

秦岭洛南-栾川构造带的变形分解与年代学制约

宋传中^{①*}, 张国伟^②, 王勇生^①, 李加好^①, 陈泽超^①, 蔡志川^①

① 合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009;

② 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069

* E-mail: czs12258@mail.hf.ah.cn

收稿日期: 2008-08-10; 接受日期: 2008-11-17

国家自然科学基金项目(批准号: 40372097, 40772131)资助

摘要 洛南-栾川构造带位于华北板块与秦岭造山带之间, 它包括洛栾断裂带和断裂北侧的强变形带. 断裂带内发育有韧性剪切带、叠瓦状脆性断层和双重构造等, 是在同一构造背景下同一剪切带内不同层次的构造变形叠加. 线理构造主要有矿物生长线理、拉长线理、皱纹线理、鞘褶皱等, 指示了板块由 SW→NE 的运动学特征和汇聚过程. 断裂带北侧的强构造带内规模不等的褶皱和逆断层有相同的展布方位和运动学极性, 与洛栾断裂带小角度斜交; 不同性质的构造组成有规律的构造图案, 是板块斜向汇聚的产物. 古板块汇聚因子是: 在西段汇聚方向为 22°, 汇聚方向与板块边界的夹角为 73°; 在东段汇聚方向为 31°, 汇聚方向与板块边界的夹角为 82°. 洛栾构造带强烈活动时期主要是 372 Ma, 是秦岭造山带形成的早期, 扬子板块与华北板块汇聚的大背景下, 位于华北板块南部边缘的二郎坪弧后洋盆向华北大陆之下左旋斜向俯冲的结果.

关键词

秦岭造山带
斜向汇聚
汇聚因子
变形分解
大陆增生

洛南-栾川(以下简称“洛栾”)构造带位于东秦岭造山带的北缘. 它包括洛栾断裂带(宽约 10 km)和断裂北侧强变形带(宽约 30 km)两个重要组成部分, 是秦岭造山带与华北板块汇聚过程中, 发育在弧后盆地与华北板块南缘的汇聚-拼合带^[1-6]. 该构造带东西向延伸数千公里, 在研究区内出露长约 430 km. 其中北侧强变形带原为华北板块南缘的一部分, 后卷入秦岭造山带的变形, 成为秦岭造山带的重要组成部分.

秦岭作为一条完整记录中国南、北两大古陆汇聚-拼合方式和过程的大陆造山带, 结构复杂、构造多期叠加, 纵向分层、横向分带分块, 一直是世界各国地质学家关注的热点^[1-12]. 近 20 年来在其结构、演化和动力学等研究方面取得了重大进展. 但区内精细的构造变形研究尚显不足, 进而对分析古板块的运

动方式, 以及认识古板块的俯冲-汇聚-拼合过程缺乏定量、可靠的科学依据.

本文从构造变形解析方法入手, 运用宏观构造、微观构造相结合的研究方法, 瞄准洛栾构造带内有成因联系的构造变形分解, 分析古板块俯冲-拼合过程中的运动方向和汇聚方式, 量化汇聚因子^[13-21]和形成时代, 将对进一步认识大陆增生作用和方式提供新的支撑.

1 洛栾断裂带的构造特征

1.1 剪切带特征

洛栾断裂带西起洛南县的铁炉子、小河湾, 向东经卢氏县的横涧、栾川县的陶湾、庙子、白河, 再经南召县的马市坪、云阳, 东至方城, 是东秦岭造山带内的主要断裂带之一(图 1), 位于其南侧的宽坪岩群,

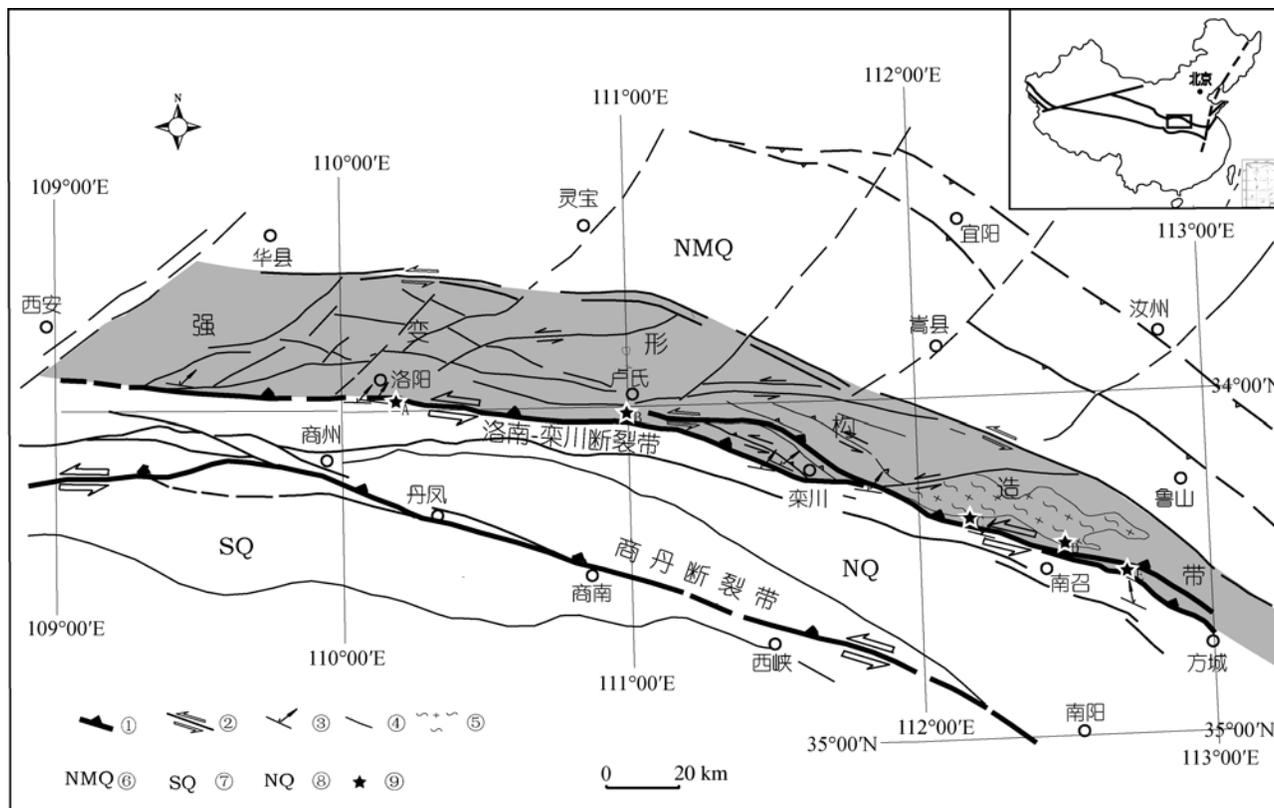


图 1 东秦岭北部地区构造图

①, 逆冲断层; ②, 平移断层; ③, 面理、线理; ④, 主要断层; ⑤, 片麻岩; ⑥, 秦岭北缘地块; ⑦, 南秦岭地块; ⑧, 北秦岭地块; ⑨, 剖面位置

北侧的陶湾岩群、栾川岩群和少量的熊耳群被卷入变形。秦岭造山带内虽然构造复杂, 多期变形叠加强烈, 但洛栾断裂带内不同类型的构造变形现象清晰, 是剪切带运动学研究的良好场所。洛栾断裂带内主要有两类变形, 产状基本一致, 有相同的运动学极性。一类为韧性剪切带, 表现为宽度数米到数十米的糜棱岩带, 发育有大量的变斑晶、变形杏仁体、变形砾石、不对称小褶皱、鞘褶皱和 S-C 组构等现象明显, 表现出由北向南逆冲的运动学指向。另一类为大型脆性断裂带, 破坏上述韧性变形, 叠加于糜棱岩之上 (图 2)。断裂带内主要为碎裂岩系列、构造片岩、断层泥等, 呈带状分布, 发育有由北向南的叠瓦状逆冲推覆构造。强烈褶皱的陶湾群大理岩作为飞来峰向南掩盖在宽坪群云母石英片岩之上, 推覆距离大于 10 km, 当今形成大量规模不等的飞来峰。

洛栾断裂带分为东西两段。西段位于洛南县和

卢氏县境内, 断裂带走向一般 275°, 倾向北, 倾角 50°~80°; 东段位于伏牛山北麓, 走向一般 290°, 倾向北, 倾角 45°~80°。韧性剪切带在洛南县的小河湾、栾川县的庙子、南召县的马市坪、云阳一带出露完好, 规模较大, 构造要素丰富, 产状稳定, 是分析古板块俯冲构造的典型地带。大型断裂带走向与韧性剪切带的走向基本一致, 规模大, 条数少, 多以叠瓦状推覆构造为特征, 由北向南逆冲推覆。断裂带常切过韧性剪切带, 并将糜棱岩切割成许多构造岩片, 但仍较好地保存着糜棱岩内的构造变形现象。

1.2 面状构造特征

洛栾断裂带内的面理构造主要包括韧性剪切带内糜棱岩面理与其互层的片理、片麻理是剪切带较深层次的构造变形。断裂带东、西两段的面理构造的走向略有差异, 是分析剪切带几何学形态和空间产状的重要依据 (图 1)。

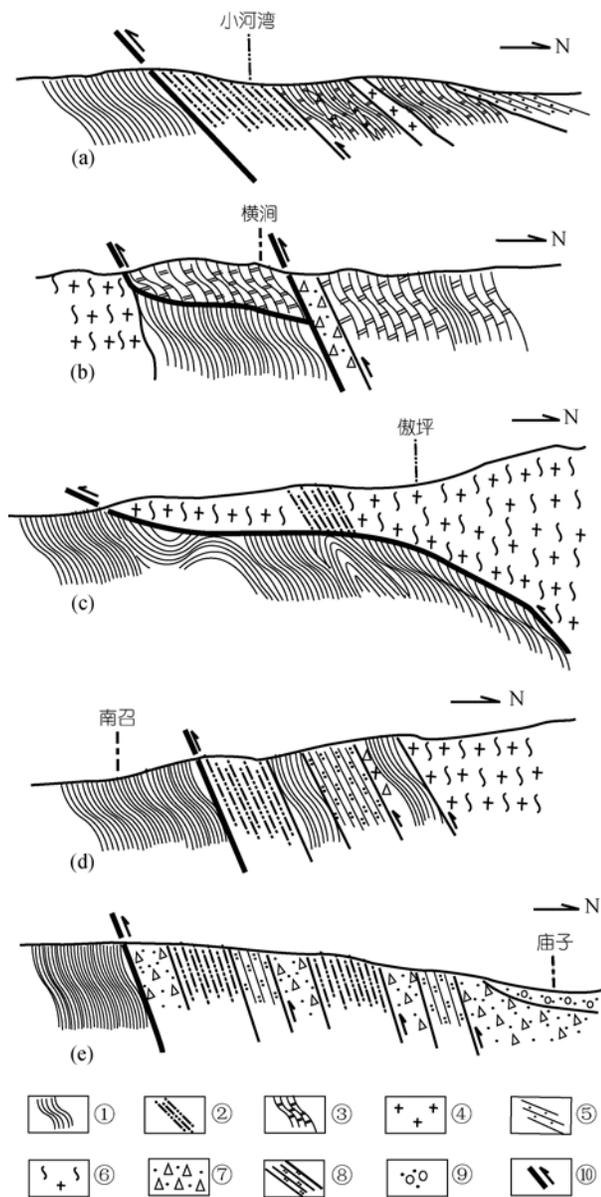


图2 洛栾断裂带构造剖面图

5条剖面位置见图1, 由西向东依次排列; 黑色的粗线表示大型破碎带位置。①, 宽坪群绿片岩; ②, 糜棱岩; ③, 陶湾群大理岩; ④, 花岗岩脉; ⑤, 新生代砂岩; ⑥, 花岗片麻岩; ⑦, 断层角砾岩; ⑧, 栾川群石英岩; ⑨, 白垩系砂岩; ⑩, 断层

西段小河湾一带糜棱岩面理产状稳定, 绿片岩相为主; 卢氏陶湾一带的片理、片麻理发育清晰, 面理产状一般为 $0^{\circ}\sim 5^{\circ}\angle 51^{\circ}$; 栾川一带的石英岩和大理岩被切割成若干个构造岩片, 由NE \rightarrow SW逆冲, 构成叠瓦状构造或双重构造的组合样式, 产状一般为 $11^{\circ}\angle 66^{\circ}$ 。东段庙子、马市坪、南召一带糜棱岩面理的产

状一般 $20^{\circ}\sim 28^{\circ}\angle 68^{\circ}$, 绿片岩相和低角闪岩相-角闪岩相变质岩为主, 片理、片麻理, 走向一般 $280^{\circ}\sim 310^{\circ}$, 倾向大多向NE。

洛栾断裂带内糜棱岩面理的产状指示了韧性剪切带的产状, 也基本代表了古板块俯冲-汇聚带的几何学形态和产状; 该带内面理走向的差异性, 可能揭示了古板块原始边界的非平直性, 即: 区内古板块原始边界的西段走向 $90^{\circ}\sim 95^{\circ}$; 东段走向 $110^{\circ}\sim 118^{\circ}$ 。

1.3 运动学特征

洛栾断裂带中有大量线理发育, 主要为矿物生长线理(A型线理)、拉伸线理(A型线理)、鞘褶皱(A型线理)以及皱纹线理(B型线理)等, 是判断古板块运动学极性的有力证据。断裂带内的矿物生长线理主要是石英单颗粒、白云母等, 线理的倾伏向为 $30^{\circ}\sim 56^{\circ}$, 倾伏角 $46^{\circ}\sim 53^{\circ}$, 矿物生长方向稳定。拉伸线理主要有拉长的石英颗粒、石英颗粒集合体、长石残斑和拉长的杏仁体、砾石等, 产状稳定, 与拉伸线理、矿物生长线理一致。断裂带内尤其发育大量的变斑晶、变形杏仁体、变形砾石、不对称小褶皱、完整的拉伸褶皱(图3)和S-C组构等宏观变形构造, 以及多种残斑, 指示了该剪切带南盘向NE方向俯冲, 北盘向SW方向仰冲的运动学指向, 大致反映古扬子板块俯冲方向的真实记录。

显微镜下观察石英波状消光、缎带构造、亚颗粒、动态重结晶和核幔构造普遍发育, 石英颗粒定向排列、拉长明显, 长宽比达8:1, 甚至更大; 糜棱岩中广泛发育长石机械双晶、“火焰状”双晶纹和破裂纹, 并出现长石的“ δ ”型和“ σ ”型变斑晶, 塑性变形明显, 代表较高的温压环境; S-C面理普遍发育, 与宏观的S-C面理形成机制相同; 而书斜构造和显微破裂构造, 则显示出剪切条件下硬矿物粒内的破裂扩展和滑移特征。根据变形斑晶的拖尾、不对称压力影、云母鱼、S-C组构等微观构造的几何学和运动学特征判定, 该剪切带为南(下)盘下降, 北(上)盘上升, 与宏观构造判断的运动学指向吻合。

2 洛栾断裂带的变形分析

2.1 变形强度分析

本文采用长短轴法和 Rf/θ ^[22], 在洛栾断裂带及



图 3 洛栾断裂带内构造运动学指向

(a) 变形角砾; (b) 鞘褶皱平面图; (c) 图(b)鞘褶皱的剖面图; (d) 不对称褶皱; (e) 拉伸褶皱; (f) 拉伸褶皱图示. (a), (c), (d)为面向东拍摄的照片; (b)在图(c)的上方, 是由上向下拍摄的照片; (e)是面向北西方向由上向下拍摄的照片; (f)为图(e)的图解

其北侧强构造带内, 分别利用 XZ 面、 XY 面和 YZ 面, 在手标本上和显微镜下, 对糜棱岩、白云母石英片岩中的石英颗粒和集合体, 熊耳群基性火山岩中的变形杏仁体进行了有限应变测量, 其结果是: 洛栾构造带内岩石有限应变的三轴比率为 $X:Y:Z = 8.86:4.32:1$ ^[6]. 再根据测量结果, 作出付林图解(图 4(a)).

可见发育在强剪切带附近岩石变形的付林值为 $k = 4.8$, $b = 1.30$, 应变椭球体的形态接近于雪茄状; 其余绝大部分付林值为 $0 < k < 1$, 说明研究区内岩石变形的应变椭球体主要为三轴扁椭球状. 洛栾构造带变的形强度(r)范围多集中在 2~5(图 4(b)), 变形较为强烈, 且越靠近断裂带较强, 远离断裂带较弱, 整体表现出由南向北逐渐变弱的构造特征.

2.2 形成环境分析

(i) 岩相学特征. 洛栾构造带内主要发育/绿片岩相、低角闪岩相-角闪岩相变质岩; 在河南省南召县一带的断裂带内发育有石榴石云母片岩. 该片岩主要组成矿物为石榴石+白云母+长石+绿泥石+石英+不透明矿物(图 5), 石榴石多为半自形-自形, 粒径约 0.3~0.5 mm, 多破裂; 白云母呈自形-半自形, 粒径约 0.2~0.5 mm; 长石呈他形-半自形, 粒径大小不一, 约 0.2~0.5 mm, 多已蚀变和细粒化; 石英为他形, 粒径约 0.2~2 mm; 绿泥石为他形-半自形, 粒径约 0.1~0.5 mm, 主要沿石榴石裂隙生长, 或以白云母假晶形式存在, 表现为后期退变特征.

(ii) 温度压力估算. 矿物成分测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针分析实验室

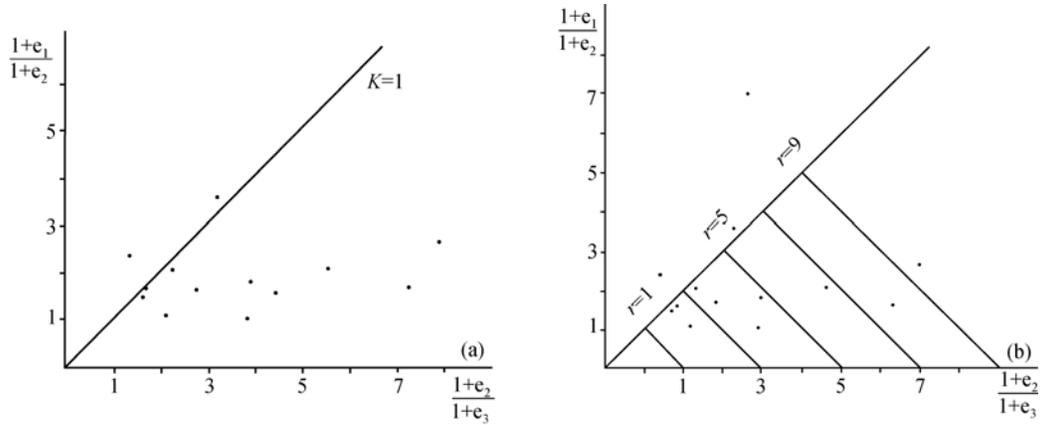


图4 洛南-栾川断裂带内岩石有限应变付林图解
(a) 岩石有限应变付林图解; (b) 岩石变形强度付林图解

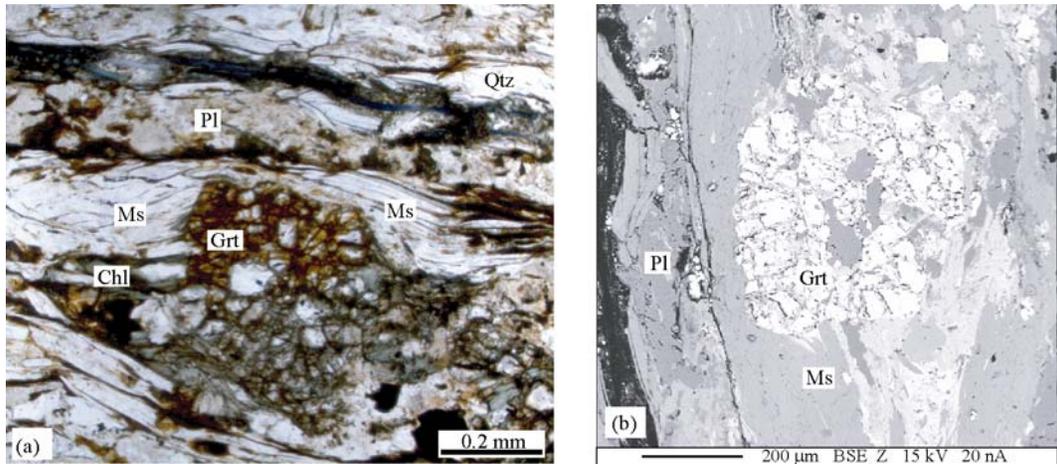


图5 洛南-栾川构造带内石榴石云母片岩主要组成矿物

(a) 石榴云母片岩中的石榴石+白云母+长石+石英平衡共生组合; (b) 石榴石+白云母+长石平衡共生 BSE 图。Qtz 示石英; Grt 示石榴石; Ms 示白云母; Pl 示斜长石; Chl 示绿泥石

完成, 仪器型号为 CAMECA SX51, 工作条件为加速电压 15 kV, 电子束流 20 nA。代表性矿物分析数据 (表 1) 显示: 石榴石的成分主要为铁铝榴石 52%~54%、镁铝榴石 10%、钙铝榴石 0.04%(图 6(a)); 白云母的 Mg/(Fe+Mg) 比值为 0.55~0.60; 长石主要为钠长石, Ab 为 92~93, An 为 6.5~6.6 和 Or 为 0.4~0.8。

本文应用石榴石-白云母温度计^[23]和石榴石-白云母-长石-石英压力计^[24], 并选取 5 个矿物成分对进行了主期变质 P - T 条件的评价(表 2), 计算结果显示: 温度为 464~485°C, 压力为 0.80~0.85 GPa, 平均值为 $T=(479\pm 9)^\circ\text{C}$, $P=(0.82\pm 0.02)$ GPa(图 6(b)), 其变质条件相当于大陆造山带的形成环境, 30 km 的深度和 16 °C/km 的地热梯度, 类似于碰撞期俯冲带的环境。

3 强变形带的构造组合

3.1 斜列式的褶皱组合

洛栾断裂带北侧的构造强变形带内规模不等的褶皱和不同性质的断层有规律排列, 显示出同一变形条件下由变形分解导致的特殊的构造图案。

西段是褶皱保存较好的地区。区内有 3 个主要褶皱: 西部为桑坪复式背斜, 出露的最老岩系为中元古代-晚元古代官道口群; 中部为冠窑复式向斜, 出露的最新岩系为新元古代-早古生代陶湾群; 东部为冠云山复式背斜, 出露的最老岩系为中元古代熊耳群, 排列方式为左阶式斜列组合, 褶皱枢纽的延伸方向一般为 290°, 与洛栾断裂带走向存在约 10° 的夹角。

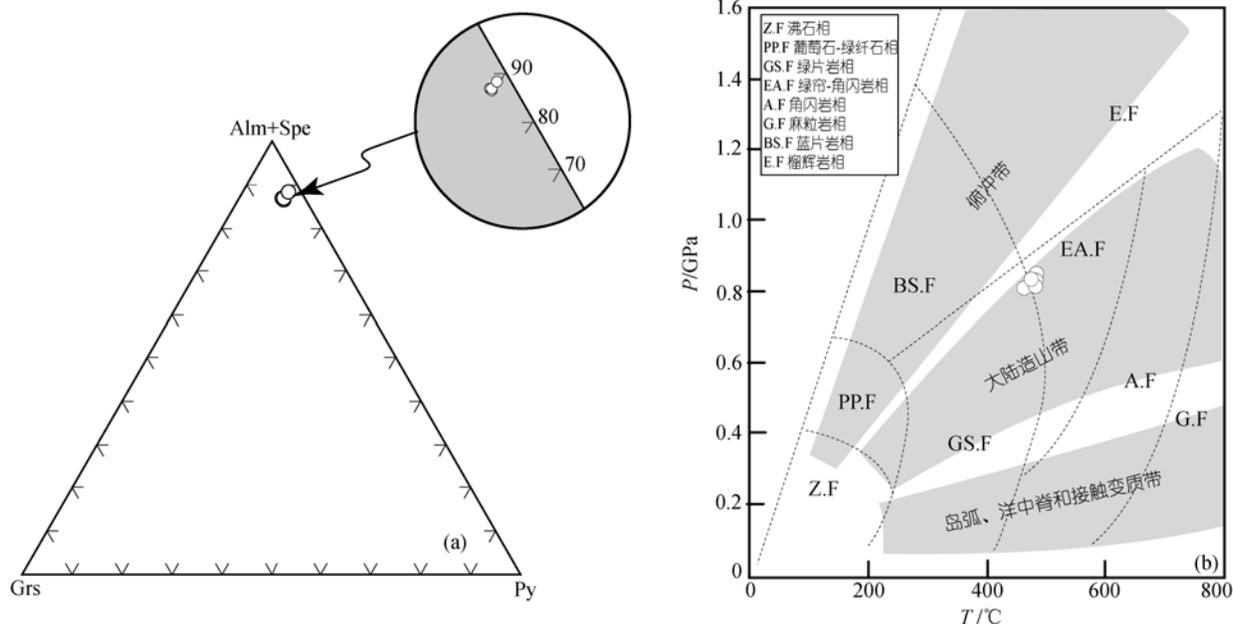


图 6 洛南-栾川构造带内石榴石云母片岩主期变质环境
(a) 石榴石成分三角图; (b) 石榴云母片岩主期变质 $P-T$ 条件投影图

表 1 石榴云母片岩中矿物代表性成分

矿物	Grt	Ms	Pl	Chl
SiO ₂	37.57	47.78	70.37	24.43
TiO ₂	0.04	0.94	0.05	0.18
Al ₂ O ₃	21.17	36.30	20.65	20.55
Cr ₂ O ₃	0.02	0.06	0.00	0.06
FeO	23.62	2.69	0.04	30.18
MnO	14.54	0.04	0.00	0.81
MgO	2.53	1.82	0.00	12.16
CaO	1.39	0.15	0.90	0.15
Na ₂ O	0.03	0.17	6.99	0.03
K ₂ O	0.00	7.28	0.09	0.02
总量	100.91	97.23	99.07	88.57
O.p.f.u	12.00	11.00	8.00	28.00
Si	3.01	3.07	3.04	5.27
Ti	0.00	0.05	0.00	0.03
Al	2.00	2.75	1.05	5.22
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.58	0.15	0.00	5.45
Mg	0.30	0.17	0.00	3.91
Mn	0.99	0.00	0.00	0.15
Ca	0.12	0.01	0.04	0.04
Na	0.01	0.02	0.59	0.01
K	0.00	0.60	0.01	0.01
总数	8.00	6.82	4.73	20.09

表 2 石榴云母片岩的变质 $P-T$ 条件

温压点	$T/^\circ\text{C}$	P/GPa
1	485	8.45
2	464	8.04
3	484	8.26
4	483	8.09
5	476	8.29
平均值	479	8.23
误差	9	0.16

区内总体显示出 SW-NE 向缩短兼左行平移的运动学特征(图 7).

3.2 有规律的断裂组合

(i) 逆冲断层. 强变形带内发育大量逆冲断层(如独山断层、潘河断层束、冷水断层束), 产状一般为 $20^\circ \angle 60^\circ$. 断层面上发育有大量擦痕、绢云母等 A 型线理, 侧伏角多为 $50^\circ \sim 85^\circ\text{E}$, 少数 80°W , 北盘上升, 为左行平移逆断层的性质. 大多数断层活动性强, 条数多, 规模大, 与区内褶皱构造相伴而生, 有明显的成因联系, 与洛栾断裂带有类同的运动学极性.

(ii) 平移正断层. 强变形带内正断层的发育独具特色, 仅分布在洛栾断裂带北侧. 断层走向主要为 NE-SW, 可分为两组, 虽然断层性质、展布方向、运

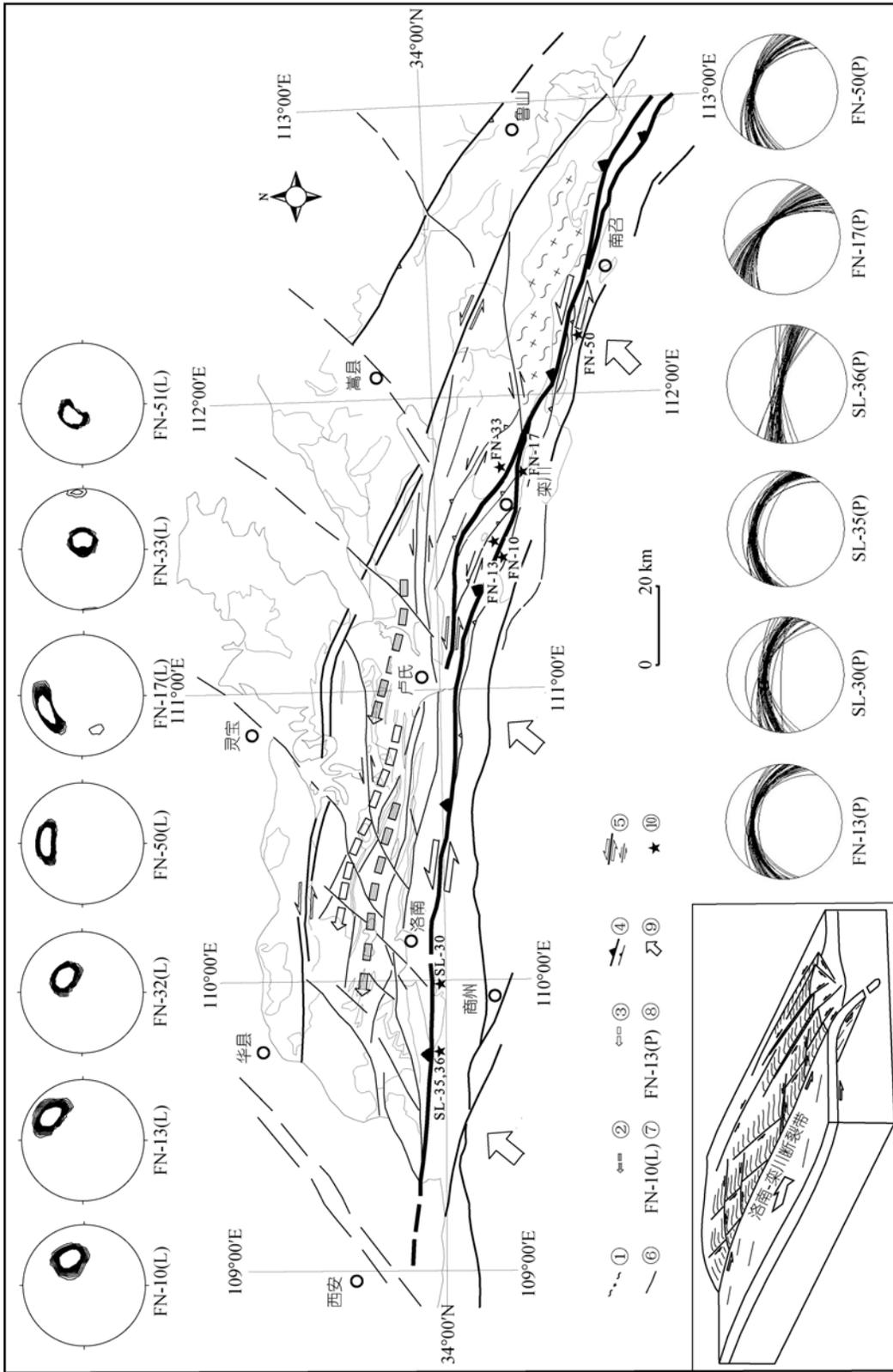


图7 洛南-栾川构造带示意图

①, 花岗岩; ②, 背斜轴迹; ③, 向斜轴迹; ④, 逆冲断层; ⑤, 逆冲断层; ⑥, 重要断层; ⑦, 线理投影; ⑧, 面理投影; ⑨, 汇聚方向; ⑩, 采样位置

动学特征有所差异, 多期活动, 早期与洛栾断裂带的活动方式密切相关. 左旋平移正断层走向一般 40°, 与洛栾断裂带呈 60° 的交角(如孤山断层、卢氏断层). 断层多期活动, 除西盘下降外, 大多有左旋平移的断层效应, 常把 NW-SE 向延伸的褶皱和不同岩系左旋错开, 水平错距达十余公里, 甚至更远, 且西段强东段弱. 左旋正平移断层走向近 NW, 与洛栾断裂带的交角 10°~20° (如马超营断层、车村断层).

综合上述特征认为, 强变形带内的褶皱和不同性质、不同方位延伸的断层显然有着相同的成因关系, 是二郎坪弧后洋盆沿洛南-栾川断裂带, 由 SW→NE 方向相对于华北板块南缘斜向俯冲汇聚, 并在其活动大陆边缘产生的变形分解图案.

4 洛栾构造带变形分解

4.1 剪切带的涡度分析

运动学涡度(W_k)用来度量某一流体形式的旋转量, 地质学中常应用于应变非共轴程度的确定[25]. 虽然剪切变形的两个端元是纯剪切变形和简单剪切变形, 但自然界中的剪切变形通常是二者复合作用的结果, 称为一般剪切[26,27], 而涡度值的测量有助于确定纯剪切和简单剪切在一般剪切中所占的比例. 涡度值求解的方法主要是通过岩石中大量变形组构和标志体旋转状态的统计, 计算出运动学涡度值, 进而确定岩石剪切变形类型. “纯剪切倾向”的现象表明,

$W_k=0$ 时, 剪切变形完全为纯剪切变形; $W_k=1$ 时, 完全为简单剪切变形; 在一般剪切中, W_k 值介于 0~1, 在 $W_k=0.75$ 时, 表示纯剪和单剪作用相等[28].

洛栾构造带内发育有大量的石英、长石、云母、杏仁体和 S-C 面理等, 符合应用运动学涡度测量的条件. 本次大致横跨洛栾断裂带采样, 利用旋转颗粒法[28]和拖尾形态法[29], 首次计算洛栾构造带内变形岩石的运动学涡度值(W_k), 进而确定秦岭造山带内洛栾断裂带及其北侧强构造变形带的剪切类型(表 3).

运动学涡度分析结果(图 8)可见, 洛栾构造带内变形分解明显, 其主要特征:

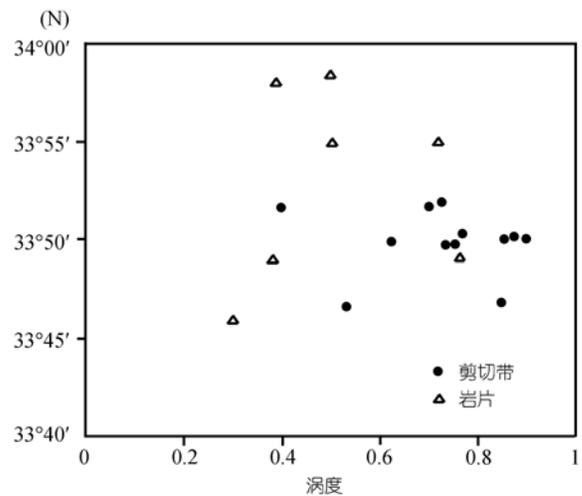


图 8 洛栾构造带内运动学涡度分析图

表 3 洛栾构造带内运动学涡度与变形类型分析表

标本编号	位置		构造部位	岩石类型	测量颗粒	涡度(W_k)	变形类型	方法来源
	纬度(N)	经度(E)						
FN-5	33°48.867'	111°6.603'	岩片	绢云石英片岩	石英	0.78	一般剪切	文献[28]
FN-6	33°49.988'	111°8.555'	剪切带	黑云石英片岩	石英	0.84	单剪为主	文献[29]
FN-6'	33°49.988'	111°8.555'	剪切带	黑云石英片岩	石英	0.88	单剪为主	文献[28]
FN-10	33°48.720'	111°26.566'	岩片	黑云石英片岩	石英	0.38	纯剪为主	文献[29]
FN-11	33°49.260'	111°26.749'	剪切带	糜棱岩	石英	0.62	一般剪切	文献[29]
FN-11'	33°49.260'	111°26.749'	剪切带	糜棱岩	石英	0.76	简单剪切	文献[28]
FN-12	33°49.261'	111°26.749'	剪切带	硅质糜棱岩	石英	0.75	一般剪切	文献[29]
FN-13	33°49.883'	111°27.095'	剪切带	糜棱岩	石英	0.76	一般剪切	文献[29]
FN-13'	33°49.883'	111°27.095'	剪切带	糜棱岩	石英	0.86	简单剪切	文献[28]
FN-21	33°52.940'	111°27.978'	剪切带	初糜棱岩	石英	0.40	纯剪为主	文献[29]
FN-22	33°52.941'	111°27.978'	剪切带	糜棱岩	石英	0.68	一般剪切	文献[28]
FN-23	33°53.803'	111°28.553'	剪切带	糜棱岩	石英	0.73	一般剪切	文献[28]
FN-27	33°45.670'	111°43.734'	岩片	黑云石英片岩	石英	0.30	纯剪为主	文献[29]
FN-28	33°45.801'	111°43.902'	剪切带	硅质糜棱岩	石英	0.84	单剪为主	文献[28]
FN-32	33°57.717'	111°43.138'	岩片	变火山岩	杏仁体	0.50	纯剪为主	文献[29]
FN-33	33°57.525'	111°43.278'	岩片	绢云石英片岩	石英	0.38	纯剪为主	文献[28]
FN-35	33°55.060'	111°45.164'	岩片	白云石英片岩	石英	0.45	纯剪为主	文献[29]
FN-35'	33°55.060'	111°45.164'	岩片	白云石英片岩	石英	0.72	一般剪切	文献[28]

(1) 运动学涡度值变化范围在 0.88~0.30, 说明研究区内既没有完全的纯剪切, 也没有完全的简单剪切, 多为一般剪切. 该构造带内不同剪切类型同时存在, 一方面说明洛栾构造带中应变分解作用普遍, 另一方面证明扬子板块相对于华北板块既不是走滑剪切, 也不是正向汇聚, 可能是典型的斜向汇聚方式.

(2) 运动学涡度值有两个峰值: 峰值 0.3~0.5 的范围多, 说明区内许多应变处在永久旋转状态, 可以认为是岩石变形较弱的早期; 峰值 0.7~0.9 的范围多, 说明区内大多数应变正处在永久旋转向稳定剪切的转化、过度状态, 可以认为是岩石变形的中期; 区内还有许多大于 0.8 的运动学涡度值, 说明区内有许多应变已经处在稳定剪切状态, 可以认为是岩石变形较强烈的后期.

(3) 洛栾构造带内剪切带主要分布在 33°50'N 附近, 并且以简单剪切为主, 岩石中旋转残斑多为 σ 型, 说明剪切带中的岩石应变主要保持稳定的剪切状态; 构造岩片主要分布在剪切带两侧, 范围较大, 岩石变形以纯剪切为主, 岩石中的旋转残斑多为 δ 型和 $\delta\sigma$ 复合型, 说明构造岩片中的岩石应变处在永久旋转的状态.

4.2 面状构造分析

以卢氏县城为界, 洛栾断裂带北侧构造带的岩石变质-变形也可分为两段. 西段以低绿片岩相-绿片岩相变质和脆性变形为主, 形成温度约 400℃, 为地壳中-浅层次的变质-变形特征; 东段以浅角闪岩相-角闪岩相变质和塑性变形为主, 代表了地壳中-深层次的变质-变形特征. 东段的石人山构造岩块是北侧构造带中出露的变质-变形程度最强的地质体, 主要由片麻状花岗岩、黑云斜长片麻岩、黑云角闪片麻岩等岩石组成, 片麻理的走向为 303°~315°, 向北倾斜, 倾角 46°~71°; 紧邻其南侧的洛栾断裂带中糜棱岩面理的走向为 298°, 向北倾斜, 倾角 68°, 二者的走向存在着 5°~17°的交角. 矿物生长线理和拉伸线理的侧伏向多向东, 侧伏角多在 10°~87°之间变化, 少量的线理大角度向西侧伏.

区内面理、线理构造的几何学和运动学特征, 以及面理走向与洛栾断裂带走向的小角度斜交, 同样佐证了古板块的斜向俯冲-汇聚方式.

5 板块斜向汇聚与年代学制约

5.1 汇聚因子分析

洛栾构造带中同构造期发育的构造变形分解图案, 是板块汇聚方式的真实记录^[6,30]. 利用该剪切面产状和该面上线理侧伏角, 采用极射赤平投影的方法, 可以求出剪切面和线理形成时的最大压应力(σ_1)产状, 得出板块汇聚方向, 从而分析板块汇聚方向与板块边界的空间关系, 尤其是计算斜向俯冲板块的汇聚因子.

洛栾断裂带在洛南县小河湾(34°1.710'N; 110°0.206'E)一带, 韧性剪切带的走向 95°; 剪切面上可见定向生长的云母, 侧伏角 70°E. 极射赤平投影方法求得该段板块汇聚时主压应力(σ_1)的倾伏角度为 14°, 汇聚方向为 22°. 从而可知, 古二郎坪弧后洋盆向古华北板块之下斜向俯冲, 汇聚方向与板块边界的夹角为 73°, 无疑导致洛栾消减-汇聚带俯冲兼左旋走滑的性质.

在栾川县卢氏管(33°56.841'N, 111°45.164'E)一带, 韧性剪切带走向 113°; 在构造面上, 白云母生长线理的侧伏角多为 80°E. 极射赤平投影方法求得该段板块汇聚时主压应力(σ_1)的倾伏角度为 15°, 汇聚方向为 31°. 可知板块汇聚方向与板块边界的夹角为 82°, 并导致洛栾消减-汇聚带的俯冲兼左旋走滑为主的性质, 为典型的斜向汇聚方式, 与世界上许多著名造山带形成过程中的板块汇聚方式相似^[13-21,31-47].

上述研究可知: 洛栾断裂带内应变椭圆轴率一般为 8.84^[6], 汇聚方向与板块边界的夹角为 73°, 82°, 可以确定洛栾断裂带变形分解强度(物质侧向挤出率)大于 50%^[13].

5.2 年代学分析

本次在洛栾断裂带内的韧性剪切带和有成因联系的变质岩带中, 采集了 5 个样品(表 4), 根据岩性特征进行白云母或黑云母单矿物分选, 在中国石油研究院利用 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 方法进行了年代学研究, 这是首次从洛栾断裂带中获得 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄值(图 9), 对认识该断裂带的性质及其在秦岭造山带演化过程中的作用, 建立大陆造山带的构造模式有重要的科学意义.

表 4 洛南-栾川断裂带 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄表

样品编号	地理位置	测试对象	估计温度/°C	坪年龄/Ma	等时线年龄/Ma
N-9	34°1.647'N 110°0.031'E H837(河湾)	糜棱岩 白云母	450±	372.1±1.6 MSWD=0.19 45.6% ^{39}Ar	等时年龄 372.0±2.8
N-10	34°1.647'N 110°0.031'E H837(河湾)	糜棱岩化片麻岩 黑云母	400±	372.98±0.94 MSWD=0.30 96.3% ^{39}Ar	等时年龄 373.0±3.7 反等时年龄 371.7±1.6
N-12	N34°01.545' E109°59.646' H862(小河湾)	糜棱岩化片麻岩 黑云母	400±	372.9±1.2 MSWD=1.9 60.9% ^{39}Ar	等时年龄 378.09±0.89
N-13	34°1.710'N 110°0.206'E H866(小河湾)	糜棱岩 白云母	50±	381.4±1.5 MSWD=1.2 56.3% ^{39}Ar	等时年龄 381.4±5.8 反等时年龄 380.5±6.5
FN-12	33°27.729'N 112°40.770'E H237(云阳)	糜棱岩化片麻岩 黑云母	400±	371±1 MSWD=0.44 99.28% ^{39}Ar	等时年龄 373.5±1.5 反等时年龄 373.2±1.3

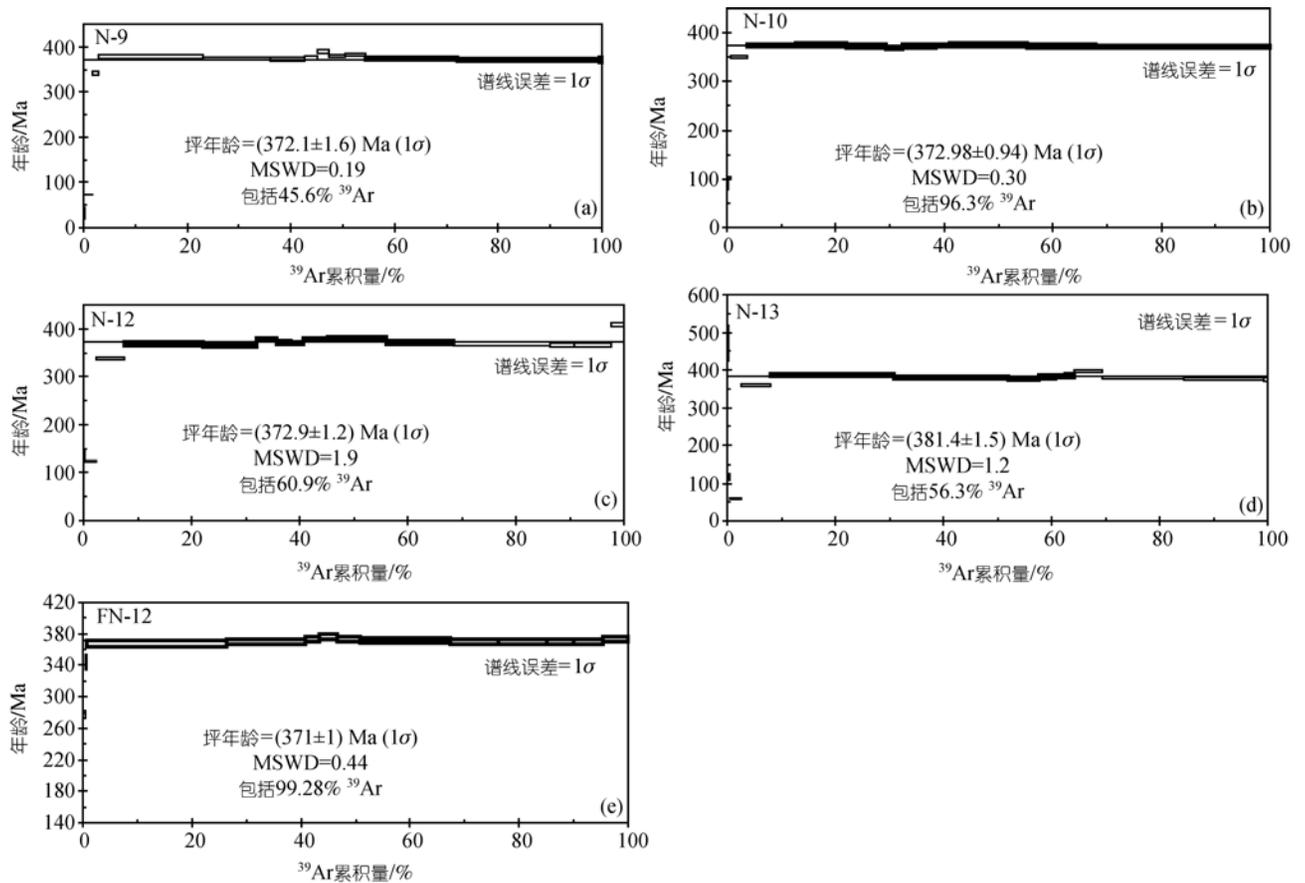


图 9 洛南-栾川断裂带 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄值

样品 N-9, N-10, N-12 和 N-13 均采自陕西省洛南县城南的小河湾一带, 属洛栾断裂带的西段, 剪切带产状稳定, 构造现象清晰, 是俯冲构造保存最好的典型地段. 分析结果发现: 同一地区的样品, 无论是糜

棱岩还是片麻岩, 无论是利用白云母还是黑云母颗粒, 其测试结果基本一致, 说明洛南-栾川断裂带内的韧性剪切带和大量变质岩带是同构造期的变形, 可以共同用来分析区内构造作用.

样品 FN-12 取自洛南-栾川断裂带东段, 河南省南召县云阳镇西部的采场内, 挑选黑云母斜长片麻岩中的黑云母单矿物, 测试结果可见与该断裂带西端的年龄值十分一致. 无疑是验证了该断裂带在空间上的相关性.

^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学研究表明, 洛栾断裂带强烈活动时期是在 371~381 Ma, 主要是 372 Ma; 活动方式是由 SW→NE 的斜向俯冲; 活动性质应是秦岭造山带形成的早期, 在华北板块南部边缘弧后洋盆向华北大陆之下的斜向消减.

6 结语

(1) 洛栾断裂带中不同类型、产状稳定的面理构造发育, 构成叠瓦状构造组合样式; 线理构造主要有矿物生长线理、拉长线理、皱纹线理、鞘褶皱等, 其产状和类型指示了板块由 SW→NE 的运动学特征和汇聚-拼合过程.

(2) 断裂带北侧强构造变形带内规模不等的褶皱和左行平移逆断层有相同的展布方位和运动学极性, 与洛栾断裂带小角度斜交; 左行平移正断层仅分布在活动板块内, 其走向与洛栾断裂带大角度斜交,

这些不同性质的构造组成有规律的构造图案, 是板块斜向俯冲-汇聚的产物.

(3) 洛栾构造带内运动学涡度值显示研究区内既没有完全的纯剪切, 也没有完全的简单剪切, 多为一般剪切. 剪切带内以简单剪切为主, 岩石中旋转残斑多为 σ 型, 说明岩石应变主要保持稳定的剪切状态; 构造岩片主要分布在剪切带两侧, 岩石变形以纯剪切为主, 岩石中的旋转残斑多为 δ 型和 δ - σ 复合型, 说明构造岩片中的岩石应变处在永久旋转的状态.

(4) 扬子板块斜向汇聚因子是: 在洛南地区板块汇聚方向为 22° , 汇聚方向与板块边界的夹角为 73° ; 在栾川地区板块汇聚方向为 31° , 汇聚方向与板块边界的夹角为 82° , 该汇聚因子导致洛栾断裂带的左旋走滑俯冲的性质, 具有典型的斜向汇聚特征.

洛栾构造带变形分解强度(物质侧向挤出率)大于 50%.

(5) 洛栾构造带强烈活动时期是在 371~381 Ma, 主要是 372 Ma, 是秦岭造山带形成的早期, 扬子板块与华北板块汇聚的大背景下, 位于华北板块南部边缘的二郎坪弧后洋盆^[48]向华北大陆之下左旋斜向俯冲的消减-汇聚带.

致谢 感谢石永红博士在岩石 P - T 条件测试和形成环境解释中给予的帮助, 感谢审稿专家的评审工作.

参考文献

- 1 张国伟, 郭安林, 刘福田, 等. 秦岭造山带三维结构及其动力学分析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26(增刊): 1—6
- 2 张国伟, 孟庆任, 于在平, 等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26(3): 193—200
- 3 张本仁, 张宏飞, 赵志丹, 等. 东秦岭及邻区壳、幔地球化学分区和演化及大地构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 201—208
- 4 张本仁, 欧阳建平, 韩吟文, 等. 北秦岭古聚合带壳幔再循环. 地球科学——中国地质大学学报, 1996, 21(5): 469—475
- 5 宋传中. 东秦岭造山带地学断面的结构、流变学分层及动力学分析. 合肥: 中国科技大学出版社, 2008. 9—106
- 6 宋传中, 张国伟, 牛漫兰, 等. 秦岭造山带北缘的斜向碰撞与汇聚因子. 中国地质, 2006, 33(1): 48—55
- 7 高山, 张本仁, 金振民. 秦岭-大别造山带下地壳拆沉作用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29(6): 532—541
- 8 高山, Hartmut K, 金振民, 等. 榴辉岩的泊松比及其对造山带下地壳拆沉作用的指示. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(11): 881—888
- 9 袁学诚, 任纪舜, 徐明才, 等. 东秦岭邓县-南漳反射地震剖面及其构造意义. 中国地质, 2002, 29(1): 14—19
- 10 Wang T, Wang X X, Li W P. Evaluation of multiple emplacement mechanisms: the Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China. J Struct Geol, 2000, 22(4): 505—518 [DOI](#)
- 11 Meng Q R, Zhang G W. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. Tectonophysics, 2000, 323: 183—196 [DOI](#)
- 12 Ratschbacher L, Hacher B R, Calvert A, et al. Tectonics of the Qinling (Central China): tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history. Tectonophysics, 2003, 366: 1—53 [DOI](#)

- formation history. *Tectonophysics*, 2003, 366: 1—53[DOI]
- 13 Teyssier C, Tikoff B. Fabric stability in oblique convergence and divergence. *J Struct Geol*, 1999, 21: 969—974[DOI]
- 14 Allen M B, Ghassemi M R, Shahrabi M, et al. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *J Struct Geol*, 2003, 25: 659—672[DOI]
- 15 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]
- 16 Acosta J, Lonergan L, Coward M P. Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *J South Am Earth Sci*, 2004, 17: 181—194[DOI]
- 17 Chardon D. Strain partitioning and batholith emplacement at the root of a transpressive magmatic arc. *J Struct Geol*, 2003, 25: 91—107
- 18 Little T A, Holcombe R J, Ilg B R. Ductile fabrics in the zone of active oblique convergence near the Alpine Fault, New Zealand: identifying the neotectonic overprint. *J Struct Geol*, 2002, 24: 193—217[DOI]
- 19 Bell T H, Ham A P, Kim H S. Partitioning of deformation along an orogen and its effects on porphyroblast growth during orogenesis. *J Struct Geol*, 2004, 26: 825—845[DOI]
- 20 Neves S P, DaSilva J M R, Mariano G. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *J Struct Geol*, 2005, 27: 1513—1527[DOI]
- 21 Jiang D, Lin S, Williams P F. Deformation path in high-stress zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate-boundary regions. *J Struct Geol*, 2001, 23: 991—1005[DOI]
- 22 郑亚东, 常志忠. 岩石有限应变测量及韧性剪切带. 北京: 地质出版社, 1985. 1—99
- 23 Wu C M, Zhang J, Ren L D. Empirical garnet-muscovite-plagioclase-quartz geobarometry in medium- to high-grade metapelites. *Lithos*, 2004, 78: 319—332[DOI]
- 24 Wu C M, Wang X S, Yang C H. Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos*, 2002, 62: 1—13[DOI]
- 25 Means W D, Hobbs B E, Lister G S, et al. Vorticity and noncoaxiality in progressive deformation. *J Struct Geol*, 1980, 2(3): 371—378[DOI]
- 26 Passchier C W, Trouw R A J. *Microtectonics*. Berlin: Springer-verlag, 1996. 25—253
- 27 Depaor D G. Orthographic analysis of Geologic structure- I . Deformation theory. *J Struct Geol*, 1983, 5(3-4): 255—277[DOI]
- 28 Tikoff B, Fossen H. The limitation of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *J Struct Geol*, 1995, 17(12): 1771—1784[DOI]
- 29 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]
- 30 Arnaud F, Boullier A M, Burg J P. Shear structures and microstructures in micaschists: the Variscan Cevennes duplex (French Massif Central). *J Struct Geol*, 2004, 26(8): 855—868[DOI]
- 31 Northrup C J, Burchfiel B C. Orogen-Parallel transport and vertical partitioning of strain during oblique collision, Eofjorden, north Norway. *J Struct Geol*, 1996, 18(10): 1231—1244[DOI]
- 32 Chadwick B, Vasudev V N, Hegde G V. The Dharwar craton, southern India, interpreted as the result of Late Archaean oblique convergence. *Precambrian Res*, 2000, 99: 91—111[DOI]
- 33 Claypool A L, Klepeis K A, Dockrill B, et al. Structure and kinematics of oblique continental convergence in northern Fiordland, New Zealand. *Tectonophysics*, 2002, 359: 329—358[DOI]
- 34 Chen W P, Chen C Y. Seismogenic structures along continental convergent zones: from oblique subduction to mature collision. *Tectonophysics*, 2004, 385: 105—120[DOI]
- 35 Delteil J, Stephan J F, Lepinay B M, et al. Wrench tectonics flip at oblique subduction, A model from New Zealand. *C R Geoscience*, 2003, 335: 743—750[DOI]
- 36 Ding G, Chen J, Tian Q, et al. Active faults and magnitudes of left-lateral displacement along the northern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 2004, 380: 243—260[DOI]
- 37 Doser D I, Lomas R. The transition from strike-slip to oblique subduction in southeastern Alaska from seismological studies. *Tectonophysics*, 2000, 316: 45—65[DOI]
- 38 Driaision M, Cobbold P R, Rossello E A, et al. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of north-western Patagonia, Argentina. *J South Am Earth Sci*, 1998, 11(6): 519—532[DOI]
- 39 Fritz H, Messner M. Intramontane basin formation during oblique convergence in the Eastern Desert of Egypt: magmatically versus

- tectonically induced subsidence. *Tectonophysics*, 1999, 315: 145—162[\[DOI\]](#)
- 40 Lamarche G, Lebrun J F. Transition from strike-slip faulting to oblique subduction: active tectonics at the Puysegur Margin, South New Zealand. *Tectonophysics*, 2000, 316: 67—89[\[DOI\]](#)
- 41 Richard R J, Robert E H, Kenneth J W, et al. Scale dependence, strain compatibility and heterogeneity of three-dimensional deformation during mountain building: A discussion. *J Struct Geol*, 2005, 27: 1190—1204[\[DOI\]](#)
- 42 Little T A, Holcombe R J, Ilg B R. Kinematics of oblique collision and ramping inferred from microstructures and strain in middle crustal rocks, central Southern Alps, New Zealand. *J Struct Geol*, 2002, 24: 219—239[\[DOI\]](#)
- 43 Konopasek J, Kroner S, Kitt S L, et al. Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the Kaoko belt, NW Namibia. *Precambrian Res*, 2005, 136: 139—157[\[DOI\]](#)
- 44 McClay K R, Whitehouse P S, Dooley T, et al. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Mar Petrol Geol*, 2004, 21: 857—877[\[DOI\]](#)
- 45 Melhuish A, Sutherland R, Davey F J, et al. Crustal structure and neotectonics of the Puysegur oblique subduction zone, New Zealand. *Tectonophysics*, 1999, 313: 335—362[\[DOI\]](#)
- 46 Solar G S, Brown M. Deformation partitioning during transpression in response to Early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. *J Struct Geol*, 2001, 23: 1043—1065[\[DOI\]](#)
- 47 Vernant Ph, Nilforoushan E, Chery J, et al. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 223: 177—185[\[DOI\]](#)
- 48 Liu S F, Zhang G W. Process of rifting and collision along plate margins of the Qinling orogenic belt and its geodynamics. *Acta Geol Sin*, 1999, 73(3): 275—288