

解滔,卢军,杜学彬,2022. 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.

自适应变化幅度方法 提取直流视电阻率中短期异常

解滔¹⁾ 卢军¹⁾ 杜学彬²⁾

1) 中国地震台网中心,北京 100045

2) 甘肃省地震局,兰州 730000

摘要 本文提出一种自适应计算变化幅度的方法,用于提取直流视电阻率中短期异常。采用傅立叶滑动方法计算日均值或月均值曲线的年变化成分,将观测值减去年变化得到去年变数据;之后采用小波分解方法提取去年变数据的趋势变化,以去年变后曲线每一次穿过趋势线时的观测值为起点,计算之后数据相对于该起点值的变化幅度,并采用整个分析时段内变化幅度的 2.5 倍累计均方差均值作为异常阈值线。该方法有效缓解了在传统原始曲线分析中对异常起始时间的界定问题;基于多年常态变化幅度的异常阈值线,可用于提取变化幅度低于现有异常阈值 1% 的中短期异常。

关键词: 视电阻率 地震异常 自适应 变化幅度 异常提取 中短期

[文章编号] 1001-4683(2022)01-0052-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

直流视电阻率(以下简称视电阻率)是实施地震中短期预测的有效观测手段,在 50 多年的观测实践中,记录到了数十次在观测站网内及附近发生 5~8 级地震前突出的中期及短临异常(钱家栋等,1985;钱复业等,1998;汪志亮等,2002;杜学彬,2010)。与地震有关的异常变化形态表现为偏离之前的多年背景值变化范围、持续时间为数月至两年左右的下降或上升变化以及地震发生后的恢复过程,部分地震前 1 个月内出现过加速下降变化,部分台站观测到“准同震”阶跃变化(钱复业等,1982;钱家栋等,1985;赵玉林等,2001;Lu et al, 2016)。地震前的视电阻率异常以下降变化为主,对于 7 级以上地震,异常主要集中在距离震中约 200km 的范围内(钱家栋等,1995;汪志亮等,2002;杜学彬,2010),许多大地震前出现与主压应力方位有关的各向异性变化(钱复业等,1996;杜学彬等,2007;解滔等,2018),因而视电阻率异常主要反映近源区域介质受孕震应力的影响(赵玉林等,1996;解滔等,2020b)。

从原始观测数据中识别异常变化,是实施地震预测的重要环节。视电阻率观测具有大尺度体积平均效应,在测区环境未受显著干扰的情况下,观测值背景变化较为平稳。因此,

[收稿日期] 2021-02-19 [修定日期] 2021-03-05

[项目类别] 国家自然科学基金项目(42104075)、国家重点研发计划(2017YFC1500502)共同资助

[作者简介] 解滔,男,1986 年生,副研究员,主要从事地震电磁学预测方法和异常机理研究。E-mail:xtalake@163.com

原始曲线分析是最为直接和有效的分析方法,可以直接识别出趋势上升/下降、趋势转折、年变化畸变等较为显著的变化。在分析变化幅度时,通常采用傅立叶滑动、距平/动态距平等方法进行去年变化处理(杜学彬等,2017)。但是,在实际的预测实践过程中,异常的分析 and 确认十分困难,一方面是由于观测数据受到不同程度的干扰,但更为核心的是异常形态、幅度和空间分布非常复杂。诸如 1976 年唐山 M_s 7.8 地震和 2008 年汶川 M_s 8.0 地震前幅度大且形态清晰的异常极为少见,更多地震前的异常十分微弱。从去年变后曲线上识别异常起始时间也存在一定的不确定性,不利于提取弱异常。此外,不同台站地下地层结构的放大系数存在较大差异,对相同裂隙体积变化的响应本身也存在差异(赵玉林等,1983;解滔等,2020a;Xie et al,2020),采用统一的变化幅度作为异常阈值容易遗漏弱异常。杜学彬等(2001)提出归一化变化速率方法,基于分析时段内变化速率的均方差设定异常阈值,克服了不同台站异常幅度之间存在差异的问题。但是,归一化变化速率方法采用固定长度的窗口进行滑动,变化速率也无法反映异常时段内的变化幅度。因此,在开展异常分析时,变化速率不如变化幅度直观。

本文提出一种自适应计算相对变化幅度的方法,用于提取视电阻率中短期异常。该方法有效缓解了异常起始时间不确定、固定窗长无法获取异常时段内累计变化幅度的问题;采用基于分析时段内常态变幅均方差的异常阈值,也克服了不同台站响应能力存在差异的问题。

1 算法流程

自适应变化幅度方法的计算过程包括年变化消除、趋势提取、变化幅度计算、阈值线计算 4 个环节。为同步分析年变化形态类异常,算法中增加了年变化幅度计算。采用该方法对视电阻率数据进行分析的流程如图 1 所示。

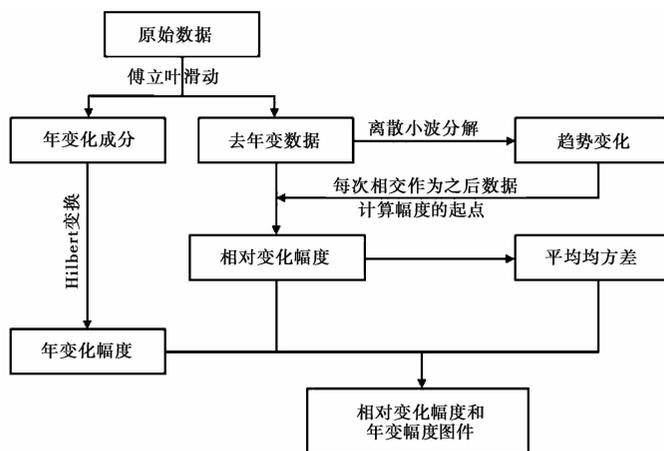


图 1 自适应变化幅度方法分析流程

1.1 年变化消除

采用傅立叶滑动方法提取观测数据中的年变化信息。设 $\mathbf{X} = \{x_1, x_2, \dots, x_N\}$ 为视电阻率观测值序列,数据长度为 N ,年变化周期为 T (日均值: $T=365$ 天;月均值: $T=12$ 个月),记

$Y = \{y_1, y_2, \dots, y_N\}$ 为观测数据中的年变化成分。

对于年变化成分中的第 k 个值 $y_k (k = T, T + 1, \dots, N)$, 采用观测数据 X 中的第 k 个值和之前 $T - 1$ 个值 $\{x_{k-T+1}, x_{k-T+2}, \dots, x_k\}$ 进行拟合 (赵跃辰等, 1984)

$$y_k = a_k \cos \frac{2\pi(j-k+T)}{T} + b_k \sin \frac{2\pi(j-k+T)}{T} \quad (1)$$

其中, $j = k - T + 1, k - T + 2, \dots, k$ 。

取式(1)中零相位基波作为年变化成分, 即 $j = k$, 此时有 $y_k = a_k$, 即

$$a_k = \frac{2}{T} \sum_{i=k-T+1}^k x_i \cos \frac{2\pi(i-k+T)}{T} \quad (2)$$

对于年变化成分中的前 $T - 1$ 个值, 通常采用观测值 $\{x_1, x_2, \dots, x_{2T-2}\}$ 进行逆向拟合获得。从观测数据 X 中减去年变化 Y , 可得去年变化数据 $G \{g_i = x_i - y_i\}$ 。

这里以定西台 NS 测道 2016—2020 年的月均值数据为例 (图 2(a)), 图 2(b) 为年变化成分, 图 2(c) 为去年变后数据。

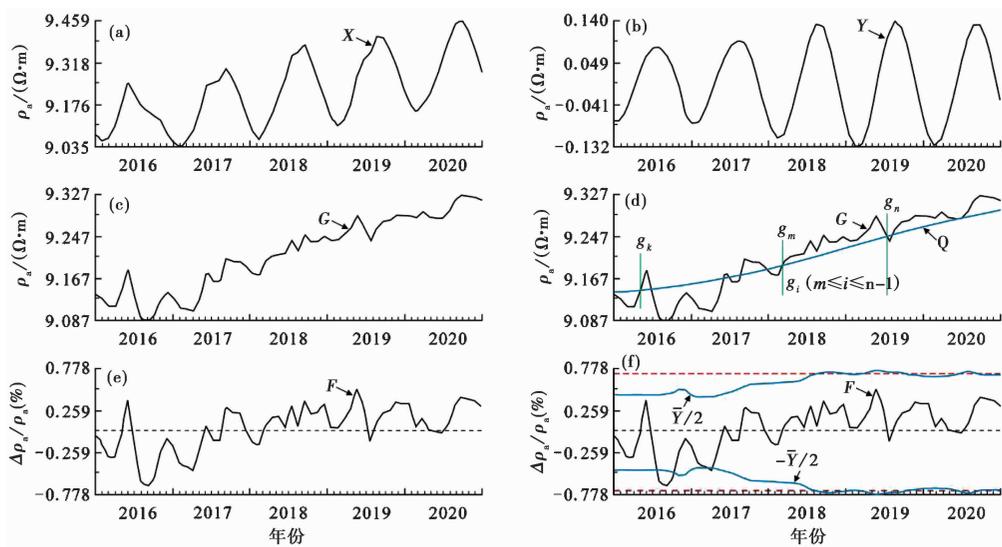


图 2 自适应变化幅度方法提取视电阻率中短期异常分析过程示例

(a) 定西台 NS 测道月均值; (b) 年变化成分; (c) 去年变数据; (d) 去年变数据和趋势变化; (e) 相对变化幅度; (f) 相对变化幅度 (黑色实线)、2.5 倍“平均均方差”阈值线 (红色虚线) 和年变化幅度曲线 (蓝色实线)

1.2 趋势提取

采用离散小波变换提取去年变数据 G 中的趋势变化成分 $Q = \{q_1, q_2, \dots, q_N\}$, 选择 10 阶 Daubichies 小波基 Db10 对数据 G 进行分解。在离散小波分析中, 为了减少数据两端的边界效应, 分解时在数据两端进行镜像延拓, DbN 小波基的延拓长度为 $2N - 1$ 。对于存在趋势上升或趋势下降的月均值数据, 采用 Db10 进行分解时, 单侧延拓长度达 19 个月, 会引起数据起始段和末尾段趋势线拟合的严重失真。因此, 在分析月均值数据时, 先将月均值数据线性插值为日均值, 待趋势线拟合之后按对应时间点抽取月均值的趋势变化。对于日均值数据 (含月均值插值为日均值的情况), 小波分解阶数设定为 10, 取 10 阶尺度部分作为趋势变

化成分。图 2(d) 中蓝色实线为定西台 NS 测道的趋势变化成分。

1.3 相对变化幅度

以去年变数据 G 与趋势变化 Q 的每一次相交点作为计算变化幅度的起点, 计算其之后数据相对于该相交点的变化幅度, 记相对变化幅度数据为 $F = \{f_1, f_2, \dots, f_N\}$ 。如图 2(d) 所示, 数据 G 与趋势变化 Q 在 g_m 位置存在相交点, 下一个相邻的相交点位于 g_n 处。则 g_m 至 g_{n-1} 区间的相对变化幅度为

$$f_i = \frac{g_i - g_m}{g_m} \times 100\%, i = m, m + 1, \dots, n - 1 \quad (3)$$

对于数据起始段, G 与 Q 通常不存在相交点, 记第一个相交点位于 g_k 处 (图(2)d), 则 g_1 至 g_{k-1} 区间的相对变化幅度为

$$f_i = \frac{g_i - q_1}{q_1} \times 100\%, i = 1, 2, \dots, k - 1 \quad (4)$$

1.4 异常阈值线

在震情跟踪工作中进行异常分析时, 通常关注分析数据末尾段是否存在异常。因此, 若将基于变化幅度的均方差作为异常阈值, 则分析位置的异常阈值应只与之前的数据有关。此外, 视电阻率中期异常持续时间通常在数月至两年左右, 且参与分析的数据长度通常为震前数年。随着异常测值点的增加, 相对变化幅度数据集 F 的均方差也会快速增加, 造成异常阈值线的不稳定。我们采用计算前向累计均方差和后向累计均方差的方式, 可使得异常阈值线基本保持稳定。

记前向累计均方差序列为 $\delta^F = \{\delta_1^F, \delta_2^F, \dots, \delta_N^F\}$, 后向累计均方差序列为 $\delta^B = \{\delta_1^B, \delta_2^B, \dots, \delta_N^B\}$ 。

前向累计均方差按如下方式计算

$$\delta_k^F = \sqrt{\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k f_i^2}, k = 1, 2, \dots, N \quad (5)$$

后向累计均方差按如下方式计算

$$\delta_k^B = \sqrt{\frac{1}{(N - k + 1)} \sum_{i=k}^N f_i^2}, k = 1, 2, \dots, N \quad (6)$$

之后分别计算 δ^F 和 δ^B 的均值 $\bar{\delta}^F$ 、 $\bar{\delta}^B$, 最后取 $\bar{\delta}^F$ 和 $\bar{\delta}^B$ 二者中的最小值 $\delta = \min(\bar{\delta}^F, \bar{\delta}^B)$ 作为“平均均方差”。通过对多条无异常曲线的分析, 变化幅度基本位于 $\pm 2.5\delta$ 的范围内, 对应统计学上 98.76% 的置信水平, 因此, 采用 $\pm 2.5\delta$ 作为异常阈值线。图 2(f) 中 2 条红色虚线为定西台 NS 测道相对变化幅度的异常阈值线。

1.5 年变化幅度

年变化形态类异常也是视电阻率异常中非常重要的一种类型, 通常表现为年变化幅度减小、增大或形态消失。为便于异常分析, 在相对变化幅度分析的基础上增加年变幅度分析。

对年变化序列 $Y = \{y_1, y_2, \dots, y_N\}$ 进行 Hilbert 变换, 构造年变化的解析信号序列 $S = \{s_1, s_2, \dots, s_N\}$ 。年变化时间序列 Y 的 Hilbert 变换为

$$S(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Y(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad (7)$$

式(7)为时间域的褶积运算,可先经傅里叶变换至频率域进行乘积运算后,再进行傅里叶逆变换至时间域。Hilbert 变换函数 $h(t) = 1/(\pi t)$ 的频率响应为

$$H(\omega) = \begin{cases} -i, & \omega > 0 \\ 0, & \omega = 0 \\ i, & \omega < 0 \end{cases} \quad (8)$$

解析信号 S 中的元素 $s_k = y_k + ih_k$ 为复数, y_k 为年变化序列中的第 k 个值, h_k 为 Y 经 Hilbert 变换后的第 k 个值。通过实部和虚部计算幅值 $\bar{s}_k = \sqrt{y_k^2 + h_k^2}$, 得到年变化幅度序列 $\bar{S} = \{\bar{s}_1, \bar{s}_2, \dots, \bar{s}_N\}$, 并计算 \bar{S} 相对于 Q 的相对变化幅度, 得到年变化相对幅度序列 $\bar{Y} = \{\bar{y}_1, \bar{y}_2, \dots, \bar{y}_N\}$, 即

$$\bar{y}_i = \frac{\bar{s}_i - q_i}{q_i} \times 100\% \quad (9)$$

其中, \bar{y}_i 取值始终为正。目前在地表进行的视电阻率观测, 许多台站的年变化幅度较大, 将式(9)的序列和式(4)的序列绘制在一起时, 会大幅压缩式(4)的展示范围。因此, 在绘图时, 年变化幅度按 $\pm \bar{y}_i/2$ 进行绘制, 图 2(f) 中 2 条蓝色实线为年变化幅度曲线, 2 条蓝色实线之间的幅度即为年变化幅度。

2 异常提取示例

分别以通渭台在 2013 年甘肃岷县-漳县 $M_s 6.6$ 地震、柯坪台在 2020 年伽师 $M_s 6.4$ 地震、石嘴山台在 2015 年阿左旗 $M_s 5.8$ 地震前的观测数据为例, 提取地震前视电阻率的中短期弱幅度异常。

通渭台距 2013 年甘肃岷县-漳县 $M_s 6.6$ 地震约 125km, 从原始月均值观测曲线上可以看出, N20°W 测道(图 3(a))在 2013 年存在较为突出的下降变化; EW 方向长极距 EW 测道(图 3(b))和短极距 EW'测道(图 3(c))的趋势变化和年变化较为平稳, 均难以识别较为显著的异常变化。采用月均值去年变处理后, 可以分辨出 N20°W 测道的下降异常(图 3(d)), 但 EW 和 EW'测道仍然难以识别出异常(图 3(e)~(f))。其中, N20°W 测道下降幅度为 1.04%, 略微超过传统的异常阈值 1%(杜学彬, 2010), 而 EW'测道的下降幅度仅 0.37%, 远小于 1%。采用自适应变化幅度方法进行分析, N20°W 测道(图 3(g))和 EW'测道(图 3(i))变化幅度均超过异常阈值线, EW 测道则位于阈值线之内(图 3(h))。N20°W 和 EW'测道在震前出现异常变化, 而 EW 测道则未出现异常, 与已有的分析结果一致(杜学彬等, 2013)。

柯坪台距离 2020 年伽师 $M_s 6.4$ 地震约 172km, 从 NS 测道月均值原始曲线上可以看出, 在 2018 年和 2019 年, 年变化幅度略微有所减小(图 4(a)), 但是难以将其判定为异常。从去年变后曲线上来看(图 4(b)), 由于整体存在趋势下降, 在此背景上识别出中短期异常仍然比较困难。采用自适应变化幅度方法分析后, 在 2018 年和 2019 年 2 次出现下降幅度超过阈值线的异常(图 4(c)), 分别对应于图 4(b)中的 2 次加速变化。2018 年异常出现后, 距离台站 124km 发生新疆阿图什 $M_s 5.1$ 地震, 2019 年异常出现后, 台站 200km 范围内发生 7

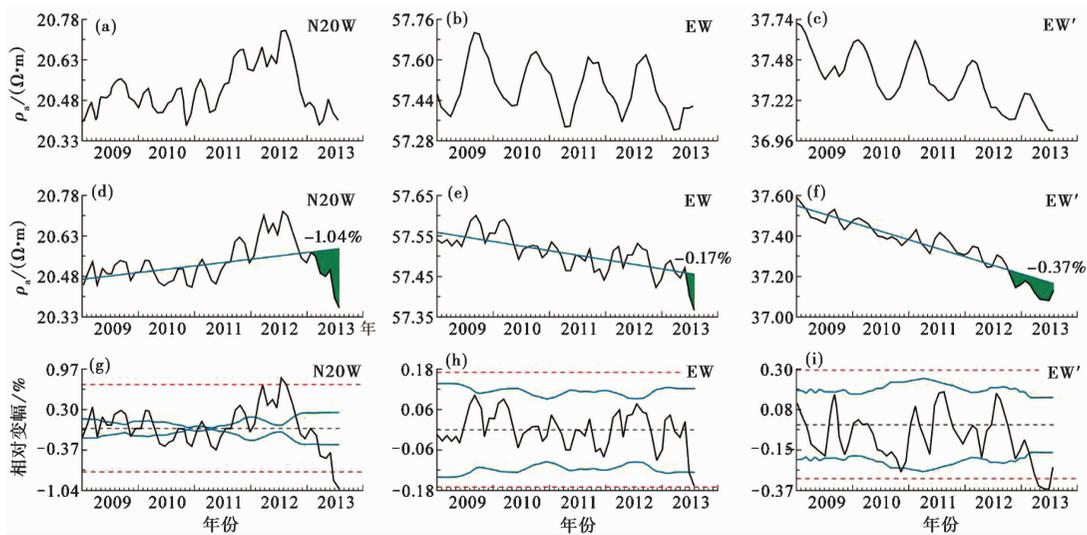


图 3 2013 年岷县-漳县 $M_s 6.6$ 地震前通渭台视电阻率异常变化

(a) NW 测道月均值; (b) EW 测道月均值; (c) EW'测道月均值; (d) NW 测道月均值去年变(蓝色实线为趋势变化); (e) EW 测道月均值去年变; (f) EW'测道月均值去年变; (g) NW 测道相对变化幅度(红色虚线为变化幅度的 2.5 倍均方差); (h) EW 测道相对变化幅度; (i) EW'测道相对变化幅度

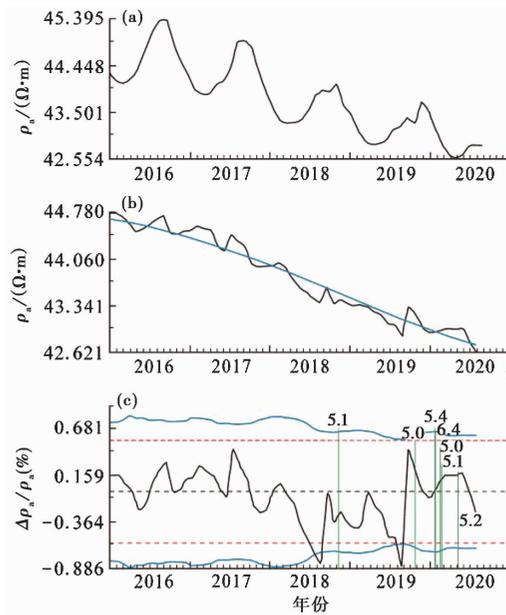


图 4 南天山西段 8 次 $M_s 5.0$ 以上地震前柯坪台视电阻率异常变化

(a) 柯坪台 NS 测道月均值; (b) 月均值去年变; (c) 相对变化幅度

次 5 级以上地震,最大为伽师 $M_s 6.4$ 地震(表 1)。2 次异常的下降幅度均低于 1%,最大幅度为 0.886%。

石嘴山台距 2015 年阿左旗 $M_s 5.8$ 地震约 65km, NW 测道月均值原始曲线显示在 2014 年出现较为显著的下降变化,且年变化幅度减小(图 5(a)),从去年变曲线上可更为清晰地

表 1 柯坪台异常期间 200km 范围内 5 级以上地震

序号	地震位置	时间 (年-月-日)	M_s	东经 /(°)	北纬 /(°)	震中距 /km
1	新疆阿图什	2018-11-04	5.1	77.60	40.24	124
2	新疆乌什	2019-10-27	5.0	78.80	41.21	79
3	新疆伽师	2020-01-18	5.4	77.10	39.83	180
4	新疆伽师	2020-01-19	6.4	77.20	39.83	172
5	新疆阿图什	2020-01-19	5.2	77.40	39.89	154
6	吉尔吉斯斯坦	2020-02-15	5.0	79.30	41.85	150
7	新疆伽师	2020-02-21	5.1	77.40	39.87	155
8	新疆柯坪	2020-05-09	5.2	70.70	40.77	39

看出 2014 年的下降变化(图 5(b)),采用自适应变化幅度方法分析后,2014 年 8 月开始下降幅度超过异常阈值线(图 5(c))。虽然可从原始曲线和去年变曲线上识别存在下降变化和年变幅度减小的现象,但下降幅度仅 0.146%,远低于传统认为的异常阈值 1%。

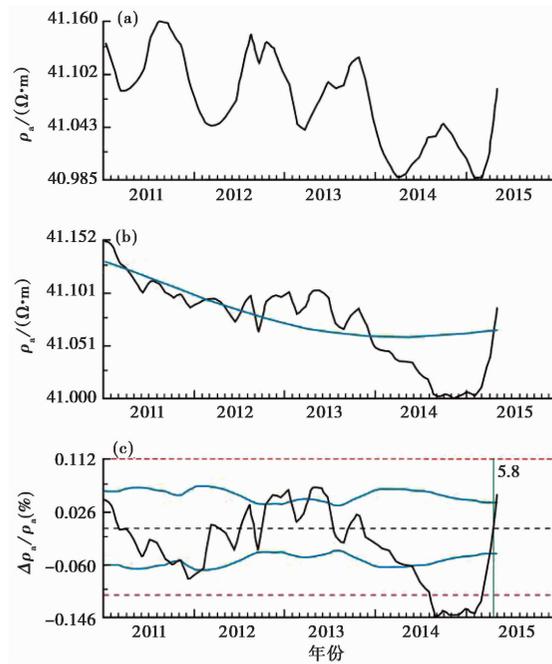


图 5 2015 年阿左旗 M_s 5.8 地震前石嘴山台视电阻率异常变化
(a) 石嘴山台 NW 测道月均值; (b) 月均值去年变; (c) 相对变化幅度

3 讨论

异常分析方法的目的是,从原始观测数据中将有别于背景常态变化的信息凸显出来,其提取的异常信息是观测数据本身的数据异常。而数据异常产生的原因很多,需要回归到原

始观测曲线,进一步分析该部分数据异常的原因,只有在排除了环境干扰和观测系统故障等原因之后,才能作为地震异常开展后续的工作。此外,观测数据的变化形态是十分复杂的,即使排除了干扰因素的影响,从异常信度方面考虑,还需要该异常变化形态与已有地震异常相似,在此基础上开展后续的地震预测工作,才能减少虚报。因此,在开展基于异常的地震预测之前,对提取的数据异常进行甄别和解释是十分重要的。

与地震晚期孕育过程有关的视电阻率异常类型,包括趋势转折、趋势背景变化基础上的下降/上升、年变形态畸变以及短临阶段的加速变化等。不同类型的异常通常不是单独出现,而是经常叠加在一起。任何类型的异常,都应归结为观测值下降或上升变化,不同类型异常只是形态表象上的描述,在分析异常机理以及异常与地震之间的关系时,需要将异常还原为下降/上升变化以及与之对应的变化幅度、起始时间和变化速率等。

自适应变化幅度方法采用了基于分析时段内背景常态变化幅度的异常阈值,有利于提取弱幅度异常,但与之相对应的是,该方法对观测数据稳定性也提出了较高的要求。在进行分析之前,需要通过预处理消除突跳、阶跃变化及其他影响数据稳定性的干扰变化。对于趋势转折变化,在转折时段会偏离原有趋势线,在采用该方法进行分析时会超过异常阈值线。全国多数台站存在不同程度的趋势变化,而震例总结的结果显示,趋势转折变化与台站周围地震之间的对应关系并不理想,可能反映大尺度区域应力场的调整(杜学彬,2010),而与地震有关的异常更多表现为在趋势背景变化基础上的中短期变。此外,趋势转折可以从原始观测数据上直观地予以识别,无需采用其他分析方法。自适应变化幅度方法并不适用于趋势转折类异常的分析,因此,对视电阻率进行分析时,需要根据趋势变化,选取趋势变化较为一致的时段对观测数据进行分段处理。

由于该方法在利用傅立叶滑动方法去岁变时,采用了正向拟合和逆向拟合相结合的方式,用于分析的数据长度至少需要2年。分析异常时,需要有正常的背景变化,视电阻率异常通常持续数月至2年尺度。因此,用于分析的数据总长度宜大于3年。

4 结论

本文提出一种自适应变化幅度方法,用于分析视电阻率中短期异常。以去年变数据与趋势背景变化的交点作为计算之后数据变化幅度的起点,克服了采用固定长度窗口滑动类方法无法获取单次异常期间累计变化幅度的困难;采用基于分析时段内背景常态变化幅度的异常阈值标准,有利于识别弱幅度异常。该方法对变化幅度较为敏感,对观测数据的稳定性要求较高,分析之前需要进行预处理,剔除突跳、阶跃等干扰变化,并根据趋势变化进行分段处理。

参考文献

- 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,阮爱国,范世宏,等,2001. 强震近震中区地电阻率变化速率的各向异性. 地震学报,23(3):289~297.
- 杜学彬,严玲琴,范莹莹,等,2013. 2013年岷县漳县 $M_s 6.6$ 地震前后地电观测引起的思考. 地震工程学报,35(3):513~521.

- 钱复业,卢振业,丁鉴海,等,1998. 电磁学分析预报方法. 北京:地震出版社.
- 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,余谋明,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,林云芳,王德志,等,1995. 地震电磁观测技术. 北京:地震出版社.
- 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.
- 解滔,刘杰,卢军,等,2018. 2008年汶川 $M_s8.0$ 地震前定点观测电磁异常回溯性分析. 地球物理学报, **61**(5):1922~1937.
- 解滔,卢军,2020a. 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,于晨,王亚丽,等,2020b. 基于断层虚位错模式讨论2008年汶川 $M_s8.0$ 地震前视电阻率变化. 中国地震, **36**(3):492~501.
- 赵跃辰,刘小伟,1984. 一种消除年变的数据处理方法. 华北地震科学, **2**(2):65~69.
- 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,卢军,张洪魁,等,2001. 电测量在中国地震预报中的应用. 地震地质, **23**(2):277~285.
- 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.
- Lu J, Xie T, Li M, et al, 2016. Monitoring shallow resistivity changes prior to the 12 May 2008 $M8.0$ Wenchuan earthquake on the Longmen Shan tectonic zone, China. *Tectonophysics*, **675**:244~257.
- Xie T, Ye Q, Lu J, 2020. Electrical resistivity of three-phase cracked rock-soil medium and its anisotropic changes caused by crack changes. *Geomat Nat Haz Risk*, **11**(1):1599~1618.

An Adaptive Variation Amplitude Method for Extracting Medium- and Short-term Anomalies of Apparent Resistivity

Xie Tao¹⁾ Lu Jun¹⁾ Du Xuebin²⁾

1) China Earthquake Networks Center, CEA, Beijing 100045, China

2) Gansu Earthquake Agency, Lanzhou 730000, China

Abstract In this paper, we proposed a method of adaptive variation amplitude, which can be used to extract medium and short-term anomalies of apparent resistivity. The Fourier sliding method is applied to calculate the annual variation component of the daily or monthly average data, and the observed value is subtracted from the annual variation to obtain the annual-subtraction data. Then the wavelet decomposition method is used to extract the trend change of the annual-subtraction data. When the annual-subtraction data curve crosses the trend line each time, the corresponding data in the annual-subtraction data set is regarded as the starting point. Then the relative variation amplitude of the later data relative to the starting point is calculated. The abnormal threshold line is obtained when the cumulative mean square deviation of the change range in the entire analysis period reaches 2.5 times high. This method effectively alleviates the problem of defining the abnormal start time in traditional original curve analysis. The abnormal threshold line based on the multi-year normal variation range can be used to extract medium and short-term anomalies in which variation range is less than 1%.

Keywords: Apparent resistivity; Earthquake anomalies; Adaptivity; Variation amplitude; Anomaly extraction; Medium- and short-term