

复杂金属矿体地震波正演模拟研究

——以庐枞盆地罗河、泥河和大包庄矿床为例

康玉广¹⁾, 吕庆田²⁾, 韩立国¹⁾, 赵金花²⁾

1) 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春, 130026; 2) 中国地质科学院
矿产资源研究所, 国土资源成矿作用与资源评价重点实验室, 北京, 100037

内容摘要:地震勘探在金属矿勘查中发挥越来越重要的作用,但复杂的介质结构和矿体形态通常使金属矿地震解释异常困难,为深入研究复杂金属矿体的地震波场特征,有效开展金属矿地震解释,本文以庐枞矿集区的罗河、泥河和大包庄矿床为例,在详细开展物性测量和地质与地球物理建模的基础上,对均匀介质复杂矿体模型、简化矿体模型和随机介质简化矿体模型进行了金属矿地震波场模拟研究。使用波动方程交错网格有限差分法对模型进行正演模拟,并对模拟结果做叠后偏移处理,分析了各种模型的波场特征,并与实际矿区地震反射剖面进行了对比。结果表明:含磁铁矿、黄铁矿的金属矿体与火山沉积岩、熔岩等围岩都有明显的波阻抗差异,理论上可以用反射地震方法进行深部矿床勘探;对似层状的复杂矿体,当其厚度远大于(4~5 倍)地震信号的理论分辨率($\lambda/4$)时,反射地震可以探测复杂矿体的结构形态;当矿体陡倾时,反射能量明显减弱或消失,随机介质与实际介质更接近;当不均匀程度大于 5% 或更大时,散射噪声将淹没矿体有效反射信号。波场模拟与实际地震剖面对比结果表明,反射地震在实际矿区的应用,面临的挑战要大很多,其中干扰、介质的不均匀性、矿体的形态是影响地震勘探效果的主要因素。

关键词:金属矿;岩石物性;随机介质;正演模拟;反射地震

与传统的金属矿勘查方法(重、磁、电)相比,地震方法有更大的探测深度和更高的分辨率,成为深部矿产勘探最有前景的技术(Eaton, 2003)。20 世纪 80 年代开始,国内外已开始进行了大量的相关试验和方法技术研究, Pretorius 等(1987)使用反射地震技术在南非 Witwatersrand 盆地成功追踪到深部含矿构造, Milkereit 和 Salisbury 等(1996)在加拿大 Sudbury 南部硫化物矿体上的反射地震试验进一步验证了反射地震技术可以用来探测结晶岩地区的岩性界面和地质结构,并可以圈定埋藏在深部的大型硫化物矿体。近年,金属矿地震在国外得到了迅速发展,从岩石物性测量到波场模拟、从二维到三维、从单分量到三分量、从地面到井中、从井地联合到井间层析等,取得重要进展(吕庆田等, 2010)。我国从 20 世纪 60~70 年代开始,断续开展过金属

矿地震研究工作。王庆海和崔占荣(1993)在铜陵狮子山矿田曾进行过 3 次金属矿地震试验,识别出三叠系南陵湖组(T_2n)底面至泥盆系(D)顶界的反射;还根据波场特征,发现几个可能与岩体有关的反射波异常,并推断了岩体的形态和埋深;贺冬生(1994)在江西九瑞地区开展了金属矿地震勘探方法技术试验研究,对数据处理方法进行了讨论;徐明才等(2003, 2007)在蔡家营多金属矿区、内蒙拜仁达坝多金属矿区等开展了金属矿地震数据采集、处理和综合解释方法研究;Li and Eaton(2005)在新疆土屋斑岩型铜矿上进行了反射地震试验,揭示出斑岩体顶面和矿体底界面的空间分布,取得明显效果;吕庆田等(2004, 2005)在铜陵矿集区尝试反射地震揭示“五通组”顶板控矿层的空间分布;吕庆田等(2010)在庐枞矿集区的罗河、泥河矿区开展了利用反射地震直

注:本文为国家科技专项“深部矿产资源立体探测技术与试验(编号 SinoProbe-03)”与国家危机矿山接替资源勘查专项新技术方法项目(编号 200699065)资助的成果。

收稿日期:2010-11-12;改回日期:2011-03-15;责任编辑:郝祥国。

作者简介:康玉广,1980 年生。博士研究生。主要从事复杂介质地震勘探、地震波场正演模拟研究。通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街 26 号;电话:010-68999010;Email:lian_146@163.com。

DOI: CNKI:11-1951/P. 20110512. 0910. 012 网络出版时间:2011-5-12 9:10

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110512.0910.012.html>

接探测矿体的试验,取得了一定效果。

在金属矿区开展地震勘探面临着许多挑战,与沉积盆地不同,金属矿区通常变形强烈,蚀变现象严重,矿体和地层很难以像沉积地层间那样有波阻抗突变,或其它简单的接触方式;绝大多数金属矿体还有复杂的形态,产状陡倾;此外,金属矿区干扰严重,信噪比较低,地震剖面缺乏标志层,这些因素导致矿体波场特征极为复杂,地质解释难度较大,不唯一性增强。地震正演模拟是了解矿体地震波场规律的重要手段,它是假设地下地质情况和矿体形态为已知,应用地震波的运动学及动力学的基本原理,计算出所给地质模型的地震响应。地震波场正演模拟技术,因其直观、形象地反映地下介质中波场传播特征和规律,对人们理解矿体波场特征、解释实际地震资料,表征地下介质结构与岩性特征等,均具有重要的理论和实际意义。地震勘探中通常将介质近似为均匀弹性介质,这种近似并没有考虑实际介质中的小尺度非均匀性。实际介质中往往存在大量小尺度的速度和密度的扰动,并向所有方向上散射入射波的能量,造成大量小的不相干的波至。Ikelle等(1993)提出把小尺度非均匀体看成一个空间随机过程。将这些具有大量的、随机分布的、小尺度异常的复杂非均匀介质看成随机介质。奚先和姚姚(2001, 2002, 2004, 2005),姚姚和奚先(2002)研究了随机介质模型的构建,单尺度、平稳随机介质模型,多尺度、非平稳随机介质模型,弹性波动方程的正演模拟以及二维随机介质中的波场特征分析。在实际高分辨地震数据中常常作为“噪声”处理的不相干扰动,其实部分是源于介质在小尺度上的非均匀性。火山岩区岩相变化复杂,岩性很不均匀,加上侵入岩、次火山岩和矿体本身的变化,不能将其简单地看成是均匀的介质。因此,使用随机介质模型,更能代表火山岩地区真实的地质情况。

本文系统研究了安徽庐枞矿集区的罗河、大包庄和泥河矿床的地质特征和钻孔资料,开展了矿床的岩石物性测量统计,建立矿体地质-地球物理模型(包括复杂模型、简化模型和随机介质模型),对其进行正演模拟和偏移处理,并与2008年在罗河一大包庄一泥河矿区进行的金属矿地震试验结果进行了对比分析,最后对结果进行了讨论。

1 区域地质特征

庐枞火山岩盆地位于长江中下游断拗带内(常印佛等,1991;翟裕生等,1992),地处大别造山带内

张八岭-肥东变质构造带与扬子地块交界的偏扬子地块一侧,西邻庐庐断裂带。庐枞火山岩盆地的形态为一宽缓的向斜盆地,边部地层较陡,向内变缓,褶皱不发育,局部有开阔平缓规模不大的短轴背斜式隆起。盆地内断裂构造极为发育,性质复杂,大部分属表层构造,延伸不大。火山岩系中的断裂构造较为发育,并以NE(NNE)向为主,SN向断裂次之,NW向断裂也较为发育。其中NE向断层效应明显,大部分断层破碎带中常发育有构造角砾岩、构造糜棱岩、挤压透镜体、挤压辟理以及在动力作用下所产生的硅质薄膜等,断层性质以压性为主,兼有左行剪切特征。SN向断层广泛发育,走向摆动范围较大,断层性质复杂,张性、压性、张扭性均有。火山岩系中的褶皱构造不发育,主要为一些近EW向及近SN向的小型平缓褶皱。庐枞地区的环形构造较发育,庐枞火山岩盆地本身就是一个I级环形构造,基本上反映出火山岩盆地的轮廓。在I级环形构造的内部还发育有一系列的II、III级环形构造,这些环形构造之间往往是相互叠加、交切、重合,从而形成了庐枞盆地错综复杂的环形构造格局(任启江等,1991)。

研究区地层属下扬子地层分区,出露的地层主要有志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系及第四系,可分为下部基底地层和上部火山岩盖层地层,总厚度大于6300米。基底志留纪至侏罗纪地层主要出露于盆地周边,盖层早白垩世陆相火山岩构成庐枞火山岩盆地的主体。区内中生代岩浆活动较为强烈,岩石种类多,形成以酸性岩石为主的规模不等的侵入体和陆相火山岩系。该地区的陆相火山岩层是一套成层性较好、喷发旋回基本可以对比、而地层厚度和喷发韵律变化较大的火山岩层。按火山喷发物及喷发沉积方式可分为早期旋回和晚期旋回,早期旋回包括龙门院旋回(K_1l)和砖桥旋回(K_1zh),晚期旋回又分双庙旋回(K_1sh)和浮山旋回(K_1f)(周涛发等,2008);龙门院旋回和砖桥旋回的火山活动主要发育于北部和中西部,出现负向火山构造洼地;中东部和西南部的火山构造区主要发育于双庙和浮山火山旋回。

2008年在庐枞火山岩盆地的罗河一大包庄一泥河矿区开展了金属矿地震试验,目的是验证反射地震技术探测似“层状”金属矿体和控矿构造的有效性。共部署两条地震测线S1、S2(图1)。S1剖面穿过罗河、泥河铁、硫矿床的主矿体,并大致平行罗河-缺口断裂,呈北东—南西向延伸,剖面长10km;S2

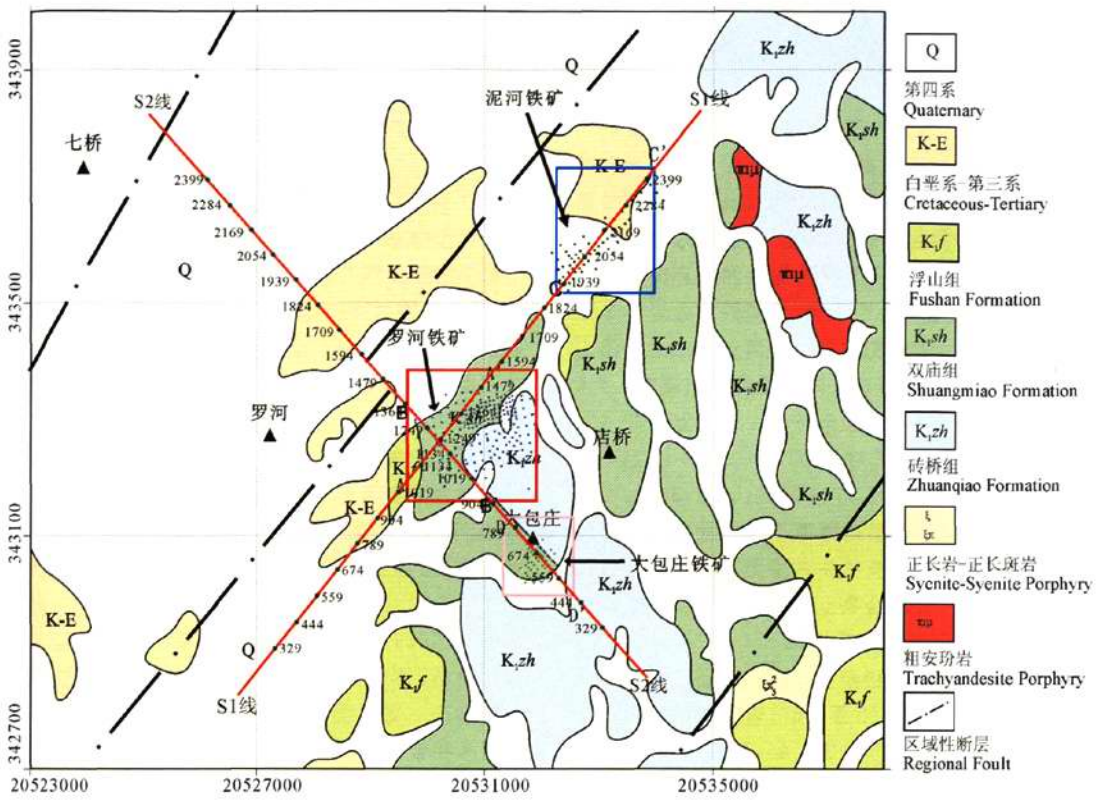


图 1 罗河、泥河、大包庄矿床地质简图及反射地震剖面位置

Fig. 1 Location of two seismic profiles and luohu, Nihe and Dabaozhuang deposits on simplified geological map
图中蓝、红、粉方框分别代表泥河、罗河和大包庄矿区范围;黑、蓝和绿色圆点分别代表泥河、罗河和大包庄矿床钻孔分布;

A-A', D-D' 图 2 地质剖面位置(底图据安徽省地质调查院, 2007, 1:5 万地质图修编)

The blue, red and pink framed areas show the location of Luohu, Nihe and Dabaozhuang deposits; the black, blue and green dots show the drilling sites of three deposits. A-A', D-D' are locations of geological section in Fig. 2

剖面穿过罗河一大包庄矿床的主矿体,呈北西—南东向延伸,剖面长 10km,详细试验情况和结果见吕庆田等(2010)。

2 地震波场波动方程正演模拟方法

采用波动方程理论模拟地震波的传播,不仅能保持地震波的运动学特征,而且还能保持地震波的动力学特征。有限差分法是一种求解波动方程的快速有效的方法,实现起来相对简单,并且地质模型的复杂程度不影响运算速度。鉴于我们要构建的是复杂的非均匀地质结构的金属矿区地质模型,所以在解波动方程过程中采用了有限差分法。

近十多年来发展了一种时间和空间差分精度可达任意阶的高阶交错网格有限差分法(董良国等, 2000),以其计算精度高、提高计算效率和节省存储空间等优点,越来越受到人们的重视。交错网格有

限差分,空间导数是在网格点的半程上计算的,与规则网格相比具有更高的近似精度,导数的权值在所求导数点附近衰减得更快,因此近似的阶数越高,局部精度的改善越大,本研究就采用了交错网格有限差分对矿区模型进行正演模拟研究。

二维各向同性完全弹性介质中的弹性波方程可以表示为如下的一阶动力学方程组(奚先, 2004)

$$\begin{cases} \rho \frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} \\ \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial x} \right) \end{cases} \quad (1)$$

其中: $\tau_{xx} = \tau_{xx}(x, z, t)$, $\tau_{xz} = \tau_{xz}(x, z, t)$, $\tau_{zz} = \tau_{zz}(x, z, t)$ 是应力张量; $\rho = \rho(x, z)$ 是密度; $v_x = v_x(x, z, t)$, $v_z = v_z(x, z, t)$ 是应变速度向量; $\lambda = \lambda(x, z)$, $\mu = \mu(x, z)$ 是拉梅系数。

根据交错网格法,变量的导数是在相应变量网格点之间的半程上计算的(Fornberg, 1989),即利用网格点上变量值来计算网格点之间半程位置上该变量的导数。从而函数 $f(x)$ 的精度为 $2N$ 阶的一阶空间微分可以写成:

$$f'(x) = \frac{1}{\Delta x} \sum_{n=1}^N C_n^{(N)} [f(x + \frac{\Delta x}{2}(2n-1)) - f(x - \frac{\Delta x}{2}(2n-1))] + O(\Delta x^{2N}) \quad (2)$$

其中, Δx 为空间采样步长; $O(\Delta x^{2N})$ 为高阶无穷小量; $C_n^{(N)}$ 为权系数,具体的求解过程可以通过解下列方程组求得(董良国, 2000):

$$\begin{bmatrix} 1 & 3 & 5 & \cdots & 2N-1 \\ 1^3 & 3^3 & 5^3 & \cdots & (2N-1)^3 \\ 1^5 & 3^5 & 5^5 & \cdots & (2N-1)^5 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1^{(2N-1)} & 3^{(2N-1)} & 5^{(2N-1)} & \cdots & (2N-1)^{(2N-1)} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} C_1^{(N)} \\ C_2^{(N)} \\ C_3^{(N)} \\ \vdots \\ C_N^{(N)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (3)$$

在利用交错网格求解一阶速度—应力方程时,速度和应力分别是在 $t + \frac{\Delta t}{2}$ 和 t 时刻计算的,为了提高时间差分精度,得 $2M$ 阶精度的时间差分近似,将 $v_1(t + \frac{\Delta t}{2})$ 、 $v_1(t - \frac{\Delta t}{2})$ 利用 Taylor 公式展开:

$$v_1(t + \frac{\Delta t}{2}) = v_1(t) + \frac{\Delta t}{2} v_1'(t) + \frac{1}{2} (\frac{\Delta t}{2})^2 v_1''(t) + \cdots \quad (4)$$

$$v_1(t - \frac{\Delta t}{2}) = v_1(t) - \frac{\Delta t}{2} v_1'(t) + \frac{1}{2} (\frac{\Delta t}{2})^2 v_1''(t) - \cdots \quad (5)$$

由上式可得 $2M$ 阶精度的时间差分近似为:

$$v_1(t + \frac{\Delta t}{2}) = v_1(t - \frac{\Delta t}{2}) + 2 \sum_{m=1}^M \frac{1}{(2m-1)!} (\frac{\Delta t}{2})^{(2m-1)} \frac{\partial^{2m-1}}{\partial t^{2m-1}} v_1(t) + O(\Delta t^{2M}) \quad (6)$$

式中 Δt 为时间采样步长, $O(\Delta t^{2M})$ 为高阶无穷小量。同理,可以得到其它量的 $2M$ 阶精度的时间差分近似。

3 矿区地质-地球物理模型的建立

3.1 矿区岩石物性测量研究

岩石物性测量是建立地球物理模型的基础。在泥河矿区采集了1000余块钻孔岩矿石标本,并进行了密度测量。由于许多岩石蚀变严重,岩性复杂,密度变化大,因此主要对比较容易定名的,密度变化相

对有规律的岩石标本进行统计,其他的标本作为参考。总体上含辉石的粗安岩密度较高,含黑云母的粗安岩和杏仁状的粗安岩密度低一些,高岭石化、次生石英岩化的岩石密度降低,含矿层及矿体密度明显升高而且变化大。建立地球物理模型时,对岩性和物性差别较小的岩石进行了合并,然后再统计其密度。另外对泥河矿区的0901钻孔的77块火山岩和铁矿石标本进行了弹性参数测定,获得纵波速度、横波速度、泊松比、剪切模量、体积模量、拉梅系数、杨氏模量等物理参数。

以往对火山岩尤其是蚀变岩石和含矿岩石的纵横波速度测定得很少,加上不少研究者只是对某一特定地区的特定岩石进行分析,在分析时多采用线性拟合关系去表达纵、横波速度的规律。因此,所得到的经验公式只能适用于特定的地区和个别的速度区间,而且不同的研究者提出的经验公式差别较大,致使使用者无所适从。因此,需要根据本区岩石特点寻找一种适合应用于本区的密度与纵波速度和横波速度的关系。当缺少速度、密度中的某一个时,近似估计密度或速度的 Gardner 关系($\rho = CV_p^{1/4}$)被广泛应用。马中高等2005年给出了火成岩的密度与速度的非线性关系($\rho = 1.5066 V_p^{0.3428}$, $\rho = 1.8853 V_s^{0.3313}$)。由于钻孔穿过了火山沉积带、蚀变带和成矿带,岩石成分复杂,密度—速度关系不能用单一的某些种岩性来表达,即使是同一类岩石的物性参数变化也较大。因此,只能筛选部分合理的数据进行分类统计,对0901钻孔的岩石标本主要统计出了角砾岩、砂岩、凝灰岩、安山岩、石英岩、闪长玢岩、石膏、黄铁矿、磁铁矿等有代表性的岩类。分析这些统计数据,发现每一类岩石的密度与纵波速度、密度与横波速度的关系都是不同的,尤其是含矿岩石和其他岩石之间有很大差别。采用公式($\rho = C_p V_p^{0.3428}$, $\rho = C_s V_s^{0.3313}$),通过0901钻孔统计的密度和速度值求出每类岩石的 C_p 和 C_s ,见表1。再用这些 C_p 、 C_s 值和泥河矿区所有岩石物性标本的各种岩性密度统计值计算纵波速度和横波速度,见表2。岩石物性测量结果表明,该矿区火山沉积岩与火山熔岩之间,火山熔岩与侵入岩,火山沉积岩与侵入岩,以及所有岩石与矿体之间都存在良好的物性差异。

3.2 矿区地质模型

S1、S2地震剖面有4段分别穿过罗河、泥河、大包庄矿体(图1),利用3个矿床的已有钻孔数据,将S1和S2反射剖面附近(偏差不超过100m)的钻孔投影到地震剖面线上,分析各个钻孔岩性的变化,推

断出钻孔之间的岩性分布,分别建立了 3 个矿体沿地震剖面的 4 个初始地质模型(见图 2),从图 2 可以看出沿剖面矿体的特征如下。

罗河矿床:矿体总体呈复杂的似层状、平缓透镜状,平面投影呈椭圆状,空间上表现为穹隆状,中心以浸染状贫铁矿为主,富、厚矿多环绕于四周。矿床由多个矿体组成,其中规模较大的只有 2 个矿体,其余均为小矿体(图 2a,b)。主矿体埋深距地表 425~856m 之间,东浅西深,西北边缘由于受断裂影响,深达 910m。矿体总厚度变化较大,平均厚度 77m(富矿 23m),大于 100m 厚的矿体分布于西北部。图 2a,b 是地震剖面过矿体段的地质剖面,显示矿体的总体形态^①。

表 1 0901 钻孔岩性统计密度、纵横波速度与 C_p 和 C_s
Table 1 The atistical value of the density, p-wave and s-wave velocity, C_p and C_s

岩石	密度 (g/cm ³)	纵波速度 (m/s)	横波速度 (m/s)	C_p	C_s
角砾岩	2.540	2867	1637	0.165790	0.218742
砂岩	2.431	3108	1776	0.154345	0.203787
凝灰岩	2.608	4092	2245	0.150681	0.202282
安山岩	2.525	3836	2212	0.149181	0.196857
石英岩	2.878	4730	2668	0.158266	0.210892
闪长玢岩	2.878	4935	2509	0.155951	0.215187
石膏	2.970	4206	2341	0.170047	0.227272
黄铁矿	3.555	5449	2973	0.186202	0.251244
磁铁矿	3.419	5082	2538	0.183408	0.254649

泥河矿床:矿床由 2 部分组成(图 2c),南东部分主体为磁铁矿,总体呈厚层状、透镜状产出,由多层矿体上下迭置而成,走向呈北东向展布,倾向北西,倾角 15°~30°;北东部分主体为黄铁矿,由多层矿体组成,向东南倾斜。矿体总长度约 900m,宽度达 400m,矿体埋藏深度在 655~1065m 之间。矿体赋存于闪长玢岩的顶部,闪长玢岩侵入于砖桥组火山岩内,形成向上突起的穹隆,矿体在穹窿处相对厚大,品位也较高。矿体主要矿物为磁铁矿、黄铁矿^①。

大包庄矿床:矿体形态呈穹隆形态(图 2d),向四周倾斜,北西方向倾斜延伸大,倾角 5°~20°;南东方向延伸小,倾角较陡 20°~40°。矿体长约 1100m,宽 650~1000m,矿体单层最大厚度 99.14m,平均厚度 33.34m。顶板硫铁矿体分布较稳定,连续性较好,底板硫铁矿体连续性较差,为透镜状^①。

表 2 泥河铁岩岩、矿石密度、纵横波速度和波阻抗
平均估计值一览表(据吕庆田等,2010)

Table 2 The list of the average estimate value of the density, p-wave and s-wave velocity and impedance of the rock and ore in the Nihe iron deposit region (after Lv Qingtian et al., 2010)

岩石	密度 (g/cm ³)	纵波速度 (m/s)	横波速度 (m/s)	波阻抗 (×10 ⁹ g/cm ² s)
角砾岩	2.506	2758	1573	6.91
粗安质角砾熔岩	2.468	2637	1502	6.51
火山角砾岩	2.480	2676	1524	6.64
沉火山角砾岩	2.535	2853	1629	7.23
粉砂岩	2.426	3090	1765	7.50
凝灰粉砂岩	2.587	3730	2145	9.65
凝灰岩	2.604	4118	2047	10.72
晶屑凝灰岩	2.576	3951	2165	10.18
安山岩	2.655	4100	2370	10.88
辉石安山岩	2.674	4186	2421	11.19
粗安岩	2.617	3932	2269	10.29
杏仁状粗安岩	2.540	3605	2074	9.16
黑云母粗安岩	2.601	3862	2228	10.05
辉石粗安岩	2.642	4041	2334	10.68
粗面岩	2.530	3562	2048	9.01
高岭岩	2.604	3532	1972	9.20
次生石英岩	2.676	3824	2141	10.23
闪长玢岩	2.841	4756	2414	13.51
碱性长石闪长玢岩	2.788	4501	2281	12.55
正长斑岩	2.509	3306	1657	8.29
正长岩	2.670	3966	2001	10.59
二长岩	2.700	4098	2070	11.06
辉辉岩	2.983	4258	2370	12.70
铁矿化辉辉岩	3.026	4439	2475	13.43
透辉石岩	3.067	4617	2578	14.16
铁矿化透辉石岩	3.086	4701	2627	14.51
硬石膏	3.002	4337	2416	13.20
黄铁矿	3.388	4738	2573	16.05
磁铁矿	3.535	5603	2808	19.81

3.3 矿区地球物理模型

将地质模型转换为地球物理模型时,对地质模型进行了适当简化:去掉尺度很小的地质体(10m 以内),合并薄层;对矿体和地质体进行了适当圆滑,这样经过初级简化后的模型总体上反映了矿体真实形态,我们称之为复杂模型(图 3)。在复杂模型的基础上,以矿体的外“包络”为形态,对模型进一步简化,同时对波阻抗相差不大又相邻的地质体进行合并,得到矿体的简化模型(图 4),这样做的主要目的是利用对比正演模拟结果来刻画矿体内部的细结构,考察、对比反射地震的分辨能力。假设地下介质为均匀各向同性,对每一个地质体赋予相应的岩石物性参数,便得到 3 个矿体 4 段不同的地球物理模型(图 3,4)。

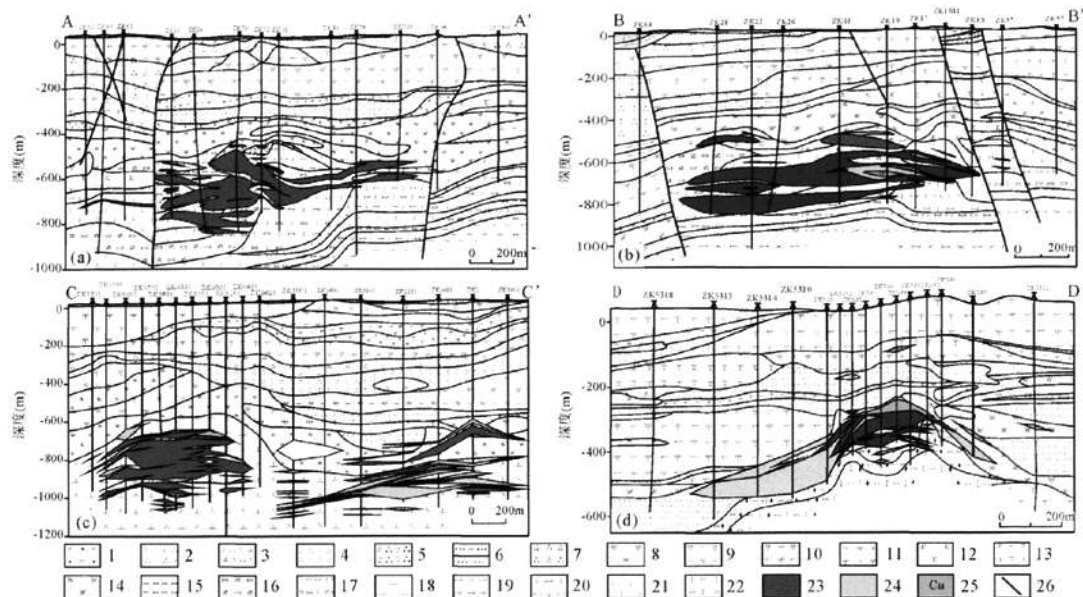


图2 地震剖面穿过各矿体段的地质模型(据吕庆田等, 2010)

Fig. 2 Geological section of corresponding deposits (after Lv Qingtian et al., 2010)

(a)—S1剖面过罗河矿体段地质模型A-A'; (b)—S2剖面过罗河矿体段地质模型B-B'; (c)—S1剖面过泥河矿体段地质模型C-C'; (d)—S2剖面过大包庄矿体段地质模型D-D'; 1—第四系; 2—凝灰岩; 3—角砾凝灰岩; 4—凝灰粉砂岩; 5—晶屑岩屑凝灰岩; 6—粉砂岩/泥质粉砂岩; 7—复层细火山角砾岩; 8—粗安岩; 9—黑云母粗安岩; 10—辉石粗安岩; 11—杏仁状粗安岩; 12—高岭石岩; 13—正长斑岩; 14—次生石英岩; 15—青辉岩; 16—绿泥石化青辉岩; 17—青辉岩化碱性长石化绿泥石岩; 18—透辉石岩; 19—方沸石透辉石岩; 20—碱性长石透辉石岩; 21—碱性长石岩; 22—绿泥石化碱性长石岩; 23—磁铁矿体; 24—黄铁矿体; 25—铜矿体; 26—断层破碎带

(a)—geological section of A-A'; (b)—geological section of B-B'; (c)—geological section of C-C'; (d)—geological section of D-D'; 1—Quaternary; 2—tuff; 3—breccia tuff; 4—breccia siltite; 5—crystal rock debris breccia; 6—siltite/argillaceous siltite; 7—complex debris fine volcanic breccia; 8—trachyandesite; 9—biotite trachyandesite; 10—pyroxene trachyandesite; 11—amygdaloidal trachyandesite; 12—kaolinite rock; 13—syenite porphyry; 14—secondary quartzite; 15—cream eclogite; 16—chlorite cream eclogite; 17—cream eclogite alkali feldspar chlorite; 18—diopsidite; 19—analclime diopsidite; 20—alkali feldspar diopsidite; 21—alkali feldspar; 22—chlorite alkali feldspar; 23—magnetite body; 24—pyrite body; 25—copper ore body; 26—fault zone

在简化模型基础上引入随机参数, 利用随机介质的统计特性来表征地下地质结构的非均匀性, 建立随机介质模型。这里主要包括的物理参数有相关长度、方差和粗糙系数。对建立的四段模型加入 Von Karman 型随机介质(Korn, 1993), 相关长度为 20m, 方差为 5% 和粗糙系数为 0.5 (图 5)。

4 数值模型地震波场正演模拟与实际资料对比研究

为了避免正演模拟时人为的数值边界对波场的影响, 对建立的复杂矿体模型、简化矿体模型和随机介质矿体模型两侧和底部分别进行了延伸。将 S1 线过罗河矿区段、S2 线过罗河矿区段和 S2 线过大包庄矿区段的模型长度延伸为 3000m, 深度延伸为 2000m; 将 S1 线过泥河矿区段模型长度延伸为

3500m, 深度延伸为 2000m。按照实际地震数据采集参数和观测系统设计模拟观测系统, 炮间距为 40m, 道间距为 10m, 全排列接收, 震源主频为 60Hz; 使用第 2 节介绍的弹性波交错网格有限差分法进行正演模拟, 采用叠后克希霍夫时间偏移方法等进行数据处理。为了便于分析, 我们将简化矿体模型叠加在偏移剖面上, 各种模型的波场模拟结果与分析如下:

S1 线过罗河矿区段的模拟结果 (图 6): 在均匀介质复杂模型偏移剖面上能看到清晰的矿体的反射, 也能分辨出复杂矿体内部的一些反射, 但反射同相轴不能刻画矿体的精细结构, 可能与矿体内部结构复杂、矿层或矿枝空间尺寸太小有关, 造成地震波无法分辨。简化模型偏移剖面上反射图像大致反映了矿体的整体形态, 但在矿体左侧由于紧邻矿体上

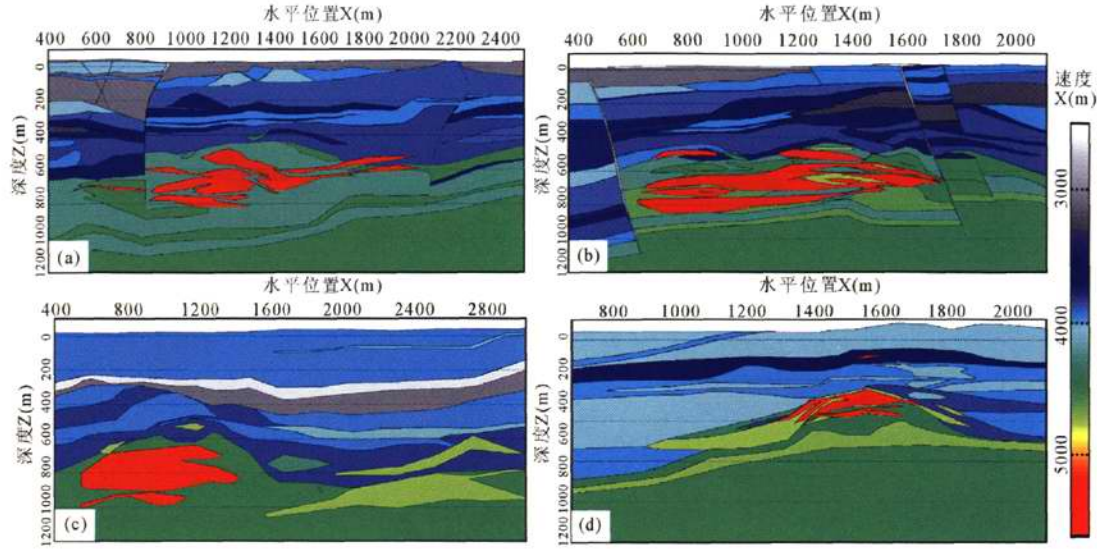


图 3 罗河、泥河和大包庄矿床复杂速度模型

Fig. 3 Complex velocity model of Luohe-Nihe-Dabaozhuang Deposits

(a)—S1 线过罗河矿体段复杂模型;(b)—S2 线过罗河矿体段复杂模型;(c)—S1 线过泥河矿体段复杂模型;
(d)—S2 线过大包庄矿体段复杂模型

(a)—Luohe deposits model along S1 seismic line; (b)—Luohe deposits model along S2 seismic line; (c)—Nihe deposits model along S1 seismic line; (d)—Dabaozhuang deposits model along S2 seismic line

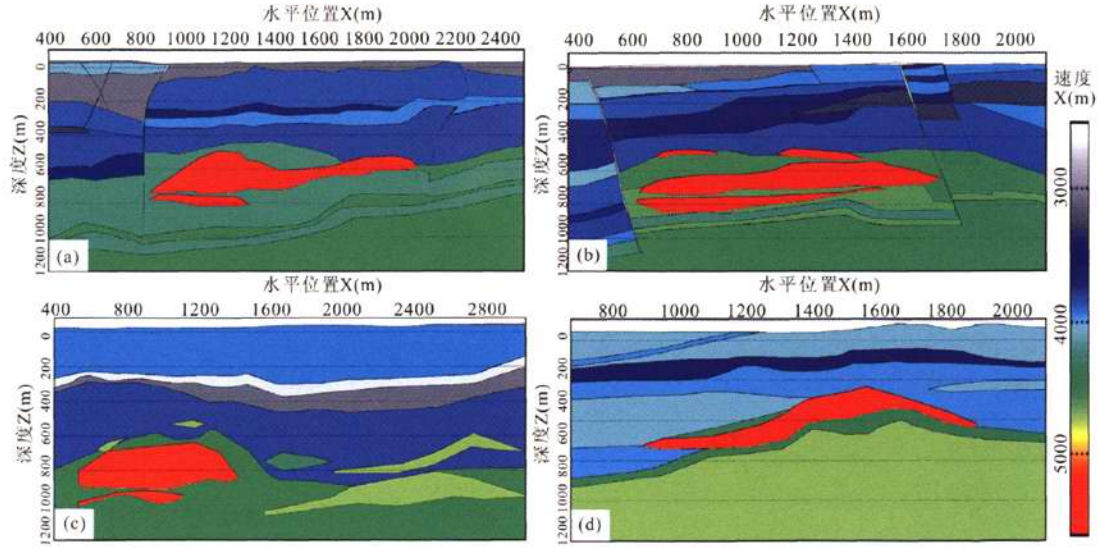


图 4 罗河、泥河和大包庄矿床简化速度模型

Fig. 4 Simplified velocity model of Luohe-Nihe-Dabaozhuang Deposits

(a)—S1 线过罗河矿体段简化模型;(b)—S2 线过罗河矿体段简化模型;(c)—S1 线过泥河矿体段简化模型;
(d)—S2 线过大包庄矿体段简化模型

(a)—Luohe deposits model along S1 seismic line; (b)—Luohe deposits model along S2 seismic line; (c)—Nihe deposits model along S1 seismic line; (d)—Dabaozhuang deposits model along S2 seismic line

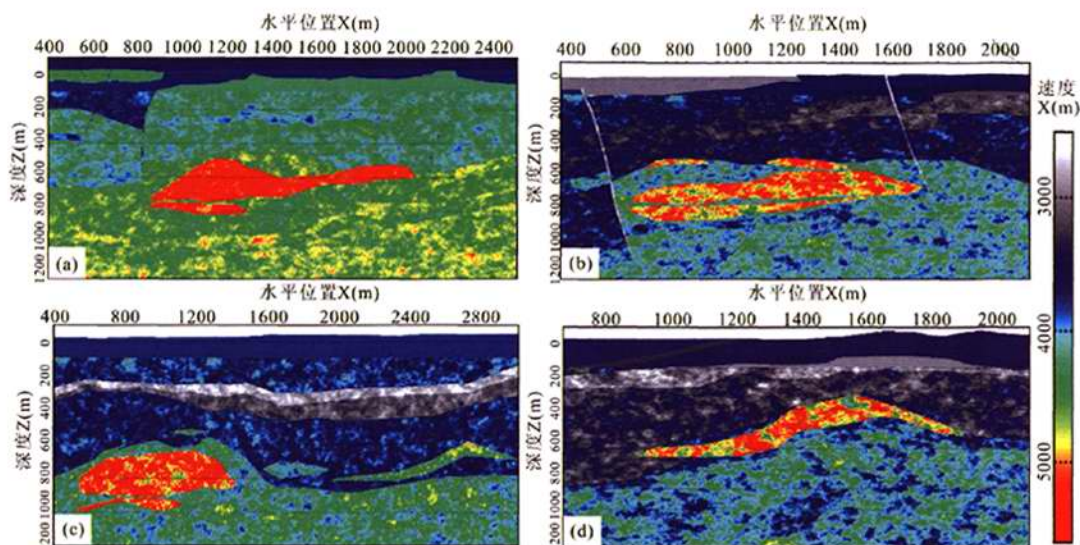


图5 罗河、泥河和大包庄矿床随机速度模型

Fig. 5 Random media velocity model of Luohe-Nihe-Dabaozhuang Deposits

(a)—S1线过罗河矿体段随机模型；(b)—S2线过罗河矿体段随机模型；(c)—S1线过泥河矿体段随机模型；

(d)—S2线过大包庄矿体段随机模型

(a)—Luohe deposits model along S1 seismic line; (b)—Luohe deposits model along S2 seismic line; (c)—Nihe deposits model along S1 seismic line; (d)—Dabaozhuang deposits model along S2 seismic line

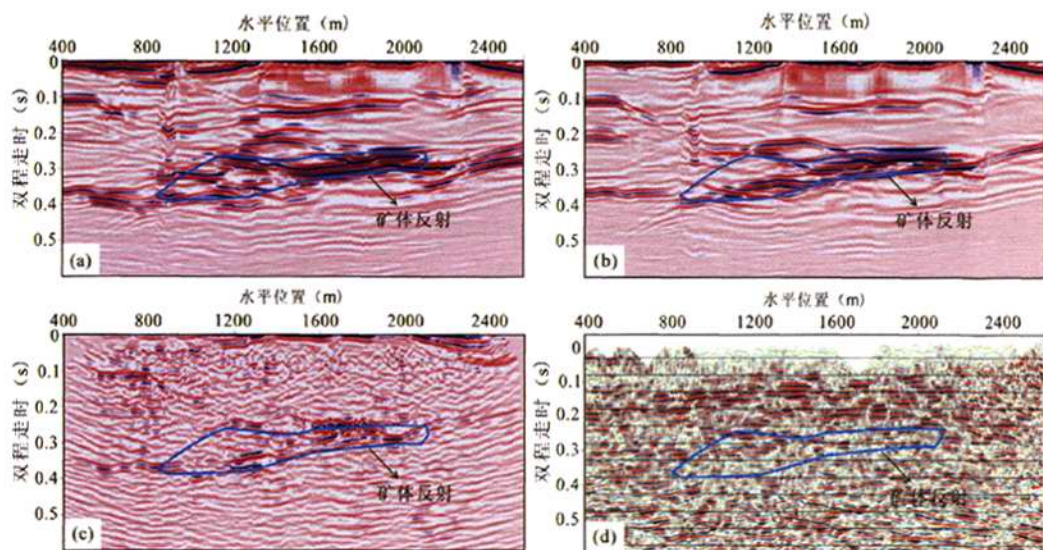


图6 S1线过罗河矿区段正演模拟地震剖面及实际资料处理结果

Fig. 6 Migrated section of forward modeling and real seismic data of S1 seismic line crossing over Luohe deposits

(a)—复杂模型偏移剖面；(b)—简化模型偏移剖面；(c)—随机介质模型偏移剖面；(d)—实际资料偏移剖面

(a)—Migrated section of complex model; (b)—migrated section of simplified model; (c)—migrated section of random media model; (d)—migrated section of real seismic line

方有速度界面,“屏蔽”了矿体的反射,使矿体左侧没有出现较好的反射。矿体上部的火山沉积岩反射比较丰富,但有些薄层和较小地质体的反射不能直接观察到,这与地震波的垂向和横向分辨率有关。随机介质模型偏移剖面上,可识别的有效反射明显减少,对应简化矿体模型位置,矿体顶底面反射不连续,同相轴断断续续,如果事先不知道矿体形态,很难以此图像判断矿体的形态;矿体上部的火山沉积界面,除了浅部的强波阻抗界面外,其它弱反射界面在随机介质模型图像上被噪声“淹没”,说明了介质不均匀性会严重影响图像的信噪比。实际资料的偏移剖面上,矿体上方的火山沉积岩似乎呈现较强的反射,对应矿体位置呈弱反射区,很难根据此图像判定是否存在矿体反射,可能的原因是沿剖面矿体形态复杂,而且数据采集信噪比较低。

S1线过泥河矿区段的模拟结果(图7):泥河矿体有两部分构成,左侧(南西侧)为一厚矿体,厚度超过200m;右侧(北东侧)为两个薄层黄铁矿体。由于矿体形态相对简单,复杂模型和简单模型中的矿体形态差别不大,在复杂模型和简单模型偏移剖面上都能清楚地看到左侧磁铁矿体的上下边界的反射,夹在两矿体之间的石膏矿体也有反射;右侧的两层黄铁矿体表现为一组较宽的反射波组,难以根据反射特征识别出两个矿体,分析原因可能是两矿层相距太近,60Hz主频的地震波难以分辨。矿体上部火山岩中的几个层位反射清晰,但复杂模型中400~600m之间的几个层位反射不明显,这与反射层之间的较小波阻抗差有关。随机介质模型偏移剖面上矿体反射虽有些减弱,但仍可识别出矿体的存在;围岩中几个主要反射仍比较明显,其它波纹状的反射属于加入的随机介质的反应。实际地震数据偏移剖面上左侧矿体的顶面反射较强,下界面不清楚,可能与蚀变作用使矿体下界趋于均匀有关。矿体上部火山岩基本上难以分辨出层状结构。

S2线过罗河矿区段的模拟结果(图8):S2线过罗河矿区段的复杂模型由多个相距很近的似层状矿体组成,矿体之间垂向距离小于50m。在复杂模型偏移剖面上矿体边部和内部的反射很清晰,能量很强;但是反射波组与矿体之间很难一一对应。围岩中只有左侧顶部和矿体右侧的几组反射明显。简化模型偏移剖面上矿体的边界反射更清楚,但反射波组出现断续,似乎与连续的矿体模型不完全吻合;围岩中的反射与复杂模型上的相当。随机介质模型偏移剖面上矿体反射仍比较清晰,但连续性较差;矿体

上部火山岩受不均匀性影响严重,除了左侧浅部的沉积层反射外,其它几乎被噪声“淹没”。实际地震数据偏移剖面上矿体区域存在一些反射,略向西南(左侧)倾斜,有些反射与矿体顶面吻合(吕庆田等,2010),矿体上部也有很多反射,无法判断矿体反射与火山岩内部其它层状反射的区别。

S2线过大包庄矿区段的模拟结果(图9):S2线过大包庄矿区段的复杂模型总体呈“穹窿状”,由若干个小矿体组成,矿体内部成分变化较大。在复杂模型偏移剖面上矿体外形反射总体清晰,但不能反映矿体内部细结构。矿体上部的反射波组总体上反映了模型的层状结构,但不能有效区分小的地质体和相距较近的地质体;简化模型偏移剖面上矿体的边界反射更清楚;矿体周边的火山岩层状结构得到较好的刻画。随机介质模型偏移剖面上矿体反射明显变得模糊、断续,火山岩中的层状结构也被断续、纹状反射所替代,不能很好地反映模型的地质结构;实际地震数据偏移剖面上,矿体区域属于弱反射区,矿体的上部和下部都有密集水平反射;实际资料与模型结构很难进行一一对照。

综上所述,对于均匀各向同性的复杂模型和简单模型,只要模型体之间的垂向距离大于地震信号波长,水平尺寸大于最小可分辨的水平尺寸 $d_F = (2z_0/f)^{1/2}$ (Yilmaz,1987),一般情况下模型体都可以分辨,并能较好地反映模型的结构轮廓,但对矿体和模型的形态和细结构反映不足,也无法区别矿体与其它地质体的反射,与其它地球物理方法一样,存在解释的多解性。随机介质模型波场最接近实际介质情况,模拟结果也证实了这一点。在随机介质中,由于不均匀体散射的影响,图像信噪比明显降低,无论是矿体模型还是其它地质体,其反射图像变得断续、模糊,甚至完全淹没在噪声中。这说明,当介质不均匀性足够大时,或数据干扰十分严重时,地下目标矿体可能无法成像。

研究发现实际资料的反射信息很丰富,但反射同相轴很难与模型结构进行一一对应,说明实际地质情况比建立的地质模型更加复杂。在实际地震偏移剖面上,火山岩层呈现出密集、断续的反射(图6-9),这种反射特征更像是若干薄层引起的反射,与火山沉积和熔岩互层的实际情况较为吻合。在多数实际地震偏移剖面上无法识别矿体的反射,可能的原因来自地震数据采集质量问题,或强干扰问题,或实际矿体由于蚀变等因素与围岩波阻抗呈渐变过渡等。但在个别地震偏移剖面上,还是可以获得很好

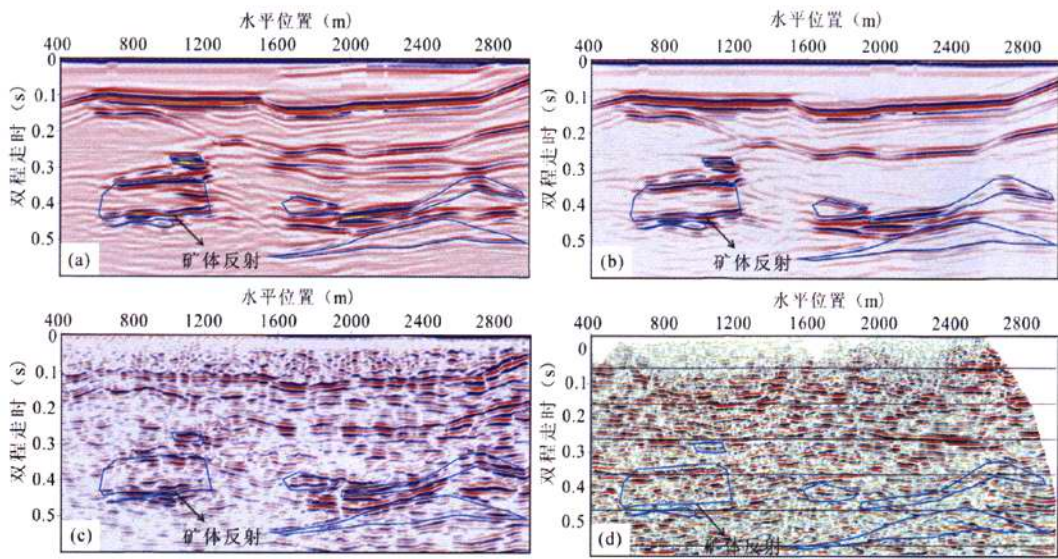


图 7 S1 线过泥河矿区段正演模拟地震剖面及实际资料处理结果

Fig. 7 Migrated section of forward modeling and real seismic data of S1 seismic line crossing over Nihe deposits

(a)—复杂模型偏移剖面; (b)—简化模型偏移剖面; (c)—随机介质模型偏移剖面; (d)—实际资料偏移剖面

(a)—Migrated section of complex model; (b)—migrated section of simplified model; (c)—migrated section of random media model; (d)—migrated section of real seismic line

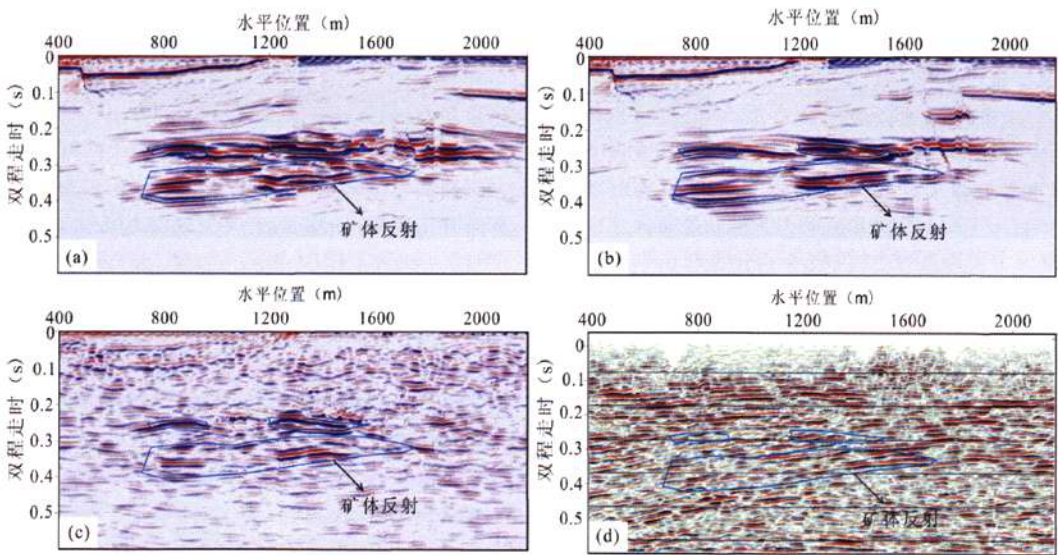


图 8 S2 线过罗河矿区段正演模拟地震剖面及实际资料处理结果

Fig. 8 Migrated section of forward modeling and real seismic data of S2 seismic line crossing over Luohe deposits

(a)—复杂模型偏移剖面; (b)—简化模型偏移剖面; (c)—随机介质模型偏移剖面; (d)—实际资料偏移剖面

(a)—Migrated section of complex model; (b)—migrated section of simplified model; (c)—migrated section of random media model; (d)—migrated section of real seismic line

的矿体反射,比如泥河矿体,这可能是由于泥河矿体 垂向厚度大的原因。

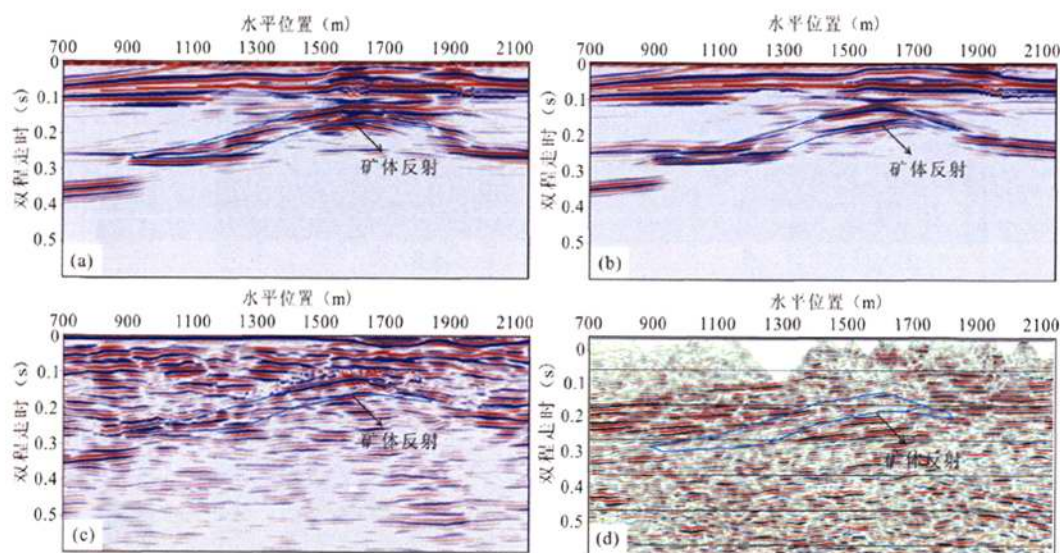


图9 S2线过大包庄矿区段正演模拟地震剖面及实际资料处理结果

Fig. 9 Migrated section of forward modeling and real seismic data of S2 seismic line crossing over Dabaozhuang deposits

(a)—复杂模型偏移剖面;(b)—简化模型偏移剖面;(c)—随机介质模型偏移剖面;(d)—实际资料偏移剖面
(a)—Migrated section of complex model; (b)—migrated section of simplified model; (c)—migrated section of random media model; (d)—migrated section of real seismic line

5 讨论与结论

本文依据实际地质、钻孔资料,在详细的物性参数测量基础上,建立了罗河—大包庄和泥河3个矿床的地质-地球物理模型,包括均匀各向同性复杂模型、简化模型和随机模型。使用波动方程交错网格有限差分法对模型进行正演模拟,对模拟结果做叠后偏移处理,分析了各种模型的波场特征,并与实际矿区地震反射剖面进行了对比。得出如下初步结论:

(1)岩石物性测量研究表明,对火山气液型铁、硫矿床(玢岩型),含磁铁矿矿体与围岩(辉岩、粗安岩、安山岩类)之间存在明显的波阻抗差异(通常大于 $2.5 \times 10^5 \text{ g/cm}^2 \text{ s}$),火山沉积岩与火山熔岩之间也存在较强的波阻抗差异,说明利用反射地震直接探测矿体和控矿构造存在物性前提。

(2)矿体均匀模型和随机模型地震正演模拟结果说明,只要模型体之间的垂向距离大于地震信号波长,水平尺寸大于最小可分辨的水平尺寸 $d_F = (2\lambda v/f)^{1/2}$,一般情况下模型体都可以很好地分辨,并能较好地反映模型的结构轮廓,但对矿体和模型的形态和细结构反映不足。

(3)随机介质模型波场最接近实际介质情况。

在随机介质中,由于不均匀体散射的影响,图像信噪比明显降低,无论是矿体模型还是其它地质体,其反射图像变得断续、模糊,甚至完全淹没在噪声中。这说明,当介质不均匀性足够大时,对地下目标体的成像将产生严重影响。

(4)与实际地震偏移剖面对比发现,虽然可以看到罗河矿体、泥河矿体产生的反射,位置也与矿体位置大致吻合,但矿体反射总体不够清晰,薄层矿体、小矿体和陡倾矿体等的反射基本淹没在噪声中,无法辨别。说明利用反射地震直接进行矿体探测还面临很多挑战,除了解释的多解性外,数据采集质量、矿区强干扰、矿体复杂的形态和地下的强不均匀性等,都对金属矿反射地震探测的应用效果产生严重影响。

致谢:本研究是国家危机矿山接替资源勘查专项新技术方法项目“金属矿地震试验”(200699065),国家科技专项“深部矿产资源立体探测技术与试验(SinoProbe 03)”的部分研究成果。项目执行期间得到国家危机矿山接替资源勘查专项管理办公室总工程师叶天竺研究员,专家委员会刘士毅研究员、孙文珂研究员、许云教授、王保良研究员、周凤桐研究员、严光生研究员、蔡刚研究员,以及专项办公室技术处吕志成研究员、舒斌研究员、赵财胜博士等的关

心和支持。安徽国土资源厅常印佛院士、安徽省地调院杜建国总工、吴明安教授级高工等项目给予了大力支持,并提出许多建设性的意见和建议,对推进项目的研究起到了重要作用。在此,对上述各位领导、专家表示最衷心的感谢!

注 释

- ① 安徽省地质调查院. 2007. 安徽省泥河铁矿外围地区地质图.
- ② 安徽省地质局庐枞地区铁矿会战指挥部. 1980. 安徽省庐江罗河铁矿详细地质勘探报告.
- ③ 吴明安等. 2010. 泥河矿区勘探报告.
- ④ 安徽省地质局三二七地质队. 1981. 安徽省庐江县大包庄硫铁矿床详细普查地质报告.

参 考 文 献

- 常印佛,刘湘培,吴言吕. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京:地质出版社, 71~76.
- 董良国,马在田,曹景忠,王华忠,耿建华,雷兵,许世男. 2000. 一阶弹性波方程交错网格高阶差分分解法. 地球物理学报, 43(3): 856~864.
- 贺冬生. 1994. 九江 瑞昌地区金属矿地震勘探方法技术研究. 物探与化探, 18(1): 76~79.
- 吕庆田,侯增谦,史大年,赵金花,徐明才,柴铭涛. 2004. 铜陵狮子山金属矿地震探测结果及对区域找矿的意义. 矿床地质, 23(3): 390~398.
- 吕庆田,史大年,赵金花,严加水,徐明才. 2005. 地震学方法:问题与前景——铜陵矿集区的应用实例. 地质通报, 24(3): 211~218.
- 吕庆田,韩立国,严加水,廉玉广,史大年,颜庭杰. 2010. 庐枞矿集区火山气液型铁硫矿床及控矿构造的反射地震成像. 岩石学报, 26(9): 2598~2612.
- 吕庆田,廉玉广,赵金花. 2010. 反射地震技术在成矿地质背景与深部矿产勘查中的应用:现状与前景. 地质学报, 84(6): 771~787.
- 马中高,解吉高. 2005. 岩石的纵、横波速度与密度的规律研究. 地球物理学进展, 20(4): 905~910.
- 任启江,刘孝善,徐兆文,胡受冕,胡文瑛. 1991. 安徽庐枞中生代火山构造洋地及其成矿作用. 北京:地质出版社, 1~206.
- 王庆海,崔占荣. 1993. 试论金属矿地震勘探技术. 物探与化探, 17(5): 354~361.
- 奚先,姚姚. 2001. 二维随机介质及波动方程正演模拟. 石油地球物理勘探, 36(5): 546~552.
- 奚先,姚姚. 2002. 随机介质模型的模拟与混合型随机介质. 地球科学——中国地质大学学报, 27(1): 67~71.
- 奚先,姚姚. 2004. 二维弹性随机介质中的波场特征. 石油地球物理勘探, 39(6): 679~685.
- 奚先,姚姚. 2005. 非平稳随机介质模型. 石油地球物理勘探, 40(1): 71~75.
- 徐明才,高景华,荣立新,刘建勋,柴铭涛,王广科. 2003. 散射波地震方法在蔡家营多金属矿区的试验研究. 物探与化探, 27(1): 49~54.
- 徐明才,柴铭涛,荣立新,王广科,刘建勋,高景华. 2007. 拜仁达坝多金属矿区的地震方法试验研究. 物探与化探, 31(3): 221~225.
- 姚姚,奚先. 2002. 随机介质模型正演模拟及其地震波场分析. 石油物探, 41(1): 31~36.
- 翟裕生,姚书振,林新多. 1992. 长江中下游地区铁铜矿床. 北京:地质出版社, 1~120.
- 周涛发,范裕,袁峰,陆三明,尚世贵, David R Cooke, Sebastien Meffre, 赵国春. 2008. 安徽庐枞(庐江-枞阳)盆地火山岩的年代学及其意义. 中国科学, 38(11): 1342~1353.
- Eaton D W, Milkereit B, Salisbury M. 2003. Seismic methods for deep mineral exploration; mature technologies adapted to new targets. The Leading Edge, June, 580~585.
- Fornberg B. 1989. Pseudospectral approximation of the elastic wave equation on a staggered grid. 59th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys, Expanded Abstracts, 1047~1049.
- Gardner G H F, Gardner L W, Gregory A R. 1974. Formation velocity and density the diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics, 39: 770~780.
- Korn M. 1993. Seismic Waves in Random Media. J. appl. Geophys. 29: 247~269.
- Li T L and Eaton D W. 2005. Delineating the Tuwu porphyry copper deposit at Xinjiang, China, with seismic reflection profiling. Geophysics, 70(6): B53~B60.
- L T Ikele, S K Yung. 1993. 2-D random media with ellipsoidal autocorrelation functions. Geophysics, 58(9): 1359~1372.
- Pretorius C C, Jamison A A, and Irons C. 1987. Seismic exploration in the Witwatersrand basin, Republic of South Africa. Exploration 87, Proceedings, 3, 241~253.
- Milkereit B, Eaton D, Wu J, Perron G, Salisbury M, Berrer E, and Morrison G. 1996. Seismic imaging of massive sulfide deposits, Part II: Reflection seismic profiling. Economic Geology, v91: 829~834.
- Salisbury M H, Milkereit B, and Blecker W. 1996. Seismic imaging of massive sulfide deposits; Part I. rock properties. Economic Geology, 91(5): 821~828.
- Yilmaz. 1987. Seismic data processing, Series: Investigation in Geophysics, Volume 2. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1~526.

Research of Seismic Modeling of Complex Metal Ore Body—Examples of the Luzong Luohe, Nihe and Dabaozhuang Deposits

LIAN Yuguang¹⁾, LÜ Qingtian²⁾, HAN Ligu¹⁾, ZHAO Jinhua²⁾

1) College of Geoporation Science and Technology, Jilin University, Changchun, 130026; 2) MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing, 100037

Abstract

Seismic exploration plays an increasingly important role in the metal ore exploration, but seismic interpretation for the ore districts is often extremely difficult due to the complex structures and orebody shape. This article takes Luohe, Nihe and Dabaozhuang mineral deposits in the Luzong ore area as an example to study the wave field characteristics of complex metal deposits and conduct effective seismic interpretation. Based on petrophysical property measurement and geophysical modeling, seismic wave field modeling for metal ores was studied in this article using the models of homogeneous complex orebody, simple orebody, and random simple orebody. Wave equation staggered-grid finite difference method was used to conduct forwarding simulation and modeling results was processed after post-stacked shift. Characteristics of the wave fields produced by various models were analyzed and compared with actual seismic reflection profiles in the ore district. The results show that there are obvious impedance difference between ore body containing magnetite and pyrite and volcanic sedimentary rocks and lava rocks, and theoretically, the reflection seismic method can be used in deep mineral deposits exploration. For the stratiform orebodies, reflection seismic method can be used to presume structure of complex orebody when the thickness is much larger than or 4~5 times larger than the theoretical resolution ($\lambda/4$) of seismic signals, but the reflection energy is obvious weakened or fade away when the orebody is steeply dipping. For random medium similar to actual medium, the reflection signal will be submerged in scattering noise when the heterogeneous level is greater than 5%. The comparative analysis of wave field simulation and the actual seismic profiles indicates that seismic reflection method faces great challenges in the actual application, in which interference, heterogeneous medium, and orebody shape are the major factors affecting result of seismic exploration.

Key words: Metal ore; Petrophysical Property; Random Medium; Forward modeling; Reflection Seismic