

赵爱华,徐 涛. 提高规则网格最短路径方法反射波走时计算精度的走时校正技术. 地球物理学进展, 2012, 27(5): 1854-1862, doi:10. 6038/j. issn. 1004-2903. 2012. 05. 004.

ZHAO Ai-hua, XU Tao. A traveltime correction technique for improving the accuracy of reflection wave traveltimes with the shortest path method based on a regular grid. *Progress in Geophys.* (in Chinese), 2012, 27(5): 1854-1862, doi:10. 6038/j. issn. 1004-2903. 2012. 05. 004.

提高规则网格最短路径方法反射波走时 计算精度的走时校正技术

赵爱华¹, 徐 涛²

(1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 最短路径射线追踪方法是计算地震波走时的主要方法之一, 该方法基于惠更斯原理和费玛原理, 具有稳健、适于复杂介质模型的优点. 为处理方便, 最短路径方法中的介质模型通常以规则网格进行剖分, 界面节点(界面与网格的交点)以其邻近的模型单元节点(即边界单元节点)近似表示. 界面近似将导致计算误差, 对于反射波尤为严重. 反射波的走时精度可通过减小网格的尺寸提高, 但这样会大大增加计算时间. 为高精度和高效率地计算地震反射波走时, 我们提出了一种基于规则网格的走时校正技术. 地震波传播至或起始于边界单元节点的走时校正为地震波传播至或起始于该边界单元节点所对应的界面节点的走时. 数值模型计算结果表明, 走时校正方法可使反射波的走时精度提高约 1~2 个数量级, 而其计算时间则和常规算法基本上在相同量级.

关键词 反射波, 射线追踪, 最短路径方法, 规则网格, 走时校正

doi:10. 6038/j. issn. 1004-2903. 2012. 05. 004

中图分类号 P315

文献标识码 A

A traveltime correction technique for improving the accuracy of reflection wave traveltimes with the shortest path method based on a regular grid

ZHAO Ai-hua¹, XU Tao²

(1. *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 10081, China;*

2. *State Key Laboratory of Lithosphere Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)*

Abstract The shortest path method is one of main approaches of calculating seismic traveltimes. The ray tracing method is based on Huygens' and Fermat's principles, and can be applied to complex velocity models due to its excellent robustness. For convenience, the velocity model is usually divided into small equal elements with a regular grid, taking the points at the centers of the elements as model nodes. Accordingly, an interface node, namely an intersection point of an interface with the model node grid, is approximately represented with its adjacent model node, which is referred to as a boundary model node. The interface approximation certainly produces traveltime errors, which is accentuated for reflection waves. The traveltime error can be reduced by decreasing the model element size, at the large cost of computation time. For efficiently calculating reflection wave traveltime with high accuracy, we put forward a traveltime correction technology which is combined with the shortest path method based

收稿日期 2012-08-30; 修回日期 2012-09-11. 投稿网址 <http://www.progeophys.cn>

基金项目 国家自然科学基金项目(40974050, 40674044, 41174075), 中央国家级公益事业单位基本科研业务费重大计划专项(DQJB11C03)资助.

作者简介 赵爱华, 男, 1970 年生, 1994 年毕业于中国矿业大学, 2001 年在中国科学院地质与地球物理研究所获理学博士学位, 主要从事地震学及地球深部结构研究. (E-mail: ahzhao123@yahoo.com)

on a regular grid. The traveltime of a secondary wave from or to a boundary model node is corrected to that of the wave from or to the corresponding interface node. Numerical examples show that by employing the traveltime correction technology, the traveltime accuracy of reflection waves can be improved by about 1~2 orders of magnitude while the computational time maintains the same magnitude order as that of the normal algorithm.

Keywords reflection waves, ray tracing, shortest path method, regular grid, traveltime correction

0 引言

人工震源的宽角反射地震探测是研究地壳结构的主要方法^[1-6]. 准确识别不同界面的反射波震相是处理、解释宽角反射波数据的基础^[7]. 识别震相的主要判据之一是地震波的走时特征^[8,9], 但不同的震相在走时特征上有时会差别很小, 因而要求用于比对的理论走时要有较高的精度. 在基于走时拟合的速度结构反演中, 理论走时的计算精度对反演结果有重要的影响, 特别是反射界面位置, 因为后者对前者较为敏感. 震相分析和速度结构反演彼此关联, 这两个过程常常往复多次才能使理论走时和观测走时较好地匹配, 理论走时的计算量较大. 因此, 为高效、可靠地解释、处理宽角反射波资料, 计算理论走时的方法不仅要精度高而且要速度快. 高效率、高精度的走时计算方法也是地震定位^[10]以及地震层析成像^[11]等所需要的.

目前, 计算地震波走时和射线路径的主要方法有打靶法^[12,13]、弯曲法^[14-17]、程函方程法^[18,19]和最短路径法^[20-32]. 这些方法各有特点, 其中最短路径法稳健性最强, 可适用于复杂速度模型的计算. 最短路径法基于惠更斯原理和费马原理, 通过最小走时树的构建得到地震波从震源到所有模型节点的走时与射线路径^[22]. 为便于处理, 模型通常使用规则网格剖分成均等的正方形(2D)或立方体(3D)单元, 单元的中心点或单元边界上的点作为模型节点; 速度界面以离散模型节点近似表示^[21-32]. 基于规则网格的单元剖分难以准确表示弯曲界面, 界面的近似表示会导致走时误差, 对于反射波和多次波尤为严重. 减小模型单元的尺寸可提高走时的计算精度, 但会大大增加计算量. 为快速和高精度地计算地震波走时, 对规则网格的基本算法进行了不断的改进和完善. 改进的基本思路有两个:

1) 保持精度, 提高计算效率, 如使用动态子波传播区域以减少冗余计算^[27,28];

2) 保持计算效率基本不变, 提高计算精度, 例如设置次级节点^[31,32].

对于界面近似导致走时误差的问题, 还可以用对模型使用非规则网格剖分的办法解决^[33,34]. 例

如, 根据界面的几何形状以及速度分布的非均匀性将模型剖分成大小不等的三角形(2D)或四面体(3D)^[35]. 在非规则网格中, 弯曲界面可较好地得到表征. 和规则网格算法相比, 非规则网格的最短路径算法^[36-38]在实现上要复杂得多.

本文针对规则网格的最短路径算法中界面近似导致走时误差的问题, 提出了一种走时校正技术, 以期在计算量增加不多的情况下提高反射波的走时计算精度.

1 方法原理^[26]

将地质模型离散化为大小相等、边长为 d 的正方形单元, 各离散单元内速度均匀. 当地震波传播到某一单元时, 根据惠更斯原理, 该单元将作为新的波源向周围传播子波^[25].

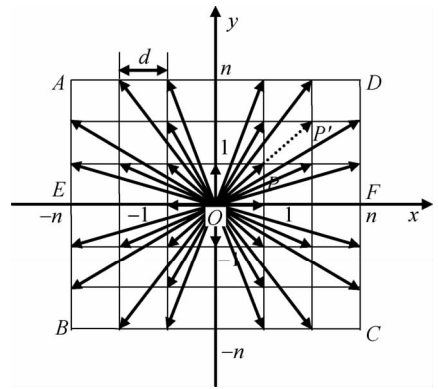


图1 子波传播示意图

Fig. 1 Schematic diagram showing propagation of secondary waves

我们以某一单元中心点(即模型节点)O点为坐标原点, 以单元正方形的边长为单位建立直角坐标系. 当地震波传到该单元时, O点则成为新波源向周围传播子波, 如图1所示. 考虑以O点为中心, 边长为2的正方形区域ABCD. 设 $(x, y \in \mathbf{Z})$ 为正方形区域ABCD内某一单元中心点, 则向量OP不仅表示子波传播方向, 而且表示传播距离. 由于O点为坐标原点, 所以P点坐标本身就能表示子波传播方向. 从图1可以看出, P^n 与P表示的是同一个方向,

而 $|OP^n| > |OP|$, 所以在实际处理中, P^n 点可以不予考虑. 我们称在表示同一方向的点中, 与 O 点距离最近的点为 O 点的有效方向点. 由地震波互易原理可知, 若 P 为 O 的有效方向点, 则 O 也是 P 的有效方向点.

不难看出, 正方形 $ABCD$ 越大, 有效方向点越多, 考虑的子波传播方向也越精细, 精度越高, 计算量也就越大. 我们称正方形 $ABCD$ 为 O 点的子波传播区域, 其边长的一半为子波传播区域半径.

根据以上讨论可知, 空间某一点 P 可能接收到不同节点传出的子波, 即从惠更斯原理角度讲, 地震波从震源到 P 点的路径存在着多种可能性, 但根据费玛原理, 地震波实际传播路径是所有可能路径中走时最小的一条. 因此, 通过比较地震波走时大小, 可以求取地震波的射线路径.

2 算法

2.1 初至波算法

最短路径射线追踪方法首先由 Nakanishi 和 Yamaguchi^[20] 提出, 他们将网络理论中的 Dijkstra 算法用于初至波的走时计算. Dijkstra 算法稳健, 但计算效率较低. 为此, 最短路径法得到了不断改进和完善^[21-32, 36-39]. 赵爱华等^[27, 28] 基于动态子波传播区域的思想提出的改进算法不仅计算效率高, 而且继承了基本算法稳健、简单的优点. 其算法如下:

设 N 为模型节点的集合, $E_{DP}(i)$ 为点 $i \in N$ 有效方向点的集合, $j \in E_{DP}(i)$ 的可能子波源点集合为 $P_S(i, j)$, $P_S(i, j)$ 包括 i 、 i 的子波源点 $s(i)$ ^[25] 以及 $s(i)$ 周围的 8 个节点. 子波从 $i \in N$ 到点 $j \in E_{DP}(i)$ 的走时为 $dt(i, j)$. 初始时, 地震波激发点 O 处的下行波走时 $t_D(O)$ 为零. 随着地震波在介质中的传播, 集合 N 中的点可分为三部分: 走时已达到最小点的集合 P , 走时尚未达到最小但已更新过点的集合 Q 和其余点构成的集合 R ^[39]. 计算界面 R 反射波走时的步骤为:

(1) 初始化

$$P := \phi, t_D(i) := \infty \quad (i \in N),$$

$$Q := \{O\}, R := N - \{O\}, t_D(O) := 0.$$

(2) 查询

在 Q 中查询最小走时 $t_D(i) (i \in Q)$

(3) 更新

$$t_D(j) := \min\{t_D(j), t_D(k) + dt(k, j)\} \quad (k \in P_S(i, j), j \in E_{DP}(i) \cap Q),$$

$$t_D(j) := \min\{t_D(k) + dt(k, j)\} \quad (k \in P_S(i, j),$$

$$j \in E_{DP}(i) \cap R).$$

将 j 点从 R 转入 Q 中; 将 i 点从 Q 转入 P 中.

(4) 迭代条件检测

如果 $Q = \phi$, 则结束; 否则回到(2).

其中, $A := B$ 表示将 B 赋值于 A , ϕ 表示空集合.

2.2 反射波算法

当震源和检波点位于地表(如地震测深中)时, 界面 R 的反射波可分为下行波(即初至波)和上行波两部分. 上行波的计算步骤和下行波相似, 仅起始条件不同. 上行波的计算从界面 R 的模型节点开始, 其初始的走时为下行波到时^[25-27]. 当宽角反射波和首波同时存在时, 最短路径方法将计算走时较小的首波. 为计算宽角反射波的走时, 可将反射界面之下的速度设为较小的值^[30].

由于宽角反射波不会经过反射界面之下的介质, 因此在计算下行和上行波场时, 我们仅考虑反射界面之上的模型节点以减少计算量.

3 走时校正技术

在地震测深的速度模型中, 反射界面在水平方向上通常变化平缓. 界面与模型节点网格中的垂直线的交点, 即界面节点, 可较好地表征反射界面. 但基于规则网格的最短路径算法难以处理界面节点, 界面仅能以模型节点近似表示^[25-27, 30]. 近似表示界面的模型节点位于介质的边界, 称为边界节点. 这里, 边界节点是离界面节点最近的模型节点. 当界面不是恰好穿过模型节点时, 这种界面近似必会造成走时计算误差, 对于反射波尤为严重, 因为反射波的走时对于界面深度更为敏感. 反过来, 如果将起始于或终止于边界节点的地震波的走时校正为地震波起始于或终止于相应界面节点的走时, 当会减少界面近似导致的走时误差. 基于这种认识, 我们提出了一种旨在提高反射波计算精度的走时校正技术.

在图 2 中, 假设地震波传播到模型节点 $A(x_A, z_A)$. 根据惠更斯原理, 节点 A 作为新的波源向周围传播子波, 子波之一到达模型节点 $B(x_B, z_B)$. 根据常规方法^[25, 28], 可计算出由 A 至 B 的子波 AB 的走时 $dt(A, B)$. 当模型节点 A 为界面 R_1 的边界节点时, 其对应的界面节点为 $A'(x'_A, z'_A)$, 子波从 A' 至 B 的走时 $dt(A', B)$ 为:

$$dt(A', B) = dt(A, B) + \frac{|A'B| - |AB|}{v_A}, \quad (1)$$

其中, $|AB| = \sqrt{(x_A - x_B)^2 + (z_A - z_B)^2}$, 为模型节

点 A 和 B 之间的距离; v_A 为节点 A 处的速度. 这里, v_A 取界面 R_1 之下的介质 II 的速度值. (1) 式中的第 2 项为走时校正项, 记为 Δt_A . 当 A 和 A' 的距离相对 $|AB|$ 小得多时, Δt_A 可用二阶泰勒公式近似计算. 设 $\Delta x = x'_A - x_A$, $\Delta z = z'_A - z_A$, 则 Δt_A 可近似表示为

$$\Delta t_A = \frac{1}{v_A} \left\{ \frac{1}{|AB|} [(x_A - x_B)\Delta x + (z_A - z_B)\Delta z] + \frac{1}{2|AB|^3} [(z_A - z_B)\Delta x - (x_A - x_B)\Delta z]^2 \right\}. \quad (2)$$

当模型节点 B 亦为边界节点, 其对应的界面节点为 R_2 上的点 B' 时, 子波 AB' 的走时 $dt(A, B')$ 可表示为

$$dt(A, B') = dt(A, B) + \Delta t_B, \quad (3)$$

其中, Δt_B 为关于节点 B 的走时校正.

这样, 子波 $A'B'$ 的走时 $dt(A', B')$ 可近似地表示为

$$dt(A', B') = dt(A, B) + \Delta t_A + \Delta t_B. \quad (4)$$

当子波 $A'B'$ 沿界面滑行时, 子波走时 $dt(A', B')$ 的计算公式为

$$dt(A', B') = \frac{|A'B'|}{v}, \quad (5)$$

其中, v 取界面两侧介质速度的最小值.

在走时更新的过程中, 对于子波 AB , 首先判断节点 A 和 B 是否为边界节点: 只要其中有 1 个 (例如 A 点) 是边界节点, 则根据上边介绍的方法将走时 $dt(A, B)$ 校正为相应子波 ($A'B$) 的走时; 否则, $dt(A, B)$ 保持不变. 需要指出的是, 边界节点处的速度应取实际子波经过的介质的速度. 例如, 图 2 中节点 A 处的速度 v_A 取介质 II 的速度, 是因为实际子波 $A'B'$ 是在介质 II 中传播. 当子波涉及多个界面时, 边界节点处速度的选取较为烦琐. 因此, 为简单起见, 在计算过程中不考虑涉及两个或更多界面的子波.

4 算例

4.1 层状结构模型

图 3(a) 是以青藏高原地质结构为背景设计的速度模型^[30]. 在模型的地表布设有 39 个检波器 G_i ($5 \times i + 0.5$ km, -0.5 km) ($i=1, 2, 3 \dots 39$). 震源位于 (0.5 km, -0.5 km) 处. 利用打靶法^[13] 计算的界面 $R_1 \sim R_3$ 的宽角反射波的射线路径及走时分别如图 3(b) 和 (c) 所示.

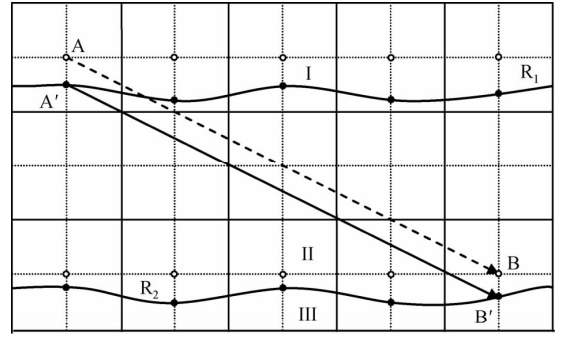


图 2 规则网格中的界面近似及走时校正. 在规则网格中, 界面节点 (例如 A') 用边界模型节点 (A) 近似表示. 为降低由这种近似导致的误差, 子波从模型节点 A 到 B 的走时被校正为从界面节点 A' 到 B' 的走时.

Fig. 2 Approximation of interfaces in a regular grid and traveltime correction. In a regular grid, an interface node, for example A' , is approximately presented with the model node A above it. For reducing the traveltime error due to the interface approximation, the traveltime of a secondary wave from A to B is corrected to the one from A' to B' .

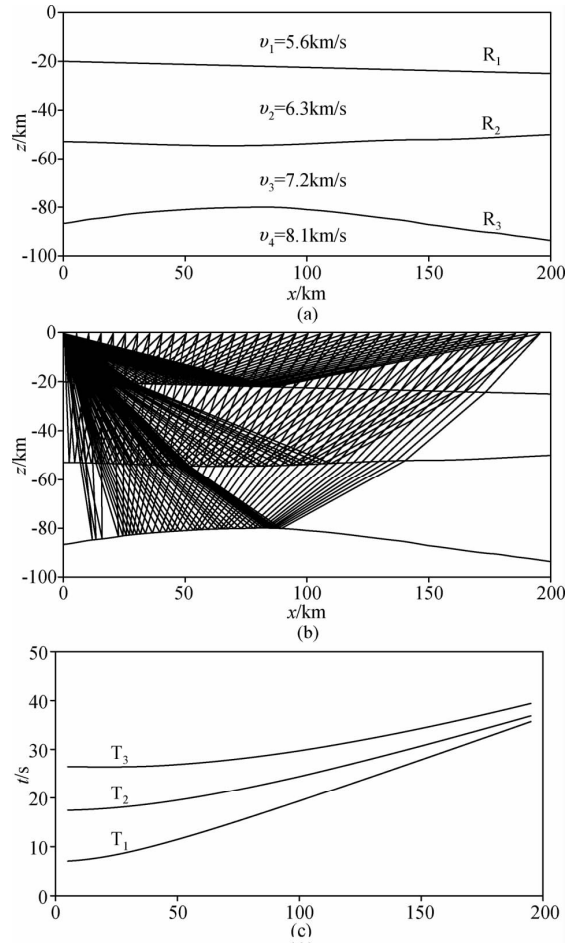


图 3 层状结构模型中反射波的射线路径及走时 (a) 速度模型 (b) 射线路径 (c) 走时. $T_1 \sim T_3$ 分别对应界面 $R_1 \sim R_3$
Fig. 3 Ray paths and traveltimes of reflection waves in a layered model (a) Velocity model (b) Ray paths (c) Traveltimes. $T_1 \sim T_3$ respectively respond to the interfaces $R_1 \sim R_3$

对于图 3 中的模型,分别使用 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 和 $0.2\text{ km}\times 0.2\text{ km}$ 两种网格进行剖分. 在同一台计算机上,利用最短路径射线追踪的改进算法^[27]和在改进算法基础上应用走时校正技术的方法(简称走时校正方法)分别计算模型中三个界面的宽角反射波的走时与射线路径. 模型单元尺寸 $d=1\text{ km}$ 和 0.2 km 时,改进算法的计算结果汇总于表 1 中. 可以看出,走时的计算误差和模型单元尺寸 d 成正比,而计算量的增长比率远大于 d 的减小比率. 当 $d=1\text{ km}$ 时,走时校正方法的计算结果如表 2 所示. 由表 2 可以看出:

1)对于相同网格,应用走时校正技术后,计算精度提高了约 1~2 个数量级,这说明对于层状或块状均匀介质模型,界面近似是导致走时误差的主要原因;

2)计算量基本保持在相同量级,其计算时间更少是因为没有考虑反射界面以下的模型节点.

改进算法($d=0.2\text{ km}$)和走时校正方法($d=1\text{ km}$)计算的反射波射线路径显示在图 4 中. 对照

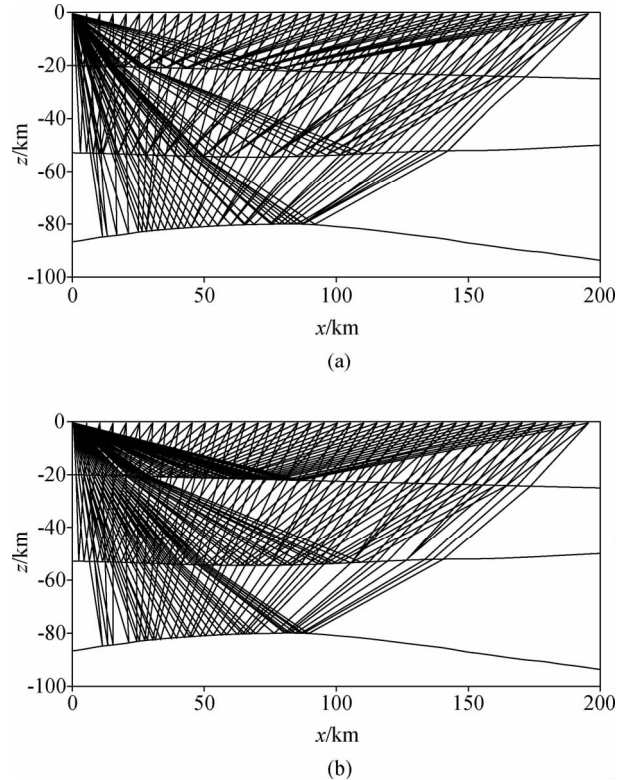


图 4 两种方法计算的图 3 中模型反射波射线路径的比较 (a) 改进算法($d=0.2\text{ km}$) (b)走时校正方法($d=1\text{ km}$)

Fig. 4 Reflection wave ray paths respectively calculated with two algorithms for the model in Figure 3

(a) Improved algorithm ($d=0.2\text{ km}$) (b) Traveltime correction method ($d=1\text{ km}$)

打靶法的计算结果(图 3(c))可以看出,改进算法计算的射线路径结果(图 4(a))不如走时校正方法(图 4(b))的好,尽管前者模型单元的尺寸是后者的 1/5. 这是因为当界面弯曲时,以边界节点近似界面节点会人为造成“断层”,来自“断层”端点处的散射波有时会先于反射波到达检波器.

在实际中,有些地层的准确界面难以获知. 为模拟此种情形,我们假设界面 R_2 未知,利用走时校正方法($d=1\text{ km}$)计算界面 R_3 的反射波. 结果发现,其计算的走时误差有所增加(最大误差 0.051 s , 平均误差 0.016 s),但仍比相同网格的改进算法的计算误差低得多.

表 1 改进算法计算图 3 所示模型结果

Table 1 Calculation results with the improved algorithm for the model in Figure 3

宽角 反射波	$d=1\text{ km}$			$d=0.2\text{ km}$		
	计算时间 (s)	最大绝对 误差(s)	平均绝对 误差(s)	计算时间 (s)	最大绝对 误差(s)	平均绝对 误差(s)
PP1	1.61	0.249	0.118	320.91	0.059	0.028
PP2	1.99	0.273	0.170	231.51	0.059	0.038
PP3	2.46	0.274	0.191	262.64	0.056	0.040

表 2 走时校正方法计算图 3 所示模型结果($d=1\text{ km}$)

Table 2 Calculation result with the travelttime correction method for the model in Figure 3 ($d=1\text{ km}$)

反射波	计算时间 (s)	最大绝对 误差(s)	最大相对 误差(%)	平均绝对 误差(s)
PP1	0.31	0.002	0.031	0.000
PP2	0.83	0.011	0.036	0.001
PP3	1.25	0.031	0.082	0.005

4.2 复杂结构模型

为进一步检验提出的走时校正技术,我们计算了一个速度结构更为复杂的模型(修改自赵爱华等^[27]),模型如图 5(a)所示. 该模型不仅具有水平、倾斜和弯曲三种界面,而且在第二层介质中有高速透镜体. 将震源置于点($995\text{ m}, -5\text{ m}$)处,在地表布设 39 个检波器 $G_i(50\times i+5\text{ m}, -5\text{ m})(i=1,2,3\cdots 39)$. 分别使用打靶法^[13]、改进算法^[27](模型单元边长 $d=2, 10\text{ m}$)和走时校正方法($d=10\text{ m}$)计算模型中界面 $R_1\sim R_3$ 的反射波,结果分别如图 5(b)~(e)所示. 打靶法的计算结果(图 5(b))显示:倾斜界面 R_2 和弯曲界面 R_3 均存在界面上不同反射点的地震波到达同一检波器现象(即多路径现象). 这

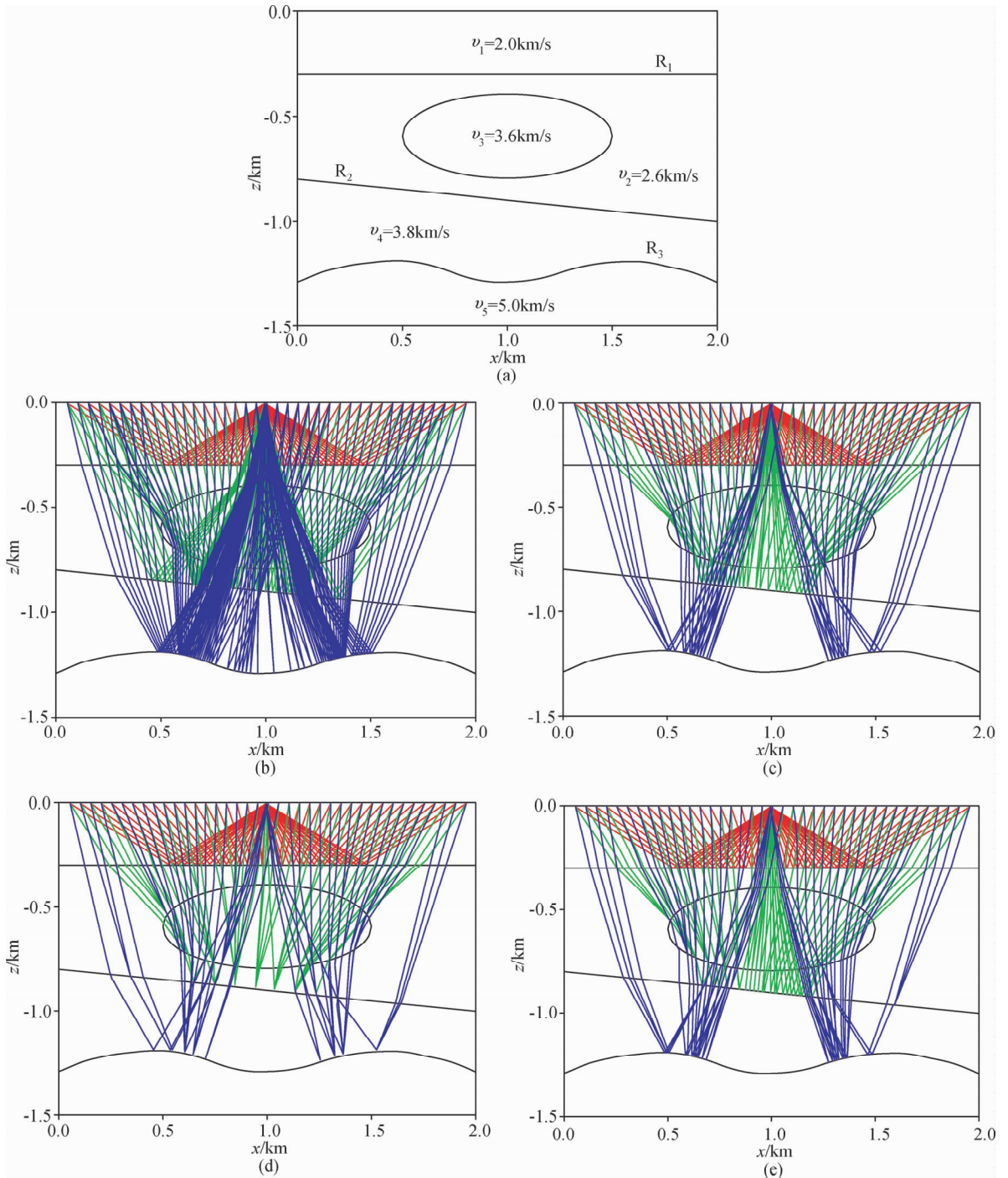


图 5 复杂模型及不同方案计算的反射波射线路径

(a)速度模型 (b)打靶法 (c)改进算法, $d=2\text{ m}$ (d)改进算法, $d=10\text{ m}$ (e)走时校正方法, $d=10\text{ m}$

Fig. 5 Complex velocity model and the reflection wave ray paths respectively calculated with different schemes

(a)Model (b)Shooting method (c)Improved algorithm, $d=2\text{ m}$ (d)Improved algorithm, $d=10\text{ m}$

(e)Traveltime correction method, $d=10\text{ m}$

意味着有些检波器会存在多个对应同一界面的反射波到时. 最短路径射线追踪方法的计算结果(图 5 (c)~(e))不存在多路径现象,这是因为最短路径法仅计算走时最小的地震波的射线路径. 比较图 5 (c)和(d)可以看出,网格越细密,改进算法计算的射线

路径越精细. 当模型单元尺寸相同时,走时校正方法计算的射线路径(图 5(e))明显好于改进算法(图 5 (d)). 模型单元边长 $d=10\text{ m}$ 时,改进算法和走时校正方法的计算误差列于表 3 中,误差计算以打靶法计算的反射波走时为标准(对于多条路径者取最

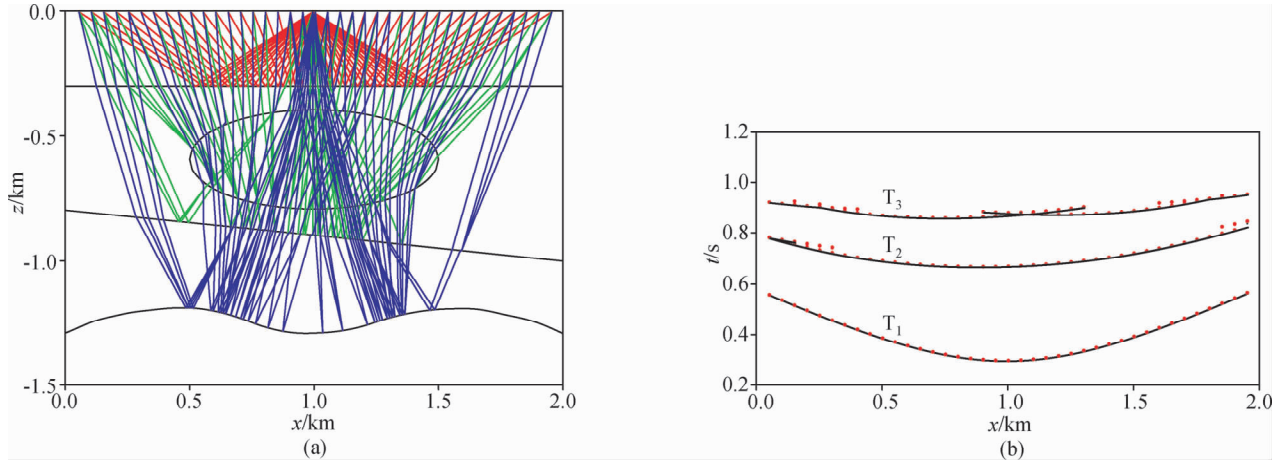


图6 走时校正方法分段计算得到的图5模型反射波的射线路径及走时
(a)射线路径 (b)走时, 其中红色点为打靶法计算结果. $T_1 \sim T_3$ 分别对应界面 $R_1 \sim R_3$.

Fig. 6 Reflection wave ray paths and traveltimes segmentally calculated with the traveltimes correction method for the model in Figure 5

(a)Ray paths (b)Traveltimes. The red dots indicate the accurate traveltimes with the shooting method. The signals $T_1 \sim T_3$ respectively respond to the interfaces $R_1 \sim R_3$.

小的走时). 由表3可以看出,应用走时校正技术后,走时的最大误差显著降低,平均绝对误差降低约1~2个数量级.需要说明的是,在最短路径法中当来自界面的散射波先于反射波到达检波器时,检波器将记录散射波走时.散射波和反射波在走时上的差异有时会增加通常的计算误差范围.基于这种原因,表3的计算没有包括检波器 G_{39} 处界面 R_2 的反射波走时.

面 R_2 和 R_3 分段处理,走时校正方法计算的3个界面的反射波的射线路径及走时.

5 讨论与结论

基于规则网格的最短路径射线追踪方法具有稳健、简单的优点,其计算量与计算精度和剖分速度模型的网格的粗细密切相关.较小的模型单元不仅可以更好地表征地震波速度在空间的连续变化,而且由界面近似导致的走时误差也较小,但所需的计算机内存也更多,计算量也要大得多.对于人工地震测深中常常使用的层状或块状均匀介质模型,走时计算误差主要源于界面近似.

本文提出的走时校正技术可有效地减小由界面近似导致的走时误差,使宽角反射波的走时计算精度提高约1~2个数量级.在层状或块状均匀介质模型中,边界节点相对较少,走时校正的计算量不是很大.因此,走时校正算法的计算效率和改进规则算法基本在相同量级.在计算宽角反射波时,可不考虑反射界面之下的模型节点,以提高计算效率.

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所张中杰研究员对本研究给予了悉心指导,并审校了本文初稿;滕吉文院士和孔祥儒研究员也给予了指导和热情帮助,在此表示衷心的感谢.同时,也感谢评审专家的中肯评述.

表3 两种方法计算图5所示模型结果 ($d=10$ m)

Table 3 Calculation results with the two methods for the model in Figure 5 ($d=10$ m)

宽角 反射波	改进算法			走时校正方法		
	计算时间 (s)	最大绝对 误差(ms)	平均绝对 误差(ms)	计算时间 (s)	最大绝对 误差(ms)	平均绝对 误差(ms)
PP1	1.72	4.988	3.841	0.30	0.043	0.011
PP2	3.19	8.610	6.989	0.97	2.173	0.655
PP3	3.22	6.714	5.381	1.38	0.684	0.270

当因速度结构复杂或界面起伏较大而存在多路径现象时,最短路径射线追踪方法会产生空白反射点问题,即在应该有反射波的地方却没有反射波^[26].此时,可以采取界面分段处理的办法,即按极值点、拐点将界面分成若干段,分别求出这些小段界面反射波(或折射波)的射线路径和走时,然后再将结果拼连起来^[26].图6是对图5模型中的界

参 考 文 献 (References):

- [1] 滕吉文, 张中杰, 白武明, 等. 岩石圈物理学. 北京: 科学出版社, 2004.
Teng J W, Zhang Z J, Bai W M, *et al.* Physics of the lithosphere. Beijing: Science Press, 2004.
- [2] Zhang Z J, Badal J, Li Y K, *et al.* Crust-upper mantle seismic wave velocity structure across southeastern China. *Tectonophysics*, 2005, 395 (1-2): 137-157.
- [3] Zhang Z J, Klemperer S L. West-east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110 (B9), B09403.
- [4] Zhang Z J, Klemperer S. Crustal structure of the Tethyan Himalaya, southern Tibet: new constraints from old wide-angle seismic data. *Geophys. J. Int.*, 2010, 181(3): 1247-1260.
- [5] Zhang Z J, Deng Y F, Teng J W, *et al.* An overview of the crustal structure of the Tibetan plateau after 35 years of deep seismic soundings. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 40 (4): 977-989.
- [6] Zhang Z J, Klemperer S., Bai Z, *et al.* Crustal structure of the Paleozoic Kunlun orogeny from an active-source seismic profile between Moba and Guide in East Tibet, China. *Gondwana Research*, 2011, 19(4): 994-1007.
- [7] 赵荣国. 震相分析是地震科学的心脏. 地震地磁观测与研究, 1999, 20(5): 121-126.
Zhao R G. Phase analysis is the heart of seismology. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 1999, 20(5): 121-126.
- [8] 赵鸿儒, 孙进忠, 唐文榜. 全波震相分析的应用. 地球物理学报, 1990, 33(1): 54-63.
Zhao H R, Sun J Z, Tang W B. The application of full wave phase analysis. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1990, 33 (1): 54-63.
- [9] 嘉世旭, 刘昌铨. 华北地区人工地震测深震相与地壳结构研究. 地震地质, 1995, 17(2): 97-105.
Jia S X, Liu C Q. Study on the seismic phases of DSS in North China. *Seismology and Geology*, 1995, 17(2): 97-105.
- [10] Kennett B L N, Engdahl E R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 1991, 105(2): 429-465.
- [11] Rawlinson N, Sambridge M. Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere. *Advances in Geophysics*, 2003, 46: 81-198.
- [12] Julian B R, Gubbins D. 1977. Three-dimensional seismic ray tracing. *Journal of Geophysics*, 43(1): 95-114.
- [13] 徐涛, 徐果明, 高尔根, 等. 三维复杂介质的块状建模和试射射线追踪. 地球物理学报, 2004, 47(6): 1118-1126.
Xu T, Xu G M, Gao E G, *et al.* Block modeling and shooting ray tracing in complex 3-D media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, 47(6): 1118-1126.
- [14] Um J, Thurber C. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(3): 972-986.
- [15] Zhao D, Hasegawa A, Horiuchi S. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97 (B13): 19909-19928.
- [16] Xu T, Xu G, Gao E, *et al.* Block modeling and segmentally iterative ray tracing in complex 3D media. *Geophysics*, 2006, 71(3): T41-T51.
- [17] Xu T, Zhang Z, Gao E, Xu G, *et al.* Segmentally iterative ray tracing in complex 2D and 3D heterogeneous block models. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2010, 100 (2): 841-850.
- [18] Vidale J E. 1988. Finite-difference calculation of traveltimes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78 (6): 2062-2076.
- [19] Sethian J A, Popovici A M. 1999. 3-D traveltime computation using fast marching method. *Geophysics*, 64(2): 516-523.
- [20] Nakanishi I, Yamaguchi K. 1986. A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two-dimensional island arc structure. *Journal of Physics of the Earth*, 34(2): 195-201.
- [21] Moser T J. 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56 (1): 59-67.
- [22] Cao S, Greenhalgh S. Calculation of the seismic first-break time field and its ray path distribution using a minimum traveltime tree algorithm. *Geophys. J. Int.*, 1993, 114(3): 593-600.
- [23] 刘洪, 孟凡林, 李幼铭. 计算最小走时和射线路径的界面网全局方法. 地球物理学报, 1995, 38(6): 823-832.
Liu H, Meng F L, Li Y M. The interface grid method for seeking global minimum travel-time and the correspondent raypath. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1995, 38(6): 823-832.
- [24] Cheng N, House L. Minimum traveltime calculation in 3-D graph theory. *Geophysics*, 1996, 61(6): 1895-1898.
- [25] 王辉, 常旭. 基于图形结构的三维射线追踪方法. 地球物理学报, 2000, 43(4): 534-541.
Wang H, Chang X. 3-D tracing method based on graphic structure. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2000, 43(4): 534-541.
- [26] 赵爱华, 张中杰, 王光杰, 等. 非均匀介质中地震波走时与射线路径快速计算技术. 地震学报, 2000, 22(2): 151-157.
Zhao A H, Zhang Z J, Wang G J, *et al.* A new scheme for fast calculation of seismic traveltimes and ray paths in heterogeneous media. *ACTA seismologica Sinica*, 2000, 13 (2): 166-173.
- [27] 赵爱华, 张中杰, 彭苏萍. 复杂地质模型转换波快速射线追踪方法. 中国矿业大学学报, 2003, 32(5): 513-516.
Zhao A H, Zhang Z J, Peng S P. Fast ray tracing method for converted waves in complex media. *Journal of China University of Mining & Technology* (in Chinese), 2003, 32

- (5):513-516.
- [28] Zhao A H, Zhang Z J and Teng J W, Minimum travel time tree algorithm for seismic ray tracing; improvement in efficiency. *J. Geophys. Eng.*, 2004, 1(4): 245-251.
- [29] 张建中,陈世军,徐初伟. 动态网络最短路径射线追踪. *地球物理学报*, 2004, 47(5): 899-904.
Zhang J Z, Chen S J, Xu C W. A method of shortest path raytracing with dynamic networks. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 2004, 47(5): 899-904.
- [30] 赵爱华,丁志峰. 宽角反射地震波走时模拟的双重网格法. *地球物理学报*, 2005, 48(5): 1141-1147.
Zhao A H, Ding Z F. A double-grid algorithm for calculating traveltimes of wide-angle reflection waves. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 2005, 48(5): 1141-1147.
- [31] 张美根,程冰洁,李小凡,等. 一种最短路径射线追踪的快速算法. *地球物理学报*, 2006, 49(5): 1467-1474.
Zhang M G, Cheng B J, Li X F, *et al.* A fast algorithm of shortest path ray tracing. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 2006, 49 (5): 1467-1474.
- [32] Bai C, Greenhalgh S, Zhou B. 3D ray tracing using a modified shortest-path method. *Geophysics*, 2007, 72(4): T27-T36.
- [33] Zelt C A. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data. *Geophys. J. Int.*, 1999, 139 (1): 183-204.
- [34] Rawlinson N, Sambridge M. Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the Fast Marching Method. *Geophys. J. Int.*, 2004, 156(3): 631-647.
- [35] 成谷,张宝金. 三角网格参数化在反射地震走时层析成像中的应用. *中山大学学报*, 2006, 45(5): 128-132.
Cheng G, Zhang B J. Application of triangle cell parameterization in travel-time tomography of reflection seismic data. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni*, 2006, 45(5): 128-132.
- [36] 张美根,贾豫葛,王妙月,等. 界面二次源波前扩展法全局最小走时射线追踪技术. *地球物理学报*, 2006, 49(4): 1169-1175.
Zhang M G, Jia Y G, Wang M Y, *et al.* A global minimum traveltime ray tracing algorithm of wavefront expanding with interface points as secondary sources. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 2006, 49 (4): 1169-1175.
- [37] Bai C, Huang G, Zhao R. 2-D/3-D irregular shortest path ray tracing for multiple arrivals and its applications. *Geophys. J. Int.*, 2010, 183(3): 1596-1612.
- [38] Yu S, Liu R, Cheng J. A minimum traveltime ray tracing global algorithm on a triangular net for propagating plane waves. *Applied Geophysics*, 2010, 7(4): 348-356S.
- [39] Klimes L, Kvasnicka M. 3-D network ray tracing. *Geophys. J. Int.*, 1994, 116(3): 726-738.