um	36	-	0.95	-/0.99	-	0.154

a) $S_c \wedge S_s$ 夹角, S 面理和 C 面理之间的夹角; S, 拉伸量; 其他说明同表 1

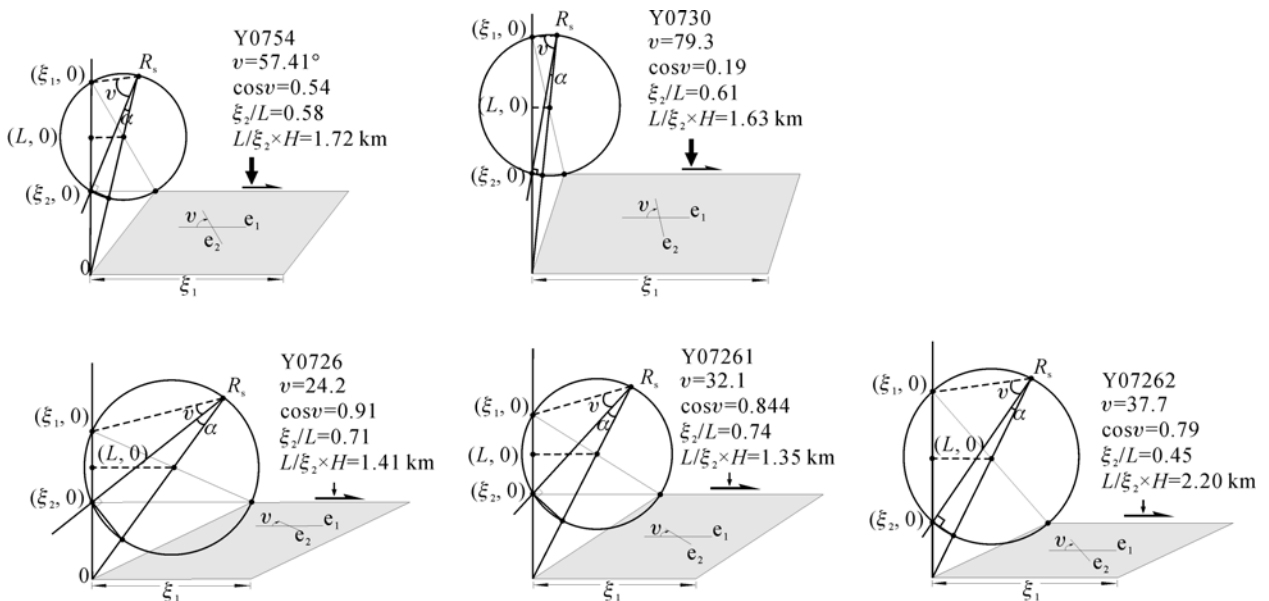


图 9 构建极摩尔圆及估算构造岩运动学涡度值

Wallis^[29,33]提出用石英C轴组构与主应变轴比(R_s)估算平均运动学涡度的方法^[32],即石英C轴组构中心环带与流变面(剪切面)相垂直,流变面与有限应变主平面的夹角为 β , β , R_s 和 W_m 三者的关系表达为

$$W_m = \sin \left\{ \tan^{-1} \left[\frac{\sin(2\beta)}{[(R_{xz} + 1)/(R_{xz} - 1)] - \cos(2\beta)} \right] \right\} \times \frac{(R_{xz} + 1)}{(R_{xz} - 1)} \quad (1)$$

本次研究运用先进的电子背散射技术(EBSD)和背散射系统确定石英的电子背散射通道衍射花样,确定衍射点的指数,进而确定定向薄片范围内石英C轴优选方位(图 10),我们特意选择 4 个不同类型构造岩样品进行测试.低级片岩带构造岩样品(Y0735)记录的平均运动学涡度值为 0.49,高级带内初糜棱岩(Y0722)为 0.80,糜棱岩化片麻岩(Y0718)为 0.98,而超糜棱岩(Y07271)为 0.99.

5 讨论

5.1 应变调节

基于我们的应变估算,高级带内的超糜棱岩、糜棱岩和初糜棱岩的应变类型为一般剪切应变,但糜棱岩化变质沉积岩的应变却不具有一般剪切应变特征,其 $K=0.253$,表明为压扁应变、变形过程中发生体积丢失、或这两种可能都同时发生;如果应变过程发生了体积丢失,那么Flinn图解中的平面应变线将会向右偏移^[22].进一步的观察发现,糜棱岩化变质沉积岩内的一些长石发生布丁化和拉伸($S_Y > 1$)(在YZ面观测),这进一步表明低级带经历了压扁应变.此外,

对于低级带内的构造岩而言,由于存在开放的上表面,体积丢失也是可能.在同一剪切带内,不同构造岩记录了不同的应变类型,表明应变调节作用的存在;应变调节在一般剪切变形过程中是普遍的.Simpson和 De Paor^[4]研究发现,一般剪切应变带的形成必须满足如下条件:(1)围岩发生变形,(2)沿弯曲的、非平行的边界,截面积发生改变(即体积发生改变),(3)高应变带与围岩之间由断裂和间隙分隔.Hudleston^[35]也强调即使单个高应变带局部区域偏离平面应变和简单剪切应变,但应变可以通过高应变带的网络状展布样式得以调节.

澜沧江剪切带与其围岩是如何调节的?我们认为存在两种可能的调节机制,最重要的因素为剪切带在垂向发生加宽,进而引起非平行的边界,这是典型走滑挤压应变带的基本特征;另一个因素可能归功于剪切带外侧围岩也发生变形,如澜沧江剪切带东侧兰坪-思茅单元内普遍发育的近 N-S 走向褶皱和逆冲构造.

5.2 运动学涡度路径和应变域

如图 11 所示,不同方法计算的运动学涡度值变化曲线基本协调一致,表明采用不同方法计算的涡度值可以有效定量描述澜沧江剪切带应变过程的旋转组分,虽然一些样品的估算值存在较大的差异,但总体变化趋势较为明显,且暗示存在强烈的运动学路径分解.

剪切带糜棱岩的涡度值总体表现为一般剪切变形($W_m = 0.9 \sim 0.2$),这样的涡度值范围偏离简单剪切和纯剪切应变.超糜棱岩记录的运动学涡度值较高(> 0.79),而初糜棱岩和糜棱岩($0.10 \sim 0.80$),糜棱岩化

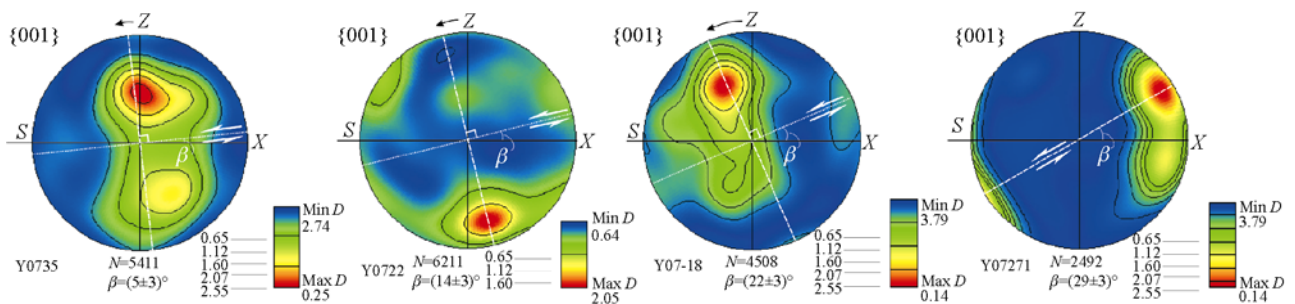


图 10 澜沧江剪切带构造岩中石英的 EBSD 组构

注意石英 C 轴组构优选方位、剪切面、 β 和有限应变主面间的关系,石英 C 轴组构指示左旋剪切运动

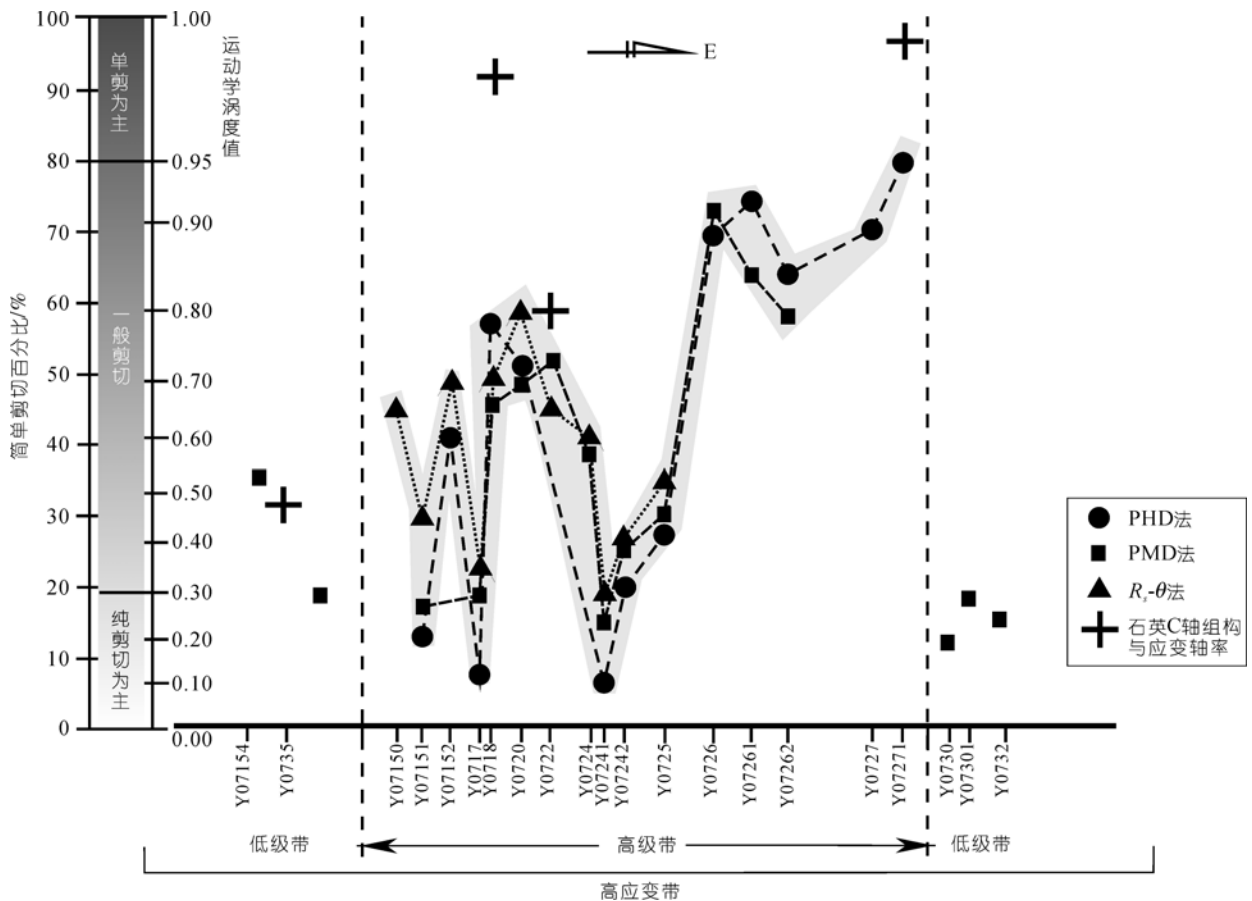


图 11 不同方法计算运动学涡度值比较曲线

左为简单剪切和运动学涡度值比率关系^[28]

变质沉积岩(<0.55)相对较低(图 11); 虽然初糜棱岩和糜棱岩的涡度值没有明显的变化趋势, 但总体变化而言, 这些参数暗示澜沧江剪切经历了一个非稳定的流变历史(图 11); 从超糜棱岩、糜棱岩和初糜棱岩到糜棱岩化变质沉积岩, 平均运动学涡度值呈现粗略递减趋势. 同一剪切带内表现出上述运动学特点, 说明简单剪切组分和纯剪切组分为主的应变在剪切带同时发生或至少部分同时发生, 是板块斜向汇聚带走滑挤压应变特征.

表 2 中所有平均涡度值小于 1, 在三维空间就意味着垂直于剪切带面理方向发生了厚度改变, 进一步分析表明, 各类构造岩所记录的差异平均运动学涡度值可能源于垂直剪切带面理方向发生了不均一性减薄作用(Z 方向)^[1,29]. 基于 W_m 和 R_{xy} 值, 垂直剪切带面理方向的韧性减薄作用可以通过如下的公式或极摩尔圆估算^[5], 在式(2)中 S 代表垂直剪切面理的拉

伸量, 表 2 列出了 S 和 W_m 的关系, 两者呈正相关性. 从高级片麻岩带到低级片岩带, 减薄量空间分布状态可以用拉伸量 S 表示, 最大减薄作用发生在糜棱岩化变质沉积岩中, 而超糜棱岩的减薄量较低; 沿剪切带出现的差异减薄可能指示了剪切带韧性物质在垂向上的差异挤出^[1,5,29].

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

剪切带内的高应变物质在走滑挤压变形过程中从中、下地壳被挤出^[36-39]. 近些年, 许多理论模型被用以分析这类应变带的几何和应变历史, 它们共同的认识是板块斜向汇聚引发的走滑挤压应变是产生这一应变分解和应变不均一性的根本因素.

基于我们的数据, 一个描述应变如何分解和非均一应变的运动学路径被建议(图 12). 由于变形和应

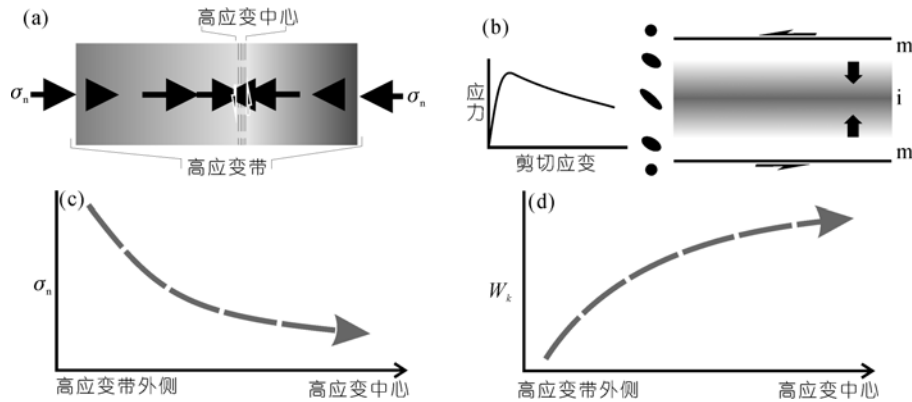


图 12

靠近高应变带中心。(a) 正应力(σ_n)变化示意图;(b) 理想的活跃剪切带;(c) 显示 σ_n 逐渐递减;(d) 运动学涡度值 W_t 逐渐增加。阴影部分为活动的应变区, m表示边, i表示高应变中心, 箭头表示高应变区域随时间迁移方向, 椭圆为有限应变梯度^[40]

力传递过程中的衰减, 高应变中心的韧性物质所承受的正应力比远离中心的韧性物质要低; 超糜棱岩可能代表了高应变中心, 从糜棱岩和初糜棱岩到超糜棱岩, 不断递减的正应力将控制应变的分解(图 12(a)); 靠近高应变中心(如超糜棱岩带), 随正应力的递减, 非共轴组分的比率逐渐增强, 超糜棱岩带将比其他部分(如糜棱岩、初糜棱岩、和糜棱岩化变质沉积岩带)调节(或吸纳)更多的剪切应变(70%~80%)(图 11, 12(c), (d)). 另一种可能的解释是存在“活动应变域”^[40], 这种活动的高应变带随时间而发生迁移, 并愈加狭窄, 边部可能已经“死亡”, 或至少高应变带边部的变形比中心应变低很多(图 12(b)). 如果澜沧江剪切带及其邻区也发生类似的高应变带迁移, 那么现今剪切带内保存的各类构造岩可能是变形历史的信息载体^[25,41]. 然而, 澜沧江剪切带的边部主要为低级带内的糜棱岩化变质岩, 且经历了构造压扁应变, 暗示剪切带的边为“活边界”. 根据走滑挤压和应变分解理论^[26,36-39], 借鉴“活动应变域”模型和“活边界”实际, 我们认为走滑挤压应变过程中的共轴应变和非共轴应变间的转变(即应变分解)最可能的方式是“空间转变”. 因此, 图 12(d)的应变路可能描述澜沧江剪切带及其邻区的应变.

Xypolias和 Koukouvelas^[1]总结认为韧性剪切带内应变参数分布的非均一性可能是剪切带结构的反映, 且影响应变域的形成. 在澜沧江剪切带这一现象表现最为突出. 基于上述应变和运动学参数, 澜沧江剪切带可以划分出简单剪切为主的应变域和纯剪切

为主的域. 纯剪切为主的应变主要发生在低级带内, 其特点是: 近直立理、低运动学涡度值 W_m ($0.23 < W_m < 0.54$)(表 2 和图 11)、低 K 值(平均 $K=0.25$)(图 7), 垂直应变域的共轴减薄量为 40%~50%. 简单剪切为主的应变域($W_m > 0.79$)主要局限于高级带内的超糜棱岩带和部分糜棱岩带(图 11), 高 W_m 值和低减薄量(15%~30%), 以及较高的 K 值; 可能代表深层次构造.

5.3 区域构造意义

走滑挤压应变被认为是解释汇聚造山带运动学的最有效手段, 特别是板块斜向汇聚^[36,38,41,42], 研究表明走滑挤压应变带内也发生平行走向和垂直走向的应变空间分解^[10,29,38]. 在汇聚/挤出过程中, 青藏高原东南缘的区域构造也涉及走滑挤压应变, 且主要集中于大型走滑断裂带^[14-16,18].

澜沧江带地质年代学研究表明该带左旋剪切活动从 41 到 24 Ma, 17 Ma剪切活动终止^[14,16], 这一活动时限可与哀牢山-红河剪切带的左旋走滑运动时间(35~17 Ma)相对比^[43-46]. 澜沧江剪切带和哀牢山-红河剪切带新生代活动时限、以及澜沧江剪切带的应变和运动学, 表明高黎贡剪切带与哀牢山-红河剪切带之间的区域被分隔成两个独立的大陆板片向东南方向挤出(兰坪-思茅单元和保山单元), 而非Tapponnier等^[47]所假设的作为一个单独的大陆板片被挤出; 同期活动的澜沧江和哀牢山-红河左旋走滑剪切带可能暗示两个挤出板片发生了相对的运动; 位于这两个剪切带之间的兰坪-思茅单元, 经历了中、晚始新世到

更新世普遍的NW-SW挤压变形(形成了与边界剪切带走向近平行的褶皱和逆冲)^[15], 表明兰坪-思茅单元所经历的共轴变形与边界走滑剪切带同期. 如果从区域构造而言, 兰坪-思茅单元、哀牢山-红河剪切带和澜沧江剪切带的构造变形和变形时限证明存在一个区域性左旋走滑挤压应变体系.

Wang和Burchfiel^[15]曾强调兰坪-思茅单元及其周缘区域在新生代经历了走滑挤压应变; 新的应变和运动学涡度数据进一步证实了这一认识, 图 13 为该区可能的走滑挤压应变和应变分解样式; 在模式中, 位于保山和兰坪-思茅单元之间的澜沧江剪切带如一个“流变通道”, 其内韧性物质发生非均一性垂向挤出; 在浅构造层次, 澜沧江剪切带应变发生空间分解形成两个应变域, 共轴应变和非共轴应变域(图 13(a)); 在区域性左旋走滑挤压体系中, 应变分解涉及更广阔的区域, 自剪切带向兰坪-思茅单元方向, 简单剪切递减、共轴应变组分逐渐增加, 兰坪-思茅单元内的中、新生代地层普遍发生褶皱和逆冲变形以调节增加的共轴应变.

许多研究者认为新生代印度大陆与欧亚大陆的斜向汇聚引发了东南亚的陆内变形^[13,48,49], 如兰坪-思茅地区. 新生代的左旋走滑运动和大陆板片的挤

出是斜向汇聚的产物, 走滑挤压应变是调节N-W走向滑运动和W-E向收缩的重要变形方式, 斜向汇聚和走滑挤压应变体系可能最终与板块的斜向俯冲相关^[50,51], 但我们目前的应变和涡度分析不能给出板块运动的细节.

6 结论

位于我国云南西部的 N-S 到 NW-SE 走向的澜沧江剪切带为一条新生代左旋走滑挤压应变带, 是兰坪-思茅和保山地块的分隔断裂; 剪切带由平行展布的陡倾而狭窄高级片麻岩带和低级片岩带组成, 各种类型的构造岩表现出塑性和透入性变形.

量化估算的有限应变和运动学涡度值描述了澜沧江剪切带及其邻区的韧性流变特征. 本文引入不同的运动学涡度值估算方法有效的消除了计算过程由于方法和测量引起的误差, 特别是利用 EBSD 手段获取的石英 C 轴优选方位计算的运动学涡度值与传统的估算方法结果可以很好的对应; 分析结果合理的约束了该剪切带实际变形路径. 糜棱岩和初糜棱岩记录了剪切变形过程的一般剪切, 其平均运动学涡度值 0.1~0.9; 超糜棱岩记录了较高的运动学涡度值范围(超过 0.84); 高级带内的这些构造岩变形接近于平面单斜对称, 而低级片岩带的糜棱岩化变质

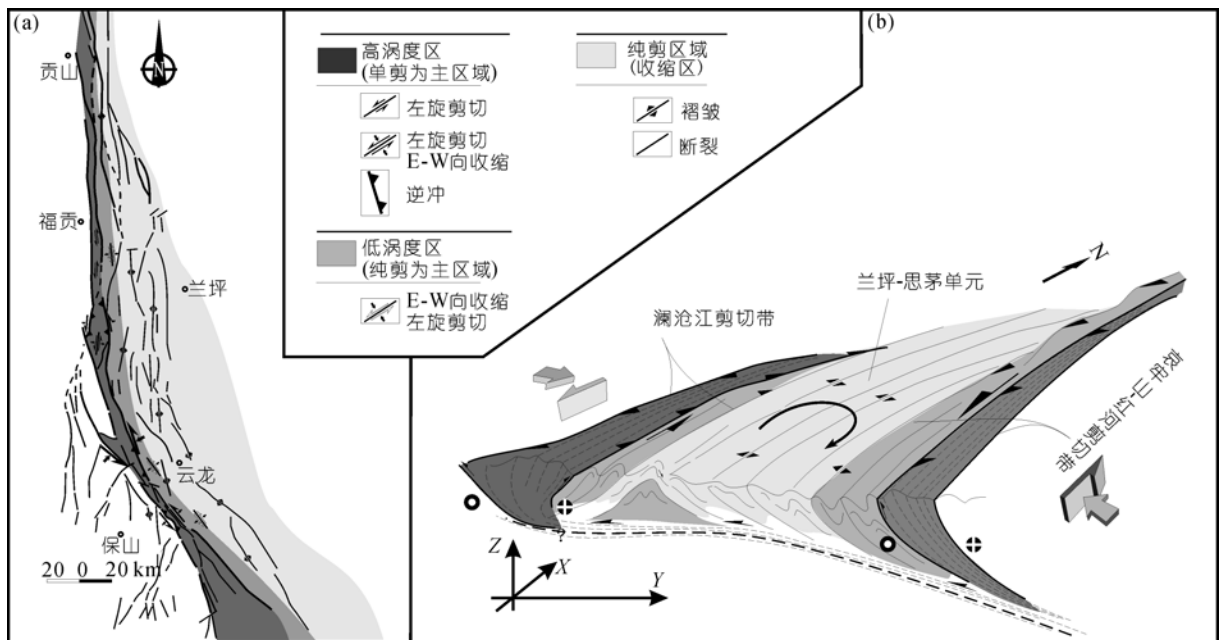


图 13 澜沧江剪切带及邻区走滑挤压应变分解二维(a)和三维(b)示意图

沉积岩的应变则表现为压扁型应变。因此, 可以粗略认为该剪切带的应变总体具有一般剪切应变特点, 即非简单剪切或纯剪切。新的有限应变和运动学涡度值也揭示该带独特的应变分解方式, 即简单剪切(非共轴应变)变形主要集中在狭窄的高应变域, 而纯剪切为主的变形(共轴应变)主要在远离超糜棱岩域;

在这种简单剪切和纯剪切共同作用的走滑挤压应变体系, 大约 70%~80%的简单剪切应变在高应变带通过走滑运动被调节。结合地质年代学, 新的构造和运动学数据进一步证实走滑挤压应变及其应变分解方式是调节青藏高原东南缘各地质单元构造变形的重要方式。

致谢 郑亚东教授在有限应变测量和运动学涡度方面给予了悉心指导; 定向薄片的 EBSD 测量由国土资源部大陆动力学实验室完成, 许志琴院士和陈方远高级工程师在 EBSD 数据的解释和应用方面的指导和帮助; 与林伟博士就有关石英岩组学和 EBSD 技术等方面进行了讨论; 曲军峰博士在野外考察中提供了帮助, 并在岩石学方面进行过多次讨论; 评审专家对本研究提出了多方面的宝贵建议和意见, 在此一并表示感谢。本文完成之际, 正值王新社研究员逝世一周年, 仅以此文怀念这位早逝的老师。

参考文献

- Xypolias P, Koukouvelas I K. Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone External Hellenides, Greece. *Tectonophysics*, 2001, 338: 59—77 [\[DOI\]](#)
- Passchier C W. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. *J Struct Geol*, 1987, 9: 679—690 [\[DOI\]](#)
- Passchier C W. The use of Mohr circles to describe non-coaxial progressive deformation. *Tectonophysics*, 1988, 149: 323—338 [\[DOI\]](#)
- Simpson C, De Paor D G. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *J Struct Geol*, 1993, 15: 1—20 [\[DOI\]](#)
- Zhang J J, Zheng Y D. Polar Mohr constructions for strain analysis in general shear zones. *J Struct Geol*, 1997, 19: 745—748 [\[DOI\]](#)
- Willis S R. Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagawa belt, SW Japan. *J Struct Geol*, 1992, 14: 271—280 [\[DOI\]](#)
- Fossen H, Tikoff B. The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear, and volume change, and its application to transpression/transension tectonics. *J Struct Geol*, 1993, 15: 413—422 [\[DOI\]](#)
- Bailey C M, Eyster E L. General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona. *J Struct Geol*, 2003, 25: 1883—1892 [\[DOI\]](#)
- Lin S F, Jiang D Z. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth R E, Strachan R A, Dewey J F. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. *J Geol Soc London Spec Publ*, 1998, 135: 41—57
- Jiang D Z, Williams P F. High-strain zones: a unified model. *J Struct Geol*, 1998, 20: 1105—1120 [\[DOI\]](#)
- Jiang D Z, Williams P F. Reference frame, angular momentum, and porphyroblast rotation. *J Struct Geol*, 2004, 26: 2211—2224 [\[DOI\]](#)
- 云南地质矿产局. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990. 1—132
- 钟大赉, 丁林, 刘福田, 等. 造山带岩石层多向层架构造对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30(增刊 I): 1—8
- Akciz S, Burchfiel B C, Crowley J L, et al. Geometry, kinematics, and regional significance of the Chong Shan shear zone, Eastern Himalayan Syntaxis, Yunnan, China. *Geosphere*, 2008, 4(1): 292—314 [\[DOI\]](#)
- Wang E Q, Burchfiel B C. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the Eastern Himalayan Syntaxis. *Int Geo Rev*, 1997, 39: 191—219
- Wang Y J, Fan W M, Zhang Y H, et al. Kinematics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Gaoligong and Chongshan shear systems, western Yunnan, China: implications for early Oligocene tectonic extrusion of SE Asia. *Tectonophysics*, 2006, 418: 235—254 [\[DOI\]](#)
- 张波. 滇西澜沧江构造带新生代左旋走滑挤压的运动学特征和变形机制. 博士学位论文. 北京: 北京大学, 2007. 23—27
- Socquet A, Pubellier M. Cenozoic deformation in western Yunnan (China-Myanmar border). *J Asian Earth Sci*, 2005, 24: 495—515 [\[DOI\]](#)
- Tullis J, Yund R A. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, 1987, 15: 606—609 [\[DOI\]](#)
- Robin P F, Cruden A R. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J Struct Geol*, 1994, 16: 447—466 [\[DOI\]](#)

- 21 Robin P F. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses——theory. *J Struct Geol*, 2002, 24: 531—544[DOI]
- 22 Bailey C M, Simpson C, De Paor D G. Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonitic from the Blue Ridge province, Central Appalachians. *J Struct Geol*, 1994, 16: 1403—1416[DOI]
- 23 De Paor D G. R/ϕ strain analysis using an orientation net. *J Struct Geol*, 1988, 10: 323—333[DOI]
- 24 Wenk H R, Pannetier J. Texture development in deformed granodiorites from the Santa Rosa mylonite zone, southern California. *J Struct Geol*, 1990, 12: 177—184[DOI]
- 25 Means W D. Rotational quantities in homogeneous flow and the development of small-scale structure. *J Struct Geol*, 1994, 16: 437—445[DOI]
- 26 Tikoff B, Fossen H. Limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *J Struct Geol*, 1995, 17: 1771—1784[DOI]
- 27 Means W D, Hobbs B E, Lister G S, et al. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *J Struct Geol*, 1980, 2: 371—378[DOI]
- 28 Forte A M, Bailey C M. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic distribution method of kinematic vorticity analysis. *J Struct Geol*, 2007, 29: 983—1001[DOI]
- 29 Wallis S R. Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sanbagawa belt, SW Japan. *J Struct Geol*, 1995, 17: 1077—1093[DOI]
- 30 Passcher C W. Monoclinic model shear zones. *J Struct Geol*, 1998, 20: 1121—1137[DOI]
- 31 Beam E C, Fisher D M. An estimate of kinematic vorticity from rotated elongate porphyroblasts. *J Struct Geol*, 1999, 21: 1553—1559[DOI]
- 32 Passchier C W, Urai J L. Vorticity and strain analysis using Mohr diagrams. *J Struct Geol*, 1988, 10: 755—763[DOI]
- 33 Wallis S R. Vorticity analysis in metachert from the Sambagawa Belt, SW Japan. *J Struct Geol*, 1992, 14: 271—280[DOI]
- 34 Bodyarchick A R. The eigenvalues of steady flow in Mohr space. *Tectonophysics*, 1986, 122: 35—51[DOI]
- 35 Hudleston P. Strain compability and shear zone: is there a problem? *J Struct Geol*, 1999, 21: 923—932[DOI]
- 36 Sanderson D J, Marchini W D. Transpression. *J Struct Geol*, 1984, 6: 449—458[DOI]
- 37 Jones R R, Holdsworth R E, Bailey W. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *J Struct Geol*, 1997, 19: 1201—1217[DOI]
- 38 Jones R R, Holdsworth R E, Clegg P, et al. Inclined transpression. *J Struct Geol*, 2004, 26: 1531—1548[DOI]
- 39 Lin S F, Jiang D Z, Williams P F. Importance of differentiating ductile slickenside striations from stretching lineations and variation of shear direction across a high-strain zone. *J Struct Geol*, 2007, 32: 1—13
- 40 Means W D. Simple zones and rock history. *J Struct Geol*, 2005, 247: 157—160
- 41 Means W D. Review paper: kinematic, stress, deformation and material behavior. *J Struct Geol*, 1990, 12: 953—971[DOI]
- 42 Wells M L, Allmendinger R W. An early history of pure shear in the upper plate of the raft River metamorphic core complex: Black Pine Mountains, southern Idaho. *J Struct Geol*, 1990, 12: 851—867[DOI]
- 43 Harrison T M, Wenji C, Leloup P H, et al. An early Miocene transition in deformation regime within the Red River fault zone, Yunnan, and its significance for Indo-Asia tectonic. *J Geophys Res*, 1992, 97: 7159—7182[DOI]
- 44 Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailaoshan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 1995, 251: 3—83[DOI]
- 45 Gilley L D, Harrison T M, Leloup P H, et al. Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam. *J Geophys Res*, 2003, 108: 14—21
- 46 Zhang J J, Zhong D L, Sang H Q, et al. Structural and geochronological evidence for multiple episodes of Tertiary deformation along the Ailaoshan-Red River shear zone, southeastern Asia, since the Paleocene. *Acta Geol Sin*, 2006, 80: 79—96
- 47 Tapponnier P, Peltzer G, Armijo P. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M P, Ries A C, eds. *Collision Tectonics*. *J Geol Soc London Spec Publ*, 1986, 19: 115—157
- 48 Lacassin R, Maluski H, Leloup P, et al. Tertiary diachronic extrusion and deformation of western Indochina: structural and ^{40}Ar - ^{39}Ar evidence from NW Thailand. *J Geophys Res*, 1997, 102: 10013—10037[DOI]
- 49 Bertrand G, Rangin C. Tectonics of the western margin of the Shan plateau (central Myanmar): implication for the India-Indochina oblique convergence since the Oligocene. *J Asian Earth Sci*, 2003, 21: 1139—1157[DOI]
- 50 Morley C K. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike-slip faults and rift basins in SE Asia. *Tectonophysics*, 2001, 347: 189—215[DOI]
- 51 Morley C K. Nested strike-slip duplexes, and other evidence for Late Cretaceous-Palaeogene transpressional tectonics before and during India-Eurasia collision, in Thailand, Myanmar and Malaysia. *J Geol Soc London*, 2004, 161: 799—812[DOI]