深部电性变化前兆大地 电磁测深法的可分辨性*

林长佑 刘晓玲 武玉霞

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文分析了地表各处起因于深部电性变化前兆的大地电磁响应函数的变化形态、特征,探讨了对此大地电磁测深法的可分辨性的某些问题。研究表明,在离震中稍远的震源外围区,由扩展膨胀各向异性所引起的深部电性变化引起了某些大地电磁响应函数明显的可分辨的变化,发展中的地震断裂带和震前断裂蠕滑段,作为一个两维导电沟,可以引起邻近区域视电阻率、阻抗相位、维系数的可分辨的变化,对于一个异常的震源导电体,地表大地电磁响应函数显示出了两维模拟异常的某些类同和差异。

一、震源外围区电性各向异性变化的可分辨性

在离震源足够远的外围区,由于地震孕育期间测点原地应力场变化,从而扩展膨胀各向异性引起了电性各向异性变化 $^{-1}$ 。设测点离震中足够远,该处大地电磁响应 函 数主要决定于测点原地的电性分布及其变化。由于扩展膨胀各向异性优势地发生在主要承受和传递构造应力的G层之内 $^{-1}$,则可将问题归结为讨论地壳内某中间层电性各向异性变化的影响。第 1 层水平面内两主方向的电导率为 1 、 σ_{i}^{2} ,与测量方向的夹 角为 θ_{i} ,则第 1 层内的电导张量矩阵为:

$$(\sigma_i) = \begin{bmatrix} \sigma_i^1 \cos^2 \theta_i + \sigma_i^2 \sin^2 \theta_i & (\sigma_i^2 - \sigma_i^1) \sin \theta_i \cos \theta_i \\ (\sigma_i^2 - \sigma_i^1) \sin \theta_i \cos \theta_i & \sigma_i^1 \sin^2 \theta_i + \sigma_i^2 \cos^2 \theta_i \end{bmatrix}$$
 (1)

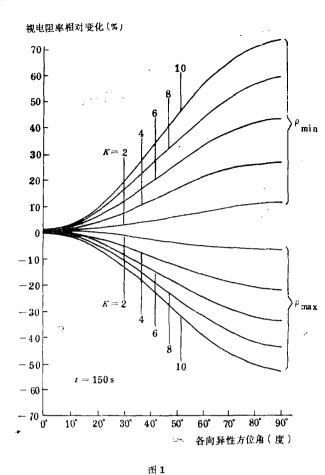
可以证明,在第i层中, 对麦克斯威尔方程组可获得两组线性独立的解 2 了。对于主方向电导率为 σ_1 和 σ_2 的均匀各向异性半空间,可定义两个不同的复数阻抗:

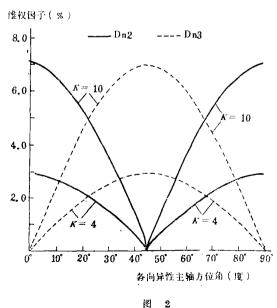
$$\frac{E_{x}}{H_{y}} = Z_{1} = \left(-\frac{W\mu_{0}}{\sigma_{1}}\right)^{\frac{1}{2}} e^{-i\left(-\frac{\pi}{4}\right)}$$

$$\frac{E_{y}}{H_{x}} = -Z_{2} = -\left(\frac{W\mu_{0}}{\sigma_{2}}\right)^{\frac{1}{2}} e^{-i\left(-\frac{\pi}{4}\right)}$$
(2)

并可推广至其中只有一层是各向异性的11层均匀各向同性介质的情形。获得测量方向阻

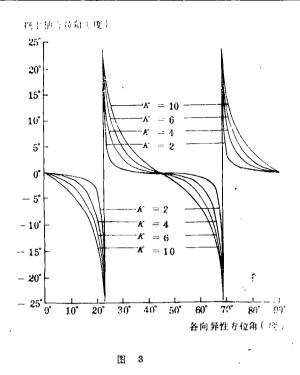
^{*} 本项研究为地震科学联合基金项目





抗张量。利用我国南北地震带北 段一个典型化的地电剖面进行研 究, 其电性层参数为: ρ;=40、 $400, 5, 1000, 10; h_i=10,$ 15、1.5、50(单位: Ωm、 km)。设想第二层出现电性各 向异性,其系数为K,优势导电 方向的电阻率为 $\frac{400}{k}\Omega$ m。计算出 了测量方向视电阻率相对于主方 向视电阻率的相对变化(图1)。 对此,现有的大地电磁测深法是 可以加以分辨的 3 。 迭部 白 云 测点距1976年松潘大震 震 中 约 180km, 地震前后两视电阻率呈 反相变化, 最大变 化 约 为20% (见文献[4]的图7)。

随主方向的变化, 阻抗相位 的变化幅度是很小的,实际观测 结果是类似的(见文献[5]的 图5)。常规定义的偏离度 无 明 显变化, 而新近定义的一、二、三 维权因子DN1、DN2、DN3.5J, 则反映出了随各向异性方位改变 的改变(图2)。按通常大地电 磁测深中主轴方位角公式计算出 的 8。 变化图案呈一奇异形态(图 3)。增加了利用它判定各向异 性方向变化的复杂性。实际资料 表明, 地震前后偏离度并无可分 辨的变化,而主轴方位角和维权 因子似有小幅度的变化(见文献 〔5〕的图6)。



二、地震断裂带形成和震前蠕滑过程对大地电磁响应函数的影响

在地震孕育过程中,邻近未来地震断裂将形成一狭窄导电带,震前断裂蠕滑段的运动亦将引起沿断裂的导电带的强化¹¹。因此,问题归结为狭窄导电带的出现和强化对大地电磁响应函数的可分辨性讨论。

在离地震断裂带不是很远南地方,狭窄导电带可由一个有限深度的两维导电沟进行模拟。三维凹陷的长宽比达8—10时,在一定近似程度上可看成是两维构造 [6]。由已有两维导电沟数字模拟结果 ^{7、8、9},可以看出如下几个特征:1、p¹曲线在导电沟外 几 乎不受沟存在的影响,沟内视电阻率相对于沟外大幅度下降; 2、pⁿ 曲线由沟中心向外 几 乎是连续平行抬升,低频趋于会聚; 3、表层覆盖物的纵电导值越大,导电沟存在影响将有所减弱; 4、导电沟对ρ¹¹曲线影响的距离较远。

为了将已有的某些两维模型推广应用,我们将探讨相似性原理的可适用性问题。设有两个地电模型 $\{\rho_i, l_i\}$ 和 $\{\rho'_i, l'_i\}$, ρ 为电阻率,l为几何尺度参数。若有 ρ'_i/ρ_i = $K\rho$ =常数, l'_i/l_i = K_L =常数,则两池电模型相似,其相应电磁现象的周期,T'/T= K_T =常数, K^2_L = K_T K_0 ,两池模型相应周期的电场和磁场满足下述条件 100:

$$E' = E/K_{\hat{L}}, H' = H/K_{L}K_{p}$$
(3)

对于两维介质,当测量坐标x沿走向方向,则存在两列独立传播的电磁波,E平 行极化波(Ex、Hy、Hz)和H平行极化波(E_y 、Ez、Hx),其主阻抗张量视电阻 率分别为:

$$\rho_{xy} = 0.2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$$

$$\rho_{yx} = 0.2T \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2$$
(4)

由某些数字模拟结果来看[8\9\11], |Hz|/|Hy|<0.3, 且多在 0.1 以 内。故 近 似 有 $|H_z|\ll |Hy|$, $|E_2|\ll |Ey|$ 。利用 (3) 式可以得到:

$$E'_{x} \simeq E_{x}/K_{L}^{2} \qquad H'_{y} \simeq H_{y}/K_{L}K_{p}$$

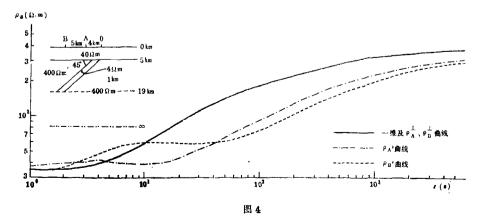
$$E'_{y} \simeq E_{y}/K_{L}^{2} \qquad H'_{x} \simeq H_{x}/K_{L}K_{p} \qquad (5)$$

将(5)式代入(4)式,利用 $K_{\tau}^2 = K_{\sigma}K_{\tau}$,对于 $T' = K_{\tau}T$ 的对应周期,近似得到:

$$\frac{\rho_{xy}'}{\rho_{xy}} \simeq \frac{\rho_{yx}'}{\rho_{yx}} \simeq K_{p} \tag{6}$$

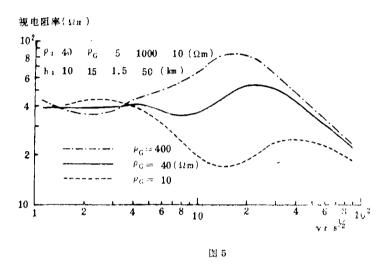
即已知两个两维模型相似,由原模型主方向视电阻率曲线可获得第二个模型的视电阻率曲线。当对文献〔8〕中的倾斜断层模型赋于 $K_1=5$, $K_0=0.4$,则得到类似于地震断层(图4)的两维两层模型[1],并给出了点 A和点 B平行于走向的视电阻率曲线。可见该地震断裂的存在是可以加以分辨的[8]。

无限深各向异性导电沟的数字模拟结果[8]与其它导电沟模型的模拟相类似。不同于各向同性的情形,出现了非零值的辅阻抗视电阻率,同时引起偏离度明显可以分辨的升高。平行于走向的主阻抗相位,最大变化幅度达25°,比视电阻率似乎显出较大尺度的异常区。垂直于走向的主阻抗相位,最大变化幅度达10°。对于地震原地的情况,沟内沟外电阻率的反差不低于一个量级[1],则出现的异常不低于上述模拟结果。



三、震源及其邻近地区深部电性变化前兆的可分辨性

就两维数字模拟,震源体相当于一个有限宽度导电层;若该导电体与地电模型的最上部良导电覆盖层相连,且有相近的电导率,则可由一个地堑或凹陷加以模拟。对于两维有限宽度中间导电带模型(见文献〔12〕的图2),随着由导电异常带中心向外,视电阻率曲线发生有规律的顺次变化,该曲线簇的上、下包络线为异常导电带不存在和异常导电带横向无限延伸的视电阻率曲线。在导电带边缘地表所观测的异常大约为中心点异常的一半,异常范围可扩延至带宽的2—3倍处。两维凹陷的模拟结果与此相类似[11]。对于本文第一部分中所用地电模型,计算了G层电阻率下降一个量级和一个半量级的视电阻率变化(图5)。它们分别与原曲线构成地表不同处观测到的视电阻率曲线的包络线。



在良导电带埋藏于第二个高阻层中的情况下,可以引入分辨判别因子 \mathbb{R}^1 和 $\mathbb{R}^{2 \times 13.3}$:

$$R^{II} = \frac{D}{h}$$

$$R^{I} = D/\sqrt{S_1 T_2}$$
(7)

其中D为导电带宽度,h为导电带顶面埋深, S_1 为表面良导电层的纵电 导, T'_2 为 导 电带顶部高阻层的横向电阻率, $T'_2=\rho_2$ ($h-h_1$)。数字模拟的研究表明 $\{1^8\}$,当 $R^{\parallel}\geqslant 4$ 时,导电带中心的 ρ'' 曲线的一维解释就可应用。在 $\{R^{\Pi}=1\}$ 。3的情况下, $\{\rho\}$ "曲线大约处于导电带内、外正常曲线间居中的位置。当 $\{R^{\perp}\geqslant 8\}$ 的 $\{P\}$ "将对导电带产生 完全的分辨;当 $\{R^{\perp}\leqslant 1\}$ 时 $\{P\}$ "将对导电带完全不能分辨。对于我国西北某些地震区的四个典型的地电模型(模型参数见文献 $\{P\}$ 了的图1),以及本文第一部分中所利用的模型(模型 $\{P\}$ 】,我们估算了其分辨因子 $\{P\}$ "和 $\{P\}$ ",如果假定一个六级地震震源体的横向宽度为 $\{P\}$ "和来说,大地

电磁测深法对震源体电性变化所引起的视电阻率异常都是可以加以明确分辨的。

三维四陷的模拟表明[6°°°°¹¹¹], 1、在高频段主要大地电磁响应函数与一、二维相一致, 2、在四陷内部两视电阻率,阻抗相位曲线比较接近二维的ρ¹、φ¹曲线,而在中心处两维ρ°和ρ¹曲线为三维曲线的外包络; 3、在凹陷外,两视电阻率阻抗相位曲线一般位于一维正常曲线两侧,在边缘处分离; 4、异常区尺度仅约为导电体尺度两倍。

- 表1

导电带位置	导电带宽度 (km)	hh1	分辨因子	模 型 I	模型 A	模型 B	模型 C	模 型 D
,		0	R"	1.00	0.95	3.83	0.71	0.67
位于G层之内 (10-25km)	10		R [±]	د	*	on	6.3	∞
		- <u>1</u> -h1	R"	0.83	0.70	2.78	0.59	0.56
		5 11	R±	0.71	0.67	2.04	0.47	0.34
		- <u>1</u> -h1	R"	0.67	0.63	2,22	0.47	0.47
		2 11	R ¹	0.∤6	0.43	1.29	0.29	0.22
		o	R"	4.0	3.81	13.33	2.84	2.68
	40		R ¹	»	တ	دد	63	00
		- 1 -h ₁	R"	3.33	3.16	11.10	2.36	2.24
		5	R [⊥]	2.83	2.69	8.16	1.88	1.36
		$\frac{1}{2}h_1$	R"	2.67	2.54	8.88	1.88	1.88
			_ R +	1.79	1.72	5.16	1.16	0.88
		0	R"	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
位于上部地壳 高阻层内 (4-1 km)	10	-	R ¹	0 3	<i>c</i> co		* ∞	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
		- 1 h.	R "	2.08	2.08	2.98	2.08	2.08
		3	R [±]	2.37	5.59	1.75	0.79	0.79
		$\frac{1}{2}$ h ₁	R"	1.67	1.67	1.67	1.67	1.67
			R ¹	1.41	3.54	.1.10	0.50	0.50

由一个三维岩浆腔的模型的数字模拟及与其相应的两维模型数字模拟结果的对比^[15],可以看出,对于沿短轴方向的视电阻率和阻抗相位,三维模拟与两维模拟相差甚小,与三维凹陷的模拟相类似。对于沿长轴方向的视电阻率和阻抗相位,三维模拟结果与两维模拟结果有较大差别,导电体上方的视电阻率显示出比两维模拟更大幅度的下降变化,但在横向方向上异常衰减较两维模型略快,在导电体3倍宽度处已完全不能觉察导电体的存在。

此外,三维导电体的出现将影响到地表不同处阻抗张量极化图的长短轴之比和分布图案,以及维判别系数和视主轴方位角的变化。球型导电体[18]和两维凹陷 11]上方磁场垂直分量显示了有规律的变化,在导电体边缘上方取极大值,中心处取极小值。综上所述,三维震源导电体在地表引起的大地电磁响应函数变化的可分辨性,并不亚于相应两维模拟的情况,只是异常区的横向尺度较小。

(1988年4月10日收到初稿)

参考文献

- 〔1〕 林长佑、武玉霞、刘晓玲, 地震深部电性变化前兆特征及其机理的初步探讨, 西北地震学报, 11, 4, 1989.
- [2] D'brien, Douglas P. and Morrison, H.F., Electromagnetic fields in an N-layer anistropic half-space, Geophys., 1967, Vol.32, No.4, 668-677.
- [3] 林长佑、武玉霞、刘晓玲,大地电磁响应函数的除偏估算和误差研究,西北地震学报,10,3,1988。
- [4] 兰州地震研究所大地电磁测深组,南北地震带北段地壳上地幔内的高导层与地震关系的研究,勘探地球物理专辑,第二辑,电磁测深,145—150,地质出版社,1987。
- [5] 林长佑,刘晓玲,武玉霞,试论大地电磁测深法在地震前兆探索中的应用,地震学报、待发表)。
- [6] Вердичэвский, М.Н., Голубцова, Н.С.и Дебабов, А.С., Магнитотеллурическое зондирования над трехмерной впадиной, Физика Земли, 1984, 12, 80—88.
- [7] Adam, A., Fractures as conducting dykes and corresponding two-dimensional models, Geophys, Prosp., 1984, Vol.32, NO.4, 543-553.
- [8] Vozoff, Keeva, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophys., 1972, Vol.37, No.1, 98-141.
- [9] Reddy, I.K. and Rankin, D., Magnetotelluric response of laterally in homogeneous and anistropic media, Geophys., 1975, Vol.40, No.6, 1035-1045.
- [10] Cagniard, Louis. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting Geophys., 1953, Vol. 18, No. 3, 605-635.
- [11] Berdichevsky, Mark N. and Zhdanov, Michael S., Advanced theory of deep geomagnetic sounding, Elsevier, 1984, 118, 129, 324. Amsterdam et al.
- [12] Берцичевский, М.Н., Нечаева, Г.П.и Лебедева, Н.А., Магнито теллурическое зондирование над ограниченным пластом, Физика Земли, 1981, 3, 68—72.
- [13] Бердичевский, М.Н.и др., О Магнитотеллурическом зонди-рование проводящи зон в земной коре и верхний мантии, Физика Земли, 1982, 7, 55—88.
- [14] Park, Stephen K., Distortion of magnetoetelluric sounding curves by three-dimensional structure, Geophys. 1885, Vol. 59, No. 5, 785-797.
- [15] Newman, Gregory.A., Wannamaker, Pilip. E. and Hohman, Gerald W., On the detectability of crustal magma chambers using the magnetotelluric method, Geophys., 1985, Vol. 50, No. 7, 1136—1143.

THE RESOLUTION OF THE MAGNETOTELLURIC SOUNDING FOR THE PRECURSOR OF DEEP ELECTRICAL VARIATION

Lin Changyou Liu Xiaoling Wu Yuxia

(Seismological Institute of Lanzhou, SSB)

Abstract

In this paper, the variation pattern and the character of the magnetotelluric (MT) response functions at various positions on the earth surface, which are due to the deep electrical variation, are analysed, some problems of the resolution of MT sounding for them are discussed priliminarily. It is indicated that in regions around focus, farther from the epicentre, the deep electrical variation, due to the extensive-dilatancy anisotropy (EDA), leads to the distinguishable variations of MT response functions; the earthquake fault during the development and the creep portion of fault before earthquake, as a conductive dike, can lead to distinguishable variations of the apparent resistivity phase of impedance, dimensional coefficients in its nearby region; for an anamalous conductive focal volume, the MT response functions at earth surface appear to be either some analogous to or different from the results of two-dimensional models.