

利用高频 GPS 数据反演地震要素

张环宇¹, 林吉航¹, 陈庭^{1,2}

(1. 武汉大学 测绘学院, 武汉 430072;

2. 地球空间环境与大地测量教育部重点实验室, 武汉 430072)

摘要: 介绍了利用高频 GPS 观测数据反演地震要素的原理和方法. 以 2019 年 7 月 4 日和 7 月 6 日发生在美国加州里奇克莱斯特的地震为研究对象, 首先利用 PRIDE PPP-AR 软件进行动态精密单点定位解算以获得测站的位移时间序列, 然后使用 S 变换对位移时间序列去噪, 再根据去噪后的时间序列提取地震波的振幅与周期, 并提出双重 3-sigma 法则以分别提取地震波的体波和面波到达时, 最后据此反演出地震的震中位置、震级以及发震时刻. 根据本文提出的方法反演得到的震中位置与美国地质勘探局 (USGS) 发布的位置偏差在 10 km 左右, 震级偏差在 0.2 级左右, 发震时刻偏差在 20 s 以内. 结果表明, 利用高频 GPS 数据可以较为准确地反演出地震要素.

关键词: 高频 GPS; S 变换; 折中阈值滤波; 地震波; 地震要素反演

中图分类号: P228.49 **文献标志码:** A **文章编号:** 1008-9268(2020)06-0037-09

0 引言

在地震发生后, 快速、准确地反演出地震的相关要素是地震预警工作开展的前提. 由于高频 GPS 技术相较传统技术具有诸多优点, 例如能够直接解算得到瞬时的地表三维位移、在反演震级时不存在饱和现象、误差不随时间积累等^[1], 其在地震学中的应用越来越广泛.

目前利用高频 GPS 观测数据反演地震要素的简要流程是: 首先通过精密单点定位 (PPP) 或差分相对定位对高频 GPS 观测数据进行动态解算; 然后使用 S 变换或恒星日滤波等方法对解算结果进行去噪处理; 接着使用长短时窗法或阈值探测法等探测地震波到时, 再利用人工识别法识别地震波振幅与周期; 最后使用网格搜索法或最小二乘法等求解震中位置以及地震波传播速度, 使用经验公式或有限断层反演法等反演震级, 再使用平均法反演地震发震时刻. 根据测站位置分布以及震动幅度, 还可初步判断地震断层类型以及断裂带的走向等^[2-6].

本文系统地阐述了高频 GPS 数据处理以及地震要素反演的流程和相关理论, 完整地实现了这一流程, 提出了拾取地震中体波和面波到达时刻的双重 3-sigma 法则, 并设计了自动提取地震波振幅与周期的算法. 最后以 2019 年 7 月美国加州里奇克莱斯特群震中震级较大的两场地震作为对象进行研究.

将本文的反演结果与美国地质勘探局 (USGS) 发布的结果进行比对, 发现二者较为接近, 可考虑将本文描述的方法应用于地震要素反演与预警工作中.

1 高频 GPS 观测数据处理

1.1 数据获取

本文使用的高频 GPS 观测数据来源于美国卫星导航系统与地壳形变观测研究大学联合体 (UNAVCO) 布设的 GPS 监测网络, 选用数据的观测频率为 1 Hz, 下载地址为 <ftp://data-out.unavco.org/pub/>.

收稿日期: 2020-08-12

资助项目: 国家基础重点研发项目 (2016YFC1401506)

通信作者: 陈庭 E-mail: tchen@sgg.whu.edu.cn

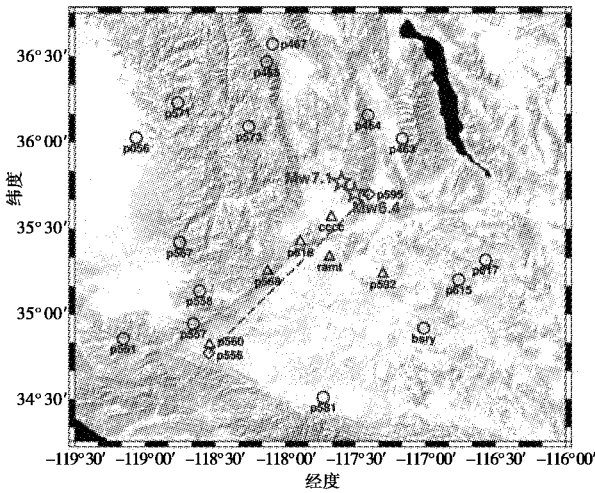
1.2 数据解算策略

PPP 与差分相对定位是目前高频 GPS 观测动态解算的两种常用方法. 由于差分相对定位需要选取 1 个或多个参考站. 当离震中位置较近时, 参考站亦会受到地震影响; 但若离震中位置过远, 基线的解算精度又会降低. 相对而言, PPP 无需参考站即可直接定位, 较为灵活. 因此, 本文研究决定使用 PPP 方法解算高频 GPS 观测数据, 具体的解算工作通过武汉大学卫星导航定位技术研究中心研制的 Pride PPP-AR 软件^[7]实现.

1.3 解算结果

最初选取了分布在震中附近的 30 个测站. 首先通过软件解算得到相应的位移时间序列, 观察发现部分测站的位移时间序列在地震前后没有明显的起伏, 推测为这些测站受到的地震影响较小, 在后续的处理中没有考虑这些震动不明显的测站.

最终在研究 2019 年 7 月 4 日的地震时采用 cccc、p556、p560、p568 等一共 8 个测站; 而在研究 2019 年 7 月 6 日的地震时采用 bsry、cccc、p056、p463 等共 21 个测站, 如图 1 所示.



注: 三角形测站在两次地震中均有明显位移, 菱形测站仅在 7 月 4 日地震中有明显位移, 圆形测站仅在 7 月 6 日地震中有明显位移. 虚线代表 7 月 4 日地震中有明显位移的测站的大致分布走向.

图 1 测站分布图

绘制选取测站对应的位移时间序列;

从图 2 和图 3 可以看出, 解算结果的平面精度明显优于高程精度, 在后续解算过程中仅利用了平面上的位移时间序列.

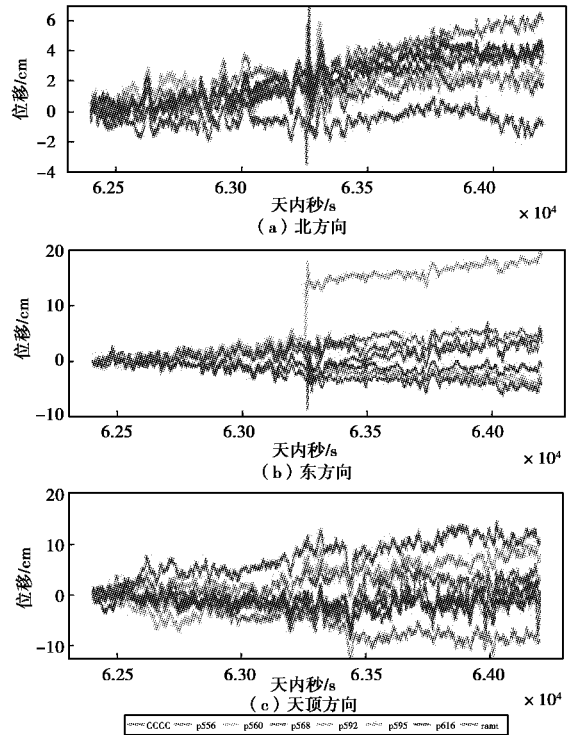


图 2 2019 年 7 月 4 日地震前后各测站三方向位移

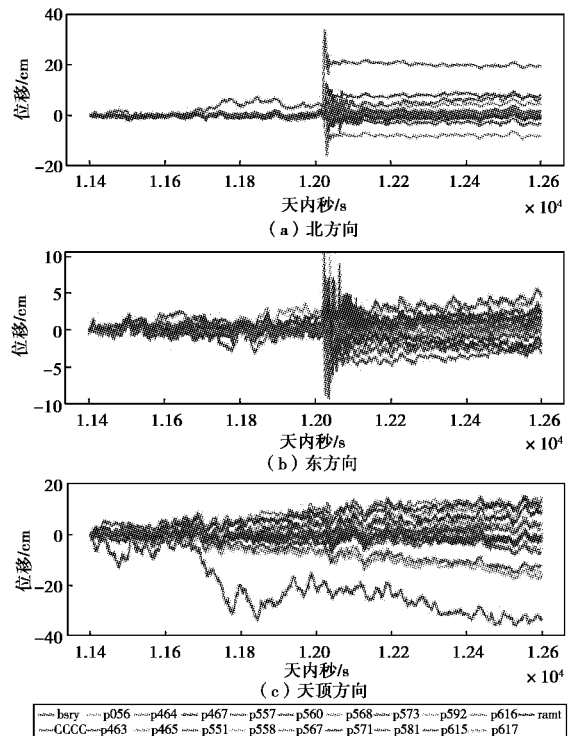


图 3 2019 年 7 月 6 日地震前后各测站三方向位移

1.4 位移时间序列去噪

上述解算后得到的位移时间序列中包含一定程度的噪声, 消除或减弱噪声的影响, 能提高后续

工作的准确性和效率。

1.4.1 S 正变换

S 变换是一种结合了小波变换和短时傅里叶变换的可逆时频域定位技术^[8],具有较高的时频分辨率,被广泛应用于信号处理领域。对于一个时间序列函数 $h(t)$,其 S 变换的数学公式为^[9-11]

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\tau-t)^2 f^2}{2}} e^{-i2\pi ft} dt. \quad (1)$$

式中: τ 为控制高斯窗口在时间轴上移动的参数; f 为频率。

将 S 变换谱随时间进行平均,可将其转换为傅里叶变换谱

$$\int_{-\infty}^{\infty} S(\tau, f) d\tau = H(f). \quad (2)$$

式中, $H(f)$ 是时间序列 $h(t)$ 的傅里叶变换。

在实际处理时,需要采用离散形式进行时频域变换。时间序列函数 $h(t)$ 的离散形式表示为 $h[kT]$, $k = 0, 1, \dots, N-1$ 。其中 T 为采样时间间隔。

傅里叶变换的离散形式为^[9-10]

$$H\left[\frac{n}{NT}\right] = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} h[kT] e^{-\frac{2\pi i n k}{N}}. \quad (3)$$

式中, $n = 0, 1, \dots, N-1$ 。

当 $n \neq 0$ 时,S 正变换的离散形式为

$$S\left[jT, \frac{n}{NT}\right] = \sum_{m=0}^{N-1} H\left[\frac{m+n}{NT}\right] e^{-\frac{2\pi^2 m^2}{n^2}} e^{\frac{i2\pi m j}{N}}. \quad (4)$$

当 $n = 0$ 时

$$S[jT, 0] = \frac{1}{N} \sum_{m=0}^{N-1} h\left(\frac{m}{NT}\right). \quad (5)$$

利用 S 正变换可以将原始的时域信号进行二维时频域平面分解,一些原本在时域难以区分的信号(例如体波和背景噪声)由于其频率不同,通过 S 正变换后可以较好地地区分开来。

1.4.2 阈值函数选取

频率域常用的滤波函数有硬阈值滤波和软阈值滤波等。硬阈值滤波的表达式为

$$\phi_h(x) = \begin{cases} x, & |x| > \tau \\ 0, & |x| < \tau \end{cases} \quad (6)$$

软阈值滤波的表达式为

$$\phi_s(x) = \begin{cases} x - \text{sign}(x) \cdot \tau, & |x| > \tau \\ 0, & |x| < \tau \end{cases} \quad (7)$$

式中: x 表示频域信号,取绝对值表示信号幅值; τ 即为阈值,可由下式^[12]求得。

$$\tau = \frac{1}{0.6745} \text{Med}(|x|) \sqrt{2 \ln N}. \quad (8)$$

式中: $\text{Med}(\cdot)$ 表示求取数据对应的中位数,Med

$(|x|)/0.6745$ 是对信号噪声标准差的估计; N 为信号长度。

比较两个阈值函数的表达式:硬阈值滤波不会削弱信号的幅值,但会使信号在频率域发生突变,导致去噪后的结果出现局部抖动;软阈值函数采用特殊的处理方式避免了“一刀切”的现象,使频率域内的信号更平滑,但会削弱信号的幅值,造成一定的高频信息损失,导致信号在一定程度上失真^[3]。综合考虑,本文采用折中阈值滤波函数在频域对信号进行滤波处理,即

$$\phi(x) = \begin{cases} \text{sign}(x) \cdot (|x| - \alpha\tau), & |x| > \tau \\ 0, & |x| < \tau \end{cases} \quad (9)$$

式中: α 为折中系数,取值在 $[0, 1]$ 之间。当 $\alpha = 0$ 时,该函数退化为硬阈值滤波;当 $\alpha = 1$ 时,该函数退化为软阈值滤波。

折中阈值滤波可以在保证信号平滑的同时,尽可能地减小信号高频信息的损失。本文选取不同的 α 进行实验后,发现当 α 接近于 1 时,信号幅值会受到较大的削弱;当 α 接近于 0 时,滤波后反变换回时域的结果存在一些局部抖动现象;当 $\alpha = 0$ 时局部抖动尤其明显。结合地震要素反演工作的内容,我们更加关心的是地震波到达时测站的位移幅值,较为缓和的局部抖动现象可以通过一定的手段避免其影响。经过试验发现当 $\alpha = 0.1$ 时效果最好,本文在计算过程中也选用了该值。

1.4.3 S 逆变换

连续形式的 S 逆变换公式如下^[9-10]:

$$h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} S(\tau, f) d\tau \right\} e^{i2\pi ft} df. \quad (10)$$

类似地,在实际处理时需要使用离散形式的逆变换,公式如下^[9-10]:

$$h[kT] = \sum_{n=0}^{N-1} \left\{ \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} S\left[jT, \frac{n}{NT}\right] \right\} e^{\frac{i2\pi n k}{N}}. \quad (11)$$

通过 S 逆变换可将滤波后的信号重新转换到时域。

1.4.4 去噪结果

限于篇幅本文以 2019 年 7 月 4 日地震前后 cccc 测站北方向的位移时间序列为例进行说明。

绘制 cccc 测站滤波前后的位移时间序列与 S 变换谱,如图 4 所示。观察图 4(a) 和图 4(c) 可知当地震波到达测站后,在二维时频域平面上的 S 变换谱的能量值有明显的突变,同时地震波信号与背景噪声被很好地分离开来。

S变换谱经过折中阈值函数滤波处理之后,再反变换回时间域的效果如图4(b)和图4(d)所示。可以看出图4(c)变换谱中的背景噪声被有效去

除,同时能量幅值基本保持不变;经过S逆变换返回时间域后,位移时间序列变得更加平滑。

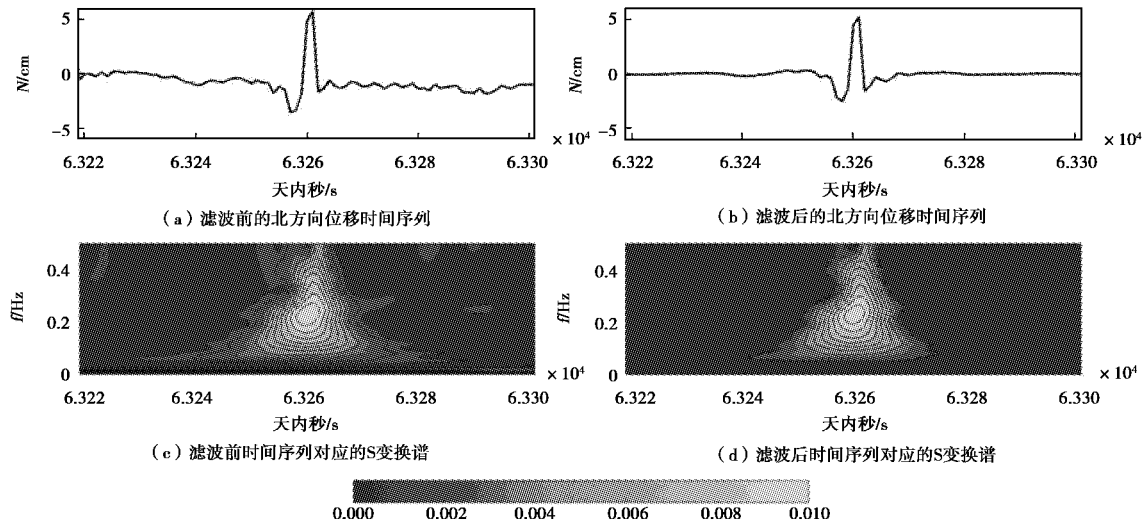


图4 cccc 测站北方向位移时间序列与S变换谱滤波前后对比(2019年7月4日,部分)

2 地震要素反演

通过分析去噪后的高频GPS位移时间序列,可以拾取地震波到达测站时刻,并反演出地震三要素(震中、震级、发震时刻)等相关信息。

2.1 拾取地震波到时

地震波是从震源产生的向四周辐射的弹性波,按传播方式可分为体波和面波两种类型。体波具体包括纵波(P波)和横波(S波)。纵波的传播速度

大致为5.5~7 km/s,横波的传播速度大致为3~4 km/s。地震发生后,纵波、横波与面波先后到达测站。

由于体波振幅较小,往往无法通过GPS观测获得;而面波能量强、振幅较大,所以通过GPS观测到的地表起伏往往是由面波引起的^[3]。

首先分别将原始的位移时间序列和经过滤波后的位移时间序列进行一阶差分获得对应的速度时间序列,同样以2019年7月4日cccc测站北方向位移为例。

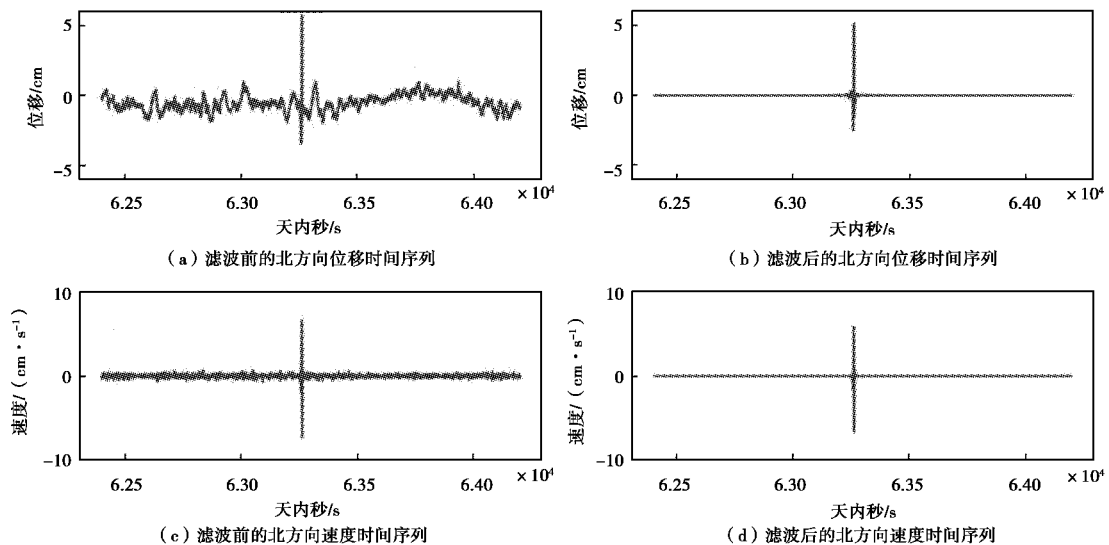


图5 cccc 测站北方向位移与速度时间序列滤波前后对比(2019年7月4日,部分)

原始的位移时间序列在一阶差分后,基本消除了长周期低频噪声的影响,明显更加稳定. 而经过 S 变换滤波后的位移时间序列在一阶差分后效果更佳.

由于体波的振幅较小,往往被背景噪声淹没,所以从原始的位移时间序列中仅能提取出面波到时. 利用 S 变换和折中阈值滤波对原始位移时间序列进行处理之后,可以较好地滤除背景噪声,提取出体波. 同时因为在 1.4.2 节中为了尽可能保证振幅不受干扰,选取的阈值函数折中系数较小,带来了一些局部抖动. 所以本文研究设计了双重 3-sigma 法则以先后拾取面波到时和体波到时,同时避免了由于局部抖动而对地震波到达测站的时刻产生误判.

具体的拾取流程如下:

1) 针对原始的速度时间序列,使用 3-sigma 法则判断拾取面波到时:若某一时刻的速度值大于之前 300 s 内速度值标准差的 3 倍,则认为在此时刻面波到达,记为 T_0 .

2) 对于经过 S 变换和折中阈值滤波平滑后的速度时间序列建立搜索区间 $[T_0-30, T_0]$ (单位:s. 当震中距在 200 km 以内时,体波与面波到时的理想差值大致在 30 s 之内),在该区间内再次使用 3-sigma 法则搜索体波到时,记为 T_1 .

最终得到面波和体波到达各个测站的时刻如图 6 所示.

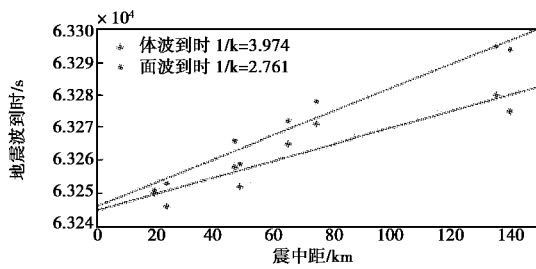
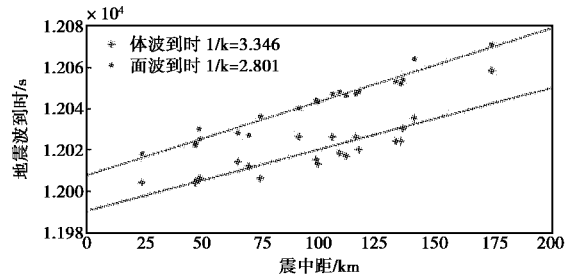


图 6 7 月 4 日地震中各测站体波与面波到时

从图 6 和图 7 可以看出地震波到达时刻与震中距之间大致呈线性正相关的关系,与实际情况相符. 对地震波到时和震中距进行线性拟合,所得直线斜率的倒数即为地震波传播速度. 7 月 4 日地震中体波波速为 3.974 km/s,面波波速为 2.761 km/s;而 7 月 6 日地震中体波和面波的传播速度则分别为 3.346 km/s 和 2.801 km/s.



注:图 6、图 7 中的震中距通过 USGS 网站公布的地震震中位置和测站位置计算.

图 7 7 月 6 日地震中各测站体波与面波到时

根据拟合直线斜率的倒数估算的体波与面波波速与理论上的传播速度存在一定的差距,原因可能是地震波实际的传播路径较为复杂,而本文采取的震中距为地表距离,没有考虑深度信息等.

2.2 震中位置反演

在拾取体波或者面波到达各个测站的时刻之后,便可以根据各测站的实际位置坐标来反演震中位置和地震波传播速度.

本文采用格网搜索法^[2]反演震中位置. 首先以测站网重心为原点,建立 $4^\circ \times 4^\circ$ 的大范围搜索区域,同时将格网分辨率设置为 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$.

然后按照行列顺序依次假定各个小格网的中心为震中,计算各个测站到该格网的距离. 为了简化计算模型,同时由于测站几乎分布在同一平面内导致三维几何结构强度较低^[3],本文仅在地球表面上进行搜索而忽略深度的影响. 已知 N 个测站的经纬度坐标分别为 $(B_1, L_1), (B_2, L_2), \dots, (B_N, L_N)$,当前格网坐标为 (B, L) ,则第 i 个测站到格网的距离 d_i 的表达式如下:

$$d_i = \arccos(\sin B_i \sin B + \cos B_i \cos B \cos(L_i - L))R. \quad (12)$$

其中, R 为地球半径.

接着计算地震波到时残差绝对值之和为

$$r = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=2}^N \left| \frac{d_j - d_i}{v} - (t_j - t_i) \right|. \quad (13)$$

其中地震波到时 t 为体波或面波到时. 体波到时等效于 P 波到时,所以若 t 为体波到时,速度 v 在 5.5 ~ 7 km/s 进行搜索;面波到时等于或者略晚于 S 波到时,所以若 t 为面波到时,速度 v 在 3 ~ 4 km/s 进行搜索. 当残差绝对值最小时,对应的格网点坐标即为反演的震中位置.

通过搜索,得到 7 月 4 日和 6 日地震中体波传播速度均为 5.5 km/s,面波传播速度均为 3 km/s.

反演的震中位置与 USGS 网站公布的震中位置如表 1 所示:

表 1 震中的反演位置与实际位置

日期	反演震中位置	USGS 测定位置
7. 4	35. 789°N, 117. 521°E	35. 705°N, 117. 504°E
	35. 739°N, 117. 471°E	
7. 6	35. 826°N, 117. 544°E	35. 770°N, 117. 599°E
	35. 776°N, 117. 644°E	

注:根据体波和面波到时可以分别反演震中的位置. 表格中 7 月 4 日和 6 日的第一个震中位置通过体波到时反演, 第二个震中位置通过面波到时反演.

反演的震中位置与参考的震中位置较为接近, 但仍有千米级的偏离. 这一偏差可能是在反演震中位置时假设地震波沿各个方向的传播速度相等时引入的. 在实际情况中由于地壳内部介质复杂且分布不均, 地震波在各个方向上的传播速度并不相等^[3].

2.3 震级反演

本文采用了四个震级经验公式反演震级并进行对比.

第一个经验公式是在 1967 年国际地震学与地球内部物理学协会 (IASPEI) 大会上推荐的莫斯科-布拉格经验公式 (IASPEI 公式)^[4], 该公式亦使用在国家标准《地震震级的规定》(GB 17740-2017) 中:

$$M = \lg(A/T) + 1.66\lg(\Delta) + 3.3. \quad (14)$$

式中: A 为地面峰值位移, μm ; T 为地震波周期, s ; Δ 为震中距, ($^\circ$).

采用的第二个震级经验公式是古登堡面波震级公式^[13]:

$$M = \lg(A/T) + 1.656\lg(\Delta) + 1.818. \quad (15)$$

第三个震级经验公式是 Crowell 等在 2013 年根据发生在加州和日本的数次地震的统计结果得到的经验公式^[2,14]:

$$M = \frac{\lg(A) + 5.013}{1.219 - 0.178\lg(\Delta)}. \quad (16)$$

第四个震级经验公式是由 Melgar 等在 2015 年根据往期地震数据回归分析得到的^[2,15]:

$$M = \frac{\lg(A) + 4.434}{1.047 - 0.138\lg(\Delta)}. \quad (17)$$

值得注意的是不同于式 (14) 和 (15), 式 (16) 和 (17) 中地面峰值位移 A 的单位为 cm , 震中距 Δ 的单位为 km , 并且公式中没有考虑地震波的周期.

地震波在某一方向上的振幅及其对应周期如

图 8 所示.

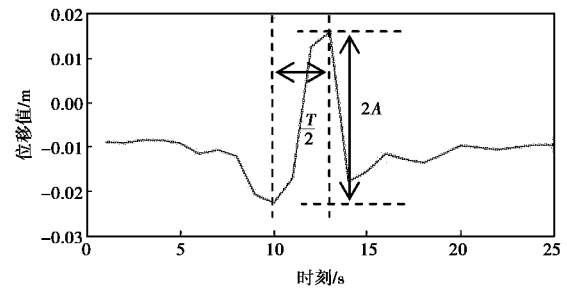


图 8 地震波振幅与周期示意图

本文设计了一套自动提取地震波在东西/南北方向上振幅与周期的算法, 流程如下:

1) 在地震波到达测站后, 在一段时间内 (如 60 s) 拾取一系列的东/西/南/北方向上位移极大值点与极小值点, 记录下各个极值点对应的时刻与位移值.

2) 对相邻的极值点的位移值作差, 最大的差值绝对值即代表振幅的 2 倍, 对应的时刻差即为地震波周期的一半.

地面峰值位移为东西向和南北向振幅的矢量和, 即 $A = \sqrt{A_{EW}^2 + A_{NS}^2}$. 当东西向和南北向周期不相等时, 采用如下加权公式计算地震波周期

$$T = \frac{T_{EW}A_{EW} + T_{NS}A_{NS}}{A_{EW} + A_{NS}}. \quad (18)$$

根据各测站拾取的地面峰值位移、地震波周期和震中距, 利用经验公式便可以计算出震级.

由于根据体波到时和面波到时搜索得到的震中位置存在略微的差别导致震中距不同, 二者反演的震级存在细微的差别, 本文决定取二者的平均值进行研究.

最终各个测站反演的震级如图 9 所示.

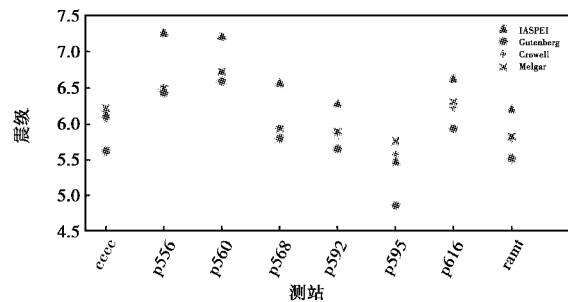


图 9 7 月 4 日各测站反演震级

取各测站反演震级的平均值作为最终的震级,

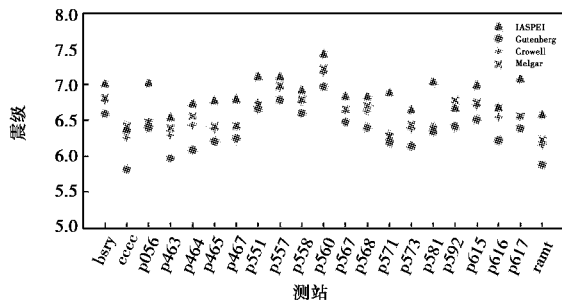


图 10 7 月 6 日各测站反演震级

7 月 4 日使用各经验公式反演的震级如表 2 所示.

表 2 2019 年 7 月 4 日地震反演震级对比

经验公式	反演震级
IASPEI	6.48
Gutenberg	5.80
Crowell	6.09
Melgar	6.14
USGS 测定	6.40

USGS 网站上公布的震级为 6.40 级,数据来源于加州综合地震网络(California Integrated Seismic Network)布设的强震仪加速度记录和测站台速度记录^[16].

本文根据高频 GPS 定位结果,利用 IASPEI 经验公式反演的震级为 6.48 级,与之十分接近.

7 月 6 日反演的震级如表 3 所示.

表 3 2019 年 7 月 6 日地震预测震级对比

经验公式	反演震级
IASPEI	6.87
Gutenberg	6.35
Crowell	6.56
Melgar	6.60
USGS 测定	7.10

7 月 6 日地震中根据高频 GPS 定位结果利用四个经验公式反演得到的平均震级相较于 USGS 公布的 7.10 级而言都偏小,但利用 IASPEI 经验公式反演得到的 6.87 级依然与加州综合地震网络测定的震级最为接近.

从表 2 和表 3 可以看出对于加州里奇克莱斯特地区,IASPEI 经验公式反演的震级效果最好.

2.4 发震时刻反演

根据每一个测站的体波或面波到时 t_i 和震中距 d_i 以及地震波传播速度 v ,可以计算出地震发震

时刻 $T_i = t_i - d_i/v$. 取各个测站推算出的发震时刻的平均值,作为最终的地震发震时刻:

$$T = \sum_{i=1}^N T_i / N. \tag{19}$$

最终反演的发震时刻如表 4 所示.

表 4 地震发震时刻

日期	反演发震时刻	USGS 测定时刻
7.4	17:34:09	17:33:49
	17:34:08	
7.6	3:20:01	3:19:53
	3:20:10	

注:表格中 7 月 4 日和 6 日的第一个发震时刻通过体波反演,第二个发震时刻通过面波反演.

反演的发震时刻与 USGS 测定时刻的偏差在 20 s 以内. 发震时刻反演偏差是由震中位置反演偏差、假设地震波传播速度恒定等原因共同引起的.

2.5 断层类型及断裂带走向

根据解算的地表位移时间序列可以看出,地震发生后测站主要在平面上发生明显位移,在垂直方向上的位移不明显,所以可据此大致推断本次地震断层类型为走滑断层,这也与 USGS 的结果相同.

根据选取的测站位置分布情况可以看出,在 2019 年 7 月 4 日的地震中有较明显位移的测站基本都分布在西南—东北走向上,因此推测该方向可能为断裂带走向,而在 7 月 6 日的地震中位移较明显测站的分布位置较为均匀. USGS 网站上公布的有关信息为断裂可能是右旋滑动沿西北—东南走向的结果,也可能是左旋滑动沿西南—东北走向的结果. 所以可根据位移明显的测站分布情况对地震破裂的走向进行一个初步判断.

3 结论与展望

本文系统阐述了利用高频 GPS 数据进行地震要素反演工作的原理,并且完整实现了整套流程,最终得到的结论如下:

- 1) 仅利用高频 GPS 数据可以较为准确地反演地震的有关要素,并且结果具有很好的稳定性;
- 2) 本文在反演震中位置时假设地震波沿各个方向的传播速度相等. 然而由于地壳内部介质复杂且分布不均,地震波在各个方向上的实际传播速度是不相等的,这也是目前根据地震波反演震中和发震时刻的主要误差来源;
- 3) 根据高频 GPS 定位结果可以对地震的断

层方式和断裂带方向进行一个大致判断,实际应用中应结合地震波数据等共同进行推算;

4) 高频 GPS 定位精度受到钟差、测量噪声、多路径等多种误差的影响,高程方向的精度约为 3~5 cm,水平方向的精度约为 1~2 cm,这些误差会对地震要素的反演产生一定的影响。

对于本文的后续工作,我们还进行了如下展望:

1) 震级经验公式往往具有地域性。在实际应用中,可以收集某一地区往期的地震数据,通过最小二乘、回归分析等方法修改震级经验公式中的有关常数,建立最适用于该地区的震级公式;

2) 高频 GPS 的观测精度有待进一步提高,同时解算模型和误差模型也有待进一步优化^[17-18];

3) 考虑多源数据如高频 GPS 观测数据、地震台速度数据、强震仪加速度数据等的融合互补,扬长避短,提升地震要素反演的准确度。

致谢:感谢为本文研究工作提供高频 GPS 观测数据的 UNAVCO 机构;感谢提供精密单点定位解算软件服务的武汉大学卫星导航定位技术研究中心 Pride Lab 团队。

参考文献

- [1] SHI C, LOU Y, ZHANG H, et al. Seismic deformation of the Mw 8.0 Wenchuan earthquake from high-rate GPS observations [J]. *Advances in space research*, 2010, 46 (2): 228-235. DOI: 10. 1016/j. asr. 2010. 03. 06.
- [2] 单新建, 尹昊, 刘晓东, 等. 高频 GNSS 实时地震学与地震预警研究现状 [J]. *地球物理学报*, 2019, 62 (8): 3043-3052.
- [3] 方荣新. 高采样率 GPS 数据非差精密处理方法及其在地震学中的应用研究 [D]. 武汉: 武汉大学, 2010.
- [4] 方荣新, 施闯, 王广兴, 等. 利用高频 GPS 确定大地震震中和震级研究: 2008 年汶川 8.0 级地震应用结果 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44 (1): 90-97.
- [5] 李新星, 林剑, 陈正松. 利用高频 GNSS 数据提取地震波信号方法研究 [J]. *全球定位系统*, 2016, 41 (5): 75-78, 88.
- [6] 宋闯, 许才军, 温扬茂, 等. 利用高频 GPS 资料研究 2016 年新西兰凯库拉地震的地表形变及预警震级 [J]. *地球物理学报*, 2017, 60 (9): 3396-3405.
- [7] GENG J H, CHEN X Y, PAN Y X, et al. A modified phase clock/bias model to improve PPP ambiguity resolution at Wuhan University [J]. *Journal of geodesy*, 2019 (93): 2053-2067. DOI: 10. 1007/s00190-019-01301-6.
- [8] YANG Y X, GAI X H, LI X. The denoising of seismic signal based on generalized S transform [C]//2014 6th International Conference on Intelligent Human-Machine Systems and Cybernetics. (IHMSC). 2014: 275-278. DOI: 10. 1109/IHMSC. 2014. 74.
- [9] ROB P, LALU M. The S-transform with windows of arbitrary and varying shape [J]. *Geophysics*, 2003, 68 (10), DOI: 10. 1190/1. 1543223.
- [10] STOCHWELL R G, MANSINHA L, et al. Localisation of the complex spectrum: the S transform [J]. *IEEE transactions on signal processing*, 1996, 44 (4): 998-1001. DOI: 10. 1109/78. 492555.
- [11] 王杰民, 殷海涛. 基于 S 变换的高频全球导航卫星系统同震数据的震相识别研究 [J]. *地震学报*, 2018, 40 (6): 753-759, 831.
- [12] CAO S Y, CHEN X P. The second-generation wavelet transform and its application in denoising of seismic data [J]. *Applied geophysics*, 2005 (2): 70-74. DOI: 10. 1007/s11770-005-0034-4.
- [13] 张相民. 古登堡-里克特震级标度的计算方法与实例 [J]. *地震地磁观测与研究*, 1985 (3): 44-54.
- [14] BRENDAN W C, DIEGO M, YEHUDA B, et al. Earthquake magnitude scaling using seismogeodetic data [J]. *Geophysical research letters*, 2013, 40 (23): 6089-6094. DOI: 10. 1002/2013GLO58391.
- [15] DIEGO M, BRENDAN W C, GENG J, et al. Earthquake magnitude calculation without saturation from the scaling of peak ground displacement [J]. *Geophysical research letters*, 2015, 42 (13): 5197-5205. DOI: 10. 1002/2015GL064278.
- [16] Southern California Seismic Network. Network [EB/OL]. (2000-05-03) [2020-06-10]. [https://www. trinet. org/scsn/scsn. html](https://www.trinet.org/scsn/scsn.html)
- [17] MAZZONI A, CRESPI M, COLOSIMO G. Real-time GPS seismology with a stand-alone receiver: a preliminary feasibility demonstration [J]. *Journal of geophysical research*, 2011, 116 (11). DOI: 10. 1029/2010JB007941.
- [18] 张小红, 郭博峰. 单站 GPS 测速在实时地震监测中的应用 [J]. *地球物理学报*, 2013, 56 (6): 1928-1936.

作者简介

张环宇 (1999—), 男, 研究方向为大地测量学与卫星导航技术。

林吉航 (1999—), 男, 研究方向为大地测量学与卫星导航技术。

Estimation of seismic elements from high-rate GPS observations

ZHANG Huanyu¹, LIN Jihang¹, CHEN Ting^{1,2}

(1. School of Geodesy and Geomatics of Wuhan University, Wuhan 430072, China;

2. Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, Wuhan University, Wuhan 430072, China)

Abstract: In this paper, theories and methods of estimating seismic elements from the high-rate GPS observations were presented. Selecting July 4th, 2019 and July 6th, 2019 Ridgecrest earthquakes as the research object, kinematic precise point positioning (PPP) was used to obtain the time series of displacement, then S transform algorithm was chosen to eliminate the noise of displacement time series, and the amplitude and period of the seismic wave were extracted from the denoised time series, and then we came up with the double 3-sigma rules to pick up the arrival time of body waves and surface waves, at last estimated the location of epicenter, magnitude and origin time of the earthquakes. Compared with the seismic elements provided by USGS, the deviation of the epicenter was about 10 km, the magnitude deviation was around 0.2, and the deviation of origin time of earthquakes was within 20 s. The results showed that the high-rate GPS observations can be used to estimate the seismic elements accurately.

Keywords: high-rate GPS; S transform; compromise threshold filtering; seismic wave; seismic elements inversion