

解滔,韩盈,于晨,等. 2025. 2024年1月23日乌什  $M_s$  7.1 地震前柯坪地电阻率异常变化. 中国地震, 41(1): 32~45.

# 2024年1月23日乌什 $M_s$ 7.1 地震前 柯坪地电阻率异常变化

解滔 韩盈 于晨 范晔

中国地震台网中心, 北京 100045

**摘要** 2024年1月23日新疆乌什发生  $M_s$  7.1 地震,震中 400km 范围内仅有柯坪一个地电阻率观测站,该站距离此次地震的震中约 90km。2023年4月开始,柯坪站 EW 和 NS 两个测道相较于 2021—2022 年同期,开始出现年变化幅度减小。截至乌什  $M_s$  7.1 地震发生,EW 和 NS 测道观测数据去年变化后,最大下降幅度分别为 0.6% 和 0.5%。采用断层虚位错模式分析了地震前震中周围的应力和变形的空间分布特征,计算结果显示柯坪站位于地震前挤压变形增强的区域,与地电阻率的下降型异常变化相符。此次地震前,地电阻率的各向异性变化与实验研究、理论分析和震例总结给出的特征一致。根据异常的各向异性变化,推测最大主压应力方位为  $320^\circ$ ,与震源机制解给出的  $P$  轴方位  $330^\circ$  较为相近。因此,柯坪站地电阻率的异常变化与乌什  $M_s$  7.1 地震的晚期孕育过程之间可能存在“介质变形-电阻率变化”机制上的联系。

**关键词:** 乌什  $M_s$  7.1 地震 地电阻率 异常变化 各向异性变化 断层虚位错模式  
震源机制解

[文章编号] 1001-4683(2025)01-0032-14 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

据中国地震台网测定,2024年1月23日2时9分,新疆维吾尔自治区乌什县发生  $M_s$  7.1 地震<sup>①</sup>。目前,我国开展的地震预测研究主要基于地震活动性、大地测量、地球物理和地球化学观测。电阻率是地球介质最基本的物性参数之一,表征介质导电能力的强弱。地壳浅层岩土通常是含微裂隙的非连续介质,因裂隙内流体/气体的电阻率与岩土基质电阻率之间的差异较大,微裂隙系统是岩土介质电阻率的重要组成部分(Scholz et al, 1973; Jouniaux et al, 2006)。地震孕育过程伴随着震中周围区域应力的积累和地层的变形(武艳强等, 2016),并诱发岩土介质内的微裂隙活动(Brace, 1975; Crampin et al, 1984; Xue et al, 2014; 张志强等, 2020),进而引起介质的电阻率发生变化(钱家栋等, 2010)。采用直流电阻率方法,连续测量地下固定探测体积范围内岩土介质电阻率随时间的变化,在地震监测与预

[收稿日期] 2024-03-17 [修定日期] 2024-07-09

[项目类别] 国家自然科学基金项目(42474116, 42104075)资助

[作者简介] 解滔,男,1986年生,研究员,主要从事地震电磁观测与预测方法、地球物理观测与地震孕育过程方面的研究。E-mail: xtaolake@163.com

① <https://news.ceic.ac.cn>

测研究和实践中得到应用(钱家栋等,1985; 国家地震局预测预防司,1998; 杜学彬,2010)。

我国的地电阻率定点连续观测始于 1966 年河北邢台  $M_s7.2$  地震后。截至 2024 年,全国有 90 余个观测站分布在主要活动断裂带和大中城市附近。单个观测站通常在地表布设 2~3 个不同方向的对称四级装置,观测采用直流供电的方式。地表观测时供电极距为数百米至 2.4km,2010 年后部分观测站逐步开展了井下观测,供电极距有所缩短。在近 60 年的观测实践过程中,相关文献报道了上百次  $M_s5.0 \sim 8.0$  地震前,震中附近观测数据偏离之前多年背景变化范围、持续数月至两年左右的中短期异常变化(钱复业等,1982; 钱家栋等,1985; 汪志亮等,2002; 杜学彬,2010; 解滔等,2023a),部分强震发生前后的同震阶跃变化以及大地震发生后与之前异常变化形态(下降/上升)相反的恢复过程。实验和理论分析结果表明(Brace et al,1965; Jouniaux et al,1994; Heikamp et al,2003),含水介质电阻率在压应力作用下呈现下降变化,压应力卸载时呈上升变化,且各向异性变化与最大主压应力方位有关(赵玉林等,1983; 钱复业等,1996; 杜学彬等,2007; 陈峰等,2013)。采用断层虚位错模式,对 1967 年以来观测站附近 65 次  $M_s \geq 6.0$  地震的分析显示(解滔等,2022a、2023c; Xie et al,2023; 李新艳等,2024a),7 级及以上地震前异常中的 92%、6 级地震前异常中的 74%,符合应力作用下岩土介质电阻率的变化规律:即呈现下降变化的观测站位于挤压增强区域,上升变化位于相对膨胀区域。7 级及以上地震前出现异常变化的观测站,其各向异性变化特征,与实验和理论分析结果相符合的比例为 84%(Xie et al,2022)。这些研究已初步明晰了地电阻率异常变化与地震晚期孕育过程之间存在“介质变形-电阻率变化”力学机制上的联系,为基于地电阻率观测开展地震预测提供了坚实的物理基础。

2024 年乌什  $M_s7.1$  地震 400km 范围内仅有柯坪一个地电阻率观测站,且地震前出现了较为显著的中短期异常。结合 2023 年 11 月底出现的地磁逐日比异常,电磁学科在 2023 年 12 月 21 日的月震情会商会,给出了南天山西段(乌什至喀什地区)短期内存在发生 6~7 级地震可能的预测意见,其中地点和震级的研判依据是柯坪地电阻率异常。本文将采用断层虚位错模式分析地震前震中周围的相对变形,并结合地电阻率各向异性变化与最大主压应力方位之间的关系,讨论柯坪站地电阻率异常与乌什  $M_s7.1$  地震之间的关系,以期今后基于单个观测站的异常变化开展地震预测分析提供一定的参考。

## 1 观测站基本情况

2024 年乌什  $M_s7.1$  地震发生在南天山地震带的迈丹—沙依拉姆断裂,截至 2024 年 3 月 15 日,共发生  $M_s \geq 5.0$  余震 10 次,最大为 2 月 25 日阿合奇  $M_s5.8$  地震。柯坪地电阻率观测站位于震中以南的柯坪地块,距离震中约 90km(图 1),该区域地处塔里木盆地的西北缘,主要发育 NNW 和 NE 向两组活动断裂,具有代表性的为大石峡断裂、亚曼苏断裂、阿合奇北断裂、皮羌断裂和柯坪断裂等,其中柯坪断裂走向 NE,全长约 300km,20 世纪以来曾发生 8 次  $M_s \geq 6.0$  地震。

柯坪站地电阻率的测区位于柯坪县城西北约 4.5km,在地表布设 EW 和 NS 两个方向的对称四级观测装置,两个测道呈共中心点的方式布局(图 2)。EW 测道的供电极距为 1007m,NS 测道的供电极距为 1004m,两个测道的测量极距均为 299m,电极为 650mm×800mm×4mm 的匀质铅板,埋深为 3.5m,观测线路采用架空的方式。观测站于 2013

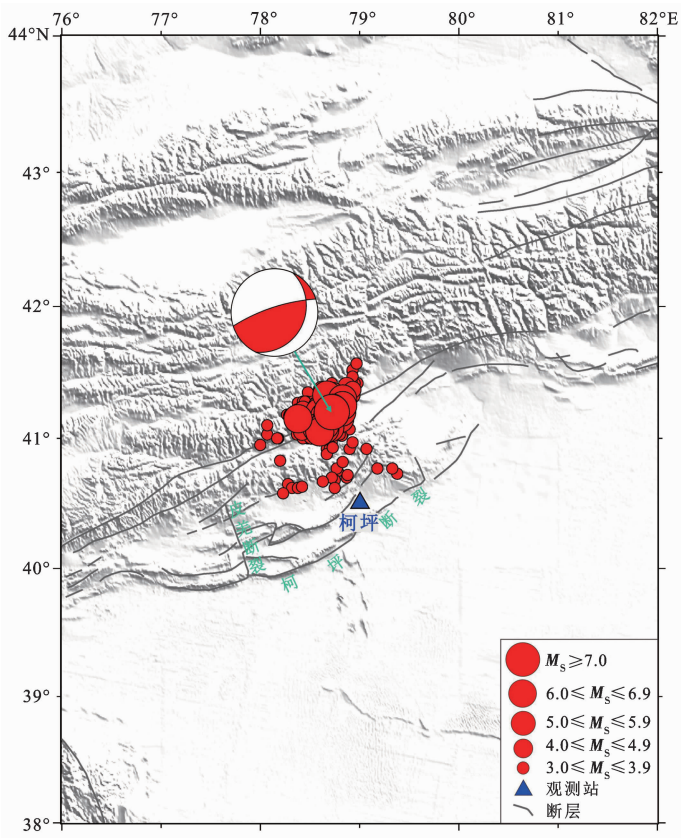


图 1 2024 年 1 月 23 日乌什  $M_s$  7.1 地震和地电阻率观测站空间分布

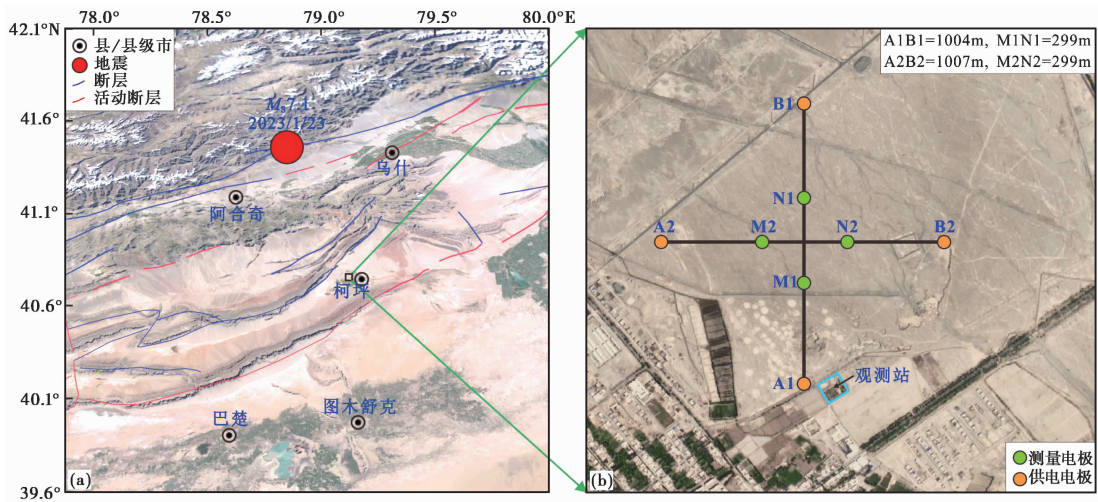


图 2 柯坪站地电阻率观测装置的布极方式

年建成,同年 8 月开始正式观测。测区地势平坦,地貌特征主要为戈壁滩。

测区地层浅部主要为山前冲积扇洪积物,钻孔剖面(图 3)显示,地表至 8m 深度主要为颗粒较大的含砾石土层,8~29m 为卵砾石土层,其下(钻孔深度为 90m)为颗粒相对较小的砂砾石土层,潜水位埋深约 23m。观测站所在区域属大陆性暖温带干旱性气候,年均降水量约为 120mm,测区地表水与地下水主要受冰川融雪水和大气降水补给。测区直流电阻率测深曲线(图 4)显示,由浅至深地层的电阻率整体呈下降趋势,浅层高阻层反映干燥的含砾石土层。EW 方向可解释为 KHK 型的 5 层电性断面,NS 方向可解释为 HKQ 型 5 层电性断面。在  $AB/2$  大于 150m 后,两个方向电测深曲线的形态和电阻率值差异性减小,各向异性特征或横向不均匀性有所减弱。

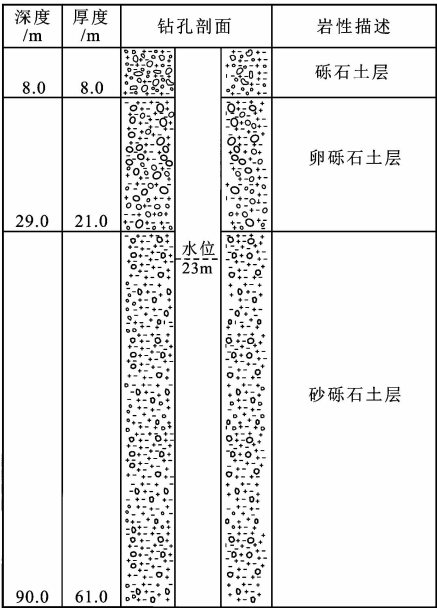


图 3 柯坪站测区钻孔岩性剖面

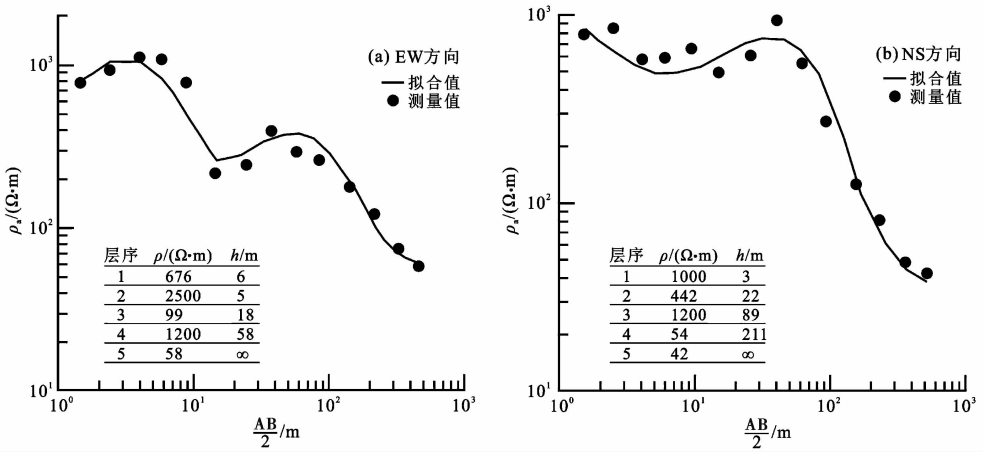


图 4 柯坪站测区电测深曲线和水平层状电性结构

## 2 地电阻率变化

地电阻率的正常背景变化通常表现为持续多年的准线性上升、下降,或趋势性变化不显著,在某一年份出现趋势转折,且年变化形态清晰。部分观测站的趋势变化与水位之间没有对应关系(解滔等,2023b),也存在与水位之间存在较好对应关系的观测站。基于全国多年观测数据的统计分析,趋势性变化以及趋势转折与观测站附近 5 级以上地震的对应关系不明显(杜学彬等,2000),可能反映大尺度区域应力场的变化及其调整(赵和云,1994;杜学彬,2010;沈红会等,2017)。地电阻率的年变化源自浅层介质电阻率的季节性变化(金安忠,1981;赵和云等,1987;薛顺章等,1994),夏季温度升高、降雨量增加时,浅层介质的电阻率降低,冬季则相反。因地层电性结构的差异,不同观测站或测道呈现出“夏低冬高”和“夏高冬低”2 种类型的年变化形态,主要受地电阻率观测时浅层介质影响系数的控制(Lu et al, 2004; 解滔等,2023b)。

### 2.1 背景变化

2014 年以来,柯坪站 EW 和 NS 两个测道观测值整体呈现趋势下降变化,且多数年份的年变化形态完整清晰(图 5)。截至 2023 年底,观测数据在去年变化后,EW 测道累计下降幅度约为 4.2%,NS 测道约为 6.8%。EW 和 NS 测道的年变化均为“夏高冬低”形态,年变化的低值位于每年的 2—3 月,自春季开始,两个测道的观测值开始同步上升;年变高值位于 8—9 月,自秋季开始,观测值开始同步下降变化。

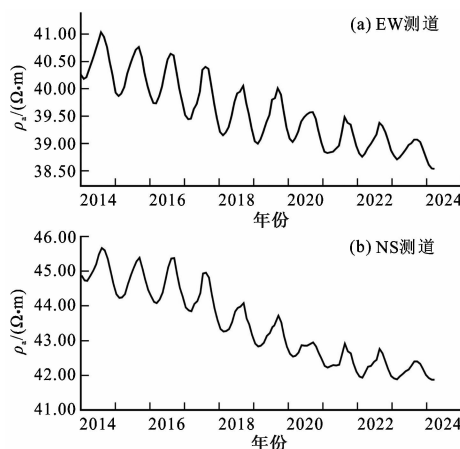


图 5 柯坪站地电阻率月均值观测曲线

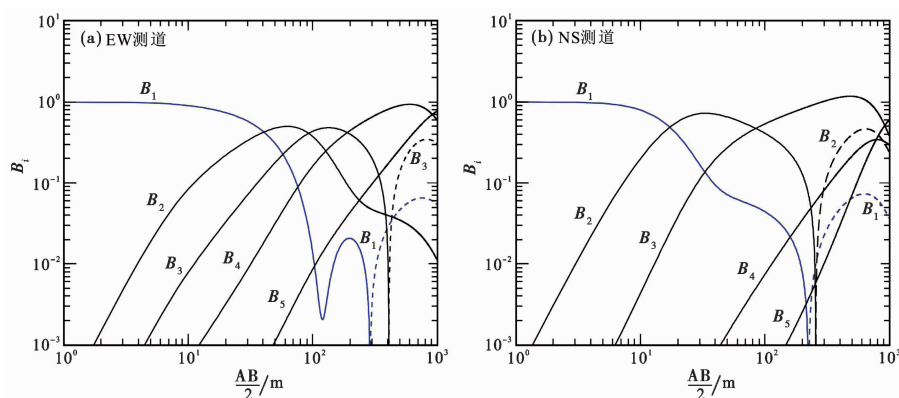
地电阻率观测值是地下探测范围内各区域介质电阻率的综合反映,地电阻率的相对变化( $\Delta\rho_a/\rho_a$ )可以表示为各区域介质电阻率相对变化( $\Delta\rho_i/\rho_i$ )的加权和(钱家栋等,1985; Lu et al, 2004),即

$$\frac{\Delta\rho_a}{\rho_a} = \sum_{i=1}^N B_i \frac{\Delta\rho_i}{\rho_i} \quad (1)$$

式中,  $B_i$  为影响系数,表征介质真电阻率变化对地电阻率变化的影响程度,即

$$B_i = \frac{\partial \ln \rho_a}{\partial \ln \rho_i} = \frac{\rho_i}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial \rho_i} \quad (2)$$

根据图 4 中的水平层状电性结构,EW 和 NS 测道观测时各层介质对地电阻率变化的影响系数示于图 6。对应于 EW 和 NS 测道各自的供电极距,浅表第一层介质的影响系数分别约为  $-0.05$  和  $-0.06$ 。影响系数为负值,说明浅表介质的真实电阻率出现“夏低冬高”形态的季节性变化时,地电阻率的年变化形态将与之相反,呈现出“夏高冬低”形态,与实际观测一致。此外,EW 和 NS 测道的平均年变化幅度分别约为  $2.5\%$  和  $2.7\%$ ,而 EW 测道第一层介质的影响系数(绝对值)略微低于 NS 测道,也与实际观测一致。



注: 虚线为负值。

图 6 柯坪站地电阻率观测时各层介质的影响系数

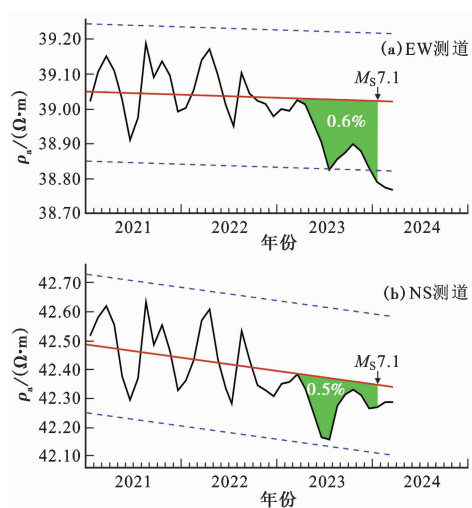
## 2.2 地震前异常变化

强震前地电阻率的中短期异常表现为偏离原有趋势变化及背景动态范围的持续性下降或上升,且通常伴随有年变形态的畸变(钱复业等,1982;汪志亮等,2022;杜学彬,2010)。从图 5 可以看出,2023 年柯坪站 EW 和 NS 测道的年变幅度相较于前两年有所减小。采用傅氏滑动方法(杜学彬等,2017)去年变后的观测数据示于图 7。2023 年 4 月开始,两测道开始同步出现偏离趋势变化(图 7 中红色实线)的持续性下降。截至 2024 年乌什  $M_s 7.1$  地震发生时,EW 和 NS 测道的最大下降幅度分别约为  $0.6\%$  和  $0.5\%$ 。参考 2021—2022 年的背景动态变化特征,正常情况下 2023 年 4 月—2024 年 1 月期间的观测曲线应围绕趋势线上下波动。EW 测道浅层介质的影响系数小于 NS 测道(图 6),而此次 EW 测道的下降幅度却大于 NS 测道,说明此次变化并非来自浅层气象因素的影响。此外,NS 测道 2018—2020 年、EW 测道 2020 年也出现了年变化幅度减小的现象,在观测站  $250\text{km}$  范围内发生了 8 次 5 级以上地震(不含余震),最大为 2020 年 1 月 19 日新疆伽师  $M_s 6.4$  地震(赵彬彬等,2022;解滔等,2022b),震中距为  $172\text{km}$ 。

截至 2024 年 1 月 23 日乌什  $M_s 7.1$  地震发生,异常持续时间约 300 天。根据地电阻率异常持续时间与震级的经验拟合关系  $M_s = 0.5 + 2.5 \lg(T)$ ,式中持续时间  $T$  的单位为“天”(钱复业等,1982),计算震级约  $M_s 6.7$ ,与实际震级较为相近。

## 3 讨论

实验和理论分析已经证实,应力作用下介质因变形而诱发的微裂隙活动,是岩土介质电



注：红色实线为趋势变化；蓝色虚线为常态变幅的 2.5 倍标准差。

图 7 2024 年 1 月 23 日乌什  $M_s 7.1$  地震前柯坪站地电阻率去年变后的观测曲线

阻率变化的重要因素 (Jouniaux et al, 1994; 钱家栋等, 2010; 解滔等, 2020)。含水岩土介质在压应力加载过程中呈下降变化, 压应力卸载或张应力加载时, 电阻率呈上升变化 (Brace, 1975; 赵玉林等, 1983); 采用对称四级装置进行地电阻率观测时, 与最大主压应力方向垂直的测道下降幅度最大, 平行时最小, 斜交方向介于二者之间 (赵玉林等, 1983; 钱复业等, 1996; 杜学彬等, 2007)。对于远离震中的地球物理观测, 如果地震前异常变化的原因是应力-应变的变化, 那么在分析这些异常变化与地震孕育过程之间的关系时, 需要有应力-应变变化的背景作为参照 (吴忠良等, 2009)。下面采用断层虚位错模式, 分析此次乌什  $M_s 7.1$  地震前柯坪站地电阻率异常形态与区域变形以及各向异性变化与最大主压应力轴方位之间的关系。

### 3.1 异常形态与区域变形

地震发生时, 震中附近区域同震位移的象限分布 (杨君妍等, 2021; 张克亮等, 2021; 单新建等, 2023), 可能预示着地震前的变形积累也存在与之对应的象限分布。断层虚位错模式的基本假设是, 断层的同震滑动位移源自地震前积累的应变能 (赵玉林等, 1996; 解滔等, 2022b)。因此, 将断层的同震滑动位移进行还原 (按大小相等但方向相反的方式进行反向加载), 可以推测产生该同震位移所需的应力-应变的空间分布。图 8 为三类断层的同震滑动和虚位错模式示意图。对于混合型地震, 可在断层面上将虚位移分解到与断层走向平行和垂直的两个方向。

采用断层虚位错模式得到的变形为同震位移所对应的变形总量, 对于一次大地震的孕育过程而言, 其对应时间可能为数百年至数千年 (张培震等, 2008)。因断层闭锁而积累的孕震变形, 叠加于区域构造变形之中。在区域构造应力持续作用方式 (加载或卸载) 不变的情况下, 计算结果可一定程度地反映地震前数年的变形特征。在整体为挤压环境的构造区域; 计算结果中的压缩区可视为地震前的挤压增强区域。计算结果中的膨胀区, 其反映的可能是真正的拉张变形, 也可能是原有挤压变形得到一定程度的释放。

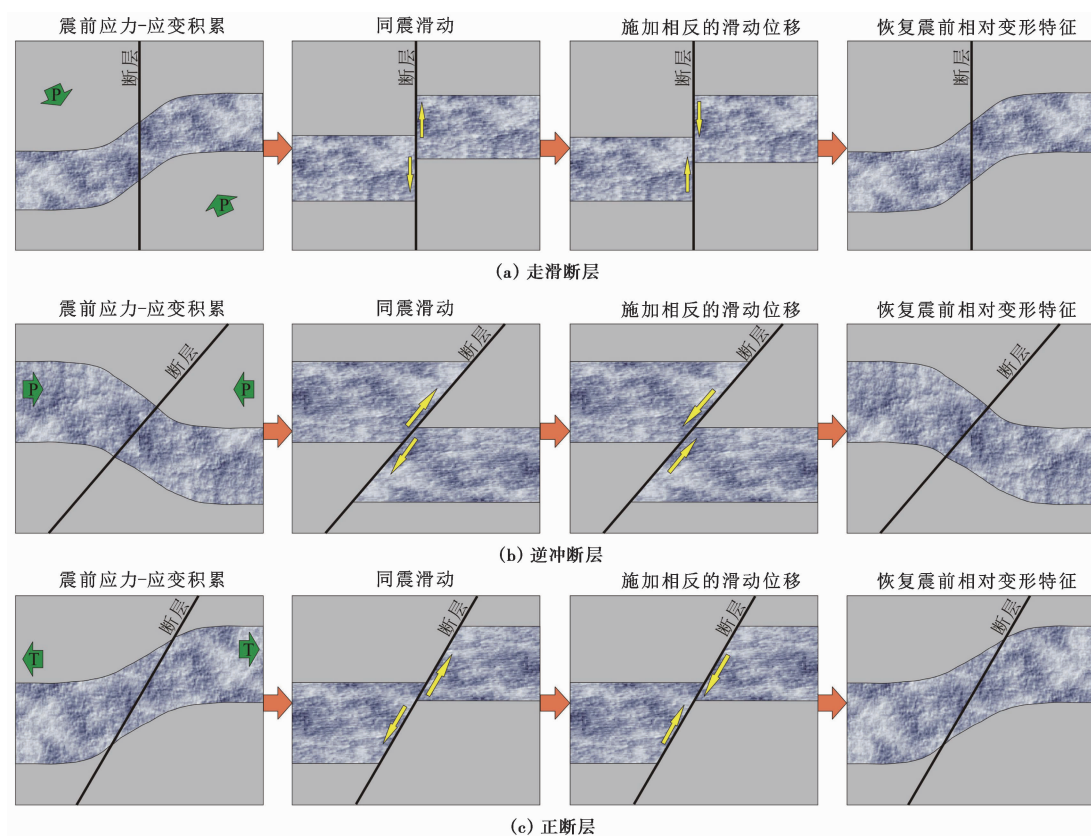


图 8 三类断层的断层虚位错模式示意图

据中国地震台网中心震后应急产品,此次地震的震源机制解为:节面 I 走向  $252^\circ$ 、倾角  $76^\circ$ 、滑动角  $104^\circ$ ,节面 II 走向  $25^\circ$ 、倾角  $20^\circ$ 、滑动角  $45^\circ$ ,矩震级为  $M_w 6.8$ ,结合区域断层走向和余震分布特征,节面 I 为发震断层。采用震级与断层破裂参数的经验关系 (Wells et al, 1994),模型中断层参数为:破裂长度  $49.88\text{km}$ ,破裂宽度  $20\text{km}$ ,平均位错量  $0.67\text{m}$ ,虚位错滑动角  $-74^\circ$ ;模型介质杨氏模量  $E = 7.5 \times 10^{10}\text{Pa}$ ,泊松比  $\sigma = 0.25$ ,剪切模量  $G = 7.5 \times 10^{10}\text{Pa}$ ,断层摩擦系数  $\mu = 0.4$ 。

断层虚位错模型示意图如图 9 所示,本文采用“地震变形与应力分析”程序包 Coulomb 3.4 (Toda et al, 2005) 计算地震前相对的应力和变形分布。图 10(a) 为模型计算的正应力分布,图 10(b) 为剪切应力分布,图 10(c) 为体应变分布。柯坪站位于此次地震前应力-应变挤压增强的区域,与地电阻率的下降变化形态相符。

### 3.2 各向异性变化

据震源机制解,2023 年乌什  $M_s 7.1$  地震的最大主压应力轴 ( $P$  轴) 方位为  $330^\circ$ 。柯坪站 EW 测道与  $P$  轴夹角为  $60^\circ$ ,NS 测道与  $P$  轴夹角为  $30^\circ$ 。EW 测道的下降幅度大于 NS 测道,各向异性变化特征与实验研究和理论分析结果 (赵玉林等, 1983; 钱复业等, 1996; 杜学彬等, 2007) 相符。

据岩石物理实验,压应力加载超过岩石破裂强度的  $50\% \sim 80\%$  时,岩石样品出现相对扩

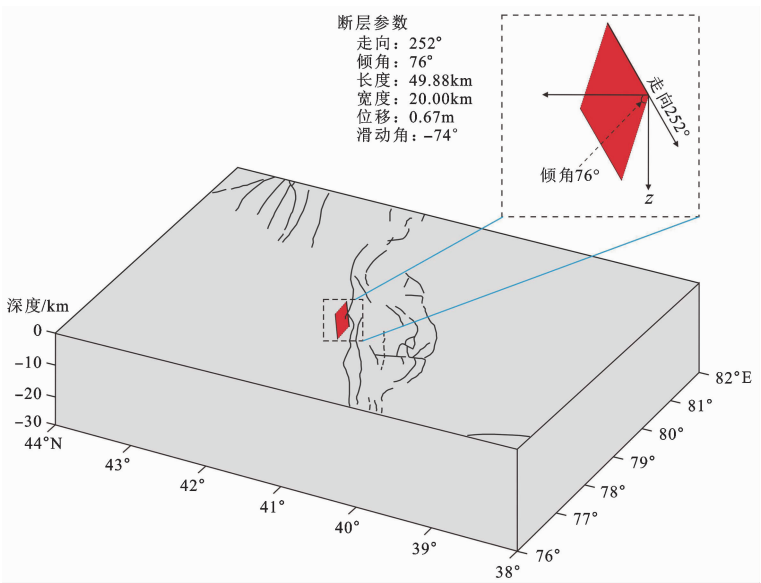
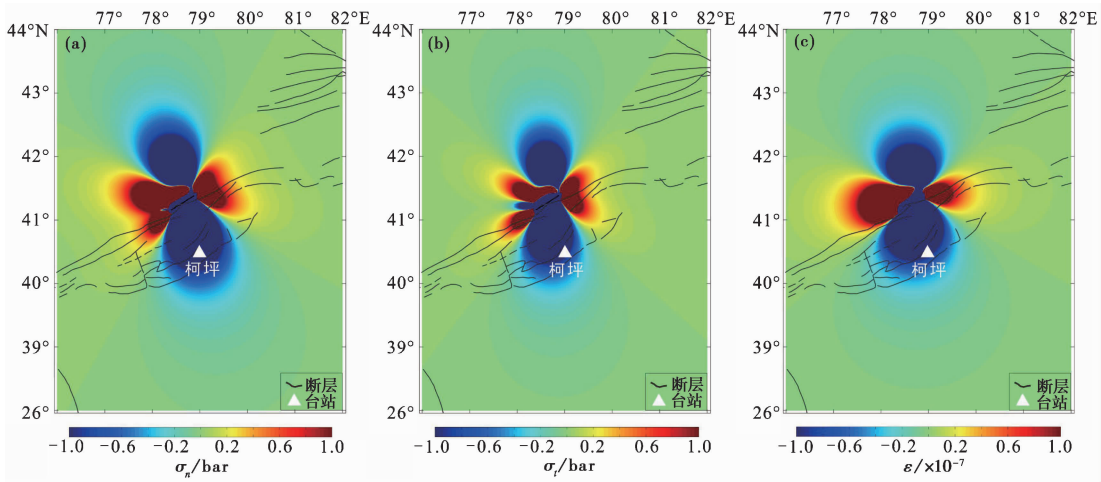


图 9 2024 年 1 月 23 日乌什  $M_s$  7.1 地震断层虚位错模型



注: (a) 正应力, 拉张为正; (b) 剪应力, 沿断层滑动方向为正; (c) 体应变, 拉张为正。

图 10 2024 年 1 月 23 日乌什  $M_s$  7.1 地震的断层虚位错模型计算结果

容现象 (Brace, 1975; Xue et al, 2014), 显示其内部存在新生裂隙的不断生成和扩展。在低围压条件下, 微裂隙系统将大致沿最大主压应力方向展布和扩展 (Brace et al, 1963; 张恒等, 2015)。据含裂隙介质电阻率的理论分析 (解滔等, 2020), 微裂隙系统的优势展布方向为最小电性主轴方向。微裂隙沿优势展布方向扩展时, 最小电性主轴方向的电阻率下降幅度最大, 另外两个电性主轴方向电阻率的变化较小。

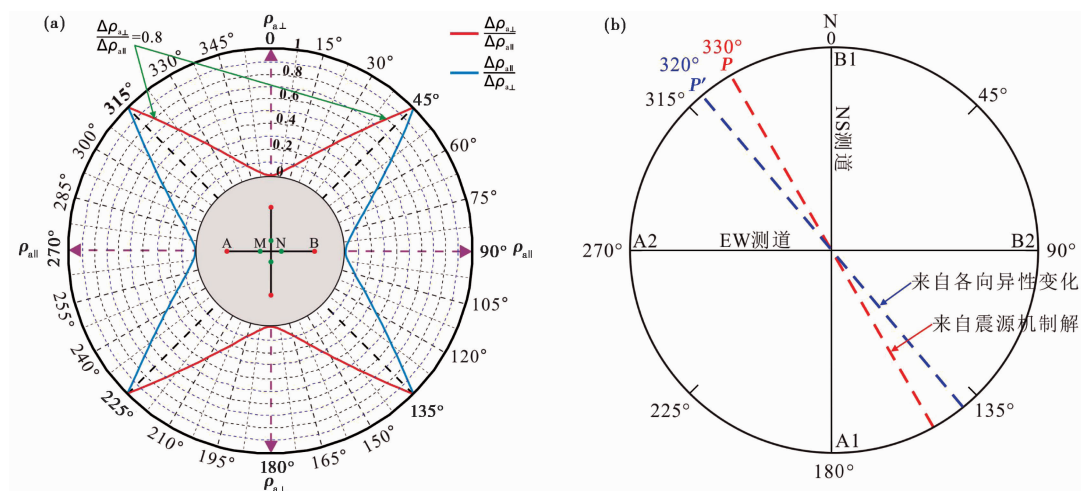
地表浅层两个主应力通常沿水平方向, 在构造应力的长期作用下, 微裂隙系统的展布和扩展受最大主应力的控制 (Crampin et al, 1984)。对于均匀各向异性介质, 在地表采用对称

四级装置进行观测时,地电阻率的表达式为(Краев,1951; 钱复业等,1996)

$$\rho_a = \left( \frac{\rho_1 \rho_2 \rho_3}{\rho_1 \cos^2 \theta + \rho_2 \sin^2 \theta} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

式中,  $\rho_1$ 、 $\rho_2$  和  $\rho_3$  为三个电性主轴的电阻率,且  $\rho_1$  和  $\rho_2$  沿水平方向。假定  $\rho_1$  为微裂隙系统优势展布的最小电性主轴方向,  $\theta \in [0, \pi]$  为观测装置与  $\rho_1$  的夹角。在  $\theta \in [0, \pi/2]$  和  $\theta \in [\pi/2, \pi]$  区间内,地电阻率的观测值相对于  $\theta = \pi/2$  时呈镜像对称。对于地表两个相互垂直的地电阻率测道,设其观测值分别为  $\rho_{a\parallel}$  和  $\rho_{a\perp}$ 。给定最小电性主轴方向(微裂隙优势展布方向,最大主压应力方向)电阻率  $\rho_1$  任意固定的下降幅度,计算  $\Delta\rho_{a\parallel}$  和  $\Delta\rho_{a\perp}$  的比值随角度  $\theta$  的变化,可得到根据各向异性变化推测最大主压应力方位的量板(图 11(a))。为避免比值趋于无穷的情况,在  $\Delta\rho_{a\parallel}/\Delta\rho_{a\perp} > 1$  时,将其更换为  $\Delta\rho_{a\perp}/\Delta\rho_{a\parallel}$ 。

假定柯坪站 EW 测道为  $\rho_{a\parallel}$ , NS 测道为  $\rho_{a\perp}$ ,  $\Delta\rho_{a\perp}/\Delta\rho_{a\parallel} \approx 0.8$ , 从图 11(a) 可以看出,最大主压应力方位约  $320^\circ$ , 或者其对称于 NS 方向的  $40^\circ$ 。结合该区域 GNSS 观测 NNW 方向的运动(武艳强等,2020), 地电阻率各向异性变化所推测的最大主压应力方位应选择  $320^\circ$ , 与震源机制解给出的 P 轴方位较为接近(图 11(b))。



注: (a) 地电阻率各向异性变化推测最大主压应力方位的量板; (b) 最大主压应力轴与测道方位。

图 11 柯坪站地电阻率异常各向异性变化与最大主压应力方位

至此,通过对地震前的变形和应力两个方面的分析,认为 2023 年乌什  $M_s 7.1$  地震前柯坪站地电阻率的变化符合应力作用下含水岩土介质电阻率的变化特征。此次异常变化的可能原因是,在乌什地震孕育的晚期阶段,应力增量引起测区地下介质内微裂隙系统大致沿  $330^\circ$  方向的略微扩展,进而引起了介质电阻率的变化。

### 3.3 气象因素的影响

地电阻率观测值的变化既包括浅层介质电阻率的季节性变化,也包括浅层以下介质电阻率受水位变动、应力作用、裂隙含水矿化度等因素引起的变化。浅层介质电阻率季节性变化的影响主要表现为年动态变化,主要受温度和季节性降水的控制。在我国西北较为干燥的地区,温度与年变化之间的相关性高于降雨(李新艳等,2024b)。在几乎无降雨的季节,地

电阻率观测曲线较为平滑;而在雨季,观测曲线叠加短时降雨—蒸发导致的锯齿状形态。图 12 为柯坪站 2021 年 1 月—2024 年 3 月期间的温度和降雨量,温度(图 12(a))在每年 12 月底至次年 1 月初期间达到最低值,由于地表温度向深处热传导的滞后性(徐世浙,1985),柯坪站地电阻率年变化的低值通常位于 2—3 月。此次地震前,EW 和 NS 测道异常的累计下降幅度仅为 0.6% 和 0.5%,远低于年变化幅度的 2.5% 和 2.7%。直观上而言,地震发生后地电阻率观测数据应该出现转折回升变化,但由于 2—3 月正处于年变化形态的下降阶段,这可能是图 7(a)中 EW 测道在地震发生之后还存在小幅度下降的原因。此外,图 7 中曲线为采用傅氏滑动方法进行年变去除,该方法假定年变化为较为规则周期性曲线,而实际观测数据的年变化与之存在一定的偏差,这也是去年变后曲线的变化形态存在起伏的主要原因。大量的震例研究显示(汪志亮等,2002),地震发生之后,地电阻率异常的恢复时间通常为数月至两年左右,截至 2024 年 7 月,柯坪站 EW 和 NS 测道的年变化形态和幅度已经基本恢复至往年同期水平,可视为异常恢复。

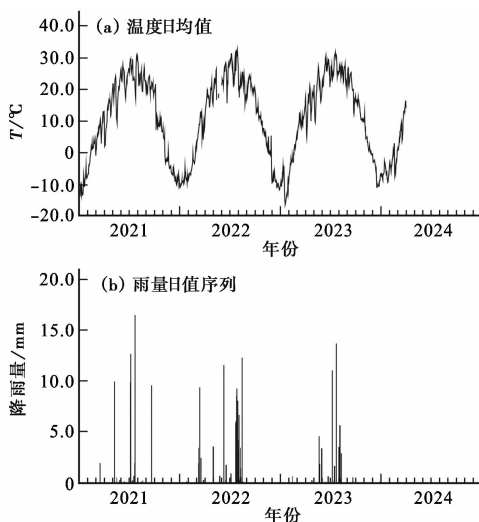


图 12 柯坪站温度(a)和降雨量(b)观测数据

## 4 结论

2024 年 1 月 23 日新疆乌什  $M_s 7.1$  地震前,柯坪站地电阻率出现了较为显著的中短期下降异常变化,EW 测道下降幅度约 0.6%,NS 测道约 0.5%。柯坪站距离震中 90km,位于地震前孕震变形的挤压增强区域,与异常的下降形态相符。EW 测道与震源机制解  $P$  轴的夹角大于 NS 测道,且 EW 测道的下降幅度也大于 NS 测道,与应力作用下含裂隙介质电阻率的实验研究、理论分析以及震例总结给出的各向异性变化特征一致。依据各向异性变化特征,推测最大主压应力方位为  $320^\circ$ ,与震源机制解  $P$  轴方位  $330^\circ$  较为接近。因此,柯坪站地电阻率的异常变化与 2024 年 1 月 23 日乌什  $M_s 7.1$  地震的孕育过程之间,可能存在“介质变形—电阻率变化”力学机制上的联系。

**致谢:** 新疆维吾尔自治区地震局艾萨·伊斯马伊力和阿克苏中心站的工作人员参与了异常现场核实工作, 作者就异常特征和预测意义与中国地震局地震预测研究所钱家栋研究员进行了讨论, 审稿专家提出了建设性的修改意见, 在此表示诚挚的谢意。

## 参考文献

- 陈峰, 马麦宁, 安金珍. 2013. 承压介质电阻率变化的方向性与主应力的关系. 地震学报, **35**(1): 84~93.
- 杜学彬. 2010. 在地震预报中的两类视电阻率变化. 中国科学: 地球科学, **40**(10): 1321~1330.
- 杜学彬, 李宁, 叶青, 等. 2007. 强地震附近视电阻率各向异性变化的原因. 地球物理学报, **50**(6): 1802~1810.
- 杜学彬, 孙君嵩, 陈军营. 2017. 地震预测中的地电阻率数据处理方法. 地震学报, **39**(4): 531~548.
- 杜学彬, 谭大诚. 2000. 地电阻率 1 年尺度异常时空丛集现象与地震活动性. 中国地震, **16**(3): 283~292.
- 国家地震局预测预防司. 1998. 电磁学分析预报方法. 北京: 地震出版社.
- 金安忠. 1981. 地电阻率正常变化的初步研究. 地球物理学报, **24**(1): 92~106.
- Краев А Л. 1951. 地电原理. 张可迁, 陈培光, 张志诚, 等, 译. 北京: 地质出版社.
- 李新艳, 解滔, 刘小鹏, 等. 2024a. 2023 年 12 月 18 日甘肃积石山  $M_s 6.2$  地震前地电阻率异常特征及机理分析. 地球物理学报, **67**(10): 3721~3734.
- 李新艳, 解滔, 曾宪伟, 等. 2024b. 断层虚位错模式揭示的 2022 年 1 月 8 日青海门源  $M_s 6.9$  地震前的地电阻率变化. 地震学报, **46**(2): 292~306.
- 钱复业, 赵玉林, 黄燕妮. 1996. 地电阻率各向异性参量计算法及地震前兆实例. 地震学报, **18**(4): 480~488.
- 钱复业, 赵玉林, 于谋明, 等. 1982. 地震前地电阻率的异常变化. 中国科学: (B 辑), **12**(9): 831~839.
- 钱家栋, 陈有发, 金安忠. 1985. 地电阻率法在地震预报中的应用. 北京: 地震出版社.
- 钱家栋, 杨冬梅, 熊仲华, 等. 2010. 地震电磁学理论基础与观测技术. 北京: 地震出版社.
- 单新建, 李彦川, 高志钰, 等. 2023. 2022 年泸定  $M_s 6.8$  地震同震形变特征及周边强震危险性. 科学通报, **68**(8): 944~953.
- 沈红会, 王丽, 王维, 等. 2017. 地电阻率长期趋势变化及其预测意义. 地震学报, **39**(4): 495~505.
- 汪志亮, 郑大林, 余素荣. 2002. 地震地电阻率前兆异常现象. 北京: 地震出版社.
- 吴忠良, 蒋长胜, 彭汉书, 等. 2009. 与地震预测预报有关的几个物理问题. 物理, **38**(4): 233~237.
- 武艳强, 黄立人, 陈长云, 等. 2016. 1976 年唐山  $M_s 7.8$  地震同震及现今形变特征. 地震学报, **38**(4): 609~617.
- 武艳强, 江在森, 朱爽, 等. 2020. 中国大陆西部 GNSS 变形特征及其与  $M \geq 7.0$  强震孕育的关系. 中国地震, **36**(4): 756~766.
- 解滔, 卢军. 2020. 含裂隙介质中的视电阻率各向异性变化. 地球物理学报, **63**(4): 1675~1694.
- 解滔, 卢军. 2023a. 中国中强地震前地电阻率中短期异常特征及其可能原因. 中国地震, **39**(1): 45~63.
- 解滔, 卢军. 2023b. 地电阻率观测常见变化形态及其可能原因分析. 中国地震, **39**(1): 128~142.
- 解滔, 卢军, 杜学彬. 2022a. 自适应变化幅度方法提取直流视电阻率中短期异常. 中国地震, **38**(1): 52~60.
- 解滔, 任越霞, 廖晓峰, 等. 2023c. 2022 年四川泸定  $M_s 6.8$  地震前地下介质视电阻率变化特征及其机理分析. 地球物理学报, **66**(4): 1428~1437.
- 解滔, 薛艳, 卢军. 2022b. 中国  $M_s \geq 7.0$  地震前视电阻率变化及其可能原因. 地球物理学报, **65**(8): 3064~3077.
- 徐世浙. 1985. 视电阻率年变的定量计算. 地震学报, **7**(4): 422~427.
- 薛顺章, 温新民, 董永德, 等. 1994. 地电阻率预报地震新方法的研究. 地震学报, **16**(2): 227~234.
- 杨君妍, 孙文科, 洪顺英, 等. 2021. 2021 年青海玛多 7.4 级地震的同震变形分析. 地球物理学报, **64**(8): 2671~2683.
- 张恒, 唐世斌, 王龙, 等. 2015. 压缩作用下岩石预置裂隙贯通机制的研究. 应用力学学报, **32**(5): 763~769.
- 张克亮, 甘卫军, 梁诗明, 等. 2021. 2021 年 5 月 21 日  $M_s 6.4$  漾濞地震 GNSS 同震变形场及其约束反演的破裂滑动分布. 地球物理学报, **64**(7): 2253~2266.
- 张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 等. 2008. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. 地球物理学报, **51**(4): 1066~1073.
- 张志强, 陈方方, 李宁, 等. 2020. 裂纹雁行分布岩体试样应力场特征与破坏模式研究. 应用力学学报, **37**(5): 2280~2287.
- 赵彬彬, 高歌, 艾萨·伊斯马伊力. 2022. 2020 年 1 月 19 日新疆伽师  $M_s 6.4$  地震前地球物理定点观测异常特征分析. 内陆

- 地震, **36**(1):1~8.
- 赵和云. 1994. 地电阻率趋势变化的形态特征与地震. 地震学报, **16**(3):368~375.
- 赵和云, 钱家栋. 1987. 郫县台多极距观测资料的反演和分析. 中国地震, **3**(增刊):73~78.
- 赵玉林, 卢军, 李正南, 等. 1996. 唐山地震应变-电阻率前兆及虚错动模式. 地震学报, **18**(1):78~82.
- 赵玉林, 钱复业, 杨体成, 等. 1983. 原地电阻率变化的实验. 地震学报, **5**(2):217~225.
- Brace W F. 1975. Dilatancy-related electrical resistivity changes in rocks. Pure Appl Geophys, **113**:207~217.
- Brace W F, Bombolakis E G. 1963. A note on brittle crack growth in compression. J Geophys Res, **68**(12):3709~3713.
- Brace W F, Orange A S, Madden T R. 1965. The effect of pressure on the electrical resistivity of water-saturated crystalline rocks. J Geophys Res, **70**(22):5669~5678.
- Crampin S, Evans R, Atkinson B K. 1984. Earthquake prediction; a new physical basis. Geophys J Int, **76**(1):147~156.
- Heikamp S, Nover G. 2003. An integrated study on physical properties of a KTB Gneiss sample and marble from Portugal; pressure dependence of the permeability and frequency dependence of the complex electrical impedance. Pure Appl Geophys, **160**(5):929~936.
- Jouniaux L, Lallemand S, Pozzi J P. 1994. Changes in the permeability, streaming potential and resistivity of a claystone from the Nankai prism under stress. Geophys Res Lett, **21**(2):149~152.
- Jouniaux L, Zamora M, Reuschlé T. 2006. Electrical conductivity evolution of non-saturated carbonate rocks during deformation up to failure. Geophys J Int, **167**(2):1017~1026.
- Lu J, Xue S Z, Qian F Y, et al. 2004. Unexpected changes in resistivity monitoring for earthquakes of the Longmen Shan in Sichuan, China, with a fixed Schlumberger sounding array. Phys Earth Planet Inter, **145**(1~4):87~97.
- Scholz C H, Sykes L R, Aggarwal Y P. 1973. Earthquake prediction; a physical basis. Science, **181**(4102):803~810.
- Toda S, Stein R S, Richards-Dinger K, et al. 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California; animations built on earthquake stress transfer. J Geophys Res Solid Earth, **110**(B5):B05S16.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull Seismol Soc Am, **84**(4):974~1002.
- Xie T, Han Y, Ye Q, et al. 2023. Changes and mechanisms of apparent resistivity before earthquakes of  $M_s 6.0 \sim 6.9$  on the Chinese mainland. Front Earth Sci, **11**:1187660.
- Xie T, Xue Y, Ye Q, et al. 2022. Anisotropic change in apparent resistivity before earthquakes of  $M_s \geq 7.0$  in China mainland. Geomat Nat Hazards Risk, **13**(1):1207~1228.
- Xue L, Qin S Q, Sun Q, et al. 2014. A study on crack damage stress thresholds of different rock types based on uniaxial compression tests. Rock Mech Rock Eng, **47**(4):1183~1195.

## Apparent Resistivity Anomalies at Keping Seismic Station before the Wushi $M_s7.1$ Earthquake on January 23, 2024

Xie Tao, Han Ying, Yu Chen, Fan Ye

China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

**Abstract** On January 23, 2024, an  $M_s7.1$  earthquake struck Wushi County, Xinjiang. Within a 400km radius of the epicenter, only one apparent resistivity station, Keping, is in operation, located approximately 90km from the epicenter. Analysis of the EW and NS monitoring arrays at the Keping station revealed a decline in the amplitude of annual variations beginning in April 2023, when compared to the corresponding periods in 2021 and 2022. By the time the Wushi  $M_s7.1$  earthquake occurred, the maximum decline in monitoring data, after removing annual variations using the Fourier sliding method, was 0.6% and 0.5% for the EW and NS arrays, respectively. To further investigate the pre-seismic stress and deformation characteristics in the vicinity of the epicenter, a fault virtual dislocation model was applied. The results indicate that the Keping station was located in a region of enhanced compressive deformation before the earthquake, consistent with the observed decline in apparent resistivity. Additionally, the anisotropic variations in apparent resistivity prior to the earthquake align with patterns observed in experimental research, theoretical analyses, and past earthquake case studies. Based on these anisotropic changes, the azimuth of the maximum principal compressive stress was estimated to be  $320^\circ$ , closely matching the P-axis azimuth of  $330^\circ$  derived from the focal mechanism solution. These findings suggest a potential mechanical relationship between the apparent resistivity anomalies at the Keping station and the late-stage seismogenic process of the Wushi  $M_s7.1$  earthquake in 2024, following a “deformation-resistivity change” mechanism.

**Keywords:** The Wushi  $M_s7.1$  earthquake; Apparent resistivity; Abnormal change; Anisotropic change; Fault virtual dislocation model; Focal mechanism solution