基于近震高频接收函数研究中国四川西山村滑坡的泊松比和S波速度

危自根¹, 储日升^{1*}, 李志伟², 盛敏汉¹, 曾求¹

1. 中国科学院精密测量科学与技术创新研究院大地测量与地球动力学国家重点实验室, 武汉 430077;

2. 北京卫星环境工程研究所可靠性与环境工程技术重点实验室, 北京 100094

* 通讯作者, E-mail: chur@apm.ac.cn

收稿日期: 2020-03-05; 收修改稿日期: 2020-12-08; 接受日期: 2021-02-01; 网络版发表日期: 2021-06-17

中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB41000000)和国家自然科学基金项目(批准号: 41604056, 41661164035)资助

摘要 滑坡现象是一种全球频发并造成巨大人员伤亡和财产损失的自然灾害. 本文依次采用近震高频接收函数 V_p - k 叠加方法和接收函数非线性波形反演方法得到了从下往上由h1、h2和h3块体组成的第四系西山村滑坡体密集台阵下方的泊松比和S波速度. 结果表明, 滑坡体泊松比普遍高于0.33, S波速度主要在0.1~0.9 km s⁻¹内变化. 高异常泊松比(>0.44)主要分布在滑坡体不同块体的交界区和h2块体的西边缘, 大致对应滑坡体厚度变化剧烈的区域, 很可能是潜在的滑坡危险区域. 滑坡体底部广泛分布10~30m厚的0.05~0.2 km s⁻¹的低速层. 滑坡体高的泊松比和底层广泛分布的低速带可能与区域内富集水有关. 文章研究结果表明, 利用近震高频接收函数能有效约束浅表结构特征, 进而为滑坡稳定性分析和防灾减灾提供地震学参考.

关键词 西山村滑坡, 高频接收函数, 高泊松比, 低剪切波速度, 滑坡稳定性分析和灾害减灾

1 引言

滑坡现象是广泛分布的地质灾害现象, 通常由大地震和长时间降雨引发(Guzzetti等, 2012; Xu等, 2014; Korup等, 2019). 滑坡体的突然滑动常常导致巨大的人员伤亡和财产损失(Hungr等, 2014). 然而, 由于滑坡体表层富含适于种植农作物的肥沃风化物, 一些古老滑坡体往往居住着大量的居民. 因此, 研究滑坡体内部结构对滑坡稳定性分析和灾害减灾具有重要意义, 并且受到了学术界和政府部门的广泛关注(Evans和

Hungr, 1993; Chambers等, 2011; Huang和Fan, 2013).

近年来, 越来越多的地球物理方法被用来反演滑坡体的结构特征(Cassiani等, 2009; Bièvre等, 2011; Grandjean等, 2011). 这些方法有效地补充了常规的钻探和坑槽探等地质调查技术(Huang和Fan, 2013; Xu等, 2016; Yamada等, 2016). 例如, 探地雷达和电阻率层析成像技术(ERT)被普遍用来检测滑坡体不连续电性间断面和电阻率特征(Davis和Annan, 2010; Hübner等, 2015). 与昂贵的人工源测深技术相比(Tingey等, 2007), 经济的被动源方法(如面波和背景噪声层析成

中文引用格式: 危自根, 储日升, 李志伟, 盛敏汉, 曾求. 2021. 基于近震高频接收函数研究中国四川西山村滑坡的泊松比和S波速度. 中国科学: 地球科学, 51(7): 1181–1192, doi: [10.1360/N072020-0054](https://doi.org/10.1360/N072020-0054)

英文引用格式: Wei Z, Chu R, Li Z, Sheng M, Zeng Q. 2021. Poisson's ratios and S-wave velocities of the Xishancun landslide, Sichuan, China, inferred from high-frequency receiver functions of local earthquakes. Science China Earth Sciences, 64(7): 1195–1206, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9734-5>

像)同样也能获得一定精度的浅层结构信息。例如, Meric等(2007)采用噪声层析成像方法发现法国“Super Sauze”和“Saint Guillaume”滑坡体S波速度普遍低于 0.3km s^{-1} , 并且其底层和基岩层存在大的速度差异。

泊松比和S波速度是研究滑坡体岩石性质和结构特征的两个重要参数。在含55~75wt% SiO_2 的岩石中, 泊松比随 SiO_2 的减少近似表现为线性增加的趋势(Christensen, 1996)。由于S波速度不能在液体中传播, 富含流体的岩石往往会伴随着极大降低的S波速度和显著增大的泊松比(Vernik, 1997; Hamada, 2004; Ji等, 2009)。

接收函数方法被广泛用来反演地震台站下方的泊松比和S波速度结构特征(Langston, 1979; Zhu和Kanamori, 2000; Wei等, 2016; Wang等, 2017)。本文首先论证了提取能研究滑坡体结构的近震高频接收函数的可行性, 然后采用最新发展的接收函数 V_p - k 叠加方法(危自根等, 2017)和非线性波形反演方法(Li等, 2010)反演中国四川西山村滑坡体密集台站下方的泊松比和S波速度。本文成像结果结合钻孔和ERT观测数据被用来进一步分析西山村滑坡体的结构和稳定性特征。

2 地质背景

四川省理县通化镇西山村滑坡位于青藏高原和四川盆地转换带的龙门山构造区(图1)。该区自新生代以来受青藏高原隆升影响, 构造活跃且中强地震频发(Deng等, 2003)。2008年汶川 M_s 8.0级大地震发生后, 离震中约50km的西山村滑坡受到了显著影响, 形成了几条巨大裂缝, 部分房屋产生裂缝甚至倒塌。因此, 西山村滑坡稳定性研究和治理是一项非常紧迫的科研和工程任务。西山村滑坡属于亚热带季风气候, 植被覆盖率低。滑坡体纵长约4200m, 横宽约1700m, 前后缘高程分别约为1500和2910m。滑坡体为特大型土质滑坡, 由第四系全新统崩坡积层和第四系残坡积层组成(Su等, 2015), 厚度小于100m, 规模达 $1.7 \times 10^8 \text{m}^3$, 从坡脚到坡顶可分为h1、h2和h3三部分(林强, 2016)。其中, h1滑坡主滑方向为 178° , 总体坡度 $20.5^\circ \sim 32^\circ$; h2滑坡主滑方向为 208° , 坡度平均约 22° ; h3滑坡主滑方向为 208° , 坡度平均约 25° (图1)。滑坡变形主要由局部挤压和伸展作用引起, 集中在h1坡体前缘, h2坡体海拔变形剧烈

区以及h3坡体的局部区域(林强, 2016)。

在汶川 M_s 8.0级大地震后, 已经开展了一些关于西山村滑坡的研究工作。钻孔资料表明(林强, 2016), 滑坡体厚度主要在20~80m变化, 地层结构由下至上为强风化千枚岩、砾石土和第四纪洪积层, 基岩主要为泥盆系强风化/中风化千枚岩(图1)。此外, ERT数据(Xu等, 2016)揭示了基岩和第四纪沉积物之间的圈定界面。Su等(2015)采用面波空间自相关方法反演了h1坡体一个地震台下方的S波速度, 发现台站下方横波速度主要在 $0.1 \sim 0.4\text{km s}^{-1}$ 范围内变化。危自根等(2017)采用高频接收函数波形反演方法发现在h1坡体上的三个地震台站下方的滑坡底层普遍存在低速层。基于高分辨率卫星观测数据, Shi等(2016)发现西山村滑坡东部位移大于西部, 最大位移出现在滑坡前缘, 日位移约0.521cm。钻孔倾斜仪测量得到的剧烈形变区同样位于滑坡前缘, 该处微震频繁(盛敏汉等, 2018)。上述观测结果提供了西山村滑坡体大量有价值信息, 然而, 对S波速度和泊松比等其他物理参数也有必要研究, 以获得更为详细和全面的滑坡体结构和稳定性特征。

2016年12月, 中国科学院精密测量科学与技术创新研究院大地测量与地球动力学国家重点实验室在西山村滑坡布设了60个流动地震观测仪。这些台站装备了Guralp CMG-40T地震计(100Hz~2s)和RefTek 130数据采集器, 台间距约100~400m, 观测周期为3个月。这些台站中, 有9个台站距离钻孔小于2m, 便于和钻孔数据进行对比研究。

3 近震高频接收函数

3.1 高频接收函数提取可行性分析

当地震P波近垂直入射到间断面上时(图2a), 通过反褶积径向和垂直分量可以得到消除震源效应的主要由间断面转换波、反射波以及多次波组成的接收函数波形(Langston, 1979)。远震接收函数被广泛用来反演壳幔结构(Chu等, 2010; Chen和Niu, 2016; Wei等, 2016; Li等, 2019)。由于地球对地震波高频信号的衰减作用, 远震接收函数很难有效反演浅层结构信息。然而, 近震数据由于其高达数十赫兹的信号, 能被用来探测浅层结构特征(如滑坡体结构), 并已经被用来研究浅表沉积层的结构信息(Ni等, 2014; Tao等, 2014; 危自根等, 2017)。

图 1 西山村滑坡构造背景、地震台站和钻孔分布

(a) 西山村(灰色矩形)和2008年 $M_s 8.0$ 汶川地震(红色五角星)位置。插图展示了研究区构造背景。(b) 地震台站(蓝三角)、钻孔(红实心圆)和滑坡轮廓(绿线), 黑色曲线为地形等高线(m), 粉红色线标明了由成都理工大学提供的滑坡体上一条工程地质剖面位置, 剖面情况见(c)

图 2 滑坡体底界面P波入射角(θ)理论分析

s 、 d 和 α 分别表示震中距、震源深度和滑坡倾角

我们理论计算了入射到滑坡体底界面的近震P波震相的入射角 θ (图2)。假设地震来自滑坡体北侧(图2a), 采用和西山村滑坡体一致的 25° 倾斜角 α 和观测台站记录到的近震震中距 s 和震源深度 d , 理论计算表明在

15、30和45km震中距和10km震源深度条件下, 入射角 θ 分别为 31.3° 、 46.6° 和 49.8° 。鉴于速度一般随着深度增加而增大, 滑坡体底界面入射角 θ 将会更小, 接近于 $30^\circ \sim 95^\circ$ 震中距远震P波在Moho底界面的入射角

(Yuan, 2000). 基于和西山村滑坡厚度和速度相似的模型(Laske等, 2013; 林强, 2016; 曾求等, 2020), 我们使用Haskell方法计算了不同射线参数的径向(R)和垂向(Z)分量(Haskell, 1962), 并在P波前0.1s和后0.5s时窗内采用时间域迭代反褶积方法计算了高斯系数为40的径向接收函数(RI) (网络版附图S1, <http://earthcn.scichina.com>; Zhu和Kanamori, 2000). 接收函数波形清晰显示了来自滑坡体底界面的P、Ps和PpPs震相. 上述入射角和接收函数的理论分析, 表明基于近震数据提取接收函数是可行的并且西山村滑坡体底界面P波震相入射角满足近垂直入射的要求.

3.2 接收函数提取

流动地震台站布设期间, 在西山村滑坡北侧发生了16个14~81km震中距和1.0~2.5震级的地震事件. 针对这些事件, 我们选取具有清晰直达P波震相的三分量波形来进一步提取接收函数(网络版附表S1).

在传统远震接收函数研究中, 地震仪记录的垂直分量往往垂直于地表(图3a). 接收函数提取主要包括旋转东西(E)、南北(N)和垂直分量(Z)到径向(R)、切向(T)和垂直(Z)分量, 然后反褶积Z分量和R、T分量. 对于西山村滑坡来说, 地震仪记录的垂直分量不垂直于滑坡体表面(图3b). 因此, 我们基于不同滑坡块体的滑动方向和倾角, 将地震仪记录到的ENZ分量旋转为新的LTQ分量(Ping等, 2020). 其中, Q垂直于滑坡表面, L和T平行于滑坡体表面(旋转矩阵参考网络版附图S2). 旋转后的波形在P波前0.1s和后0.5s时间窗和40的高斯因子条件下采用时间域迭代反褶积(Zhu和Kanamori, 2000)提取接收函数. 图3c展示了台站d09记录到的原始ENZ和旋转后的LQ分量以及提取的径向接收函数(RI)波形. 该接收函数清晰的展示了来自于西山村滑坡体底界面的P、Ps(~0.08s)和PpPs(0.18s)震相(图3c).

对于提取的接收函数, 我们舍弃了P波震相不清晰, Ps和PpPs相位不能有效识别的波形, 并把单台所有接收函数叠加成一个波形(图4, 网络版附表S2). 叠加的接收函数波形都清晰地显示出来自于滑坡体底界面的转换Ps和多次反射波PpPs. Ps和PpPs震相都显示出正的能量, 表明基岩速度显著高于滑坡体速度, 并且西山村滑坡体没有位于黏土层中(Bièvre等, 2011), 与钻孔数据一致. 部分台站(如s29和d13)直达P波相对

于0时刻存在时间延迟, 表明滑坡地表附近存在低速薄层. 不同台站Ps和PpPs震相的振幅和到时存在差异, 表明西山村滑坡体具有强烈的横向不均匀性.

4 接收函数成像

4.1 接收函数 V_p - k 叠加成像

对于单层模型, 接收函数直达P波后主要包括来自于间断面的Ps转换震相、PpPs和PpSs+PsPs多次反射波震相. 这些震相和直达P波到时差可以联合起来约束地层的厚度和 V_p/V_s 比值(Zhu和Kanamori, 2000). 接收函数 V_p - k 叠加方法能用来同时获得层间平均P波速度和 V_p/V_s 比值(危自根等, 2017). 该方法定义了 V_p - k 域内的叠加函数 $S(V_p, k)$:

$$S(V_p, k) = w_{Ps}r(t_{Ps}) + w_{PpPs}r(t_{PpPs}) - w_{PpSs+PsPs}r(t_{PpSs+PsPs}), \quad (1)$$

其中, V_p 和 k 为层内平均P波速度和 V_p/V_s 比值, $r(t)$ 为径向接收函数, t_{Ps} 、 t_{PpPs} 和 $t_{PpSs+PsPs}$ 为不同震相的理论到时, w_{Ps} 、 w_{PpPs} 和 $w_{PpSs+PsPs}$ 为满足三者之和为1的加权系数. 当给定层厚度 h 时, 最佳 V_p 和 k 对应着 V_p - k 域内最大叠加振幅. 泊松比(σ)与 V_p/V_s 比值具有一一对应的关系, 可以参考以下公式获得:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left(1 - [(V_p/V_s)^2 - 1]^{-1} \right). \quad (2)$$

理论分析表明(图5), V_p 和 h 之间存在明显的正相关关系, V_p/V_s 和 h 之间存在弱的负相关关系. 当层厚度 h 从50m增加到60m时, V_p 变化接近17.0%(0.152km s⁻¹), V_p/V_s 比值变化不到-0.3%(-0.01). 因此, V_p - k 叠加得到的 V_p/V_s 比值受初始层厚度 h 的影响较小, 接近于真实值.

钻孔获得的西山村滑坡厚度信息能为采用接收函数 V_p - k 叠加方法反演台站下方结构提供参考. 我们将12个钻孔得到的厚度数据投影到滑坡的垂直深度上(网络版附表S2), 然后采用Kriging方法(图6a)把这些厚度差值到滑坡体上, 并将这些值作为下一步接收函数 V_p - k 叠加的初始厚度 h . 基于滑坡底界面Ps、PpPs和PpSs+PsPs震相信噪比特征, 我们赋予这3个震相权重值分别为0.5、0.5和0.0. 图5b展示了典型台站s16叠加的接收函数和 V_p - k 叠加结果. V_p - k 叠加结果具有小的不确定性, 其不同震相理论到时应接收函数的最大振幅, 表明得到的 V_p/V_s 值的可靠性.

图3 接收函数提取示意图

(a) 传统远震接收函数三分量的射线路径; (b) 滑坡体原始和旋转的三分量波形路径; (c) 台站d09记录到的2016:357:09:37:15地震事件的原始ENZ分量、旋转LQ分量以及提取的径向接收函数(RI)

图6b展示了西山村滑坡40个台站下方的泊松比值。泊松比主要在0.33~0.47范围内变化,并表现出强烈的横向变化特征。高泊松比值(>0.44)主要分布在滑坡上不同块体的交界区域以及h2块体的西缘。这些高异

常泊松比区域与房屋、树木、微震和形变密集强烈区域没有直接对应关系。比如,大形变(ZK2)(Shi等, 2016)和微震密集区(盛敏汉等, 2018)都分布在泊松比相对较低的区域。

图4 40个台站叠加后的接收函数波形

(a) 台站分布, 蓝色三角形和黑色圆点标明台站和钻孔位置; (b)和(c) 各台站下方接收函数波形

图5 接收函数 V_p - V_p/V_s 叠加示意图(a) 射线参数 p 为 0.16 s km^{-1} ; (b) 台站s16接收函数 V_p - k 叠加结果, 上图展示了叠加后的接收函数, 下图为叠加能量分布图, 白色十字叉标记了最佳的 V_p 和 V_p/V_s 比值

4.2 接收函数波形拟合

接收函数波形反演方法通过拟合实际和理论接收函数波形被广泛用来反演地震台站下方的S波速度结

构(Chu等, 2010). 初始模型设置中, 滑坡体设为相同厚度的3层, 层厚度和 V_p/V_s 比值参考接收函数 V_p - k 叠加结果并分别在100%、100%和10%的层厚范围内变化, 各层的S速度被允许在 $0\sim 1.0\text{ km s}^{-1}$ 内变化. 基岩S波速度

图 6 西山村滑坡厚度(a)和平均泊松比(b)分布

圆圈和三角形分别标明钻孔和地震台站位置

固定在 2.0 km s^{-1} , 拟合接收函数波形时间窗为 $0\sim 0.3\text{ s}$. 基于差异演化非线性全局优化算法的接收函数波形反演方法(Li等, 2010), 最终得到了30个台站下方的S波速度(图7). 在这些台站中, 合成接收函数和观测数据的P、Ps和PpPs震相至少有两个波形拟合得较好. 针对台站d17, 采用交叉卷积不匹配方法(Li等, 2019)进行了接收函数波形反演的稳定性分析. 结果表明, 最终模型与随机生成的30个模型的交叉卷积不匹配比值都低于0.3, 支持波形反演结果的稳定性和台站下方滑坡体底部低速层的存在(网络版附图S3).

结果表明滑坡体S波速度主要在 $0.05\sim 0.9\text{ km s}^{-1}$ 范围内变化, 并且横向和垂直向变化大(图8). 在10和30m深度, 台站s15下的S波速度明显高于周边区域. 值得注意的是, $>1.0\text{ km s}^{-1}$ 的速度值出现在30m深度h1底部

(图8b)和50m深度h1和h2的局部地区(图8c). 这些高速度值区域对应着岩床, 与滑坡体厚度变化一致(图6a).

5 讨论

5.1 滑坡体泊松比

西山村滑坡体泊松比普遍高于0.33, 显著大于全球地壳平均值0.27(Christensen, 1996). 滑坡体高的泊松比与工程地质研究观测到的该区高渗透性的第四纪松散沉积和大孔隙砾石土层的富水环境相一致(林强, 2016). 此外, 异常高(>0.44)的泊松比(图6b)主要分布在不同块体的交界区域以及h2的西边缘, 大致对应滑坡体厚度剧烈变化(图6a)和异常低速区域(图8a和8b), 表明滑坡体显著的横向不均匀性. 野外调查显示, 2008年汶

图7 接收函数波形拟合

(a) 台站分布; (b)和(c) 台站记录到实际(黑线)和理论接收函数(红线)波形, 圆圈标记了 V_p - k 叠加结果对应的Ps和PpPs震相的理论到时

川大地震后, 滑坡上发育了许多裂隙、裂缝和破碎区域。降雨很可能沿这些路径优先向下渗透, 并在滑坡厚度变化剧烈的局部区域累积(Xu等, 2016), 进而导致局部高泊松比和低速异常。这些滑坡异常区往往由于岩石富水和高孔隙度性, 总体上剪切强度弱和稳定性差, 在一定程度上是潜在的危险区。

5.2 滑坡体剪切波速度

本文观测结果表明, 西山村滑坡体S波速度具有显著的横向和纵向变化特征(图8)。S波速度的非均质性尺度大于本研究使用的接收函数分辨率, 表明其横向和纵向变化的可靠性。对具有高速异常的台站s15(图8a和图8b), 理论波形和观测的接收函数的Ps和PpPs震相拟合很好(图7)。当改变反演参数和搜索范围时, 合成和理论接收函数Ps和PpPs震相拟合较差。台站s15的接收函数主要震相与相邻台站(s12、s16和s19)对应震相的到时和振幅存在显著差异(图7)。上述分析表明, 台站s15下方的S波速度相对可靠, 其高速特征表明了滑坡体的局部结构异常。滑坡体可以大致分为上下两层(图8d~8f)。滑坡体底层厚度主要在10~30m范围内变化, S波速度主要在 $0.05\sim 0.2\text{ km s}^{-1}$ 范围内变化, 显著低于顶层。以台站s13为例, 测试不同速度模型的合成接

收函数验证滑坡体底部低速层的可靠性(图9)。采用反射率方法(Levin和Park, 1997)反演相同参数计算不同模型的理论接收函数。结果表明, 当改变低速体的位置和大小, 无论到时还是波形理论接收函数都与实际观测数据存在大的差异。因此, 我们认为滑坡体底部, 至少台站s13下方, 确实存在低速异常。

Line 3(图8g)滑坡体底层低速层大致对应ERT观测到的高导电特性(Xu等, 2016)。钻孔资料显示, 西山村滑坡体中下层主要富集粒径小的粉砂胶结砾石土岩石, 孔隙度要高于上覆卵砾石黏土(林强, 2016; Xu等, 2016)。此外, 汶川大地震发生后, 滑坡体上发育了大量裂缝。地表水可能沿着这些裂缝往下渗透并在中下层堆积。这种富水和高孔隙度特征与本研究观测到的滑坡底层低的S波速度和高的导电性(Xu等, 2016)一致, 进一步证明了上述两种观测结果的可靠性。

6 总结

本文基于布设在西山村滑坡上的密集流动台阵记录到的近震数据, 提取了高频接收函数并反演了台站下方滑坡体的平均泊松比和S波速度。结果表明滑坡体泊松比和S波速度都存在小尺度的不均匀性特征。

图 8 滑坡体S波速度

(a)~(c) 滑坡不同深度以及典型剖面; (d)~(f) S波速度剖面; (g) 两钻孔岩性和对应的S波速度和Line 3剖面的电阻率分布(Xu等, 2016), 已获得 Applied Geophysics使用许可

图9 典型台站s13底层低速可靠性分析

(a)、(b) 实际观测数据(黑线)和不同模型对应的理论接收函数; (c)、(d) 不同速度模型, 模型0指本文波形反演得到的接收函数对应速度模型

异常高的泊松比(>0.44)主要分布在不同块体的交界区域和h2块体的西缘, 大致对应滑坡厚度变化剧烈的区域。这些区域容易在滑坡体内积水进而降低其抗剪强度, 是潜在危险区。结果还显示在滑坡体底层普遍存在低速层, 与该处低阻特性相对应, 可能由底部富水引起。

泊松比和S波速度可以为研究西山村滑坡的结构和稳定性特征提供重要信息。然而, 由于滑坡体强烈的三维非均匀性特征, 单纯依靠单台下方的泊松比和S波速度难以得到全面的滑坡结构特征。将多种观测数据和不同学科方法进行联合反演, 可以在较大程度上促进滑坡结构、运动学以及动力学研究, 是下一步研究的主要方向。

致谢 感谢成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室和同济大学提供钻孔数据。

参考文献

- 林强. 2016. 理县西山村滑坡结构分析及稳定性评价. 硕士学位论文. 成都: 成都理工大学
- 盛敏汉, 储日升, 危自根, 包丰, 郭爱智. 2018. 四川省理县西山村滑坡运动变形过程中的微震研究. 地球物理学报, 61: 171–182
- 危自根, 储日升, 李志伟, 盛敏汉, 张海江, 王宝善. 2017. 利用近震高频接收函数研究四川理县西山村滑坡体结构. 地球物理学报, 60: 3793–3803
- 曾求, 储日升, 曾祥方, 崇加军. 2020. 利用地震背景噪声提取西山村滑坡高频面波信号. 地球物理学报, 63: 1830–1843
- Bièvre G, Kneiss U, Jongmans D, Pathier E, Schwartz S, van Westen C J, Villemin T, Zumbo V. 2011. Paleotopographic control of landslides in lacustrine deposits (Trièves plateau, French western Alps). *Geomorphology*, 125: 214–224
- Cassiani G, Godio A, Stocco S, Villa A, Deiana R, Frattini P, Rossi M. 2009. Monitoring the hydrologic behaviour of a mountain slope via

- time-lapse electrical resistivity tomography. *Near Surf Geophys*, 7: 475–486
- Chambers J E, Wilkinson P B, Kuras O, Ford J R, Gunn D A, Meldrum P I, Pennington C V L, Weller A L, Hobbs P R N, Ogilvy R D. 2011. Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK. *Geomorphology*, 125: 472–484
- Chen Y L, Niu F L. 2016. Joint inversion of receiver functions and surface waves with enhanced preconditioning on densely distributed CNDN stations: Crustal and upper mantle structure beneath China. *J Geophys Res Solid Earth*, 121: 743–766
- Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J Geophys Res*, 101: 3139–3156
- Chu R S, Helmberger D V, Sun D Y, Jackson J M, Zhu L P. 2010. Mushy magma beneath Yellowstone. *Geophys Res Lett*, 37: L01306
- Davis J L, Annan A P. 2010. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys Prospect*, 37: 531–551
- Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, Yang X P, Min W, Chu Q Z. 2003. Basic characteristics of active tectonics of China. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 46: 356–372
- Evans S G, Hungr O. 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Can Geotech J*, 30: 620–636
- Grandjean G, Gourry J C, Sanchez O, Bitri A, Garambois S. 2011. Structural study of the Ballandaz landslide (French Alps) using geophysical imagery. *J Appl Geophys*, 75: 531–542
- Guzzetti F, Mondini A C, Cardinali M, Fiorucci F, Santangelo M, Chang K T. 2012. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Sci Rev*, 112: 42–66
- Hamada G M. 2004. Reservoir fluids identification using V_p/V_s ratio? *Oil Gas Sci Tech-Rev IFP*, 59: 649–654
- Haskell N A. 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves. *J Geophys Res*, 67: 4751–4768
- Huang R Q, Fan X. 2013. The landslide story. *Nat Geosci*, 6: 325–326
- Hübner R, Heller K, Günther T, Kleber A. 2015. Monitoring hillslope moisture dynamics with surface ERT for enhancing spatial significance of hydrometric point measurements. *Hydrol Earth Syst Sci*, 19: 225–240
- Hungr O, Leroueil S, Picarelli L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11: 167–194
- Ji S C, Wang Q, Salisbury M H. 2009. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio. *Tectonophysics*, 463: 15–30
- Korup O, Seidemann J, Mohr C H. 2019. Increased landslide activity on forested hillslopes following two recent volcanic eruptions in Chile. *Nat Geosci*, 12: 284–289
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J Geophys Res*, 84: 4749–4762
- Laske G, Masters G, Ma Z. 2013. Update on CRUST1.0—A 1-degree Global Model of Earth's Crust. In: EGU General Assembly Conference. EGU General Assembly Conference Abstracts
- Levin V, Park J. 1997. Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver functions. *Geophys Res Lett*, 24: 1283–1286
- Li G L, Niu F L, Yang Y J, Tao K. 2019. Joint inversion of Rayleigh wave phase velocity, particle motion, and teleseismic body wave data for sedimentary structures. *Geophys Res Lett*, 46: 6469–6478
- Li Z W, Hao T Y, Xu Y, Xu Y, Roecker S. 2010. A global optimizing approach for waveform inversion of receiver functions. *Comput Geosci*, 36: 871–880
- Meric O, Garambois S, Malet J P, Cadet H, Gueguen P, Jongmans D. 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bull Soc Géol France*, 178: 137–148
- Ni S D, Li Z W, Somerville P. 2014. Estimating subsurface shear velocity with radial to vertical ratio of local P waves. *Seismol Res Lett*, 85: 82–90
- Ping P, Chu R S, Zhang Y, Xie J. 2020. Enhancing signal-to-noise ratios of high-frequency Rayleigh waves extracted from ambient seismic noises in topographic region. *Bull Seismol Soc Amer*, 110: 793–802
- Shi B, Liu C, Wu H, Lu P. 2016. Elementary analysis of the mechanism of Xishan Landslide based on pixel tracking on VHR images. *IJGE*, 2: 53–71
- Su L, Xu X, Liao H, Geng X Y. 2015. Shear wave velocity analysis of a deep seated gravel landslide structure using the microtremor survey method. *IOP Conf Ser-Earth Environ Sci*, 26: 012026
- Tao K, Liu T Z, Ning J Y, Niu F L. 2014. Estimating sedimentary and crustal structure using wavefield continuation: Theory, techniques and applications. *Geophys J Int*, 197: 443–457
- Tingey B E, McBride J H, Thompson T J, Stephenson W J, South J V, Bushman M. 2007. Study of a prehistoric landslide using seismic reflection methods integrated with geological data in the Wasatch Mountains, Utah, USA. *Eng Geol*, 95: 1–29
- Vernik L. 1997. Predicting porosity from acoustic velocities in siliciclastics: A new look. *Geophysics*, 62: 118–128
- Wang W L, Wu J P, Fang L H, Lai G J, Cai Y. 2017. Sedimentary and crustal thicknesses and Poisson's ratios for the NE Tibetan Plateau and its adjacent regions based on dense seismic arrays. *Earth Planet Sci Lett*, 462: 76–85
- Wei Z G, Chen L, Li Z W, Ling Y, Li J. 2016. Regional variation in

- Moho depth and Poisson's ratio beneath eastern China and its tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 115: 308–320
- Xu C, Xu X W, Yao X, Dai F C. 2014. Three (nearly) complete inventories of landslides triggered by the May 12, 2008 Wenchuan M_w 7.9 earthquake of China and their spatial distribution statistical analysis. *Landslides*, 11: 441–461
- Xu D, Hu X Y, Shan C L, Li R H. 2016. Landslide monitoring in southwestern China via time-lapse electrical resistivity tomography. *Appl Geophys*, 13: 1–12
- Yamada M, Mori J, Matsushi Y. 2016. Possible stick-slip behavior before the Rausu landslide inferred from repeating seismic events. *Geophys Res Lett*, 43: 9038–9044
- Yuan X H. 2000. Teleseismic receiver function study and its application in Tibet and the central Andes. Doctoral Dissertation. Berlin: Freie Universität
- Zhu L P, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J Geophys Res*, 105: 2969–2980

(责任编辑: 郑勇)