

苏鹏, 田勤俭, 李文巧, 熊仁伟, 李小强, 梁朋, 付俊东, 2015. 地质雷达在活动断裂研究中的应用. 震灾防御技术, 10 (2): 281—290. doi: 10.11899/zzyf20150208

地质雷达在活动断裂研究中的应用¹

苏 鹏¹⁾ 田勤俭¹⁾ 李文巧¹⁾
熊仁伟¹⁾ 李小强¹⁾ 梁 朋¹⁾ 付俊东²⁾

1) 地震预测重点实验室, 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

2) 山东省地震局, 济南 250014

摘要 对于快速发生沉积和侵蚀的地区, 断裂附近的古地震遗迹会很快被掩埋。获取这些地区断裂的位置、上断点的埋深和标志层的断距等方面的数据至关重要。本文利用地质雷达探测技术探测这些被埋藏的古地震遗迹。以北京平原区正断性质的新夏垫断裂和青藏高原东北缘六盘山地区逆冲性质的六盘山东麓断裂为实验区。通过探测发现, 对于断裂两侧地表覆盖层主要为粉土或粉质粘土的新夏垫断裂, 地质雷达可精确定位断裂通过的位置, 指示上断点的埋深, 但无法在地质雷达剖面上识别出各套地层。对于在 T1 基座阶地上通过的六盘山东麓断裂, 地质雷达不但可以精确定位断裂的位置, 而且可以在地质雷达剖面上识别出各套地层, 进而求得断裂两侧基座的断距。

关键词: 地质雷达 活动断裂 新夏垫断裂 六盘山东麓断裂 探槽选址 断距

引言

在活动断裂研究过程中, 许多地区处于松散沉积物覆盖的浅隐伏区, 如何获得这些地区断裂的位置、断距等方面的数据是研究的重点。利用地球物理勘探方法是解决这一问题的有效途径。地质雷达是一种无损勘探仪器, 其探测深度一般在 20—30m 以内, 可以弥补其他地球物理勘探手段在浅地表探测的盲区。地质雷达被广泛应用于环境工程、地球物理基础工程、公路、矿山、地质勘探、水资源等多个学科, 是一种新兴、高效率的探测仪器 (郭铁拴等, 2005)。本文选用瑞典 MALA 公司生产的地质雷达, 对位于北京平原区正断性质的新夏垫断裂和位于青藏高原东北缘六盘山地区逆冲性质的六盘山东麓断裂分别进行了野外探测, 目的是探索地质雷达在活动断裂研究中的应用。通过地质雷达在上述 2 条断裂上的实地探测应用, 笔者认为准确定位断裂通过的位置, 指示上断点的埋深, 获得标志层的断距, 是检验地质雷达能否在活动断裂研究中发挥作用的关键。

1 地质雷达的基本原理与工作方法

地质雷达也称探地雷达, 英文简称 GPR (Ground Penetrating Radar), 是采用高频电磁波对地下物体和界面进行探测的一种仪器, 其采用的是一种新的无损探测技术 (茹瑞典等, 1996;

1 基金项目 中国地震局地震预测研究所基本科研业务费专项“六盘山构造带晚第四纪构造变形特征研究”(2012IES010304)、“首都圈西部盆岭构造区强震危险性地点研究与危险性综合分析”(0210240205)、“中国地震活断层探查——南北带中南段”(60112304)项目共同资助

[收稿日期] 2014-11-18

[作者简介] 苏鹏, 男, 生于 1989 年。硕士研究生。主要从事地震构造方面的研究。E-mail: supengzhenhao@qq.com

郭铁拴等, 2005)。基于电磁波的反射原理, 高导电率介质会使地质雷达失效(如海水、盐碱地、金属矿、粘土层等)。但如果探测材料具有电抗性, 地质雷达就会对地下 (<50m) 具有电性差异、磁性差异和电介质差异的界面成像 (Neal, 2004)。地质雷达系统主要通过主机、天线和监视器(或外接计算机)来接收和处理信号, 并产生数据图像。当天线沿着地面移动时, 发射机向地下重复发射电磁波信号, 当电磁波遇到物性差异较大的界面时, 反射电磁波被接收机接收, 经过处理可形成数据图像(图 1)。

反射信号的强度主要由介电常数的差异、目标物的尺寸和形状、目标物的深度、介质的电导率等决定。电导率是携带电荷的能力, 它可造成雷达信号按指数衰减。相对介电常数是储存电荷的能力, 它决定着地质雷达的速度和探测时的覆盖范围。当目标物和周围介质的介电常数有明显差异时, 就会有较强的电磁反射信号。地质雷达的分辨率主要取决于被测介质的电磁波速度和天线的波谱宽度, 范围从厘米级到分米级。探测深度主要取决于介质的电性和天线的频率, 探测深度范围一般从 0m 到 20—30m。地质雷达剖面 and 地震反射叠加剖面类似, 可以用相似的方法处理和解释 (Beauprêtre 等, 2012)。

地质雷达在天然地质体中常见的反射目标有地层界面、地下水位、空洞、卵砾石层等。其中卵砾石层中颗粒的种类、形态、长轴方位及充填物等的改变也能形成反射界面 (Neal, 2004)。断裂活动破坏了岩层的连续性, 往往会造成断面两侧的介质物性发生变化, 并产生电磁波反射 (Beauprêtre 等, 2012)。本文采用的地质雷达系统由 ProEx 主机, 超强地面耦合天线 (RTA) 以及外接计算机组成。RTA 系列天线为 3 根频率分别为 25MHz、50MHz 和 100MHz 的非屏蔽天线, 理想情况下各天线的穿透深度如表 1 所示, 而实际探测深度往往偏小。探测深度和分辨率是一对矛盾, 天线频率越低, 探测深度越深, 但对地下结构的分辨率也越低。实际选择天线时, 要结合探测对象的埋深、目标物的尺寸和不同天线在地下介质中的穿透深度等综合确定。

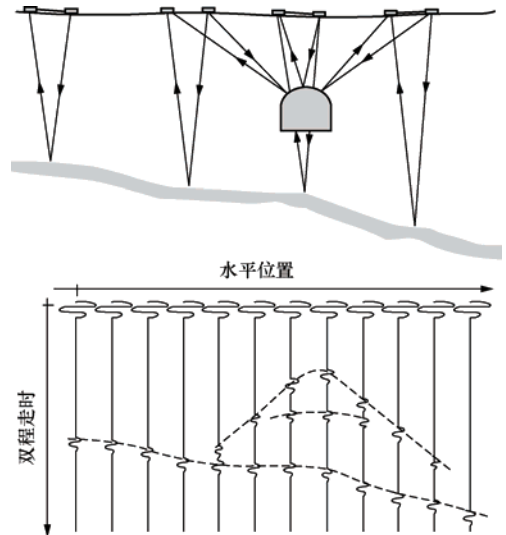


图 1 地质雷达工作原理图

Fig. 1 Working principle of GPR

表 1 不同天线穿透深度

Table 1 Depth of penetration with different antennas

天线频率 (MHz)	土壤中 (m)	基岩中 (m)
25	25	50
50	20	40
100	12	25

2 应用地质雷达研究活动断裂的意义

在活动断裂的研究过程中, 许多地区处于河流阶地、洪积扇、残坡积物等第四系沉积物

覆盖的浅隐伏区，这些地区被侵蚀的程度严重且沉积层较厚，获取这些浅隐伏区活动断裂的位置、上断点的埋深以及标志层的断距等数据，是活动断裂填图的重要内容，也是开展活动断裂研究的基础（国家地震局震害防御司，1992）。

利用电磁波勘探方法、浅层地震勘探等综合地球物理方法，以及槽探、钻探等地质方法是解决上述问题的有效途径。其中开挖探槽是活动断裂研究的重要手段（冉勇康等，2012a；2012b），然而地震陡坎形成后，由于剥蚀、侵蚀以及人类活动等，随着时间的推移原先的陡坎地形就会被夷为平地，断裂的位置很难确定，这就给探槽选址带来了很大的困难。

然而与其他地球物理探测技术相比，地质雷达探测的优势深度一般在 20—30m 以内，具有携带方便、数据采集速度快、探测经费低等特点。如果地质雷达探测方法能够对第四系覆盖区的隐伏断裂进行准确定位，并指示断裂的上断点的埋深以及标志层的断距等，就会大大提高开挖探槽选址的成功率，同时为隐伏活动断裂研究提供新的技术手段。

下文以地质雷达在新夏垫断裂和六盘山东麓断裂的应用为例，探讨了其在活动断裂探测中的实地应用效果。

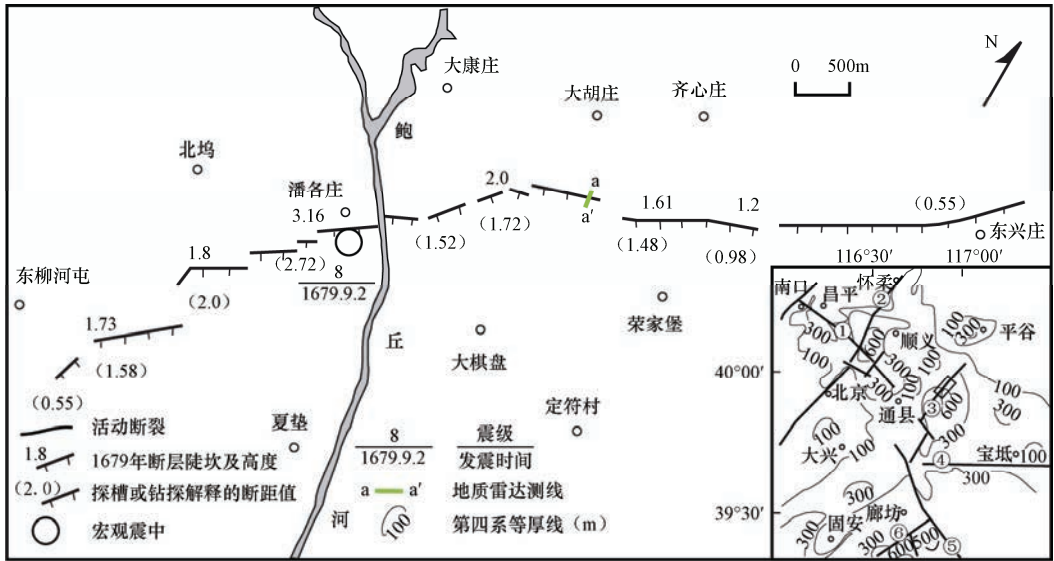
3 活动断裂研究实例

3.1 地质雷达在新夏垫断裂中的应用

新夏垫断裂是北京平原区一条重要的发震断层，走向约 N50°E，倾向 SE，倾角 50°—70°，其滑动方式除正断倾滑外，还兼具右旋走滑。1679 年发生的三河—平谷 8 级地震，就是新夏垫断裂最新一次地表破裂型地震事件，其宏观震中大致位于潘各庄一带，并在地表形成了一条西起东柳河屯，经夏垫镇北至东兴庄，长约 10km 的地震断层陡坎（见图 2）（徐锡伟等，2000；江娃利等，2000；杨晓平等，2012）。刘保金等（2009）采用浅层及中深层地震勘探方法，获得了北京平原北西部深度十几米至数公里范围内的地下结构和构造，但由于地震勘探分辨率的限制，对一些上断点埋深较浅、断距较小的断层，仅靠地震勘探资料往往无法分辨。因此，借助地质雷达对浅地表（数十米以内）松散堆积层中的构造活动性进行探测，对于活动断裂研究可发挥积极的作用。

笔者在野外调查中发现，沿齐心庄-潘各庄一段，多处保留有 1679 年三河—平谷 8 级地震形成的断层陡坎和坡度转折带；在大胡庄南一取土坑内还出露新夏垫断裂露头剖面（东经 116°55′54.77″，北纬 39°58′28.44″），剖面揭示出的断裂倾向为 145°，倾角 76°，其主要出露三套地层，如图 3 所示。图中①是灰黄色粉质粘土层，结构松散，下盘层厚约 2m，上盘层厚约 4—6m，上盘含有多个具水平层理的互层状薄层；②是黄棕色粉土层，结构完整，厚度约 3m；③是浅灰色砂质粉土层，具有水平层理，竖状节理发育。其中，由于断裂活动造成②地层底界垂直断错 2.2m。

为了测试地质雷达在浅地表的分辨率，笔者在大胡庄南跨断层布设了一条地质雷达测线，探测路线由北至南，距离为 24.5m（见图 2）。设计的道间距为 0.5m，探测时选用 100MHz 的 RTA 天线和点测方式，叠加 128 次，采样间隔为 0.5m，采样频率设置为 1169MHz，时间窗为 376ns，采样点为 440 个，共采集了 49 道数据。数据处理采用地质雷达 Reflexw 软件，通过去直漂移（subtract-DC-shift）、静校正（static correction）、能量衰减增益（energy decay）、背景去除（background removal）、巴特沃斯带通滤波（bandpassbutterworth）和滑动平均（running average）6 步处理，得到了新夏垫断裂在该处的地质雷达剖面，如图 4a 所示。



右下角图中：①南口-孙河断裂；②黄庄-高丽营断裂；③夏垫断裂（长方形框表示新夏垫断裂位置）；④宝坻断裂；⑤廊坊盆地东缘断裂；⑥廊坊盆地西缘断裂

图2 新夏垫断裂空间展布及地质雷达探测线路图

(据向宏发等, 1988; 徐锡伟等, 2000; 杨晓平等, 2012 修改)

Fig. 2 The sketch map of the new Xiadian fault and the location of GPR profile

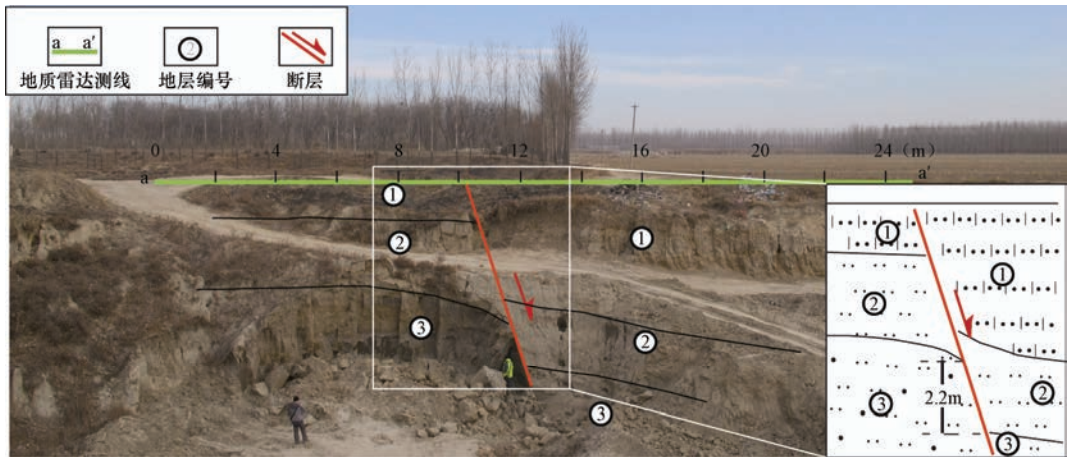


图3 新夏垫断裂地质剖面及地质雷达探测线路图

Fig. 3 Geological section of the Xiadian new fault and the location of GPR profile

从图 4a 可以看出, 在双程走时 150ns 以上, 电磁波反射信号较强, 同相轴的成层性较好; 而在双程走时 150ns 以下, 电磁波反射信号紊乱。在水平位置 10—12m 的两侧, 反射同相轴发生了明显的错动, 据此可判定同相轴错动的位置应是断裂通过的位置。同时根据地质雷达剖面上的电磁反射波特征和双程到时, 并按照 0.1m/ns 的电磁波平均速度, 可得到剖面上电磁反射同相轴的埋深和界限起伏变化形态, 进而得到剖面的解译结果, 如图 4b 所示。

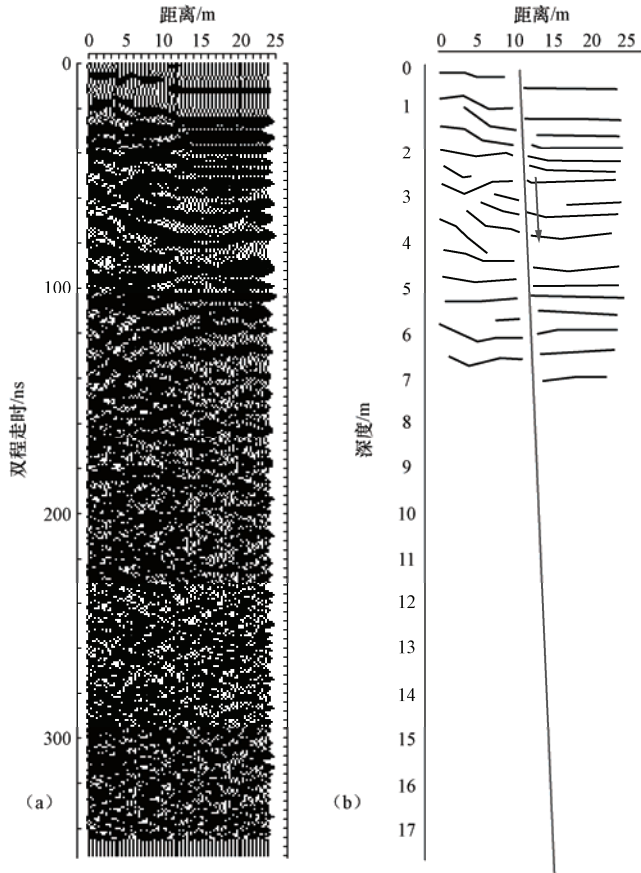


图 4 新夏垫断裂地质雷达剖面及解译图

Fig. 4 GPR cross-section and interpretation of the new Xiadian fault

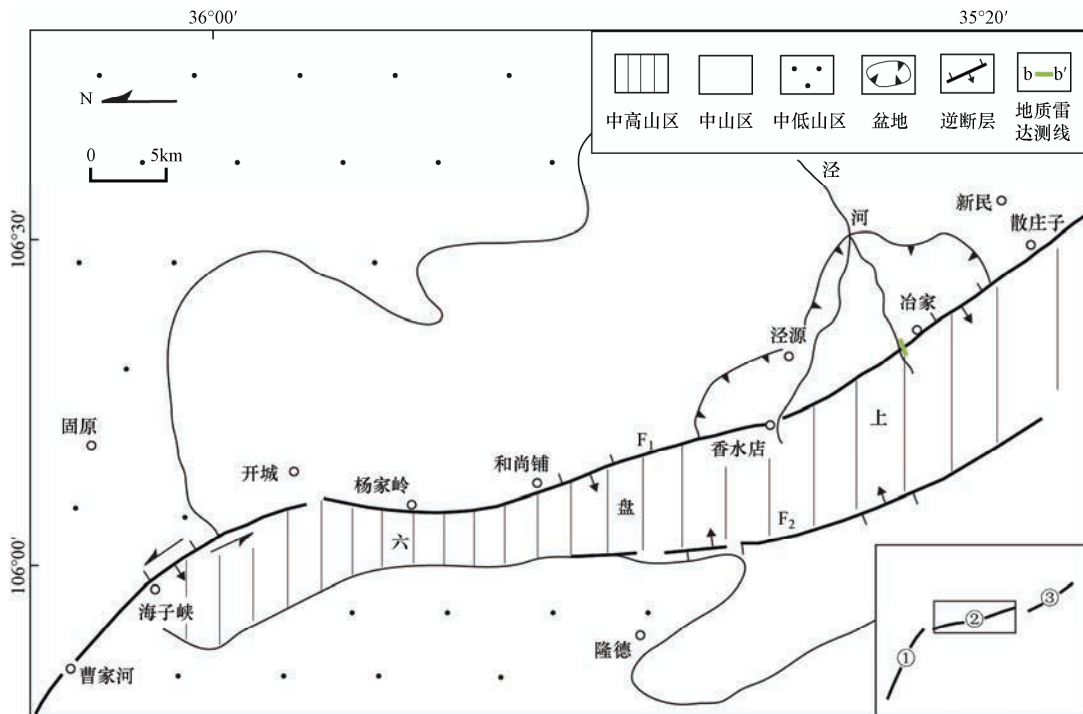
在新夏垫断裂的地质剖面（图 3）中，断裂上断点的水平位置为 $10.2 \pm 0.2\text{m}$ ，埋深为 $0.3 \pm 0.2\text{m}$ ，②地层底界的垂直断距为 2.2m ；而在地质雷达剖面（图 4）中，上断点的水平位置为 $10.5 \pm 0.5\text{m}$ ，最浅的一个同相轴的深度为 $0.2 \pm 0.1\text{m}$ ，其错动量约 0.4m 。从两者的对比结果可以看出，地质雷达探测出的断裂位置与实际的断裂水平位置一致，探测出的上断点埋深与实际埋深也基本一致，达到了活动断裂探测中定位断裂位置、确定上断点埋深以及探槽选址的要求。

同时，由于本文选择的探测区主要地层为粉土层和粉质粘土层，层与层之间物性差异小，所以从地质雷达剖面上还无法识别出各套地层。但断裂活动的客观存在已经造成了地质雷达剖面上反射同相轴有明显断错，且上下盘的反射信号有明显差异，其中上盘反射信号成层性好，下盘反射信号成层性差。笔者认为造成上下盘反射信号差异的主要原因为：一是断裂上盘①地层沉积了多个薄层，成层性较好，形成了多个反射界面，而下盘地层的竖状节理发育，空隙和地层界面都会产生反射；二是断裂活动造成两侧地层的含水率不同，进而导致两侧反射信号有差异。

3.2 地质雷达在六盘山东麓断裂中的应用

六盘山东麓断裂位于海原断裂和陇县-宝鸡断裂之间的六盘山地区，是青藏高原东北缘的

一条特殊的挤压构造带（见图 5）（张培震，1990；田勤俭等，1998；向宏发等，1998）。向宏发等（1999）在泾源县冶家村北西的泾河河床附近曾发现，白垩系紫红色砂岩及灰绿色泥岩向东逆冲至 T4 阶地的砂砾层之上，造成 T4 阶地面垂直位错达 89m。



- ①海原断裂；②六盘山东麓断裂（长方形框示六盘山东麓断裂位置）；
- ③陇县-宝鸡断裂；F₁六盘山东麓断裂；F₂六盘山西麓断裂

图 5 六盘山东麓断裂空间展布及地质雷达探测线路图（据向宏发等，1998 修改）

Fig. 5 The sketch map of the eastern Liupanshan piedmond fault and the location of GPR profile

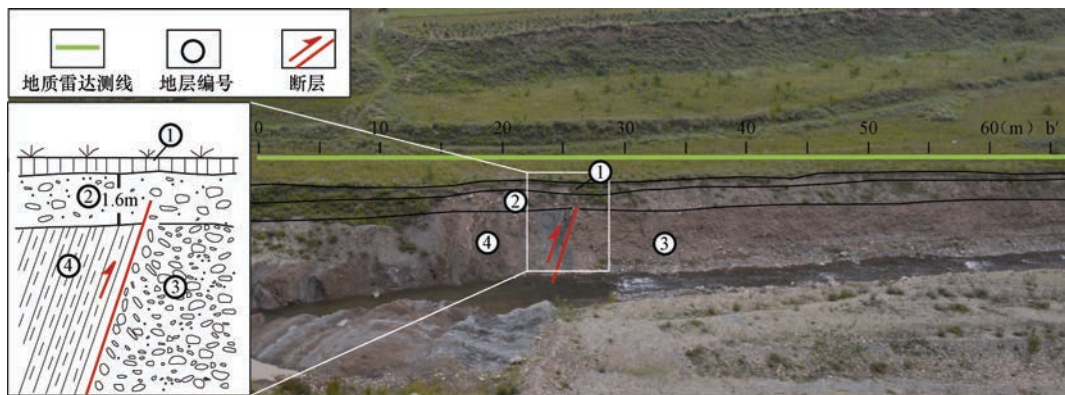


图 6 六盘山东麓断裂地质剖面及地质雷达探测线路图

Fig. 6 Geological section of the eastern Liupanshan piedmond fault and the location of GPR profile

在泾源县冶家村的泾河 T1 阶地上, 由于六盘山东麓断裂的活动造成了白垩系灰绿色泥岩逆冲于 T1 阶地的卵砾石层之上 (东经 $106^{\circ}21'40.24''$, 北纬 $35^{\circ}23'51.01''$) (见图 6)。共出露有 4 套地层: ①是表层耕植土, 厚 0.5m; ②是含砂卵石层, 结构松散, 厚 1.6m; ③是卵砾石层, 结构较②密实; ④是白垩系灰绿色泥岩, 劈理发育。由于③地层底部基座未出露, 无法直接获得 T1 阶地形成以来基座的断距, 但在该露头点的河流下游约 150m 处出露古近系棕红色泥岩基座, 据此判断该套地层底部也应为泥岩基座。

为了确定断裂下盘基座的位置 (③地层底部基座的位置), 进而获得 T1 阶地基座的断距, 最终得到 T1 阶地形成以来断裂的活动性, 笔者在该露头点跨断层布设了一条地质雷达测线, 探测路线由西向东, 距离为 67.0m (见图 5)。探测时选用 50MHz 的 RTA 天线及点测方式, 叠加 128 次, 采样间隔为 0.5m, 采样频率设置为 610MHz, 时间窗为 597ns, 采样点为 364 个, 共采集了 134 道数据。数据处理方法同新夏垫断裂的处理方法类似, 最后得到了利用地质雷达获取的六盘山东麓断裂剖面图 (图 7a)。

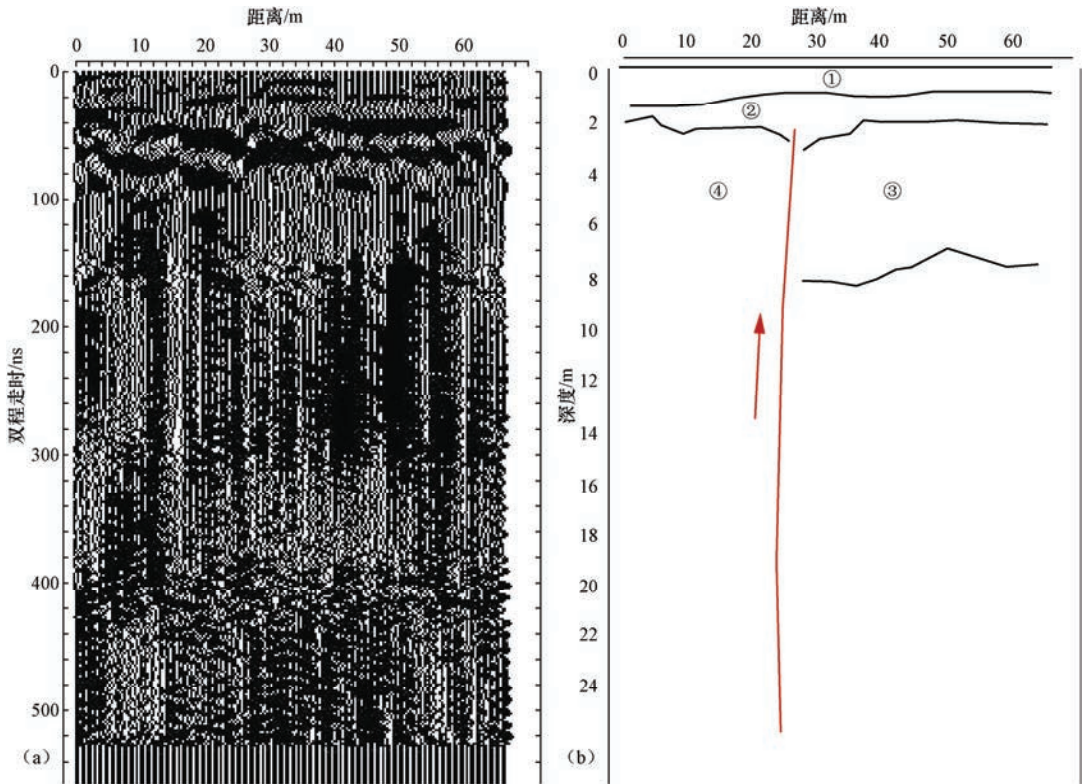


图 7 六盘山东麓断裂的地质雷达剖面及解译图

Fig. 7 GPR cross-section and interpretation of the eastern Liupanshan piedmont fault

从图 7a 可以看出, 在双程走时 30—70ns 之间, 水平位置 25 ± 1 m 处, 两侧反射同相轴有明显的错动, 且存在一个倾向断裂上盘的反射面, 经确认其应为基岩 (④) 与卵砾石层 (③) 接触的断面, 上断点的时间深度为 45 ± 10 ns。对比图 7a 与图 6 上断裂的水平位置, 可显示出地质雷达确定的断裂位置与实际一致, 在 25 ± 1 m 的位置处。断裂上盘的双程走时在 40—60ns 之间存在强能量的反射界面, 同时结合图 6 给出的地质剖面, 可判定该界面为卵砾石层 (②) 与基

岩的界面(④)。在该界面之上还发育有一个较为连续的高频弱反射面,据此判断其应是表层耕植土(①)与卵砾石层(②)的界面。另外野外观测还发现,在断层下盘③卵砾石层底部发育有泥岩基座,卵砾石层与泥岩基座有明显的物性差异,据此判断断层下盘的双程走时约在150ns附近,同时在地质雷达剖面上也有明显的电磁波反射能量变化的界面,该界面应为③卵砾石层的底界。利用断层上盘已知的②地层厚度1.6m,笔者还换算出了电磁波在该处卵砾石层中的时深转换速度约为0.1m/ns,进而得到了图7b所示的地质雷达的剖面解译结果。

从图7b可以看出,断裂的上断点埋深约为2m,与实际一致;T1阶地下盘基座的深度约为8.0m。由此可得到六盘山东麓断裂在T1阶地形成以来的活动,造成的T1阶地基座断错的量约为6.0m。同时结合区域内泾河T1阶地的年龄约为1万年(史兴民等,2012),可得到全新世以来六盘山东麓断裂的垂向逆冲速率为0.6mm/a。这一结果与向宏发等(1999)给出的六盘山东麓断裂晚更新世以来的平均垂直断错速率约为0.9mm/a比较接近。

考虑到在地质雷达探测区主要出露3套地层,即表层耕植土层、卵砾石层和基岩,以及各层之间的差异性较大,尤其是在河流相的卵砾石层与基岩接触的界面上,造成了地质雷达信号在该界面发生了强烈的反射。同时,在基岩和卵砾石层接触的断面上地质雷达信号也出现了明显的反射。基于这样的考虑,再结合探测区地层的具体分布情况,笔者在地质雷达剖面上识别出了各套地层的深度,进而得到了T1阶地基座的断距。

通过以上实例,笔者认为在利用地质雷达探测活动断裂的研究中,可能会遇到以下3种情况:一是由于断裂活动造成地层两侧的电性差异大,而导致电性差异的原因可能是两盘地层的结构、空隙、含水率等的差别,因此可通过识别地质雷达剖面上信号的差异判断断裂的位置;二是在探测区地层岩性存在明显的差异时,如松散堆积层和基岩接触,可在地质雷达剖面上识别出各套地层,并通过层位对比来确定断距;三是对于基岩和松散沉积物接触的断面,地质雷达可在断面上形成强烈的反射信号。

4 结论与讨论

对于电性差异较小的地层,如粉土或粉质粘土覆盖区的地层,很难在地质雷达剖面上识别出各套地层。但对断裂通过处,上断点埋深较浅的活动断裂,地质雷达能够精确定位断裂通过的位置,并指示上断点的时间深度,其精度能够满足活动断裂研究中定位断裂位置、确定上断点埋深以及探槽选址的要求。对于物性差异较大的地层,如松散堆积层和基岩接触区,如果对探测区地层有较准确的把握,就能较准确地在地质雷达剖面上识别出各套地层。对于基岩和松散堆积层接触的断面,地质雷达剖面中在断面附近会形成明显的反射,能够精确定位断面的位置。如果已知地层的厚度,就能求得时间与深度的转换速度,最终可得到探测区具有一定准确深度的地质雷达解译剖面,从而获得上断点的埋深及标志层的断距。

地质雷达同其他物探手段一样,其结果具有多解性,所以解释者的判断经验就显得很重要。由于采用的是非屏蔽天线,测线附近的很多地物,如树林、大山、高压线、车辆、房屋等,都会对地质雷达信号造成干扰。因此,利用地质雷达剖面进行解释时,解释者除了要对地质雷达的成像原理有基本的把握外,还需要知道野外测线附近的地貌变化和可能的干扰因素,以及研究区天线大概的探测深度、有效分辨率等,只有对研究区的地质概况把握的越准确,才能解释出越接近真实情况的结果。

致谢: 感谢匿名审稿专家和编辑部提出的宝贵修改意见!

参考文献

- 郭铁拴, 刘兰波, 张晓东, 2005. 地质雷达技术指标的标定研究. 地球物理学进展, **20** (1): 454—459.
- 国家地震局震害防御司, 1992. 活动断裂地质填图工作规范 (1:50000). 北京: 地震出版社.
- 江娃利, 侯治华, 肖振敏等, 2000. 北京平原夏垫断裂齐心庄探槽古地震事件分析. 地震地质, **22**(4): 413—422.
- 刘保金, 胡平, 陈颀等, 2009. 北京平原西北部地壳浅部结构和隐伏活动断裂——由地震反射剖面揭示. 地球物理学报, **52** (8): 2015—2025.
- 冉勇康, 陈立春, 陈文山等, 2012a. 中国大陆古地震研究的关键技术与案例解析 (2) ——汶川地震地表变形特征与褶皱逆断层古地震识别. 地震地质, **34** (3): 385—400.
- 冉勇康, 王虎, 李彦宝等, 2012b. 中国大陆古地震研究的关键技术与案例解析 (1) ——走滑活动断裂的探槽地点、布设与事件识别标志. 地震地质, **34** (2): 197—210.
- 茹瑞典, 张金才, 戚筱俊, 1996. 地质雷达探测技术的应用研究. 工程地质学报, **4** (2): 51—56.
- 史兴民, 何大周, 郭晓鸽, 2012. 黄河中游水系河流阶地序列与数值年代. 海洋地质前沿, **28** (1): 1—7.
- 田勤俭, 丁国瑜, 1998. 青藏高原东北隅似三联点构造特征. 中国地震, **14** (4): 29—37.
- 向宏发, 池田安隆, 张晚霞等, 1999. 六盘山东麓断裂的古地震研究. 中国地震, **15** (1): 74—81.
- 向宏发, 方仲景, 徐杰等, 1988. 三河—平谷 8 级地震区的构造背景与大震重复性研究. 地震地质, **10** (1): 15—28.
- 向宏发, 魏顺民, 张秉良等, 1998. 六盘山东麓活动逆断裂构造带晚第四纪以来的活动特征. 地震地质, **20** (4): 34—40.
- 徐锡伟, 计凤桔, 于贵华等, 2000. 用钻孔地层剖面记录恢复古地震序列: 河北夏垫断裂古地震研究. 地震地质, **22** (1): 9—19.
- 杨晓平, 曹景虎, 陈献程, 2012. 夏垫活动断裂两盘岩心氧化铁变化. 地震地质, **34** (4): 659—669.
- 张培震, 1990. 六盘山地区的构造特征及地壳缩短量. 北京: 地震出版社.
- Beauprêtre S., Garambois S., Manighetti I. et al., 2012. Finding the buried record of past earthquakes with GPR-based palaeoseismology: a case study on the Hope fault, New Zealand. *Geophysical Journal International*, **189** (1): 73—100.
- Neal A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, **66** (3): 261—330.

Application of Ground Penetrating Radar in the Study of Active Faults

Su Peng¹⁾, Tian Qinjian¹⁾, Li Wenqiao¹⁾, Xiong Renwei¹⁾, Li Xiaoqiang¹⁾,
Liang Peng¹⁾ and Fu Jundong²⁾

1) Laboratory of Earthquake Tectonics, Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

2) Institute of Earthquake Engineering, Earthquake Administration of Shandong Province, Jinan 250014, China

Abstract For some areas where sedimentation and erosion complete are at fast rates, marks of paleoearthquakes on faults may be buried below the surface. However, it is important to know the location, displacement and other aspects of the fault. We apply ground penetrating radar (GPR) technology to investigate the buried traces of a paleoearthquake. We choose the new Xiadian fault which is a normal fault located in Beijing Plain, and the eastern Liupanshan piedmont fault which is a reverse fault located in the northeastern margin of the Tibetan Plateau as two experimental areas. We found that, at the site of the new Xiadian fault which is mainly covered by silt or silty clay, the GPR can accurately detect the location and the depth of the breakpoint of the new Xiadian fault, but it cannot image layers at the each side of the fault. At the site of the eastern Liupanshan piedmont fault where the fault cut the basement of a T1 river terrace, the GPR can not only accurately located the fault, but also image layers at the both sides of the fault, thus we could obtain the fault displacement of the basement of the T1 river terrace.

Key words: Ground penetrating radar; Active fault; New Xiadian fault; Eastern Liupanshan piedmont fault;
Choice of sites of trenches; Fault displacement