

张晨,季灵运,朱良玉,等. 2022. 基于震源应力与 GPS 应变分析喜马拉雅东构造结及其邻区地壳变形特征[J]. 地震研究, 45(4): 526–534, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2022.0051.

Zhang C, Ji L Y, Zhu L Y, et al. 2022. Analysis of the crustal deformation of the Eastern Himalayan Syntaxis and its adjacent areas based on the earthquake focal stress and GPS strain[J]. *Journal of Seismological Research*, 45(4): 526–534, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2022.0051.

## 基于震源应力与 GPS 应变分析喜马拉雅东构造结 及其邻区地壳变形特征\*

张晨, 季灵运, 朱良玉, 徐晶

(中国地震局第二监测中心, 陕西 西安 710054)

**摘要:** 利用 1976—2020 年喜马拉雅东构造结及邻区  $M_L \geq 2.0$  地震的震源机制解反演了研究区域的震源应力场, 并结合区域 GPS 应变率场, 分析了该区域现今地壳构造变形特征。结果表明: 在川滇菱形块体东边界以及块体内部, 最大水平应力  $SH_{max}$  方向与 GPS 主压应变方向基本一致, 且方向变化具有一定的连续性, 表明此处上地壳浅部与深部受到相同方向的驱动力; 在川滇菱形块体西边界, 最大水平应力方向与 GPS 主压应变呈现出较明显的差异性, 分区均值最大可达  $42^\circ$ , 表明该处上地壳深浅部可能具有不同的驱动机制。

**关键词:** 喜马拉雅东构造结; 震源机制解; 应力场; GPS 应变; 地壳形变特征

**中图分类号:** P313.21

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2022)04-0526-09

doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2022.0051

### 0 引言

印度板块与欧亚板块之间的相互挤压碰撞形成了青藏高原, 这是地质历史上最重要的造山事件。喜马拉雅东构造结地区属于该构造碰撞的前缘, 位于青藏高原东南缘、印度大陆东北以及缅甸板块西北角。该地区地貌复杂, 构造活动剧烈, 且地震频发。1900 年以来, 该地区发生 5.5 级以上地震近百次, 且大多数集中于区域内部的主要地震带上。因此, 该地区被称为地震研究天然实验场(杨建亚等, 2017; 王凯悦等, 2021)。

地壳应力是地震孕育和发生的直接驱动力(Hardebeck, Michael, 2006), 地壳应力场的方向也是评估断层潜在滑移的一个重要参数, 地壳应力的时空变化能够较好地反映地震与应力之间的

关系特征, 因而能在地震危险性和风险评估中发挥至关重要的作用(Heidbach, Ben-Avraham, 2007; Martinez-Garzon et al., 2014; Walsh, Zoback, 2016; 吴微微, 2020)。现有推算构造应力场的方法主要包括: 测井扩张破裂、实地应力测量中的水压破裂和应力解除(Zoback, 1992; Reynolds et al., 2006)、震源机制解(徐纪人等, 2008; 王晓山等, 2015; 黄骥超等, 2016; 崔华伟等, 2017)、断层滑移测量(Angelier, 1979)等。其中, 利用震源机制解求解构造应力场是研究应力构造的主要方法(谢富仁等, 1993; 崔效锋, 谢富仁, 1999; Hardebeck, Michael, 2006; Wan, 2010; Martinez-Garzon et al., 2014; 杨帆等, 2019; 王晓山等, 2020)。在所有利用震源机制解反演应力场的方法中, 阻尼应力张量反演(SAT-SI)是较为成熟的计算方法(Hardebeck, Michael,

\* 收稿日期: 2021-12-15.

**基金项目:** 国家重点研发计划(2017YFC1500501)、国家自然科学基金(42104061)和中国地震局地震科技星火计划项目(XH20083)联合资助。

**第一作者简介:** 张晨(1994-), 助理工程师, 主要从事大地测量与地震预测应用研究。

E-mail: zhangchen2339@163.com.

2006; Zhao *et al.*, 2013; Luo *et al.*, 2015; 王晓山等, 2015), 该方法被广泛应用于青藏高原地区的应力场研究(徐纪人等, 2008; 侯强等, 2018; 李君等, 2019)。

随着现代大地测量学的发展, GPS 大地测量技术已成为地震监测以及形变测量的主要手段(王敏, 沈正康, 2020), 国内外学者利用 GPS 数据获取了许多构造活跃区域的应变率场(Allmendinger *et al.*, 2007), 尤其是喜马拉雅造山带(Bilham *et al.*, 1997; Vernant *et al.*, 2015)、青藏高原(张培震等, 2002; 张清志等, 2005)以及阿尔金断裂带(郑文俊等, 2009)。前人利用 GPS 观测手段和震源机制解, 获取全球范围的应力方向分布图(Zoback, 1992), 该结果为研究全球地壳应力应变特征提供了指导作用, 但针对喜马拉雅东构造结及其周边地区构造应力场的精细分析尚显不足。

因此, 本文利用最新发表的 GPS 速度场数据, 计算喜马拉雅东构造结及其邻区的地壳应变率场, 然后收集该地区  $M_L \geq 2.0$  地震的震源机制解, 利用 MSATAI 程序包反演研究区的应力场, 最后对比 GPS 主应变方向与震源应力场方向, 分析研究区地壳深浅部构造变形特征。

## 1 GPS 数据与应变率场

为了获取研究区的现今 GPS 应变率场, 本文使用 Wang 和 Shen (2020) 收集的 1991—2016 年

的长期 GPS 观测数据(图 1), 参考框架为欧亚大陆, 采用 Shen 等(2015)提出的一种通过速度场计算应变的方法。该方法较为稳健, 不依赖于对数据的某种假设, 且平衡了稳定性与分辨率两方面, 计算结果更为全面可靠。计算结果如图 2 所示。

由图 2a 可知, 最大主应变分布自西向东、由北至南呈现顺时针偏转。区域内部的大型走滑断裂, 其最大主压应变也较高, 表明其具有较为强烈的构造变形活动。在  $96^\circ\text{E}$  以西、 $30^\circ\text{N}$  以北的青藏高原地区, 应变以拉张为主, 方向由近 EW 向逐渐转为 NW 向; 而  $30^\circ\text{N}$  以南的喜马拉雅区域,

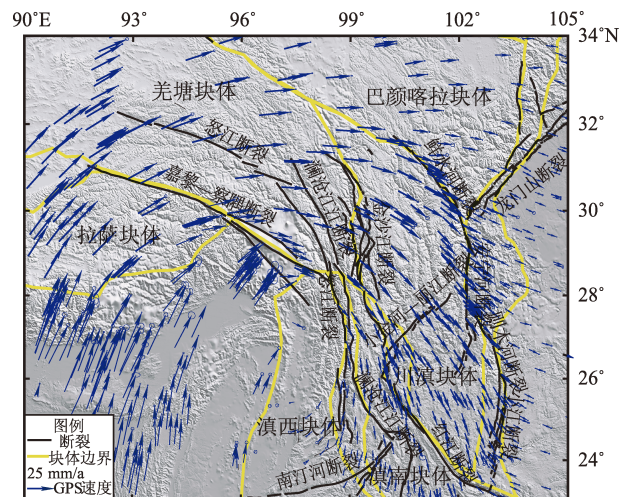


图 1 喜马拉雅东构造结及其邻区速度场

Fig. 1 Velocity field in the Eastern Himalayan Syntaxis and its adjacent areas

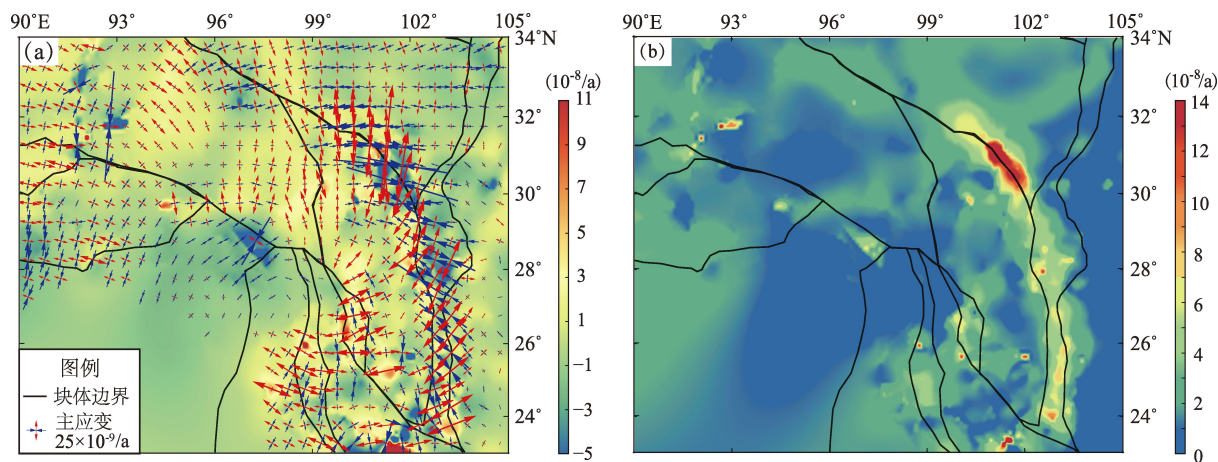


图 2 喜马拉雅东构造结及其邻区面应变率 (a) 和最大剪应变率 (b) 分布

Fig. 2 The plane strain rate (a) and the maximum shear strain rate (b) field in the Eastern Himalayan Syntaxis and its adjacent areas

主要以 SN-NE 向挤压为主,主压应变方向近似与板块边界相垂直,表明该地区受到来自印度板块的 NNE 挤压作用。在 96°E 以东地区,主要包括地震活动最剧烈的青藏高原东南缘区域——川滇菱形块体,该区域受华南地块的阻挡,主应变复杂多变,整体表现为绕喜马拉雅构造结呈 SN-NNW-NW 向的顺时针偏转。巴颜喀拉块体内部主压应变方向为近 EW 向,川滇菱形块体东边界主压应变方向从北向南逐渐由近 EW 向转为近 NW 向。最大剪应变率高值区主要位于川滇菱形块体东边界,甘孜—玉树断裂带、鲜水河断裂带、安宁河断裂带、则木河断裂带、小江断裂带及其周边次级断裂(图 2b)。本文研究区应变率场结果与前人研究得出的空间分布特性一致。

## 2 震源机制解数据与应力反演

本文使用的数据为 1976 年 1 月 1 日至 2020 年 9 月 25 日喜马拉雅东构造结及周边地区(23°~34°N, 90°~105°E)的 7 092 个震源机制解,对应震级范围为 2~7.9 级。其中,420 个震源机制解数据来源于 GCMT(Global Centroid-Moment-Tenso),对应震级范围为 4.7~7.9 级,其余数据来源于四川地震台,震级范围为 2~6.2 级。按照 Aki 和 Richards(1980)的分类方法对震源机制解数据进行分类(图 3),分别是:正断层,逆断层,走滑断层以及斜滑断层,具体分类依据见表 1。

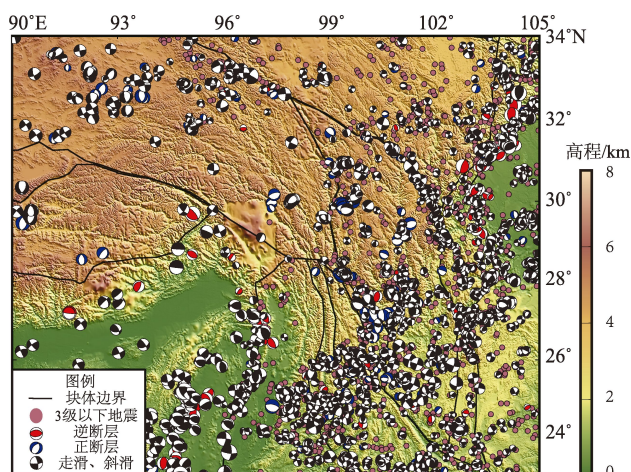


图 3 喜马拉雅东构造结及其邻区震源机制解分布

Fig. 3 Distribution of the focal mechanisms in the Eastern Himalayan Syntaxis and its adjacent areas

表 1 本文研究震源机制解划分依据

Tab. 1 The classification basis of focal mechanisms

类型	滑动角/(°)
正断层	-120 ≤ 滑动角 ≤ -60
逆断层	60 ≤ 滑动角 ≤ 120
走滑断层	0 ≤  滑动角  ≤ 30, 150 ≤  滑动角  ≤ 180
斜滑断层	30 <  滑动角  < 60, 120 <  滑动角  < 150

通常情况下,由于研究区空间应力场分布的非均匀性,我们常将其划分成更为细小的多个子区域,并独立拟合出每个子区域的应力张量,但这种模型下的应力场空间变化存在难以解释的情况。因此本文采用阻尼应力张量反演法尽可能消除应力变化产生的虚假信息,该方法能使相邻子区域的应力张量分量之间的差异最小化,也令震源机制解与应力张量的匹配程度达到最高。鉴于该方法在空间应力场分布反演上具有极大潜力,Material-Garzon 等(2014)在 SATSI 算法的基础上开发了 MATLAB 环境中运行计算的 MSATAI 程序包。在进行应力张量反演时,将震源机制解数据按照 0.5°×0.5°的网格进行分区,共计 660 个子区域,如图 4a 所示。在输入参数设置时,为了保证更多的子区域能够反演得到应力结果,将每个网格地震最少个数设置为 1,但由于每个子区域至少需要包含 4 个地震数据才能计算,此时,程序会根据该子区域周围的震源机制解对该区域的应力张量反演进行约束。最后,对于该区域,本文选取最佳阻尼系数为 1.2(图 4b)。

本文的反演结果提供了 3 个主应力轴的方向以及反映 3 个主应力相对大小的参数:应力形因子  $R$ (Pesicek *et al*, 2010),可表示为:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (1)$$

式中:  $\sigma_1$ 、 $\sigma_2$  和  $\sigma_3$  分别是最大主压应力、中间主压应力以及最小主压应力;  $R$  主要反映中间应力更接近于最大主压应力或是最小主压应力,其取值为 0~1。当  $R < 0.5$  时,求得的最大主压应力轴(最小主压应力轴)方向可靠性较最大主压应力轴的方向相对较高,此时,中间应力呈现为压应力,与  $R$  的大小表现为负相关,即  $R$  越小,中间应力轴压应力越明显;当  $R > 0.5$  时,最大主压应力轴



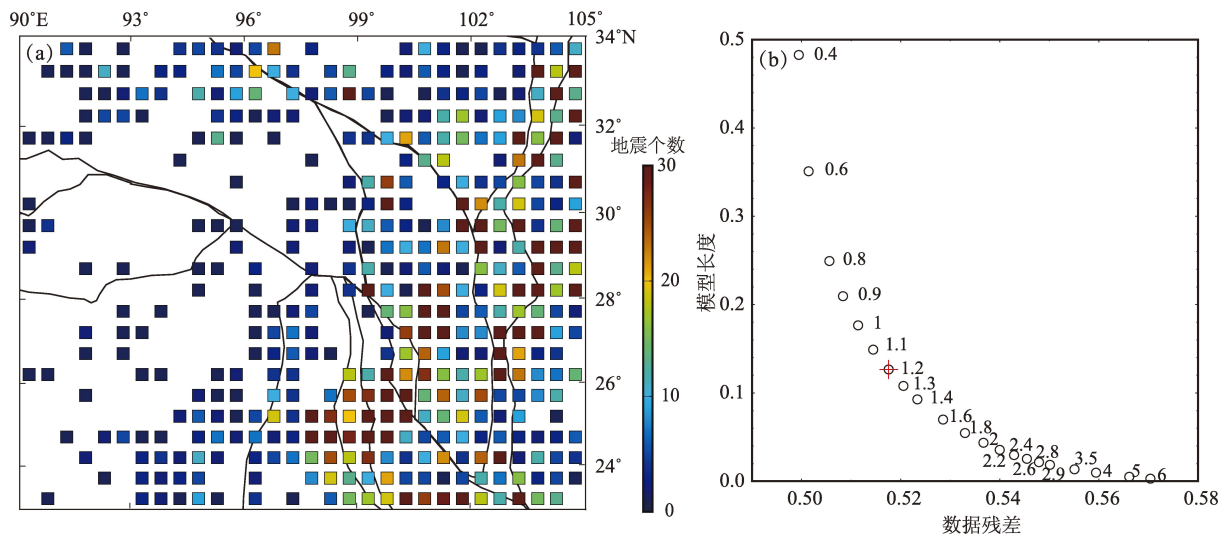
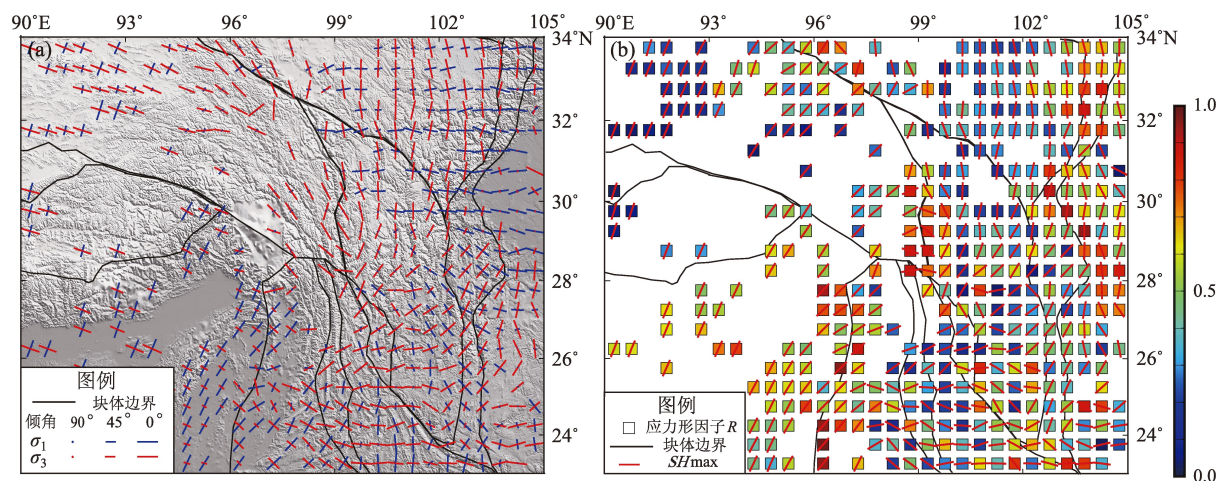


图4 0.5°×0.5°网格地震数目统计 (a) 及模型拟合曲线图 (b)

Fig. 4 Statistics of earthquake numbers in 0.5°×0.5° grids (a) and the model's fitting curve (b)

的方向可靠性更大, 中间应力呈现张应力, 与  $R$  的大小表现为正相关。极端情况下,  $R=1$  时, 最大主压轴确定、最大主张轴不确定;  $R=0.5$  时, 两轴均确定;  $R=0$  时, 最大主张轴确定、最大主压轴不确定。

利用上述震源机制解数据, 通过 MSATAI 程序包反演得到研究区的应力结果, 如图 5a 所示, 蓝色线段代表最大主压应力轴  $\sigma_1$ , 红色线段代表最小主压应力轴  $\sigma_3$ 。线段的长度表示应力轴倾角的大小, 线段越短倾角越大, 越长则倾角越小。

图5 震源应力场反演结果 (a)、应力形因子  $R$  与最大水平应力  $SH_{max}$  分布结果 (b)Fig. 5 Results of stress field inversion in the Eastern Himalayan Syntaxis and its adjacent areas (a) and  $R$ -value and the maximum horizontal compressive stress (b)

为了更加清晰直观地展示该区域的应力状态, 本文基于 Lund 和 Townend (2007) 提出的最大水平应力计算方法, 获取了该区域的最大水平应力分布情况, 如图 5b 所示, 图中红色直线表示最大水平应力  $SH_{max}$ , 最大水平应力的背景值为  $R$  应力形因子。

### 3 研究结果

#### 3.1 应力场反演结果

从图 5a 可以看出, 在 99°E 以西地区,  $\sigma_1$  为 NE 向,  $\sigma_3$  呈 NWW 或 NW 走向; 在羌塘块体内



部,  $\sigma_1$  垂直于断裂走向,  $\sigma_3$  则与断裂走向平行;  $\sigma_1$  自西向东、由北向南存在 NNE – NE 向偏转, 轴倾角也逐渐增大, 其中怒江、澜沧江断裂处轴倾角近垂直 (Qiu, Qiao, 2017);  $\sigma_3$  自西向东呈现出 NW – NW 向偏转, 且该区域的轴倾角较小, 接近于水平。在缅甸弧俯冲带区域  $\sigma_1$  指向 NNE 向,  $\sigma_3$  指向 SEE 向。

在 99°E 以东地区,  $\sigma_1$  由北至南呈现 EW – SEE – NS 的偏转, 轴倾角也存在较大的变化。巴颜喀拉块体内部、川滇菱形块体东边界  $\sigma_1$  轴倾角较小, 其西边界轴倾角较大;  $\sigma_3$  表现为 NS – NNE – EW 的顺时针偏转, 轴倾角较小。该区域主要是地震活动最强烈的川滇菱形块体, 应力方向在区域内存在很大差异, 川滇菱形块体东边界主要为压应力方向是 SEE 向的走滑断层, 其西边界则主要是主压方向为 SSE 向的正断结构, 其内部西北区域为正断型应力状态, 主要集中于金沙江断裂带以及理塘断裂, 龙门山断裂则主要为逆断型应力状态。

从图 5b 可以看出, 区域内最大水平应力  $SH_{\max}$  方向呈现出较为明显的分区特征。96°E 以西地区,  $SH_{\max}$  主要为 NNE 向, 且在羌塘地块内部  $R < 0.5$ , 表明该区域处于双轴压缩状态; 96° ~ 99°E 范围内,  $SH_{\max}$  方向呈现出 NNE – NE – WE 的偏转, 该范围属于应力轴方向偏转的过渡区域,  $R$  值大部分都大于 0.5, 表明  $\sigma_2$  与  $\sigma_3$  双轴拉张; 99°E 以东地区,  $SH_{\max}$  表现为围绕喜马拉雅构造结的顺时针偏转特征。本文所获应力场分布与已有研究结果基本一致 (徐志刚, 2017; Zhao *et al.*, 2013)。

本文所反演的应力场结果与该区域内的地震类型较为吻合, 可见, 使用该方法能较为准确地反演出区域震源应力场状态, 这为我们分析地壳深部构造应力方向提供了一种可靠约束。

### 3.2 GPS 主应变率与最大水平应力 $SH_{\max}$

GPS 观测可提供地壳浅部的应变结果, 而震源机制解所反演的应力场结果则从地壳深部揭示了地球动力学过程 (Pan *et al.*, 2020)。将两者相结合分析, 有助于认识研究区的应力状态以及构造活动。因此, 将 GPS 主压应变率方向与利用震源机制解所获取的最大水平应力  $SH_{\max}$  进行比较分析, 如图 6 所示, 从而更好地认识研究区的地壳构造变形特征。由图 6 可知, 整体上, 最大水平应力

$SH_{\max}$  方向与 GPS 主压应变的方向几乎一致, 呈现出顺时针偏转的现象。为了精细分析图 6 反映的各区域主要特征, 将研究区分为 A、B、C、D、E、F 六个区域。其中, A 区主要包括羌塘地块的东南部分, B 区主要是印度板块东北部的阿萨姆地区, E 区则主要是滇西北区域, F 区域主要是滇南块体范围, C 区域范围最小, 位于羌塘块体中部。A、E、F 三个区域将川滇菱形块体的西边界包含于其中, D 区域包含川滇菱形块体的东边界以及块体内部。

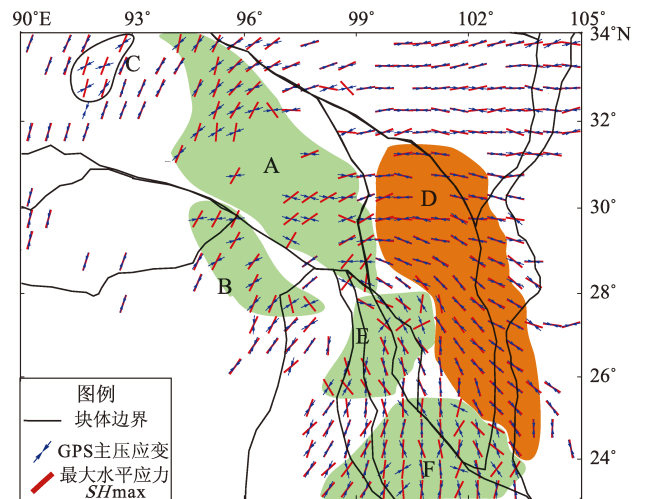


图 6 GPS 主压应变率方向与最大水平应力  $SH_{\max}$  方向对比

Fig. 6 Comparison of GPS direction of main compressive strain rate and the direction of maximum horizontal stress

按照上述分区, 本文统计了该区域两种方向的夹角, 如图 7 所示。其中, 角度小于 10° 的占 40%, 10° ~ 20° 占比 25.1%; 夹角均值在 A 区为 39.33°, 在 B 区为 37.35°, 在 C 区为 38.8°, 在 E、F 区分别为 42.63°、28.71°。GPS 主压应变方向与最大水平应力轴方向分布方向一致的 D 区夹角均值为 5.3°。

由上述应力场反演与统计结果可知, 在川滇菱形块体东边界以及块体内部, 最大水平应力  $SH_{\max}$  优势方向与 GPS 主压应变几乎相同, 且由北向南呈现 NS – NW 的偏转, 表明该处地表浅部与上地壳深部受到了相同机制的驱动力; 青藏高原向东南部挤出的作用力在川滇菱形块

体东边界一直延续至小江断裂。而在川滇菱形块体西边界，最大水平应力  $SH_{\max}$  优势方向与GPS主压应变展现出不一致性，位于滇西南块

体的红河断裂以及澜沧江断裂附近区域也存在此现象，说明在上地壳深、浅部可能具有不相同的驱动机制。

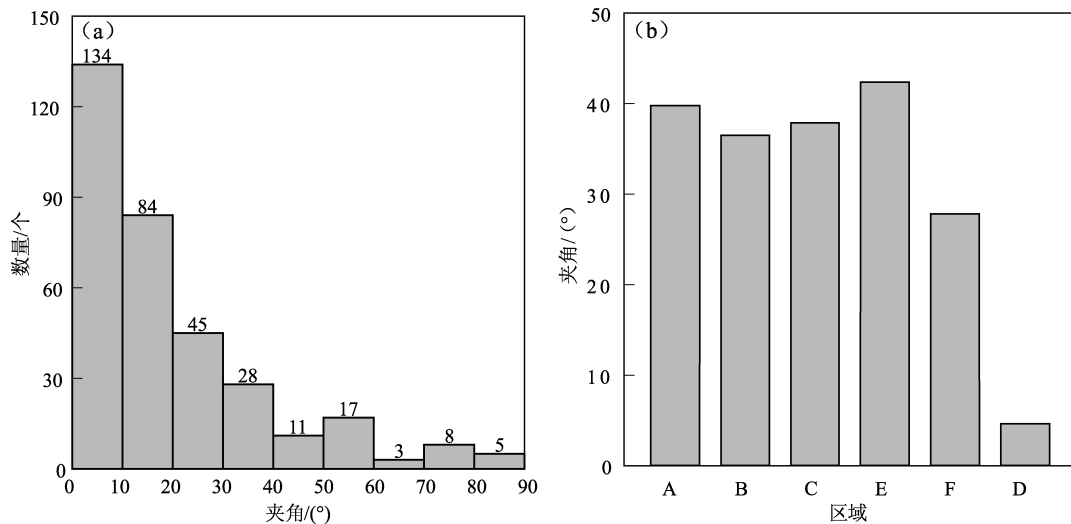


图7 GPS主压应变方向与最大水平应力  $SH_{\max}$  方向夹角统计 (a)、分区夹角均值 (b)

Fig. 7 Statistics of the angle between the direction of GPS main compressive strain and the direction of maximum horizontal stress (a) and mean value of the angle between each partition (b)

## 4 讨论

本文所获取的GPS主压应变方向与  $SH_{\max}$  方向分别从地壳浅部与深部提供了认识该区域构造活动的两种方式。但应力分布可能受到局部构造环境或者其它外部因素影响，因此在对结果的分析中需要综合考虑其它因素。

### 4.1 川滇菱形块体西边界 $SH_{\max}$ 与GPS主压应变方向差异分析

杨晓松和马瑾(2003)研究表明，青藏高原及其周边地区表现为地壳内部解耦现象，且在其东南缘该现象更为明显。印度板块向欧亚大陆的俯冲作用带来NNE向的压力，该作用力与青藏高原东南向的逃逸挤出相互作用(图8)，可能是造成区域A、B、E区差异较大的主要原因。

常利军等(2015)指出，在青藏高原东构造结内部及其周边地区，测量的快波方向分别与最大左旋剪切方向和最大拉伸方向一致；通过GPS应变计算所得的地幔各向异性与测量的快波方向的一致性进一步说明该地区岩石圈变形属于垂直连贯变形模式。然而，本文反演结果中A区GPS

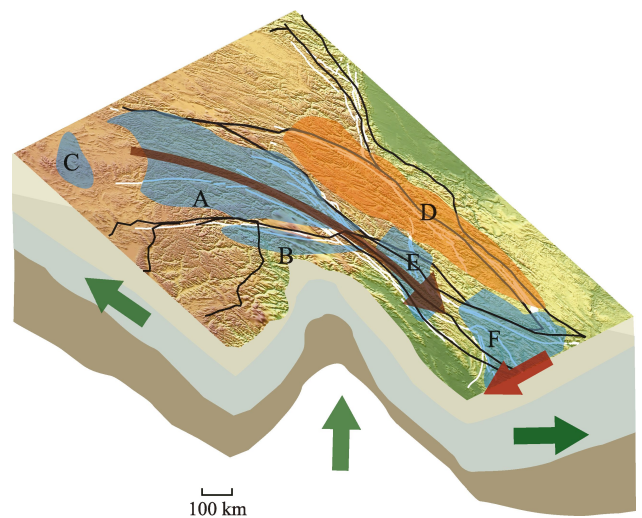


图8 喜马拉雅东构造结及其邻区地壳变形模式的示意图

Fig. 8 Schematic diagram of crustal deformation model in the Eastern Himalayan Syntaxis and its adjacent areas

主压应变与  $SH_{\max}$  方向存在较大差异，产生这种差异的原因可能有2个：一是震源机制解获取的地壳应力场是地壳弹性层以上的应力方向，而常利军等(2015)获取的快波方向是上地幔与地壳累

积效应,观测应力方向的深部不一致;二是震源机制解的应力场方向是近 50 a 的结果,而快波方向通常被认为是岩石晶格长达百万年尺度的构造作用下产生的方向,两者在时间尺度上存在较大差异。因此,本文结果与通过快波方向得到的结果可能并不是同一种物理量。此外,该分区的震源机制解数据较少,也可能对结果有一定影响。

#### 4.2 滇西南块体 $SH_{\max}$ 与 GPS 主压应变差异分析

F 区主要包含红河断裂以及澜沧江断裂两条主要断裂带。GPS 观测显示该区地壳主要围绕喜马拉雅东构造结旋转,方向为近 SN 向或 NEE 向;地球物理等多方面观测资料显示,缅甸微板块下方呈现高度倾斜的俯冲状态,层析成像结果显示在印缅山脉下方有一个高速异常体向东俯冲 (Pesicek *et al.*, 2010),而同时缅甸微板块整体随印度板块向北移动。快波结果表现出近 EW 向的形变,该处软流圈上涌,致使岩石圈减薄,SKS 剪切波更多反映的是软流圈的方向,拖拽岩石圈下部一起运动,导致上下解耦,但速度场剖面结果显示该区域没有成熟的壳内软弱带,可能的原因是岩石圈的下沉引起如软流层拖拽力不强烈。这些使得地壳内耦合,岩石圈与软流圈解耦 (侯强等, 2018),可能是引起 F 区中 GPS 主压应变与  $SH_{\max}$  方向分布杂乱的原因。

#### 4.3 喜马拉雅东构造结 $SH_{\max}$ 与 GPS 主压应变差异分析

地震各向异性特性可以反映区域应力场、变形特征以及断裂活动特征,有助于研究地壳深部构造以及动力学机制。王凯悦等 (2021) 研究表明,在活动断裂或其附近快波偏振方向与断裂走向相一致。在拉萨地块东部地区,郭铁龙和高原 (2020) 关于剪切波分裂研究结果表明快波偏振方向为 NS 或 NNE,这与本文 B 区右上角拉萨地块内部水平最大主压应力方向吻合;在察隅断裂南部,近震直达 S 波分裂结果表明,快波偏振优势方向与断裂走向一致,为 NW 向 (黄臣宇等, 2021),与本文 B 区左下角最大水平应力方向一致;在印度板块东北角的阿萨姆地区,应力反演结果与印度板块向欧亚板块 NE 或 NNE 向挤压作用方向一致;而该区域 GPS 观测数据较少,这可能是导致 B 区  $SH_{\max}$  与 GPS 主压应变方向存在差异的原因。

## 5 结论

本文主要利用喜马拉雅东构造结及其邻区  $M_L \geq 2.0$  震源机制解计算得到  $SH_{\max}$  方向与 GPS 主压应变方向,并对二者进行比较,以研究该区的变形模式。研究结果表明:

(1) 在川滇菱形块体东边界以及块体内部,最大水平应力  $SH_{\max}$  方向与 GPS 主压应变方向基本一致,且由北向南呈现 NS - NW 向偏转,方向变化具有一定的连续性,说明该处地表浅部与上地壳深部受到了相同机制的驱动力;青藏高原向南部挤出的作用力在川滇菱形块体东边界从鲜水河断裂、安宁河断裂、则木河断裂一直延续至小江断裂。

(2) 在川滇菱形块体西边界,  $SH_{\max}$  方向与 GPS 主压应变呈现出了显著的差异性,可能由于其构造环境复杂,深、浅部存在差异运动,在上地壳深、浅部具有不相同的驱动机制;在红河断裂附近区域,  $SH_{\max}$  方向与 GPS 主压应变方向也存在差异,可能是由于缅甸板块的俯冲作用力与岩石圈的下沉引起的软流层拖拽力等的共同结果。

感谢四川地震台龙锋高级工程师为本文研究提供的震源机制解数据。

#### 参考文献:

- 常利军,王椿镛,丁志峰,等. 2015. 喜马拉雅东构造结及周边地区上地幔各向异性[J]. 中国科学:地球科学,45(5):577-588.
- 崔华伟,万永革,黄骥超,等. 2017. 2015 年 3 月新不列颠  $M_s 7.4$  地震震源及邻区构造应力场特征[J]. 地球物理学报,60(3):985-998.
- 崔效锋,谢富仁. 1999. 利用震源机制解对中国西南及邻区进行应力分区的初步研究[J]. 地震学报,21(5):513-522.
- 郭铁龙,高原. 2020. 剪切波分裂揭示的青藏高原上地壳地震各向异性基本特征[J]. 地球物理学报,63(3):1085-1103.
- 侯强,邹文远,欧明霖,等. 2018. 青藏高原东南缘壳幔力学耦合及其动力学意义[J]. 大地测量与地球动力学,38(10):991-1000.
- 黄臣宇,常利军,丁志峰. 2021. 喜马拉雅东构造结及周边地区地壳各向异性特征[J]. 地球物理学报,64(11):3970-3982.
- 黄骥超,万永革,盛书中,等. 2016. 汤加—克马克俯冲带现今非均匀应力场特征及其动力学意义[J]. 地球物理学报,59(2):578-592.
- 李君,王勤彩,崔子健,等. 2019. 川滇菱形块体东边界及邻区震源机



- 制解与构造应力场空间分布特征[J]. 地震地质, 41(6): 1395–1412.
- 王凯悦, 常利军, 丁志峰. 2021. 喜马拉雅东构造结上地壳各向异性特征[J]. 地震学报, 43(2): 168–179.
- 王敏, 沈正康. 2020. 中国大陆现今构造变形: 三十年的GPS观测与研究[J]. 中国地震, 36(4): 660–683.
- 王晓山, 冯向东, 赵英萍. 2020. 京津冀地区地壳应力场特征[J]. 地震研究, 43(4): 610–619.
- 王晓山, 吕坚, 谢祖军, 等. 2015. 南北地震带震源机制解与构造应力场特征[J]. 地球物理学报, 58(11): 4149–4162.
- 吴微微. 2020. 安宁河—则木河断裂带及周边地区断层交会部位的应力分布特征[J]. 地震研究, 43(4): 601–609.
- 谢富仁, 祝景忠, 梁海庆, 等. 1993. 中国西南地区现代构造应力场基本特征[J]. 地震学报, 15(4): 407–417.
- 徐纪人, 赵志新, 石川有三. 2008. 中国大陆地壳应力场与构造运动区域特征研究[J]. 地球物理学报, 51(3): 770–781.
- 徐志刚. 2017. 青藏高原东南缘的地壳应力场及其对壳幔变形的指示[D]. 南京: 南京大学.
- 杨帆, 盛书中, 万永革, 等. 2019. 网格内不满足均匀性假设对应力场反演结果的影响——以喜马拉雅东构造结及其周边地区应力场研究为例[J]. 地球物理学进展, 34(2): 479–488.
- 杨建亚, 白玲, 李国辉, 等. 2017. 东喜马拉雅构造结地区地震活动及其构造意义[J]. 国际地震动态, (6): 12–18.
- 杨晓松, 马瑾. 2003. 大陆岩石圈解耦及块体运动讨论——以青藏高原—川滇地区为例[J]. 地学前缘, 10(S1): 240–247.
- 张培震, 王琪, 马宗晋. 2002. 青藏高原现今构造变形特征与GPS速度场[J]. 地学前缘, 9(2): 442–450.
- 张清志, 陈智梁, 刘宇平, 等. 2005. 青藏高原及其东南前陆地壳运动的GPS监测[J]. 地球物理学进展, 20(2): 524–527.
- 郑文俊, 张培震, 袁道阳, 等. 2009. GPS观测及断裂晚第四纪滑动速率所反映的青藏高原北部变形[J]. 地球物理学报, 52(10): 2491–2508.
- Aki K, Richards P G. 1980. Quantitative seismology: Theory and Methods (Vol. 1 and 2) [M]. San Francisco: W H Freeman and Co.
- Allmendinger R W, Reilinger R, Loveless J. 2007. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano [J]. Tectonics, 26(3): TC3013. 1–TC3013. 18.
- Angelier J. 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population [J]. Tectonophysics, 56(3–4): T17–T26.
- Bilham R, Larson K, Freymueller J. 1997. GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya [J]. Nature, 336(6620): 61–64.
- 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): 310.
- Heidbach O, Ben-Avraham Z. 2007. Stress evolution and seismic hazard of the Dead Sea Fault System [J]. Earth and Planetary Science Letters, 257(1–2): 299–312.
- Lund B, Townend J. 2007. Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor [J]. Geophysical Journal International, 170(3): 1328–1335.
- Luo Y, Zhao L, Zeng X F, et al. 2015. Focal mechanisms of the Lushan earthquake sequence and spatial variation of the stress field [J]. Science China (Earth Sciences), 58(7): 1148–1158.
- Martinez-Garzon P, Kwiatak G, Bohnhoff 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.
- Pan Z Y, He J K, Shao Z G. 2020. Spatial variation in the present-day stress field and tectonic regime of Northeast Tibet from moment tensor solutions of local earthquake data [J]. Geophysical Journal International, 221(1): 478–491.
- Pesicek J D, Thurber C H, Widiyantoro S, et al. 2010. Sharpening the tomographic image of the subducting slab below Sumatra, the Andaman Islands and Burma [J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 182(1): 433–453.
- Qiu J T, Qiao X J. 2017. A study on the seismogenic structure of the 2016 Zado, Qinghai  $M_s 6.2$  earthquake using InSAR technology [J]. Geodesy and Geodynamics, 8(5): 342–346.
- Reynolds S D, Mildren S D, Hillis R R, et al. 2006. Constraining stress magnitudes using petroleum exploration data in the Cooper-Eromanga Basins, Australia [J]. Tectonophysics, 415(1–4): 123–140.
- Shen Z K, Wang M, Zeng Y H, et al. 2015. Optimal interpolation of spatially discretized geodetic data [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 105(4): 2117–2127.
- Vernant P, Bilham R, Szeliga W, et al. 2015. Clockwise rotation of the Brahmaputra Valley relative to India: Tectonic convergence in the eastern Himalaya, Naga Hills, and Shillong Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(8): 6558–6571.
- Walsh F R, Zoback M D. 2016. Probabilistic assessment of potential fault slip related to injection-induced earthquakes: Application to north-central Oklahoma, USA [J]. Geology, 44(12): 991–994.
- Wan Y G. 2010. Contemporary tectonic stress field in China [J]. Acta Seismologica Sinica, 23(4): 377–386.
- 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.
- Zhao L, Luo Y, Liu T Y, et al. 2013. Earthquake focal mechanisms in Yunnan and their inference on the regional stress field [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 103(4): 2498–2507.
- 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.

## Analysis of the Crustal Deformation of the Eastern Himalayan Syntaxis and Its Adjacent Areas Based on the Earthquake Focal Stress and GPS Strain

ZHANG Chen, JI Lingyun, ZHU Liangyu, XU Jing

(The Second Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

### Abstract

This paper uses the focal mechanism solutions of  $M_L \geq 2.0$  earthquakes from 1976 to 2020 to invert the focal stress field in the Eastern Himalayan Syntaxis and its surrounding areas, and uses the GPS strain rate field to analyze the current crustal deformation in this area. The results show that on the eastern boundary of the Sichuan – Yunnan block and inside the block, the direction of the maximum horizontal stress changes continuously, almost in the same direction as GPS principal compressive strain; this indicates that the shallow and the deep parts of the upper Crust are driven by forces in the same direction. On the western boundary of the Sichuan – Yunnan block, the direction of the maximum horizontal stress differs sharply from the direction of GPS principal compressive strain, and the regional average can reach up to  $42^\circ$ ; this indicates that different driving mechanisms exist in the deep and the shallow of the upper Crust.

**Keywords:** the Eastern Himalayan Syntaxis; focal mechanism solutions; stress field; GPS strain rate; characteristics of the crustal deformation