

# 云南地磁短周期变化异常 及地下导电率结构\*

范国华 顾左文 姚同起 朱克佳

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

## 摘要

横跨云南省红河断裂布设两条测线,每条测线由8个测点组成。在两条测线上进行了三分量地磁短周期变化的同步连续观测,计算了8—60 min周期成份的感应矢量,其实感应矢量在洱源、下关、巍山、墨江和平永、云县、临沧、思茅之间存在一反向轴线,轴线两侧实感应矢量反向,并随离该轴线距离的增加而衰减。东北侧实感应矢量随距离的衰减小于西南侧的衰减。在大部份测点上短周期成份的实感应矢量小于长周期成份的实感应矢量。根据这些特点,利用导电结构模型的数值计算探讨了该区导电率结构的某些特征。这一探讨指出,在该区地下红河断裂带和西南侧存在一高导带,这一高导带向东北倾斜,大部份测点地下在此高导带上有高导覆盖层。

**关键词** 地磁短周期变化; 感应矢量; 二维导电率结构; 二维模型数值计算

## 一、野外观测

云南是构造活动和地震活动很剧烈的区域,侯作中和史铁生(1984)曾收集该省地磁台站资料并分析指出该省地下存在一高导带。为了研究该区地下深部电性结构,1988年下半年,横跨云南主要的构造分界线红河断裂布设两条测线。由于观测仪器数量有限,我们在二条测线上分别进行三分量地磁短周期变化的同步连续观测。为便于进行比较,特设昆明台作为两条测线共同的参考观测台,测线和测点的分布见图1。第一条测线的测点有昆明(KM)、洱源(EY)、下关(XG)、永平(YP)、保山(BS)、巍山(WS)、云县(YX)、临沧(LC)、双江(SJ);第二条测线的测点有昆明、玉溪(YY)、峨山(ES)、杨武(YW)、元江(YJ)、墨江(MJ)、思茅(SM)、景洪(JH)。为保证观测资料质量,各质点都远离各种人为干扰源。双江、玉溪、昆明观测点使用的是MFM-3分量高灵敏度磁力仪,其它各台使用GM-1分量磁饱和磁力仪。全部测点用可见曲线记录仪作记录器。MFM-3的输出灵敏度为100 mV/nT,仪器噪声水平一般低于0.02 nT,温度系数约为0.5 nT/°C,仪器频带为0—1000Hz。GM-1的输出灵敏度为10 mV/nT,仪器噪声水平低于0.05 nT,温度系数约为

\* 国家地震局地球物理研究所论著 92A0023。

1990年1月10日收到本文初稿,1990年3月5日决定采用。

0.5nT/ $^{\circ}$ C, 频宽为 0—6 Hz. 为了减少温度变化对观测的影响, 将仪器的探头埋于地下. 为了得到各测点不同周期成份地磁变化的良好记录, 在野外观测中采取了三种观测方式, 其记录速度分别为:(1)1min/mm;(2)6s/mm;(3)1s/mm, 其相应的记录灵敏度分别为:(1)H,D 为 1.333nT/mm,Z 为 0.667nT/mm;(2)H,D,Z 均为 0.1333nT/mm;(3)H,D,Z 均为 0.033nT/mm. 为了得到较多的各种周期成份的地磁变化记录, 同步观测的时间不少于半个月.

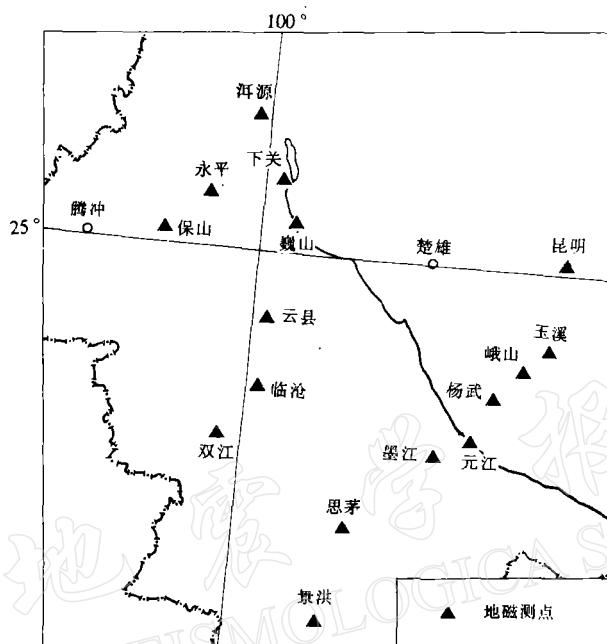


图 1 地磁三分量短周期变化同步观测网、测点分布图

## 二、观测资料的处理

为了得到比较好的感应矢量的估计, 首先对野外观测资料进行筛选, 我们挑选了一些包含频率成份比较多, 在南北分量和东西分量上均有较大变化的资料段. 每一个观测点每一种记录方式挑选 3—5 个资料段, 资料段的长度为 400 mm 到 800 mm 不等. 所选的可见记录经数值化仪数值化, 每 mm 得一均值, 数值化仪本身精度为 0.1 mm, 操作人员操作过程中的误差要求不大于 0.3 mm. 本文仅处理了第一种记录方式的资料, 更短周期成份的记录将在别的文章中讨论.

我们的分析处理、资料解释均基于频率域基础之上, 能得到观测资料好的频谱估计显然是重要的. 为了得到较好的谱估计, 一般在谱分析前对资料进行预处理, 滤去不需要的长周期变化. 图 2 为滤波前后数据曲线的例子. 比较好的滤波效果, 使我们在频谱分析中有可能减小由于附加各种衰减窗引起的低频失真, 也有可能减小采用矩形窗带来的高频泄漏.

在每一段数据频谱分析的基础上, 根据地磁短周期变化各分量间众所周知的线性关系式

$$H_z = A H_x + B H_y$$

其中,  $H_x, H_y$  分别为地磁变化的北向分量和东向分量,  $H_z$  为向下为正的地磁变化垂直分量. 计算了有关周期成份感应矢量的  $A, B$  系数. 由于一般谱分析方法的谱估计都具有相

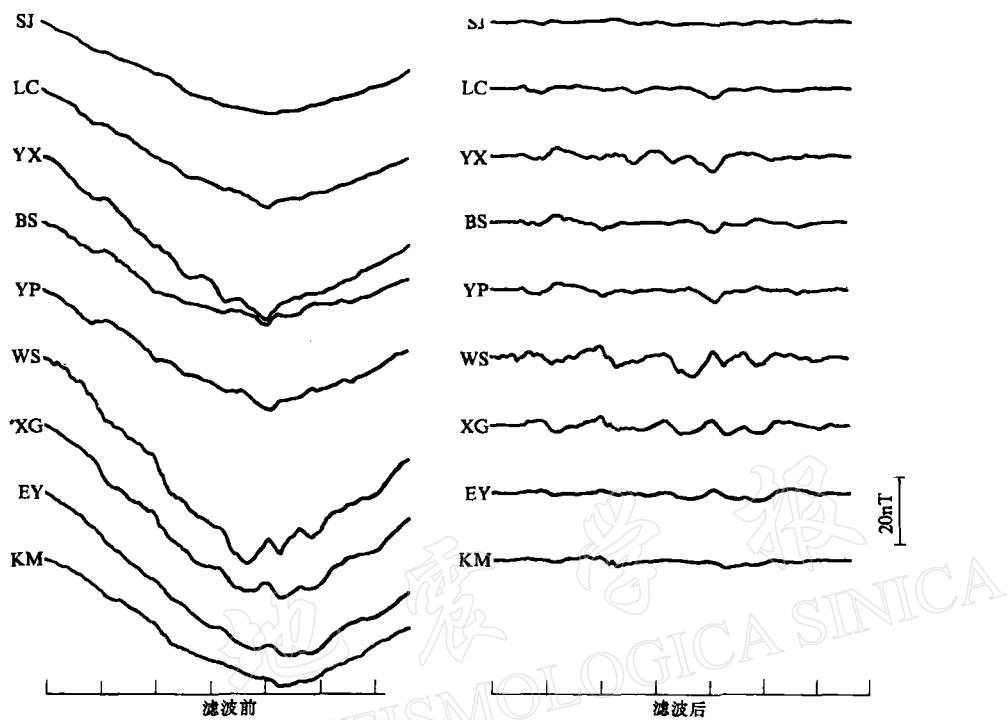


图2 滤波前后地磁变化曲线的例子

表1 各台站感应矢量  $A, B$  的实部

台 站	周 期							
	8 min		15 min		30 min		60 min	
	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>A</i>	<i>B</i>
昆 明	0.08	0.00	0.07	0.00	0.06	0.02	0.05	0.03
玉 溪	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.02	0.03	-0.03	0.05
峨 山	0.00	0.06	0.00	0.08	0.00	0.10	0.00	0.14
杨 武	0.00	0.08	0.00	0.09	0.00	0.15	0.00	0.17
元 江	0.08	0.11	0.08	0.12	0.07	0.15	0.05	0.15
墨 江	0.07	0.07	0.07	0.09	0.06	0.08	0.04	0.06
思 茅	-0.08	-0.08	-0.08	-0.09	-0.07	-0.09	-0.07	-0.10
洱 源	0.0	0.13	0.0	0.15	0.0	0.18	0.03	0.17
下 关	0.06	0.18	0.06	0.22	0.06	0.27	0.06	0.30
巍 山	0.14	0.14	0.13	0.20	0.11	0.27	0.07	0.37
永 平	-0.07	0.0	-0.07	0.0	-0.12	-0.03	-0.13	-0.07
保 山	-0.03	-0.13	-0.04	-0.15	-0.06	-0.17	-0.08	-0.19
云 县	-0.08	-0.03	-0.10	-0.07	-0.14	-0.08	-0.17	-0.10
临 沧	-0.05	-0.08	-0.07	-0.08	-0.07	-0.08	-0.05	-0.09
双 江	0.0	0.0	-0.01	0.0	-0.02	0.0	-0.01	-0.03
景 洪	-0.04	-0.02	-0.04	-0.03	-0.05	-0.03	-0.06	-0.05

当大的离散度及对真值的偏离,而从理论上说,  $A$ ,  $B$  系数随频率的变化应是缓慢的,所以对各观测点所计算的不同频率成份的  $A$ ,  $B$  系数进行了频率平滑. 表 1 为各测点频率平滑

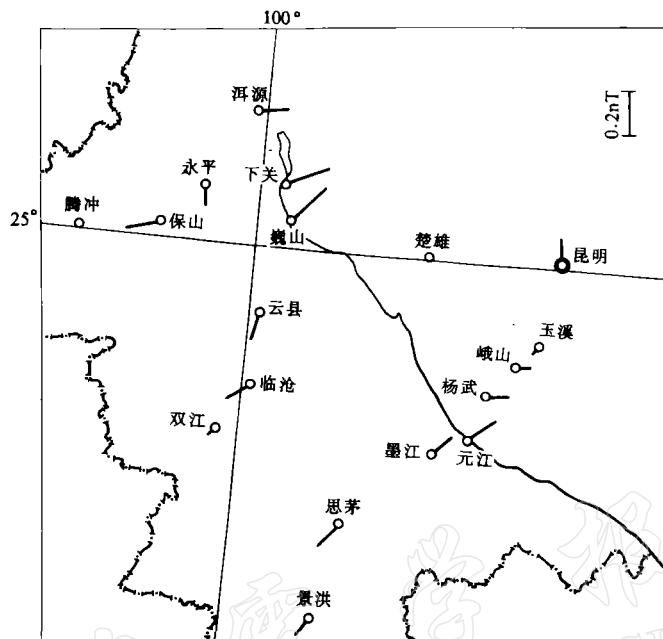


图 3 周期为 8 min 的实感应矢量分布

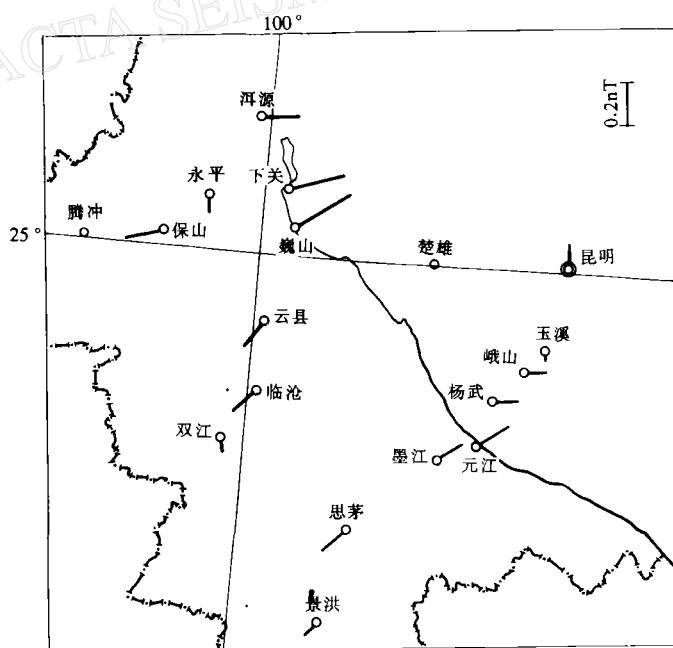


图 4 周期为 15 min 的实感应矢量分布

后 8min, 15min, 30min, 60min 周期成份 A, B 系数的实部. 图 3、图 4、图 5、图 6 分别为各观测点 8min, 15min, 30min, 60min 周期成份的实感应矢量分布图. 从这些图可以看出以下一些特点: (1) 测区的东北侧, 包括洱源、下关、巍山、昆明、峨山、杨武、元江、墨江观测点的

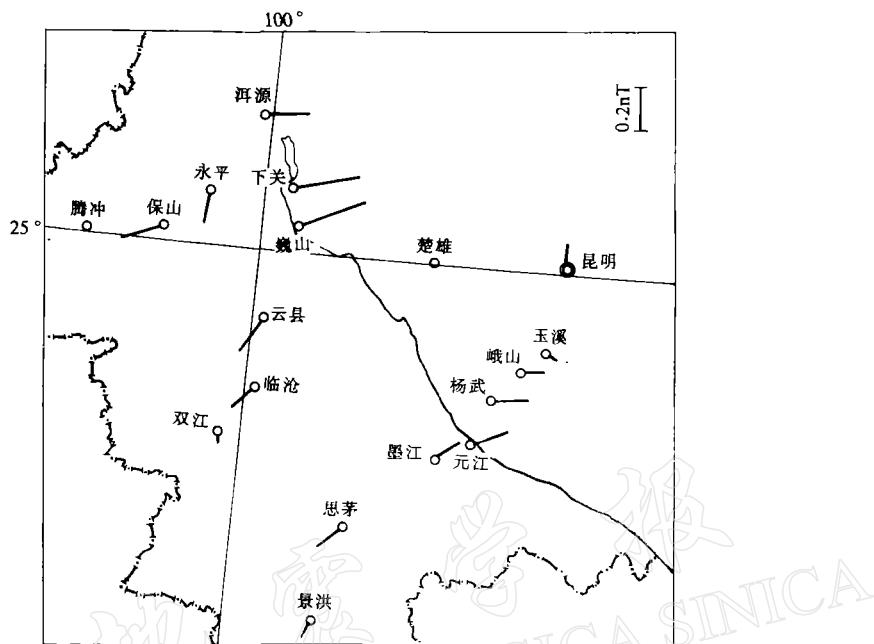


图5 周期为30 min的实感应矢量分布

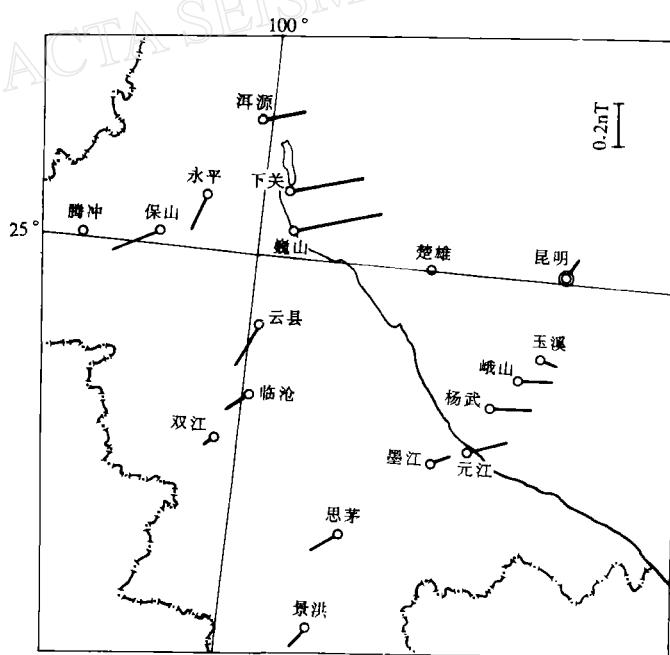


图6 周期为60 min的实感应矢量分布

实感应矢量和测区西南侧的永平、保山、云县、临沧、双江、思茅、景洪观测点的实感应矢量方向相反，在洱源、下关、巍山、墨江与永平、云县、临沧、思茅之间有一实感应矢量的反向轴线；(2)在实感应矢量反向轴线两侧，实感应矢量分布似乎不平衡，东北侧实感应矢量随离轴线距离增加而衰减比西南侧小；(3)在各观测点上，8 min, 15 min, 30 min, 60 min 周期成份的实感应矢量变化不大，但在大部份测点显示出短周期变化的实感应矢量略小于较长周期的实感应矢量的幅度。

### 三、讨 论

图 3—图 6 各周期成份的感应矢量的分布显示出，该区域的感应矢量分布在洱源、下关、巍山、墨江和永平、云县、临沧、思茅之间存在反向轴线，两侧观测点感应矢量反应出整个区域的电磁感应现象近似具有二维特征。利用二维导电结构模型的数值计算，计算二维导电结构空气表面感应矢量的分布来探讨该区的可能的地下导电结构。我们所用的二维有限元法程序的计算结果，曾与 Weaver *et al.* (1986) 的二维控制模型的分析解进行了比较，其格点上的  $B_z/B_0$  与分析解相比，差别均小于百分之一。其中， $B_z$  为格点上的垂直分量磁变

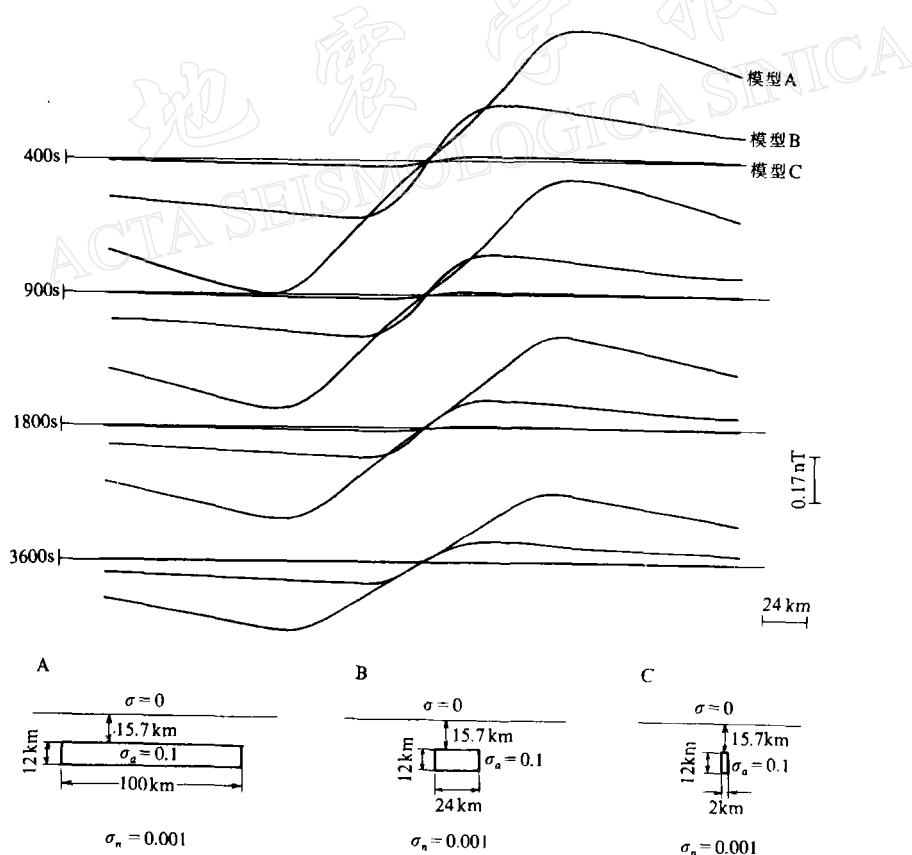


图 7 探讨高导体宽度对感应矢量影响的几个模型及相应的感应矢量剖面分布

化幅度,  $B_0$  为源场方向均匀场幅度, 利用二维模型的数值计算, 我们探讨异常高导体的宽度、深度、存在高导覆盖层, 以及异常高导体倾斜对地表感应矢量随空间位置及频率变化的影响。图 7 为探讨高导体宽度产生影响的几个模型及二维模型数值计算的结果, 图 8 为研究高导体埋藏深度对感应矢量影响的几个模型以及相应计算结果, 即其相应的感应矢量沿垂直高导体的横剖面的分布。图 9 为研究存在高导覆盖层时感应矢量特征的二个模型及感应矢量的分布。图 10 为研究异常高导体倾斜结构的影响的几个模型和相应的感应矢量的分布。在以上的四组模型中, 表示岩石圈正常部份的介质导电率  $\sigma_n$  取为  $0.001 \text{ Sm}^{-1}$ , 异常高导带的  $\sigma_a$  以及高导覆盖层的导电率  $\sigma_c$  取为  $0.1 \text{ Sm}^{-1}$ , 空气导电率  $\sigma_0$  取为 0。为了反映各组模型的频率响应, 各图从下到上四组曲线分别给出了周期为 3600s, 1800s, 900s, 400s 的相应的实感应矢量分布。图 9、图 10 增加了 100s 的计算结果。

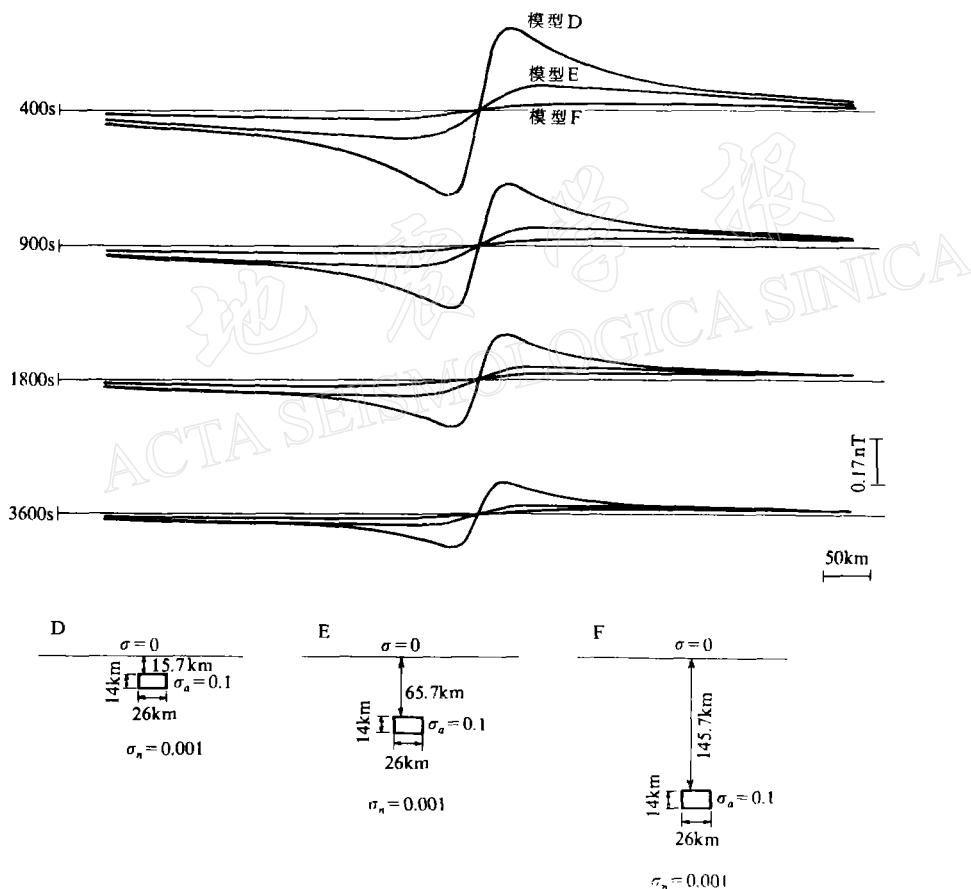


图8 探讨高导体埋藏深度影响的几个模型及相应的感应矢量剖面分布

所有导电率结构模型数值计算的结果均显示出高导带位于感应矢量极大值的范围之内, 因此可以得出以下推论: 如果能在一条测线上找到两个感应矢量反向的极大值的位置, 就可以推得地下高导结构的范围。图 7 显示出高导带的宽度和实感应矢量的大小虽不成

正比关系,但高导带越宽,则相应感应矢量的幅度越大.由于所计算的高导体埋深不大(15.7 km),故图 7 三个模型计算的正负极大值之间的距离大致等于高导带的宽度与高导带埋深之和.当高导带很宽时,二极大值之间的距离会小于两者之和,而当高导带很窄时,极值间距离会大于二者之和.图 8 显示出高导带埋深越深,感应矢量越小,且感应矢量两极值之间距离越大.对于图 8 的模型参数,其正负极值间的距离大致等于高导带的宽度加两倍埋深,当埋深较深时,两极值间的距离会大于上述两者之和.埋深的另外一个影响是对

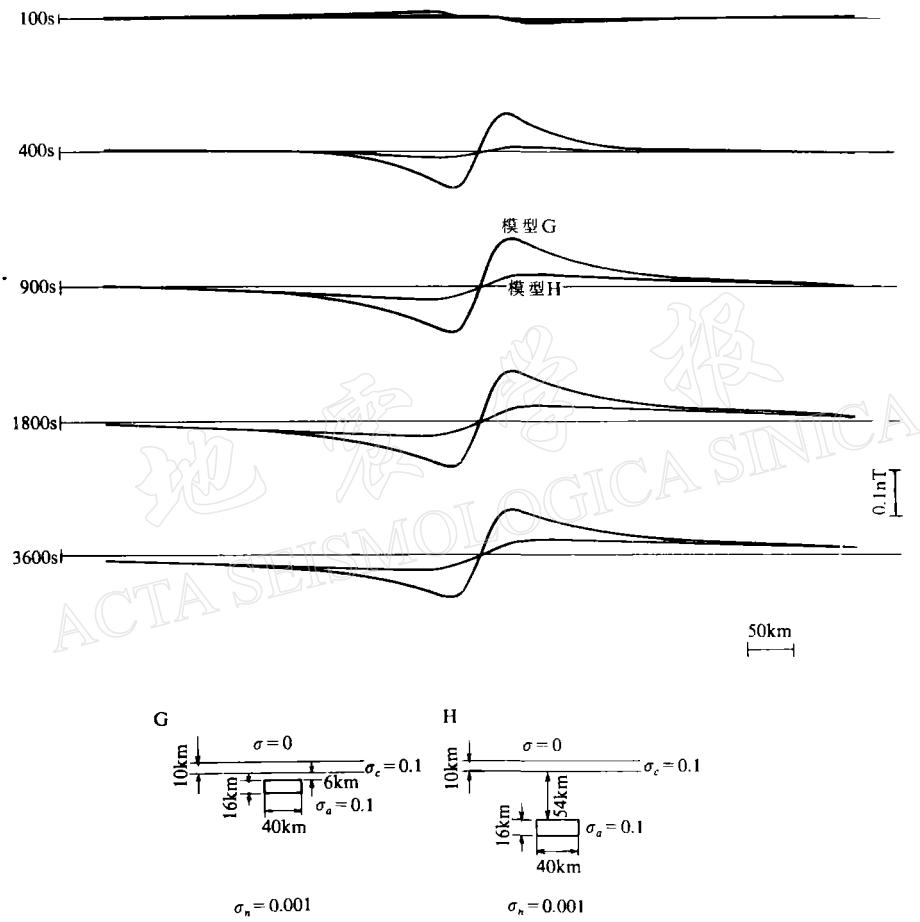


图 9 高导体上存在高导覆盖层时的一个  
模型及感应矢量曲线

频率特性的影响.对于浅的高导层,短周期成份的感应矢量大于长周期成份的感应矢量,当埋深明显增加,达到和所用的短周期成份相对周期穿透深度相比时,感应矢量随周期减小而增加的情况才会变化.在这里当达到模型 F 的深度(145.7 km)时,900s 周期的感应矢量才略大于 400s 周期的感应矢量.图 9 为在异常高导带上存在高导覆盖层时的情况.这种情况下似乎对极大值出现的位置影响不大,其产生的主要影响是使感应矢量幅度明显减小.此外是对感应矢量随频率变化的影响.对模型 G,感应矢量最大值对应的周期为 1800s;而模型 H,感应矢量最大值对应的周期为 3600 s,即在我们所用的周期范围内,由

于高导覆盖层的存在,当周期越小时,感应矢量反而越小。顺便可以提起的是,在我们这两种模型中,当周期为100s时,在相应的空间点上,其感应矢量和长周期成份的感应矢量反向。图10为几种高导带倾斜情况下的感应矢量的空间分布。高导带倾斜产生的主要影响是,感应矢量相对于高导带不再左右对称。图10显示出当倾斜部份延伸较小时,感应矢量曲线左右不对称不明显。在我们所用的模型参数情况下,模型I及模型J其倾斜部份延伸约120km,高导带两侧的感应矢量明显不再对称。在模型I中,高导带的水平部份向左无限延伸,则感应矢量在空间的分布中将不会出现反向,而在模型J中,高导带的水平部份延伸不远时,在高导带两侧感应矢量仍然出现反向,但两侧已明显不对称。在倾斜一侧,感应矢量随空间的变化变缓,甚至在周期为100s的情况下,在相当大的距离范围内,感应矢量基本不变。

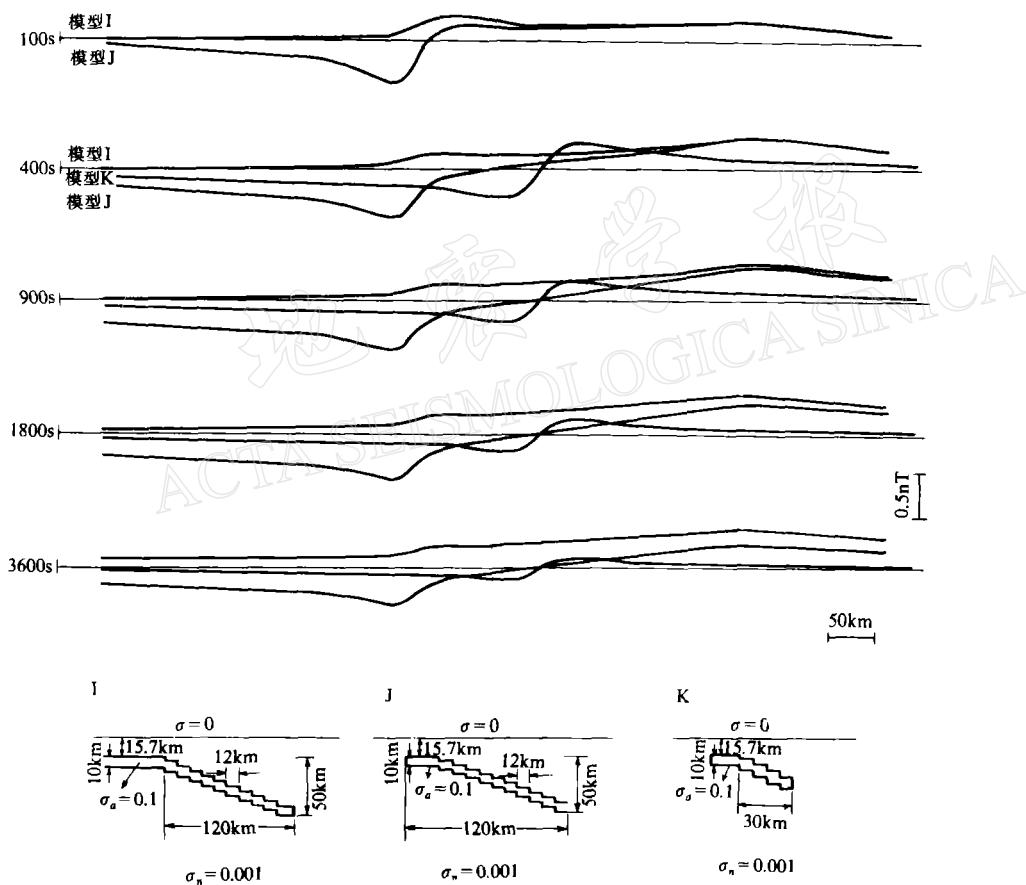


图10 不同的高导带倾斜结构模型及其感应矢量曲线

根据以上的讨论以及图3—图7不同周期感应矢量分布的特征,可作如下推断:测区地下深部存在一高导电带,该高导带的位置并不在沿红河断裂的地下深处,而是在红河断裂的西侧。从该观测区感应矢量的方向和分布来看,其走向近于北-北东-南南西。该高导带向东北倾斜,在其上方有较厚的高导覆盖层。简单的理由如下:从该测区感应矢量的分布图可以看到,其反向轴东侧的极大值似乎不大可能在下关、巍山、元江以东,而从西侧来

看, 极大值不大可能在保山、云县、思茅以西. 所以, 高导带应在这一个范围内. 近地表的高导带, 其感应矢量的短周期成份应比长周期成份大. 而在该观测区的大部份测点, 短周期成份的感应矢量比长周期成份小. 这种情况有可能暗示高导带在地下一定的深度, 且其上方有几km 以上的高导覆盖. 反向轴东侧及西侧似乎不对称, 尤其在元江、杨武、峨山之间感应矢量变化平缓, 可能意味着存在一数十 km 以上的高导带的倾斜结构. 这样一个高导带的存在, 可能和该区的构造活动和地震活动有比较密切的关系.

### 参 考 文 献

- 侯作中、史铁生, 1984. 云南省的地磁短周期变化异常. 地震学报, 6, 287—293.  
Weaver, J. T., Lequang, B. V. and Fischer, G., 1986. A comparison of analytical and numerical results for a 2-D contral model in electromagnetic induction — II, E-polarization calculation. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 917—948.