

LIÊN DOANH VIỆT - NGA VIETSOVPETRO

**TUYỂN TẬP BÁO CÁO**

# **HỘI NGHỊ KHOA HỌC**

**KỶ NIỆM 30 NĂM KHAI THÁC DẦU  
TỪ ĐÁ MÓNG MỎ BẠCH HỔ  
06.09.1988 - 06.09.2018**



**VỮNG TÀU 2018**

## GIẢI NGƯỢC TỔ HỢP TÀI LIỆU ĐỊA VẬT LÝ ỨNG DỤNG CHO MÔI TRƯỜNG ĐÁ CỨNG

Kiều Duy Thông

Học hàm, học vị: Tiến sỹ

ĐH Mỏ - Địa chất, Số 18 Phố Viên - P. Đức Thắng - Q. Bắc Từ Liêm - Hà Nội

Email: [kieuduythong@humg.edu.vn](mailto:kieuduythong@humg.edu.vn)

Phone: 02432121646

Lê Văn Anh Cường

Học hàm, học vị: Tiến sỹ

ĐH Khoa học Tự nhiên - ĐH Quốc gia TP. Hồ Chí Minh

Email: [lvacuong@hcmus.edu.vn](mailto:lvacuong@hcmus.edu.vn)

Phone: 0907219695

### Tóm tắt

Giải ngược tài liệu địa vật lý là một bước xử lý thiết yếu để xây dựng mô hình phân bố các tham số vật lý dưới mặt đất từ tài liệu địa vật lý. Tuy nhiên, quá trình giải ngược cho kết quả đa nghiệm, nghĩa là có vô số mô hình có thể phù hợp với tài liệu đo được trong khoảng mức nhiễu nhất định. Do vậy, sử dụng giải ngược tổ hợp số liệu để hạn chế tính đa trị của bài toán giải ngược và xây dựng mô hình địa chất với mức độ tin cậy cao hơn là cần thiết. Trong bài báo này chúng tôi trình bày tổng quan các kết quả mà chúng tôi thực hiện trong thời gian vừa qua. Trong đó, chúng tôi sử dụng một số thuật toán giải ngược với mục đích sử dụng các ưu thế của từng phương pháp thành viên. Phương pháp giải ngược của chúng tôi thiết kế chủ yếu cho môi trường đá cứng, tất nhiên, chúng cũng có thể áp dụng cho môi trường đá mềm. Kết quả giải ngược áp dụng cho một số trường hợp chứng tỏ hiệu quả của giải ngược tổ hợp số liệu so với giải ngược từng phương pháp.

### 1. Giới thiệu

Địa vật lý đóng một vai trò then chốt trong khảo sát địa chất và tìm kiếm tài nguyên khoáng sản. Trong các phương pháp địa vật lý, địa chấn phản xạ là phương pháp được sử dụng chủ đạo trong thăm dò dầu khí và khoáng sản, vì phương pháp này tuy có độ phân giải kém hơn phương pháp rada xuyên đất nhưng chiều sâu nghiên cứu lớn hơn. Hơn nữa nó có độ phân giải cao hơn các phương pháp thăm dò điện khác và các phương pháp trường thế. Mặc dù vậy, trong thăm dò các đối tượng trong đá cứng là môi trường không thuận lợi cho việc áp dụng địa chấn như cấu trúc phức tạp và thẳng đứng thường không có các ranh giới phản xạ liên tục. Điều này làm cho việc sử dụng tài liệu địa chấn để minh giải các thông tin địa chất gặp khó khăn và độ chính xác không cao. Ở một mức độ nhất định, vấn đề này có thể được giải quyết bằng việc sử dụng các phương pháp giải ngược tài liệu địa chấn và kết hợp giải ngược tổ hợp tài liệu khác.

Tài liệu địa vật lý đo được thường là không sử dụng được ngay cho việc minh giải thông tin địa chất, mà cần qua một quá trình xử lý. Giải ngược tài liệu địa vật lý ngày càng đóng vai trò quan trọng trong việc xây dựng các mô hình địa chất. Kể cả tài liệu địa chấn sau khi xử lý dịch chuyển và cộng sóng, thường được dùng cho minh giải, nhưng tài liệu này chỉ phản ánh cấu trúc và sự thay đổi trở sóng âm học tương đối

của môi trường. Trong khi đó kết quả của quá trình giải ngược sẽ cho bức tranh trở sóng âm học tuyệt đối, có độ phân giải cao hơn tài liệu địa chấn phản xạ, do đó nó sẽ giúp cho việc minh giải tài liệu chính xác và dễ dàng hơn. Tuy nhiên, hạn chế lớn nhất của việc giải bài toán ngược địa vật lý là độ bất định của kết quả giải ngược. Nguyên nhân của sự bất định này là do nhiễu, điều này đặc biệt quan trọng đối với địa chấn trong môi trường đá cứng, số liệu đo đạc không đầy đủ, các giả thiết toán học, vật lý không đúng hoàn toàn với thực tế ví dụ như các bài toán mô hình thường là giả thiết các đối tượng địa chất đơn giản hơn rất nhiều so với thực tế [7].

Tính đa nghiệm của bài toán giải ngược sẽ giảm nếu sử dụng các kỹ thuật hạn chế nghiệm khác nhau dựa vào các giả thiết về mô hình hoặc thông tin tiên nghiệm. Các thông tin về các tham số mô hình, ví dụ như độ trơn của mô hình, dựa trên việc xác định nghiệm của bài toán giải ngược là mô hình có sự thay đổi tham số mô hình chậm theo không gian [8]. Các thông tin tiên nghiệm có thể đến từ tài liệu giếng khoan, hoặc kết quả từ các phương pháp địa vật lý khác [9-15].

Một quá trình khác để giảm sự đa nghiệm là giải ngược tổ hợp tài liệu các phương pháp địa vật lý. Cơ sở để tiến hành giải ngược tổ hợp các phương pháp địa vật lý là mỗi phương pháp nhạy với mỗi đối tượng địa chất khác nhau, khi sử dụng các thông tin bổ trợ từ tổ hợp các phương pháp sẽ xây dựng được bức tranh địa chất đầy đủ hơn và giảm tính đa nghiệm của bài toán giải ngược hơn là sử dụng kết quả của từng phương pháp riêng lẻ [16-26]. Vấn đề cốt lõi của giải ngược tổ hợp tài liệu của các phương pháp địa vật lý là tạo được mối liên kết tương hỗ giữa các mô hình của các phương pháp địa vật lý. Trên thế giới hiện nay, thường sử dụng hai kiểu liên kết mô hình, (1) cấu trúc [18, 20] và vật lý thạch học [17, 26]. Trong bài báo này, chúng tôi trình bày một số kiểu hợp tổ hợp tài liệu địa vật lý.

## 2. Sử dụng phân nhóm mờ trong giải ngược

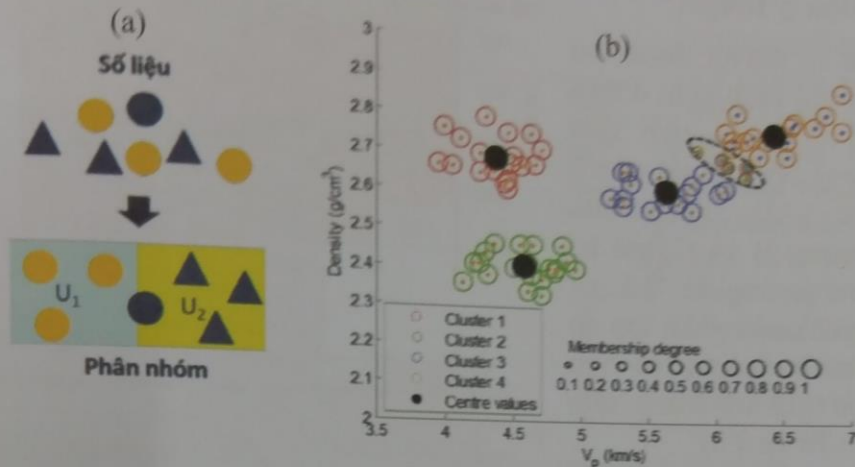
Chúng tôi sử dụng kỹ thuật phân nhóm mờ (fuzzy clustering) để hạn chế nghiệm của bài toán giải ngược [3, 6, 27-29]. Cơ sở để sử dụng kỹ thuật này trong giải ngược tài liệu địa vật lý là kết quả địa vật lý nhằm xây dựng các mô hình địa chất, trong đó mô hình này thường được chia thành các đơn vị đá. Trong địa chất, các đơn vị đá thành tạo trong các điều kiện địa chất khác nhau sẽ tạo thành các khối có tính chất vật lý khác nhau (các nhóm). Một trong những thuật toán phân nhóm được sử dụng rộng rãi là phân nhóm mờ trung bình (fuzzy c-means: FCM clustering). Ưu điểm lớn nhất của phương pháp này so với phương pháp phân nhóm K- trung bình (K means) là phương pháp FCM sử dụng lý thuyết tập mờ (fuzzy logic), khi tính đến các tham số vật lý dùng để phân chia các đơn vị đá thường có sự chồng lấn, hay ranh giới về tính chất vật lý của các nhóm là không rõ ràng, 'mờ' (fuzzy).

### 2.1. Thuật toán phân nhóm mờ

Thuật toán fuzzy c-means [30] chia các phần tử của số liệu đầu vào thành các nhóm dựa vào sự tương đồng của các tính chất của các phần tử. Khác với phương pháp K trung bình mỗi phần tử chỉ thuộc về một nhóm, trong phương pháp này các phần tử có thể thuộc về nhiều nhóm với hệ số thành viên khác nhau. Quá trình này được thực hiện bằng việc cực tiểu hóa hàm sau:

$$\Phi_{FCM} = \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^C u_{jk}^q \|z_j - v_k\|_2^2, \quad (1)$$

trong đó,  $N$  là số lượng phần tử của số liệu  $z$ ,  $z$  có thể gồm nhiều thuộc tính.  $C$  là số lượng nhóm,  $q$  ( $q > 1$ ) là tham số 'mờ' (fuzziness),  $q$  thường được lấy giá trị bằng 2 [22],  $v_k$  là giá trị trung tâm của nhóm thứ  $k$ ,  $u_{jk}$  là hệ số thành viên (membership degree) của phần tử thứ  $j$  đối với nhóm thứ  $k$ , với điều kiện  $\sum_{k=1}^C u_{jk} = 1$ . Thuật toán này được minh họa bằng hình ảnh và một ví dụ trên Hình 1.



Hình 1. (a) Hình ảnh biểu diễn sự phân nhóm, số liệu đầu vào là các đối tượng có đặc điểm khác nhau, ví dụ dựa vào hình dạng và màu sắc các phần tử được chia thành hai nhóm  $U_1$  (hình tròn màu da cam) và  $U_2$  (hình tam giác màu đen). Nhưng vấn đề là có những đối tượng mang đặc điểm của cả hai nhóm trên, hình tròn màu đen (đối tượng 'mờ') thì phải giải quyết như thế nào? Logic mờ được dùng để giải quyết vấn đề này.

(b) Phân nhóm logic mờ chia các phần tử dựa vào hai tham số vận tốc sóng dọc ( $V_p$ ) và mật độ. Các hình tròn rỗng với màu sắc khác nhau thể hiện các nhóm khác nhau, kích thước của hình tròn thể hiện độ lớn của hệ số thành viên, hình tròn đầy màu đen là các trung tâm của các nhóm. Nhóm 1 (màu đỏ) và nhóm 2 (màu xanh lá cây) phân chia rõ ràng và tách biệt so với nhóm 3 (màu xanh nước biển) và nhóm 4 (màu da cam), tuy nhiên giữa nhóm 3 và nhóm 4 (phần đánh dấu bằng hình o van đường nét đứt) thể hiện sự chồng lấn (không rõ ràng), các điểm này sẽ thuộc về tất cả các nhóm với hệ số thành viên nhỏ hơn một. Lưu ý, tổng hệ số thành viên của mỗi phần tử là 1

## 2.2. Đưa phân nhóm mờ vào trong quá trình giải ngược tài liệu địa vật lý

Trong thuật toán giải ngược tài liệu địa vật lý của chúng tôi là cực tiểu hóa hàm (2). Thuật toán này được đề xuất bởi (Sun and Li, 2011):

$$\Phi(m, u, v) = \Phi_d + \beta \Phi_m + \gamma \Phi_{FCM}, \quad (2)$$

trong đó  $\Phi_d$  mô tả sự khác nhau giữa tài liệu đo và tài liệu tính mô hình,  $\Phi_m$  biểu diễn độ trơn của mô hình và  $\Phi_{FCM}$  là độ phân nhóm (hàm sai số của phân nhóm mờ trung bình). Thành phần FCM này giúp xây dựng mô hình trong qua trình giải ngược từ các đơn vị đá (nhóm), thành phần này làm cho quá trình giải ngược xây dựng được mô hình gần với điều kiện địa chất hơn. Hệ số điều chỉnh  $\beta$  and  $\gamma$  giúp cân bằng giữa độ khớp, độ trơn và độ phân nhóm.

Ngoài ra, lợi dụng thành phần phân nhóm FCM trong hàm giải ngược (2), chúng tôi có thể đưa thông tiên nghiệm vào quá trình giải ngược nhằm hạn chế tính đa

trị của bài toán. Thông tin tiên nghiệm có thể bao gồm thông tin về các thông số vật lý thu được từ tài liệu giếng khoan [3, 27] hoặc cấu trúc [28]. Sau đây chúng tôi sẽ trình bày một số kết quả ứng dụng.

### 2.3. Ứng dụng

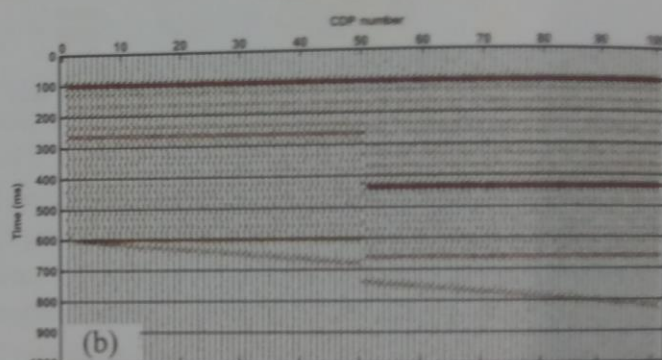
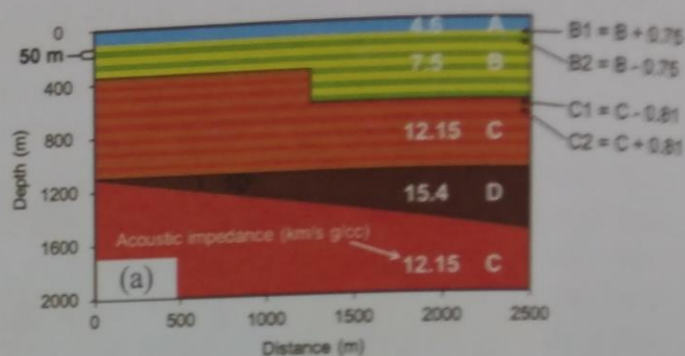
#### a. Tài liệu lý thuyết

Tài liệu lý thuyết được mô tả trên hình 2. Mô hình gồm 4 môi trường A, B, C và D, mỗi môi trường đặc trưng bởi các giá trị trở sóng âm học (AI) khác nhau. Trong môi trường B và C, giá trị trung tâm tương ứng là 7.5 và 12.15 (km/s g/cc), các phân lớp có chiều dày 50m, có giá trị lớn hơn hoặc nhỏ hơn giá trị trung tâm tương ứng là 0.75 và 0.81.

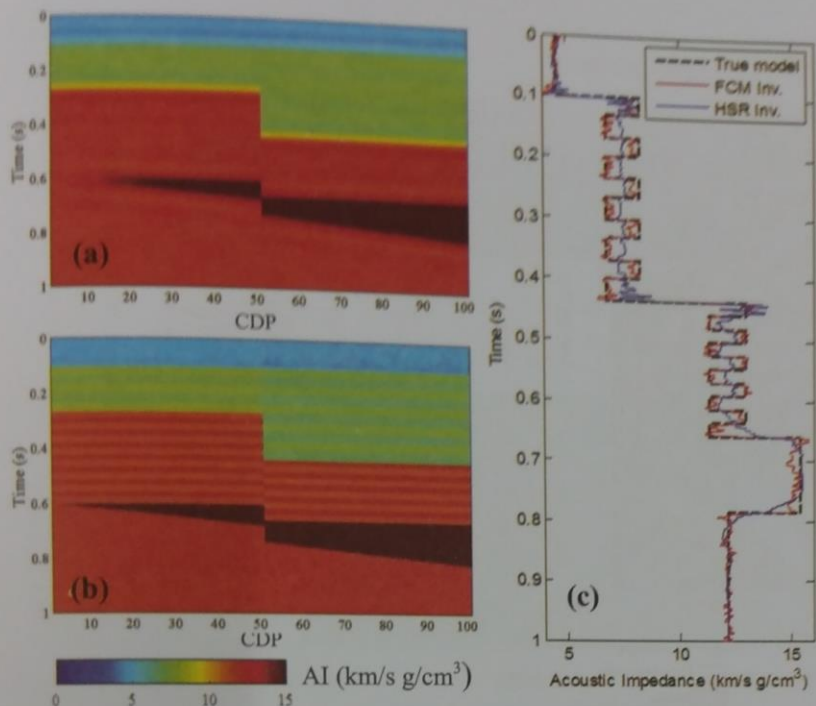
Tài liệu địa chấn thường có dải tần số lớn hơn 5Hz, phần tần số thấp được bù đắp từ tài liệu giếng khoan. Do vậy, trong quá trình giải ngược phần tần số thấp được đưa vào mô hình thông qua mô hình ban đầu, thường được xây dựng từ tài liệu giếng khoan [31].

Trong trường hợp này chúng tôi giả sử có số liệu giếng khoan tại vị trí các mạch địa chấn thứ 20 và 80, cộng với thông tin các ranh giới địa chấn và dùng phần mềm Hampson Russell (HSR) phiên bản 9.0, xây dựng được mô hình ban đầu (Hình 3a). Các tham số đầu vào khác bao gồm xung sóng địa chấn con (wavelet) giả sử đã biết. Thông tin vật lý thạch học, giả sử đã biết giá trị trung tâm ban đầu là [5.0; 7.5; 12.15; 15.4] (km/s g/cm<sup>3</sup>) đại diện cho bốn môi trường A, B, C và D, nhưng với độ chắc chắn là 50%, trong quá trình giải ngược, chúng tôi thiết lập một hệ số chắc chắn cho các tham số này là 0.5 (với giá trị 0 và 1 tương ứng thể hiện sự không chắc chắn và chắc chắn tuyệt đối). Các tham số  $\beta$  and  $\gamma$  được thiết lập dựa vào kết quả chạy thử nghiệm.

Kết quả giải ngược được thể hiện trên hình 3b tương ứng cho mô hình ban đầu 3a, mô giải ngược rất gần với mô hình thực (Hình 2a). Để kiểm tra hiệu quả của chương trình, chúng tôi so sánh kết quả giải ngược sử dụng chương trình của chúng tôi và sử dụng phần mềm thương mại, Hampson Russell (HSR). Kết quả so sánh thể hiện trên hình 3c. Kết quả này cho thấy, chương trình của chúng tôi cho kết quả gần với mô hình thực hơn. Đặc biệt là trong hai môi trường B và C, các phân lớp mỏng được khôi phục gần với mô hình thật, trong khi kết quả sử dụng phần mềm HSR không rõ ràng.



Hình 2. (a) Mô hình trở sóng âm học. (b) Số liệu lý thuyết tính được từ kết quả tích chập xung sóng Ricker, tần số chính 40Hz, và hệ số phản xạ tính từ mô hình (a), và cộng thêm nhiễu ngẫu nhiên, phân bố Gauss, tỷ số tín hiệu trên nhiễu là 5 [1]. Khoảng cách giữa hai mạch địa chấn liên tiếp là 25 m, chiều dài lấy mẫu là 2ms



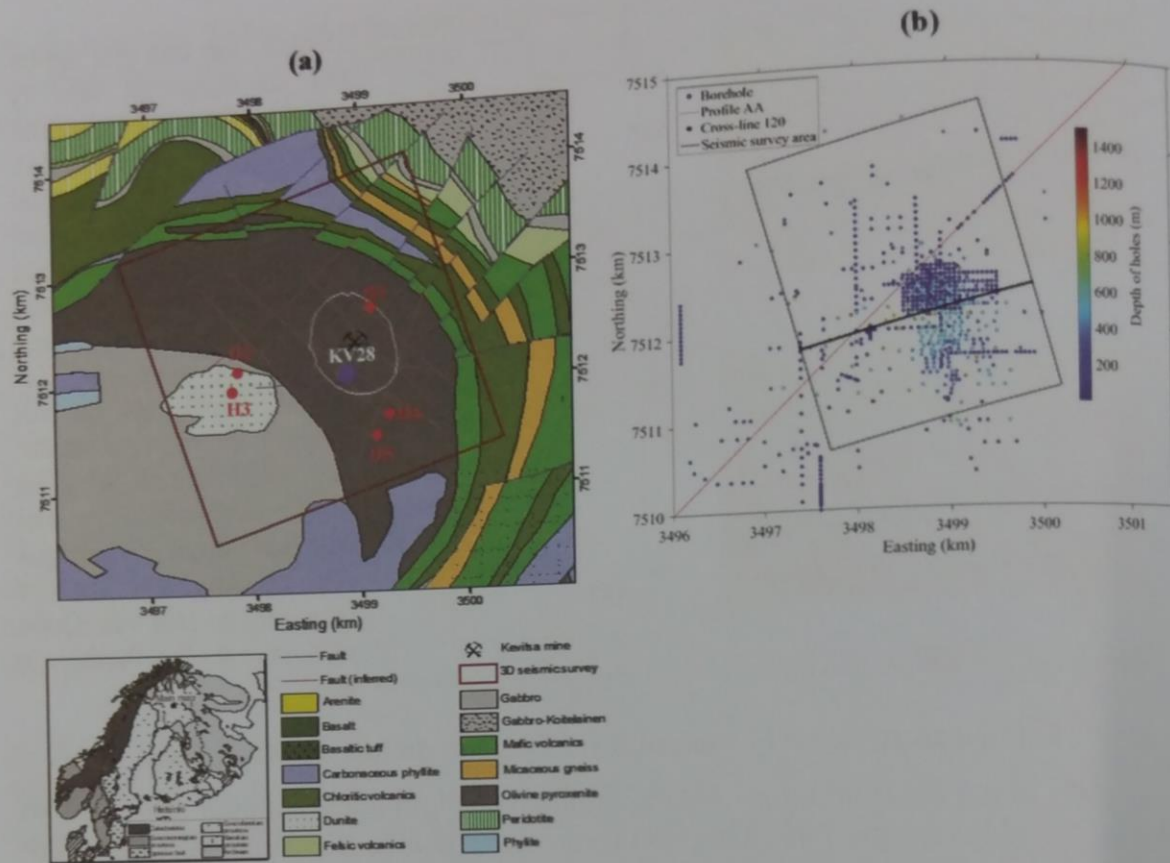
Hình 3. Kết quả giải ngược (b) sử dụng tài liệu lý thuyết (Hình 2b) và mô hình ban đầu tương ứng (a). (c) So sánh kết quả giải ngược từ phần mềm Hampson Russell phiên bản 9.0 (đường màu xanh nước biển) và kết quả của chúng tôi (đường màu đỏ). Kết quả của chúng tôi gần với mô hình thật (đường nét đứt màu đen) hơn là sử dụng phần mềm thương mại Hampson Russell. Kết quả này đã được các tác giả trình bày tại Hội thảo Quốc tế Địa vật lý, Perth, Úc 2015 [3].

### b. Tài liệu thực tế, xử lý tổng hợp tài liệu, mỏ đa kim Kevitsa, Phần Lan

Đây là mỏ đa kim Đồng - Niken và nhóm các kim loại Platinum. Mỏ phân bố tại khu vực phía bắc của Phần Lan, sơ đồ địa chất thể hiện trên Hình 4a. Đây là một mỏ lớn, dự kiến khai thác trong hai mươi năm. Khu vực này đã tiến hành đo địa vật lý, từ, trọng lực, điện hàng không, đo từ tellua, điện một chiều, phân cực kích thích, và địa chấn 2D và 3D. Trong khu vực mỏ đã khoan 886 giếng (Hình 4b), tuy nhiên chỉ có 14 giếng khoan tiến hành đo vận tốc sóng siêu âm. Với đặc điểm địa chất cấu tạo phức tạp, các đơn vị cấu trúc có phương thẳng đứng, không có một ranh giới địa chấn ổn định là một trở ngại chính cho việc áp dụng tài liệu địa chấn 3D để minh giải cấu trúc địa chất [4]. Một trong những giải pháp để nâng cao hiệu quả sử dụng tài liệu địa vật lý là giải ngược tổ hợp tài liệu nhằm xây dựng các mô hình thuận lợi hơn cho việc minh giải địa chất.

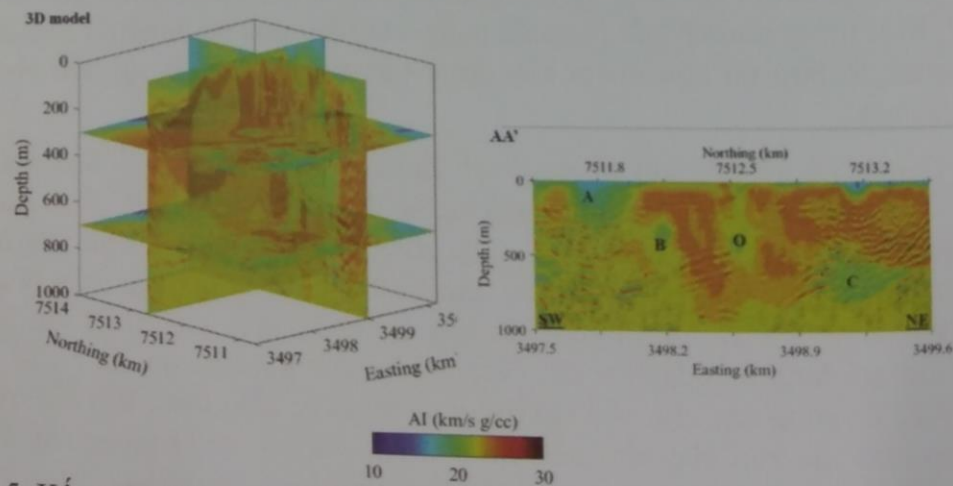
Đây là một bộ số liệu với nhiều thách thức cho việc xử lý. Số liệu địa chấn nhiễu mạnh, và ranh giới phản xạ không liên tục do độ phức tạp của đặc điểm địa chất. Ngoài ra, khó khăn trong việc trích tách xung sóng địa chấn vì quá trình thu nổ địa chấn dùng cả hai nguồn nổ và rung, nên độ tương quan giữa tài liệu địa chấn lý thuyết và tài liệu đo không cao. Để giải ngược tài liệu địa chấn, điều kiện thiết yếu là phải xây dựng được mô hình ban đầu tin cậy. Trong khu vực nghiên cứu chỉ có 14 giếng khoan có đo tốc độ sóng âm, chủ yếu tập trung tại khu vực khai thác. Với cấu trúc địa chất phức tạp như của khu vực này, nếu chỉ sử dụng tài liệu từ 14 giếng này để xây dựng mô hình ban đầu cho giải ngược địa chấn là không đủ.

Chúng tôi đã xây dựng một qui trình xử lý tài liệu cho bộ số liệu này. Đầu tiên, tài liệu giếng khoan mật độ, gamma tự nhiên, điện trở suất được sử dụng để dự đoán vận tốc sóng siêu âm bằng việc áp dụng chương trình dự đoán [32], nhằm xây dựng mô hình ban đầu. Các thông tin khác của giếng khoan như thông tin về thạch học và địa hóa cũng được sử dụng để hỗ trợ quá trình giải ngược tài liệu địa vật lý trên mặt [6, 29].

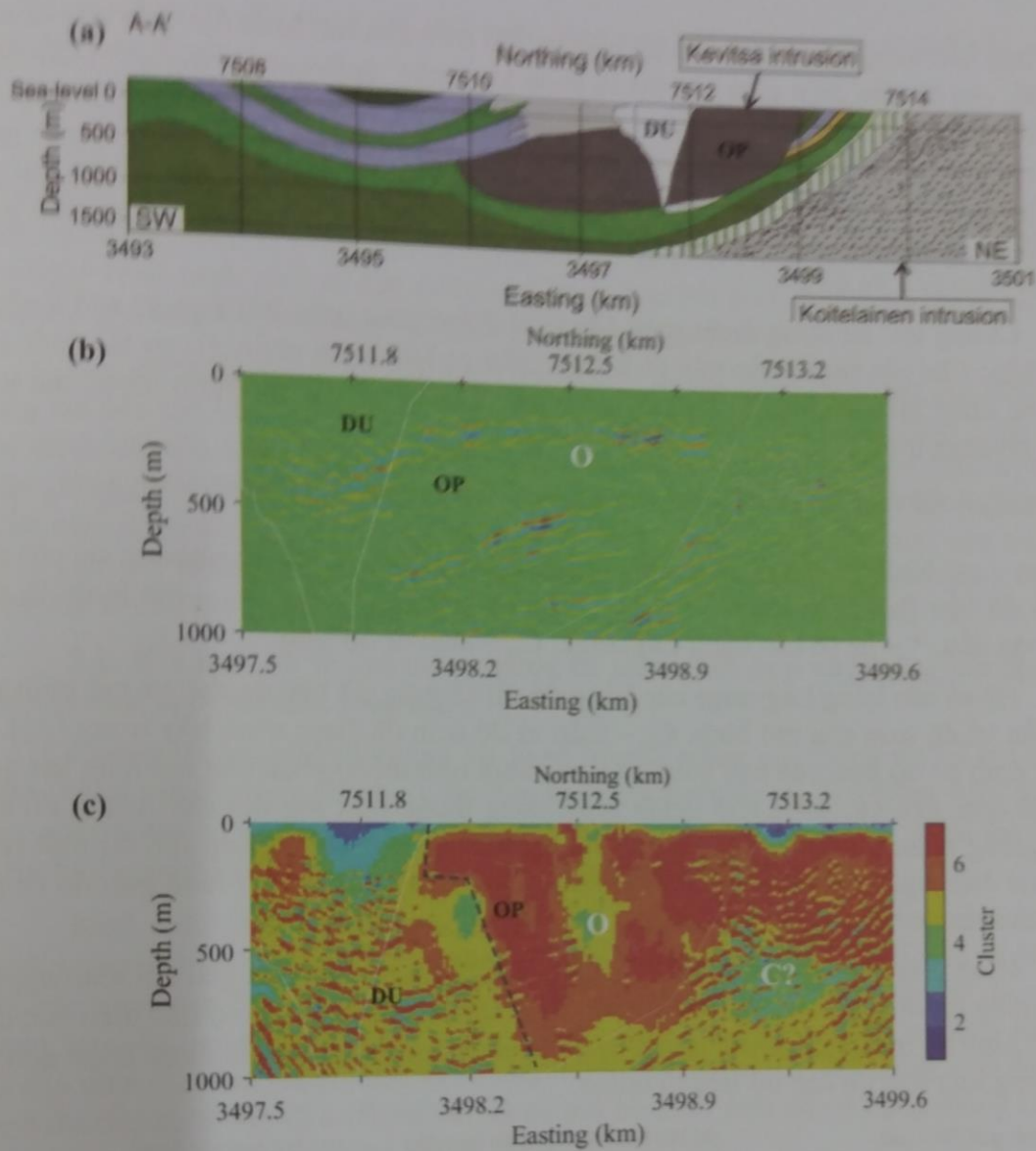


Hình 4. (a) Sơ đồ địa chất khu vực nghiên cứu, theo Malehmir, Juhlin [2].

(b) Sơ đồ vị trí các giếng khoan, các giếng khoan sâu chủ yếu tập trung khu vực khai thác. Đường màu đỏ đánh dấu vị trí mặt cắt AA' được sử dụng để so sánh kết quả giải ngược và kết quả công bố bởi [4]



Hình 5. Kết quả giải ngược tài liệu địa chấn phản xạ, sử dụng thông tin từ giếng khoan để xây dựng mô hình ban đầu và hạn chế tính đa trị của bài toán ngược. A, B, C và O đánh dấu vị trí các khu vực có giá trị trở sóng âm học thấp, A và B liên quan đến đới Dunite [4], O là đới quặng. C có thể liên quan đến đới Dunite (chưa được xác định trước đây). AI thu được từ quá trình giải ngược có thể mang lại thông tin phục vụ cho thiết kế mỏ. Kết quả này đã được các tác giả trình bày tại Hội thảo Quốc tế Địa chất - Địa vật lý, Sydney, Úc 2018 [5]



Hình 6. (a) Mặt cắt địa chất dọc tuyến AA' (Lấy theo kết quả của Koivisto, Malehmir [4]. Khung màu xanh nước biển đánh dấu vị trí của lát cắt địa chấn. (b) Mặt cắt địa chấn phân xạ, đường màu trắng ranh giới hai đơn vị đá Dunite (DU) và Olinine Pyroxenite (OP). (c) Mặt cắt giả thạch học thu được từ giải ngược tổng hợp các số liệu địa chấn, từ tellua (không mô tả trong bài báo này) và tài liệu giếng khoan. O đánh dấu vị trí đới quặng, C đánh dấu đới có thể liên quan đến Dunite. Đường nét đứt đậm màu đen đánh dấu ranh giới mới giữa hai đơn vị đá DU và OP. Kết quả này đã được các tác giả trình bày tại Hội thảo Quốc tế Địa chất - Địa vật lý, Sydney, Úc 2018 [6]

### 3. Sử dụng thuộc tính địa chấn hỗ trợ giải ngược tài liệu từ tellua

#### 3.1. Bài toán ngược từ tellua và các điều kiện ảnh hưởng nghiệm của bài toán

Giải bài toán ngược từ tellua có nghiệm là mô hình độ dẫn điện dưới mặt đất bằng phương pháp tối thiểu hóa sự sai lệch giữa số liệu đo và số liệu mô hình hóa. Để ổn định nghiệm và giảm tính đa trị của bài toán, điều kiện độ trơn và mô hình ban đầu



được đưa vào trong khi giải bài toán ngược. Độ trơn của mô hình địa điện này là tỉ lệ thay đổi của độ dẫn điện giữa các thành phần khối nhỏ. deGroot-Hedlin and Constable [33] đã mô tả kết quả của bài toán ngược từ tellua có một điều kiện độ trơn của các khối nhỏ trong toàn bộ mô hình lớn độ dẫn điện bằng một hằng số, làm cho các ranh giới thu được từ mô hình giải ngược bị làm trơn, không thể hiện rõ nét. Trong khi đó, thực tế địa chất nhiều ranh giới thể hiện sự thay đổi rõ ràng về tính chất điện, như ranh giới đá trầm tích và đá gốc.

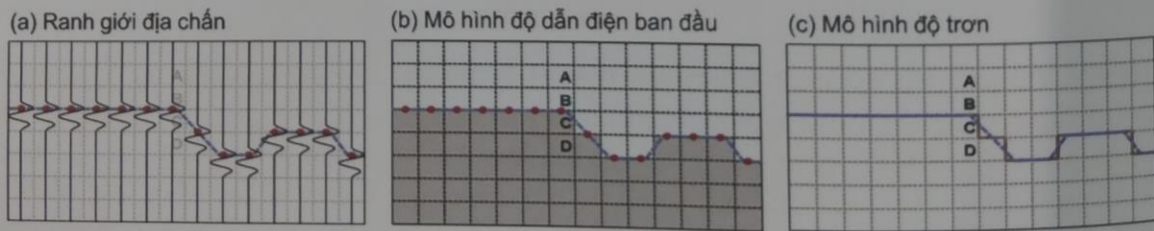
Chúng tôi sử dụng thuật toán ModEM được phát triển bởi Egbert and Kelbert [34]. Mục tiêu của thuật toán này phải thỏa mãn cả hai thành phần: (i) sự tối thiểu hóa sự khác nhau giữa số liệu đo đạc và mô hình và (ii) cấu trúc mô hình, được thể hiện trong phương trình (3):

$$\Phi(m, d) = (d - f(m))^T C_d^{-1} (d - f(m)) + \nu(m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0), \quad (3)$$

ở đó  $m$  – mô hình độ dẫn điện,  $d$  – số liệu đo đạc thực tế,  $C_d$  – hiệp phương sai của các sai số dữ liệu (hàm covariance),  $f(m)$  – toán tử bài toán thuận,  $m_0$  – mô hình độ dẫn điện ban đầu,  $\nu$  – hệ số cân bằng Lagrange,  $C_m$  – toán tử độ trơn.

Hệ số cân bằng Lagrange cân bằng độ sai số giữa dữ liệu đo đạc và mô hình với yêu cầu về độ trơn của mô hình.  $C_m$  – toán tử độ trơn đã được trình bày trong [35], sẽ quyết định có độ trơn cao hay thấp giữa các khối nhỏ thành phần của mô hình kết quả. Cụ thể hơn, nếu các khối nhỏ thành phần cùng thuộc một lớp địa chất mang độ dẫn điện giống nhau thì độ trơn  $C_m$  tại đó rất cao, còn trong trường hợp tồn tại một ranh giới địa điện ngăn cách các khối nhỏ thành phần thì độ trơn  $C_m$  tại ranh giới đó có giá trị rất nhỏ hoặc bằng zero.

Hình 7 mô tả hai điều kiện mà chúng tôi sử dụng trong việc giải bài toán ngược. Các thông tin địa chấn có thể được sử dụng để xây dựng mô hình độ dẫn điện ban đầu và mô hình độ trơn. Các thông tin địa chấn là các ranh giới địa chấn được minh giải đo đạc cùng khu vực đo đạc dữ liệu từ tellua.



Hình 7. Biểu đồ mô tả sự phân bố của: (a) ranh giới địa chấn (b) mô hình độ dẫn điện ban đầu cho bài toán ngược và (c) mô hình về độ trơn của các khối nhỏ thành phần [36]. Mô hình độ trơn sẽ kiểm soát sự khác biệt của các giá trị độ dẫn điện các khối nhỏ thành phần kế cận [34]

### Điều kiện về mô hình 3D độ dẫn điện

Thông tin địa chấn có thể được sử dụng để xây dựng mô hình 3D bằng việc cung cấp cấu trúc “bộ khung sườn” mô hình này (hình 7a). Bộ khung này được tạo bởi các ranh giới địa chấn minh giải. Sau đó, các giá trị độ dẫn điện sẽ được lấp đầy không gian của mô hình 3D này. Các tiếp cận dùng mô hình ban đầu (hình 7b) có sẵn các ranh giới địa điện (rút ra từ số liệu địa chấn) sẽ định hướng các kết quả của bài toán

ngược từ tellua và cho phép kết quả cuối cùng của bài toán ngược có thể có các ranh giới địa điện rõ rệt.

### Điều kiện về mô hình 3D độ trơn

Bộ khung được tạo bởi các ranh giới địa chấn có thể giúp tạo mô hình 3D độ trơn (hình 7c) một cách hiệu quả. Đó là, giá trị độ trơn tại mỗi khối nhỏ sẽ được quy định cụ thể tùy theo vị trí của nó so với các ranh giới địa chấn. Giảm các giá trị độ trơn ở những vị trí ranh giới sẽ cho phép quá trình giải bài toán ngược từ tellua tạo ra sự thay đổi gradient lớn hơn ngay tại những vị trí ranh giới đó.

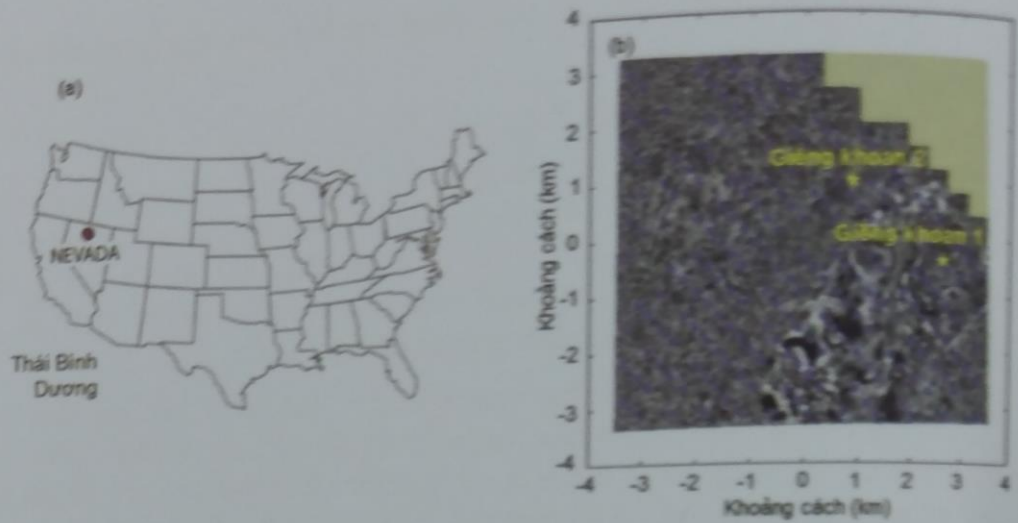
Các kỹ thuật tương hỗ giải bài toán ngược có thể được diễn giải qua hình 7 khi cùng tạo nên mô hình 3D độ dẫn điện và mô hình 3D độ trơn. Trong hình 7, có 4 khối nhỏ được đặt tên A, B, C, và D. Khối A và B thuộc cùng một lớp nên có giá trị độ dẫn điện giống nhau (hình 7b) và có độ trơn cao (hình 7c). Khối B và C thuộc hai lớp khác nhau nên sẽ có hai giá trị độ dẫn điện khác nhau (hình 7b) và độ trơn của chúng sẽ được giảm về không. Nghĩa là trong quá trình giải bài toán ngược, các giá trị độ dẫn điện của B và C được phép khác biệt lớn.

### **3.2. Kết quả xử lý bài toán ngược từ tellua kết hợp với thông tin địa chấn đối với khu vực Nevada, Hoa Kỳ**

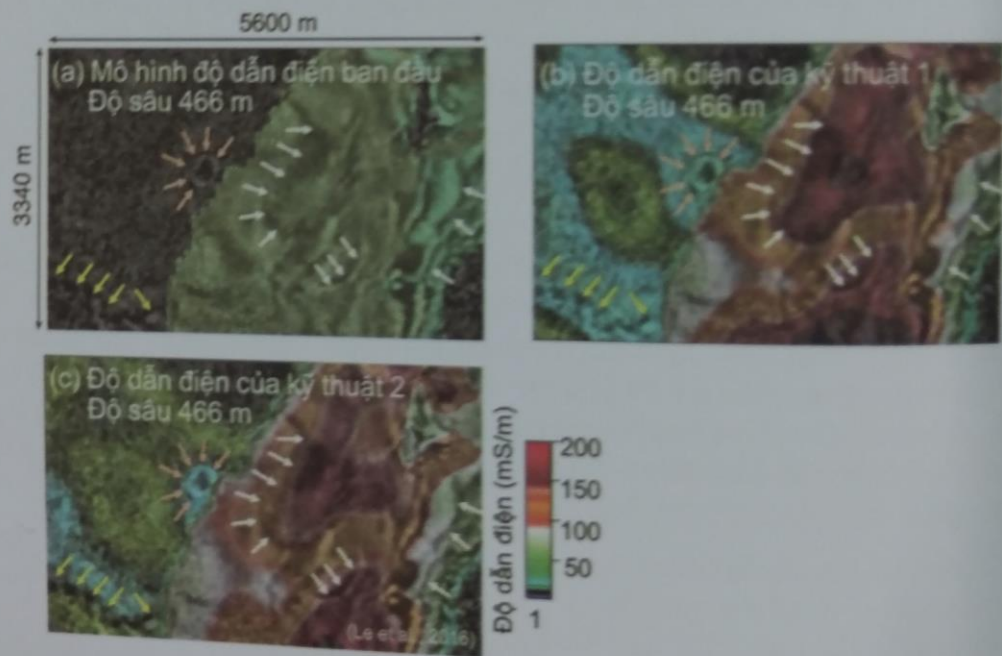
Chúng tôi trình bày kết quả xử lý số liệu từ tellua với thông tin hỗ trợ của địa chấn ở khu vực Nevada (Hình 8). Số liệu từ tellua được đo tại 213 điểm. Mỗi điểm đo bao gồm tenxo tổng trở Z có chu kỳ từ 0.0025-0.7880s. Trong 213 điểm đó có 184 điểm bao gồm thành phần tipper có chu kỳ từ 0.0042-0.4894s [36].

Hình 9 thể hiện một ví dụ cho thấy kỹ thuật kết hợp thông tin ranh giới địa chấn và từ tellua tạo nên kết quả sự phân bố độ dẫn điện có mức minh giải cao và phù hợp với các thông tin địa chất. Qua đó, kỹ thuật kết hợp sẽ giảm được vấn đề đa nghiệm trong bài toán ngược. Hai kỹ thuật được đề cập là: (i) Kỹ thuật 1 chỉ sử dụng mô hình độ dẫn điện ban đầu (xem hình 9a và chú thích ở hình 7b), (ii) Kỹ thuật 2 sử dụng mô hình độ dẫn điện ban đầu (Hình 9a) và cả mô hình độ trơn có sử dụng thông tin ranh giới địa chấn (chú thích ở hình 7c).

Các mũi tên định hướng vào các ranh giới phản xạ địa chấn mà các ranh giới này không được tích hợp trong bất kỳ mô hình độ dẫn điện ban đầu hay độ trơn. Một điều thú vị là, các ranh giới này lại được khôi phục bởi các kỹ thuật 1 và 2 sau khi chạy bài toán ngược. Điều đó có nghĩa là, khi ta sử dụng một ít thông tin chính xác (ranh giới của đá móng) thì khi giải bài toán ngược sẽ cho thêm các thông tin khác có ích. Đối với kỹ thuật 2, có một chi tiết dị vật độ dẫn điện trùng hợp với dị thường địa chấn khi xem xét các đường mũi tên vàng và gạch.

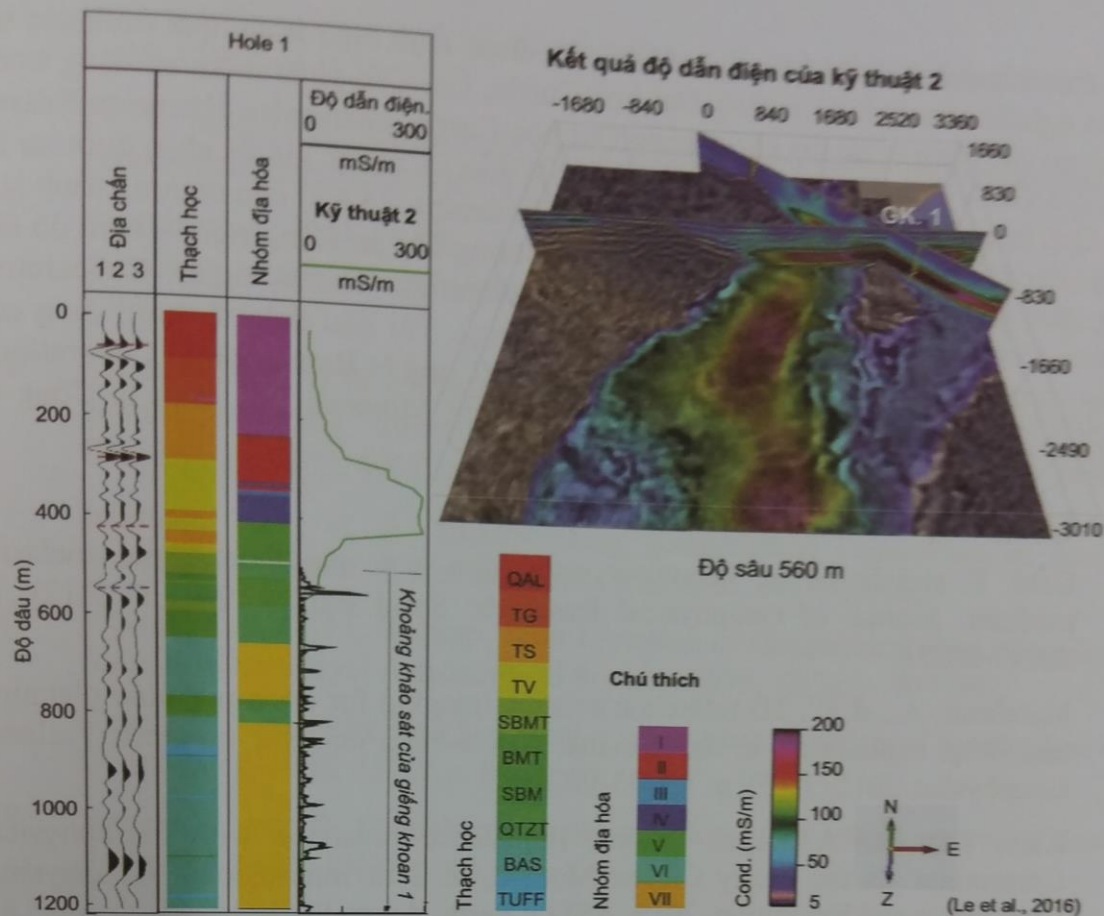


Hình 8. a) Hình vẽ biểu diễn vị trí đo đạc địa vật lý ở Nevada, Hoa Kỳ. b) Một lát cắt địa chấn được chồng lấp bởi các tọa độ điểm đo từ tellua (chấm hình tròn xanh). Hai tọa độ giếng khoan được vẽ bởi ngôi sao vàng



Hình 9. Lát cắt đẳng sâu tại độ sâu 466m so sánh thông tin địa chấn chồng lấp với: (a) mô hình độ dẫn điện ban đầu (có tích hợp ranh giới địa chấn), (b) kết quả bài toán ngược của kỹ thuật 1 (chỉ sử dụng mô hình độ dẫn điện ban đầu trong hình 9a), (c) kết quả bài toán ngược của kỹ thuật 2 (sử dụng mô hình độ dẫn điện ban đầu trong hình 9a và cả mô hình độ trơn có sử dụng thông tin ranh giới địa chấn)

Một góc nhìn 3D biểu diễn kết quả của kỹ thuật 2 (dùng cả mô hình hàm trơn và mô hình độ dẫn điện ban đầu có sử dụng ranh giới địa chấn) được thể hiện ở hình 10. Các giới địa điện khá phù hợp với ranh giới địa chấn. Vùng không gian đá móng được thể hiện bởi các vùng có độ dẫn điện thấp, trong khi khu vực có liên quan đến trầm tích thì có độ dẫn điện cao. Tồn tại một lớp có độ dẫn điện cao khá phù hợp với thông tin địa hóa thạch học của giếng khoan GK 1.



Hình 10. Biểu diễn 3D của sự phân bố độ dẫn điện là kết quả của kỹ thuật 2 sử dụng mô hình độ dẫn điện ban đầu trong hình 9a và cả mô hình độ trơn có sử dụng thông tin ranh giới địa chấn) với sự xuất hiện của giếng khoan 1 (GK 1). Thông tin GK1 bao gồm: (1) đường ghi độ dẫn điện, (2) thông tin địa hóa (các tầng địa hóa được tạo bởi việc nhóm độ phân trăm của các hóa chất) và (3) thạch học. Tầng độ dẫn điện cao tương thích với thông tin thạch học và các nhóm địa hóa. Kỹ thuật 2 cũng cung cấp một sự tương thích cao với độ dẫn điện đo đạc tại vùng đá móng

#### 4. Kết luận

Sử dụng phân nhóm mờ (FCM) cho phép quá trình giải ngược tài liệu địa vật lý theo ý tưởng địa chất, phân chia mô hình thành các đơn vị đá. Phương pháp này dựa trên lý thuyết logic mờ, rất phù hợp với các bài toán địa chất, khi chúng ta thường có các tình huống không rõ ràng, hay ranh giới mờ. Hơn nữa, thông qua phân nhóm mờ chúng tôi có thể đưa thông tin tiên nghiệm, cả thông tin vật lý thạch học và cấu trúc địa chất và liên kết các mô hình của các phương pháp địa vật lý vào quá trình giải ngược tổ hợp nhằm hạn chế tính đa nghiệm của bài toán. Đồng thời, FCM cũng là công cụ để chuyển mô hình phân bố các tham số vật lý từ quá trình giải ngược sang bản đồ giả thạch học, gần với bản đồ địa chất hơn làm cho quá trình minh giải tài liệu địa chất dễ dàng hơn. Kết quả áp dụng các thông tin địa chấn giúp cho giải ngược tài liệu từ tellua, mô hình địa điện khi có sự bổ trợ một ít thông tin địa chấn (ví dụ ranh giới lớp phủ và đá móng) sẽ cho những thông tin trong có ích khác. Như vậy, kết quả giải ngược tổ hợp số liệu địa vật lý cho kết quả tốt hơn rất nhiều so với từng phương pháp đơn lẻ.

Các kết quả trình bày trong bài báo này được thực hiện trong quá trình các tác giả làm nghiên cứu sinh tại trường Đại học Curtin, Úc. Các phần mềm sử dụng trong bài báo do các công ty tài trợ cho trường Đại học Curtin, phần mềm Hampson Russell (Công ty CGG Veritas), Matlab (Công ty MathWorks). Các tác giả đã nhận được sự tài trợ từ Quỹ học bổng Úc (Australian Awards Scholarships - AAS) cho chương trình làm tiến sỹ. Các kết quả nghiên cứu này cũng nằm trong Dự án Công nghệ Thăm dò sâu Trung tâm Hợp tác Nghiên cứu (Deep Exploration Technologies Cooperative Research Center – DET CRC, <http://detcrc.com.au/>). Tài liệu thực tế được cung cấp bởi các công ty đối tác của Dự án, tài liệu Nevada (Công ty Barrick Gold Corporation), tài liệu Kevitsa (Trước đây Công ty First Quantum Minerals Ltd., nay là Công ty Boliden).

### Tài liệu tham khảo

1. Dahl, T. and B. Ursin, Parameter estimation in a one-dimensional anelastic medium. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1991. 96(B12): p. 20217-20233.
2. Malehmir, A., et al., 3D reflection seismic imaging for open-pit mine planning and deep exploration in the Kevitsa Ni-Cu-PGE deposit, northern Finland. *Geophysics*, 2012. 77(5): p. WC95-WC108.
3. Kieu, T.D. and A. Kepic, Seismic Impedance Inversion with Petrophysical Constraints via the Fuzzy Cluster Method, in 24th International Geophysical Conference and Exhibition. 2015, ASEG: Perth, Australia. p. 1-4.
4. Koivisto, E., et al., Building a 3D model of lithological contacts and near-mine structures in the Kevitsa mining and exploration site, Northern Finland: constraints from 2D and 3D reflection seismic data. *Geophysical Prospecting*, 2015. 63(4): p. 754-773.
5. Kieu, D.T. and A. Kepic, Building 3D Model of Rock Quality Designation Assisted by Co-Operative Inversion of Seismic and Borehole Data. *ASEG Extended Abstracts*, 2018. 2018(1): p. 1-5.
6. Kieu, D.T. and A. Kepic, Integration of Borehole Data in Geophysical Inversion Using Fuzzy Clustering. *ASEG Extended Abstracts*, 2018. 2018(1): p. 1-6.
7. Fernández-Martínez, J.L., et al., From Bayes to Tarantola: New insights to understand uncertainty in inverse problems. *Journal of Applied Geophysics*, 2013. 98: p. 62-72.
8. Constable, S.C., R.L. Parker, and C.G. Constable, Occam's inversion; a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 1987. 52(3): p. 289-300.
9. Jackson, D.D., The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion. *Geophysical Journal International*, 1979. 57(1): p. 137-157.
10. Tarantola, A. and B. Valette, Inverse problems= quest for information. *J. geophys*, 1982. 50(3): p. 150-170.
11. Meju, M.A., Biased estimation: a simple framework for inversion and

- uncertainty analysis with prior information. *Geophysical Journal International*, 1994. 119(2): p. 521-528.
12. Li, Y. and D.W. Oldenburg, Incorporating geological dip information into geophysical inversions. *Geophysics*, 2000. 65(1): p. 148-157.
  13. Farquharson, C.G., M.R. Ash, and H.G. Miller, Geologically constrained gravity inversion for the Voisey's Bay ovoid deposit. *The Leading Edge*, 2008. 27(1): p. 64-69.
  14. Lelièvre, P.G., D.W. Oldenburg, and N.C. Williams, Integrating geological and geophysical data through advanced constrained inversions. *Exploration Geophysics*, 2009. 40(4): p. 334-341.
  15. Johnson, T.C., et al., Incorporating geostatistical constraints in nonlinear inversion problems. *Water Resources Research*, 2007. 43(10).
  16. Vozoff, K. and D.L.B. Jupp, Joint Inversion of Geophysical Data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1975. 42(3): p. 977-991.
  17. Lines, L., A. Schultz, and S. Treitel, Cooperative inversion of geophysical data. *Geophysics*, 1988. 53(1): p. 8-20.
  18. Haber, E. and D. Oldenburg, Joint inversion: a structural approach. *Inverse Problems*, 1997. 13(1): p. 63.
  19. Bosch, M. and J. McLaughy, Joint inversion of gravity and magnetic data under lithologic constraints. *The Leading Edge*, 2001. 20(8): p. 877-881.
  20. Gallardo, L.A. and M.A. Meju, Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004. 109(B3): p. B03311.
  21. Paasche, H. and J. Tronicke, Cooperative inversion of 2D geophysical data sets: a zonal approach based on fuzzy c-means cluster analysis. *Geophysics*, 2007. 72(3): p. 35-9.
  22. Sun, J. and Y. Li, Geophysical inversion using petrophysical constraints with application to lithology differentiation, in *Expanded Abstracts 2011: Annual Meeting, SEG, San Antonio*. p. 2644-2648.
  23. Zhou, J., et al., Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, 2014. 197(1): p. 292-309.
  24. Sun, J. and Y. Li, Multidomain petrophysically constrained inversion and geology differentiation using guided fuzzy c-means clustering. *Geophysics*, 2015. 80(4): p. ID1-ID18.
  25. Zhou, J., A. Revil, and A. Jardani, Stochastic structure-constrained image-guided inversion of geophysical data. *Geophysics*, 2016. 81(2): p. E51-E63.
  26. Heinke, B., et al., An adaptive coupling strategy for joint inversions that use petrophysical information as constraints. *Journal of Applied Geophysics*, 2017. 136: p. 279-297.

27. Kieu, T.D. and A. Kepic, Incorporating Prior Information into Seismic Impedance Inversion Using Fuzzy Clustering Technique, in SEG International Exhibition and Annual Meeting. 2015, Society of Exploration Geophysicists: New Orleans, USA.
28. Kieu, D.T., A. Kepic, and A.M. Pethick, Inversion of Magnetotelluric Data with Fuzzy Cluster Petrophysical and Boundary Constraints, in 25th International Geophysical Conference and Exhibition. 2016, ASEG: Adelaide, Australia. p. 1-6.
29. Kieu, D.T., A. Kepic, and C.V.A. Le, Integration of Borehole and Seismic Data into Magnetotelluric Inversion: Case Study over The Kevitsa Ultramafic Intrusion, Northern Finland, in Exploration 17. 2017: Toronto, Canada.
30. Bezdek, J.C., R. Ehrlich, and W. Full, FCM: The fuzzy c-means clustering algorithm. Computers & Geosciences, 1984. 10(2-3): p. 191-203.
31. Cooke, D.A. and W.A. Schneider, Generalized linear inversion of reflection seismic data. Geophysics, 1983. 48(6): p. 665-676.
32. Kieu, D.T., M.C. Kitzig, and A. Kepic, Estimation of P-wave Velocity from Other Borehole Data, in Near Surface Geoscience 2016 - First Conference on Geophysics for Mineral Exploration and Mining. 2016, EAGE: Barcelona, Spain.
33. deGroot-Hedlin, C. and S. Constable, Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data. Geophysics, 1990. 55(12): p. 1613-1624.
34. Egbert, G.D. and A. Kelbert, Computational recipes for electromagnetic inverse problems. Geophysical Journal International, 2012. 189(1): p. 251-267.
35. Siripunvaraporn, W. and G. Egbert, An efficient data subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. Geophysics, 2000. 65(3): p. 791-803.
36. Le, C.V.A., et al., Semiautomatic and Automatic Cooperative Inversion of Seismic and Magnetotelluric Data. Surveys in Geophysics, 2016. 37(5): p. 845-896.