

# 不同瞬变电磁装置探测含水介质分辨率的讨论

雷阳<sup>1</sup>, R.W.Groom<sup>2</sup>

1. 核工业二〇三研究所, 咸阳, 中国

2. Petros Eikon 公司, 安大略, 加拿大

## 摘要

目前, 在很多瞬变电磁测量方法应用中, 只测量发射线框内的部分。这种情况尤其在地下水和环境勘查中普遍存在。从历史的角度上来说, 这种情况主要是由于第一个反演程序(安德森等, 1993)只能计算发射线框中心测点的数据。地球物理学家把这样的测点数据近似的看成是电阻率法应用中的测深点数据。然而, 我们是否可以考虑瞬变电磁数据是近似于反射数据的, 测量时尽量接近场源; 或者把它看成近似于折射数据, 远离场源测量; 亦或是将其看成传统的电磁测深装置, 此时勘探深度将是测量边框长度的 1.5 倍? 三分量建模和框内外多点回线在矿业测量中应用了三十多年, 已经是成熟的技术手段(戴克等, 1980)。然而, 在勘探目标是地下浅层砂岩的情况下, 中心回线仍被广泛应用。本文针对中心回线测量中的几个误解和问题展开讨论, 通过对比不同瞬变电磁装置结果, 我们总结出了一套适合于高导沉积岩环境下的瞬变电磁测量方法。本文使用了模拟和实测数据结合的方式来说明问题。

无论是模拟数据还是实测数据都揭示了使用中心回线测量是具有潜在问题的, 这种测量位置对于反应含水性介质的分辨率较差。除此之外, 单点反演在没有充分地质认识的地区的应用是受限的, 因为一维反演本身具有较强的多解性。将多个距离的数据带入一维反演中能够更好地锁定正确的模型, 减少多解性, 而且能够使拟合框外测点的模型更少(贾和格鲁姆, 2005)。定源测量可以提供更精确的深部结果, 同时还能提高工作效率, 扩大测框的覆盖范围。

关键词: 瞬变电磁装置; 建模计算; 衰减曲线分析; 含水介质

## 前言

瞬变电磁方法是将电流引入电导性岩层(法拉第定律), 当框内电流变化时(比如关断电流后)这些电流在地下随时间向下向外扩散。这些电流随时间扩散其距离发射线框越来越远, 所以如果接收装置放在框内的话, 随着时间的流逝将离电流集中的区域越来越远。故认为框外测点对于深部的岩石和岩层具有更好的响应, 因为框外距离扩散开来的电流密集区更近, 提供了更好的地下分辨率和地层变化信息。电流在地下扩散的速率是由岩石和土层的电阻率决定的, 所以在电阻率较高的地区, 中心回线装置只能在非常早期的情况下观察到电流的聚集区, 所以电阻率越高, 中心回线反演结果能够提供的分辨率就越低。同时由于同步系统的偏差, 仪器也不能很好的观测非常早期的数据。

## 电流扩散的模拟

图 3 中标示的正演模型是从我们在中国西部塔克拉玛干沙漠北部地区测量时地下浅层地层展布状况归纳而来的。地表由一层风化的火山岩覆盖形成, 由于环境干燥, 该层属于高阻层。接下来是地下潜水面, 该层面在电性上表现为地阻薄层, 然而在地质学上该层仍然属于第四系沉积层。我们的目标层面, 是饱和或者部分饱和的侏罗系含水砂岩层, 该层面位于上覆第四系和第三系地层之下。这一层含水砂岩并不是一个简单的厚层砂岩, 而是由多套含水的砂

泥岩沉积旋回构成的，这多套沉积旋回在电性上表现为电导层面。该套地层以下，是一套二叠系砂岩高阻岩层，该层面作为我们研究模型的基底。我们模拟使用的基本参数非常标准。我们使用  $100 \times 100 \text{ m}$  的小型发射线框，具有规则线性关断的双极发射波形以及在关断后观测磁场随时间变化的观测方式。本文采用接收线圈测量感应电压。本文的大部分结论在采用磁通门探头测量时不受影响。在本文试算中，我们采用  $25 \text{ Hz}$  作为基频，这个频率数据已经足够支持我们的观点，由该基频数据统计的结论在我们测量的  $2.5 \text{ Hz}$  数据中也普遍适用。我们使用的时间窗排布均匀，不存在由于时间窗排布在相对早期引起的对于通频带宽和噪音的复杂分析。建模和反演采用的是标准的频率域模拟（安德森，1975，1982；博尔纳，1984；约翰森和索伦森等，1979）和非标准带宽约束的时频转换（格鲁姆等，2000）。

首先我们模拟了电场在地下  $200 \text{ m}$  我们建立的模型（图 3（a））中  $6 \text{ 欧姆米}$  的潜水面层中两个横向分量  $E_x$ ， $E_y$  的扩散情况。在这里总的电流密度我们视为在这个水平位置中框内电流为  $25 \text{ A}$  时的电流密度。图 1 为在  $0.4 \text{ 毫秒}$  关断时间后  $10 \text{ 毫秒}$  时的电流扩散情况。对于该观测时间， $25 \text{ Hz}$  基频时已经是晚期数据，然而对于  $2.5 \text{ Hz}$  基频来讲，仍处于相对早期。从图 1 中可以看到，电流最为密集的位置均在蓝色线表示的测框之外，即便是电流密度适中的位置在框内也很少，这说明在这层潜水面中，测框正下方的总电流较小。因此，如果我们的目标层就是这层潜水面，我们放置接收线圈的最佳位置应该在距测框中心  $200 \text{ m}$  处。

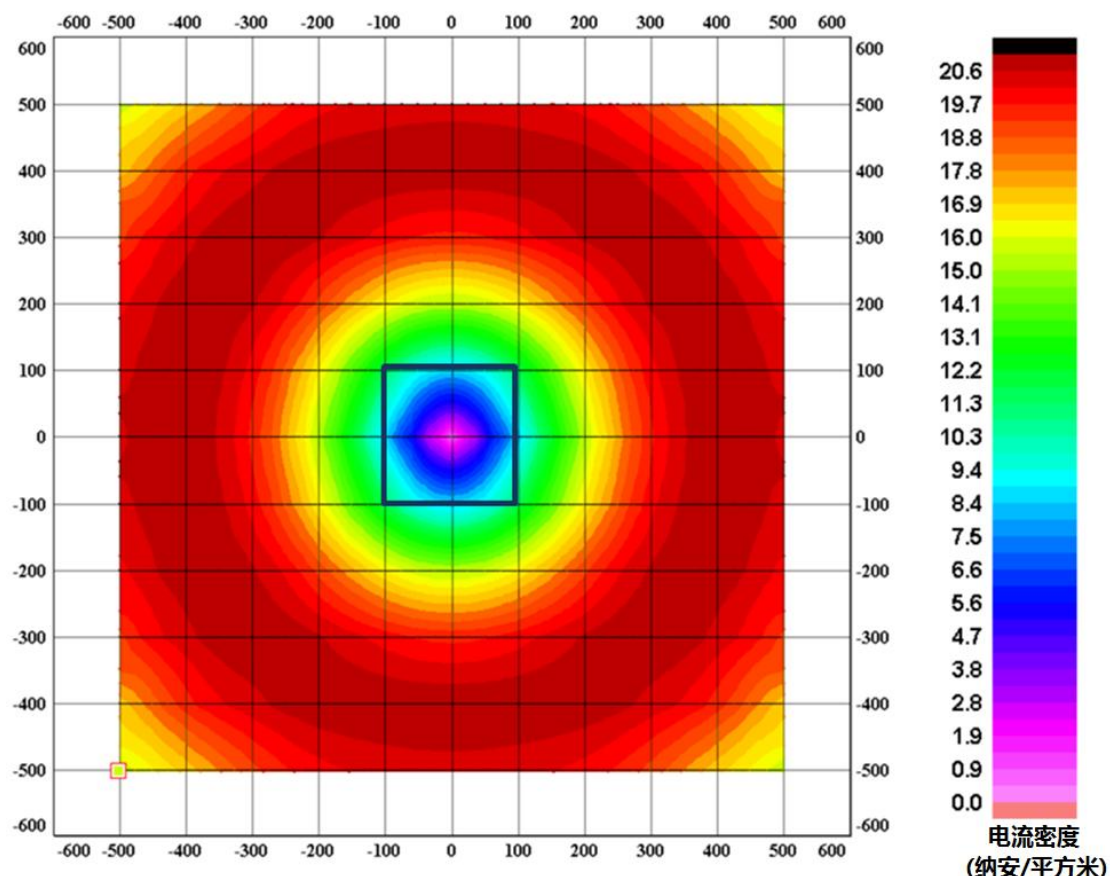


图 1. 发射线框（黑色）下深度  $200 \text{ m}$  电流中期密度聚集区模拟图

同时我们可以明显的看到在早期，感应电流聚集在测框附近；但是在晚期，电流扩散到了一个非常大的区域。图 2 展现的是框内测点和框外测点测量标准模型（图 3（a））时水平电流

密度和深度的关系。图 2 (a) 展示的是非常早期的情况；而图 2 (b) 展示的是测量时间在关断后 2 毫秒时的情况。红色曲线是在距测框中心东 25m 测点的地下总电场值，单位为 mV/m；蓝色曲线是在距测框中心东 200 m 测点的地下总电场值。

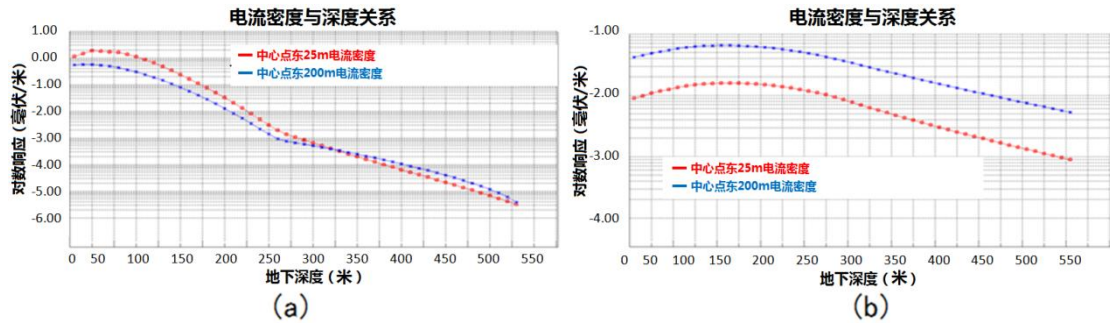


图 2. 不同测点水平总电场值与深度的关系图  
(a) 早期数据；(b) 早期的晚期数据 (2 毫秒)

在早期，电场聚集在近地表且更接近框中心，但是在早期的晚期 (2 mS) 的时候，电场和其电流已经扩散到地下并主要聚集在地下 45-245 m 的电导性层面中，其向外大范围扩张使得距测框中心东 200 m 的测点其场强比测框正下方的要高出一个量级。在反演框中心测量数据时，这些框外的增强电流在识别深部地层时并没有多大用处。

### 正演结果对比

图 3 (a) 是本次模拟采用的地下标准介质模型。图 3 (b) 是利用上面提到的发射波形并正则化电流后正演的中心回线装置的衰减曲线，图 3 (c) 是整个模型的响应曲线对比。其中，红色曲线是地下介质模型的正演衰减曲线、蓝色曲线是当把第三层设为基底时的正演衰减曲线、绿色曲线是当把第四层设为基底时的正演衰减曲线。

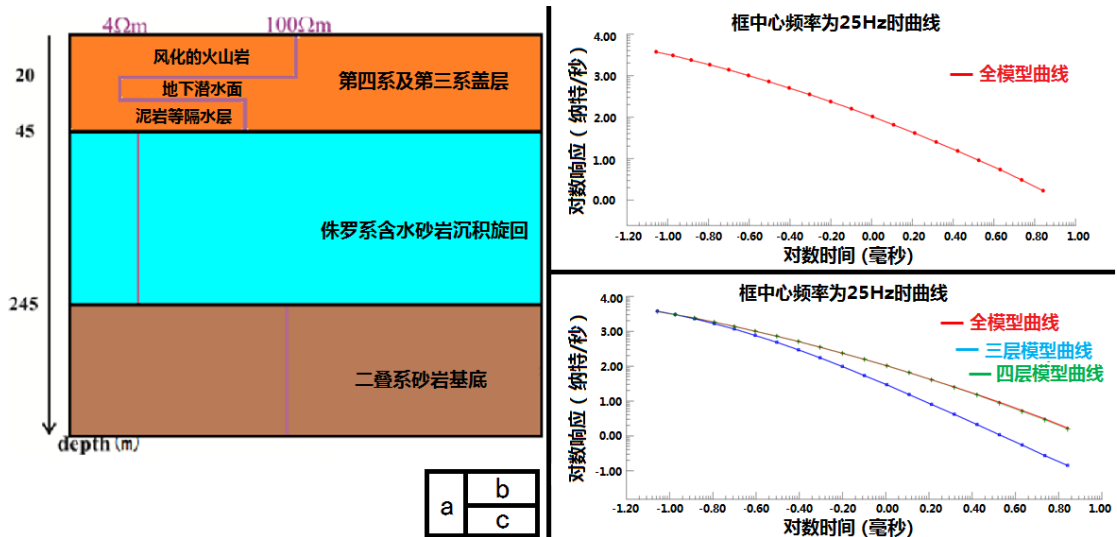


图 3. 框中心数据标准模型和相似模型结果对比

通过对比，发现正演的中心回线数据并不能清楚地区分出基岩的特性，当初始模型不正确时，基岩就变得难以识别。然而在 2.5Hz 基频的情况下，系统在 20 毫秒的时间时就开始反应基

底。即便是在这个测量时间（20 毫秒），感应电压值也已经衰减了 4 个量级，达到 0.1 纳特/秒/安培。这个量级通常都低于仪器的动态范围。增大线框面积可以减轻该问题，然而在噪音中分辨 2.5Hz 基频的晚期数据这个问题依然存在。我们将在现场试验数据分析中继续讨论这个问题。

图 4 是对正演的中心回线数据采用的几种不同反演方法的对比。图 4 (a) 是从均匀半空间初始模型不加任何约束条件所逐渐分层反演得到的 5 层模型的反演结果(贾和格鲁姆, 2005), 蓝色的曲线是对反演模型的前三层的正演结果。这个结果表明至少有两种模型可以获得基本相同的响应曲线。图 4(b) 是从半空间初始模型中采用多层 Occam 反演(贾和格鲁姆, 2005) 得到的反演结果，通过 Occam 反演，又得到了非常吻合的响应曲线，但是，这个 Occam 模型仍无法正确的反应地下真实情况。图 4 (c) 采用了完全不同的初始模型，假设对于测区地下情况已经有了初步认识，只是无法确认具体层厚和电阻率。因此，建立一个电导层面和电阻层面交错的初始模型，蓝色曲线是初始模型的模拟响应。这个响应曲线和原始曲线振幅不同，但具有相似的衰减趋势。从这个初始模型得到的反演模型的响应曲线为绿色，可见该曲线与原始曲线拟合很好，同时，该反演模型与一开始假设的地下介质模型拟合程度也很好，除了限制层数，在这个反演模型中并未加入其他限制条件。也就是说，利用中心回线装置测量时，当初始模型与真实情况相近时，才有可能揭露地下介质情况。

以上所有反演得到的衰减曲线都能拟合原始曲线，但是，只有当初始模型与真实情况非常相近时，才有可能揭露地下真实情况。从这个实验不难看出，采用单纯的中心回线或者偶极-偶极测量装置均存在多种可以拟合的模型，尤其是中心回线。如果没有地质模型的控制很难得到正确的结果。同时，过参数化的光滑模型反演也不能提供对于地下层面深度和电阻率的准确估计，它仅能提供用以参考的模糊的地下模型。

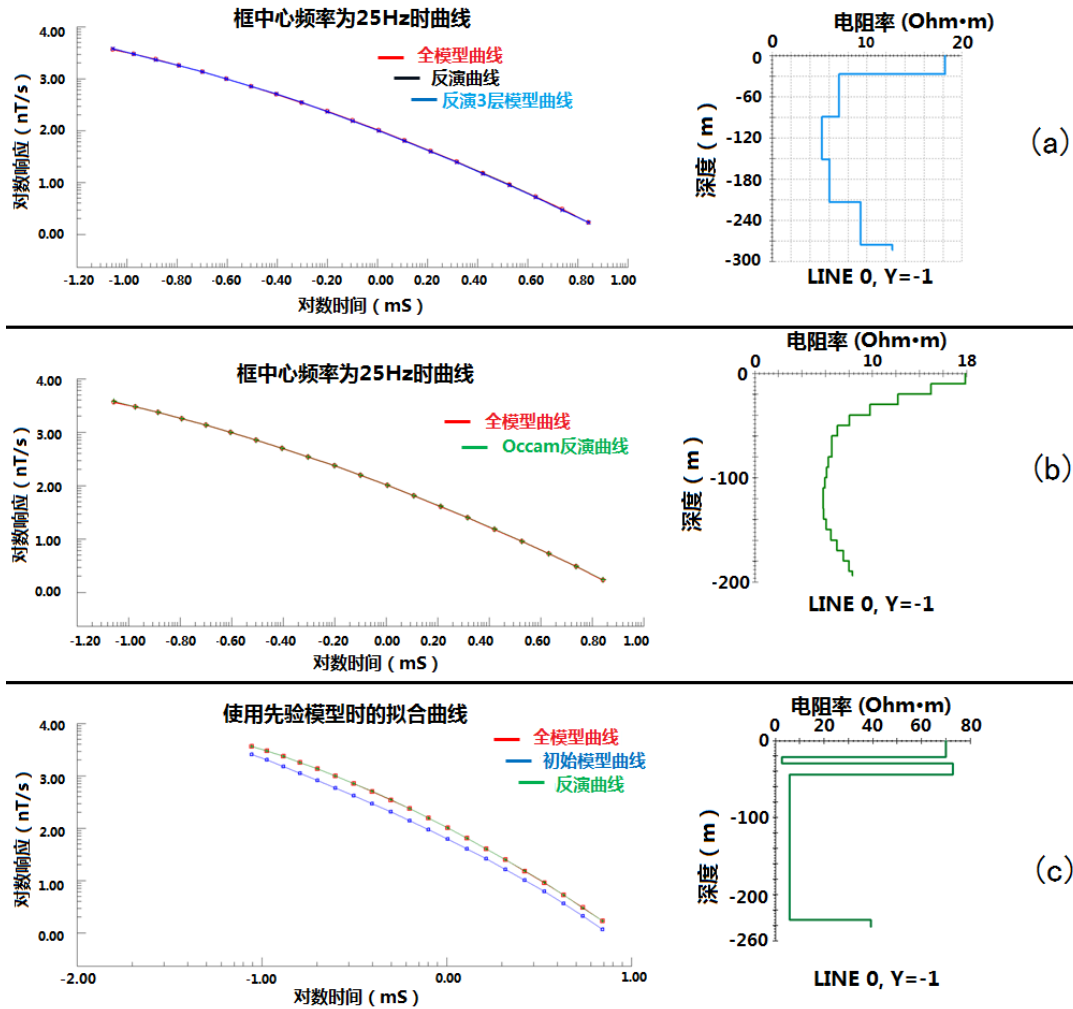


图 5. 不同反演模型结果对比

对于具有很多合适模型的反演问题来说, 添加实测数据以减少模型多解性是非常普遍的做法, 对于瞬变电磁测深来讲, 使用多个基频重复测量以获得更多数据, 使用低频以获得深部数据是很常见的, 但是, 如果采用相同装置, 这么做对于曲线的影响不大, 只有附加的尾支数据会有不同。

在下一例试算中, 采用中心回线加两个框外测点的方式进行数据模拟。这种模拟方式曾由鲍维尔等 (2007) 应用在阿萨巴斯卡盆地的铀矿勘查中。在第一个算例中, 不使用先验模型, 仅使用均匀半空间模型作为初始模型。图 5 是使用多个数据点模拟的结果, 在图 5 (a) 中可以看到测框内外一共有 3 个黑色测点, 一个位于测框中心, 一个位于框外 50 米, 最后一个位于框外 100 米。图中的三条衰减曲线为三个位置的 Hz 曲线。测点的反演模型和单点反演结果也绘出。

图 5 (a) 采用的初始模型是四层电性层加半空间模型, 每个电性层的初始电阻率值均为 100 欧姆米, 厚度一致。从反演结果上看, 得到了第一层的准确深度、基地的深度以及直到基底前其他层面的平均电阻率, 但是没能分辨出中间夹杂的高阻体。这说明 3 点的测量方式能够减少适合曲线的模型的数量, 但是对于精确求解地下情况仍显不足。当然, 框外测点的  $H_x$  分量我们也做了计算, 结果也是如此, 在此不做赘述。

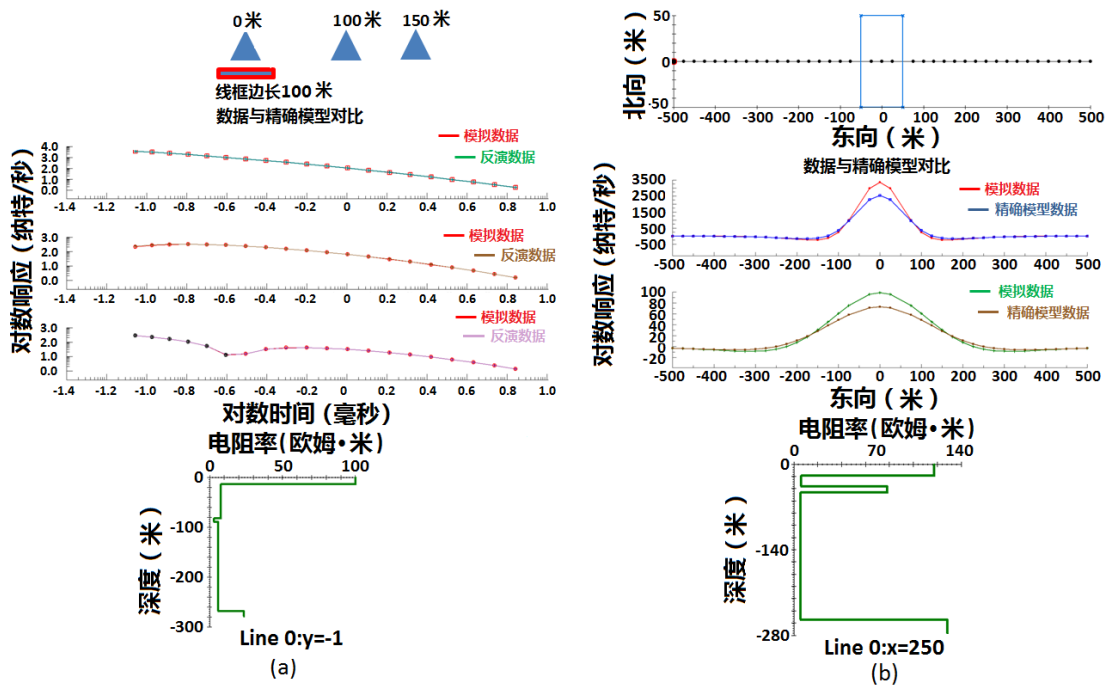


图 5. 多测点测量效果对比

- (a) 采用多点测量的数据建模结果对比
- (b) 采用定源测量的数据建模结果对比

图 5 (b) 采用大定源测量装置进行模拟。首先利用简单的正演找到适合于早期数据和晚期数据的较为精确的模型。图 5 (b) 是利用这个模型进行的结果对比。我们利用这个模型自西向东进行反演，反演时利用上一点的反演结果作为下一点反演的初始模型。如果地下是纯粹的一维介质且变化缓慢，这种逼近方法又快又好 (戴维斯等, 2009)。这种情况也符合一般的沉积区特征，地下层面电阻率变化缓慢。最终反演结果如图 6，这个结果说明框外数据受多解性影响没有框内数据严重。

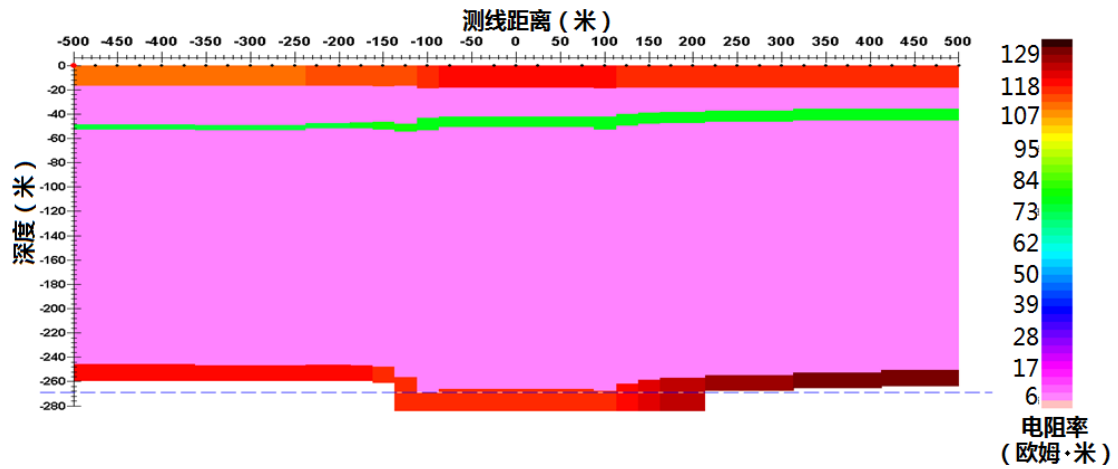


图 6. 大定源数据反演剖面图

### 现场实验结果分析

模拟数据虽具有前瞻性，但是必须考虑现实工作中的情况，近年来已经有很多类似的现场测量（鲍威尔等，2007，戴维斯和格鲁姆，2009，迪金森等，2010）。所以在合适的地区设计了一整套特定的现场试验并进行了实验。所有实验均在 2015 年 5 月 28 日到 6 月 3 日完成。实验的目的就是证实在模拟数据中得到的结论。实验区选在新疆省的在非常平整布满砾石的戈壁地形展开，地下的地层展布也基本平整。测区地质图和实验布置如图 7。

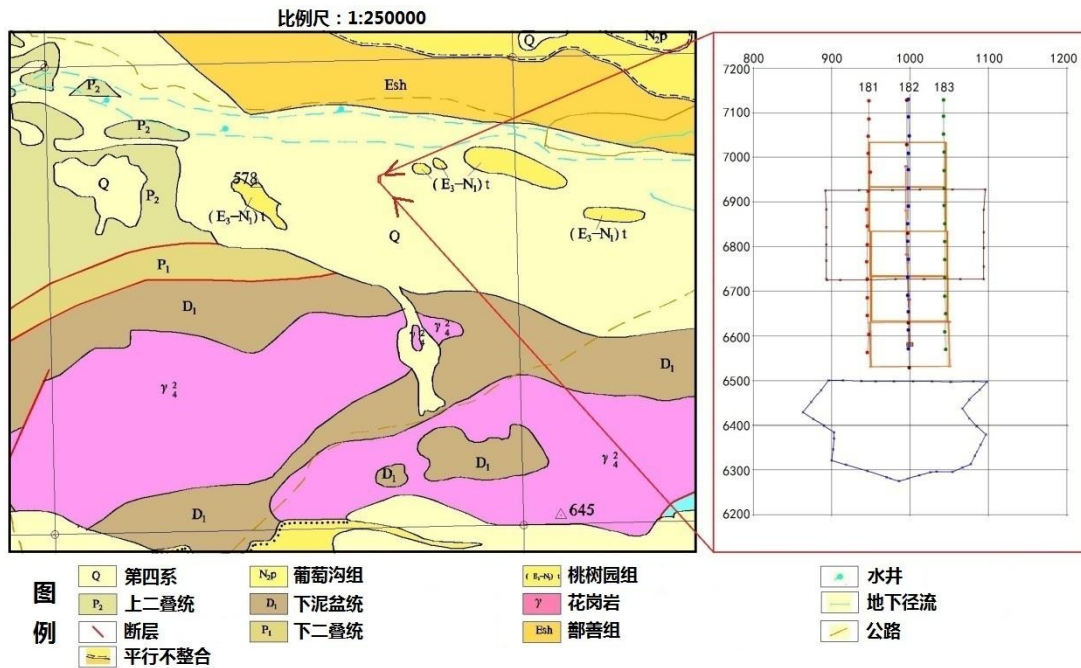


图 7：测区地质图和实验布置图

实验区位于哈密盆地中南部，该盆地位于哈萨克斯坦板块、西伯利亚板块和塔里木板块交界处。盆地内部划分为三个构造单元：北部拗陷、艾丁湖斜坡带和南湖隆起。通过这个实验，我们希望得到地下的地层分布和侏罗系砂岩含水层面的展布情况。

实验采用了三种不同装置，首先，利用单个不规则定源线圈测量了三条测线（L181、L182、L183），线距 50 m，点距 40 m。测量采用 Geonics 公司的 Protem 系列仪器搭配 EM67 发射机进行，测量频率 25 Hz，采用 3D-3 线圈同时测量三个分量。其次，在三条测线中间布设一个 200×200 m 的方形发射线圈。利用 25Hz 基频三分量测量 182 线的 5 个测点，分别是中心点、测框南北 100 m 和南北 200 m 的测点。最后，在 182 线布设了一组连续的动源装置测框，测框边长 100 m，距中心点向北 70 m 和 150 m 也测量了相应的测点，总共测量了 5 个测框，15 个三分量测点，每个数据 120 秒叠加，25 Hz 和 2.5 Hz 两种频率。Hx 分量指向测线方向，Hy 分量垂直 Hx 分量。从南向北我们将测框编号为 L1 到 L5。

首先对定源数据进行解译，因为定源数据能够很快的判断出在测区的这片范围内地层是否能看成一维介质。如果地下不是一维介质，那么动源测量数据的应用就受到限制，而且任何一维反演均不能正确的反应地下情况。图 8 表示的是 Hz 和 Hx 分量在地下的电流扩散情况。图 8 (a) 是 Hz 分量第三道 (0.13 毫秒) 的电流扩散情况。可以发现在测区中南部东西方向存在一个很微弱的构造反应。图 8 (b) 是 Hz 分量第九道 (0.5 毫秒) 的电流扩散情况，可以明显看到在测区北部有一个很强烈的三维构造反应。图 8 (c) 是 Hx 分量第十四道 (1.6

毫秒) 的电流扩散情况, 从这幅图上也清晰的看到了之前测区中南部东西方向存在的构造反应。

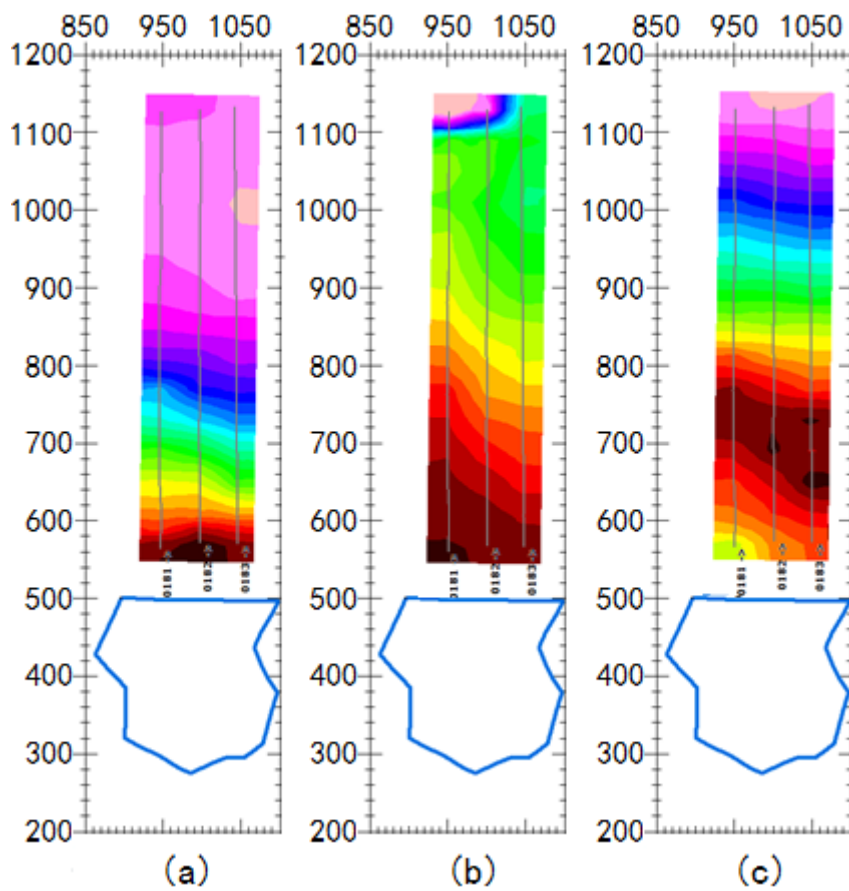


图 8: 定源测量地下电流扩散情况

通过对定源数据进行进一步分析, 我们认为测区北部数据晚期并不符合一维介质条件。通过利用 EMIGMA 进行正演模拟, 认为北部构造主要影响北边半条测线的早中期数据。同时数据也受到一些干扰影响。所以我们先对 182 线 11 个测点的前 8 门数据的 Hz 分量进行了一维反演。之后又根据结果对 Hx 分量也进行了反演 (反演模型参数表如表一)。

表一 定源数据模型参数表

电性层	电阻率 (欧姆米)	厚度 (米)	深度 (米)
1	68	17	17
2	646	14	31
3	323	105	136
4	9	1.24	137.24
基底	800		

反演结果模型提供了 5 个可分辨的层面, 自上而下: 68 欧姆米层面, 厚 17 米; 646 欧姆米层面, 厚 14 米; 323 欧姆米层面, 厚 105 米; 9 欧姆米层面, 厚 1.24 米; 600-1200 欧姆米高阻基底。图 9 为多点反演结果曲线对比图。图 9 (a) 是三个分量的第二道 (0.11 毫秒) 曲线对比图, 图中 Hz 和 Hx 分量都可以观察到距离发射线框几百米开外的微弱构造响应。



图 9 (b) 是第七道 (0.315 毫秒) 的曲线对比图。图中模型曲线的 Hz 分量和实测曲线拟合较好, 然而在测线远离测框的一端已经可以明显的观察到 3 维构造响应。Hy 分量拟合的稍差, 这可能是由于测量时每个测点的 Hy 分量指向的方向不能严格的一致引起的。

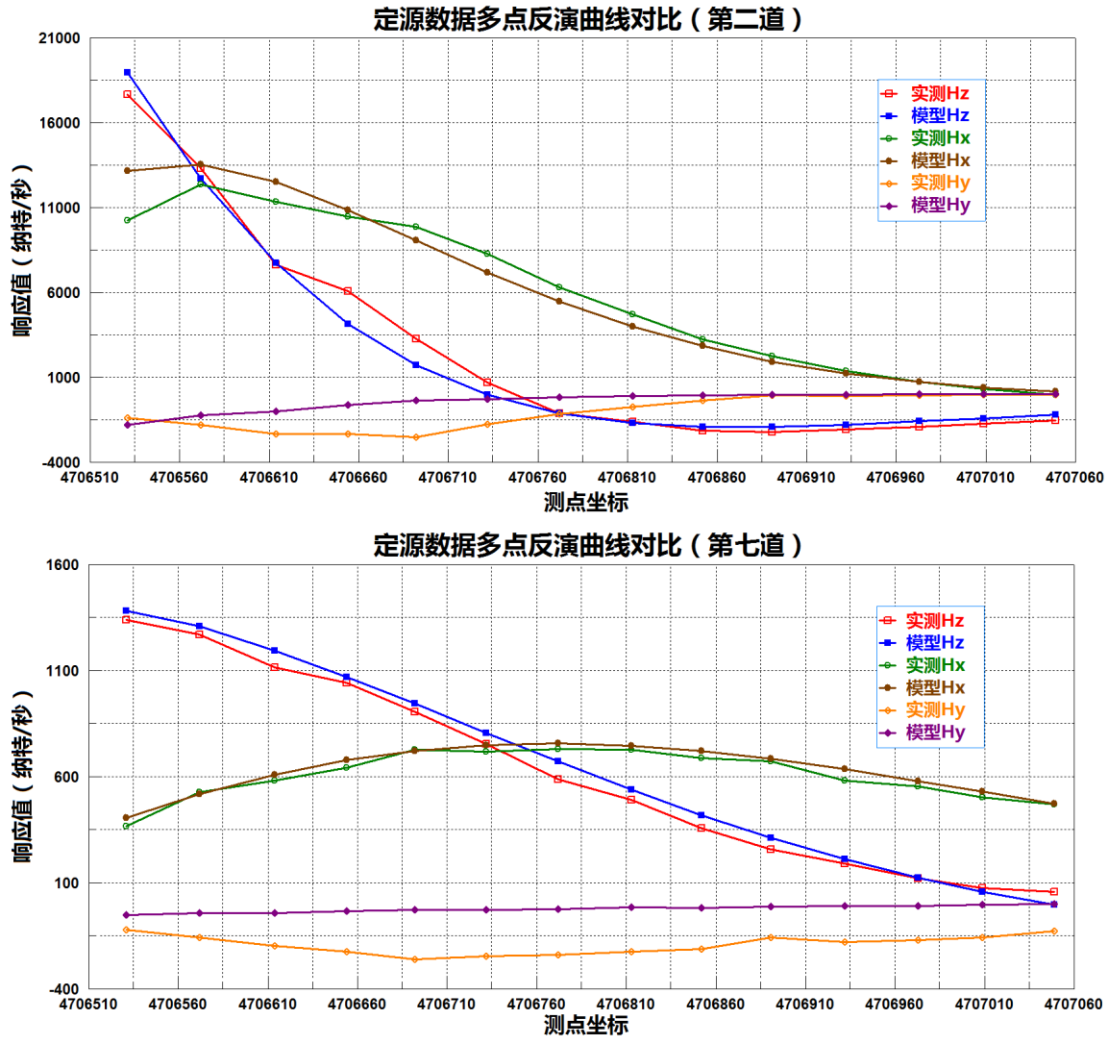


图 9: 定源数据三分量模型拟合图

接下来介绍  $200 \times 200$  米测框数据。该测框数据北侧两个测点受到了构造影响, 所以在本文中只介绍南侧两个测点和框中心点的数据结果。首先, 我们将定源数据反演的模型 (图 9 模型) 带入这套数据, 发现之前的模型基本能够拟合这套数据, 然而该套数据电导性层的响应更为强烈。由于该套数据 Hx 分量的质量稍差, 我们仅将南侧三个测点的 Hz 分量数据删除了第一道和最后一道进行联合反演。反演结果模型参数表如表 2。

表 2 200 米测框数据模型参数表

电性层	电阻率 (欧姆米)	厚度 (米)	深度 (米)
1	40	12.6	12.6
2	1000	165	177.6
3	238	19	196.6
4	83	90	286.6

基底	800		
----	-----	--	--

图 10 是这三个测点中两个测点 6529 和 6630 的 Hz 及 Hx 数据曲线拟合图。通过试验了一整套模型拟合之后，我们认为可以清晰的区分出 4 个上覆层面和一个高阻基底。基底埋深在 280 米，这个结果深于定源模型的基底深度。基底电阻率控制在 600-800 欧姆米。这个模型和定源模型的主要区别在于第四层的电阻率相差 8 倍左右，同时其厚度也有明显不同。除此之外，第三电性层的底板埋深度也有差异，该模型的第三层底板埋深 196 米，而定源模型的第三层底板埋深仅为 105 米。

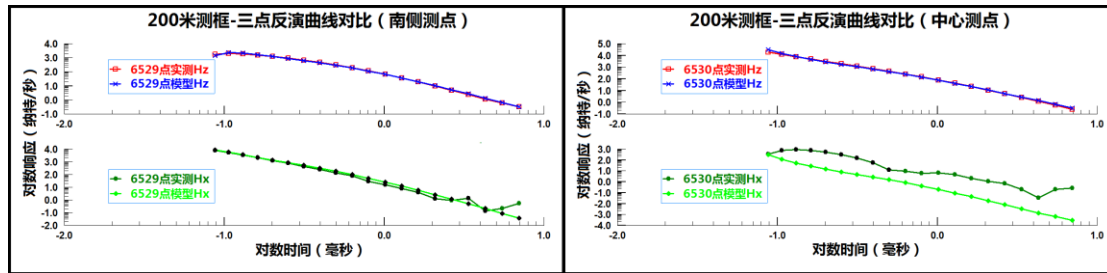


图 10 200 米测框 6529 和 6630 测点的模型拟合数据对比

对于 100 米动源装置数据，我们主要分析南侧两个测框 (L1 和 L2) 和中心测框 (L3)。与前文定源数据和 200 米测框数据分析结果一致，认为北侧两个测框受到构造影响，在此不做分析。受这种测量装置本身的影响，小框数据常常参差不齐。在此我们只对数据表现出的几个值得探讨的方面进行叙述。对于 100m 测框，我们在此也不讨论 Hx 分量，该分量数据也有大量的噪音存在。

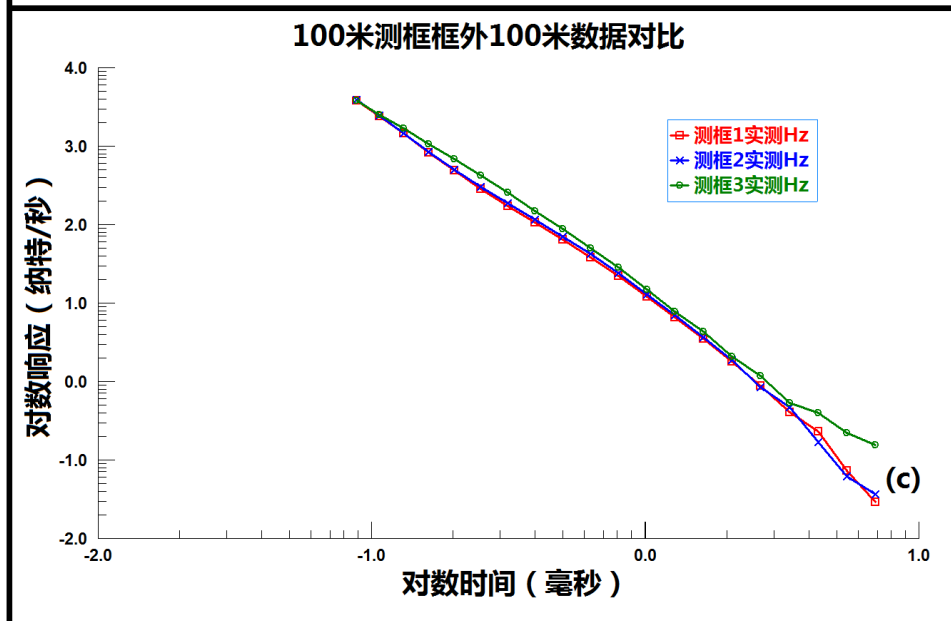
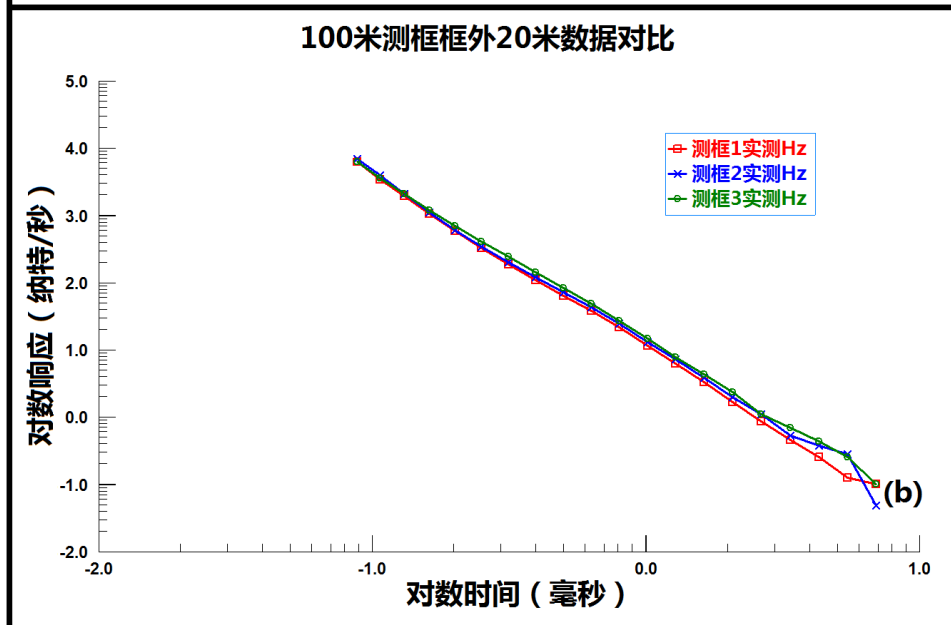
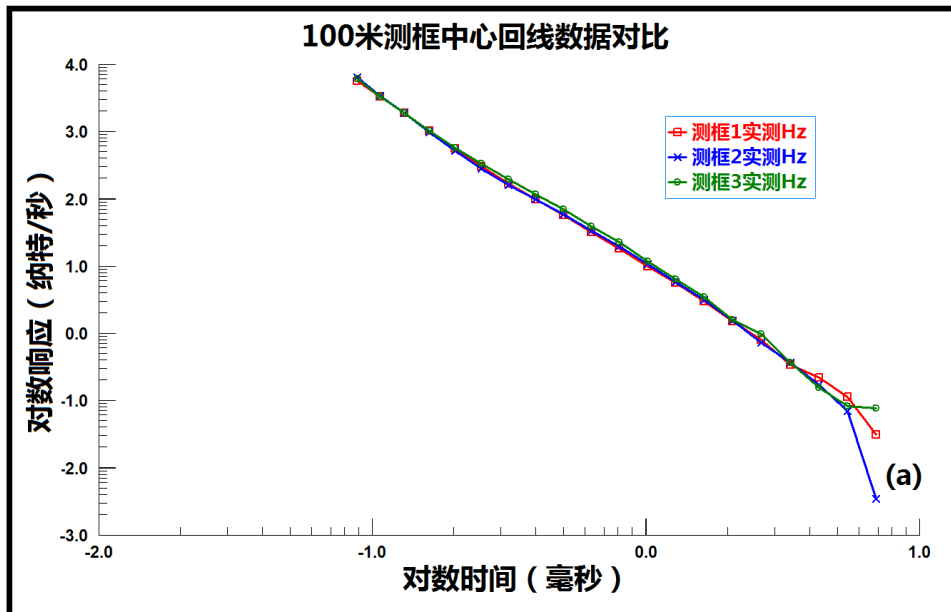


图 11:100 米测框实测数据对比

(a) 测框中心数据; (b) 框外 20m 数据; (c) 框外 100 米数据

通过分析数据认为所有数据的前 15 道均可以参与计算。对于中心回线数据 (图 11 (a)), L1 和 L2 的数据基本一致, L3 数据前五道与其他数据基本一致, 之后数据表现出低阻体的响应特征, 之后在晚期又与其他数据基本一致。数据形态基本证明测框地下情况是一维的。对于框外 20 米测点数据 (图 11 (b)), L1 和 L2 响应在 12 道之前基本一致, 之后 L2 探测到轻微的低阻体特征, L3 数据在 5 道之后和其他两个测框数据存在一定差异, 这再次印证了测区北部地下的存在相比于其他两个测框更为低阻的层面。对于框外 100 米数据 (图 11 (c)), L1 和 L2 的响应直到 17 道都基本一致, 这也再次印证了 L1 和 L2 下方以及偏北部稳定的地层状况。然而图 11 (c) 中 L3 的衰减曲线却和其他两条曲线有着明显不同。前 3 道数据基本相同但是从第四道起, 数据没有明显的表现地下低阻层特征而是表现出一个较浅深度的低阻层面响应, 这个响应相比 L1 和 L2 更为明显。而且 L3 的衰减曲线在晚期相比于 L1 和 L2 更为收敛。

从图 12 的对比中我们发现, 我们从 200 测框数据得到的模型对于动源装置框外测点 (框外 20 米和 100 米) 拟合较好, 但是, 对于框中心数据拟合不佳。通过单独研究每一个测框的中心测点数据, 我们得到了很多个互不相关的拟合模型, 后文中将讨论这个问题。于是, 我们将三个 3 个测框的中心点数据以 200 米测框模型为初始模型进行了联合边界反演, 反演模型参数表如表 3, 我们可以发现这个模型与表 2 中模型参数有些差别。如图 12 所示, 第二电性层要更厚一些同时整个模型到基地的深度也延伸了 50 米。然而, 最为显著的区别存在于第三电性层和第四电性层, 其中, 第三电性层的电阻率更低; 第四电性层的电阻率更高且厚度变大。只有这样才能拟合框中心数据。

表 3: 100 米中心回线数据多点联合边界反演模型参数表

电性层	电阻率 (欧姆米)	厚度 (米)	深度 (米)
1	40	12.6	12.6
2	1000	200	213.6
3	133	31	243.6
4	120	93	336
基底	900		

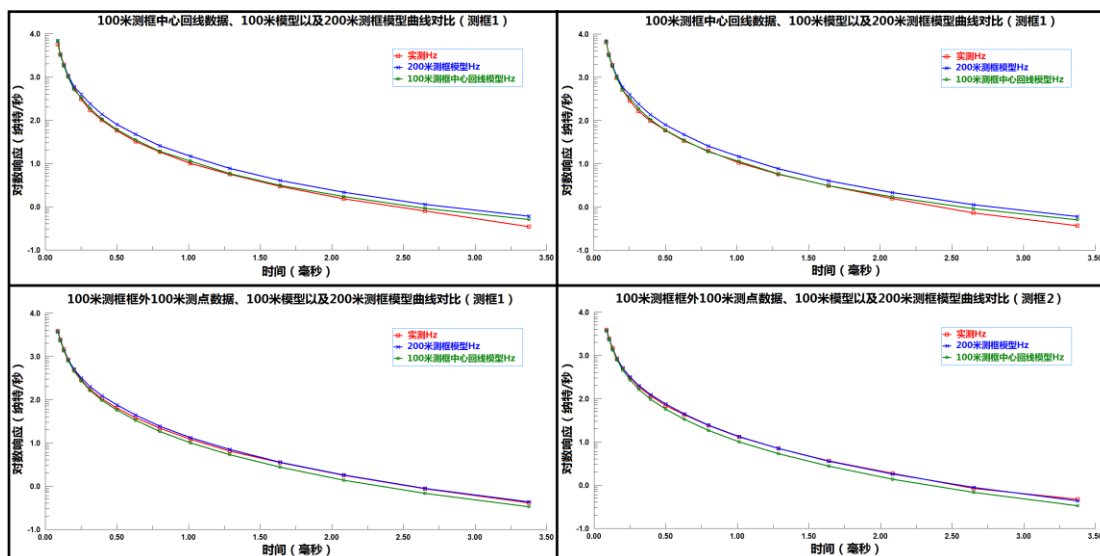


图 12 100 米测框数据实测曲线、100 米测框模型拟合曲线和 200 米测框模型拟合曲线

### 其他分量数据反演思考

瞬变电磁数据并不只包含理论响应和人文干扰信息。在输出的数据中还包含发射机、线圈和接收机的脉冲响应信息。举例来说，感应线圈具有由输出电压相位移动引起的本征衰减曲线。而由于很多原因，接收机都会内置低通滤波器，虽然这仅仅是由于放大器电路能有效限制测量带宽却带入了相位移动。出于一些考虑，很多仪器制造商并不愿意向软件开发商提供他们仪器的一些脉冲响应信息。于是，如要提供合宜的反演效果，软件开发人员只能依靠试错法和一些经验来提供能够精确的拟合数据的模型。

文中实测中心回线数据的反演结果比正演模拟时的情况更为复杂。外部噪音和不确定的系统噪音参数成为了附加障碍。中心回线的数据能够拟合多种不同的模型，这其中甚至有很多类不同的模型存在。比如说，50 层 OCCAM 反演结果提供了一种能够拟合明显噪音的模型，而有时这种噪音很可能会被有经验的仪器使用者或者数据反演人员识别出来。本文中实测数据采用 OCCAM 计算过后，虽然也表现出了低-高-中高-低-高阻基底的特征，然而其厚度和阻值均与我们总结出的模型大相径庭，只有基底埋深相对准确。从这样的模型中我们无法准确的得出任意一个层面的深度，而且这种模型没有明显的电性分界。我们得到的另外一种模型是由一系列指定层面（一般为 7 层），每层电阻率 200 欧姆米开始计算的，同样我们得到的反演结果也不能符合 200 测框和定源测量模型。

### 结论

从以上试算和实例中不难发现，测框中心点的反演对反映地下真实介质情况存在潜在问题，因为这个位置缺乏对地下地层细节响应的表现且测量深度也有限。如果采用大框测量，对于深部的介质分辨率会更好，然而如果没有足够的空间采样信息浅部介质可能依然会无法辨识。如果地下介质为纯一维介质，中心回线数据很可能会扭曲介质的电性特征。

通过在一个测框中增加几个测点可以增强对介质的分辨率，减少数据的多解模型，并能增加模型的可信度。通过使用定源三分量测量可以更加敏锐的辨识和区分三维响应。

但是动源数据仍不能精准判断大范围的地下介质是否是完全一维的。此时只有定源数据能够提供更多的地下信息。举例来说，本文中的定源数据告诉我们：(a) 在浅部地下基本是一维介质因为 3 条测线的 3 分量测量结果均能拟合单一模型；(b) 在测区北部有一个很强的 3 维构造，在进行一维反演时应完全避开；(c) 在靠近测框处有一个微小的三维构造响应，这会减少一维反演的精度。定源数据的 3 个分量都对构造敏感，尤其是 HX 分量。

## 致谢

文中野外测量数据实验是由中核集团地矿事业部科研项目（2015055）资金支持的，在此表示感谢。

## 参考文献

Anderson, W.L., 1975, Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals, U.S. Dept of Commerce, National Technical Information Service Report PB-242-156

Anderson, W.L., 1982, Fast Hankel transforms using related and lagged convolutions: ACM Trans. On Math. Software, 8, 344-368

Anderson, W.L., 1993, Interactive inversion of transient electromagnetic data for a central-induction loop over layered earth models V1; U.S. Geological Survey Open-File Report, 93-234-A/B

Boerner, D.E. and G.F. West, 1984, Efficient calculation of the electromagnetic fields of an extended source, Geophysics Vol. 49, 2057-2060

Dyck, A.V., Bloore, M. and Vallee, M.A., 1980, User manual for programs PLATE and SPHERE: Research in Applied Geophysics, 14, University of Toronto

Johansen, H.K., and Sorensen, K., 1979, Fast Hankel transforms, Geophysical Prospecting, 27, 876-901

Groom, R.W., 2000, FSEMTRS, an algorithm for frequency to time domain transformation, Internal Report and manual, available online, [www.petroseikon.com](http://www.petroseikon.com)

Jia, R. and Groom, R.W., 2005, On Time-Domain Transient Soundings, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, 506-512

Dickenson, J.E., Pool, D.R., Groom, R.W. and Davis, L.J., 2010, Inference of lithological distributions in an alluvial aquifer using airborne transient electromagnetic surveys, Geophysics V75,149-161

Jia, R., Davis, L.J. and Groom, R.W., 2009, Some issue on 1D-TEM inversion utilizing various multiple data strategies, SEG Technical Program Abstracts 2009, 739-743

Powell, B., Wood. G., and Bzdel, L., 2007, Advances in Geophysical Exploration of Uranium Deposits in the

Athabasca Basin, 2007 Plenary Session: Ore Deposits and Exploration Technology, Toronto, Canada, 771-789

Davis, L.J. and Groom, R.W., 2009, A comparison of airborne and ground electromagnetic data near the Grand Canyon, SEG Technical Program Abstracts 2009, 764-768

## 论文作者简介

### 1.雷阳



1987年生，男，大学本科，现供职于核工业二〇三研究所，工程师。

任职助理工程师以来从事地面物探工作至今，主持四项科研项目、参与两项生产专项及六项其他项目中的物探部分。先后在武腾盆地，龙首山，吐哈盆地，酒泉盆地，柴达木盆地等从事过硬岩和砂岩铀矿物探方法研究和铀矿物探生产项目。目前主要研究方向为瞬变电磁法。

### 2.R.W.Groom

加拿大 PetRosEikon 公司创始人、总裁，博士，男，现年 67 岁。毕业于加拿大多伦多大学。主要研究方向为非震地球物理方法。曾多次于《Journal of Geophysical Research》，《Geophysics》等刊物发表电磁法方向的相关论文。目前兼任 Citigold 集团首席地球物理顾问（2011 年至今）。之前还担任过 CTBTO 集团首席地球物理顾问（2009-2010）。美国地质调查局水资源部顾问（2002-2009）。是 Groom-Bailey 阻抗张量分解法的提出者之一。