引用格式：孟文，陈群策，郭祥云，等，2025. 郯庐断裂带中南段构造应力场与地壳强度[J]. 地质力学学报，31（6）：1177−1187. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025107

Citation: MENG W，CHEN Q C，GUO X Y，et al.，2025. Tectonic stress field and crustal strength of the central-southern Tanlu Fault Zone[J]. Journal of Geomechanics，31（6）：1177−1187. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025107

郯庐断裂带中南段构造应力场与地壳强度

孟　文[1,2]，陈群策[1,2]，郭祥云[3]，黄　鑫[1,2]

MENG Wen[1,2]，CHEN Qunce[1,2]，GUO Xiangyun[3]，HUANG Xin[1,2]

1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081；
2. 自然资源部活动构造与地质安全重点实验室，北京 100081；
3. 中国地震局地球物理研究所，北京 100085

1. *Institute of Geomechanics*, *Chinese Academy of Geological Science*, *Beijing* 100081, *China*;
2. *Key Laboratory of Active Tectonics and Geological Safety*, *Ministry of Natural Resources*, *Beijing* 100081, *China*;
3. *Institute of Geophysics*, *China Earthquake Administration*, *Beijing* 100085, *China*

Tectonic stress field and crustal strength of the central-southern Tanlu Fault Zone

Abstract: ［**Significance**］The accurate estimation of crustal strength—the capacity of the lithosphere to resist tectonic deformation—is fundamental to both seismic hazard assessment and geodynamic studies. ［**Methods**］This study integrates borehole logging data and focal mechanism solutions from the central-southern Tanlu Fault Zone. ［**Objective**］The study aims to analyze the characteristics of the tectonic stress field. ［**Results**］The study reveals that the stress states in the shallow and deep crust are generally consistent, with a predominant strike-slip stress regime and a preferential ENE–WSW orientation of the maximum horizontal principal stress. The regional fault friction coefficient is approximately 0.3, significantly lower than the 0.6–1.0 range suggested by Byerlee's law, indicating a moderate level of fault frictional strength. Furthermore, constrained by these findings, a crustal strength profile was established for the central-southern Tanlu Fault Zone. ［**Conclusion**］This profile reveals a relatively strong upper and middle crust underlain by an extremely weak lower crust. Regional tectonic forces are primarily transmitted through the upper and middle crust. This extremely weak lower crust is closely linked to the destruction of the North China Craton since the Mesozoic, likely serving as both a consequence and a facilitating mechanism of the deep deformation processes that led to lithospheric thinning.

Keywords: tectonic stress field; crustal strength; Tanlu Fault zone; deep deformation

摘　要：合理估算地壳强度、准确评价地壳抵抗构造变形或破裂的能力，是地震危险性评价和地球动力学研究的关键科学问题。基于郯庐断裂带中南段钻孔测井资料和震源机制解译结果，分析了其构造应力场分布特征。研究结果显示，郯庐断裂带中南段深、浅地壳应力特征基本一致，应力类型主要为走滑型，最大水平主应力方向以北东东向为主。区域断层摩擦系数约为0.3，远低于Byerlee定律的0.6～1.0，断层摩擦强度处于中等水平；进一步以此为约束，建立了郯庐断裂带中南段的地壳强度剖面，揭示了相对较强的中—上地壳和极弱的下地壳，区域构造应力主要通过中—上地壳传递。此外，极弱的下地壳与中生代以来华北克拉通破坏具有密切的联系，其可能同时是导致岩石圈减薄等深部变形过程的结果和促进因素。

关键词：构造应力；地壳强度；郯庐断裂带；深部变形

基金项目：深地国家科技重大专项（2024ZD1000706）

This research is financially supported by the Deep Earth Probe and Mineral Resources Exploration–National Science and Technology Major Project (Grant No. 2024ZD1000706).

第一作者：孟文（1987—），女，副研究员，主要从事地应力观测、构造应力场综合研究与应用。Email：mwen19@126.com

收稿日期：2025−08−08；**修回日期：**2025−11−11；**录用日期：**2025−11−24；**网络出版日期：**2025−12−03；**责任编辑：**范二平

中图分类号：P315; P541 文献标识码：A 文章编号：1006−6616(2025)06−1177−11
DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025107

0 引言

地震是中国所有自然灾害中破坏性最大的灾害，然而直至目前，大陆强震孕育环境及其发生机理仍是未解之谜。地震是在区域应力场作用下，沿地壳中先存断层破裂成核、扩展和终止的产物；亦或是在由变形局部化形成的剪切应变集中带中，弹性应变能逐渐积累、突然释放、扩展形成新断层的过程(Scholz, 2002; Wibberley et al., 2008)，其受控于断层强度及应力状态。因此，准确认知大陆地壳强度对于深化大陆强震机理和大陆动力学机制的研究具有重要意义。Byerlee(1978)根据大量岩石摩擦实验数据，认为岩石的摩擦强度主要取决于所受的正应力，摩擦系数介于0.6～1.0。已有研究多以库伦摩擦破裂准则为前提，直接利用Byerlee摩擦定律估算地壳强度(Wang, 2001; 臧绍先等, 2002; Liu et al., 2016)。根据Byerlee摩擦定律，震源深度地壳强度应达到100～200 MPa(Byerlee, 1978)。Zoback et al.(1993)基于德国大陆深钻(KTB)6 km深度范围内原位应力估算值，揭示了高强度上地壳的存在，且基本符合Byerlee定律限定的强度范围，并认为其应力状态与摩擦强度处于平衡状态。然而，Zhang et al.(2024)通过分析美国加州Ridgecrest 6.4级和7.1级地震前后应力变化，并结合滑动模型计算得到的同震应力变化，计算了地震前后的偏应力张量和绝对剪应力值。计算结果揭示了极弱地壳强度，仅为Byerlee摩擦强度的百分之几，与2011年日本9.0级地震应力降反映的弱板块边界地壳类似(Hasegawa et al., 2011)。针对圣安德烈斯断层的摩擦强度，基于不同的数据解释方法和理论模型，学术界长期存在3种争议：弱断层(Townend and Zoback, 2001)、强断层(Scholz, 2000)和中等强度断层(Hardebeck and Michael, 2004)。可见，长期以来人们关于地壳强度的认识仍存在显著差异。因此，准确揭示关键区域和断层带构造应力场特征及地壳强度，是地学界亟待解决的关键科学问题。

除青藏高原及周边地区，华北地区是中国地震灾害最为严重的区域之一。中生代以来，受古太平洋板块深俯冲及其相关过程影响，华北克拉通东部岩石圈被强烈的构造活动改造和破坏(Chen et al., 2009; 朱日祥等, 2011)。且已有研究表明(Yu and Chen, 2016; Feng et al., 2022)，叠加现今太平洋板块俯冲和印欧板块碰撞导致的青藏高原物质逃逸作用，华北岩石圈的改造可能已经深入到克拉通中西部。郯庐断裂带是华北地区最为典型的高地震危险性断裂带，尤其是郯城−安丘段代表的中南段地震活动最为活跃(Zhu et al., 2024)。但该段的地壳强度及其与深部变形关系目前还不清楚，且缺少多源数据约束下的研究。该研究结合中国大陆科学钻(CCSD)测井资料分析结果以及郯庐断裂带中南段地震震源机制解，分析了现今构造应力场特征，进而建立了多源数据约束的中南段地壳强度剖面，讨论了构造应力场、地壳强度及深部变形的关系。

1 岩石圈强度

在温度与压力均较低的地壳上部，脆性破裂或沿先存断裂面的摩擦滑动是主要的变形行为，以摩擦滑动或脆性破裂机制为主导。但随着温压增加，变形则以塑性变形为主，此时静态蠕变成为核心变形机制(Kohlstedt et al., 1995)。

1.1 摩擦强度（S_b）

研究中将摩擦滑动和脆性破裂简化为受库伦摩擦破裂准则主导，即：

$$\tau = \mu\left(\sigma_n - P_p\right) \tag{1}$$

式中，τ—剪应力；σ_n—正应力；μ—断层摩擦系数；P_p—孔隙压力。

Byerlee基于大量岩石摩擦实验数据，得到剪应力和正应力近似为线性关系，即Byerlee定律(Byerlee, 1978)：

$$\tau = \begin{cases} 0.85\sigma_n & \sigma_n < 200\ \text{MPa} \\ 0.5 + 0.6\sigma_n & 200\ \text{MPa} < \sigma_n < 2000\ \text{MPa} \end{cases}$$

由上可见，Byerlee定律规定岩石摩擦系数介于0.6～0.85。然而，在实际应用中，这一范围常被扩展为0.6～1.0，作为地壳岩石摩擦强度的典型上限值。

当引入应力形因子$R=(S_1-S_2)/(S_1-S_3)$，对于安德森走滑断层，即$S_1=S_{Hmax}$、$S_2=S_v$、$S_3=S_{hmin}$，式(1)可以改写为：

$$S_b = S_1 - S_3 = \frac{(K-1)(S_V - P_p)}{K + R(1-K)} \quad (2)$$

式中，$K=\left(\sqrt{\mu^2+1}+\mu\right)^2$；$S_1$、$S_2$、$S_3$—最大主应力、中间主应力和最小主应力；$S_{Hmax}$、$S_{hmin}$、$S_v$—水平最大主应力、水平最小主应力和垂向应力；其他变量含义同上。

当 R 未知时，对于走滑断层通常假设 $2S_2 = S_1 + S_3$（臧绍先等，2002；孙玉军等，2013），根据主应力与剪应力和正应力的关系，式（2）可以改写为：

$$S_b = \frac{2(K-1)(S_v - P_p)}{K+1} \quad (3)$$

式中变量含义同上。

1.2　蠕变强度（S_d）

随着深度增加，温度升高，岩石的变形主要由塑性蠕变过程控制，这遵循实验确定的幂律蠕变定律（Weertman, 1970; Kirby, 1983）：

$$\dot{\varepsilon} = A\Delta S^n \exp\left(\frac{-Q}{R_o T}\right) \quad (4)$$

式中，ΔS—差应力，$\Delta S = S_1 - S_3$；$\dot{\varepsilon}$—应变率；A—材料常数；n—应力指数；Q—活化能；R_o—摩尔气体常数；T—绝对温度。A、n 是独立于温度和压力的岩石流变参数。

蠕变强度 S_d 与岩石属性、温度和应变率密切相关，将式（4）改写为蠕变强度表达式如下：

$$S_d = S_1 - S_3 = \left(\frac{\dot{\varepsilon}}{A}\right)^{1/n} \exp\left(\frac{Q}{nR_o T}\right) \quad (5)$$

式中变量含义同上。

1.3　岩石圈强度（S_l）

在一定温压条件下，取摩擦强度和蠕变强度的最小值作为岩石圈强度，即 $S_l = \min(S_b, S_d)$（Zoback and Townend, 2001）。

2　郯庐断裂带中南段构造应力场

Cui et al.（2009）利用钻孔崩落法确定了 CCSD 5 km 深度范围内现今地应力状态（位于江苏省东海县；图 1）。S_{Hmax} 和 S_{hmin} 随深度增加梯度分别为 32.5 MPa/km 和 23.4 MPa/km，应力结构为走滑型。假设孔隙压力为静水压，上地壳岩石密度为 2.74 g/cm^3，分别给出断层摩擦系数取 0.3、0.6 和 1.0 时水平主应力随深度分布剖面（图 2a）。由此可以看出，应力值更符合摩擦系数取 0.3 时的变化趋势，这显然不符合 Byerlee 定律。可见，原位地应力测量对于准确评估构造应力场特征和地壳强度发挥着至关重要的作用。

限于钻探及测试技术，目前通过基于钻孔的原位实测方法获得地应力状态还限于几千米的尺度，远不足以认识地壳深部应力状态。因此，通过震源机制解分析获得震源深度应力状态是目前最为有效的方法之一（Zoback, 1992）。该研究收集了郯庐断裂带中南段宽频带固定台站 2010 年 1 月—2022 年 12 月记录的 $M_L \geq 2.0$ 以上地震波形数据，对于 $M_L \geq 3.5$ 地震事件的震源机制解采用“裁剪-粘贴”（Cut-And-Paste, CAP）全波形反演方法（Zhao and Helmberger, 1994; Zhu and Helmberger, 1996），对于 M_L 3.5 以下的地震采用基于 P 波初动极性和 S/P 振幅比的 HASH 方法（Hardebeck and Shearer, 2002, 2003），最终获得震源机制解 304 组（图 1c）。其中走滑型地震为 166 个，占 54.6%；正断型和逆断型地震各 69 个，各占 22.7%。采用迭代联合线性反演法（Vavryčuk, 2014）得到震源深度构造应力场，包括应力张量和应力形因子（R）值（表 1，图 3）。研究结果表明，研究区最大主压应力（S_1）轴方向以北东东—近东西向为主，整体处于近水平挤压应力环境。R 值为 0.82，表明中间主应力（S_2）与主张应力（S_3）较为接近，中间主应力轴表现为张应力特征。总体上，研究区震源深度构造应力场均一性较好，同浅层一样以走滑型为主，仅局部地区为正断型。

相关学者基于中小地震震源机制揭示了郯庐断裂带中南段近东西向水平挤压应力，且自北向南顺时针偏转（倪红玉等，2013；孙业君等，2015；杨云等，2017），但尚未建立跨断层的应力变化特征以及基于震源机制解的摩擦强度分析。研究中将郯庐断裂带中南段划分为 0.5°×0.5°的网格，采用 Hardebeck and Michael（2006）提出的基于震源机制解的 MSATSI 程序（Martínez-Garzón et al., 2014）进行构造应力场反演，最佳阻尼值取为 1.1。反演结果如图 3、图 4 所示。S_{Hmax} 方向平均标准差为 11.7°，表明反演结果的可靠性。当断层摩擦强度较高时（$\mu > 0.6$），S_{Hmax} 方向与断层走向夹角小于 30°；当断层摩擦强度极弱时（$\mu < 0.1$），S_{Hmax} 方向与断层走向夹角大于 60°（Hardebeck and Michael, 2004）。郯庐断裂带中南段跨断层应力剖面均显示，S_{Hmax} 方向与断层走向的夹角由远离断层的 60°～90°偏转为靠近断层的 40°～55°（图 3，图 4），表明郯庐断裂带中南段 μ 约为 0.3（Zoback and Townend, 2001; Meng et al., 2023），断层摩擦强度处于中等水

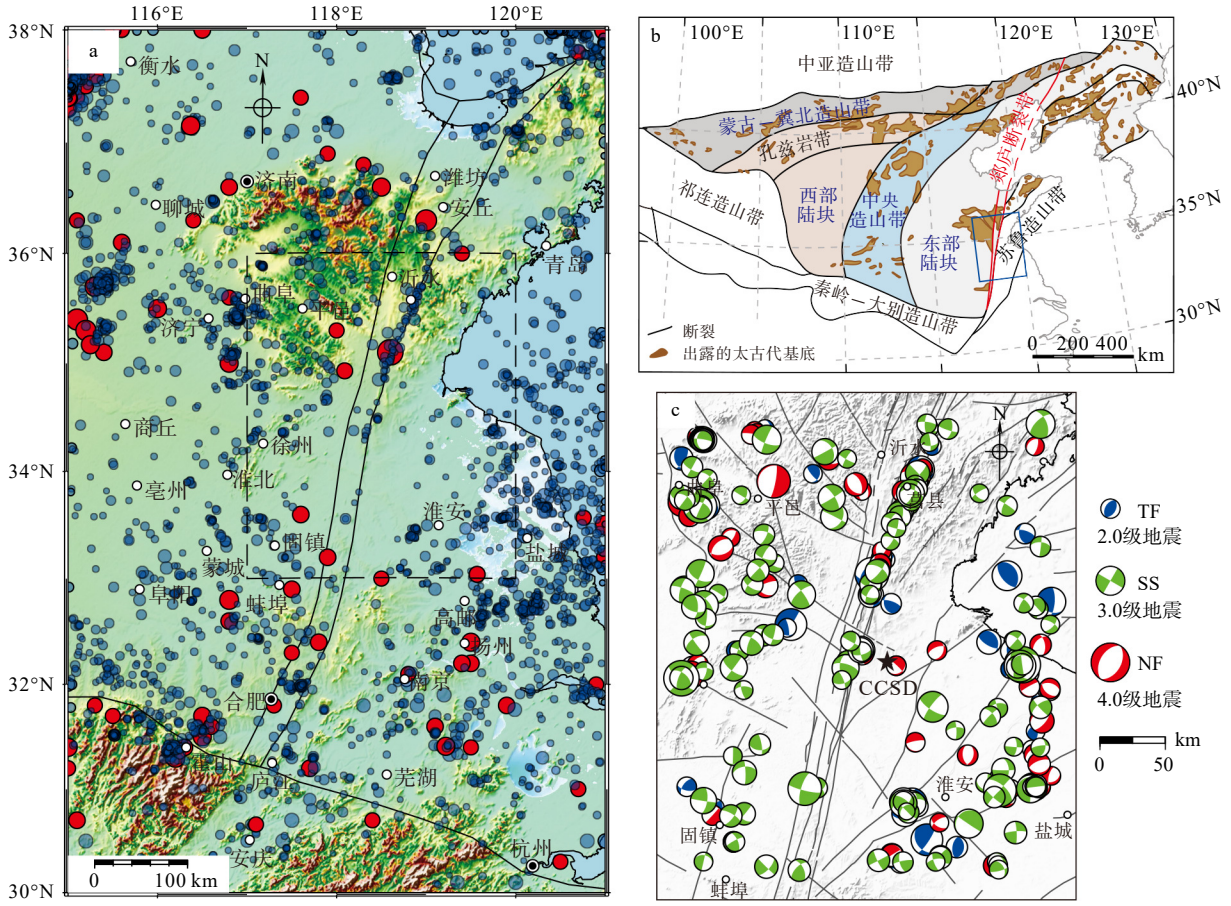


图 a 中蓝色实心圆代表 M 2 以上地震震中，红色实心圆代表 M 5 以上地震，黑色实线代表块体边界线，黑色虚线框代表图 c 研究区范围；图 b 中蓝色线框代表图 a 范围；图 c 中黑色实线代表断层（Wu et al., 2024），CCSD—中国大陆科学钻，TF—逆断型，SS—走滑型，NF—正断型

a—郯庐断裂带苏鲁段地震活动分布；b—华北克拉通构造简图（据 Huang et al., 2020 修改）；c—研究区地震震源机制解

图 1 区域构造背景及地震活动图

Fig. 1 Maps of the regional tectonic background and seismic activity

(a) Distribution of seismicity along the Jiangsu–Shandong segment of the Tanlu Fault Zone; (b) Simplified tectonic map of the North China Craton (modified from Huang et al., 2020); (c) Focal mechanism solutions for the studied region

In Fig 1a, the blue symbols represent epicenters of earthquakes with magnitudes ≥M2, the red symbols represent those with magnitudes ≥M5, the solid black lines represent the block boundaries, and the dashed black box indicates the study area enlarged in panel c. The frame with blue outline in Fig 1b represents panel b. In Fig 1c, the solid black lines represent faults from Wu et al., 2004; CCSD–Chinese Continental Scientific Drilling; TF–thrust faulting; SS– strike-slip faulting; NF–normal faulting.

平，断层滑动仍需一定水平的剪切应力（Townend and Zoback, 2001）。震源深度断层摩擦强度与基于钻孔的浅层应力状态所揭示的基本一致，在计算研究区地壳强度时，统一取 μ=0.3。

3 郯庐断裂带中南段岩石圈强度

基于震源机制解约束的应力形因子（R）和摩擦系数（μ），利用式（2）可以估算出震源深度地壳强度，结合钻孔崩落法推算的主应力值，得到脆性地壳摩擦强度如图 2b 所示。研究结果表明，郯庐断裂带中南段震源深度地壳强度约 100 MPa，这一数值明显低于基于 Byerlee 定律（μ=0.6～1.0）的理论预测值，仅为其 30% ～60 %。典型断层及周边区域震源深度地壳强度模型对比结果如表 2 所示，基于地应力观测及地震应力降获得的实际地壳强度，与基于实验室岩石力学实验建立的 Byerlee 摩擦定律所预测的强度值之间，存在显著的差异。郯庐断裂带中南段地壳强度的显著弱化，很可能与深部变形过程密切相关，其原因将在下一节详细讨论。除断层摩

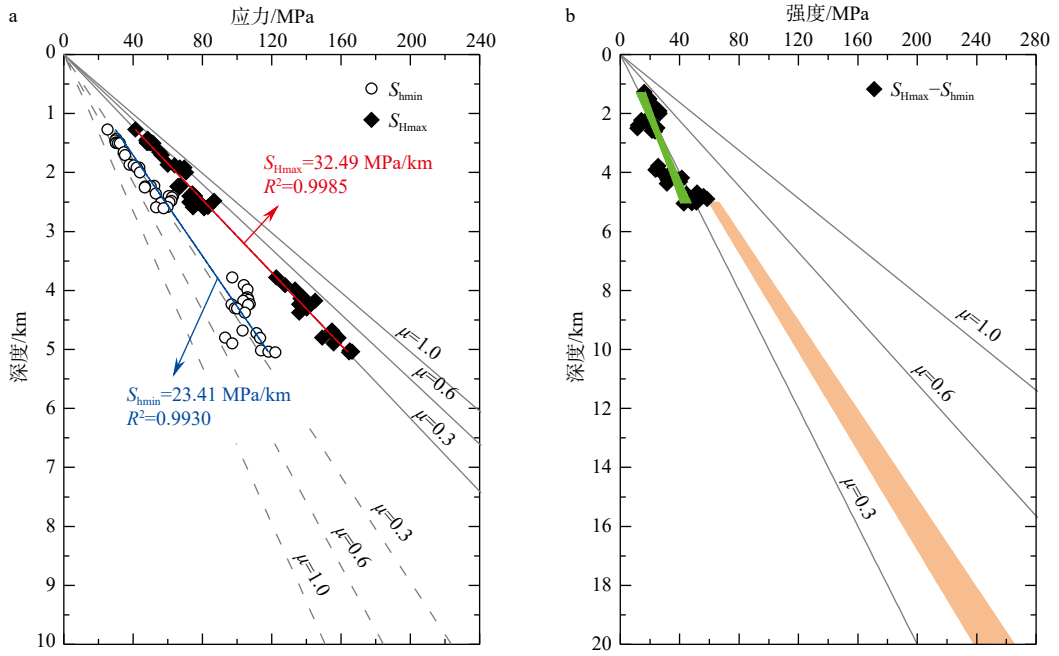


图 a 中红色和蓝色直线分别代表 S_{Hmax} 和 S_{hmin} 随深度分布拟合线，灰色实线和虚线分别代表不同摩擦系数下的应力值理论值；图 b 中绿色区域和橘黄色区域分别代表基于钻孔测井资料和震源机制解估算得到的地壳摩擦强度 95% 置信度的不确定范围，灰色实线分别代表由式(3)计算得到的不同摩擦系数下的强度理论值

a—中国大陆科学钻(CCSD)水平主应力值随深度分布剖面；b—脆性地壳摩擦强度

图 2　郯庐断裂带中南段脆性地壳应力值及摩擦强度

Fig. 2　Stress values and frictional strength of the brittle crust

(a) Distribution of the maximum horizontal principal stress with depth in the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD); (b) Frictional strength of the brittle crust.

In Fig 2a, red and blue lines respectively represent the fitted trends of S_{Hmax} and S_{hmin}. The gray solid line and dashed line respectively represent theoretical values under different friction coefficients. In Fig 2b, the green and orange shaded areas represent the 95% confidence uncertainty ranges for the crustal frictional strength estimated from borehole log data and focal mechanism solutions, respectively. The solid gray lines represent the theoretical strength values under different friction coefficients calculated using Eq (3).

表 1　基于震源机制解反演得到的应力场参数

Table 1　Stress field parameters obtained from focal mechanism solution inversion

S_1轴		S_2轴		S_3轴		R值
方位角/(°)	倾伏角/(°)	方位角/(°)	倾伏角/(°)	方位角/(°)	倾伏角/(°)	
68.98	15.98	277.41	71.96	161.33	8.15	0.82 (0.78～0.86)

擦系数外，R 值的确定对于准确认知地壳强度也非常重要。基于准确 R 值计算得到的 20 km 处地壳强度相对于基于一般假设值计算得到的地壳强度相差 40～67 MPa(图 2b; 考虑 R 值不确定性)。由此可见，直接利用 Byerlee 定律或未知 R 的情况下推算地壳摩擦强度可能会产生较大的误差。

在确定脆性地壳强度后，进一步参考 CRUST1.0 模型和臧绍先等(2002)给出的相关参数，确定了计算蠕变强度的参数值(表 3)，郯庐断裂带中南段地表热流值取 70 mWm^{-2}(Jiang et al., 2019)。根据华北地区 GPS 观测数据(Wang and Shen, 2020)，假设岩石圈深部与地表具有相同的应变率(孙玉军等, 2013)，那么应变率取值为 10^{-16} s^{-1} 比较合理。为了使计算结果更加全面，研究中还同时考虑了全球应变率的平均结果，即 10^{-15} s^{-1}(Carter and Tsenn, 1987; 臧绍先等, 2002)，计算结果如图 5a 所示。结果表明在较高的应变率条件下，脆塑性转变边界下移，且塑性域的强度显著增强。一般来说，上地壳呈脆性变形，下地壳呈塑性变形，而中地壳存在一个脆–韧性转换带(Scholz, 1988; Kohlstedt et al., 1995)。根据计算

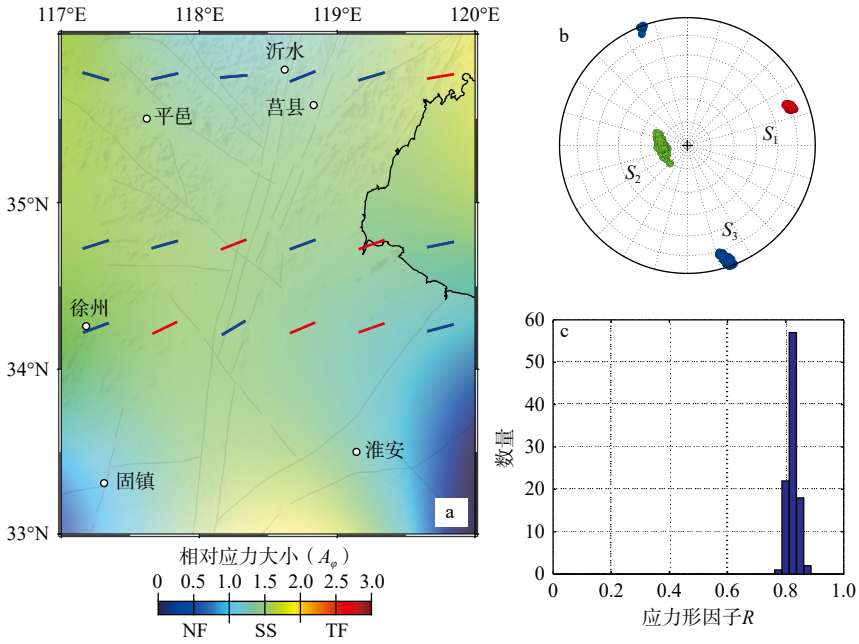


图 a 中 A_φ—相对应力大小表征参数（Simpson, 1997），TF—逆断型，SS—走滑型，NF—正断型；蓝色和红色粗线段代表 0.5°×0.5°网格水平最大主应力方向反演结果，其中蓝色代表网格内数据不小于 5 条、红色代表网格内数据小于 5 条；图 b 中红色、绿色和蓝色圆点分别代表应力轴 S_1、S_2、S_3的方向

a—相对应力大小及最大水平主应力方向；b—区域主应力方向反演结果；c—应力形因子反演结果

图 3 郯庐断裂带中南段构造应力场反演结果

Fig. 3 Inversion results of the tectonic stress field in the central-southern part of the Tanlu Fault Zone.

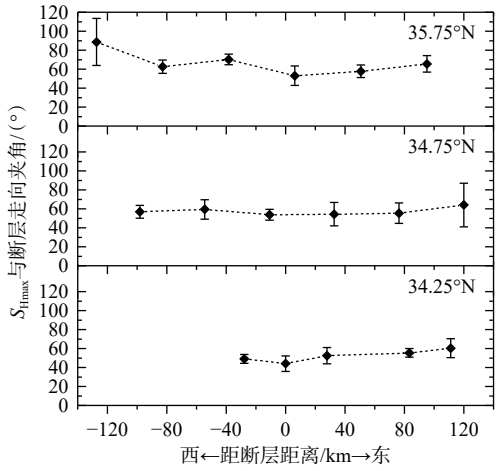
(a) Relative stress magnitude and maximum horizontal principal stress direction; (b) Regional principal stress directions from stress inversion; (c) The shape ratio (R-value) from stress inversion

In Fig 1a, A_ϕ– a parameter for characterizing relative principal stresses (Simpson, 1997); TF– thrust faulting; SS– strike-slip faulting; NF–normal faulting; The blue and red lines represent the maximum horizontal principal stress direction inverted from 0.5°×0.5° gridded data (blue: grids with ⩾5 data points; red: grids with <5 data points). In Fig 1b, red, green, and blue colors correspond to the S_1, S_2, and S_3 stress directions, respectively.

结果，地壳内呈现出多层次的脆–韧性转换或过渡特征，且上地壳并不是完全脆性的。计算结果表明郯庐断裂带中南段具有较高强度的上地壳和中地壳以及极弱的下地壳和上地幔（图 5）。

4 讨论

构造应力场是揭示地壳变形的关键因素，壳幔各向异性与应力环境和介质变形密切相关。这些基于不同方法得到的参数能够紧密建立起反映不同深度地球介质变形和动力学过程的联系。研究中对比了郯庐断裂带中南段壳幔变形特征的指征参数（图 5b），结果显示钻孔崩落/诱发张裂隙（Luo et al., 2019）与震源机制解分别给出的地壳浅层与深层最大水平主应力方向基本一致，与地壳浅层北东东向和近东西向快波方向一致（靳佳琪等，2023），且与壳幔各向异性快波方向（高原等，2010; Huang et al., 2011）夹角小于 30°。以欧亚板块为参照，现今太平洋板块向北西西方向移动，而菲律宾海板块则向北西方向移动，郯庐断裂带中南段在 HS3-NUVEL1A 模型下的绝对板块运动（APM）方向为 NW70°（Gripp and Gordon, 2002），表明郯庐断裂带中南段深部变形与板块运动密切相关。相对深部变形而言，地壳浅部应力场以北东东向为主导。除太平洋板块向西俯冲的直接影响外，印欧板块北东向碰撞汇聚作用及应力向东部地区的远程传递效应，共同导致郯庐断裂带自中生代的左行走滑转变为新生代以来的右行张扭性活动（Tapponnier and Molnar, 1977; 王小凤等，2000），从而对现今构造应力场的形成产生了重要影响，也是研究区主要的构造力来源。根据强度计算结果（图 5a），该区岩石圈累积强度范围为 1.5×10^{12}～2.0×10^{12} N m^{-1}，处于较低水平（Ranalli, 1991），



各剖面原点代表对应的郯庐断裂带中心位置，垂直误差棒表示反演结果的标准差（仅绘制标准差小于25°的应力数据）

图 4　最大水平主应力方向与断层走向夹角跨断层分布剖面

Fig. 4　Cross-fault distribution profile of the angle between the maximum horizontal principal stress direction and fault strike

The origin of each profile represents the corresponding central position of the Tanlu Fault Zone, and the vertical error bars indicate the standard deviation of the inversion results (Only stress data with a standard deviation below 25° is plotted).

在构造力的作用下容易变形。类似于KTB代表的西欧陆块（Zoback et al., 1993），中—上地壳承担了大部分岩石圈强度，且与板块驱动力相当，也就是说区域构造力主要通过中上地壳传递，且处于破裂临界状态。此时，微小的应力扰动（如区域构造应力加载、流体压力变化，地震应力触发等）都可能引发地壳破裂，这可能是研究区地震活动较频繁的原因。相比之下，具有较高强度且累积力达到10^{13} N m^{-1}水平的华南块体中部地区（Wang, 2001; Li et al., 2023），地震活动则相对较弱。

在持续的太平洋板块俯冲驱动下，东亚大地幔楔系统中的热物质发生上涌，导致华北克拉通东部的古老岩石圈自晚中生代以来发生显著减薄，继而被新增生的、较热的年轻岩石圈地幔所取代（Zhao et al., 2009），导致其发生持续的、由俯冲驱动的减薄，并引发广泛的岩浆活动和地壳改造（Zhu et al., 2024）。郯庐断裂带可能曾作为熔体和流体渗流的通道，对华东地区的岩石圈演化产生了重要影响（Deng, 2013），最终形成了郯庐断裂带及周边区域的高热流（～70 mWm^{-2}; Jiang et al., 2019）和薄岩石圈厚度（～80 km; 钟世军等, 2024）。加之中等大小的摩擦系数，共同造成了其相对较强的中—上地壳和极弱的下地壳。此外，地壳强度对地震活动的空间格局具有重要影响，岩石圈强度在某种程度上控制着地震活动；反之，地震活动可以看作岩石圈强度或构造变形的指标之一（Wang, 2001; Pasquale et al., 2010）。由郯庐断裂带中南段岩石圈强度和地震深度分布特征（图 5b）可以看出地震活动大致处于5～20 km范围内，基本对应强度较高的中—上地壳，表明郯庐断裂带中南段下伏软弱下地壳。东亚大地幔楔系统中的热物质上涌导致华北东部地区

表 2　不同断层及区域地壳强度模型

Table 2　Different strength models of different faults and surrounding crust

断层/断裂带	断层强度/MPa	地壳强度/MPa	参考文献
	～200(μ～0.6)	～200(μ～0.6)	Scholz, 2000
圣安德烈斯断层	～200(μ～0.6)	～20(μ<0.1)	Townend and Zoback, 2001
	～20(μ<0.1)	～20(μ<0.1)	Hardebeck and Michael, 2004
Ridgecrest断裂带	<10(μ<0.05)	<10(μ<0.05)	Zhang et al., 2024
郯庐断裂带中南段	～100(μ～0.3)	～100(μ～0.3)	文中

表 3　研究区分层结构及代表性岩石蠕变参数

Table 3　Structure, composition, and rheological parameters of the study area

圈层	典型岩石*	底部深度/km#	密度/(g·cm^{-3})#	A/(MPa^{-n}·s^{-1})*	n*	Q/(kJ·mol^{-1})*
上地壳	花岗岩	10.41	2.74	1.8×10^{-9}	3.2	123
中地壳	斜长石	21.83	2.83	3.2×10^{-4}	3.2	238
下地壳	长英质麻粒岩	31.97	2.92	8.0×10^{-3}	3.1	243
岩石圈地幔	湿橄榄岩	～80	3.26	2.0×10^{3}	4.0	471

注：*代表引自臧绍先等, 2002；#代表引自CRUST1.0模型；A—材料常数；n—应力指数；Q—活化能

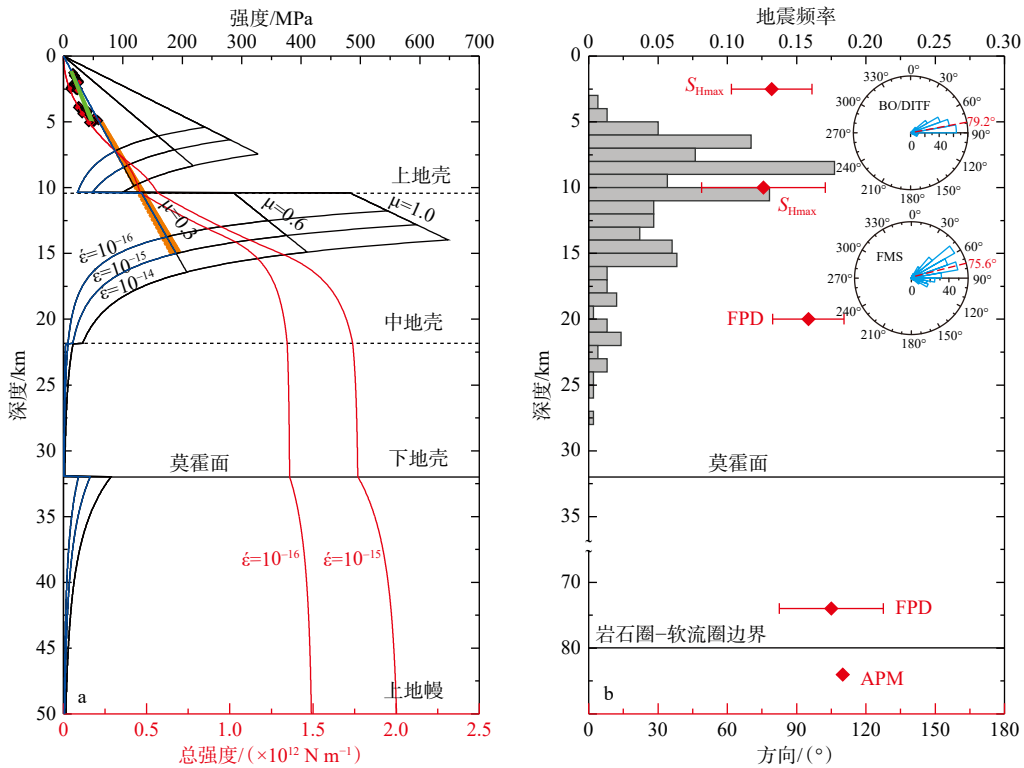


图 a 中 $\dot{\varepsilon}$ 为应变率，μ 为断层摩擦系数；图 b 中右上角玫瑰花图分别代表由钻孔测井资料和震源机制解解译得到的 S_{Hmax} 方向，BO/DITF 为钻孔崩落/诱发张裂隙；FMS 为震源机制解；FPD 为快波方向；APM 为绝对板块运动方向

a—郯庐断裂带中南段岩石圈强度剖面；b—郯庐断裂带中南段震源深度和不同分层最大水平主应力、快波方向、绝对板块运动方向分布剖面

图 5 岩石圈强度剖面和地震活动随深度分布图

Fig. 5 Lithospheric strength profiles and distribution of earthquakes with depth.

(a) Lithospheric strength profile of the central-southern Tanlu Fault Zone; (b) Focal depth and distribution of maximum horizontal principal stress, fast-wave direction, and absolute plate motion direction in different layers

In Fig 5a, $\dot{\varepsilon}$–strain rate; μ–fault friction coefficient. In Fig 5b, The rose diagrams in the upper right illustrates the S_{Hmax} directions interpreted from borehole logging data and focal mechanism solutions. BO/DITF–borehole breakout/ drilling-induced fractures; FMS–focal mechanism solutions; FPD–fast polarization directions; APM–absolute plate motion.

下地壳形成了极弱的物性特征。Zhu et al.（2024）采用接收函数法揭示了郯庐断裂带郯城–安丘段较厚地壳和较高泊松比，并将其归因于深部岩浆底侵作用。然而郯庐断裂带中段显著的地壳低速异常（Tian et al., 2020; Zou et al., 2022）和对应的低阻异常（张继红等, 2010）则表明了流体的存在。这一弱化过程可能同时源于两种深部过程：地幔熔融体（如基性岩浆）的侵入或富水流体的广泛渗透。这些过程导致地幔物质上涌至地壳底部（Zou et al., 2022），而由此引发的下地壳成分与热状态改变，最终可能触发了部分下地壳的拆沉作用（Miao et al., 2023），共同导致了下地壳的强烈弱化。而弱化的下地壳则可能进一步反馈并加速了岩石圈的减薄与变形。

5 结论

（1）郯庐断裂带中南段地壳深浅构造应力状态特征基本一致，应力类型主要为走滑型，最大水平主应力方向以北东东向为主；5 km 以浅原位测井资料及震源深度震源机制解均限定摩擦系数约为 0.3，远低于 Byerlee 定律的 0.6～1.0。

（2）基于由摩擦系数、孔隙压力和应力形因子约束的脆性地壳摩擦强度，以及由幂律蠕变定律主导的塑性变形为主的蠕变强度，以郯庐断裂带中南段构造应力场分析结果为约束，建立了研究区地壳强度剖面，揭示了其相对较强的中、上地壳和极弱的下地壳。

（3）郯庐断裂带中南段岩石圈累积强度范围为

1.5×10^{12}～2.0×10^{12} N m^{-1}，与板块驱动力相当，中—上地壳承担了大部分岩石圈强度，地壳处于破裂平衡状态，导致研究区地震频发；极弱下地壳与中生代以来华北克拉通破坏具有密切联系，其可能同时是造成岩石圈减薄等深部变形过程的结果和促进因素。

References

BYERLEE J, 1978. Friction of rocks[J]. Pure and Applied Geophysics, 116(4-5): 615-626.

CARTER N L, TSENN M C, 1987. Flow properties of continental lithosphere[J]. Tectonophysics, 136(1-2): 27-63.

CHEN L, CHENG C, WEI Z G, 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton[J]. Earth and Planetary Science Letters, 286(1-2): 171-183.

CUI J W, WANG L J, LI P W, et al., 2009. Wellbore breakouts of the main borehole of Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) and determination of the present tectonic stress state[J]. Tectonophysics, 475(2): 220-225.

DENG Y F, FAN W M, ZHANG Z J, BADAL J. , 2013. Geophysical evidence on segmentation of the Tancheng-Lujiang fault and its implications on the lithosphere evolution in East China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 78, 263-276.

FENG J K, YAO H J, CHEN L, et al., 2022. Ongoing lithospheric alteration of the North China Craton revealed by surface-wave tomography and geodetic observations[J]. Geophysical Research Letters, 49(14): e2022GL099403.

GAO Y, WU J, YI G X, et al., 2010. Crust-mantle coupling in North China: preliminary analysis from seismic anisotropy[J]. Chinese Science Bulletin, 55(31): 3599-3605.

GRIPP A E, GORDON R G, 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities[J]. Geophysical Journal International, 150(2): 321-361.

HARDEBECK J L, SHEARER P M, 2002. A new method for determining first-motion focal mechanisms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(6): 2264-2276.

HARDEBECK J L, SHEARER P M, 2003. Using *S*/*P* amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 93(6): 2434-2444.

HARDEBECK J L, MICHAEL A J, 2004. Stress orientations at intermediate angles to the San Andreas Fault, California[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B11): B11303.

HARDEBECK J L, MICHAEL A J, 2006. Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B11): B11310.

HASEGAWA A, YOSHIDA K, OKADA T, 2011. Nearly complete stress drop in the 2011 M_W 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake[J]. Earth, Planets and Space, 63(7): 35.

HUANG B, KUSKY T M, JOHNSON T E, et al., 2020. Paired metamorphism in the Neoarchean: a record of accretionary-to-collisional orogenesis in the North China Craton[J]. Earth and Planetary Science Letters, 543: 116355.

HUANG Z C, WANG L S, ZHAO D P, et al., 2011. Seismic anisotropy and mantle dynamics beneath China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 306(1-2): 105-117.

JIANG G Z, HU S B, SHI Y Z, et al., 2019. Terrestrial heat flow of continental China: updated dataset and tectonic implications[J]. Tectonophysics, 753: 36-48.

JIN J Q, LUO S, YAO H J, et al., 2023. Dense array ambient noise tomography reveals the shallow crustal velocity structure and deformation features in the Weifang segment of the Tanlu fault zone[J]. Chinese Journal of Geophysics, 66(2): 558-575. (in Chinese with English abstract)

KIRBY S H, 1983. Rheology of the lithosphere[J]. Reviews of Geophysics, 21(6): 1458-1487.

KOHLSTEDT D L, EVANS B, MACKWELL S J, 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B9): 17587-17602.

LI J H, DONG S W, CAWOOD P A, et al., 2023. Cretaceous long-distance lithospheric extension and surface response in South China[J]. Earth-Science Reviews, 243: 104496.

LIU Q Y, ZHANG L Y, ZHANG C, et al., 2016. Lithospheric thermal structure of the North China Craton and its geodynamic implications[J]. Journal of Geodynamics, 102: 139-150.

LUO M, GLOVER P W J, PAN H P, 2019. A reassessment of the stress and natural fracture orientations from analysis of image logs in the Chinese Continental Scientific Drilling Program borehole at Donghai county, Jiangsu province, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 169: 11-20.

MARTÍNEZ-GARZÓN P, KWIATEK G, ICKRATH M, et al., 2014. MSATSI: a MATLAB package for stress inversion combining solid classic methodology, a new simplified user-handling, and a visualization tool[J]. Seismological Research Letters, 85(4): 896-904.

MENG W, LIN W R, CHEN Q C, et al., 2023. Spatial and temporal stress variations before and after the 2008 Wenchuan M_W 7.9 Earthquake and its implications: a study based on borehole stress data[J]. Acta Geologica Sinica - English Edition, 97(1): 226-242.

MIAO W P, NIU F L, CHEN H C, 2023. Sharp changes of crustal seismic anisotropy across the central Tanlu fault zone in East China[J]. Geophysical Research Letters, 50(1): e2022GL099184.

NI H Y, LIU Z M, HE K, 2013. Study on focal mechanisms of moderate-small earthquakes and characteristics of recent tectonic stress field in the Anhui sector of Tanlu fault zone[J]. China Earthquake Engineering Journal, 35(3): 677-683. (in Chinese with English abstract)

PASQUALE V, CHIOZZI P, VERDOYA M, 2010. Tectonothermal processes and mechanical strength in a recent orogenic belt: northern Apennines[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115(B3): B03301.

RANALLI G, 1991. Regional variations in lithosphere rheology from heat

flow observations[M]//ČERMÁK V, RYBACH L. Terrestrial heat flow and the lithosphere structure. Berlin: Springer: 1-22.

SCHOLZ C H, 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting[J]. Geologische Rundschau, 77(1): 319-328.

SCHOLZ C H, 2000. Evidence for a strong San Andreas fault[J]. Geology, 28(2): 163-166.

SCHOLZ C H, 2002. The mechanics of earthquakes and faulting[M]. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press: 504.

SIMPSON R W, 1997. Quantifying Anderson's fault types[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B8): 17909-17919.

SUN Y J, DONG S W, FAN T Y, et al., 2013. 3D rheological structure of the continental lithosphere beneath China and adjacent regions[J]. Chinese Journal of Geophysics, 56(9): 2936-2946. (in Chinese with English abstract)

SUN Y J, HUANG Y, JIANG H L, et al., 2015. Tectonic stress field and segmention characteristics in the Shandong-Jiangsu-Anhui segment of the Tancheng-Lujiang fault zone[J]. Earthquake, 35(3): 66-75. (in Chinese with English abstract)

TAPPONNIER P, MOLNAR P, 1977. Active faulting and tectonics in China[J]. Journal of Geophysical Research, 82(20): 2905-2930.

TIAN F F, LEI J S, XU X W, 2020. Teleseismic P-wave crustal tomography of the Weifang segment on the Tanlu fault zone: a case study based on short-period dense seismic array experiment[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 306: 106521.

TOWNEND J, ZOBACK M D, 2001. Implications of earthquake focal mechanisms for the frictional strength of the San Andreas fault system[M]//HOLDSWORTH R E, STRACHAN R A, MAGLOUGHLIN J F, et al. The nature and tectonic significance of fault zone weakening. London: Geological Society: 13-21.

VAVRYČUK V, 2014. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms[J]. Geophysical Journal International, 199(1): 69-77.

WANG M, SHEN Z K, 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(2): e2019JB018774.

WANG X F, LI Z J, CHEN B L, et al. , 2000. Tanlu fault belt[M]. Beijing: Geological Publishing House. (in Chinese)

WANG Y, 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 126(3-4): 121-146.

WEERTMAN J, 1970. The creep strength of the Earth's mantle[J]. Reviews of Geophysics, 8(1): 145-168.

WIBBERLEY C A J, YIELDING G, DI TORO G, 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review[M]//WIBBERLEY C A J, KURZ W, IMBER J, et al. The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties. London: Geological Society: 5-33.

WU X Y, XU X W, YU G H, et al, 2024. The China Active Faults Database (CAFD) and its web system[J]. Earth System Science Data, 16(7): 3391-3417.

YANG Y, WANG W, WANG J F, 2017. Characteristics of regional stress field and latest crustal deformation in middle-southern segment of Tan-Lu fault zone[J]. China Earthquake Engineering Journal, 39(S1): 14-19. (in Chinese with English abstract)

YU Y, CHEN Y J, 2016. Seismic anisotropy beneath the southern Ordos block and the Qinling-Dabie orogen, China: eastward Tibetan asthenospheric flow around the southern Ordos[J]. Earth and Planetary Science Letters, 455: 1-6.

ZANG S X, LI C, WEI R Q, 2002. The determination of rheological mechanics of lithosphere and the influencing factors on the rheological strength of lithosphere[J]. Progress in Geophysics, 17(1): 50-60. (in Chinese with English abstract)

ZHANG J H, ZHAO G Z, XIAO Q B, et al., 2010. Analysis of electric structure of the central Tan-Lu fault zone (Yi-Shu fault zone, 36°N) and seismogenic condition[J]. Chinese Journal of Geophysics, 53(3): 605-611. (in Chinese with English abstract)

ZHANG S Y, HOUSTON H, WANG B H, & ZHANG H. (2024, 09). Mapping of absolute deviatoric stresses around two California earthquakes reveals a very weak crust[C]. Poster Presentation at 2024 SCEC Annual Meeting.

ZHAO D P, TIAN Y, LEI J S, et al., 2009. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 173(3-4): 197-206.

ZHAO L S, HELMBERGER D V, 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(1): 91-104.

ZHONG S J, WU J P, SI Z Y, et al., 2024. 3D high-resolution S-wave velocity structure of the lithosphere beneath North China Craton based on Eikonal surface wave tomography[J]. Acta Seismologica Sinica, 46(4): 578-599. (in Chinese with English abstract)

ZHU L P, HELMBERGER D V, 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(5): 1634-1641.

ZHU R X, CHEN L, WU F Y, et al., 2011. Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton[J]. Science China Earth Sciences, 54(6): 789-797.

ZHU Y Q, HUANG Z C, JI C, et al., 2024. Seismotectonic segmentation controlled by magmatic underplating in the central-southern segment of Tanlu fault zone, eastern China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 644: 118946.

ZOBACK M D, APEL R, BAUMGÄRTNER J, et al., 1993. Upper-crustal strength inferred from stress measurements to 6 km depth in the KTB borehole[J]. Nature, 365(6447): 633-635.

ZOBACK M D, TOWNEND J, 2001. Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere[J]. Tectonophysics, 336(1-4): 19-30.

ZOBACK M L, 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97(B8): 11703-11728.

ZOU Z H, ZHOU H W, LIN F S, et al., 2022. High-resolution teleseismic tomographic crustal imaging for potential seismogenic segment of the central Tan-Lu Fault Zone, East China[J]. Tectonophysics, 823: 229196.

附中文参考文献

高原，吴晶，易桂喜，等，2010. 从壳幔地震各向异性初探华北地区壳幔耦合关系[J]. 科学通报，55(29)：2837-2843.

靳佳琪，罗松，姚华建，等，2023. 密集台阵背景噪声成像揭示郯庐断裂带潍坊段地壳浅层速度结构及变形特征[J]. 地球物理学报，66(2)：558-575.

倪红玉，刘泽民，何康，2013. 郯庐断裂带安徽段中小地震震源机制及现代应力场特征[J]. 地震工程学报，35(3)：677-683.

孙业君，黄耘，江昊琳，等，2015. 郯庐断裂带鲁苏皖段构造应力场及分段特征研究[J]. 地震，35(3)：66-75.

孙玉军，董树文，范桃园，等，2013. 中国大陆及邻区岩石圈三维流变结构[J]. 地球物理学报，56(9)：2936-2946.

王小凤，李中坚，陈伯林，等，2000. 郯庐断裂带[M]. 北京：地质出版社.

杨云，王维，王俊菲，2017. 郯庐断裂带中南段应力场及变形特征[J]. 地震工程学报，39(S1)：14-19.

臧绍先，李昶，魏荣强，2002. 岩石圈流变机制的确定及影响岩石圈流变强度的因素[J]. 地球物理学进展，17(1)：50-60.

张继红，赵国泽，肖骑彬，等，2010. 郯庐断裂带中段(沂沭断裂带)电性结构研究与孕震环境[J]. 地球物理学报，53(3)：605-611.

钟世军，吴建平，司政亚，等，2024. 基于程函面波成像的华北克拉通岩石圈三维高分辨率S波速度结构研究[J]. 地震学报，46(4)：578-599.

朱日祥，陈凌，吴福元，等，2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制[J]. 中国科学：地球科学，41(5)：583-592.