

马钦忠,李伟,张继红等. 2014. 与大电流信号有关的华北东部地区地电场空间变化特征的研究. 地球物理学报, 57(2): 518-530, doi:10. 6038/cjg20140217.

Ma Q Z, Li W, Zhang J H, et al. 2014. Study on the spatial variation characteristics of the geoelectric field signals recorded at the stations in the east Huabei area when a great current is injected. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57(2): 518-530, doi: 10. 6038/cjg20140217.

与大电流信号有关的华北东部地区 地电场空间变化特征的研究

马钦忠¹, 李伟¹, 张继红², 郭玉贵³, 方国庆¹

1 上海市地震局, 上海 200062

2 山东省地震局, 济南 250014

3 青岛市地震局, 青岛 266071

摘要 在震地电磁学研究中, 电流在地下的流动特征与构造关系是一个非常重要的问题. 大范围观测站的分布和强电流源存在的格局为我们研究这个问题提供了机会. 本文通过对青岛换流站接地极向地下注入 2100~3004 A 大电流时华北东部地区 21 个地电场台站观测的研究, 深入认识了地电场信号变化实质. 研究表明: ①沿着郯庐断裂带方向、跨过郯庐断裂带西南方向、跨过郯庐断裂带北西方向能够记录到地电流信号的特征变化非常大, 存在着明显方向性特征和“穴位”现象. ②注入大地的电流强度越大, 则在观测点记录到的地电流信号强度也越强. ③本文研究区域里地电场信号的均匀度并不遵循均匀介质条件下的一般规律, 说明地下介质电性非均匀性和各向异性特征明显. ④大电流注入地下时能够较正确地反映信号源方位的台站较少, 只有安丘台、大山台和新沂台所观测到的方位线可用于确定信号源的位置. 本文从点电流源与台站测线布局构成的装置系统、大区域介质非均匀性、台站测区以及附近地区的介质细结构的影响三个方面, 通过数值模拟, 对上述特征进行了较深入的分析 and 解释.

关键词 大电流, 地电场信号, 信号源定位, 地震电信号

doi:10. 6038/cjg20140217

中图分类号 P319

收稿日期 2013-05-31, 2013-11-13 收修定稿

Study on the spatial variation characteristics of the geoelectric field signals recorded at the stations in the east Huabei area when a great current is injected

MA Qin-Zhong¹, LI Wei¹, ZHANG Ji-Hong², GUO Yu-Gui³, FANG Guo-Qing¹

1 Earthquake Administration of Shanghai Municipality, Shanghai 200062, China

2 Earthquake Administration of Shandong Province, Jinan 250014, China

3 Earthquake Administration of Qingdao City, Qingdao 266071, China

Abstract In the study of seismo-electromagnetics, the relationship between the flowing characteristics of telluric current and the geological structure is a very important problem. The arrangement of broad distribution of many geoelectric field stations and powerful current injected into the underground supply us a golden opportunity to study the scientific problem. In this paper, by studying the signals originated from grounding electrode 2100~3004 A current of Qingdao converter station that were recorded at twenty one geoelectric field stations in the east Huabei area, we could recognize the variation features of geoelectric field in a deepgoing way.

The study shows that ① along the directions of the Tan-Lu fault and the southwest beyond the fault zone as well as the northwest of it the telluric current signals present extremely different varying characteristics, and there are obvious directionality feature and phenomenon of sensitive site; ② The larger the current intensity of the source is, the higher the signal strength recorded at observatory stations is. When the current intensity of the source changed from 2100 A to 3004 A the increase rate of the signals recorded on the long dipole is different from that on short dipole at many stations; ③ The uniformity degree of the geoelectric field in the area do not follow the regular patterns of homogeneous medium, which illustrates that the characteristics of inhomogeneous medium and anisotropy are obvious at many stations in the area; ④ There are seldom stations that could be used to determine the direction of the source, but the azimuth obtained at Aqiu, Dashan and Xinyi stations could be used to locate the source site when a great current was injected. Thinking of the influences of the three factors, i. e., the device system consisting of a point source and the dipole distribution of a station, heterogeneity of medium in a large area, as well as fine structure of the medium underground at a station, this paper makes a deep analysis and explanation of the characteristics mentioned above by using the numerical simulation.

Keywords Great current emission, Signal of geoelectric field, Location of signal source, Seismic electric signal

1 引言

大地电流是在 1840 年由于电报信息被干扰而首先引起了人们的注意(傅承义等,1991)。20 世纪初,地电场的研究和应用主要集中在探矿和地球结构勘探方面。20 世纪 70 年代之前,不少国家进行模拟地电场观测以研究地电场的变化特征,限于当时的观测技术和数据积累,研究成果有限(傅承义等,1991; 孙正江,1990; Kpaeb AII,1954)。20 世纪 80 年代之前的地电场观测都是采用单电极距观测的,即在某一方向上两个不同点将电极埋入地下,测定两个电极间的电位差。但这种单电极距的观测在提取最真实可靠的地电场信息方面产生了严重问题,主要原因是使用的铅电极即是地电流的接收装置,又因为电极电位的极差大而成为地电流的发射装置,导致有用信息与干扰成分相混。这严重地阻碍了地电场研究的发展。20 世纪 80 年代初希腊雅典大学三位物理学家 Varotsos 和 Alexopoulos、Nomicos (简称 VAN)提出了利用地震信号及其选择性特征来进行地震预报的 VAN 方法(Varotsos P et al.,1982a,b; Varotsos P et al.,1991),在他们的地电场观测研究中采用了多道电极距布板的方法,研制应用了非极化电极,通常每个台站在同一方向上布设长、短不一的电极距,至少有 4~6 对短偶极电

极,短极距为数百米长,长极距可达数公里长,并从物理学角度出发给出了识别诸如电极极化等噪声,并选择出地震电信号的四条判别准则(Varotsos P et al.,1982a,b),从而使震前地电场观测中识别各类噪声的水平有了很大的提高。由于地震孕育过程和地球介质的复杂性,地震电信号的产生机制、远距离传播、选择性等问题的物理解释尚没有公认的答案。许多学者进行了有关地震电信号产生机理的试验研究(Kumi Onuma et al., 2011; Enomoto Y et al., 1990; Freund T et al., 2004, 2006; Muto J et al., 2007, 2008; Takeuchi A et al., 2006; Tsutsumi A et al., 2008; Varotsos P A, 1977; Yoshida S, 2001),对于地震电信号在地下传播特征,即信号通道问题的研究相对少些,而且大都是在室内实验室条件或数值模拟条件下完成的(Park S K et al.,1996; 黄清华等,2010; Sarlis N et al., 1999; Huang Q et al., 1999; 马钦忠等,2003; 马钦忠,2007),而用更加贴近实际的野外大区域的观测研究则还没有,主要原因是国外没有大范围的观测网和相配套的大电流信号源,本文研究恰恰具备了这样的条件。对于俄罗斯科学院在吉尔吉斯比什凯克台站开展地下电导率异常变化的研究已有 30 多年,他们的试验包括通过 4.5 km 长的电偶极向地下注入强电流的观测试验(Avagimov A A et al.,2005)。通过这种试验,他们发现在一些强震前

地下电阻率发生了百分之几的变化。目前,国际地震与火山电磁研究组(EMSEV)计划在比什凯克进行合作研究,目的之一就是利用这种人工电流源来进行对希腊“VAN”方法中的地震电信号(SES)的独立检验。

近年来我国建成了由 100 多个台站组成的数字化地电场观测网,且都是在东西、南北、北东(北西)方向上布设了两道长短不一的观测电极距,为更好地排除噪声打下了良好基础,其观测孔径和覆盖范围之大、台站数量之多,为世界之最。利用该地电场观测网进行地电场变化特征的研究有着独特的优势。郯庐断裂带是一条贯穿我国东部地区的大型断裂带,该带穿过山东省、江苏省、安徽省。本文以青岛高压换流站的接地电极为大电流信号源(注入的大电流强度最大值可达 4000 A),研究当向地下注入强大电流信号时,在山东、河北、江苏等地区地电场区域网观测到的地电场变化特征,揭示出由大电流信号源所发出的信号在上百公里范围的观测区域中所记录到的地电场信号在复杂地质构造条件下的强弱分布特征、空间分布特征等。通过对上千安培大电流发射和观测实验的研究,以进一步揭示大型地质断裂构造带与地电场在地下传播特性之间的联系,以及增强地震信号选择性问题的可信度,并对研究区域中观测资料的实际应用打下良好的基础。

2 地质背景和大电流源与地电场观测网

地质背景 在本文工作区域内存在着中国东部地区最大的地质断裂构造带——郯庐断裂带,该带在中国境内长达 2400 km,宽几十至 200 km,总体走向北东 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$,向南到湖北省长江北岸的武穴,向北北东方向经安徽省的宿松、潜山、庐江、嘉山,它穿过江苏省的泗洪、宿迁,山东省郯城、沂水、潍坊,进渤海,然后过辽东半岛,穿过东北三省去了俄罗斯(嵇少丞等,2008a,b)。

大电流源 宁东高压 ± 660 kV 电压直流输电网在青岛换流站有一接地极装置,直流输电线路在系统调试或发生故障情况下,会处于单极大地回路运行方式,这时将有非常大的电流从直流接地极流入大地,该电流强度最大可达 4000 A。

地电场观测网 在地电场观测中,目前主要研究的是地电场在地球表面投影的部分,可以作为平面矢量,其大小和方位可以通过平面坐标系各分量来确定之。地电场分量的测量,则是在特定的方位上

(一般取 NS 和 EW 方位)布设一对电极接收电场信号,用该对电极上测得的电位差与电极距之间的距离的商,作为电场在该方位上分量的度量。在我国大规模地电场观测网建设时,广泛采用了以下两类技术措施:(1)使用固体不极化电极作为测量电极,并对电极埋设提出特殊的技术要求,保证电极电位差较小并且具有较好的长期稳定性;(2)在观测站布设多极距装置系统,以实现尽可能识别和排除环境干扰,保证地电场观测的客观性。

本文研究区内所布设的地电场台站包括山东省安丘台、陵阳台、乳山台、大山台、郯城台、皱城台、菏泽台;河北省兴济台、昌黎台、大柏舍台;北京市通州台、延庆台;天津市徐庄子台、宝坻台、静海台;江苏省新沂台、高邮台、海安台;安徽省嘉山台、蒙城台;河南周口台。观测仪器型号为:ZD9 大地电场仪;频率范围为:0.0~0.1 Hz;采样率:一次/min。这些台站都是多极距布设装置系统,即在东西、南北、北东(或北西)方向上布设了两道长短不一的极距,以便排除噪声,从而观测到真正的地电场信号。各个台站的具体电极布设方式见图 1。

大电流发射源和冀鲁豫苏皖地区地电场观测台站的具体分布情况如图 2 所示。

3 大电流注入地下时测区地电场变化特征分析

图 2 是山东境内强电流发射源及华北东部地区部分地电场观测台站位置分布示意图。当上千安培的大电流在青岛换流站接地极处流入大地时,则在其周边地区地电场观测站可以接收到其信号,且其信号特征会随着距离该信号源的远近不同和方位不同而呈现出不同的变化。图 3 所示的是 2011 年 3 月 25 日 00:10—2:10 期间在青岛换流站接地极处 2100A 的强大方波电流流入大地时在安丘、陵阳、郯城、新沂、乳山及大山地电场观测台接收到的该地电场信号波形图。图中 L_{NS} 、 S_{NS} 分别表示南北方向的长极距和短极距; L_{EW} 、 S_{EW} 分别表示东西方向的长极距和短极距; L_{NE} 、 S_{NE} 分别表示北东方向的长极距和短极距。由该图可以看到,强电流波形形态在安丘、陵阳台观测到的最完整,而在其他台站观测到的波形形态或多或少有些受噪声的影响。

图 4 所示的是 2011 年 1 月 23 日 8:30—10:40 期间青岛换流站接地极处梯形波强大电流流入大地时在安丘台接收到的信号,该发射电流最大强度为

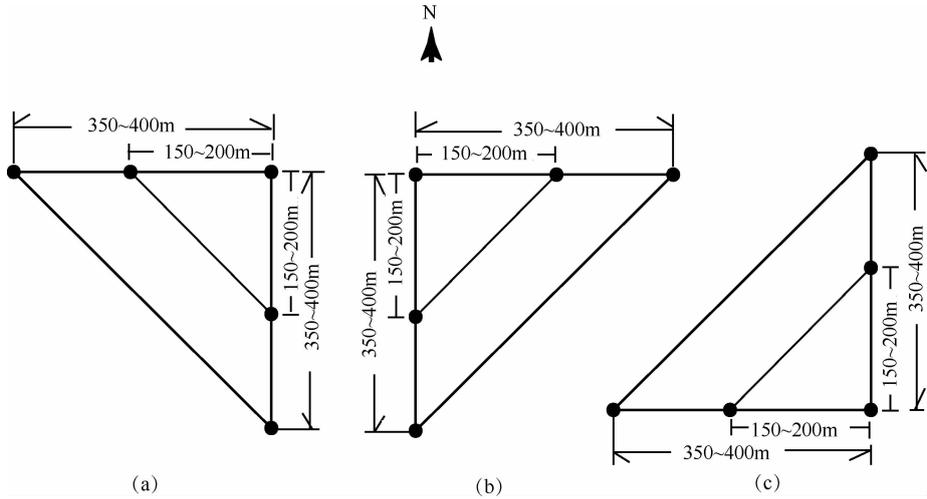


图 1 研究区电极布设示意图

(a) 通州、宝坻、徐庄子、大柏舍、蒙城、周口、皱城台电极布设图；(b) 郟城、陵阳、乳山、延庆、静海台电极布设图；(c) 安丘、大山、菏泽、昌黎、新沂、嘉山、海安、延庆台电极布设图。

Fig. 1 Sketch map of the electrode distribution in the study area

(a)The electrode distribution style at the stations of Tongzhou, Baodi, Xuzhuangzi, Dabaishe, Mengcheng, Zhoukou and Zhoucheng; (b) The electrode distribution style at the stations of Tancheng, Lingyang, Rushan, Yanqing and Jinghai; (c) The electrode distribution style at the stations of Anqiu, Dashan, Heze, Changli, Xinyi, Jiashan, Hai'an and Yanqing.

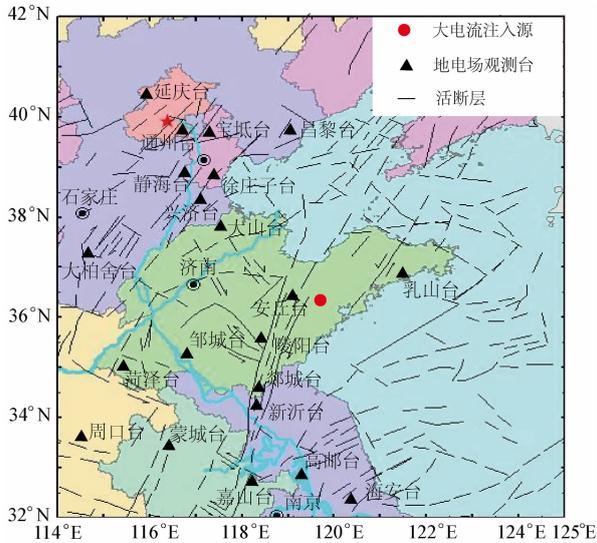


图 2 大电流发射源及其周边地区地电场观测台站位置分布

Fig. 2 The place distribution map of the geoelectric field observatories around the area of the powerful electrical current source

3004A. 由于篇幅所限其他台的观测曲线在此省略. 表 1 所示的是青岛换流站接地极处在 2011 年 3 月 25 日 0:10—2:10 注入大地 2100A 的强大方波电流和 2011 年 1 月 23 日注入大地最大电流强度为 3004 A 的梯形波电流时在安丘、陵阳、郟城、新沂、乳山、大山、皱城、菏泽、兴济、徐庄子、昌黎、静海、宝坻、通州地电场台站记录到的地电场信号具体特征

参数.

为了具体分析大电流注入地下时测区附加地电场变化特征,将图 3 和图 4 给出的信息汇总在表 1 和表 2 上. 其中,表 1 给出了距离电流源 450 km 范围内台站各方位在两次供电时所记录到的附加电场数据. 大电流 3004 A 发射的时间为白天,一次远处台站的相应附加电场信息量与天然电场噪声相当,而无法识别,因此距离电流源较远的五个台站仅有 2100 A 电流有关的附加电场信息. 表 2 则给出了距离电流源 250 km 范围内台站各方位上每次供电时在长短两个电极距上所记录到的附加电场数据的比值.

在表 1 中没有列入延庆台、周口台、高邮台、嘉山台、海安台、大柏舍台、蒙城台的观测信号参数,主要是因为这 7 个台没有记录到上述两次大电流发射时的信号. 这 7 个观测台距大电流信号源的距离分别为:延庆台 548km;周口台 537 km;高邮台 407 km;嘉山台 415 km;海安台 448 km;大柏舍台 440 km;蒙城台 440 km. 另外,表 1 中没有列出静海台、宝坻台、通州台记录的 2011 年 1 月 23 日发射源发射的信息,也许由于白天背景噪声太大而难以分辨.

由表 1 和表 2 可以看到信号源向地下注入大电流信号时,在周边地区台站所记录到的附加电场信号具有下列几个显著特征:

(1)同一台站不同方位的附加电场信号值的大

表 1 2011 年 1 月 23 日和 3 月 25 日大电流发射时华北东部地区部分地电场台记录信号值
 Table 1 The signal values recorded at some stations of the geoelectric field in the east Huabei area
 when a great current is injected at 23th Jan. and 25th Mar., 2011 respectively

台站	月-日-时	$L_{NS}/$ (mV · km ⁻¹)	$S_{NS}/$ (mV · km ⁻¹)	$L_{EW}/$ (mV · km ⁻¹)	$S_{EW}/$ (mV · km ⁻¹)	$L_{NE}/$ (mV · km ⁻¹)	$S_{NE}/$ (mV · km ⁻¹)	r/km	电流强度/A
安丘	3-25 1:00	64	324	-92	-410	-21	-64	25	2100
安丘	1-23 10:00	89	440	-130	-580	-29	-87	25	3004
陵阳	3-25 1:00	-71	-71	23	28	-35	-31	110	2100
陵阳	1-23 10:00	-106	-102	35	44	-49	-44	110	3004
郟城	3-25 1:00	-16	-17	-3	-1	-14	-14	190	2100
郟城	1-23 10:00	-26	-30	-5	-2	-23	-21	190	3004
乳山	3-25 1:00	-18	-14	18	12	-3	-2	199	2100
乳山	1-23 10:00	-33	-23	25	17	-9	-14	199	3004
大山	3-25 1:00	0.87	0.44	-0.78	-0.4	-0.36	-0.18	227	2100
大山	1-23 10:00	1.12	0.62	-1.28	-0.72	-0.85	-0.45	227	3004
皱城	3-25 1:00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	246	2100
皱城	1-23 10:00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	246	3004
新沂	3-25 1:00	-5.7	-6.2	-2	-2	-4	-4	250	2100
新沂	1-23 10:00	-9	-9	-3	-3	-7	-7	250	3004
兴济	3-25 1:00	2.1	2.4	1.6	1.4	0.0	0.0	298	2100
兴济	1-23 10:00	4.8 (L_{NW})	4.1 (S_{NW})	2.8	2.5	1.2	1.5	298	3004
徐庄子	3-25 1:00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	324	3004
静海	3-25 1:00	1.32	1.28	-1.7	-1.7	0.3	0.3	360	2100
昌黎	3-25 1:00	5.6	5.8	3.2	3.6	5.2	5.7	367	2100
宝坻	3-25 1:00	3.4	3.5	0.7	0.8	1.7 (L_{NW})	1.9 (S_{NW})	413	2100
菏泽	3-25 1:00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	419	2100
通州	3-25 1:00	1.2	1.2	0.34	0.35	0.8	0.8	450	2100

表 2 距发射源 250 km 范围内各台不同
 方位上长极短极附加地电场的比值

Table 2 The ratio of the geoelectric field signals recorded
 on the long dipole and short dipole in same direction at the
 stations ranged of 250km from the great current source

台站	月-日-时	$L_{NS}/$ S_{NS}	$L_{EW}/$ S_{EW}	$L_{NE}/$ S_{NE}	$L_{NS}/$ L_{EW}	r/km	I/A
安丘	3-25 1:00	0.2	0.2	0.3	-0.7	25	2100
安丘	1-23 9:00	0.2	0.2	0.3	-0.7	25	3004
陵阳	3-25 1:00	1.0	0.8	1.1	-3.1	110	2100
陵阳	1-23 9:00	1.0	0.8	1.1	-3.0	110	3004
郟城	3-25 1:00	0.94	2.65	1.03	5.3	190	2100
郟城	1-23 9:00	0.87	2.5	1.1	5.2	190	3004
新沂	3-25 1:00	0.92	1.0	1.0	2.9	250	2100
新沂	1-23 9:00	1.0	1.0	1.0	3.0	250	3004
乳山	3-25 1:00	1.3	1.5	1.5	-1.0	199	2100
乳山	1-23 9:00	1.4	1.5	0.6	-1.3	199	3004
大山	3-25 1:00	1.97	1.95	2.0	-1.1	227	2100
大山	1-23 9:00	1.8	1.8	1.9	-0.9	227	3004

小存在差异,有的差异很大,甚至出现符号上的差异.例如对于源电流为2100 A时,陵阳台在NS方向上记录到的附加电场为-71 mV/km,而在EW方向上,长、短极距记录到的附加电场分别为23 mV/km和28 mV/km.

(2)比较多个的台站附加电场信号的空间分布,出现比较复杂的情况,似乎显示一定的方向性分布特征:沿着郟庐断裂带方向,距离信号源越远,地电流信号强度越弱,强弱变化依次为安丘、陵阳、郟城、新沂;在此方向上距离415 km远的嘉山台没有记录到.沿着信号源的西南方向信号在跨过郟庐断裂带之后就记录不到了,如246 km远的皱城台和419 km处的菏泽台就没有记录到信号;沿着信号源北西方向存在着延伸较远的活断层,在跨过郟庐断裂带之后还能记录到信号,而且能够记录到信号的距离更远,在该方向上,大山台、兴济台、静海台、宝坻台、昌黎台都记录到了大电流信号,但距离324 km处的徐

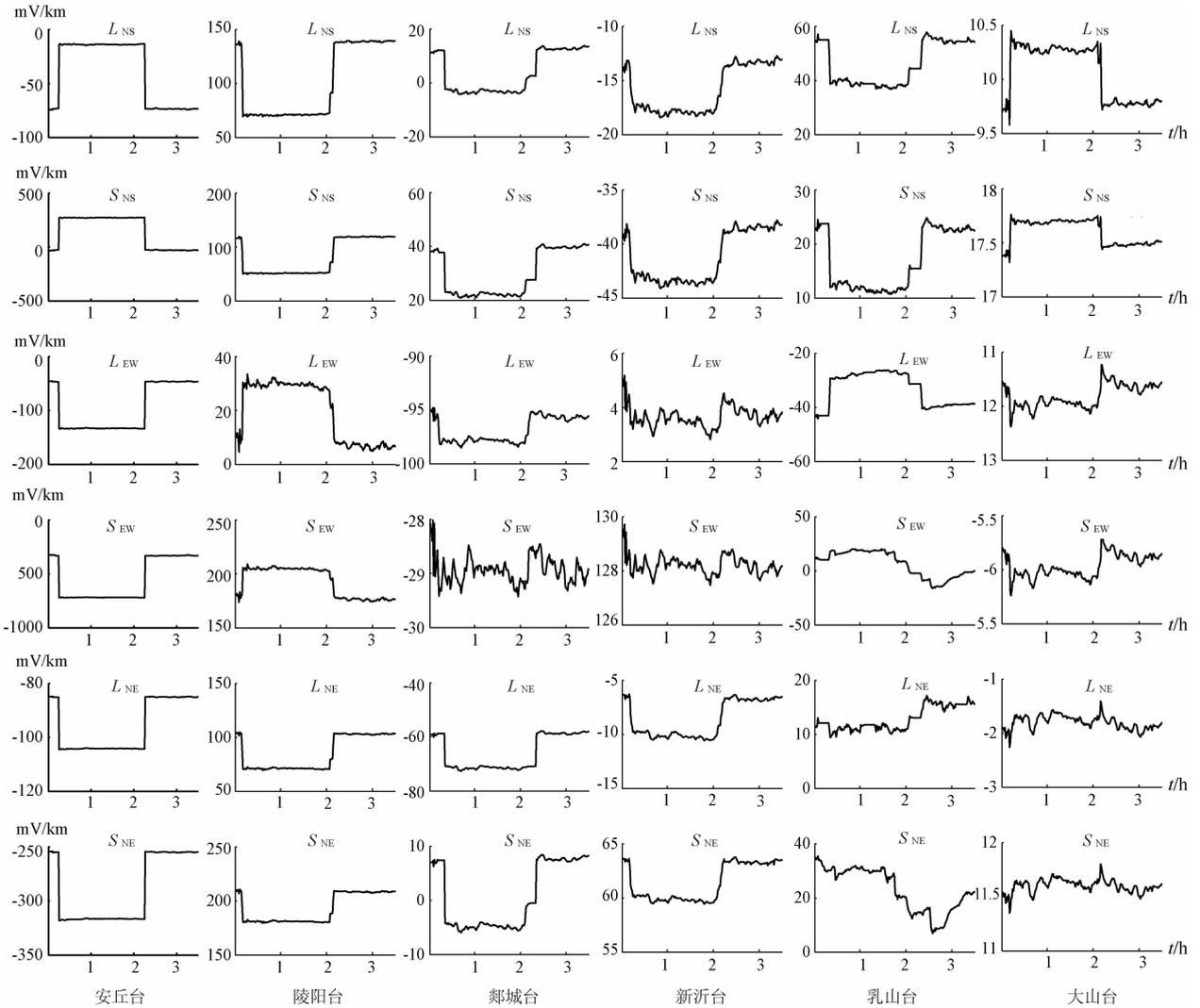


图 3 2011 年 3 月 25 日 0:10—2:10 安丘、陵阳、郟城、新沂、乳山及大山台地电场信号图

Fig. 3 The signal shapes of the geoelectric field recorded at the stations of Anqiu, Lingyang, Tancheng, Xinyi, Rushan and Dashan at 00:10—2:10, Mar. 25, 2011

庄子台没有记录到信号;距离 227 km 处的大山台记录到的信号强度要比距离 298 km 处的兴济台、367 km 处的昌黎台、413 km 处的宝坻台和 450 km 处的通州台记录到的信号强度小。

(3) 比较远近不同的台站的附加电场强度,也显示出复杂的态势.以注入 2100A 的强电流信号为例(其时处于深夜时间,天然地电场背景噪声小),在本文所述的观测区域里能够观测到该信号的最远距离为 450 km,而在距离电流信号源 246 km 的皱城台、324 km 的徐庄子、419 km 的菏泽台基本上都没有记录到该信号.这表明存在着距离信号源较远的台站能够记录到信号,而距离信号源较近的台站却记录不到信号的现象。

(4) 同一方位上,长短不同的极距所测得的附加电场值呈现比较复杂的情况(表 2).例如对于源电

流为 2100 A 时,安丘台在 NS、EW、NE 方向上长、短极距附加电场的比值分别为 0.2、0.2、0.3;郟城台在该三个方向上长、短极距附加电场的比值分别为 0.94、2.65、1.03。

(5) 从每个台站记录情况来看,在电流源注入大地的电流强度越大,则在观测点记录到的地电流信号强度也越大。

4 讨论

为了认识注入大电流产生的附加地电场的上述空间分布特征,需要考虑下列两大要素:装置系统的复杂性和介质的电性结构的复杂性。

4.1 考虑装置系统的影响

高压直流输电系统的接地极上注入电流的效

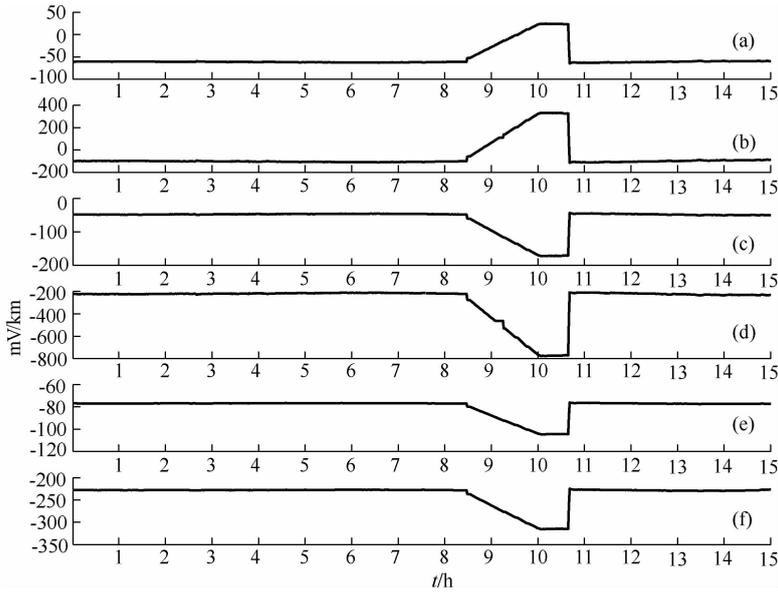


图 4 2011 年 1 月 23 日安丘地电场台观测信号形态图

(a)南北向长极距;(b)南北向短极距;(c)东西向长极距;(d)东西向短极距;(e)北东向长极距;(f)北东向短极距。
 Fig. 4 The signal shapes of the geoelectric field recorded at Anqiu station at 23th January, 2011
 (a)The curve recorded on NS long dipole; (b) Curve on NS short dipole; (c) Curve on EW long dipole;
 (d) Curve on EW short dipole; (e) Curve on NE long dipole; (f) Curve on NE short dipole.

应,本质上系由于其系统正负两条输电线电流处于不平衡状态所引起.当电流从接地极注入或引出时,接地极就成为一个电流源,从而在周围大地产生人工的附加电场,这是在地电场台站上测量极接收到附加电场信号的基本来源.这样在电流源和任意台站之间的测量极间就形成了一个特定的装置系统,如图 5 给出的模型所示.模型中,电流源作为一个点电流源处理,它仅在电流源的线性尺度远远小于电流源到台站测量极的距离的时候适用.本文所涉及的台站中安丘台距离电流源最近,为 25 km,而作为接地极的电流源的几何尺寸一般小于 1 km.因此至少对于本文所涉及到的台站而言,该模型是适用的;图中 $R_2^{SN} = R_2^{EW}$ 为点电流源与台站测线中点的连线的距离, θ 为 SN 测线法线方向与连线的夹角.系统

的装置参数由电流源到特定台站的特定测量极之间的几何位置关系(距离、方位)确定;而特定台站的特定测量极上测得的附加电位差则由下式确定(以 SN 测线长短极距为例):

$$E_{MN_2}^{SN} = (\Delta V_{N_2} - \Delta V_M) / L_2 = \left(\frac{Q}{R_3^{SN}} - \frac{Q}{R_1^{SN}} \right) / L_2$$

$$= \frac{Q}{L_2} \frac{R_1^{SN} - R_3^{SN}}{R_1^{SN} \cdot R_3^{SN}} = \frac{I \rho_s}{2\pi L_2} \frac{R_1^{SN} - R_3^{SN}}{R_1^{SN} \cdot R_3^{SN}}, \quad (1)$$

$$E_{MN_1}^{SN} = (\Delta V_{N_1} - \Delta V_M) / L_1 = \left(\frac{Q}{R_2^{SN}} - \frac{Q}{R_1^{SN}} \right) / L_1$$

$$= \frac{Q}{L_1} \frac{R_1^{SN} - R_2^{SN}}{R_1^{SN} \cdot R_2^{SN}} = \frac{I \rho_s}{2\pi L_1} \frac{R_1^{SN} - R_2^{SN}}{R_1^{SN} \cdot R_2^{SN}}. \quad (2)$$

用长短极距附加电场的比值 λ 来描述一个台站同一方位上长短极距电场的差异,有

$$\lambda = \frac{E_{MN_2}^{SN}}{E_{MN_1}^{SN}} = \frac{L_1}{L_2} \cdot \frac{R_2^{SN}}{R_3^{SN}} \cdot \frac{R_1^{SN} - R_3^{SN}}{R_1^{SN} - R_2^{SN}}, \quad (3)$$

式中, $Q = \frac{I \rho_s}{2\pi}$, I 为从接地极注入或引出的电流强度; ρ_s 为由电流源与特定台站特定测量极构成的装置系统上所观测到的视电阻率,它只在均匀介质(电阻率为 ρ) 充满半空间的条件下,有 $Q = \frac{I \rho}{2\pi} = 2 \cdot Q_A$, 其中 Q_A 的物理意义为接地极 A 上注入(或引出)电流 I 在接地极上积累的电荷量(钱家栋等,1985).

用在台站上同一方位长、短极距的附加电场的比值 λ 是否接近 1 来标识两者的差异性.

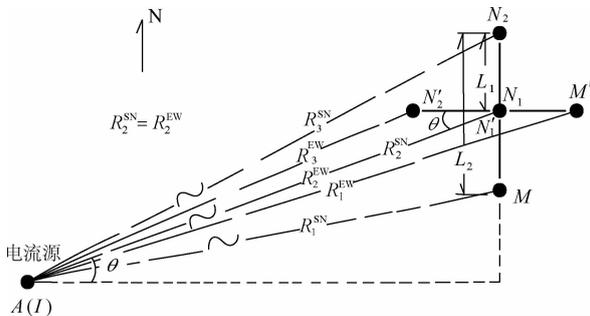


图 5 接地极(点电流源)与地电场台站(测线)位置关系示意图

Fig. 5 Distribution of the source and station

将上述公式的角标做适当的改变,分别区分不同方位的有关参数,可以得到下列公式,以比较不同方位的同一极距下的结果(以比较 SN 和 EW 方位上的长极距附加电场为例):

$$E_{MN_2}^{SN} = (\Delta V_{N_2}^{SN} - \Delta V_M^{SN})/L_2 = \left(\frac{Q}{R_3^{SN}} - \frac{Q}{R_1^{SN}} \right) / L_2$$

$$= \frac{Q}{L_2} \frac{R_1^{SN} - R_3^{SN}}{R_1^{SN} \cdot R_3^{SN}} = \frac{I \rho_s}{2\pi L_2} \frac{R_1^{SN} - R_3^{SN}}{R_1^{SN} \cdot R_3^{SN}}, \quad (4)$$

$$E_{MN_2}^{EW} = (\Delta V_{N_2}^{EW} - \Delta V_M^{EW})/L_2 = \left(\frac{Q}{R_3^{EW}} - \frac{Q}{R_1^{EW}} \right) / L_2$$

$$= \frac{Q}{L_2} \frac{R_1^{EW} - R_3^{EW}}{R_1^{EW} \cdot R_3^{EW}} = \frac{I \rho_s}{2\pi L_2} \frac{R_1^{EW} - R_3^{EW}}{R_1^{EW} \cdot R_3^{EW}}. \quad (5)$$

用 SN 与 EW 两个方位长极距附加电场的比值 $\lambda_{SN/EW}$ 来描述不同方位附加电场的差异,有

$$\lambda_{SN/EW} = \frac{E_{MN_2}^{SN}}{E_{MN_2}^{EW}} = \frac{R_1^{EW} R_3^{EW}}{R_1^{SN} R_3^{SN}} \cdot \frac{R_1^{SN} - R_3^{SN}}{R_1^{EW} - R_3^{EW}}. \quad (6)$$

同样,用比值 $\lambda_{SN/EW}$ 是否接近 1, 标识一个台站两个方位附加电场之间的差异性.

对上述公式进行数值模拟,可以得出以下认识:

(1) 由于不同台站装置参数的差异,确实会存在着同一个台站、同一方位上长短极距电场比值不相等的现象,如表 3 所示结果,其中台站距离电流源 $R_2 = 25 \text{ km}$, 以 SN 测线的长短极距 ($L_2 = 2L_1 = 400 \text{ m}$) 为例计算. 以偏离 $\lambda = 1$ 的 5% 为限, 可以给出该台临界角 θ_c 在 3.9° 左右: 在 $\theta > \theta_c$ 时, λ 偏离 1 小于 5%, 而在 $\theta < \theta_c$ 时, λ 偏离 1 将大于 5%, 其中 θ 接近于 0 时, 甚至会出现非常复杂的结果, 出现 λ 取值为 0、大数甚至负值(见表 3 最后一行的结果, 有 $\lambda = 0, -6.8526, 4.2359 \dots$). 对电流源与台站其他距离所做的模拟显示了类似的结果, 不过距离越远, 临界角的数值会越小, 也就是说, 对于那些距接地极远的台站, 由于临界角很小, 台站测线法线方位与台站到电流源连线之间的夹角一般都会落在临界角之外, 因此这些台站上同一方位测线长短极距的附加电场值基本一致, 其比值一般偏离 $\lambda = 1$ 较小, 这个结果也在表 1 中可以看出.

(2) 同一台站不同方位间电场会有差异, 甚至很大的差异. 如表 4 所示. 表 4 中, 所有几何参数都有 SN 或 EW 的标注, 以示区别, 且假定两个方位上测量视电阻率相同(至于两个方位视电阻率不相同的情形在下节中讨论). 从表 4 可以看出, 除 $\theta = 45^\circ$ 外, 在电流源相对于测量装置的其他位置上, 台站两个不同方位的附加电场值一般均会不同. 例如在 $\theta = 0^\circ$ 时, 按照式(6), 标识同一台站两个不同方位测量

表 3 电流源到台站距离为 25000 m, SN 方位上长短极距附加电场的比值

Table 3 The ratio of the geoelectric field signals recorded on the long dipole and short dipole in NS direction at the station that is 25000m from the great current source

$\theta/(\circ)$	0	15	30	45	60	75	90
λ	0	1.0125	1.002	0.9972	0.9943	0.9926	0.9921
$\theta/(\circ)$	0	1	2	3	4	5	6
λ	0	1.297	1.1289	1.082	1.0599	1.047	1.0384
$\theta/(\circ)$	3.6	3.7	3.8	3.9	4.0	4.1	4.2
λ	1.0672	1.0652	1.0633	1.0616	1.0599	1.0583	1.0568
$\theta/(\circ)$	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.5
λ	0	0.7740	-6.8526	4.2359	2.3414	1.846	1.6178

表 4 电流源到台站距离为 25000m, SN 和 EW 方位上长短极距附加电场的比值

Table 4 Ratio of the geoelectric field signals recorded on the long dipole in NS and EW direction at the station that is 25000 m from the great current source

$\theta/(\circ)$	0	15	30	45	60	75	90
$\lambda_{SN/EW}$	0	0.2679	0.5773	1	1.7322	3.7326	∞

(SN 对 EW) 的附加电场的比值 $\lambda_{SN/EW} = 0$; 而 $\theta = 90^\circ$ 时, 比值 $\lambda_1 \rightarrow \infty$. 从图 5 中的几何关系, 人们不难看出上述结论的可靠性: $\theta = 0^\circ$ 相当于 SN 方位上附加电场为 0, EW 方位上附加电场为最大值; 而 $\theta = 90^\circ$ 相当于 EW 方位上附加电场为 0, SN 方位上附加电场为最大值. 这个结果对于距电流源任何距离的台站均适用.

4.2 考虑大区域介质结构非均匀性的影响

在 4.1 节所讨论的问题, 主要涉及不同台站、不同装置(包括距电流源距离远近不同的台站、同一台站同一方位但不同极距、或同一台站不同方位)下的附加地电场空间分布特征复杂性的认识. 但实际上, 就全面分析电流源产生的附加电场的空间分布的复杂性而言, 还必须注意到所研究的区域介质电性结构的复杂性的影响. 这里包括大区域和台站测区内部非均匀性的影响两个方面. 后者将在 4.3 节中进行详细讨论.

大区域非均匀性的影响可以从公式(1)和(2)以及公式(4)和(5)中看出, 公式中均含有下列参数: 物理参数(视电阻率 ρ_s) 和几何参数(测量极到电流源之间的距离 R_1, R_2 或 R_1, R_3 等), 不同台站在大区域中所处的位置不同, 在区域介质呈现非均匀(水平和垂直方向)结构的条件下, 其视电阻率值的差异是一

个台站和另一个台站附加电场存在差异的重要因素之一;甚至也是同一个台站不同方位附加电场产生差异的重要因素之一,在这种情况下,公式(3)和(4)中的视电阻率参数应分别用 ρ_s^{SN} 和 ρ_s^{EW} 来标识,显示其中结构的各向异性特征。

这些讨论可以明确地解释本文第3节中提到的现象:从不同方向穿过本文研究区内的重要断裂带—郯庐断裂带的不同台站所记录到的附加电场存在复杂的特征,包括一些距离电流源近的台站其所记录到的附加电场强度,甚至会小于远处台站的情形。因为郯庐断裂带的存在,使本区大范围的电性结构无论在水平方向还是在垂直方向,都将显示出明显的非均匀性。当然由于缺少研究区内的大区域电性结构详细的地球物理数据,本文还无法对第3节所揭示的附加电场的分布给出确切的定量解释。不过这些定性的分析,其合理性是不言而喻的。

4.3 考虑台站测区附近范围内介质结构非均匀性的影响:地电场均匀度、方向数和信号源的定位问题

在研究大电流注入(或流出)时研究区域内附加电场空间分布特征问题中,台站测区内部以及附近介质电性结构非均匀性,也是一个十分重要的影响因素之一。在地电场观测中,在同方位上采用了两个以上极距进行观测,其目的在于证实所观测的地电场并非源于电极效应,即要求两个同方位的电场测量应有相同的测值(大小和符号),也就是本文前节所引入的比值 $\lambda=1$ 。但在实际观测中,不少台站的观测结果,与此不符。原因何在?分析表明场源较近、甚至就在测区内部,显然会产生这样的问题(马钦忠,2008);但另一方面,测区以及测区附近介质电性结构的非均匀性,也很可能是其重要原因之一。本文所涉及的大电流注入(或流出)条件下的电场分布,提供了一个很好的、讨论这方面问题的机会。为了践行深入讨论,这一节里,我们将 $\lambda=1$ 的条件转换为均匀度的概念,即认为偏离 $\lambda=1$ 越小,反映出该台地电场均匀度越好;反之,偏离 $\lambda=1$ 越大,反映出该台地电场均匀度越差。

由表2可以看到:

(1) 陵阳台、新沂台记录到的地电场信号的均匀度较好;

(2) 郯城台南北、北东方向记录到的信号均匀度较好;东西向的不太好;

(3) 安丘台记录到的地电场信号的均匀度不好,但比值稳定,特点是在短极距上所记录的信号幅

值大,说明信号在短极距上反应更灵敏,将其与地电暴时的信号作对比后可知,地电暴信号在三个方向的比值与此基本相同,说明纪录可靠;

(4) 乳山台东西向比南北向均匀度略差,南北向信号形态完整、记录较清晰;

(5) 大山台均匀度不太好,但比值相对较稳定。

按照地下电性均匀介质理论来说,在距离电流信号源近的观测点所观测到的地电场均匀度较差;在距离电流信号源远的观测点所观测到的地电场均匀度较好。但实际情况并非总是如此。由上述安丘台、郯城台、大山台和乳山台地电场均匀度的情况分析可以看到,在实际观测中并非每个远距离观测点所观测到的地电场的长极距观测值与短极距观测值之比均接近1.0,或者说并非每个远距离观测点所观测到的地电场的均匀度都好。距离电流信号源远的观测点所观测到的地电场均匀度不一定就很好,如距离信号源227 km的大山台所观测到的地电场均匀度就比较近的源距为110 km的陵阳台所观测到的地电场均匀度差。

对于上述远源场在观测区的附加地电场均匀度的结果,在实际观测中也可证明。在安丘台地电场观测中,早期电极埋深比较浅,埋在第四系覆盖的土层里(埋深2~3 m)。后期改造后埋深加大,深度达10~15 m,且埋在基岩里,由于在长极距和短极距范围里基岩埋深不同,因此导致了该台地电场在三个方向上的均匀度不同。

由表5中可以看到,对于远源场而言,无论是源自于电离层的天电还是源自于远处的接地极,此时的观测资料分析显示,安丘台地电场电极埋深变化前后各个方向上的长、短极距观测值的比值变化明显。电极埋深在土层里时,各个方向上的长、短极距观测值的比值基本都等于1.0;当电极埋深在基岩里时,EW、NS方向上的长、短极距观测值的比值基本等于0.2,NE方向的为0.3。由此可见,台站地电

表5 安丘台地电场电极埋深变化前后结果

Table 5 Ratio of the geoelectric field recorded on the long dipole and short dipole at Anqiu station before and after the electrodes were buried deeply

电极埋深	信号源	L_{NS}/S_{NS}	L_{EW}/S_{EW}	L_{NE}/S_{NE}
2~3 m(土层)	地电暴	≈1.0	≈1.0	≈1.0
2~3 m(土层)	接地极	≈1.0	≈1.0	≈1.0
10~15 m(基岩)	地电暴	0.2	0.2	0.3
10~15 m(基岩)	接地极	0.2	0.2	0.3

场多极距观测中,长、短极距观测值的比值的非均匀变化主要还在于台站下方测区的电性非均匀和各向异性结构.由此也可知,当把布极装置系统旋转一定角度时也会出现不同的变化.

我们知道,对于空中飞行器的定位至少需要来自不在一条直线上的三个雷达站的信号才能定位,因为目标体在三维空间且介质均匀.对于地表平面矢量,其南北分量与东西分量的比值称其为该矢量的方向数,对于均匀介质中的矢量而言,其方向数可用来表示该矢量的方向,且只需两个不在同一直线上的矢量就可确定信号源的位置.当介质均匀性不好时,矢量方向数对其方向的指示会产生较大误差.因此,利用地电场信号的方向数来确定信号源的方位是比较复杂的问题,因为这要涉及到地下介质的电性非均匀性问题.由表 3 可以看到,各台的方向数(即 L_{NS}/L_{EW} 的比值)基本稳定;但能够较正确地反映信号源方位的台站较少,只有安丘台、大山台和新沂台.如果将这三个台站所观测到的方位线延长相交于一点,则该交点与实际电流发射源的位置很近,误差在几公里以内(如图 6 所示),如果以数百公里以外的台站观测资料分析结果来确定信号源的位置,定位误差在几公里内则是非常好的定位结果.

其他台站的信号方向数不能较好地反映信号源的位置,其主要原因在于这些台站及其附近地下介质电性结构的非均匀性.地下介质电性非均匀性和各向异性的作用起着非常重要的作,地下介质横向非均匀体的存在会改变流经其附近的电流线的方向.高电阻率矿体具有向周围排斥电流的能力,电阻率愈高,排斥能力愈强;低电阻率矿体具有向其内部吸引电流的作用,电阻率愈低,吸引力愈强(傅良魁, 1983),如图 7 所示.

图8所示的是当向地下注入电流时,在地下半

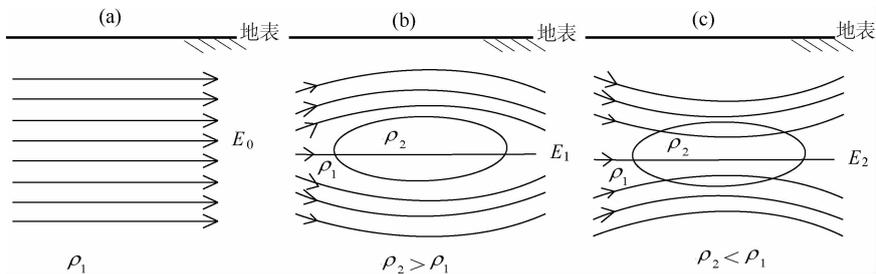


图 7 地下不同电性介质中电流场的分布图

- (a) 均匀电介质中的电场 E_0 ;
- (b) 地下电介质中存在高阻体($\rho_2 > \rho_1$)时的电场 E_1 ;
- (c) 地下电介质中存在低阻体($\rho_2 < \rho_1$)时的电场 E_2 .

Fig. 7 The distribution of the electric powerline in different underground electrical structure

- (a) The electric field E_0 in homogenous dielectric;
- (b) The electric field E_1 in the dielectric contained a high resistivity body ($\rho_2 > \rho_1$);
- (c) The electric field E_2 in the dielectric contained a low resistivity body ($\rho_2 < \rho_1$).

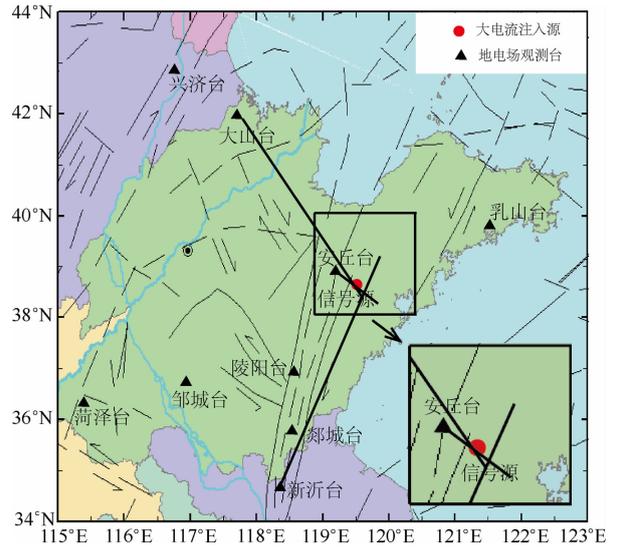


图 6 安丘台、大山台、新沂台地电场信号方向数定位示意图

Fig. 6 Fixed position map based on the orientation factor of the geoelectric field

无限空间介质中存在着一个非均匀异常电性介质球体对地表电场影响的数值模拟结果.由该图计算结果可以看到,当地下存在高阻异常体时,地表电场强度在随距离电流源越远、越小的衰变趋势过程中,在高阻体上方电场强度会有一较大增强区段;反之,当地下存在低阻异常体时,这种地表电场强度的变化呈现负增强区段.这种变化区段变化范围不仅与这种异常体的电阻率密切相关,而且与该异常体的空间变化范围密切相关.对于地下半无限空间介质中存在着一个非均匀异常电性介质球体和信号源频率是直流的情况下是如此,对于层状介质中存在非均匀异常体以及变频信号源的情景也是如此(马钦忠等, 1995; Ma Qinzong, 2002),实际上地下电性结构为非均匀介质结构的情景无处不在.

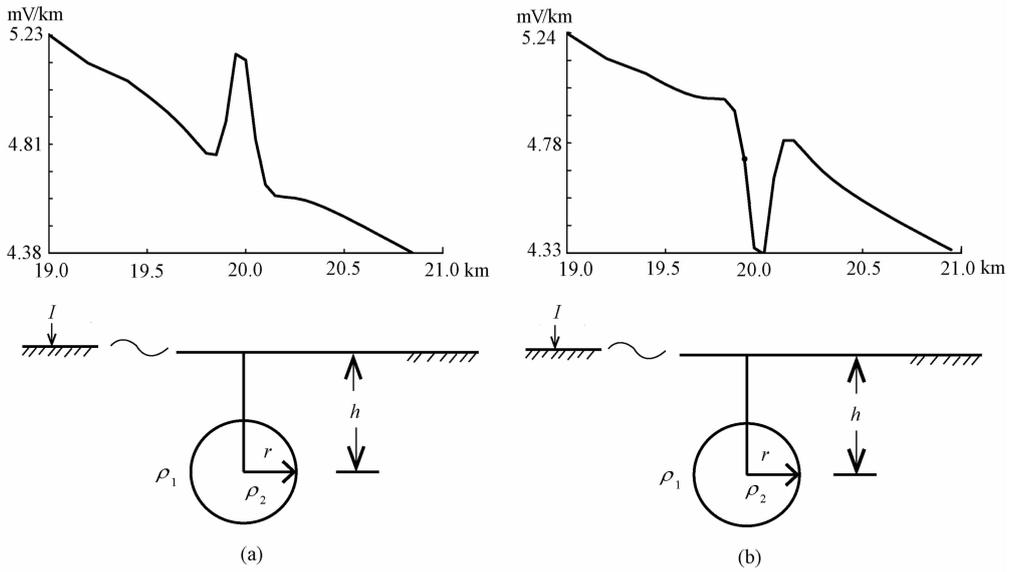


图 8 地下存在电性异常体时地表点电源电场计算曲线的异常变化

- (a) $I=1200\text{ A}; \rho_1=10\ \Omega\text{m}, \rho_2=500\ \Omega\text{m}, r=60\text{ m}, h=130\text{ m};$
- (b) $I=1200\text{ A}, \rho_1=10\ \Omega\text{m}, \rho_2=2\ \Omega\text{m}, r=60\text{ m}, h=130\text{ m}.$

Fig. 8 The abnormal variation curves of the geoelectric field calculated for a model of a point source on the ground under which an inhomogeneous body is contained in the semi-infinite medium

由于地下异常电性体的存在, 不仅地表电场强度值或电流密度值发生变化, 而且其方向在局部区域也会发生变化. 根据电流密度法线分量及电场强度切线分量连续条件, 容易证明, 电流线在电阻率为 ρ_1 和 ρ_2 的两种岩石分界面上的折射情况, 按以下公式确定:

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{\tan\theta_2}{\tan\theta_1}, \quad (7)$$

式中 θ_1 和 θ_2 为电流线在 ρ_1 和 ρ_2 岩石中与分界面法线方向所夹的角(图 9), 该关系亦被称为电场中电位移线的折射定律(程守洙等, 1979). 式(7)表明, 当电流由低电阻率的岩体流入高电阻率的岩体 ($\rho_1 < \rho_2$) 时, 电流便折向分界面的法线方向 ($\theta_2 < \theta_1$). 反之, 如果电流是从高电阻率的岩体流入低电阻率的岩体中 ($\rho_1 > \rho_2$), 则在分界面处电流折向偏离法线的方向 ($\theta_2 > \theta_1$).

上述分析表明, 地下电性结构非均匀性的存在极大地改变了地表地电场的变化特征. 由此可见, 在利用地电场台站观测到的信号进行信号源方位的确定上, 必须认真考虑的重要因素就是台站下方电性结构非均匀性问题.

5 结论

通过本文研究可以看到, 当向地下注入(或流

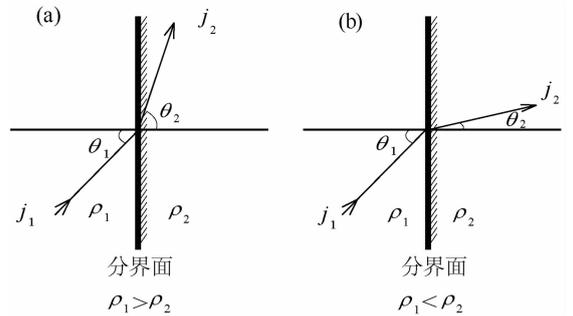


图 9 不同电阻率的两种岩体分界面上电流折向图

- (a) $\rho_1 > \rho_2$; (b) $\rho_1 < \rho_2$.

Fig. 9 Refrignce map of the electric powerline on the boundary between the two different rocks with different resistivity

出) 2100~3004 A 的大电流时, 华北东部地区地电场台站记录到的信号在不同距离和方向呈现出不同特征. 这些特征表现为:

(1) 同一台站不同方位的附加电场信号值的大小存在差异, 有的差异很大, 甚至出现符号上的差异;

(2) 比较多个台站附加电场信号的空间分布, 出现比较复杂的情况, 似乎显示一定的方向性分布特征; 如沿着信号源的西南方向, 信号在跨过郯庐断裂带之后就记录不到了; 在其北西方向在跨过郯庐断裂带之后还能记录到信号, 而且能够记录到信号的距离更远, 在该方向上, 存在着相对近处的台站记录到的信号强度比远处的台站记录到的信号强度小、甚至近处记录不到信号的现象, 在该方向存在着延

伸较远的活断层。

(3)比较远、近不同的台站的附加电场强度,也显示出复杂的态势.存在着距离信号源较远的台站能够记录到信号,而较近的台站却记录不到信号的现象。

(4)同一方位上,长短不同的极距所测得的附加电场值呈现比较复杂的情况。

(5)从每个台站记录情况来看,在电流源注入大地的电流强度越大,则在观测点记录到的地电流信号强度也越大.属于欧姆定律的基本要求,本文未做进一步讨论。

(6)大电流发射时许多台站记录到的地电场信号的方向数并不能正确地反映信号源的方位.能够较正确地反映信号源方位的台站较少,只有安丘台、大山台和新沂台所观测到的方位线延长交汇点与实际电流发射源的位置很近,可用以确定信号源的位置.其他台站的信号方向数不能较好地反映信号源的位置,其主要原因就在于这些台站及其附近地下介质电性结构非均匀性和各向异性的影响。

本文从点电流源与台站测线布局构成的装置系统、大区域介质非均匀性和台站测区以及附近地区的介质细结构的影响等三个方面,通过数值模拟,对上述特征进行了较深入的分析 and 解释。

本文的工作对于认识天然地电场的观测提供了有益的论据,特别是为分析台站测区内部及其附近区域介质的非均匀性对地电场观测的影响提供了有益的工具。

总之,从某种意义上说,大电流发射时地电场信号变化特征为我们认识地震震源区所发出的地电流信号强度与其传播距离之间的关系及其方向性特征提供了比以往室内实验室所获得的更为客观的结果,也为利用地震电信号判定震中位置的研究提供了有益的参考。

References

Avagimov A A, Zeigarnik V A, Fainberg E B. 2005. Electromagnetically induced spatial-temporal structure of seismicity, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 41(6): 475-484.

Cheng S Z, Jiang Z Y. 1979. *General Physics* (in Chinese). Beijing: People Publishing House, 100-113.

Enomoto Y, Hashimoto H. 1990. Emission of charged particles from indentation fracture of rocks. *Nature*, 346(6285): 641-643.

Freund F, Takeuchi A, Lau B W S, et al. 2004. Stress induced

changes in the electrical conductivity of igneous rocks and the generation of ground currents. *Terr. Atmm. Ocean Sci.*, 15(3): 437-467.

Freund T F, Takeuchi A, Lau B W S. 2006. Electric currents streaming out of stressed igneous rocks — A step towards understanding pre-earthquake low frequency EM emissions. *Phys. Chem. Earth*, 31(4-9): 389-396.

Fu C Y, Chen Y T, Qi G Z. 1991. *Geophysics Base* (in Chinese). Beijing: Science Press, 203-254.

Fu L K. 1983. *A Course in Electrical Prospecting* (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 65-70.

Huang Q H, Lin Y F. 2010. Numerical simulation of selectivity of seismic electric signal and its possible influences. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 53(3): 535-543.

Huang Q, Ikeya M. 1999. Experimental study on the propagation of Seismic Electro Magnetic Signal (SEMS) using a mini-geographic model of the Taiwan strait. *Episodes*, 22(4): 289-294.

Ji S C, Wang Q, Xu Z Q. 2008. Break-up of the north China craton through lithospheric thinning. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 82(2): 174-193.

Ji S C, Xu Z Q, Wang Q, et al. 2008. Continental extrusion and seismicity in China. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 82(12): 1644-1667.

Kpaev A P. 1954. *Geoelectrics Principle*. Zhang K G, Chen P G, Zhang Z C, et al. trans. Beijing: Geological Publishing House, 100-191.

Ma Q Z, Qian J D. 1995. Boundary element method for forward solution of two dimensional frequency electromagnetic sounding. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 38(2): 252-261.

Ma Q Z, Qian J D. 2002. The influence of inhomogeneous geoelectrical structure to the signals of geoelectric field. *Earthquake* (in Chinese), 23(1): 1-7.

Ma Q Z. 2002. The boundary element method for 3-D DC resistivity modeling in layered earths. *Geophysics*, 67(2): 610-617.

Ma Q Z. 2007. Study on the characteristics of the geoelectric field from underground source. *Earthquake* (in Chinese), 27(Suppl.): 149-154.

Ma Q Z. 2008. Multi-dipole observation system and study on the abnormal variation of the geoelectric field observed at Capital Circle area before the Wen'an $M_{5.1}$ earthquake. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 30(6): 615-625.

Muto J, Nagahama H, Miura T, Arakawa I. 2008. Frictional discharge plasma and seismo-electromagnetic phenomena. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 168(1-2): 1-5.

Muto J, Nagahama H, Miura T, et al. 2007. Frictional discharge at fault asperities: Origin of fractal seismo-electromagnetic radiation. *Tectonophysics*, 431(1-4): 113-122.

Onuma K, Muto J, Nagahama H, et al. 2011. Electric potential changes associated with nucleation of stick-slip of simulated gouges. *Tectonophysics*, 502(3-4): 308-314.

Park S K, Strauss D J, Aceves R L. 1996. Some observations about

- the statistical significance and physical mechanisms of the VAN method of earthquake prediction, Greece. // In: A Critical Review of VAN Earthquake Prediction from seismic electrical signal. Singapore: Published by World Scientific Publishing Co Pte Ltd University College London, 267-285.
- Qian J D, Chen Y F, Jin A Z. 1985. The Application of Geoelectrical Resistivity Method in Earthquake Prediction (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 51-52.
- Sarlis N, Lazaridou M, Kapiris P, et al. 1999. Numerical model of the selectivity effect and the $\Delta V/L$ criterion. *Geophys. Res. Lett.*, 26(21): 3245-3248.
- Sun Z J. 1990. An introduction to Geoelectricity (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 3-90
- Takeuchi A, Nagahama H. 2006. Electric dipoles perpendicular to a stick-slip plane. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 155(3-4): 208-221.
- Tsutsumi A, Shirai N. 2008. Electromagnetic signals associated with stick-slip of quartz-free rocks. *Tectonophysics*, 450(1-4): 79-84.
- Varotsos P, Alexopoulos K. 1984a. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I. *Tectonophysics*, 110: 73-98.
- Varotsos P, Alexopoulos K. 1984b. Physical properties of the electric field of the earth preceding earthquakes, II. Determination of epicenter and magnitude. *Tectonophysics*, 110: 99-125.
- Varotsos P, Lazaridou M. 1991. Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals. *Tectonophysics*, 188(3-4): 321-347.
- Varotsos P A. 1977. On the Temperature and pressure dependence of the defect formation volume in ionic crystals. *J. Physique (Paris) Lettr.*, 38: L455-458.
- Yoshida S. 2001. Convection current generated prior to rupture in saturated rocks. *J. Geophys. Res.*, 106(2): 2103-2120.
- ### 附中文参考文献
- 傅承义, 陈运泰, 祁贵仲. 1991. 地球物理基础. 北京: 科学出版社, 203-254.
- Kpaeb AII. 1954. 地电原理. 张克迁, 陈培光, 张志诚等译. 北京: 地质出版社, 100-191.
- 黄清华, 林玉峰. 2010. 地震电信号选择性数值模拟及可能影响因素. 地球物理学报, 53(3): 535-543.
- 马钦忠. 2007. 地下电磁源在地表产生的地电场特性探讨. 地震, 27(Suppl.): 149-154.
- 孙正江. 1990. 地电概论. 北京: 地震出版社, 3-90.
- 马钦忠, 钱家栋. 2003. 地下电性非均匀结构对地电场信号的影响. 地震, 23(1): 1-7.
- 嵇少丞, 王茜, 许志琴. 2008. 华北克拉通破坏与岩石圈减薄. 地质学报, 82(2): 174-193.
- 嵇少丞, 许志琴, 王茜等. 2008. 亚洲大陆逃逸构造与现今中国地震活动. 地质学报, 82(12): 1643-1667.
- 钱家栋, 陈有发, 金安忠. 1985. 地电阻率方法在地震预报中的应用. 北京: 地震出版社, 51-52.
- 马钦忠. 2008. 地电场多极距观测装置系统与文安 $M_s 5.1$ 级地震前首都圈地电场异常研究. 地震学报, 30(6): 615-625.
- 傅良魁. 1983. 电法勘探教程. 北京: 地质出版社, 65-70.
- 马钦忠, 钱家栋. 1995. 二维频率测深边界单元法正演计算. 地球物理学报, 38(2): 252-261.
- 程守洙, 江之永. 1979. 普通物理学. 北京: 人民出版社, 100-113.

(本文编辑 胡素芳)