

# XÁC ĐỊNH VẬN TỐC TRONG THĂM DÒ ĐIỆN TỬ TẦN SỐ CAO BẰNG THUẬT TOÁN DỊCH CHUYỂN

NGUYỄN THÀNH VẤN<sup>1</sup>, NGUYỄN VĂN THUẬN<sup>1</sup>, ĐÀNG HOÀI TRUNG<sup>1</sup>,  
VÕ NGUYỄN NHƯ LIÊU<sup>1</sup>, VÕ MINH TRIẾT<sup>1</sup>, NGUYỄN TIẾN HÓA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, ĐHQG-HCM, 227 Nguyễn Văn Cừ, Q.5, Tp. Hồ Chí Minh

<sup>2</sup>Liên đoàn Bản đồ Địa chất miền Nam, 200 Lý Chính Thắng, Q.3, Tp. Hồ Chí Minh

*Tóm tắt: Vận tốc truyền sóng điện tử là thông số quan trọng nhất trong xử lý dữ liệu thăm dò điện tử tần số cao (radar xuyên đất - GPR). Thuật toán dịch chuyển, phụ thuộc nhiều vào đại lượng vận tốc được sử dụng nhằm hội tụ các tín hiệu tán xạ trong miền x-t hoặc không gian ảnh trở về đúng vị trí của chúng. Mục tiêu của bài báo này là trình bày cơ sở lý thuyết, quy trình và cách thực hiện các phương pháp dịch chuyển. Sử dụng các mô hình toán học, các tác giả đã chứng minh sự cần thiết phải có mặt cắt đã dịch chuyển, sự tương đương giữa vận tốc tính được và vận tốc căn quân phương đến đỉnh dị vật. Để tối ưu hóa các thuật toán dịch chuyển, chúng tôi đề nghị sử dụng entropy là tiêu chuẩn để xác định vận tốc truyền sóng điện tử chính xác. Kết quả thực tế chỉ ra rằng mặt cắt sau dịch chuyển với vận tốc đúng có chất lượng tốt nhất, tương ứng với entropy đạt cực tiểu. Nhờ vậy, kích thước cũng như độ sâu của các dị thường được xác định với độ tin cậy cao.*

## I. MỞ ĐẦU

Trong xử lý số liệu, thuật toán dịch chuyển được sử dụng để đưa các mặt ranh giới phản xạ về đúng hình dạng và vị trí của nó, tăng cường độ phân giải và cải thiện tỷ lệ tín hiệu trên nhiễu. Thông số quyết định tính chính xác của thuật toán dịch chuyển là vận tốc truyền sóng điện tử trong môi trường. Đây là đại lượng vật lý quan trọng, giúp xác định đúng độ sâu của các đối tượng phản xạ trên mặt cắt radar xuyên đất [1, 5, 8]. Có nhiều phương pháp tính vận tốc truyền sóng, nhưng độ chính xác thường chưa cao hoặc khó thực hiện ngoài hiện trường. Bài báo sẽ trình bày các phương pháp dịch chuyển có kết hợp với kỹ thuật entropy cực tiểu nhằm phát huy tối đa hiệu quả xác định vận tốc truyền sóng điện tử phục vụ công tác xử lý số liệu radar xuyên đất.

## II. PHƯƠNG PHÁP

### 1. Dịch chuyển địa chấn

Dịch chuyển địa chấn là bước quan trọng và phức tạp nhất trong quy trình xử lý dữ liệu địa chấn phản xạ. Trước bước dịch chuyển, dữ liệu địa chấn thường được biểu diễn dưới dạng băng ghi trường sóng phản xạ thu được tại mặt đất trong hệ tọa độ thời gian - khoảng cách [9, 10]. Vì một số yếu tố tác động đến quá trình lan truyền sóng trong môi trường đất đá mà thông tin về trường sóng trong băng ghi chưa được chính xác: tín hiệu vẫn còn ở dạng tán xạ hyperbol, vị trí mặt phản xạ bị sai lệch so với thực tế, có dạng rời rạc đứt quãng và không rõ nét. Chính vì vậy, quá trình xử lý dữ liệu cần đến bước dịch chuyển để giải quyết các vấn đề trên [4]. Kết quả cuối cùng của quy trình xử lý là đưa ra được mặt cắt biểu diễn hình thái, cấu tạo ranh giới địa chất đúng bên dưới mặt đất. Bên cạnh đó, dịch chuyển địa chấn còn có tác dụng tích lũy tín hiệu và lọc nhiễu.

Về mặt toán học, dịch chuyển thực chất là bài toán giải phương trình lan truyền sóng. Trong thực tế, xử lý dữ liệu cần thực hiện bước dịch chuyển trên hệ thống máy tính và phần mềm lập trình, điều này đòi hỏi phải dùng các thuật toán giải tích số để xấp xỉ nghiệm phương trình sóng, ứng với mỗi dạng thuật toán như vậy, ta có một phương pháp dịch chuyển. Có ba trường phái giải tích số phổ biến nhất được áp dụng vào dịch chuyển, gồm: phương pháp cộng trường sóng tán xạ - tiêu biểu như dịch chuyển Kirchhoff, phương pháp chuyển miền bằng biến đổi Fourier - dịch

chuyển F-K, dịch chuyển sai phân hữu hạn (FD) và dịch chuyển dời pha nội suy tuyến tính (PSPI) thuộc trường phái hạ trường.

### **a) Dịch chuyển Kirchhoff:**

Cơ sở lý thuyết của phương pháp này dựa vào nguyên lý Huyghen-Fresnel và bài toán Kirchhoff: các ranh giới phản xạ được xem như tập hợp các điểm tán xạ, khi sóng tới kích động vào, chúng trở thành các trung tâm phát sóng cầu thứ cấp, phát ra các dao động tán xạ gửi về các điểm khác nhau dọc theo tuyến quan sát x. Dao động sóng từ các điểm tán xạ khác nhau (nằm trong mặt cắt địa chất) khi phát triển đến mặt đất, sẽ giao thoa với nhau và tạo thành trường sóng tổng ghi được dọc tuyến quan sát dưới dạng các sóng phản xạ.

Như vậy, có thể xem các xung sóng phản xạ ghi được tại điểm  $x_i$  bất kì trên tuyến quan sát là tổng của các phần đóng góp do các điểm tán xạ khác nhau nằm trên ranh giới phản xạ gửi về điểm quan sát.

Bài toán Kirchhoff đã được Sneider (1978) và Scales (1995) giải cho trường thế vô hướng - sóng dọc có dạng:

$$P_D(x_D, z_D, t) = \frac{1}{2\pi} \int \left[ \frac{\cos\theta}{r^2} P\left(x - x_D, z = 0, t - \frac{r}{v}\right) + \frac{\cos\theta}{rv} \frac{\partial}{\partial t} P\left(x - x_D, z = 0, t - \frac{r}{v}\right) \right] dx \quad (1)$$

trong đó:  $(x_D, z_D)$ : tọa độ của điểm tán xạ sóng;  $(x, 0)$ : tọa độ của điểm quan sát; r: khoảng cách từ điểm quan sát đến điểm tán xạ, với  $r^2 = (x - x_D)^2 + z_D^2$ ;  $\theta$ : góc giữa tia ló và phương pháp tuyến của mặt quan sát;  $P(x, z=0, t)$ : trường sóng thu được trên mặt đất [6, 7].

Về mặt lý thuyết, phép biến đổi tán xạ cho phép cải thiện chất lượng các lát cắt địa chấn nhờ ba hiệu ứng sau:

- Hiệu ứng dịch chuyển không gian đảm bảo đưa trường sóng phân tán không phân giải ở mặt đất về trường sóng hội tụ tại các điểm phản xạ;
- Hiệu ứng phân giải đảm bảo phân chia trường sóng tổng thành các trường sóng riêng biệt liên quan đến từng điểm phản xạ sóng trong môi trường;
- Hiệu ứng khử nhiễu đặc biệt là khử các nhiễu ngẫu nhiên do cộng tích lũy.

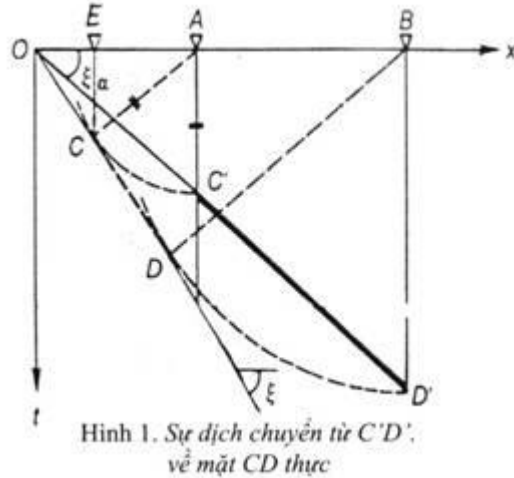
Để đạt được các hiệu ứng mong muốn trên thì ba yếu tố cần được lựa chọn một cách hợp lý là độ rộng đáy cộng, trọng số cộng và vận tốc cộng.

### **b) Dịch chuyển tần số - số sóng (F-K):**

Cơ sở của dịch chuyển F-K là phương trình (2). Phương trình này chỉ ra rằng, để dịch chuyển trục đồng pha sóng C'D' về mặt cắt thực CD (Hình 1), chúng ta phải quay đoạn C'D' từ góc  $\xi_a$  về góc  $\xi$ .

$$\text{tg}\xi = \sin\xi_a \quad (2)$$

Nếu tốc độ truyền sóng của môi trường là không đổi thì trong không gian  $(t, x)$  mặt sóng sẽ nằm nghiêng một góc nhất định, nghĩa là sóng có tốc độ biểu kiến hay số sóng K nhất định. Tương ứng, trong không gian F-K, sóng cũng được đặc trưng bằng độ dốc nhất định. Theo hệ thức (2), bước dịch chuyển trong miền F-K chỉ đơn thuần là thực hiện tính toán để quay dịch góc nghiêng của mặt sóng từ  $\xi_a$  về góc  $\xi$ , sau đó dùng tích phân Fourier ngược chuyển trường sóng từ miền F-K về lại miền  $(t, x)$  [8].



Phép dịch chuyển góc nghiêng trong miền F-K được thực hiện theo đề xuất của Stolt năm 1978, xuất phát từ phương trình sóng phẳng, trục x nằm ngang, trục z hướng xuống:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t^2} = v^2 \left( \frac{\partial \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial \Psi}{\partial z^2} \right) \quad (3)$$

Nếu sử dụng tích phân Fourier hai chiều đối với biến  $x, z$  của hàm  $\Psi(x, z, t)$ , thì:

$$\Psi_{xz}(k_x, k_z, k_t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Psi(x, z, t) e^{-j(k_x x + k_z z)} dx dz \quad (4)$$

Nếu giới hạn bài toán đối với sóng phẳng điều hòa thì phổ F-K của  $\Psi_{xz}$  có dạng:

$$\Psi_{xz}(k_x, k_z, k_t) = \Psi_{xz}(k_x, k_z, 0) e^{j\omega t} \quad (5)$$

Biểu thức để tính dịch chuyển trường sóng trong miền F-K có dạng:

$$\Psi_{xz}(k_x, k_z, 0) = v \Psi_{xz}(k_x, 0, \omega) \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{k_z^2}{k_x^2}}} \quad (6)$$

Công thức (6) là cơ sở để tính dịch chuyển trường sóng bằng phương pháp F-K. Sau đó ta dùng phép Fourier ngược để chuyển hàm  $\Psi_{xz}(k_x, k_z, 0)$  trong miền F-K sang miền không thời gian [10].

Phương pháp F-K chủ yếu được sử dụng để tính dịch chuyển trường sóng cho những môi trường có tốc độ truyền sóng không thay đổi hoặc thay đổi không đáng kể theo phương nằm ngang.

### c) Dịch chuyển sai phân hữu hạn (FD):

Dịch chuyển sai phân hữu hạn là phương pháp giải phương trình sóng để hạ trường xuống phía dưới. Nó hoàn toàn giống phương pháp hạ trường từ và trọng lực bằng phương trình Laplace theo dạng:  $\nabla^2 \Psi = 0$ .

Phương pháp dịch chuyển sai phân hữu hạn gồm hai bước: ngoại suy và hội tụ trường sóng [1],

*Lý thuyết ngoại suy trường sóng:* Lý thuyết ngoại suy sóng được bắt đầu từ giả thuyết dữ liệu trường sóng  $p(x, z, t)$  đã đưa về dạng zero offset, được xác định trong miền  $(t, x)$  và thỏa mãn phương trình sóng vô hướng sau:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (7)$$

Ở đây  $x, z$  là biến không gian,  $t$  là thời gian,  $v$  là vận tốc. Đưa vào hai đại lượng  $k_x$  và  $\omega$  lần lượt là số sóng ngang biểu kiến và tần số góc, trường sóng có thể biểu diễn trong miền tần số - số sóng bằng biến đổi Fourier hai chiều:

$$p(x, z, t) = \sum_{k_x} \sum_{\omega} p(k_x, z, \omega) e^{i(k_x x + \omega t)} \quad (8)$$

Giả sử vận tốc chỉ thay đổi theo độ sâu  $z$ ,  $v = v(z)$ . Thay phương trình (8) vào phương trình (7) chúng ta thu được phương trình vi phân thông thường sau:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = -k_x^2 P \quad (9)$$

Phương trình (9) có nghiệm giải tích:  $P(k_x, z + \Delta z, \omega) = P(k_x, z, \omega) e^{i(k_x \Delta z)}$  (10)

trong đó: 
$$k_x = \pm \left[ \frac{\omega^2}{v^2} \right]^{1/2} = \pm \frac{\omega}{v} \left[ 1 - \left( \frac{v k_x}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (11)$$

Nghiệm này vẫn đúng với  $v$  biến thiên theo  $z$ , miễn là đại lượng  $\Delta z$  đủ nhỏ. Để ngoại suy trường sóng xuống dưới đòi hỏi  $\Delta z > 0$ , tức là  $k_x$  và  $\omega$  sẽ cùng dấu (biểu thức 11 lấy giá trị  $k_x$  dương), tương ứng với sóng truyền theo chiều âm của trục  $t$ .

Phương trình (10) là nghiệm của phương trình sóng sóng một chiều sau:

$$\frac{\partial P(k_x, z, \omega)}{\partial z} = i \left( \frac{\omega}{v} \right) \left[ 1 - \left( \frac{k_x v}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2} P(k_x, z, \omega) \quad (12)$$

Đây là phương trình ngoại suy sóng chính xác trong miền  $(k_x, z, \omega)$ .

*Hội tụ trường sóng:* Thuật toán dịch chuyển FD đòi hỏi khối lượng tính toán lớn nên nhiều giả thuyết được sử dụng để xấp xỉ phương trình sóng (12) nhằm giảm thiểu thời gian chạy cho máy tính. Thực chất, việc xấp xỉ tương đương với lấy gần đúng biểu thức căn bậc hai trong phương trình (12) (gọi là toán tử ngoại suy) theo hai cách: khai triển Taylor và khai triển phân số liên tục [9].

Giải phương trình vi phân bằng phương pháp sai phân hữu hạn chúng ta sẽ tính được các giá trị ở dưới sâu. Cuối cùng, bằng cách lấy tổng thực hiện cho tất cả giá trị  $\omega$  ta thu được hình ảnh tại độ sâu  $z + \Delta z$ :

$$P(x, z + \Delta z, t = 0) = \sum_{\omega} P(x, z + \Delta z, \omega) \quad (13)$$

**d) Phương pháp dịch chuyển đời pha nội suy tuyến tính:**

Phương pháp dời pha nội suy tuyến tính (PSPI) là một trong những phương pháp hướng đến giải quyết việc xem xét biến thiên vận tốc theo độ sâu và phương ngang, có ý tưởng tách bài toán dịch chuyển thành hai thuật toán tương ứng với hai bước chính như sau:

*Bước 1:* Ngoại suy trường sóng theo độ sâu bằng phương pháp dời pha trong miền F-K, chỉ xét đến tính biến thiên theo độ sâu của vận tốc.

*Bước 2:* Thực hiện nội suy từng điểm theo phương ngang để giải quyết vấn đề vận tốc biến thiên ngang, có sử dụng bộ vận tốc tham chiếu tính toán được từ trường vận tốc khoảng, đưa trường sóng ở bước một về dạng trường sóng thực tế.

Phương trình ngoại suy trường sóng (10) chỉ áp dụng được trong trường hợp vận tốc  $v$  không thay đổi theo phương ngang. Để xét đến hướng biến thiên này trên thực tế, trước hết ta tách phương trình ngoại suy dạng tổng quát (10) thành hai thành phần [3, 4, 5]:

$$P^*(z) = P(z)e^{\left(\frac{i\omega}{v}\Delta z\right)} \quad (14)$$

$$P(z + \Delta z) = P^*(z)e^{\left[i\left(k_x - \frac{\omega}{v'}\right)\Delta z\right]} \quad (15)$$

Với  $v' \neq v(x, z)$  là một phép xấp xỉ với  $v(x, z)$ .

Phương trình (14) thực chất là một phép dời thời gian (time shift), thực hiện cho mỗi xung sóng, với  $v = v(x, z)$ .

Phương trình (15) không thể tính toán trực tiếp khi  $v' = v(x, z)$ , do đó cần phải thực hiện gián tiếp thông qua một số bước.

-Tìm hai vận tốc  $v_j$  và  $v_{j+1}$  như là chặn trên và chặn dưới của  $v(x, z)$ . Các vận tốc này được gọi là vận tốc tham chiếu.

Thay hai giá trị vận tốc này vào công thức (15), ta được hai hàm sóng tham chiếu trong miền tần số - số sóng, sau đó thực hiện phép biến đổi Fourier ngược, đưa hàm sóng về miền  $(x, \omega)$ .

Hàm sóng cần tìm sẽ là:

$$P(x, z + \Delta z, \omega) = Ae^{(i\theta)} \quad (16)$$

Thực hiện các bước tính toán trên cho từng điểm tọa độ, sau đó tính tổng trường sóng theo co để thu được trường sóng tại  $t=0$ , cũng là trường sóng của các đối tượng phản xạ:

$$P(x, z + \Delta z, t = 0) = \sum_{\omega} P(x, z + \Delta z, \omega) \quad (17)$$

Như vậy, phép dịch chuyển dời pha nội suy tuyến tính PSPI đã hoàn tất việc đưa được tín hiệu phản xạ trong lát cắt cộng về dạng mặt phân cách của môi trường.

**Nhận xét:** Giữa phương pháp GPR và phương pháp địa chấn có một số điểm tương đồng: nguyên lý hoạt động dựa trên sự phản xạ của sóng; các toán tử và các biến số trên hai phương trình sóng đóng vai trò giống nhau (Zhdanov, 2002) [12]. Sự tương đồng của các đặc điểm động hình học giữa hai trường sóng như thế sẽ được khai thác trong quá trình xử lý số liệu. Vì vậy, nhiều phương pháp xử lý trong địa chấn có thể áp dụng trực tiếp vào số liệu GPR khi cách thu thập số liệu tương tự nhau.

Phương pháp dịch chuyển sau cộng đòi hỏi thực hiện trên số liệu zero-offset. Trong địa chấn, chúng ta không thu được trực tiếp số liệu này mà phải chuyển từ số liệu điểm nổ chung qua hai bước: hiệu chỉnh và cộng sóng. Thông thường, khi tiến hành đo đạc trong thành phố, dữ liệu GPR

được thu thập theo kiểu khoảng cách chung (CO) với các anten có màn chắn, vì vậy độ sai lệch do khoảng cách thu phát (khoảng 10-20 cm) gây ra tương đối nhỏ. Tỷ số giữa thời gian hiệu chỉnh và thời gian sóng truyền nhỏ hơn 1 -2% nên có thể bỏ qua quá trình hiệu chỉnh mà không ảnh hưởng đến kết quả dịch chuyển. Do đó, mặt cắt CO trong GPR được xem như mặt cắt zero - offset trong địa chấn.

Khi thực hiện dịch chuyển với vận tốc gần nhau, các mặt cắt có dạng rất giống nhau. Do đó, việc chọn lựa hình ảnh sau dịch chuyển đúng nhất khá khó khăn, cần phải có một chuẩn để so sánh. Để nhận diện mặt cắt chính xác thì chuẩn entropy cực tiểu được chúng tôi áp dụng trong bài báo này.

## 2. Entropy cực tiểu trong xử lý tài liệu GPR:

Mặt cắt GPR hiển thị trên máy tính là kết quả thu nhận tín hiệu theo các phương pháp số hóa trong thiết bị đo đạc GPR. Quá trình lưu trữ, hiển thị tín hiệu nhằm quản lý và quan sát để từ đó dễ dàng xử lý số liệu. Cách biểu diễn hình ảnh thông dụng nhất hiện nay là mô hình raster, trong đó, ảnh được biểu diễn dưới dạng ma trận các điểm, có kích thước (MxN) [2,11].

Với cách biểu diễn này, các phần tử trong ma trận tương ứng với các điểm ảnh có giá trị bằng biên độ sóng GPR thu được. Ta có thể áp dụng chuẩn entropy trong các phương pháp xử lý ảnh vào dữ liệu GPR: giá trị lớn nhất của entropy bằng 1 đối với đường ghi chỉ có một xung tín hiệu, có giá trị là N đối với tập hợp N đường ghi, có nghĩa là entropy chỉ độ hỗn loạn của điểm ảnh, entropy càng lớn thì độ hỗn loạn (độ nhiễu) trong ảnh càng lớn [8],

Do đó hiệu quả của xử lý dịch chuyển sẽ cao hơn khi kết hợp với kỹ thuật entropy cực tiểu.

## III. NGHIÊN CỨU TRÊN MÔ HÌNH LÝ THUYẾT VÀ THỰC TẾ

### 1. Mô hình lý thuyết

#### a) Mô hình 1 (phân biệt các dị vật riêng lẻ với ranh giới uốn nếp):

Sử dụng số anten tần số 700 MHz.

- Hình 2a biểu diễn mô hình gồm 4 trụ kim loại tiết diện tròn, trụ A có đường kính  $\Phi=2\text{m}$ , tọa độ tâm (2m;2m), trụ B có  $\Phi = 1\text{m}$ , tọa độ tâm (4 m; 2 m), trụ C có  $\Phi=2\text{m}$ , tọa độ tâm (6 m; 2 m), trụ D có  $\Phi=2\text{m}$ , tọa độ tâm (8,5m; 2 m). Tính chất điện của các trụ tròn:  $\rho=0,05\ \Omega\text{m}$ ;  $\epsilon_r=90$ ;  $\mu_r=39,9$  và môi trường:  $\rho=500\ \Omega\text{m}$ ;  $\epsilon_r=9$ ;  $\mu_r= 1,0006$  ( $v=0,1\ \text{m/ns}$ ).

- Hình 2d biểu diễn mô hình ranh giới uốn nếp:

+ Lớp 1: lớp đất dày 0,8 đến 1,5 m;  $\rho=500\ \Omega\text{m}$ ;  $\epsilon_r=9$ ;  $\mu_r=1,0006$  ( $v_1=0,1\ \text{m/ns}$ );

+ Lớp 2: lớp đá phiến sét dày từ 4,5 m đến 5,2 m;  $\rho=1000\ \Omega\text{m}$ ;  $\epsilon_r=7$ ;  $\mu_r=1,0006$  ( $v_2=0,11\ \text{m/ns}$ ).

Thông thường, đối với các ranh giới uốn nếp, mỗi vị trí nếp lồi sẽ xuất hiện một thắt nơ và tín hiệu hyperbol bên dưới thắt nơ đó (Hình 2e). Nhưng nếu không có thông tin tiên nghiệm, ta khó phân biệt được sự khác nhau giữa tín hiệu phản xạ từ các dị vật liên tiếp nhau và tín hiệu phản xạ từ một ranh giới địa chất uốn nếp (Hình 2b, 2e). Bằng cách áp dụng dịch chuyển sai phân hữu hạn, ta có thể nhận được mặt cắt GPR sau dịch chuyển thể hiện rõ tín hiệu phản xạ của các dị vật (Hình 2c) hoặc ranh giới uốn nếp (Hình 2f).

#### b) Mô hình 2 (tính độ sâu và kích thước của dị vật):

Sử dụng anten tần số 700 MHz, mô hình gồm ba lớp có tính chất điện khác nhau. Dị vật là ống kim loại, bên trong là không khí (Hình 3a):

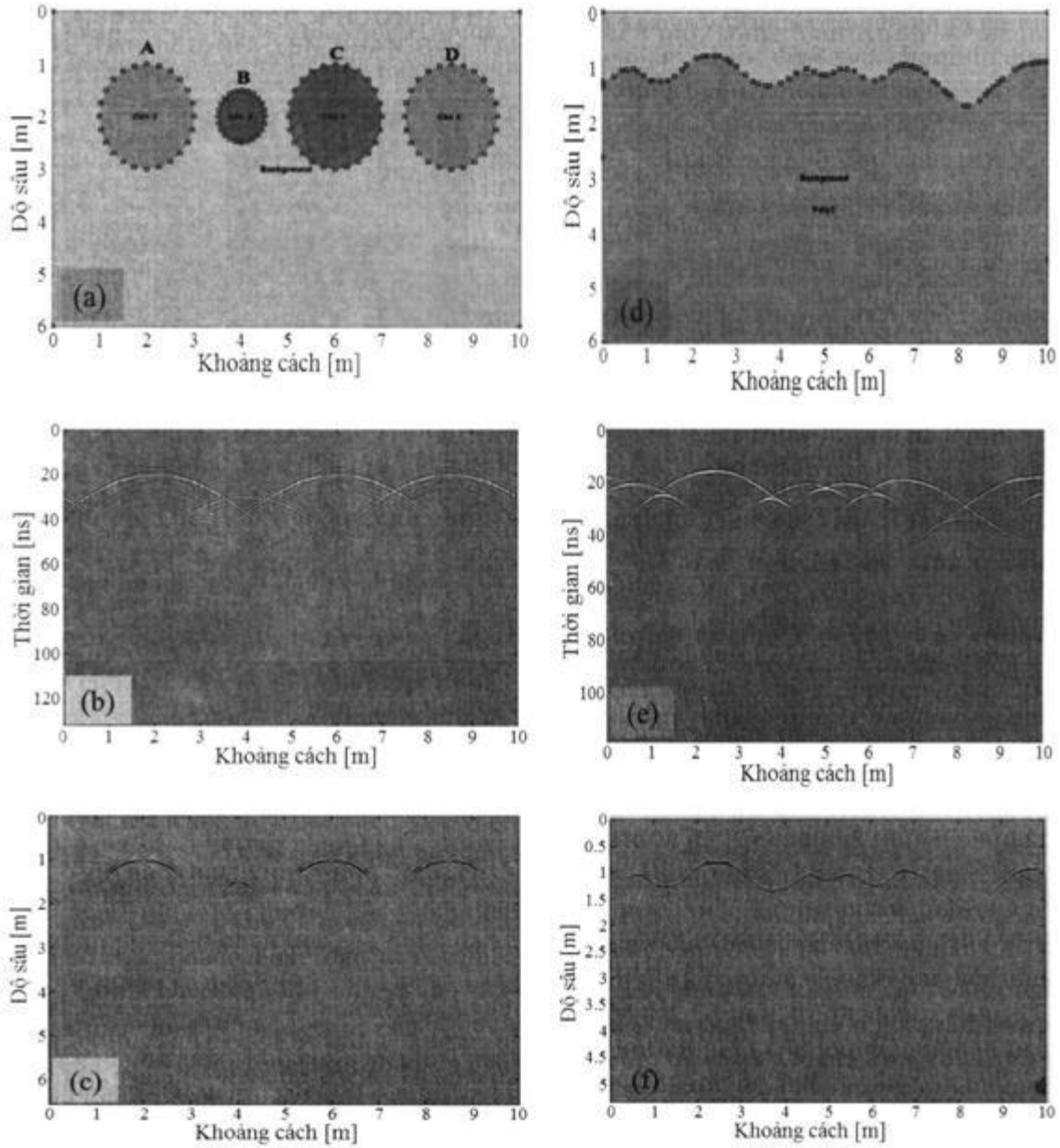


Lớp 1: lớp nhựa đường dày 0,2 m, điện trở suất  $\rho=100000 \Omega\text{m}$ ,  $\epsilon_r=4$ ,  $\mu_r=1,0069$  ( $v_1=0,15$  m/ns).

Lớp 2: lớp đá dăm dày 0,4 m có điện trở suất  $\rho=1000 \Omega\text{m}$ ,  $\epsilon_r=10$ ,  $\mu_r=1,0$  ( $v_2 = 0,095$  m/ns).

Lớp 3: lớp đất sét dày 4,4 m, điện trở suất  $\rho=500 \Omega\text{m}$ ,  $\epsilon_r=16$ ,  $\mu_r=1,0$  ( $v_2=0,075$  m/ns).

Dị vật: ống kim loại có điện trở suất  $\rho=0,01 \Omega\text{m}$ ,  $\epsilon_r=81$ ,  $\mu_r=39,69$ , đường kính ống 0,22 m, tâm đường ống tại vị trí (5 m, 0,8 m).

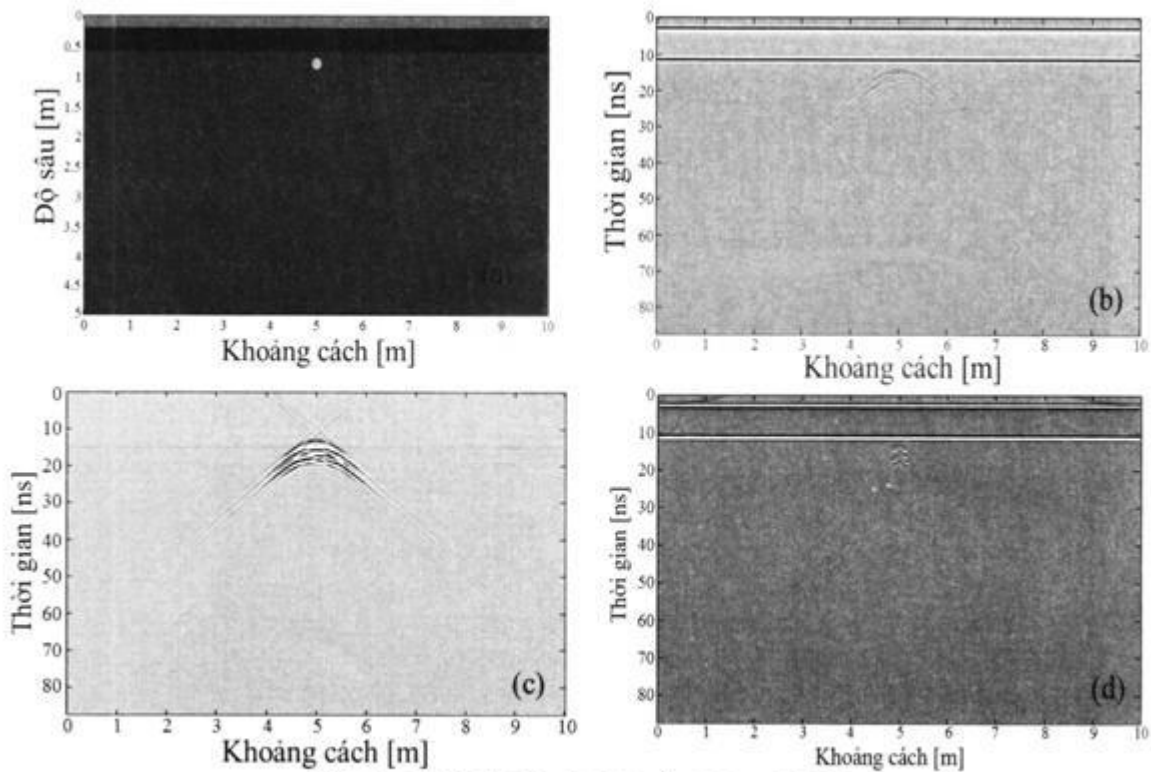


Hình 2. (a), (b), (c) lần lượt là mô hình, mặt cắt GPR và kết quả dịch chuyển FD đối với bốn trụ kim loại tiết diện tròn; (d), (e), (f) lần lượt là mô hình, mặt cắt GPR, kết quả dịch chuyển FD đối với ranh giới uốn nếp.

Quan sát mặt cắt GPR của mô hình 2 (Hình 3b). Hai đường thẳng kéo dài tại thời điểm  $t_1=2,6$  ns và  $t_2=10,9$  ns lần lượt là tín hiệu phản xạ từ mặt ranh giới thứ nhất và ranh giới thứ hai; tại  $t=13,6$  ns là tín hiệu của dị vật kim loại (hyperbol). Để xác định vận tốc truyền sóng trung bình đến đỉnh của dị vật, ta có thể sử dụng vận tốc căn quân phương  $v_{rms}$  (root mean square) (Yilmaz, 1987) nhờ biết chính xác vận tốc từng phân lớp và thời gian truyền sóng theo hệ thức [9]:

$$v_{rms} = \sqrt{\frac{\sum v_i^2 t_i}{\sum t_i}}$$

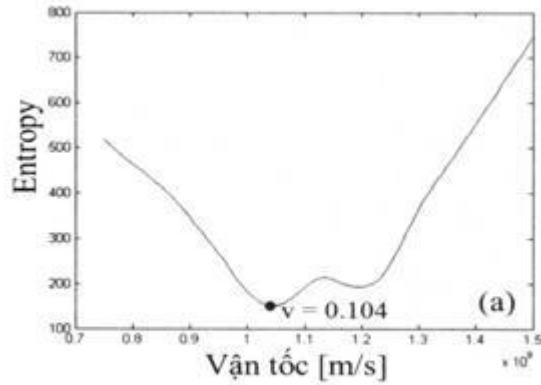
Trong mô hình này, vận tốc căn quân phương của môi trường bên trên dị vật là  $v_{rms}=0,104$  m/ns.



Hình 3. (a) Mô hình 2; (b) Mặt cắt GPR mô hình 2  
 (c) Mặt cắt GPR sau khi sử dụng bộ lọc background để khử nhiễu nằm ngang  
 (d) Mặt cắt GPR sau dịch chuyển với vận tốc  $v = 0,104$  m/ns.

Tiếp theo, thực hiện dịch chuyển trên số liệu mô hình kết hợp với biểu đồ entropy để tính vận tốc truyền sóng (lưu ý tín hiệu phản xạ từ các mặt ranh giới khá mạnh, có thể gây nhiễu hình ảnh sau Dịch chuyển. Do vậy, bộ lọc nền được sử dụng để khử các nhiễu nằm ngang trong mặt cắt mô hình, Hình 3c). Nhằm giảm thời gian tính toán, ta giới hạn khoảng vận tốc từ 0,075 (vận tốc lớp 3) đến 0,15 m/ns (vận tốc lớp 1) với bước nhảy 0,001 m/ns. Kết quả của biểu đồ entropy được biểu diễn trên Hình 4, giá trị entropy đạt cực tiểu tại vị trí  $v_e=0,104$  m/s, kết quả này rất phù hợp với vận tốc  $v_{rms}$  tính được ở trên, cho thấy phương pháp được sử dụng rất đáng tin cậy.



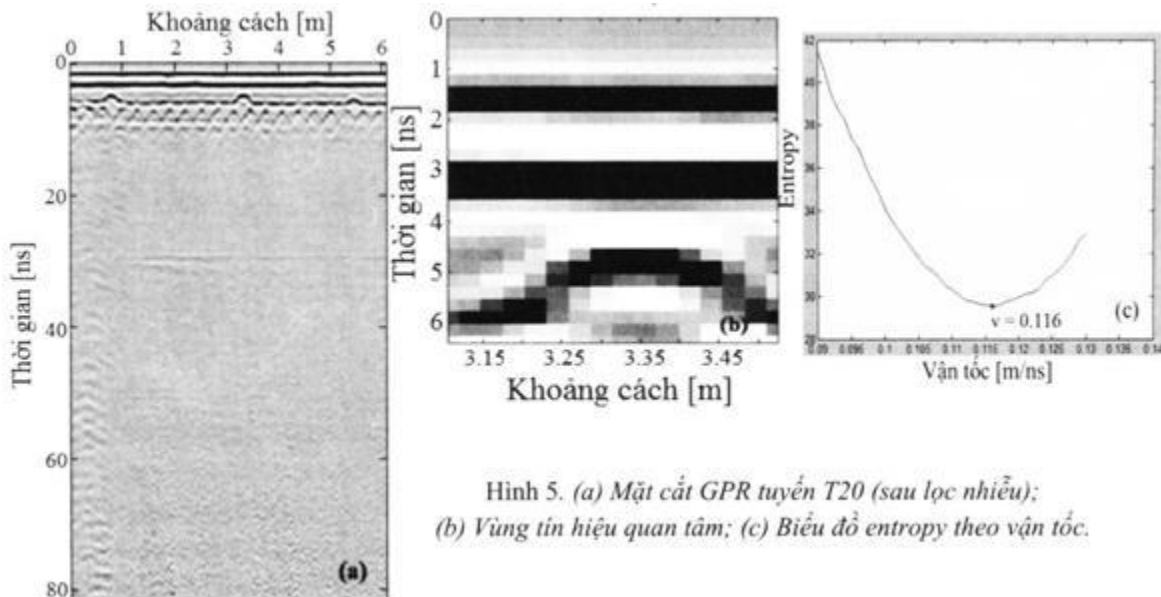


Hình 4. Biểu đồ entropy.

## 2. Số liệu thực tế

### a) Xác định bó cáp dự ứng lực trong bê tông:

Nhằm thi công lắp đặt hệ thống mới mà không gây hư tổn cho công trình 177 Hai Bà Trưng, Tp. HCM, chúng tôi đã sử dụng thiết bị GPR Detector Duo (hãng IDS - Ý) với Anten tần số 700 MHz có màn chắn, để xác định lại vị trí các bó cáp dự ứng lực được lắp đặt trong lớp bê tông sàn. Đây là vấn đề không dễ nếu các bó cáp nằm xen lẫn hoặc dưới lớp lưới thép dày đặc (vì sóng điện từ sẽ bị hấp thu hoặc tán xạ mạnh khi gặp môi trường dẫn điện tốt). May mắn là phần lớn các bó cáp ứng lực (hyperbol lớn và nằm ở độ sâu nông, Hình 5a) đều nằm trên lưới thép (các hyperbol rất nhỏ cách đều và sát nhau).



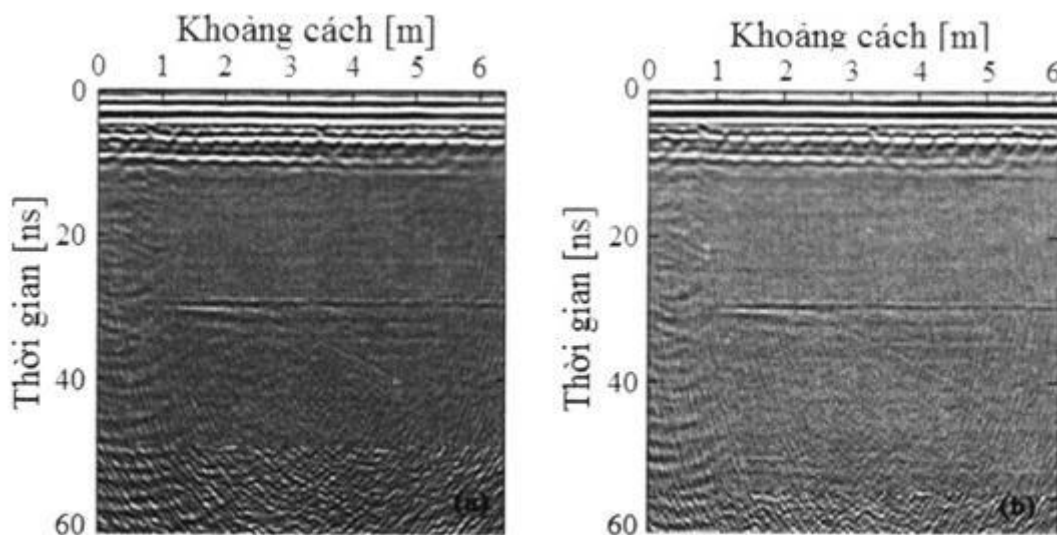
Hình 5. (a) Mật cắt GPR tuyến T20 (sau lọc nhiễu); (b) Vùng tín hiệu quan tâm; (c) Biểu đồ entropy theo vận tốc.

Ngoài vị trí, thông tin về độ sâu cũng rất quan trọng, có liên quan trực tiếp đến công tác khoan đục sàn bê tông mà không ảnh hưởng đến các sợi cáp chịu lực này. Sử dụng giá trị vận tốc truyền sóng điện từ trong bê tông đối với tần số 100 MHz [5] ( $v=0,122$  m/ns), ta tính được độ sâu của các bó cáp khoảng 0,17 m. Tuy nhiên, giá trị vận tốc chuẩn này không đáng tin cậy vì vận tốc truyền

sóng có thể thay đổi theo tần số và thành phần cấu tạo, độ ẩm và độ rỗng của bê tông. Vì vậy, trong trường hợp này, chúng tôi sẽ áp dụng phương pháp entropy cực tiểu để xác định lại vận tốc truyền sóng, với mục đích đánh giá đúng độ sâu các sợi cáp ứng lực để hạn chế tối đa hiểm họa đối với sàn bê tông khi thi công. Để minh chứng, chúng tôi sử dụng số liệu tuyến đo T20 thu thập tại tầng 3 của tòa nhà.

Mặt cắt GPR T20 sau khi khử nhiễu được biểu diễn trong Hình 5a. Giá trị entropy với các vận tốc khác nhau được thể hiện trên đồ thị Hình 5c. Entropy cực tiểu tương ứng với hình ảnh ít nhiễu loạn nhất cho nên vận tốc trong phép dịch chuyển chính là vận tốc truyền sóng trong môi trường đến đỉnh dãi vật ( $v=0,116$  m/ns). Quan sát kỹ hai mặt cắt dịch chuyển, ta thấy tín hiệu các hyperbol tạo bởi bó cáp ứng lực thể hiện khá rõ. Với vận tốc chuẩn, hyperbol tạo bởi lớp thép bên dưới có hình dạng cong lên, chứng tỏ vận tốc chuẩn lớn hơn vận tốc thật (do entropy cực tiểu) của môi trường (Hình 6a). Trong khi đó, Hình 6b cho thấy tín hiệu cáp chịu lực hội tụ lại, chứng tỏ đây là vận tốc đúng. Sử dụng giá trị vận tốc thật, ta xác định bó cáp dự ứng lực nằm ở độ sâu  $d = 0,15$  m (hợp lý hơn so với  $d=0,17$  m khi dùng  $v = 0,122$  m/ns vì sàn bê tông chỉ có bề dày khoảng 0,22 m).

b) Xử lý số liệu tuyến TI4 (trước số nhà 123 đường Lê Văn Sỹ - Chi cục Tài chính doanh nghiệp):

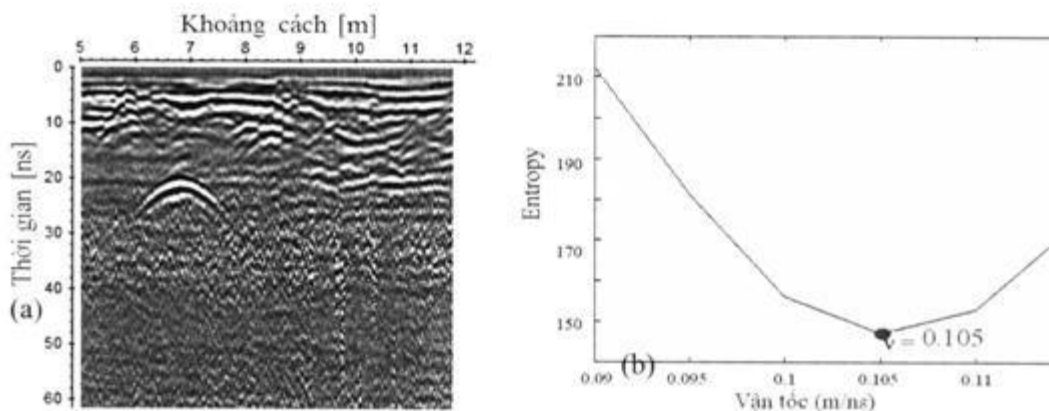


Hình 6. Kết quả dịch chuyển: (a)  $v = 0,122$  m/ns (vận tốc chuẩn);  
(b)  $v = 0,116$  m/ns (vận tốc khi entropy cực tiểu).

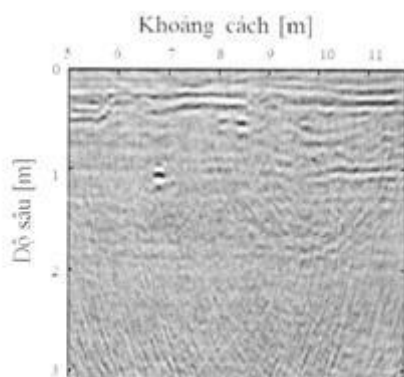
Tuyến đo được thực hiện bằng thiết bị Detector Duo với tần số 700 Mhz có màn chắn, cắt ngang đường Lê Văn Sỹ, Quận 3, Tp. HCM. Quan sát mặt cắt GPR sau khi khử nhiễu (Hình 7), tín hiệu hyperbol có dạng phân cực nghịch tại vị trí 6,8 m. Tiến hành Dịch chuyển mặt cắt T14 (Hình 7a) với vận tốc trong khoảng 0,09 m/ns đến 0,12 m/ns (bước nhảy 0,05 m/ns). Kết quả cho thấy giá trị entropy đạt cực tiểu tại vận tốc  $v=0,105$  m/ns chính là vận tốc truyền sóng trong môi trường đến đỉnh dãi vật (Hình 7b).

Sau khi dịch chuyển Kirchoff với vận tốc  $v = 0,105$  m/ns (Hình 8), ta thấy tín hiệu hội tụ rõ nét. Độ sâu và kích thước dãi vật tính được là  $d=1,04$  m,  $\Phi=0,14$  m. Theo thông tin tiên nghiệm từ

Công ty tư vấn xây dựng MAT, đây là đường cấp nước có kích thước  $\Phi=0,15$  m. Như vậy, sai lệch giữa kết quả tính toán kích thước và thực tế rất nhỏ khoảng 6,7%.



Hình 7. (a) Mặt cắt GPR tuyến T14 sau khi khử nhiễu; (b) Biểu đồ entropy.



Hình 8. Mặt cắt sau dịch chuyển tuyến T14.

#### IV. KẾT LUẬN

Nhân tố quyết định sự thành công của quá trình dịch chuyển là độ chính xác của mô hình vận tốc ở môi trường đất đá. Trong thực tế, vận tốc truyền sóng biến thiên rất phức tạp theo mọi hướng, cả theo phương thẳng đứng và phương ngang. Vận tốc môi trường thay đổi càng phức tạp thì quá trình dịch chuyển càng gặp nhiều khó khăn. Do vậy, việc lựa chọn phương pháp dịch chuyển ứng với từng môi trường địa chất khác nhau đóng vai trò quan trọng trong việc nâng cao chất lượng mặt cắt dịch chuyển.

Dịch chuyển F-K là thuật toán nhanh nhất, có liên quan đến biến đổi Fourier từ miền thời gian - khoảng cách (T-X) sang miền tần số - số sóng (F-K) để biểu diễn mặt cắt đo đạc với một giá trị vận tốc không đổi. Khi vận tốc biến thiên theo phương thẳng đứng và/hoặc theo phương ngang thì phương pháp này không còn chính xác. Trong khi đó, các thuật toán dịch chuyển thời gian FD và Kirchhoff đều xem vận tốc RMS (root mean square) của môi trường biến thiên theo phương thẳng đứng. Dịch chuyển Kirchhoff tiến hành nhanh và cho kết quả tốt nếu sự thay đổi vận tốc theo phương ngang không quá lớn, tuy vậy thuật toán này lại hạn chế nếu đối tượng muốn làm rõ nằm quá gần mặt đất. Thuật toán FD đưa ra được hình ảnh chất lượng với mọi góc nghiêng của ranh giới phản xạ tùy thuộc vào công thức xấp xỉ, nhưng sẽ tiêu tốn thời gian xử lý rất lớn khi độ

dốc tiệm cận  $90^\circ$ . Các thuật toán dịch chuyển độ sâu như PSPI sử dụng mô hình vận tốc khoảng, có xét đến sự thay đổi vận tốc theo phương ngang và sự lệch phương truyền sóng tại ranh giới phản xạ. Do vậy, phương pháp này cho chất lượng ảnh dịch chuyển rõ nhưng cần thời gian thực hiện lớn và rất khó để xây dựng mô hình vận tốc phù hợp môi trường thực tế.

Những kết quả có được từ mô hình và số liệu thực tế tại Tp. HCM cho thấy việc áp dụng các phương pháp dịch chuyển là cần thiết. Vận tốc truyền sóng điện từ được xác định chính xác và nhanh chóng hơn nếu chúng ta kết hợp thuật toán dịch chuyển với kỹ thuật entropy cực tiểu trong xử lý ảnh.

*Lời cảm ơn:* Nhóm tác giả xin chân thành cảm ơn Sở Khoa học Công Nghệ Tp. HCM đã cấp kinh phí thực hiện đề tài (HĐ số 283/2014/HĐĐH-SKHCN): “Nghiên cứu phương pháp dịch chuyển, entropy cực tiểu, biểu đồ năng lượng và xây dựng phần mềm xử lý dữ liệu radar xuyên đất”.

## VĂN LIỆU

1. **Đặng Hoài Trung, Đỗ Thanh Hải, Nguyễn Thành vấn, 2013.** Áp dụng dịch chuyển sai phân hữu hạn và xử lý số liệu radar xuyên đất. *TC Khoa học và Công nghệ Biển, tập 13, số 3A, pp. 120-126.*

2. **Huilin Zhou, Xing Wan, Wei Li, Yuling Jiang, 2011.** Combining F-K filter with minimum entropy Stolt migration algorithm for subsurface object imaging and background permittivity estimation. *Procedia Engineer, vol 23, pp. 636-641.*

3. **Jeno Gazdag, Piero Sguazzero, 1984.** Migration of seismic data by phase shift plus interpolation. *Geophysics, vol. 49, No. 2. pp. 124-131.*

4. **Jeno Gazdag and Sguazzero, 1984.** Migration of seismic data. *Proceeding of the IEEE, 72, pp. 1302-1315.*

5. **Lê Hoàng Kim, Nguyễn Thành Vấn, Đặng Hoài Trung, 2014.** Áp dụng phương pháp dịch chuyển dời pha nội suy tuyến tính vào xử lý tài liệu radar xuyên đất để xác định kích thước và vị trí dị vật, *TC Địa chất, A/341-345:230-236. Hà Nội.*

6. **Nguyen Thanh Van, Le Van Anh Cuong, Nguyen Van Giang, Dang Hoai Trung, 2012.** Kirchhoff Migration for specifying velocity model in Ground Penetrating Radar method, *Proceeding IEEE 14<sup>U</sup> International conference on Ground Penetrating Radar (GPR), Shanghai, China, pp. 419-424.*

7. **Nguyễn Thành Vấn, Nguyễn Văn Giảng, 2013.** Radar xuyên đất: Phương pháp và ứng dụng. NXB. Đại học Quốc gia Tp. HCM, 222 tr.

8. **Nguyễn Thành vấn, Nguyễn Văn Thuận, Đặng Hoài Trung, 2014.** Dịch chuyển F-K và entropy cực tiểu trong xử lý tài liệu radar xuyên đất. *TC Địa chất, A/341-345:273-282. Hà Nội.*

9. **Ozdogan Yilmaz, 1987.** Seismic Data Processing, Society of Exploration *Geophysics, USA.*

10. **Stolt, R.H., 1978.** Migration by Fourier Transform. *Geophysics, vol 43, pp. 23-48.*

11. **Xiaoyin Xu, Eric L., Miller, Carey M., Rappaport, 2003.** Minimum entropy regularization in frequency - wavenumber migration to localize subsurface objects, *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, vol 41(8), pp. 1804-1812.*

12. **Zhdanov M.S., 2002.** Geophysical inverse theory and regularization problems. *Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo, 609 pp.*