doi: 10.11720/wtyht.2022.1546

邵广周,李远林,岳亮.主动源与被动源面波联合勘探在黄土覆盖区三维成像中的应用[J].物探与化探,2022,46(4):897-903.http://doi.org/ 10.11720/wtyht.2022.1546

Shao G Z, Li Y L, Yue L.Joint application of active and passive surface wave in 3D imaging of loess covered area [J].Geophysical and Geochemical Exploration, 2022, 46(4):897-903.http://doi.org/10.11720/wtyht.2022.1546

# 主动源与被动源面波联合勘探在黄土覆盖区 三维成像中的应用

# 邵广周1,李远林2,岳亮1

(1.长安大学 地质工程与测绘学院,陕西 西安 710054;2.宝鸡市地震局,陕西 宝鸡 721004)

摘要:黄土盖层对地震波、电磁波等有很强的衰减作用,限制了地震反射波法、电磁波法等多种物探方法在黄土覆盖区的应用。针对黄土盖层厚度大、分层细的特点,采用主动源与被动源面波法联合勘探,使两种面波方法优势互补,达到准确探测黄土覆盖区地质分层的目的。研究区位于渭河盆地凤翔县郊,为典型的黄土覆盖区,黄土覆盖层厚度为 80~120 m。通过对研究区主动源与被动源面波实测资料的处理,得到的二维横波速度剖面上的主要地层分层位置与实际钻孔测试结果基本一致,同时得到了研究区的三维地层结构。联合成像结果表明采用被动源与主动源面波联合勘探进行黄土覆盖区地层结构分层是可行且有效的,为黄土覆盖区地质填图提供了技术支持和有益思路。

关键词:黄土覆盖区;主动源面波;被动源面波;联合勘探;三维成像

中图分类号: P 文献标识码: A 文章编号: 1000-8918(2022)04-0897-07

0 引言

我国黄土覆盖区往往是能源矿产分布区,也是 我国北方地区农业、工业和人口密集区。能源、矿产 分布在黄土覆盖层之下的基岩中,常规反射地震勘 探方法的近地表静校正处理亟需查明黄土覆盖层的 厚度和速度。另一方面,黄土本身具有独特的物性 特征,如结构疏松,发育块状层理、垂直节理、大孔隙 和湿陷性等,容易遭受侵蚀,常常构成滑坡和崩塌地 质灾害的母体,黄土沟壑区是地质灾害的高发区。 黄土因具有湿陷性在工程地质上被列入特殊性岩 土,黄土的湿陷性对工程建设影响较大,处理不当会 造成建筑物基础下陷甚至倾覆。黄土区也是严重的 缺水地区,水资源的匮乏制约着此类地区的工农业 发展,甚至威胁到了当地人民的正常生活。因此,开 展黄土盖层结构探测,查清覆盖区湿陷性黄土分布 范围和厚度变化情况,对进一步解决地质找矿、地下 水、工程地质、环境地质和农业地质等方面的问题具有重要的参考意义。

黄土覆盖区黄土盖层具有速度低、厚度大等特 点,对地震波、电磁波等有很强的衰减作用,限制了 地震反射波法以及电磁波法等多种物探方法的成功 应用。而瑞利面波能量大、信噪比高、能量衰减慢, 相对于其他勘探方法,它具有操作简便、不易受干扰 等特点,更适用于黄土盖层的结构探测。

面波勘探发展至今主要分为主动源面波方法和 被动源面波方法。主动源面波法采集到的信号频率 常在5Hz以上,对浅部地层有较好的分辨能力,但 探测深度有限。相对而言,被动源方法通过对天然 噪声比如固体潮汐变化、人类生产活动产生的噪声 等进行长时间的观测,能够提取到较低频率的面波, 探测深度较大,但对浅层结构的分辨效果不理想。 针对黄土盖层厚度大、分层细的特点,本文联合主动 源与被动源面波法,使两种面波方法优势互补,达到 准确探测黄土覆盖区地质分层的目的。

#### 收稿日期: 2021-10-14; 修回日期: 2022-07-10

基金项目:国家重点研发计划项目课题(2021YFA0716902);国家自然科学基金项目(42174176,41874123)

第一作者: 邵广周(1977-),男,副教授,研究生导师,主要从事地震勘探与地球物理信号处理方面的研究工作。Email:shao\_gz@chd.edu.cn

王振东[1]于1998年指出联合应用主动源瑞利 波数据与背景信号中得到的瑞利波,可以实现二者 的优势互补,首次提出双源面波勘探的构想。2005 年,Park 等人<sup>[2]</sup>的研究表明主动源与被动源面波联 合勘探可以提高探测深度和频散曲线模式的识别精 度,数据采集采用多道线性排列方式,主要用于路基 地下结构探测,并于2008年进一步提出了路边无源 多道面波分析法(Roadside Passive MASW)<sup>[3]</sup>,通过 方位扫描实现对来自不同方向的波场进行分离,进 一步提高了相速度的估计精度。2010年, Zor等 人<sup>[4]</sup>采用主动源与被动源瑞利波联合以及单点 H/ V谱比法对土耳其伊兹米特海湾沉积盆地进行探 测,探明了深达 750m 的盆地基底。2011 年,李 凯<sup>[5]</sup>、Foti 等人<sup>[6-7]</sup>分析了主动源和被动源面波的 优缺点,认为二者联合勘探在工程勘探领域具有良 好的应用前景,并建议在实际探测中应根据探测目 标的深度、分辨率等情况灵活选用主动源、被动源或 双源联合等面波方法。2013年,张维、何正勤等 人<sup>[8]</sup>的试验结果表明主动源和被动源面波采用相 同排列进行联合勘探时,在不增加野外工作量的同 时,一方面满足了浅部地层的分辨率,另一方面提高 了探测深度,两者优势互补,面波勘探能力得到进一 步提升。2015年,刘庆华等人<sup>[9]</sup>在对主动源和被动 源面波综述的基础上,指出主动源与被动源空间自 相关法以及时间互相关法联合勘探具有良好的应用 前景。2017年,单波等人<sup>[10]</sup>采用主动源面波与被 动源面波联合勘探对陕北某一大厚度填方区进行了 土层的有效划分。2018年,程逢等人[11]采用路边 多道线性排列方式在连续噪声观测中施加主动震 源,同时记录主动源和被动源面波,提高了野外工作 效率和频散曲线的高频成分。同年,丰赟等人[12]将 主动源和被动源面波联合勘探成功地获取了我国西 南地区某厚覆盖区河床的横波速度结构。

上述学者的研究证明了主动源与被动源面波勘 探具有广阔的应用前景,而在黄土这一类特殊性岩 土覆盖区的应用仍未见广泛开展。黄土区复杂的地 表结构和地质条件造成常规反射地震和电磁类方法 受到诸多限制。但从另一个角度来看,这种特殊的 地质条件为地震面波的发育提供了良好的物性基 础。同时,由于黄土盖层对高频面波的强衰减特性, 仅利用高频主动源面波无法达到对深厚黄土层进行 高分辨成像的目的。因此,本文开展主动源与被动 源面波联合勘探在黄土覆盖区三维成像中的应用研 究,具有重要的现实意义和实际价值。

# 1 研究区地质概况

研究区距离陕西省凤翔县城西南部4km,该区 为黄土覆盖区,覆盖层厚度可达400m。本区属于 渭北黄土台塬的组成部分,地形平坦,冲沟稀疏,仅 在较大河谷底部断续出露基岩,其余地区基本上没 有基岩出露,无法根据基岩露头进行基岩地质填图。

研究区黄土沉积层直接与下伏中生界岩石地层 接触,中生界岩石的地震波速度一般超过 3000 m/ s,密度达到 2.3×10<sup>3</sup> kg/m<sup>3</sup>;而黄沙土的速度仅为 300~500 m/s,密度为 1.65×10<sup>3</sup> kg/m<sup>3</sup>,二者速度和 密度差异大,形成了一个 P 波和 SV 波的强干涉界 面,使得所激发的地震波能量大部分在黄土覆盖层 内以面波的形式传播,这是研究区应用面波探测方 法的前提。另一方面,该区黄土层的速度低、厚度 大,对反射波有很强的衰减作用,对震源的要求也较 高,对反射波的激发和接收极为不利;相对而言,面 波传播距离远、衰减慢、能量大,易于在表面接收,因 此应用面波方法探测黄土覆盖区的地层结构是可行 的。

# 2 方法原理

本次研究采用主动源与被动源联合方法对研究 区的地下结构进行成像。主动源面波信号采用 Geopen mini seis24 工程地震仪和 24 道 4.5 Hz 低频 检波器进行采集,被动源面波信号采用 1~60 Hz 宽 频带 DZS-1 数字深层地震仪进行采集。分别提取 二者对应的频散曲线,再将同一测点的频散曲线进 行分析合并,最后通过反演获取地下横波速度剖面。

在整个处理过程中,最关键的环节在于频散分 析,即对地震记录进行频散曲线的提取。主动源面 波提取频散曲线的主要方法包括f - k变换法、相移 法等,被动源面波可以通过空间自相关方法、背景噪 声成像技术、被动源多道面波分析技术等方法来获 取频散信息。本文联合应用相移法和  $\tau - p$ 变换 法<sup>[13]</sup>进行主动源面波频散曲线的提取,被动源面波 采用 Ekstrom 等<sup>[14]</sup>提出的 Aki 公式法进行频散曲线 的提取。

Aki 公式法提取频散曲线的基本原理如下,根据空间自相关理论,在足够长的 T 时间内观测,定义空间自相关函数为:

$$\varphi(r,\boldsymbol{\omega}) = \frac{1}{2T} \int_{-T}^{T} \mu(x,t) \mu(x+r,t) \,\mathrm{d}t \,\,, \quad (1)$$

式中:  $\mu(x,t)$  为噪声振动信号, x 为空间某区域内 的位置变量, r 为不超出该空间的任意距离。若所 有台站在半径为 r 的圆形区域进行观测, 将  $\varphi(r,\omega)$ 对圆心处台站的空间自相关函数进行归一化,则可 以得到:

$$\rho(r,\omega) = \frac{\varphi(r,\omega)}{\varphi(0,\omega)} = J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) , \qquad (2)$$

 $\rho(r,\omega)$  定义为空间自相关系数, J<sub>0</sub>表示第一类零阶 贝塞尔函数, r 为台站间的距离。该式表明空间自 相关系数和第一类零阶贝塞尔函数是等价的。对于 每一个 r, 可以求得不同  $\omega$  对应的空间自相关系数  $\rho(\omega)$ , 经过方位平均后再代入到式(2), 即可求得 不同  $\omega$  对应的相速度  $c(\omega)$ 。

仍然令  $\mu(x,t)$  表示噪声振动信号,两个台站的 互相关函数可以定义为:

$$C_{AB}(t) = \frac{1}{2T} \int_{-T}^{T} u(x_A, \tau) u(x_B, \tau + t) d\tau , \quad (3)$$

其中:  $u(x_A, \tau)$  和  $u(x_B, \tau)$  为位于 a, b 两位置处的 台站记录的噪声信号。若令式(3)中  $x_A = x, x_B = x$ + r,易证明:

$$\varphi(r) = C_{AB}(0) , \qquad (4)$$

该式表明空间自相关函数等于零延时的时域互相关 函数。Tsai和 Moschetti<sup>[15]</sup>进一步证明了空间自相 关理论和时域互相关理论是对同一物理现象的不同 表述。因此,经过方位平均的空间自相关系数可以 由台站对的互相关谱来代替,将式(2)中的空间自 相关系数ρ(r,ω)用互相关函数的频谱替换。因为 频谱实部的幅度受到背景噪声频谱分布不均匀、非 线性数据处理等因素的影响,所以频率的幅度变化 性因素太多,如果根据频率的极值去拟合贝塞尔函 数,得到的频散结果效果不够理想,而频谱的零点位 置对背景噪声频谱功率的变化不敏感,所以可以将 频谱零点和零阶贝塞尔函数零点进行对应来计算频 散曲线。互相关谱的第 i 个零点用 w<sub>i</sub> 表示,第一类 零阶贝塞尔函数的第 i 个零点用 z<sub>i</sub> 表示,那么该频 率点的相速度可以通过下式来计算:

$$c(w_i) = \frac{w_i r}{z_i} \, \, . \tag{5}$$

但是在实际计算中,由于噪声的影响会使得频 谱上增加或缺少某些零点,在计算时会造成误差,因 此不能直接计算,需对式(5)进行改进:

$$c(w_i) = \frac{w_i r}{z_{i+2m}}, \qquad (6)$$

式中:m=0, ±1, ±2,... 表示增加或缺失的零点个数。这样,对每一个格林函数就可以计算出 m 值不同的多组相速度值,再根据相速度值的范围确定出正确的一组,拟合生成频散曲线(图1)。然后,可以通过研究区地质资料提供的瑞利波速度范围(图1中黑色直线划定的区域)判断出正确的频散曲线。图1中应取 m=-2时的频散曲线作为最终结果。被动源面波频散曲线提取过程中的质量控制措施可参照邵广周等人<sup>[16]</sup>给出的方案进行。



#### Fig.1 Dispersion curves with different *m* values

# 3 联合勘探方法在研究区的应用

研究区位于凤翔县城的西南侧4km处,该区地势起伏平缓,地表被黄土层覆盖。如图2所示,被动源测线共6条(测线1-6),布设为"田"字形,采用1~60Hz宽频带DZS-1数字深层地震仪进行采集,点距50m,采样率10ms,采样时间10h。测线7为主动源面波采集测线,使用Geopenminiseis24工程地震仪,24道4.5Hz低频检波器接收,道间距2m,偏移距6m,采样时间1s,采样率0.5ms,每一炮记录进行3次叠加。



对于主动源与被动源面波联合采集测线,数据 处理流程大致可分为3个步骤。

第一步,在联合采集测线上,首先采集主动源面 波数据,再利用宽频带地震台站采集噪声数据,经过 预处理、互相关运算以及叠加得到最终的互相关结 果。在实际处理过程中,将本次被动源数据划分为 每 30 s 一段,并且每隔 5 台地震仪进行一次互相关 运算。

第二步,分别提取主动源和被动源面波频散曲 线;根据上一步获得的互相关函数,利用 Aki 公式法 可以得到两台站中间位置的频散信息,然后将同一 点的主动源与被动源频散结果进行对比;最后将 2 条频散曲线整合在一起,得到联合频散曲线。

图 3 为双源联合测线上测点 1 对应的主动源与 被动源频谱。由图可知,该地区被动源信号的主频 在 3~20 Hz 范围内,而主动源信号的主频在 30~50 Hz 范围内。因此,如采用联合成像,则可得到 3~50 Hz 范围内的相速度变化信息,说明联合成像可以结 合主动源与被动源面波勘探的优势,从而提高勘探 结果的分辨率。





图 4 为联合采集测线上测点 1 的被动源及对应 的主动源面波频散曲线。从图中可以看出,根据 Aki 公式法提取的频散曲线与主动源面波提取的频 散曲线匹配较好,相速度随频率的变化趋势一致,说 明联合应用主动源与被动源面波法进行地下速度成 像是可行且有效的。

第三步,对频散曲线进行反演。得到所有测点 的联合频散曲线后,需要对每个测点的联合频散曲 线进行反演,这样可以得到每个测点下方的一维横 波速度结构。图4给出的测点1的一维反演剖面见 图5。将所有测点的一维横波速度剖面按位置组合 起来,就得到了联合测线的二维横波速度剖面。



图 4 测点 1 处的面波频散曲线

Fig.4 Dispersion curves of surface wave at point 1



Fig.5 One-dimensional S-wave velocity profile at point 1

图 6 和图 7 分别为测线 7 主动源面波横波速度 剖面和测线1被动源面波横波速度剖面。主动源面 波横波速度剖面的反演深度约为25m,被动源面波 横波速度剖面的反演深度约为 300 m。图 8a 为主 动源与被动源面波联合反演的横波速度剖面,反演 深度也为 300 m, 而且 25 m 以浅的层面位置(第① 层位置)比被动源剖面中更为清晰,40 m 左右的夹 层边界也更加清晰。由此看出:主动源与被动源联 合反演结果与单一的面波反演横波速度剖面(图6、 图 7) 相比, 一方面, 双源面波联合反演的反演深度 与被动源面波反演深度相同,能够得到深层的地层 信息,大大提高面波地震的勘探深度,另一方面,双 源面波联合反演提高了浅层的分辨率,弥补了被动 源面波浅部反演效果较差的不足。因此,主动源与 被动源联合反演既保留了主动源面波法对浅地表的 分辨能力,又拓展了勘探的深度。

因为测线7经过钻孔井位XY-6B,因此通过与 钻井XY-6B揭示岩性进行对比,可以对图8a联合 反演剖面进行岩层划分,从地面往下分出6层(包 含1个夹层),每一层的埋深、横波速度及地质年代 如表1所示,图8a中的虚线表示分层位置。图8b 为速度测井曲线,从图中可以看出图8a的主要分层



图 6 测线 7 主动源面波法反演横波速度剖面

Fig.6 The inverted S-wave velocity profile by active surface wave method on Line 7



图 7 测线 1 被动源面波法反演横波速度剖面





a一联合反演横波速度剖面;b-XY-6B 并位声波测井曲线、岩性柱

a-S-wave velocity profile of joint inversion; b-acoustic logging curve and lithologic column of Well XY-6B

#### 图 8 主动源与被动源联合反演剖面与测井曲线、岩性柱对比

Fig.8 Comparison of active and passive joint inversion profile, logging curves and lithology columns

#### 表1 联合反演剖面岩层划分结果

#### Table 1 Results of strata division from joint inversion profile

层数	岩性	埋深/m	横波速度/(m・s <sup>-1</sup> )	地层年代
1	马兰黄土及全新统黄土	<25	100~500	晚更新世
2	黄土与古土壤互层	25~110	500~900	中更新世
2-1	古土壤夹层	35~60	1200	中更新世
3	亚黏土与砂土互层	110~180	900~1500	早更新世
4	湖相沉积	180~230	1500~2000	上新世
5	红黏土	>230	>2000	上新世

位置在测井曲线上表示为速度的突然剧烈变化,而 且反演剖面的分层界面与岩性柱的主要分层位置吻 合。

# 4 研究区浅地表结构三维成像

对 6 条被动源测线采集的数据分别进行预处 理、互相关计算、叠加和频散分析,将得到的频散曲 线进行反演,得到每一条测线的二维横波速度剖面。 然后可以联合所有的二维速度剖面和岩性分层进行 三维地质建模,得到了研究区的三维地质分层模型 及地层栅状图(图9)。由图9可知,地层分层在钻 孔的交汇处与钻井结果基本一致。联合成像结果表 明采用被动源与主动源面波联合勘探进行黄土覆盖 区地层结构分层是可行且有效的,可为黄土覆盖区 地质填图提供技术支持和有益思路。



Fig.9 Result of 3D geological modeling of strata(a) and fence diagram of 3D geological model(b) in the study area

# 5 结论

本文成功地应用了被动源和主动源面波勘探方 法对黄土覆盖区地层结构进行了三维成像,在对成 像结果进行分析解释之后,得到了以下结论:

 1)被动源与主动源面波法反演剖面与钻井 XY
 -6B 岩性柱状图和速度测井曲线吻合,证实了利用 该方法探测黄土覆盖区内的地质分层情况是可行且 有效的。

2)被动源面波法对地层的分辨率较低,只能够 分辨研究区域的主要地层界面。若是要获取更细致 的地质分层结果,联合主动源面波法能够在一定程 度上提高地层的分辨率。

3)在实际勘探中,通过布设多条被动源测线, 可以得到测线下方的三维地质分层模型。

## 参考文献(References):

- 王振东.双源面波勘探构想[J].中国地质,1998,25(4):47-48.
   Wang Z D. Concept of dual source surface wave exploration [J]. Geology in China, 1998,25(4):47-48.
- [2] Park C B, Miller R D, Ryden N, et al. Combined use of active and passive surface waves[J]. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 2005, 10(3):323-334.
- [3] Park C B, Miller R D. Roadside passive multichannel analysis of surface waves (MASW) [J]. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 2008, 13(1):1-11.
- [4] Zor E, Ozalaybey S, Karaaslan A, et al. Shear wave velocity structure of the Izmit Bay area (Turkey) estimated from active-passive

array surface wave and single-station microtremor methods [J].Geophysical Journal International, 2010, 182(3):1603-1618.

[5] 李凯.面波勘探技术在工程勘察中的应用进展[J].工程地球物 理学报,2011,8(1):97-104.

Li K.Progress of surface wave exploration technology in engineering exploration [J].Chinese Journal of Engineering Geophysics,2011, 8(1):97-104.

- [6] Foti S, Parolai S, Albarello D, et al. Application of surface-wave methods for seismic site characterization [J].Surveys in Geophysics, 2011, 32(6):777-825.
- [7] Foti S, Parolai S, Bergamo P, et al.Surface wave surveys for seismic site characterization of accelerometric stations in ITACA [J].Bulletin of Earthquake Engineering, 2011, 9(6):1797-1820.
- [8] 张维,何正勤,胡刚,等.用面波联合勘探技术探测浅部速度结构[J].地球物理学进展,2013,28(4):2199-2206.
   Zhang W, He Z Q, Hu G, et al. Detection of the shallow velocity structure with surface wave prospection method [J]. Progress in Geophysics,2013,28(4):2199-2206.
- [9] 刘庆华,鲁来玉,王凯明.主动源和被动源面波浅勘方法综述
  [J].地球物理学进展,2015,30(6):2906-2922.
  Liu Q H,Lu L Y, Wang K M.Review on the active and passive surface wave exploration method for the near-surface structure [J].
  Progress in Geophysics,2015,30(6):2906-2922.
- [10] 单波,王延辉,侯寿贵.多道瞬态面波与天然源面波勘探方法在 填方区的综合应用[J].工程勘察,2017,45(s2):311-315.
   Shan B, Wang Y H, Hou S G.Comprehensive application of surface wave and micro-exploration method in filling area [J].Geotechnical Investigation and Surveying,2017,45(s2):311-315.
- [11] Feng C, Xia J H, Shen C, et al. Imposing active sources during high-frequency passive surface-wave measurement [J]. Engineering, 2018, 4(5):225-242.
- [12] 丰赟,沙椿.面波联合勘探在深厚覆盖层地区应用实例分析

[J].物探与化探,2018,42(2):392-397.

Feng Y, Sha C. Combined use active and passive surface waves in the deep overburden area [J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2018, 42(2): 392–397.

- [13] 邵广周,李庆春.联合应用 τ-p 变换法和相移法提取面波频散 曲线[J].石油地球物理勘探,2010,45(6):836-840.
   Shao G Z, Li Q C. Joint application of τ-p and phase-shift stacking method to extract ground wave dispersion curve [J].Oil Geophysical Prospecting,2010,45(6):836-840.
- [14] Ekstrom G, Abers G A, Webb S C. Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and Aki's spectral for-

mulation [J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(18):64-66.

- [15] Tasi V C, Moschetti M P.An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results
   [J].Geophysical Journal International, 2010, 182(1): 454-460.
- [16] 邵广周,岳亮,李远林,等.被动源瑞利波两道法提取频散曲线的质量控制方法[J].物探与化探,2019,43(6):1297-1308.
  Shao G Z, Yue L, Li Y L, et al. A study of quality control of extracting dispersion curves by two-channel passive Rayleigh waves[J].
  Geophysical and Geochemical Exploration, 2019, 43(6):1297-1308.

# Joint application of active and passive surface wave in 3D imaging of loess covered area

## SHAO Guang-Zhou<sup>1</sup>, LI Yuan-Lin<sup>2</sup>, YUE Liang<sup>1</sup>

(1. School of Geological Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 2. Baoji Seismological Bureau, Baoji 721004, China)

Abstract: Due to the strong attenuation effect of loess cover on seismic and electromagnetic waves, the successful application of seismic reflection wave method and electromagnetic wave method in loess covered area is limited. In view of the characteristics of large thickness and fine stratification of loess cover, the active source and passive source surface wave methods are combined in this paper, so that the advantages of the two surface wave methods are complementary and the geological stratification of loess covered area, and the thickness of loess cover is 80~120 m.By processing the measured data of active and passive surface waves in the study area, the positions of the main strata on the 2D shear wave velocity profile are basically consistent with the actual borehole test results, and the 3D stratum structure in the study area is also obtained. The results of joint imaging show that it is feasible and effective to use passive and active surface wave joint exploration for stratification of loess covered area, which provides technical support and beneficial idea for geological mapping of loess covered area.

Key words: loess covered area; active source surface wave; passive source surface wave; joint exploration; 3D imaging

(本文编辑:叶佩)