

试论大地电磁测深法在地震前兆 探索中的进一步应用

林长佑 刘晓玲 武玉霞

(国家地震局兰州地震研究所)

摘要

从大地电磁测深理论分析和实际资料数字试验出发, 我们探讨了有关提高大地电磁测深法监测深部电性变化前兆效能的某些问题。研究结果表明, 在所定义的几种大地电磁视电阻率中, 尚未加以利用的阻抗实部视电阻率具有某些独特的优点, 可能成为监测深部电性变化的一个较好的参数指标; 应根据各记录道误差的分配, 计算过程误差的传播和累加对不同大地电磁响应函数产生不同的影响, 选择相对精度较高的参数作为主要监测参量; 而识别深部电性变化的多参数综合判别方法应是基本的分析方法。实际观测到的反映地震前兆的某些大地电磁资料证实了上述论证。

关键词 大地电磁测深; 地震前兆; 视电阻率; 监测参量; 深部电性变化

一、引言

70 年代以来, 国内外已陆续使用大地电磁测深法监测深部电性变化, 进行地震预报。70 年代后期, 我们报道了在松潘平武地震区附近, 用大地电磁测深法观测到的地壳深部电性变化^[1]。近年来, 国内仍在继续开展这方面的观测工作, 并有某些有关报道。用以监测深部电性变化的大地电磁响应函数的误差评价, 是这一监测工作可行性的关键性问题之一, 必须明确区分多次测量所观测到的大地电磁响应函数的变化是起因于误差, 还是真正的地下电性变化。在文献 [2, 3] 中, 我们曾讨论了有关大地电磁响应函数误差的综合评价问题, 并给出了某些大地电磁响应函数的可信限。在文献 [3] 中我们已指出, 这里所给出的仅是一个上限。与地震有关的地壳内岩石的电性变化是比较复杂的。因此, 提高所估算大地电磁响应函数的精度, 加强其可分辨性的研究也是十分必要的。我们所发展的改进后的多道相关函数法则是这方面研究的尝试。在文献 [2, 3] 中, 我们曾阐述了其实用效果, 说明了它较常规最小二乘法和其它某些方法的优越性。在下面的一些论述中将用到由这一方法得到的某些结果及可信限估算。

本文着重论述的是, 阻抗实部视电阻率曲线的形态特征及其用于监测深部电性变化前兆的前景; 用作主要监测指标的高精度大地电磁响应函数的选取; 识别深部电性变化前

1987 年 9 月 24 日收到本文初稿, 1988 年 9 月 27 日决定采用。

兆信息的多参数综合评价问题。

二、大地电磁阻抗实部视电阻率的特性及在地震监测中的应用前景

对于水平均匀层状介质, 根据大地电磁场在地表的波阻抗 Z , 可以定义以下几种视电阻率^[4]:

$$\begin{cases} \rho_a = 0.2T|Z|^2 \\ \rho_a^R = 0.4T[R_e(Z)]^2 \\ \rho_a^I = 0.4T[I_m(Z)]^2 \\ \rho_a^{I_m(Z^2)} = 0.2T \cdot I_m(Z^2) \\ \rho_a^{(Z^2)} = 0.2T|Z^2| \end{cases} \quad (1)$$

其中 T 为周期, ρ_a 为大地电磁测深中惯常所使用的视电阻率。很容易证明, 它们之间存在三个关联式。因此, 在(1)式的五种定义中真正独立的只有两种, 它们是阻抗实部视电阻率 ρ_a^R 和阻抗虚部视电阻率 ρ_a^I 。对于非均匀介质, 地表的输入阻抗将是一个张量, 对于每一个阻抗张量元素, 同样可以仿(1)式定义各视电阻率。

图 1 给出了四个模型阻抗实部视电阻率和常规视电阻率的理论曲线。它们是我国西北某些地区几个典型的地电断面: A——甘肃南部地区; B——河西走廊东部盆地; C——甘肃中部地区和 D——银川盆地。我们设与大震孕育有关, 地壳内厚约 15-km 的 G 层的电阻率发生了约一个量级的下降变化^[5], 以研究该两种视电阻率曲线的变化特征。由图可见, 如下的几个特征是显著的:

1. 同一模型的阻抗实部视电阻率曲线相对于常规视电阻率曲线总体左移, 且对于一中间层电阻率变化, 异常曲线的长度缩短了。对于模型 D, 为了分辨那里 G 层内电阻率一个量级的变化, 对阻抗实部视电阻率需获得大致 60—2500s 之间的视电阻率曲线, 而对于常规视电阻率, 则需获得 150—10⁴s 以上的视电阻率曲线。类似的情况对于其它断面也是显著的。对于模型 A 和 B, 前者的周期范围为 3—10³s 和 2—2500s, 后者的周期范围为 6—10⁴ 和 3—10⁴s; 对于模型 C, 二者异常终止点不清, 但异常的起始周期分别为 8s 和 13s。如果说野外记录的大地电磁场微变时间序列的长度与所需最长周期成份的周期成正比, 就以上例而言, 为了完全揭示地壳中某一中间层电阻率变化异常, 使用常规视电阻率所需的野外记录时间是使用阻抗实部视电阻率的 4—10 倍。

2. 对于地壳内某中间层的同样的电阻率变化, 阻抗实部视电阻率有较大的相对变化幅度。粗略估计, 对于模型 A, 阻抗实部视电阻率最大变化幅度为 60%, 而常规视电阻率为 46%; 对于模型 B 分别为 62% 和 54%; 对于模型 C 分别为 42% 和 37%; 对于模型 D 则分别为 23% 和 18%。按大地电磁响应函数误差研究, 阻抗实部视电阻率与常规视电阻率有相同的相对误差。就上面四个模型, 对于同一中间层电阻率变化, 利用阻抗实部视电阻率, 可分辨度提高了 15—30%。

3. 在(1)式中所列的大地电磁阻抗视电阻率都是在频率域中定义的。因此, 视电阻率曲线将出现振荡现象。理论分析和实际计算的理论曲线都表明, 阻抗实部视电阻率曲

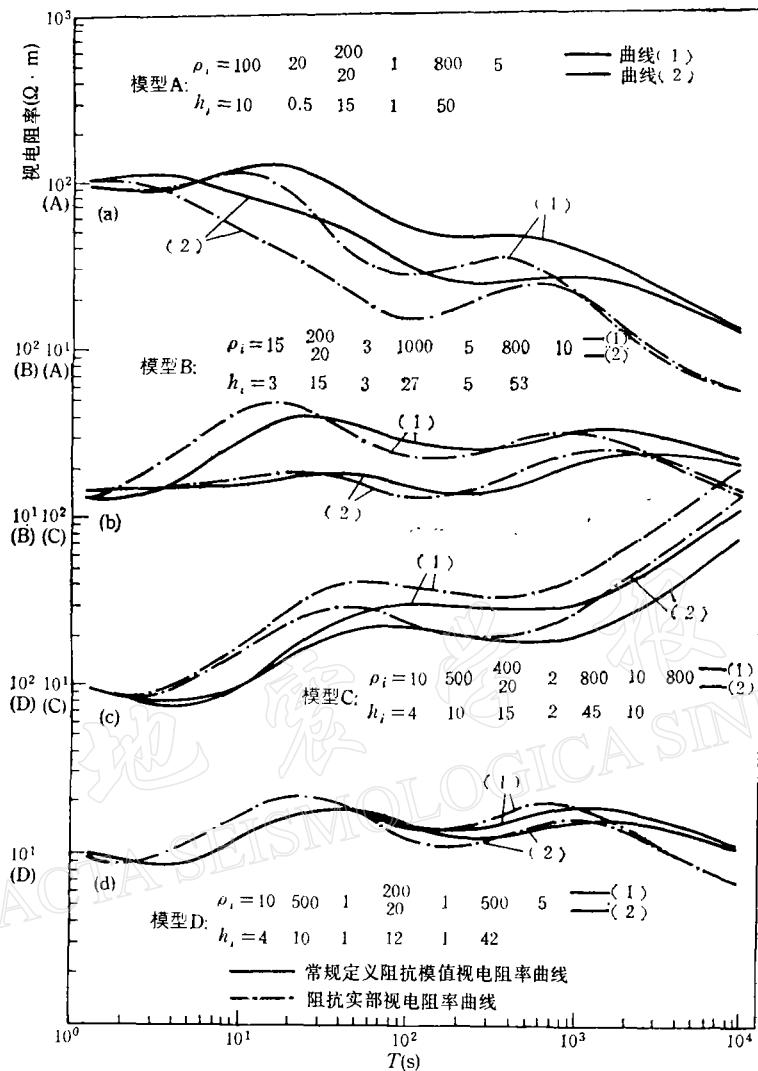


图 1 四个典型地电断面的阻抗实部和常规视电阻率曲线

线具有较小的振荡幅度(图 1). 此外, 阻抗实部视电阻率对低电阻率层比常规视电阻率曲线有更好的分辨. 可以证明, 对理想导电基底 $\rho_a^R - T$ 低频渐近线的斜率为 -3 (而常规视电阻率曲线为 -1).

实测阻抗实部视电阻率曲线具有较为剧烈的起伏变化, 可能比较清晰地反映出了地下的电性分层(图 2). 阻抗的估算利用了我们前面所提到的改进后的多道相关函数法, 阻抗实部视电阻率可信限利用常规视电阻率可信限的估算值按下式计算:

$$\Delta \rho_a^R = \Delta \rho_a (\rho_a^R / \rho_a) \quad (2)$$

在地震监测中, 对于同一电性变化异常, 阻抗实部视电阻率曲线比常规视电阻率曲线有明显好的分辨(图 3). 类似的情况其它一些重复测量点亦有所显示. 我们曾经将该测点两次测量的视电阻率的差异归结为 1976 年松平地震引起的深部电性变化^[1]. 该测量

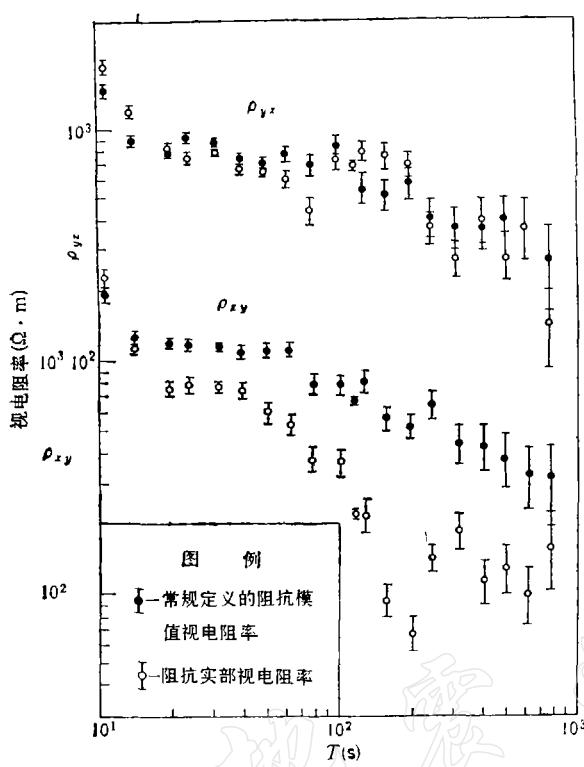


图2 青海俄博测点(1979)的常规视电阻率曲线和阻抗模值视电阻率曲线

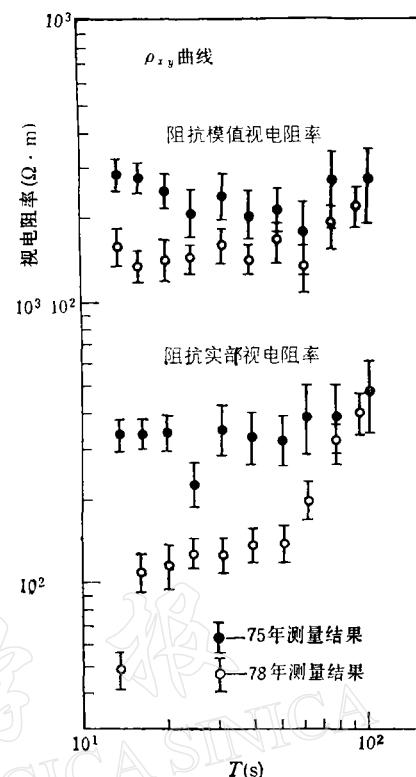


图3 文县中寨测点两次测量的两种视电阻率曲线

点距第一次7.2级地震震中仅约60 km。

三、监测深部电性变化前兆的有利参数的选取

大地电磁测深法可以获得多个大地电磁响应函数,它们都在一定的程度上,以一定的方式反映了深部的电性变化。但是,它们对地壳内某中间层同一电性变化的反映的灵敏程度或可分辨的能力是有差异的。这不仅取决于对于某一异常它们自身的变化幅度,还取决于估算它们的误差。这里我们着重讨论有关误差影响的某些问题。

在文献[1]中,我们主要利用了主方向的两道视电阻率曲线作为深部电性变化的主要指标。近年来,国内其它一些报道亦利用了这一参数。但是,在由测量方向的阻抗张量计算主方向的阻抗张量元素时,将引起误差的传播和累加,从而增加了主方向阻抗张量元素的可信限的幅值。我们对一实测资料,分别计算了测量方向主阻抗张量元素和主方向的主阻抗张量元素的相对误差,求出了后者较前者相对增长的百分数(表1)。其中,我们利用了由文献[6]所给出的估算公式。由表1中所列三次测量的30组大地电磁资料得到(我们曾报道了该测点三次测量所揭示的松平地震前后的深部电性变化^[1]),在由测量方向所获得的阻抗张量估算值计算主方向阻抗张量过程中,主阻抗张量元素的相对误差平均增长了39%。这一结果与我们对于较稳定的鄂尔多斯地块内某测点资料所估算的

表 1 对四川南坪测点三次测量, 从测量方向换算到主轴方向, 主阻抗张量元素相对误差增加量

平均周期 (s)	平均主轴 方位角 ($^{\circ}$)	1975 年测量结果相对误差增加量(%)		1976 年测量结果相对误差增加量(%)		1978 年测量结果相对误差增加量(%)		平均值 (%)
		Z_{xy} 增加量	Z_{yx} 增加量	Z_{xy} 增加量	Z_{yx} 增加量	Z_{xy} 增加量	Z_{yx} 增加量	
10.3	+1.9	41.6	41.5	41.1	41.1	41.5	41.5	41.4
13.0	+5.3	46.7	36.7	41.6	41.8	40.8	40.9	41.4
16.0	+4.9	46.7	39.8	40.6	40.0	39.8	39.7	40.1
19.9	+4.6	36.6	33.1	40.7	50.5	39.1	30.8	36.8
25.0	+6.7	32.5	26.0	47.6	41.6	40.1	40.2	38.0
31.2	+5.8	38.7	37.0	38.5	38.6	39.9	41.9	39.1
38.9	+6.1	34.4	37.0	39.6	39.8	39.8	40.7	38.6
48.5	+6.3	37.6	38.1	35.6	39.3	39.5	39.8	38.3
60.5	+4.7	34.2	31.7	41.7	40.9	38.3	36.8	37.3
77.0	+7.3	37.2	36.7	41.3	39.5	36.5	45.0	39.4
30 组资料总平均值								39.0

表 2 四川南坪测点 30 组资料 $|Z_{yx}|$ 与 $|Z_{xy}|$ 相对误差之比

平均周期 (s)	1975 年测量结果				1976 年测量结果				1978 年测量结果				R 的平均值
	R	S_{xy}	S_{yx}	S	R	S_{xy}	S_{yx}	S	R	S_{xy}	S_{yx}	S	
10.3	1.24	0.93	0.71	3.19	1.29	0.62	0.90	0.28	1.44	1.00	0.85	0.07	1.32
13.0	2.87	0.98	0.11	1.20	1.22	0.92	0.67	0.55	1.61	1.00	0.76	0.69	1.90
16.0	2.38	0.99	0.14	2.84	1.15	0.88	0.75	1.31	1.75	0.99	0.28	1.10	1.76
19.9	1.51	0.98	0.69	1.00	1.12	0.92	0.68	0.77	1.26	0.98	0.63	1.04	1.30
25.0	1.70	0.93	0.56	0.85	1.24	0.97	0.68	1.61	1.11	0.95	0.74	1.15	1.35
31.2	1.54	1.00	0.45	0.80	1.18	0.90	0.65	0.97	1.15	0.94	0.61	0.88	1.29
38.9	1.51	0.93	0.69	0.62	1.22	0.94	0.61	2.04	1.11	0.78	0.59	1.28	1.28
48.5	1.20	0.90	0.78	1.26	1.10	0.85	0.35	1.44	1.12	0.92	0.53	0.95	1.14
60.5	1.63	0.95	0.68	0.92	0.87	0.77	0.81	2.13	1.42	0.93	0.62	0.58	1.31
77.0	1.31	0.65	0.56	0.48	1.07	0.02	0.01	0.24	1.18	0.92	0.67	1.24	1.19
\bar{R} — Z_{yx} 模值相对误差与 Z_{xy} 模值相对误差比的平均值												1.38	

注: R — Z_{yx} 模值相对误差与 Z_{xy} 模值相对误差比; S_i —阻抗张量元素的稳定性系数; S —偏离度(两维判别系数)。

约 41% 的增长平均值很相近^[3]。对于我们用以进行数字试验的其它一些测点, 也都得到了相近的结果。按照误差的传播规律, 其相应的视电阻率的相对误差亦增加约 40%。根据某些大地电磁数字模拟的结果, 地壳中某中间层电阻率一个量级的变化, 引起某周期段视电阻率最大变化幅度为百分之几十的量级。因而, 上述误差的增加量应该引起注意。对于离震中稍远某测点(约 180 km), 重复测量结果表明, 由于其较小的可信限长度, 测量方向视电阻率曲线比主方向视电阻率曲线具有较好的分辨能力(图 4)。

在文献 [3] 中, 我们已指出, 大地电磁场各道的噪声, 对于各阻抗张量元素误差的影响并不是等权的, 以致最终影响到不同的大地电磁响应函数有不同的误差。为了说明这一情况, 我们对于表 1 所给出三次测量的 30 组资料, 计算出了测量方向两主阻抗张量元素 Z_{yx} 和 Z_{xy} 的相对误差之比 R (表 2)。同时在表中给出了确定它们的稳定性系数

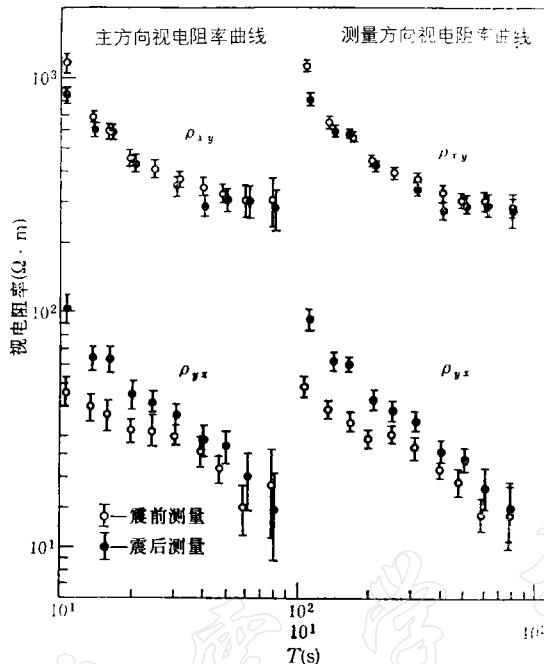


图 4 选部白云测点两次测量的测量方向和主方向的视电阻率曲线

S_{ij} 和它们的两维判别系数——偏离度 S 。其中只有一组的 R 值小于 1, 而对于该组又有 $S_{xy} < S_{yz}$ 的特例出现。 Z_{yz} 模值的相对误差平均是 Z_{xy} 模值相对误差的 1.38 倍。从表中我们还可以看到, 几乎对于所有资料都有 $S_{xy} > S_{yz}$ (其中也只有一组资料例外), 这说明 Z_{xy} 比 Z_{yz} 有更为稳定的估算值。这两方面情形同时说明, Z_{xy} (或 ρ_{xy}) 比 Z_{yz} (或 ρ_{yz}) 具有较高的观测精度。此外, 还可以看到, S 在 0.1—3.2 范围内变化, 而 Z_{yz} 模值相对误差与 Z_{xy} 模值相对误差之比值似与它们关系不大, 即与地电结构的维性质关系不大。

四、有关深部电性变化前兆的多参数综合评价

利用大地电磁测深法监测深部电性变化前兆, 实际上的复杂性在于, 与大地震有关的震源地方的电性变化很可能并不具有一个单一的模式, 而是多样化的; 测点对于未来地震震源的相对位置是未知的, 某测点的大地电磁响应函数将受到测点原地和震源区原地电性变化的双重影响; 地震区地壳上地幔电性结构的横向非均匀性严重^[7], 某测点所获得的大地电磁响应函数在很大的程度上受局部非均匀性影响, 而使问题复杂化。为了正确识别深部电性变化前兆特征, 达到地震预报的目的, 必须进行多参数综合评价。而大地电磁测深法又能以获得多个大地电磁响应函数, 它们在不同的程度上, 从不同的角度和侧面反映出了深部电性变化的特征。

大地电磁张量阻抗元素的相位曲线, 同样可以在一定程度上反映出深部的电性变化, 但是目前应用尚少。这里我们给出了 1976 年松平地震前后, 两个测点所观测到的主方向

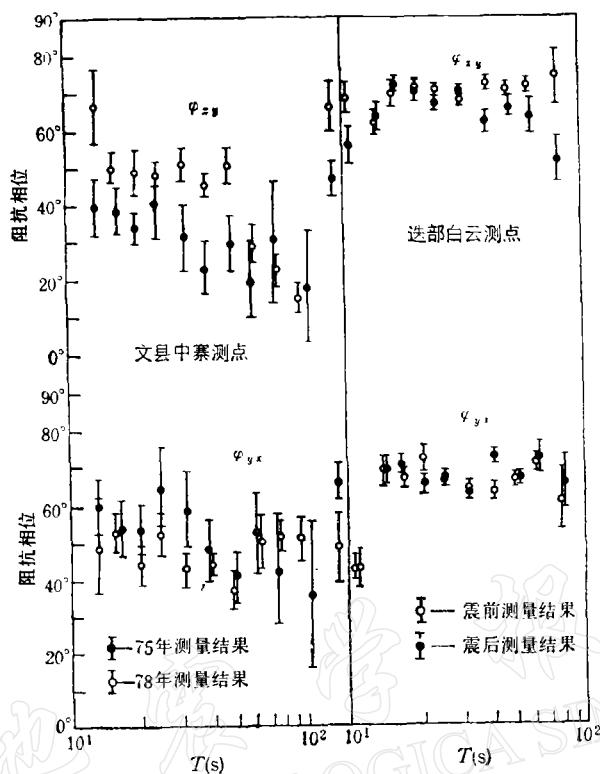


图 5 文县中寨测点和迭部白云测点的主阻抗相位曲线

主阻抗相位曲线(图 5)。它们相应的阻抗振幅视电阻率曲线已在本文的图 3 和图 4 中给出。可以看到,对于文县中寨测点,两次测量相位曲线 φ_{xy} 显示出了可分辨的系统性变化,变化的频段与 ρ_{xy} 曲线相应。而 φ_{yz} 曲线则未显示出有可分辨的系统变化,其两次测量值几乎都落在彼此的 95% 的可信限内,而 ρ_{yz} 曲线却显示出两次测量之间的变化是可分辨的(图 3 中未载出该曲线)。而对于迭部白云测点则显示出了不同的特点。仅在 φ_{xy} 曲线的后部似有可分辨的变化,其余部分和 φ_{yz} 曲线的所有点几乎都落在彼此的可信限之内,两次测量并无可分辨的系统变化。与此形成对照的是,阻抗振幅视电阻率曲线仅 ρ_{yz} 曲线的前部显示出了可分辨的系统性变化。上述情况说明,相位曲线可以提供某些附加和补充的信息,为深部电性变化的前兆识别提供新的依据。在文献 [2] 中,我们曾根据实际资料的试验结果指出,与阻抗视电阻率相比较,阻抗相位似乎较少受到偏离误差的影响。因而,在进行深部电性变化异常评价时,使用阻抗相位曲线将有利于消除偏离效应所引起的不确定性。

图 6 给出了两个测点观测到的主轴方位角和维系数。图中 θ_0 和 S 分别为大地电磁测深中常规所定义的主轴方位角和偏离度。其中 DN_1 , DN_2 和 DN_3 是根据文献 [8] 计算的,它们分别表示了地电结构的一维、二维和三维的权因子。实测资料的试验表明,将这些维权因子引入电性变化前兆的监测是有意义的。对于文县中寨测点,这些参数具有协调一致的变化。震前 1975 年观测到的曲线左部较大的主轴方位角 θ_0 ,与相应的较高

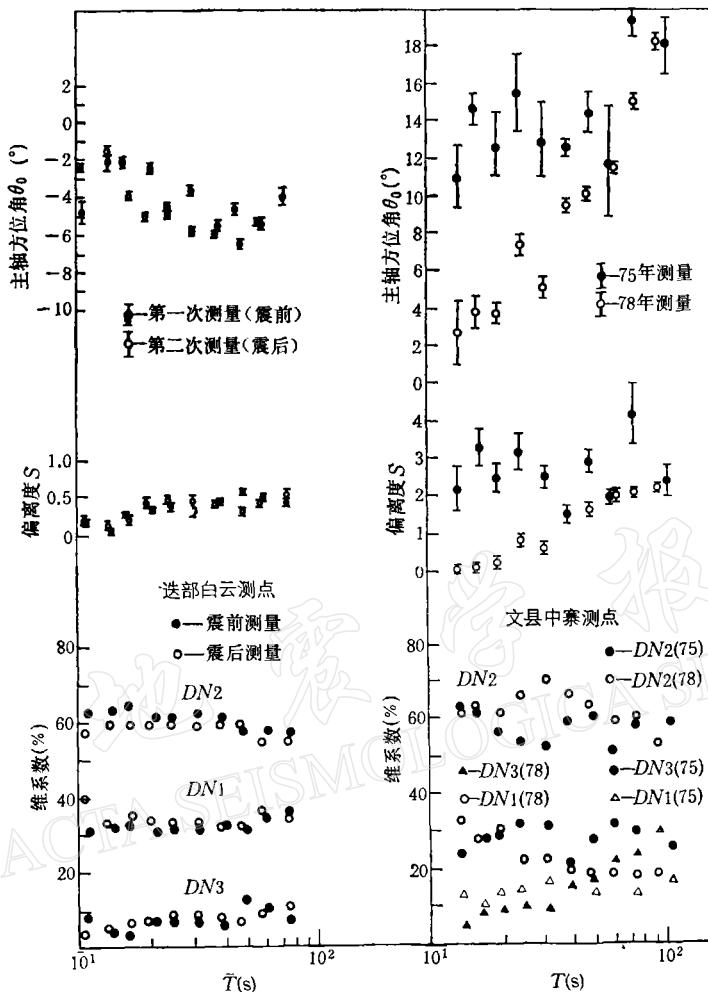


图 6 文县中寨测点和迭部白云测点重复测量获得的主轴方位角、两维偏离度和维权因子

的偏离度, 较低的一、二维权因子和较高的三维权因子是相对应的。它们明确地指出了该测点及其附近震前一个附加的电性异常体的存在。震前测点附近地电结构的三维性增加了。而对于迭部白云测点, 虽然主轴方位角显示出了某些差别, 但是偏离度和维权因子两次测量彼此是很相近的, 可能仅反映出某种电性各向异性变化。事实上, 迭部白云测点距第一次大震震中 180 km 左右, 两次测量紧邻地震前后, 相隔时间很短, 所观测到的电性变化应主要反映了受地震影响测点原地(离震源区稍远)的变化。而文县中寨测点距震中不远, 观测历时较长, 它可能既反映了震源地方的电性变化, 又反映了测点原地的变化, 因而比较明显。

阻抗虚部视电阻率曲线的弱点是, 相对于常规视电阻率曲线右移。对于某电性变化, 异常曲线增长, 异常幅度减小, 曲线显得更为平缓, 同时其振荡现象亦加剧。这些在深部电性变化监测中都是不利的, 其实际应用需进一步加以研究。具有某种平均意义的曲线, 例如两方向视电阻率曲线 (ρ_{xy} , ρ_{yz}) 的几何平均或算术平均视电阻率曲线, 在进行深部

探测反演解释中可以在一定意义上消除横向非均匀性的畸变影响, 获得较为可靠的电性分层结构。但当被用于深部电性变化监测时则应慎重从事。震前的电性变化常被归结为某一电性异常体的出现。由于电流效应和感应效应的畸变影响, 对于不同相对位置的测点, 一般总是使得一道视电阻率升高, 一道视电阻率降低。这样, 两道曲线的平均结果就有可能平滑或掩盖分别由两条视电阻率曲线所应该观测到的电性变化。

应该指出, 上述讨论是比较初步的, 尚需进一步深入研究和实际应用的检验。

本研究工作系地震科学联合基金资助项目, 特此致谢。

参 考 文 献

- [1] 兰州地震研究所大地电磁测深组, 1981. 与大地震有关的地壳深部的电性变化. 大地电磁测深, 80—88, 地震出版社。
- [2] 林长佑、武玉霞、刘晓玲, 1989. 大地电磁响应函数估算中改进后的多道相关函数法及误差的综合评价. 地球物理学报, **32**, 236—241。
- [3] 林长佑、武玉霞、刘晓玲, 1988. 大地电磁响应函数的除偏估算和误差研究. 西北地震学报, **10**, 3, 25—38。
- [4] Spies, B. R. and Eggers, D. E., 1986. The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *Geophys.*, **51**, 7, 1462—1471。
- [5] 林长佑、刘晓玲、蒋梅、武玉霞, 1988. 论中国西北某些地区地壳上地幔内的高导电层和地震区划的深部电性指标. 地震学报, **10**, 66—76。
- [6] Clarke, J., Gamble, T. D., Goubau, W. M., Koch, R. H. and Miracky, R. F., 1983. Remote-reference magnetotellurics: Equipment and procedures. *Geophysical prospecting*, **31**, 1, 149—170。
- [7] 林长佑、张云琳、梁恕信、司玉兰、蒋梅、江钊, 1983. 内蒙、甘、宁某些地区地球上部电导率分布的横向变化特征. 西北地震学报, **5**, 1, 31—42。
- [8] Kao, D. and Orr, D., 1982. Magnetotelluric studies in the Market Weighton area of eastern England. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **70**, 2, 323—337.

THE FURTHER APPLICATION OF MAGNETOTELLURIC SOUNDING IN THE PROBE OF EARTHQUAKE PRECURSORS

LIN CHANGYOU, LIU XIAOLING and WU YUXIA

(Lanzhou Seismological Institute, State Seismological Bureau)

Abstract

On the basis of the MTS theoretical analysis and numerical test of the measured data, some problems on the enhancement of the effect of monitoring earthquake precursors through measurement of deep electrical variations by the MTS method is discussed. The obtained results show that of the several defined MT apparent resistivities, the still unused apparent resistivity, the real part of the impedance has some unique advantages and can possibly become a better parameter for monitoring the deep electrical variation as an earthquake precursor. It is necessary to select the parameters having lighter relative precision as the main parameters to be monitored on the basis of the analysis of various effects on the MT response functions, which result from the error distribution in different channels, the error propagation and accumulation in the computation process. The synthetic judgement method with multi-parameters is the basic method to distinguish the deep electrical variations as an earthquake precursor. The above mentioned conclusion is justified by some observed MTS data reflecting earthquake precursors.