

内蒙、甘、宁某些地区地球上部 电导率分布的横向变化特征

林长佑 张云琳 梁恕信

司玉兰 蒋梅 江钊

(兰州地震研究所)

摘 要

这篇文章给出了内蒙、甘肃、宁夏某些地区的大地电磁测深结果。这些结果显示,在震带内地壳和上地幔电导率分布的横向变化是很明显的,而在比较稳定的鄂尔多斯地台内电导率分布的横向变化较小,地壳和上地幔的电导率结构比较简单。基于这些结果发现,上部地壳(10—15公里)低阻层在大震震中区较为发育,这可能与大震有关。我国西北地区已有的大地电磁测深结果显示,莫霍面并不是一个清楚的电性分界面,而某些地区的地壳中部低阻层似乎与康拉界面相应,这就使得后者成为一个明显的电性分界面。

地球内部电导率分布横向非均匀性的存在给大地电磁测深的分析和解释带来了很大的困难。一般地说,为要利用该法获取地下的电性分布,必须对地表测量的张量阻抗进行二维或三维反演。目前,除某些特定的二维、三维模型已经有一些模拟计算结果而外,普遍方法的二维、三维反演还是正在研究中的问题。然而,对于二维介质,当我们把注意力仅集中到揭示测点地下电导率沿垂向的分布特征时,问题则可得到较大程度的简化〔1〕。在获得任意测量坐标方向的阻抗张量之后可以计算出主轴方位角,进而求出主轴方向上的张量阻抗视电阻率曲线。理论上的讨论和许多二维模型的模拟计算结果都表明,主轴方向上的两道视电阻率曲线中,总有一道受非均匀结构影响畸变较小,对该曲线进行一维反演就可以得到测点地下电导率沿垂向的比较真实的分布。对于二维偏离不是很大的三维介质,作为一级近似,也可以采用上述方法加以处理。在区分畸变曲线的过程中,必须对比分析研究同一测点及相邻测点两道张量阻抗视电阻率曲线的形态,以及主轴方位角和二维判别系数等参数指标,综合利用测区内已有的地质、地球物理资料和某些大地电磁测深二维模型模拟计算结果。

一、资料的分析和解释方法

资料处理和分析是在DJS—6机内进行的,因此必须将模拟记录的大地电磁场的各个分

量进行数字化采样,变成离散化的时间序列。我们设计使用的资料处理程序包括:窄带滤波〔2〕、资料取舍、张量阻抗及其它参数指标的计算〔1〕。这里的数字滤波器是根据大地电磁测深资料处理的实际需要设计的,为了比较准确地将大地电磁场记录中各种不同频率成份区分出来,滤波器具有比较狭窄的通过带和过渡带,而且按照需要将截尾误差控制在一定的范围之内。滤波输出的资料经选择后被用来计算张量阻抗〔Z〕,地表一点测量到的张量阻抗〔Z〕决定于地下介质的电性分布,它是测量频率的函数。各测点的测量坐标皆选择为地磁南北和地磁东西,它与主轴之间的夹角 θ_0 。由下式计算:

$$\theta_0 = \frac{1}{4} \tan^{-1} \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \pm \frac{n\pi}{4} \quad (1)$$

按(1)式求出的 θ_0 使条件

$$|Z'_{xy}(\theta_0)|^2 + |Z'_{yx}(\theta_0)|^2 = \text{极大值}$$

$$\text{或} \quad |Z'_{xx}(\theta_0)|^2 + |Z'_{yy}(\theta_0)|^2 = \text{极小值}$$

能够得以满足。由于从解析上得到的 θ_0 具有 $\frac{\pi}{4}$ 的周期,因此在计算机内还必须根据上述

条件对于 θ_0 进行二者择一的选择。 θ_0 为正表示主轴对测量坐标是顺时针转动的。

在获得 θ_0 以后,通过平面内二阶张量的坐标变换公式即可求得主轴方向上的张量阻抗〔Z〕。两道视电阻率曲线由主轴方向上的主阻抗张量元按下式计算:

$$\begin{aligned} \rho_{xy} &= 0.2T |Z'_{xy}|^2 \\ \rho_{yx} &= 0.2T |Z'_{yx}|^2 \end{aligned} \quad (2)$$

由估算出的张量阻抗〔Z〕可以计算两维判别系数 S :

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (3)$$

S 是一个正数且与测量坐标选择无关。当介质为两维时,有 $S \rightarrow 0$,当介质为三维时, S 则取较大的值。

另一两维判别系数 S_β 是由主轴方向的张量阻抗〔Z'〕按下式计算的。

$$S_\beta = \frac{|Z'_{xx} - Z'_{yy}|}{|Z'_{xy} + Z'_{yx}|} \quad (4)$$

S_β 为0和1之间的一个实数,当介质接近两维时,有 S_β 趋近于零,当介质为三维时, S_β 则取较大的值。

根据对阻抗张量元 Z_{ij} 的四种最可几估算值的差异,可以定义其稳定性系数 S_{ij} 和全信息矢量相干度 CP_{ij} 。据其大小可以判断所获得的张量阻抗的误差。前者在0和1之间变化,后者在 $-\infty$ 和1之间变化。对于两个主阻抗张量元而言,我们通常对 $S_{ij} > 0.7$, $CP_{ij} > 0.8$ 的资料加以选用。

对于每个测点主轴方向上的视电阻率曲线都进行了一维反演,给出了分层参数,以供分析对比使用。一维反演是由我们设计的一个专门程序在DJS—6机内进行的〔8〕。

图1给出了十四个测点的位置分布图。除了测点4和测点11引用了标量阻抗的测量结果以说明部分问题而外,其余12个测点都是张量阻抗的结果。其中测点3和5是比较早期处理

的张量阻抗的结果,资料的初步处理采用了视振幅相位法,张量阻抗计算采用了“三分量法”[1]。

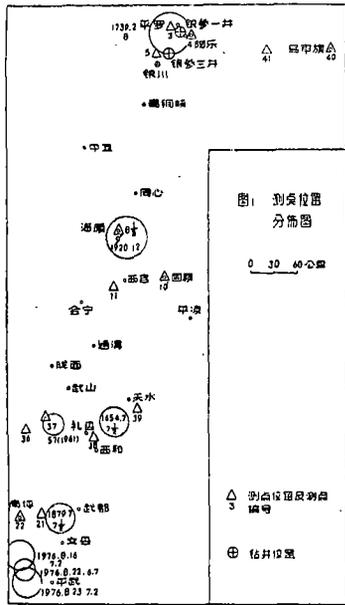


图 1

二、内蒙南部、银北地区的大地电磁测深结果

这一地区包括图 1 所列的 40、41、3、5、4 五个测点。图 2 给出了测点 40、41、3、5 主轴方向张量阻抗视电阻率曲线的一维拟合曲线。测点 3、5 的 ρ_{xy} 曲线由于受非均匀性影响畸变很大,无法使用一维模型曲线加以拟合,故未给出。对测点 4 则给出了比较稳定的一条标量阻抗视电阻率拟合曲线。表 1 给出了这七条曲线相应的分层参数(表中电阻率 ρ 的单位为欧姆米,厚度 h 和底面埋深 H 的单位为公里)。

测点 40、41 位于鄂尔多斯盆地的中心地区。除测点 40 短周期部分两、三个观测点的两维判别系数 S 取较高的值外,其余所有的 S 和 S_p 在宽广的频率范围内都取较低的值, S 在 0.5 以下, S_p 在 0.10 以下,而主轴方位角 θ 仅在 $\pm 2^\circ$ 的范围内摆动。这些都说明测点地下具有较为简单的两维构造特征。

由图 2 可以看到这两个测点的视电阻率曲线具有很相近的形态。两道曲线首部的差异很可能是由于测点 40 的测深曲线受到了比较复杂的畸变所引起的。测点

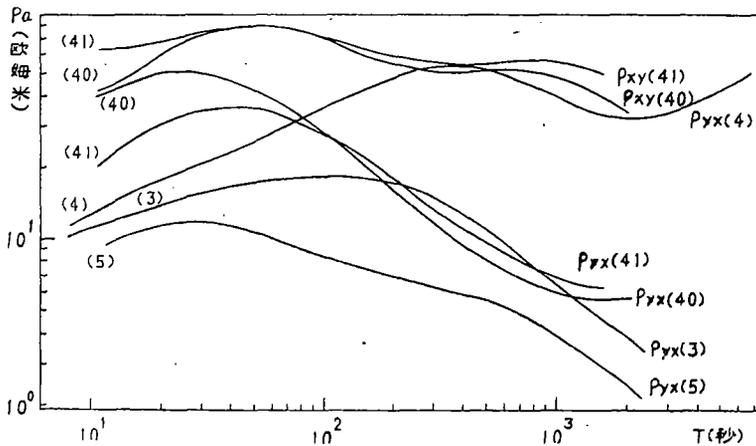


图 2

41 的 ρ_{yx} 曲线显示出第一个高层顶面埋藏深度为 5.1 公里,与石油物探方法所测出的结晶基底顶面一致。

测点 40 和 41 的测量结果在一定的意义上说明,两测点可能受到了同一类型和产状相同的非均匀构造的影响。如果我们假定两个测点共同的非均匀构造是地壳各分层面南北走向的倾斜埋藏,则上面的测量结果都能得到统一解释。在此情况下,平行于走向的 ρ_{xy} 曲线将较少受到非均匀性影响而畸变[4]。它们所揭示的这两个测点壳内低阻层顶面的埋深为 32 公里、

表1

层数	测点40						测点41					
	ρ_{xy}			ρ_{yx}			ρ_{xy}			ρ_{yx}		
	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H
1	40	8.5	8.5	36	7.2	7.2	71	17	17	17	5.1	5.1
2	4000	23	32	85	12	19	140	21	38	800	15	20
8	12	17	49	0.58	6.5	26	16	2.2	40	1.6	9.5	30
4	880	49	98	25			200	58	98	10		
5	0.92						12					

层数	测点3			测点4			测点5					
	ρ_{yx}			ρ_{yx}			ρ_{yx}					
	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H			
1	11.0	5.2	5.2	11	4.7	4.7	8.4	5.0	5.0			
2	1000	8.5	14	740	19	24	1000	5.5	11			
8	1.4	1.5	16	2.8	1.2	25	0.50	1.8	13			
4	800	12	28	1300	59	84	800	11	24			
5	0.18			1.9	5.8	90	0.12					
				400								

38公里，上地幔第一个低阻层顶面的埋深为98公里，也都是较为可信的。而与构造走向垂直的 ρ_{yx} 曲线则受到较大的畸变，畸变的特征为使曲线的右枝下降，这就造成了由 ρ_{yx} 曲线反演得到的壳内低阻层偏浅和低阻层电阻率偏低。测点40和测点41测量结果的相似性在一定程度上说明，在地台内部电导率分布的横向变化是比较平缓的。

测点3、4、5位于银川地堑的北部地区，测点3、5距地堑的西部边界不超过6—10公里。石油物探的结果和地质方面的推断表明，地堑的西缘是一条比较陡峭的深大断裂，其走向近南北方向*。无论从水平还是垂直尺度方面来看，这一构造应是对两测点起主要影响作用的非均匀构造。断裂近旁的测量可以用一狭窄导电沟近侧的测量加以模拟，测点3、5的 ρ_{xy} 曲线表现出了这一非均匀构造引起 ρ_v 的畸变特征，由于这一非均匀性影响使得曲线后部出现了不适度的持续下降，以至无法使用一维模型加以拟合。

测点3、5选用 ρ_{yx} 曲线作为解释曲线得到的电性分层的结果是很类似的，并与该区物探资料相吻合。

石油物探方面的资料推断测点4处于银川地堑东侧的“梯段”上，地堑东缘是一个向西倾、倾角较大的正断层。测点以东为桌子山—马家滩断褶带，其西部边界为东倾的逆冲断层*。在上述与测量坐标走向相近的非均匀构造影响下，近东西方向的标量阻抗视电阻率曲线将较少受到畸变。与测点3、5比较，测点4没有显示出地下11—14公里深处沉积层底部的低阻层来。结晶基底顶面下第一个低阻界面出现在地下约24公里处，相应于地壳中部低阻层。在该测点，上地幔第一个低阻层埋深约84公里左右。

地堑内部地壳中部低阻层埋藏深度与其近侧相近有可能说明，地堑的下沉仅仅发生在地壳中部低阻层以上，联系到地堑内该层较低的电阻率来看，地壳中部低阻层在地堑的形成过

* 长庆油田三分部地质调查处研究队，宁夏回族自治区银川市—石咀山、盐池县、内蒙古鄂托克旗地震勘探成果总结报告，1979。

程中可能起着某种作用。

三、西海固地区的大地电磁测深结果

这一地区的讨论涉及到图1中所示的9'、10'和11三个测点。图3给出了测点9'和10' 主轴方向的张量阻抗视电阻率一维拟合曲线和测点东西方向的两次测量的标量阻抗视电阻率拟合曲线。表2给出了这六条曲线相应的分层参数。

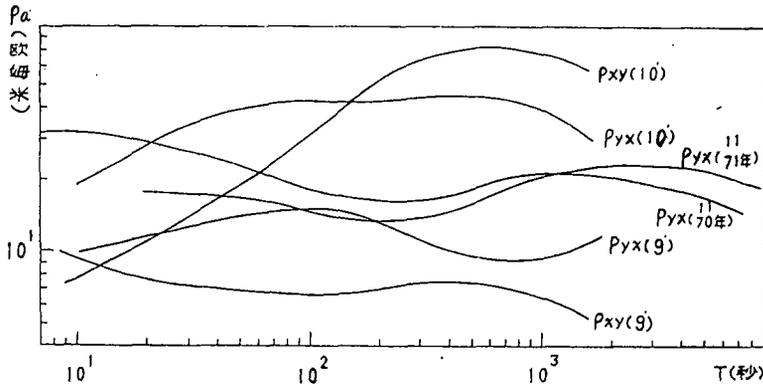


图 3

表 2

层数	测点9'						测点10'							
	ρxy			ρyx			ρxy			ρyx				
	ρi	hi	H	ρi	hi	H	ρi	hi	H	ρi	hi	H		
1	28	2.2	2.2	8.1	3.2	3.2	7.4	3.5	3.5	20	6.3	6.3		
2	3.1	2.2	4.4	200	6.0	9.2	400	23	27	400	22	28		
8	7.6	27	31	3.0	2.0	11	4.0	0.8	28	5.1	3.7	32		
4	0.85			200	13	24	1200	68	96	400	40	72		
5				1.8	6	30	12			10	50	120		
6				200						40				
测点11														
						70年测量			71年测量					
				ρyx			ρyx							
				ρi	hi	H	ρi	hi	H					
1				29	9	9	16.0	6.2	6.2					
2				1900	3.1	12	64.0	4.5	11					
8				5.0	5.3	17	1.0	0.5	12					
4				290	11	28	55	11	23					
5				1.4	1.4	29	0.5	0.6	24					
6				64	56	85	2000	65	89					
7				6			10							

国家地震局物探大队编的《海原—黄海综合地球物理及地质地壳深部构造剖面图》给出了经过测点10'的南北向断裂，断层面向西倾。在假定由于断层的西倾、致使断层面由测点东侧逐渐深入至测点脚下时，则可较好地解释该测点测深曲线的畸变形态。在此情况下，固定点变化频率的测量可以近似等效地用固定频率移动测点位置、横穿断裂构造的测量结果加以模拟〔5〕。由这一模拟结果出发，在短周期部分， ρ_{yx} 曲线将较少受到畸变，而 ρ_{xy} 曲线则在长周期部分较少受到畸变。 ρ_{yx} 曲线得到第一个高阻层顶面的埋藏深度为6.3公里，与结晶基底顶面的埋深较为一致。两道曲线共同揭示出地壳中部低阻层埋深在27—28公里处，与国家地震局物探大队所测出的康氏面埋深较为一致。上地幔第一个低阻层顶面埋藏深度估计为80—90公里。应该指出的是，在《海原—黄海剖面图》中所给出的该区约42公里的莫氏面在电性剖面上并没有明显的显示。

测点9'位于1920年海原8.5级大震烈度11度区内〔6〕。六盘山—南、西华山—毛毛山断裂带很可能是影响我们测量结果的主要构造。与邻近的测点10'相比较，在整个测量频率范围内，两道视电阻率曲线都维持在较低数值水平，反演得到的分层电阻率也取较小的值。作为一级近似，我们不妨假定测点9'落在一个导电带内，而这次特大地震所造成的地震破碎带很可能成为这样的导电带。在测点附近这个导电带的展布方向以取北西西为宜〔6〕。平行于走向的 ρ_{yx} 曲线则较少受到畸变，其电性分层结构与测点10'不同之处是地下约9公里处显示出了一个低阻层，这可能就是我们前面所提到过的沉积层底部低阻层。地壳中部低阻层的埋藏深度为24公里，它与上述《海原—黄海剖面图》给出的康氏面的埋藏深度较一致。

在测点11进行过两次不同时间的标量阻抗电阻率的测量。一般地说，它们是不稳定的，但比较有意义的是，在短周期部分两次测量获得了一条比较稳定的 ρ_{xy} 曲线，而在长周期部分两次测量则获得了一条比较稳定的 ρ_{yx} 曲线（这里仅给出了文中用到的 ρ_{yx} 曲线及层参数）。两次测量 ρ_{yx} 曲线中周期都存在下降分枝，揭示出地壳中部低阻层埋深为23—28公里，其右枝则揭示出上地幔第一个低阻层顶面埋深为85—89公里，与测点10'给出的结果较接近。

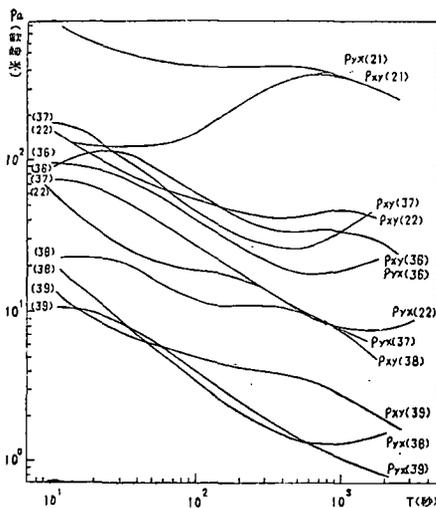


图 4

四、甘肃南部地区的大地电磁测深结果

这一地区的讨论涉及到图1中所示的21、22、36、37、38和39六个测点的资料。这六个测点都位于西秦岭纬向构造带内，其西部的几个测点靠近青藏隆起的东部边缘。图4给出了这六个测点主轴方向两道张量阻抗视电阻率一维拟合曲线，表3给出了其相应的层参数。

在测点39，在短周期部分得到了两条比较相近的张量阻抗视电阻率曲线。中周期以后 ρ_{yx} 曲线出现不适度的陡峭下降。测点39位于秦岭纬向构造带北缘的一个凹陷带内，

表 3

层数	测点21						测点22						测点36					
	ρ_{xy}			ρ_{yx}			ρ_{xy}			ρ_{yx}			ρ_{xy}			ρ_{yx}		
	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H	ρ_i	h_i	H
1	120	13	13	800	50	50	170	17	17	54	10	10	71	11	11	70	8.6	8.6
2	500	15	28	13	1.7	52	8.5	4.6	22	2.4	2.6	13	4500	17	28	630	9.4	18
3	22	3.4	31	2000	80	130	900	24	46	120	17	30	4.5	9	37	6.9	18	36
4	2000	220	250	40	10	140	4.2	5.3	51	1.1	5.8	36	800	55	92	62		
5	50	14	260	2000	110	250	1200	66	120	1900			0.8					
6	80			60														

层数	测点37						测点38						测点39					
	ρ_{xy}			ρ_{yx}			ρ_{xy}			ρ_{yx}			ρ_{xy}			ρ_{yx}		
	ρ_i	h_i	H															
1	130	9.5	9.5	48	6.5	6.5	17	5.1	5.1	31	5.1	5.1	15	4.4	4.4	7.2	2.8	2.8
2	510	10	20	910	8.8	15	300	5.1	10	0.42	4.3	9.4	1.3	2.4	6.8	65	3.3	6.1
3	6.0	9.9	30	28			2.3	6.0	16	4.0			70	3.7	11	0.36	6.0	12
4	180						100	17	33				1.1	5.1	16	0.80		
5							0.03						70	5.0	21			
6													0.2					

如果我们将秦岭北缘断裂对测深结果影响用一近东西方向的导电沟近侧的测量加以模拟，上述曲线的畸变形态就能够得到解释。此外，在五、六百秒的长周期部分， θ_0 逐渐转向正角，即北北东方向，这种情况同样显示着一个北北东向的构造在开始起作用，离测点较近的1654年天水7.5级大震的极震区长轴方向近似为北北东向也证明了这一点。考虑到上述原因，以 ρ_{xy} 曲线作为解释曲线。

测点38位于北北东向的礼县—石桥盆地内，曲线的短周期部分用低阻的凹陷内的测量加以模拟。由于该测点又处于1654年7.5级大震的极震区内，长周期部分我们不妨也用一个导电带内的测量加以模拟。主轴方位角 θ_0 始终在 $+7^\circ$ — $+11^\circ$ 的范围内变化（个别点除外），说明对测量结果起主要影响的非均匀构造在深部和浅部至少有方位方面的继承性。凹陷内的 ρ_i 曲线由于受到边缘效应的影响，右枝下降〔7〕。导电带对带内测量的 ρ_i 曲线产生了同样的畸变影响。以 ρ_{xy} 曲线作为解释曲线得到的第一个高阻层顶面埋藏深度为5公里，将其作为结晶基底顶面埋藏深度是较为可信的。曲线所揭示出的10—16公里处的低阻层以及下一个高阻层的上界面与相近的测点39具有很好的类比性。它们可能就是通常所说的沉积层底部的低阻层。测点38揭示出33公里深处的地壳中部低阻层与测点39揭示出该层顶面21公里的埋深有较大的差别。其主要原因可能是它们的解释曲线 ρ_{xy} 的尾部都受到了方向相反的、不同程度的影响。考虑到非均匀性的影响，这一地区地壳中部低阻层顶面埋深大体在25—30公里范围内。

应该指出的是，1654年7.5级大震的地震断裂带是这一地区深部对测深结果起主要影响作用的非均匀构造。对测点39，在深入到中部地壳以后，它的影响似乎取代了秦岭纬向构造带的影响。

从地质图上看，测点36已经越出了西秦岭构造带，而进入了中生代的甘孜印支地槽内，

这样其测量结果可以用断层构造低阻盘上的测量加以模拟。在这种情况下平行于走向的 ρ_{xy} 曲线是较少受到畸变的曲线。以 ρ_{xy} 曲线作为解释曲线，第一个高阻层顶面出现在地下11公里深处，很可能是“花岗岩层”的顶面。它所揭示出的地壳中部低阻层顶面埋深为28公里，而揭示出的上地幔第一个导电层顶面埋深为92公里。后者与我们后面要讨论的测点21、22相比是明显偏浅了。这可能是由于曲线尾部的不确定性所造成的。

测点37位于西秦岭构造带西部隆起区内，所受到的各方面非均匀构造的影响可能比较复杂，加之该测点资料质量较差，曲线资料点比较离散，我们仅仅结合测点36做一些类比方面的讨论。由表3所给的两道曲线的分层参数我们看到， ρ_{xy} 曲线得到地电分层与测点36比较相近。该曲线所揭示出第一个高阻层顶面埋藏深度为9.5公里，似乎是较为合理，它显示出测点36相对测点37的下沉特征。这里得到测点37的第一层电阻率比测点36高也是合理的。测点36具有较新的地层，特别是第三纪地层，是造成其上层电阻率较低的原因。 ρ_{xy} 曲线揭示出的地壳中部低阻层埋藏深度为20公里，比测点36浅。但这一情形可能带有某种不确定性，测量的资料点本身比较分散可能是其原因之一，非均匀性的影响使该曲线产生畸变也是有可能的。

图5给出了测点21、22主轴方位角 θ_0 和两维判别系数 S 、 S_p 。测点21于75年和78年曾进行过两次测量，测点22曾于75年、76年、78年进行过三次测量。为了排除76年松潘大震震前引起的深部电阻率变化对测量结果的影响〔8〕，测点21采用了78年的测量结果；测点22采用了76年、78年两次测量的结果，而在观测的精度范围内，这两次测量结果被认为是一致的。这一地区曾发生了1879年武都—文县7.5级大震，极震区长轴走向约北东30°，测点21位于极震区西侧；1976年8月在测点22南松潘地区发生了两次7级大震，其中第一次大震震中距测

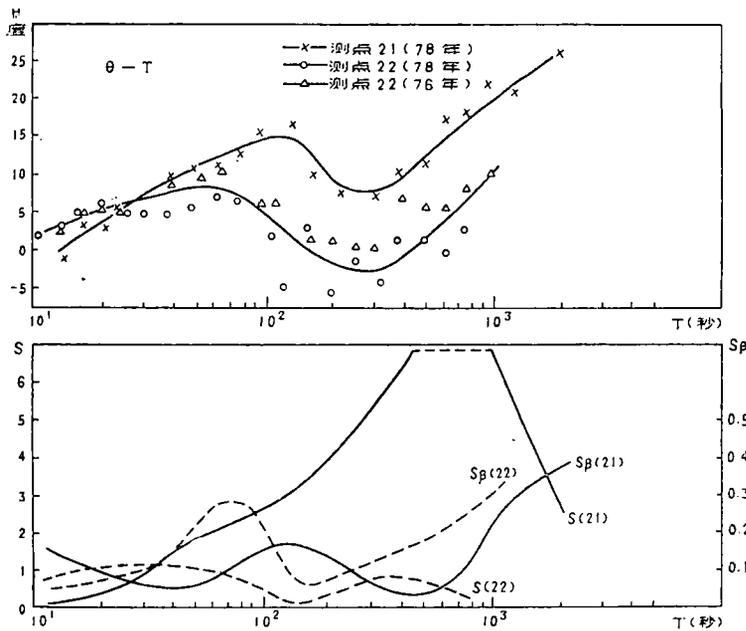


图 5

点22仅50—60公里。该地震震源机制解所得的地震断层的走向为南北向，是一个西倾且以倾滑为主的断层。该地震断层对测点22测量结果的影响在文献〔8〕中我们已经做过讨论，认为

三次测量 ρ_{yx} 曲线的尾枝所揭示的顶面埋深约30公里的低阻层为地壳中部低阻层。由测点22两条曲线都同时出现的第一个下降分枝来看，第一个低阻层是存在的，只不过是其顶面埋藏深度可能比 ρ_{yx} 曲线所揭示的10公里要深些。这可能就是我们前面所说的沉积层底部低阻层。由于随着测量周期的进一步加大，地壳中部地震断裂影响逐渐消失， ρ_{xy} 曲线后枝所揭示的约120公里的上地幔第一个低阻层顶面埋深可能是比较可靠的。

图5给出的两个测点 θ_0 随测量周期的变化比较清楚地说明了该区内各种非均匀构造对测量结果的影响。两条曲线经历了明显的、同步的趋势性的变化。在短周期部分两个测点得到的 θ_0 集中在 $+5^\circ$ 左右，两维判别系数 S_1 、 S_2 都维持在不是太高的水平上。在文献^[8]中我们已经说明，中周期出现的 θ_0 极小值与1976年地震断裂的影响有关。这两个测点的 θ_0 在中周期的极小值出现以后就同步持续上升。在1000秒左右测点21的 θ_0 达到了 $20^\circ-25^\circ$ ，非常接近1879年大震极震区的长轴走向。此时测点22的主轴方位角 θ_0 已达到了 $10^\circ-15^\circ$ 。由文献^[8]中及上述讨论可以看出，1976年松潘大震的地震断裂大约位于十几公里至30公里的地壳中间层内，而与1879年大震有关的地震断裂带，则可能是一个规模更大，在更大的深度上起作用的断裂带。应该指出的是，发生1879年地震的断裂带向北北东方向延伸进入了曾多次发生大震的天水一带，其中1654年的7.5级大震又与它有相近的极震区长轴走向方向，前面已经讨论过，它同样也有比较深的地震断裂带。另外，这一条带是一布伽重力的梯级带，在这一条带上似乎也发现有地震的迁移现象^[9]。这些都说明这一带很可能存在一条横穿秦岭的北北东向深大断裂。

对于测点21，考虑到上述非均匀构造的影响和 ρ_{yx} 曲线前枝陡峭的下降，上层采取 ρ_{xy} 曲线反演的结果，得到第一个高阻层顶面埋藏深度为13公里，相应于“花岗岩层”顶面，与邻近的测点22、36似乎还比较接近；地壳中部低阻层大致出现在地下约28公里处，与测22、36亦较为接近。后部按 ρ_{yx} 曲线得到上地幔第一个低阻层埋藏深度约在130公里左右，与相邻的测点22亦比较相近。在800秒后，两道曲线基本上趋于一致，它们共同揭示出这一地区上地幔第二个低阻层顶面埋深为250—260公里。同时，在最末的频段内两维判别系数 S 表现出了急剧的下降，这说明，在上地幔第一、二个导电层之间介质是比较均匀的。应该指出的是，由于它是在一个较高电阻率地区的较长周期测量曲线的尾枝，很可能受到了大地电磁场场源效应的影响。有关场源效应的研究表明^[10]，由于场源有限尺度的影响，将导致测深曲线尾部的过早下降。这就有可能使得由大地电磁测深得到的最后一个低阻层顶面埋深偏浅。

五、几点讨论

1. 鄂尔多斯地台内地球上部电导率分布的横向变化比较平缓，说明在地质历史时期内，地台内部较少受到形变和破裂，似乎它是作为一个比较刚性的块体而存在的。与地震带内相比^[8]，地台内的地壳中部低阻层具有较高的电阻率（约10—20欧姆米），同时有较深的埋藏深度，这可能说明地台区地壳内有较低的地温曲线，岩石块体具有较大的刚性。地台内上地幔第一个导电层比较平缓的形态也许是地台内地球上部较少受到形变的另一个原因。这种情况暗示了来自上地幔的较弱的垂直作用力，而垂直力与水平力的配合则可能是造成地球上部岩层较大形变的原因。

2. 在银川地堑区内由于上地幔第一个低阻层的上隆^[8]，提供了较高的“地幔热流”，

引起了地壳中部的脱水反应的进行,形成了一个含水带。实验证明,含水花岗岩的熔化温度可以降低 $200^{\circ}-300^{\circ}\text{C}$ ^[11]。则当地壳中部有足够高的温度时,可以造成花岗岩的部分熔融。这种熔融体向两侧的“流动”就为地壳的上部岩层的下沉让出了空位,同时这种流向侧面的熔融体又可能成为近侧隆起的物质补充。

3. 上述各个分区内的结果有迹象表明,大震极震区内的测点沉积层底部的低阻层较为发育,而距震中稍远的测点显示不明显。可能的原因之一是,大震发生时,对于沉积层底部(或花岗岩顶部)造成了一个破碎的含水带。另外,也有可能是在地震之前或在其孕育过程中形成的。果真如此,不仅这一层的存在对于地震的发生是起着一定的作用(例如,对花岗岩层内的震源体与上部岩层之间的解缚作用),同时可能成为所谓的“前兆优显层”^[12],这在地震预报方面也许具有比较重要的意义。

4. 有关地震区地壳中部低阻层的解释及其对大震孕育发生的作用,我们已经在文献^[13]中进行了一些讨论。在某些地区这一低阻层与康氏面相吻合,成为“花岗岩”层与“玄武岩”层的分界面,则某些作者关于地壳中部低阻层与地质上的“花岗岩化”过程有关的看法看来是有一定道理的^[14]。我们这里所进行的大地电磁测深没有觉察到莫霍面的存在,说明,在我们的测区内,在穿过莫霍面时,岩石的电阻率变化是不显著的。事实上,在文献^{[15][16]}中所给出的玄武岩在高温高压下电导率值的范围与文献^[17]所给出的榴辉岩的电导率值的范围是很相近的;文献^{[18][19]}中所给出的橄榄岩和玄武岩、辉长岩之间的电导率值的范围也相差不大,特别是在 700°C 以上的高温本征导电性的范围内是如此。由此看来,莫霍面无论是作为玄武岩—辉长岩与榴辉岩的相变界面,还是作为玄武岩—辉长岩与橄榄岩的化学分界面,穿过它时,电阻率的变化都是不明显的。加之该界面位于地壳中部低阻层和上地幔第一个低阻层间的高阻层内,而大地电磁测深法对高阻层内的界面是不易区分的。

5. 前面已经提到测点21显示出了上地幔第二个低阻层,它可以被解释为这里发生了岩石矿物的多晶型转变^{[20][21][22]}。上地幔温压条件下可能发生的某些多晶转变可以导致岩石电阻率的较大幅度的变化。上地幔第一、二个导电层之间岩层比较均匀,似乎是比较容易被人们所接受的。因为上地幔第一个导电层通常被解释为局部熔化和相对的高温(温度接近于熔化温度),处于这种状态的岩石很容易发生“流变”,自然很难在外力的作用下,在其中形成一些规模较大的非均匀构造。

(本文1980年5月19日收到)

参 考 文 献

- [1] 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组,大地电磁测深中处理非均匀介质的张量阻抗法,大地电磁测深,地震出版社,1981.
- [2] 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组,用数字滤波法处理大地电磁测深资料,大地电磁测深,地震出版社,1981.
- [3] 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组,使用电子计算机解释大地电磁测深曲线,大地电磁测深,地震出版社,1981.
- [4] D.R. Word et al., Crustal investigations by the magnetotelluric tensor impedance method, The structure and physical properties of the earth's crust, Geophysical monograph 14, American geophysical union,

- Washington, D.C., 1971.
- [5] Keeva Vozoff, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, Vol.37, No. 1, 1972.
- [6] 国家地震局兰州地震大队、宁夏回族自治区地震队, 1920年12月16日海原大震, *地球物理学报*, Vol.19, No. 1, 1976.
- [7] М.Н.Бердичевский и др., Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-неоднородных сред, *Физика Земли*, № 1, 1973.
- [8] 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组, 与大地震有关的地壳深部的电性变化, 大地电磁测深, 地震出版社, 1981.
- [9] 郭增建、秦保燕, 甘肃省的地震迁移现象, *地球物理学报*, Vol.15, No. 2, 1966.
- [10] S.P. Srivastava, Method of interpretation of magnetotelluric data when source field is considered, *Journal of geophysical research*, Vol.70, No. 4, 1965.
- [11] Е.Б.Лебедев, Н.И.Хитарев, Начало плавления гираниа и электропроводность его расплава в зависимости от высокого давления паров воды, *Геохимия*, No.3, 1964.
- [12] 郭增建等, 临震前兆的一种可能机制—暴沸, *西北地震学报*, Vol. 1, No. 1, 1979.
- [13] 林长佑, 大震孕震物理过程的初步探讨, *西北地震学报*, Vol. 1, No. 3, 1979.
- [14] М. Н. Бердичевский и др., Аномалия электропроводности земной коры в Якутии, *Физика Земли*, №1, 1969.
- [15] А.Т.Бондаренко, Обобщение данных по электропроводности изверженных горных пород при высоких температурах в связи со строением земной коры и верхней мантии, *Доклады АН СССР*, том.178, №.5, 1968.
- [16] А.Т.Бондаренко, Н.И.Галдин, О Физико-механических и электрических свойствах базальтов при высоких давлениях и температурах, *Физика Земли*, №5.1972.
- [17] М.П. Волярович и др., Электропроводность и упругие свойства эклогитов при высоких давлениях и температурах, *Физика Земли*, № 4, 1972.
- [18] A. A'da'm, Geoelectric and geothermal studies, KAPG Geophysical monograph, Budapest, Hungary, 321—369, 1976.
- [19] А.Т.Бондаренко, И.С.Фельдман, Параметры электропроводности оливинтов при высоких температурах и давлениях, *Физика Земли*, № 5, 1973.
- [20] Syun-iti Akimoto and Hideyuki Fujisawa, Demonstration of the electrical conductivity jump produced by the olivine-spinel transition, *Journal of geophysical research*, Vol.70, No. 2, 1965,

- [21] Tsuneji Rikitake, Geophysical evidence of the olivine-spinel transition hypothesis in the earth's mantle, Bulletin of the earthquake research institute, University of Tokyo, Vol.37, Part 3, 1959.
- [22] А.Б.Сгудский,Изменение электропроводности при полиморфном превращении Кманит—Силлиманит(Al_2SiO_5) в условиях высоких температур и давлений, Доклады АН СССР, Том.17g, №4, 1968.

ON THE LATERAL CHANGE CHARACTERISTICS OF CONDUCTIVITY
DISTRIBUTION OF EARTH'S CRUST AND UPPER MANTLE IN
SOME REGIONS OF NEIMENG, GANSU, NINGXIA

Lin Chang-you Zhang Yun-lin Liang Shu-xin
Shi Yu-lan Jiang Mei Jiang Zhao
(*Lanzhou Seismological Institute*)

Abstract

This paper has given the MTS results in some regions of Neimeng, Gansu, Ningxia. It further demonstrates the conclusion about the presence of the anomaly low resistivity layer in the median earth crust of the seismic zone. It also shows that in the northern section of the South-Northern Seismic Belt the first low resistivity layer in upper mantle appears the zonal lift.

These results show that in the seismic zone the lateral changes of electrical distribution in the earth's crust and upper mantle are very remarkable, in the more stable Eerduosi Platform the lateral changes of conductivity distribution are less, and the electrical construction of the earth's crust and upper mantle is simpler.

On the basis of these results it is found that a low resistivity layer in the upper earth's crust ($\sim 10-15$ km) appears clear in centrum regions of the stronger earthquakes, probably, it is related to stronger earthquake. The MTS results in Northwestern China show that M-interface is not a clear electrical interface, but the anomaly low resistivity layer in median earth's crust of some regions seems to be relative to C-interface, then it becomes a clear electrical interface.