

Đặc điểm địa hóa và nguồn gốc dung dịch địa nhiệt Mỹ Lâm, Tuyên Quang

Hoàng Văn Hiệp^{1,*}, Trần Trọng Thắng², Đặng Mai¹, Vũ Văn Tích¹,
Nguyễn Đình Nguyễn¹, Phạm Xuân Ánh³, Nguyễn Thị Oanh¹, Vũ Việt Đức¹

¹Khoa Địa chất, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội,
334 Nguyễn Trãi, Thanh Xuân, Hà Nội, Việt Nam

²Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản, Bộ Tài nguyên và Môi trường

³Tập đoàn Dầu khí Quốc gia Việt Nam

Nhận ngày 01 tháng 8 năm 2016

Chỉnh sửa ngày 30 tháng 9 năm 2016; chấp nhận đăng ngày 28 tháng 10 năm 2016

Tóm tắt: Trên cơ sở các dữ liệu thành phần hóa học được phân tích bằng phương pháp AAS và ICP-OES, các mẫu lấy từ giếng khoan (LK13) khai thác nước khoáng nóng tại nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm đã được nghiên cứu nhằm luận giải nguồn gốc và nhiệt độ thành tạo của điểm xuất lộ địa nhiệt nơi đây. Hệ địa hóa tương quan ba hợp phần Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- và Na-K-Mg^{1/2} ở trạng thái cân bằng nhiệt động học đã được sử dụng để xác định nguồn gốc. Các mô hình địa hóa này và tỷ lệ đồng vị bền cho thấy dung dịch nước khoáng nóng có nguồn gốc nước khí tượng được nung nóng nhờ nguồn địa nhiệt sâu liên quan đến manti và hoạt động kiến tạo hiện đại tầng sâu. Địa nhiệt kế các ion hoà tan và SiO₂ được sử dụng để ước tính nhiệt độ bồn địa nhiệt Mỹ Lâm. Giá trị của các địa nhiệt kế thạch anh, địa nhiệt kế Na/K/Ca và địa nhiệt kế Na/K cho biết nhiệt độ thành tạo của nguồn biến đổi từ 159-258°C. Kết quả xác định nhiệt độ nguồn và nguồn gốc thành tạo của dung dịch địa nhiệt khu vực Mỹ Lâm cho thấy nguồn địa nhiệt nơi đây liên quan tới hoạt động magma thành phần mafic trong khu vực, làm nóng nguồn nước khí tượng từ bề mặt thấm xuống và dung dịch địa nhiệt được đưa lên bề mặt do kênh dẫn dọc theo đứt gãy hoạt động theo mô hình tương tác trao đổi nhiệt tầng sâu.

Từ khoá: Nguồn địa nhiệt, địa nhiệt kế, nước khoáng nóng, đồng vị bền, nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm.

1. Đặc điểm địa chất và địa nhiệt khu vực nghiên cứu

Khu vực nghiên cứu (Hình 1) nằm trong vùng Đông Bắc Việt Nam, nơi có đặc điểm địa chất đặc trưng bởi hai pha kiến tạo tương đối rõ rệt: (1) Pha kiến tạo Indosini được ghi nhận với sự hình thành bình đồ cấu trúc chính ngày nay, xuất hiện các đá có nguồn gốc lục nguyên và

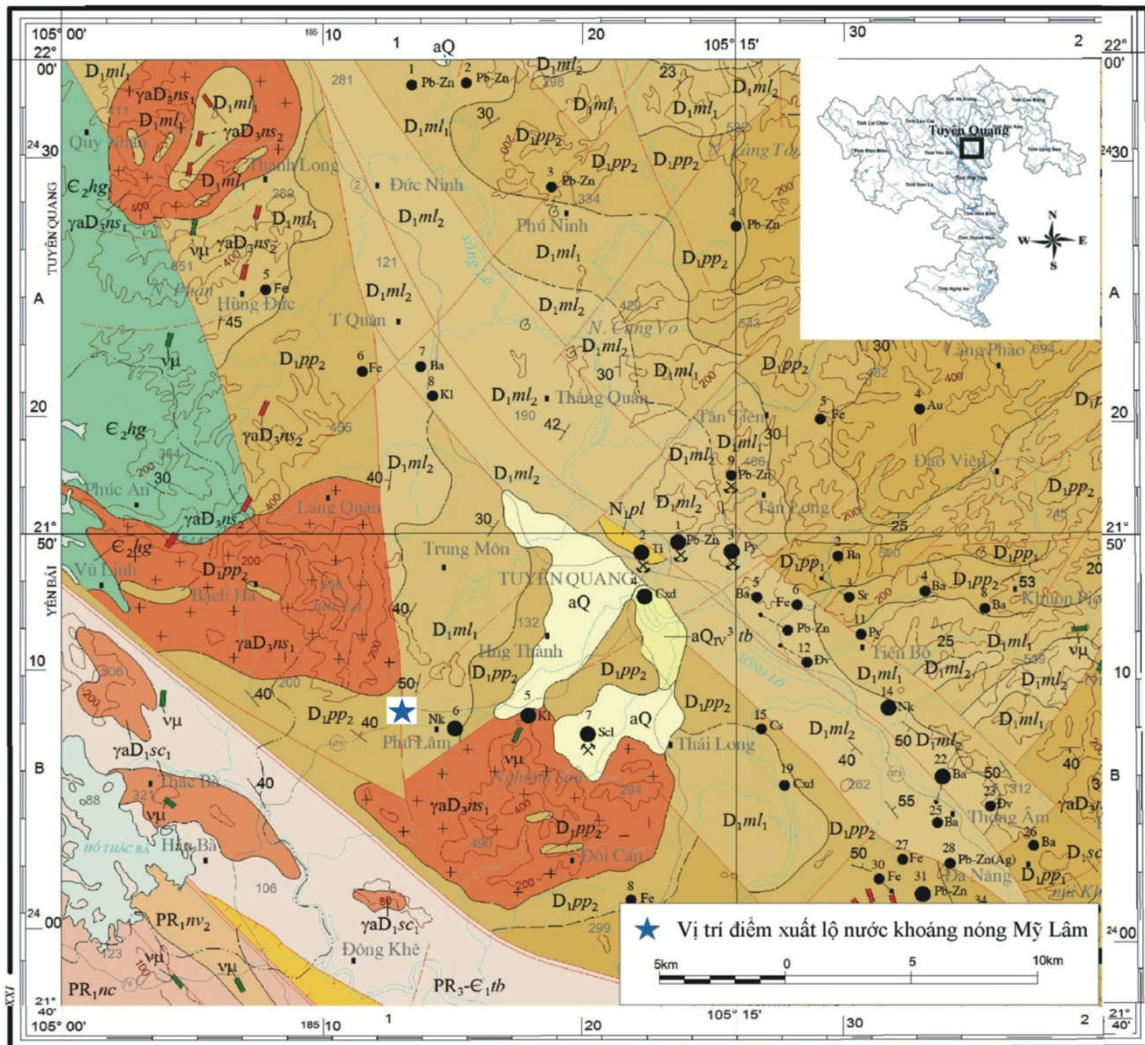
các đá có nguồn gốc trầm tích biển, ngay tiếp sau là các hoạt động magma và biến chất đi cùng vào thời kỳ từ 250 đến 230 triệu năm trước đây. Hoạt động này đi cùng với chuyển động hội tụ kéo theo chuyển động phủ chòm quy mô lớn đi với các cấu trúc địa di làm xuất lộ phần lớn các đá trên bề mặt như ngày nay [16]. (2) Pha kiến tạo Himalaya (35-5 triệu năm trước đây) đã tạo nên đới gãy sâu Sông Hồng đi cùng với hoạt động magma và biến chất dọc và hai pha đới đứt gãy [24]. Hoạt động kiến tạo trong pha thứ 2 này không chỉ đi với hoạt động

* Tác giả liên hệ. ĐT.: 84-1675605971
Email: Hoanghiep.hus@gmail.com

magma biến chất như các tác giả nêu trên [16, 24] mà còn đi cùng với hoạt động biến dạng dòn quy mô nhỏ. Chính hoạt động này làm cho vỏ lục địa trong khu vực bị dập vỡ theo cơ chế trượt bằng trái đi với căng giãn sâu. Chính hoạt động đứt gãy này làm phát sinh các hoạt động magma trẻ tại vùng Đông Bắc, và làm biến chất các đá tạo ruby có tuổi từ 26-7 triệu năm trở lại đây, đặc biệt ghi nhận các dung dịch manti thành phần siêu kiềm tạo nên một số khoáng vật siêu kiềm trong đá hoa phát hiện được tại khu vực Minh Tiến [14, 15, 18]. Bên cạnh ruby

được hình thành, hoạt động này còn để lại các biểu hiện địa nhiệt sâu, trong đó nhiều điểm địa nhiệt (nước khoáng nóng) đã xuất hiện dọc theo các đới đứt gãy trẻ đi với biến dạng dòn.

Nằm cách thành phố Tuyên Quang 14 km về phía đông nam và cạnh quốc lộ 37, nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm thuộc xã Phú Lâm, huyện Yên Sơn (21°46'03"-105°07'31") hiện nay đang được khai thác và sử dụng cho tắm khoáng và chữa bệnh. Đây là một trong các nguồn địa nhiệt có tiềm năng cho khai thác năng lượng địa nhiệt sử dụng cho phát điện (Hình 1) [4].



Hình 1. Vị trí địa lý nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm trong vùng Tây Bắc [3].

Về địa chất, điểm lộ địa nhiệt Mỹ Lâm ở Tuyên Quang thuộc đới Lô Gâm (Hình 1), nơi có các thành tạo địa chất tuổi từ Proterozoi, Cambri và Devon; thành phần gồm các đá biến chất nguồn gốc trầm tích và magma, trong đó chủ yếu là các đá có nguồn gốc lục nguyên - carbonat, cụ thể như sau: đá vôi tái kết tinh, đá hoa dạng đường xen ít vôi sét, đá phiến sericit (có tuổi D_1pp_2) thuộc phân hệ tầng dưới của hệ tầng Pia Phương dày 450m; đá granit biotit, plagiogranit dạng gneis yếu, granit 2 mica hạt nhỏ - vừa dạng porphyr có tuổi (có tuổi $\gamma D_3 ns_1$) thuộc pha sớm của phức hệ Ngân Sơn [3].

Về mặt cấu trúc kiến tạo: Trong phạm vi phân bố của nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm có 3 hệ thống đứt gãy trẻ đi với pha biến dạng dòn của chuyển động kiến tạo Himalaya, nhưng nằm tại rìa đới biến dạng sâu Sông Hồng [24] bao gồm: hệ thống phương tây bắc-đông nam, là hệ thống đứt gãy sâu á vỏ và có qui mô lớn, có vai trò phân chia đới cấu trúc trong vùng; hệ thống phương đông bắc-tây nam, chủ yếu là các đứt gãy nội đới; hệ thống đứt gãy phương á kinh tuyến ít phổ biến hơn, chủ yếu là các đứt gãy có quy mô nhỏ (Hình 1). Hoạt động đứt gãy này đều là đứt gãy rất trẻ đi với biến dạng dòn không liên quan tới hoạt động magma đã lộ diện trong khu vực nghiên cứu từ chu kỳ kiến tạo Indosini (nêu ở trên), có lẽ là các đứt gãy nhánh của đới đứt gãy sâu Sông Hồng, biểu hiện của chúng là các nguồn địa nhiệt xuất lộ dọc theo các đới đứt gãy (tại khu vực nghiên cứu là điểm nước khoáng nóng Mỹ Lâm).

Về đặc điểm địa nhiệt: nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm đã được nêu trong công trình của C. Maddrolle năm 1923 [17]. Năm 1928 F. Blondel đã mô tả sơ bộ nguồn nước dưới tên gọi “Nhân Gia” (theo tên địa phương lúc đó) với đặc điểm nước khá nóng, khoáng hoá thấp (cặn khô 0,336 g/l) [17]. Năm 1941, M. Autret đã lấy mẫu phân tích thành phần (Bảng 1) nhằm nghiên cứu đặc điểm nước địa nhiệt của nguồn này [17]. Năm 1978, Đoàn địa chất Thủy văn 47 đã tiến hành khoan sâu 200m (lỗ khoan 13) [17], hiện đang được khai thác chỉ ra tại hình 2. Sau này ngành dầu khí, Trường Đại học Dược, Trường Đại học Mỏ Địa chất, Nhóm nghiên cứu của Tiệp Khắc cũng đã tiến hành nghiên cứu phân tích thành

phần hóa học của dung dịch địa nhiệt tại cùng vị trí lỗ khoan vào các năm 1981, 1984, 1988, 1999 với các kết quả thống kê trong Bảng 1.

Gần đây, Cao Duy Giang và các cộng sự [4] đã tiến hành phân tích thành phần hóa học và phân loại nguồn nước khoáng nóng, trong đó nước khoáng nóng Mỹ Lâm được liệt vào loại nước khoáng kiểu hoá học bicarbonat - natri với độ khoáng hoá thấp, xếp loại nước khoáng sunlfua hydro-silic-fluor rất nóng và có tiềm năng đối với khu vực vùng Tây Bắc. Theo nghiên cứu này, nguồn nước khoáng Mỹ Lâm có thành phần tương ứng với một số nguồn khác nổi bật trong khu vực như Na Hai, Pom Lot/Uva (Điện Biên) và Quảng Ngần (Hà Giang). Tuy nhiên, cũng giống với các nghiên cứu đã thực hiện trước đó nghiên cứu này [4] vẫn chưa thực hiện luận giải chi tiết về đặc điểm địa hóa, địa chất, nhiệt độ sâu và nguồn gốc của dung dịch địa nhiệt nguồn cũng như bản chất cơ chế xuất lộ của nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm.

Trong nghiên cứu này, trên cơ sở kết quả phân tích thành phần hóa học của dung dịch địa nhiệt nguồn Mỹ Lâm (Hình 1) bằng các thiết bị phân tích hiện đại, chúng tôi tiến hành tính toán nhiệt độ của nguồn địa nhiệt dưới sâu cũng như nguồn gốc thành tạo của chúng. Nhiệt độ nguồn của bồn địa nhiệt sẽ được tính bởi các địa nhiệt kế khác nhau và được đánh giá bằng cách so sánh với nhiệt độ đo được trên bề mặt trong khi nguồn gốc của dung dịch nhiệt sẽ được luận giải từ kết quả phân tích hoá học và thể hiện hai đồng vị oxi và deuterium [4] trên biểu đồ tương quan. Bên cạnh đó, quá trình trộn lẫn của dung dịch địa nhiệt Mỹ Lâm cũng sẽ được đánh giá bằng hai mô hình cân bằng anion và cation dưới hình thức biểu đồ địa hóa theo tương quan ba hợp phần của Giggenbach, W.F (1988) và Powell, T., Cumming W., (2010) [9, 10,11, 20].

2. Thu thập và phân tích mẫu

2.1. Thu thập mẫu

Dung dịch địa nhiệt được lấy mẫu (Hình 2) theo các chai đựng khác nhau để phân tích

thành phần cation, anion, silic. Ứng với mỗi mục tiêu phân tích, mẫu được bảo quản và xử lý riêng (Bảng 2) [2]. Để kiểm chứng độ chính xác của các kết quả phân tích, chúng tôi cho phân tích lặp lại 3 lần trên một mẫu để đối sánh. Đối với mẫu đồng vị, để đạt được độ chính xác với độ tin cậy cao nhất, chúng tôi đã sử dụng cách tiếp cận bổ sung chuẩn cho mẫu.

2.2. Phân tích mẫu và kết quả

Trên cơ sở các mẫu thu thập được và phân tích chúng trong phòng thí nghiệm, chúng tôi sẽ tiến hành tính ra kết quả trung bình hàm lượng các ion trong dung dịch nhiệt dịch, các kết quả phân tích lần lượt được thực hiện theo các phương pháp khác nhau cụ thể như sau:

- Phân tích cation: Việc phân tích được thực hiện bằng hai phương pháp, trong đó: các ion kim loại như Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} được phân tích bằng máy quang phổ hấp thụ nguyên

tử (AAS) Agilent 200 với kỹ thuật ngọn lửa. Đối với các ion như Na^+ , K^+ và Li^+ , tiến hành phân tích bằng khối phổ kế (ICP/OES) ULTIMA 2 - Horiba với giới hạn phân tích trong khoảng 0,001-1000 mg/l tại Phòng thí nghiệm Địa chất môi trường và Thích ứng Biến đổi Khí hậu thuộc Khoa Địa chất, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên (Đại học Quốc gia Hà Nội) và tại Viện Hoá học - Viện Hàn lâm và Khoa học Công nghệ Việt Nam (Bảng 3).

- Phân tích anion: Thông thường một số loại anion như F^- , Cl^- , Br^- , SO_4^{2-} , S^{2-} bằng Sắc ký ion trên hệ thống máy 838 Advanced Sample Processor và 861 Advanced Compact IC tại phòng thí nghiệm phân tích môi trường Viện Hoá học, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam. Khi xác định SO_4^{2-} đã loại bỏ sự kết tủa của kẽm axetat, với F^- đã tách cẩn thận với Cl^- (trong dải phổ). Các kết quả phân tích anion được thể hiện trong Bảng 4.

Bảng 1. Tổng hợp kết quả phân tích dung dịch địa nhiệt nguồn Mỹ Lâm

Chỉ tiêu phân tích	Đơn vị đo	ML1	ML2	ML3	ML4	ML5	ML6
T	(°C)	58,50	63,00	63,00	64,00	67,00	65,50
Độ khoáng hoá	(mg/l)	259,00	343,11	300,00	299,94	175,00	290,00
H ₂ S+ HS	(mg/l)	5,10	5,60	1,66	5,00	3,20	0,68
HCO ₃ ⁻	(mg/l)	125,40	129,40	134,20	133,63	140,00	146,40
CO ₃ ²⁻	(mg/l)	-	50,75	68,00	0,00	-	-
Cl ⁻	(mg/l)	9,70	12,67	10,60	17,02	17,50	4,30
SO ₄ ²⁻	(mg/l)	13,12	11,66	28,20	10,57	12,80	15,60
NO ₃ ⁻	(mg/l)	-	-	-	1,20	-	0,033
PO ₄ ³⁻	(mg/l)	-	-	-	0,06	-	-
Na ⁺	(mg/l)	15,00	59,99	117,40	62,80	61,11	61,80
K ⁺	(mg/l)	3,70	4,10	3,83	2,40	3,60	2,30
Ca ²⁺	(mg/l)	6,90	7,55	6,32	9,02	4,00	2,40
Mg ²⁺	(mg/l)	3,12	6,41	2,50	1,70	0,60	0,10
Fe ²⁺	(mg/l)	0,50	1,50	1,61	0,22	0,01	-
Al ³⁺	(mg/l)	1,50	-	1,08	-	-	-
F ⁻	(mg/l)	-	-	-	8,20	6,48	2,11
NH ₄ ⁺	(mg/l)	-	-	1,80	-	-	-
Mn ²⁺	(mg/l)	-	-	-	0,33	-	-
Li ⁺	(mg/l)	-	-	-	0,08	-	0,13
SiO ₂	(mg/l)	-	-	-	-	-	60,25

Nguồn: ML1-M. Autret, 1941; ML2-PTN Dầu khí, 1981; ML3-ĐH Dược HN, 1984; ML4-Tiếp Khắc, 1988; ML5-ĐH Mỏ địa chất, 1999; ML6-Cao Duy Giang, 2012 [17].



Hình 2. Vị trí lấy mẫu nước khoáng nóng (dung dịch địa nhiệt) tại lỗ khoan 13 ở điểm địa nhiệt Mỹ Lâm, Tuyên Quang: a: vị trí khảo sát, b-c: vị trí lấy mẫu.

Bảng 2. Mô tả mẫu và xử lý mẫu tại thực địa [2]

Mẫu	Phân tích	Xử lý mẫu
ML-01a, ML-01b, ML-01c	Mg, SiO ₂	Không xử lý
	SiO ₂	Pha loãng; cho 10-50 ml mẫu vào 50-90 ml nước cất hai lần
	pH, CO ₂ , H ₂ S	Chai thủy tinh với nút thủy tinh đã được mài hoặc chai nhựa
	Anions	Lọc (0,45µm)
	² H, ¹⁸ O	Sử dụng băng dính cách điện, giấy parafilm quấn quanh nút chai hoặc ống nghiệm để bảo quản mẫu khỏi sự tiếp xúc của oxi trong không khí
	Cations	Lọc (0,45µm); Cho 0.8 ml HNO ₃ đậm đặc vào mỗi 200ml mẫu

Bảng 3. Kết quả phân tích các cation trong dung dịch nhiệt tại nguồn Mỹ Lâm

Chỉ tiêu (mg/l)	ML-01a	ML-01b	ML-01c	Trung bình
Na ⁺	31,01	31,10	29,35	30,487
K ⁺	3,77	3,92	4,15	3,947
Ca ²⁺	4,07	4,11	3,86	4,013
Mg ²⁺	2,37	3,43	2,10	2,633
Fe ²⁺	0,15	0,15	0,13	0,143
Al ³⁺	0,11	0,14	0,12	0,123
Mn ²⁺	0,02	0,03	0,02	0,023
Li ⁺	0,08	0,09	0,09	0,087

Có thể nhận thấy rằng kết quả phân tích các ion trong dung dịch nhiệt tại khu vực nguồn nhiệt Mỹ Lâm chênh lệch nhau không đáng kể.

- Kết quả phân tích đồng vị: Nghiên cứu đồng vị thủy văn (nghiên cứu các tỷ số đồng vị bền deuterium (²H) và ¹⁸O trong dung dịch địa nhiệt của nguồn nước khoáng nóng Mỹ Lâm) là một lĩnh vực khoa học tương đối mới sử dụng đồng vị tự nhiên hình thành các phân tử nước để xác định nguồn gốc và theo dõi sự chuyển động của nước cả trên bề mặt và dưới lòng đất. Kết hợp với các phương pháp địa hóa học thông

thường, phương pháp nghiên cứu đồng vị thủy văn này sẽ giúp tập thể tác giả có thể đánh giá được nguồn gốc dung dịch nhiệt dựa theo nghiên cứu các tiêu chí này. Kết quả phân tích đồng vị [4] đối với nguồn nước khoáng Mỹ Lâm đo được sau khi tiến hành phân tích đó là: ¹⁸O (‰) là -8,82 và D (‰) là -60,39.

Để có thể tiến hành nghiên cứu đánh giá nguồn gốc, đặc điểm của dung dịch địa nhiệt Mỹ Lâm, tập thể tác giả sử dụng phần mềm phân tích địa nhiệt kế Liquid Analysis-V3 do

Powell và Cumming thiết kế [20] được sử dụng nhằm tính toán, thành lập các biểu đồ ba hợp phần và biểu đồ tương quan của các đồng vị nhằm luận giải nguồn gốc. Trên cơ sở đó, các kết quả phân tích được lựa chọn phục vụ tính toán được trình bày trong Bảng 5. Các số liệu

này được sử dụng đầu vào cho các tính toán theo các mô hình của Fournier., 1979 [7]; Nivea và Nivea., 1987 [19]; Arnórsson và nnk., 1983 [1]; địa nhiệt kế Na-K-Ca của Fournier & Truesdell., 1973 [5] và Powell, T., Cumming W., 2010 [20] trong phần 3 dưới đây.

Bảng 4. Kết quả phân tích các anion và hàm lượng SiO₂ trong dung dịch nhiệt tại nguồn Mỹ Lâm

Chỉ tiêu (mg/l)	ML-01a	ML-01b	ML-01c	Trung bình
H ₂ S+ HS	3,37	3,91	4,24	3,840
HCO ₃ ⁻	111,32	113,54	112,58	112,480
CO ₃ ²⁻	58,04	55,12	61,37	58,177
Cl ⁻	18,51	20,65	20,82	19,993
SO ₄ ²⁻	13,21	13,16	11,75	12,707
NO ₃ ⁻	0,46	0,42	0,52	0,467
F	7,73	7,79	7,96	7,827
NH ₄ ⁺	0,48	0,55	0,59	0,540
SiO ₂	80,13	80,01	80,55	80,230

Bảng 5. Thành phần hoá học nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm theo các kết quả nghiên cứu phục vụ luận giải nhiệt độ nguồn cấp, nguồn gốc thành tạo

Chỉ tiêu	Đơn vị đo	ML-01-Tb ^(*) , 2015	ML1	ML2	ML3	ML4	ML5	ML6
Nhiệt độ	°C	65,000	58,50	63,00	63,00	64,00	67,00	65,50
pH	-	8,470	8,20	7,50	7,30	8,13	8,53	6,90
Độ khoáng hoá	(mg/l)	257,800	259,00	343,11	300,00	299,94	175,00	290,00
HCO ₃ ⁻	(mg/l)	112,480	125,40	129,40	134,20	133,63	140,00	146,40
Cl ⁻	(mg/l)	19,993	9,70	12,67	10,60	17,02	17,50	4,30
SO ₄ ²⁻	(mg/l)	12,707	13,12	11,66	28,20	10,57	12,80	15,60
Na ⁺	(mg/l)	30,487	15,00	59,99	117,40	62,80	61,11	61,80
K ⁺	(mg/l)	3,947	3,70	4,10	3,83	2,40	3,60	2,30
Ca ²⁺	(mg/l)	4,013	6,90	7,55	6,32	9,02	4,00	2,40
Mg ²⁺	(mg/l)	2,633	3,12	6,41	2,50	1,70	0,60	0,10

Ghi chú: (*) Thành phần hoá học trong dung dịch địa nhiệt nguồn Mỹ Lâm phục vụ luận giải do tập thể tác giả phân tích (tính theo trung bình). Các chú giải khác theo bảng 1 [17].

3. Luận giải và thảo luận

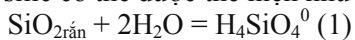
3.1. Kết quả tính toán nhiệt độ dưới sâu nguồn nước khoáng nguồn Mỹ Lâm

Để tính toán nhiệt độ dưới sâu nguồn nước khoáng nguồn Mỹ Lâm, tập thể tác giả sử dụng đồng thời nhiều cặp địa nhiệt kế khác nhau với mục đích xem xét tính cân bằng của các cặp ion theo các mô hình của các phương pháp khác nhau. Đây là phương pháp được áp dụng cho tất

cả các nghiên cứu, thăm dò và khai thác địa nhiệt trên thế giới đã được công bố trên các công trình hiện nay, tuy nhiên chưa được tính toán cho các nguồn trong khu vực nghiên cứu một cách bài bản. Cơ sở của phương pháp này là dựa vào tính chất hoà tan của các khoáng vật trong nước nhiệt độ cao, cũng như các phản ứng giữa nước địa nhiệt và các đá vây quanh. Theo đó, ở mỗi một nhiệt độ nhất định và áp suất thì khả năng hoà tan của khoáng vật hoặc phản ứng

giữa khoáng vật hay đá vây quanh với nước nhiệt độ cao là khác nhau, theo thời gian các cặp ion được tồn tại cân bằng nhiệt động học với nhau. Khi dung dịch địa nhiệt chưa có các cặp ion cân bằng nhiệt động được đưa lên mặt đất, chúng vẫn giữ được thành phần ban đầu. Để xem xét các cân bằng này, chúng tôi tiến hành thực hiện theo hai nhóm địa nhiệt kế dung dịch địa nhiệt (kết quả tính toán thể hiện trong Bảng 6) đó là:

- Địa nhiệt kế SiO₂: Địa nhiệt kế này dựa vào mức độ hoà tan của các ion của nhóm SiO₂ và nhiệt độ cân bằng nhiệt động học đối với từng khoáng vật riêng biệt [6]. Độ gia tăng sự hoà tan SiO₂ và các dạng thù hình của SiO₂ được sử dụng rộng rãi như một chỉ số nhiệt độ của bồn nhiệt [8]. Lý thuyết này được xem xét khi silic được hoà tan ở nhiệt độ cao dưới độ sâu ổn định trong dung dịch địa nhiệt và không kết tủa khi dung dịch địa nhiệt đi lên bề mặt. Trong các hệ thống địa nhiệt có nhiệt độ trên 180°C, nồng độ silic dưới dạng H₄SiO₄ là một axit yếu bị kiểm soát bởi các trạng thái cân bằng với thạch anh, trong khi ở nhiệt độ thấp hơn các trạng thái cân bằng với chalcedon trở nên đáng kể hơn. Phản ứng độ hòa tan khoáng vật chứa silic có thể được thể hiện như sau:



Công thức tính nhiệt độ theo địa nhiệt kế SiO₂ [6] như sau:

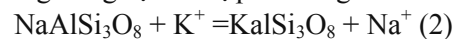
$$T^{\circ}\text{C} = \frac{731}{4,52 + \log(S)} - 273,15$$

Trong đó S là nồng độ silic tính theo mg/kg (mg/l).

Các kết quả tính toán cho cặp địa nhiệt kế này được trình bày trong Bảng 6.

- Địa nhiệt kế cation (Na⁺, K⁺, Ca⁺): Địa nhiệt kế này dựa vào sự cân bằng nhiệt động của các cation theo các phản ứng trao đổi dưới tác động của nhiệt độ cao của nguồn địa nhiệt khu vực. Các phản ứng này bao gồm khoáng vật có liên quan tới các cation Na⁺, K⁺, Ca⁺ và H₂O (phản ứng 2). Một trong những chỉ số cho

nhiệt độ cân bằng các cặp cation trong nhiệt kế này chính là tỉ số Na⁺/K⁺. Tỉ lệ này giảm khi nhiệt độ gia tăng và theo đó nồng độ của các cation (Na⁺, K⁺) trong dung dịch bị khống chế bởi các phản ứng cân bằng nhiệt độ với feldspar (albit và K-feldspar) (phản ứng 2). Kết quả phân tích từ địa nhiệt kế này hay hơn so với địa nhiệt kế SiO₂ là chúng ít bị phụ thuộc bởi quá trình pha loãng từ dung dịch vì hàm lượng Na⁺, K⁺ trong dung dịch ít bị pha loãng.



Các trạng thái cân bằng của cặp cation trong dung dịch liên tục theo thời gian sẽ được thể hiện bằng tỉ lệ mol của các cặp ion tương ứng. Trong nghiên cứu này, ngoài việc sử dụng các địa nhiệt kế có liên quan đến tỉ số giữa Na và K chúng tôi còn sử dụng thêm một loại địa nhiệt kế nữa đó là địa nhiệt kế Na-K-Ca được phát triển và hiệu chỉnh theo Fournier, R. O. và Truesdell, A.H., (1973) [5]. Ưu điểm chính của loại địa nhiệt kế này so với địa nhiệt kế SiO₂ và đặc biệt là địa nhiệt kế Na-K là độ chính xác cao hơn thậm chí đối với những vùng nước lạnh và hơi địa nhiệt, nước không cân bằng, những vùng có hàm lượng Ca cao có thể cung cấp một kết quả nhiệt độ cao khác thường khi sử dụng địa nhiệt kế Na-K.

Trên cơ sở nguyên lý tính toán nhiệt độ nguồn cấp dưới sâu theo địa nhiệt kế của Fournier 1979 [7], Nivea và Nivea., 1987 [19]; Truesdell., 1976 [23]; Arnórsson và nnk., 1983 [1] và địa nhiệt kế Na-K-Ca của Fournier & Truesdell., 1973 [5], tập thể tác giả tiến hành áp dụng phần mềm phân tích địa nhiệt kế Liquid Analysis-V3 [20] cho các kết quả tính toán nhiệt độ nêu tại Bảng 6. Theo đó, nhiệt độ nguồn cấp dưới sâu của nguồn nước khoáng Mỹ Lâm tính toán được nằm trong khoảng từ 159°C đến 258°C.

Bảng 6. Kết quả tính toán nhiệt độ dưới sâu theo các địa nhiệt kế

Địa nhiệt kế	Công thức	Nhiệt độ (°C)	Nguồn
SiO ₂	$T^{\circ}C = \frac{731}{4,52 + \log(S)} - 273,15$	159	Fournier 1977
Na-K	$T^{\circ}C = \frac{1217}{1,483 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15$	241	Fournier, 1979
Na-K	$T^{\circ}C = \frac{856}{0,857 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15$	219	Truesdell, 1976
Na-K	$T^{\circ}C = \frac{883}{0,78 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15$	258	Tonari, 1980
Na-K	$T^{\circ}C = \frac{1187}{1,47 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15$	228	Nivea và Nivea, 1987
Na-K	$T^{\circ}C = \frac{933}{0,933 + \log(Na/K)} - 273,15$	224	Arnórsson và nnk, 1983
Na-K-Ca	$T^{\circ}C = \frac{1647}{\log(Na/K) + \frac{1}{3}[\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2,06]} - 273,15$	234	Fournier & Truesdell, 1973

3.2. Đặc điểm nguồn gốc dung dịch địa nhiệt của nguồn Mỹ Lâm theo thành phần hoá học

Trong công trình này, chúng tôi sử dụng mối quan hệ cân bằng nhiệt động của các hệ anion, cation từ nghiên cứu này và đồng vị bền D/¹⁸O (kế thừa kết quả phân tích từ Cao Duy Giang và nnk., 2012 [4]) để xác định nguồn gốc và đặc điểm địa hóa của dung dịch địa nhiệt Mỹ Lâm, cụ thể như sau:

- Xác định nguồn gốc của dung dịch địa nhiệt theo tương quan của ba hợp phần Cl⁻-SO₄²⁻-HCO₃⁻:

Theo Giggenbach, W.F. và Goguel R.L., 1989 [10], các biểu đồ ba hợp phần Cl⁻-SO₄²⁻-HCO₃⁻ được sử dụng để bước đầu phân loại mẫu dung dịch địa nhiệt [9, 10] dựa theo nồng độ của các anion chính Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻. Trong đó, anion Cl⁻ là nhân tố không tham gia vào các phản ứng hoà tan các đá, nồng độ của nó là độc lập với cân bằng trong dung dịch địa nhiệt. Với đặc tính như vậy, anion Cl⁻ được coi như một nhân tố chỉ thị cho việc phân loại các loại dung dịch địa nhiệt và ảnh hưởng của nó đến các quá trình theo độ sâu. Trong trường địa nhiệt có

vùng nóng và vùng lạnh tại các vị trí nông sâu khác nhau, trong thực tế, các loại nước giàu hàm lượng Cl⁻ nhìn chung được tìm thấy ở phía dòng chảy bề mặt của hệ thống địa nhiệt trong khi hơi nước nóng chứa hàm lượng cao SO₄²⁻ thường phân bố ở phần trên cùng của trường địa nhiệt [11]. Mức độ phân tách giữa các điểm dữ liệu giữa nồng độ cao Cl⁻ và nước bicacbonat (HCO₃⁻) - chỉ thị cho sự tương tác một cách tương đối của dung dịch giàu CO₂ ở nhiệt độ thấp hơn và của nồng độ HCO₃⁻, sự gia tăng này thể hiện theo thời gian và khoảng cách với nguồn nhiệt.

Từ việc xem xét nguồn gốc của dung dịch này, nhiều kết quả phân tích ở các thời điểm khác nhau cho một nguồn Mỹ Lâm sẽ được xác định mối tương quan nguồn gốc theo biểu đồ phân loại của Giggenbach, W.F. và Goguel R.L., 1989 [10]. Trong đó tổng các nồng độ (S) từ 3 nồng độ thành phần (C_i), đơn vị là mg/l:

$$S = C_{Cl} + C_{SO_4} + C_{HCO_3}$$

Trong đó %Cl⁻, % HCO₃⁻ và % SO₄²⁻ được tính như sau:

$$\% - Cl^- = 100.(C_{Cl}/S)$$

$$\% - SO_4^{2-} = 100.(C_{SO_4}/S)$$

$$\% \text{-HCO}_3^- = 100 \cdot (C_{\text{HCO}_3^-} / S)$$

Thông qua vị trí phân bố trên biểu đồ (Hình 3), với các vị trí khác nhau, có thể do sai số phân tích hoặc kỹ thuật phân tích khác nhau, tuy nhiên có thể thấy rằng hầu hết các điểm đầu tập trung trong miền giàu hydrocarbonat tới 80-90%. Như vậy về mặt nguồn gốc của nước khoáng nóng, dung dịch địa nhiệt nước khoáng nóng Mỹ Lâm tập trung phần lớn về phía đỉnh của anion gốc hydrocarbonat và theo phân loại đó chúng thuộc phân vùng của nước ngoại vi, hay còn gọi là nước nóng do nhiệt cung cấp từ lòng đất chứ không phải trực tiếp từ dung dịch magma. Điều này chứng tỏ rằng nguồn cung cấp cho bồn địa nhiệt chính là từ nước bề mặt hoặc từ các tầng chứa nước nằm phía trên của nguồn nhiệt. Nước lạnh từ các nguồn này sẽ được ngấm, chảy xuống các tầng phía dưới tiến vào nguồn nhiệt nhờ có hoạt động của kiến tạo hiện đại là dập vỡ kiến tạo và bị nung nóng dần lên theo chiều sâu của tầng đất đá. Sau đó, một

lượng lớn anion HCO_3^- sẽ được hoà tan vào trong dung dịch nhiệt trong quá trình đi lên của chúng theo áp lực.

- *Xác định nguồn gốc của dung dịch địa nhiệt theo tương quan của ba hợp phần K-Na-Mg^{1/2}:*

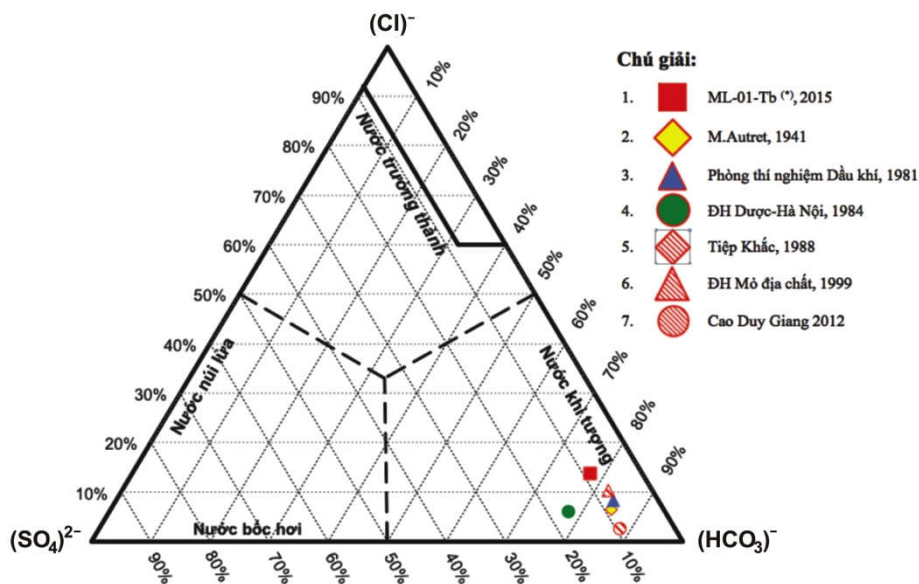
Để kiểm tra chính xác nguồn gốc của chúng và đối sánh với thành phần đá gốc lộ ra trong khu vực nghiên cứu, chúng tôi tiến hành xem xét theo tương quan của K-Na-Mg^{1/2} của theo Giggenbach, W.F. và Goguel R.L năm 1989. Theo đó biểu đồ tam giác ba hợp phần K-Na-Mg^{1/2} cũng tương tự như như biểu đồ tam giác ba hợp phần chứa $\text{Cl}^- \text{-SO}_4^{2-} \text{-HCO}_3^-$ và vị trí của các điểm dữ liệu trên sơ đồ cũng được tính toán tương quan thành phẩm tương tự như $\text{Cl}^- \text{-SO}_4^{2-} \text{-HCO}_3^-$ (hình 4), trong đó:

$$S = C_{\text{Na}}/1000 + C_{\text{K}}/100 + C_{\text{Mg}}^{1/2}$$

$$\% \text{ Na} = C_{\text{Na}}/10S$$

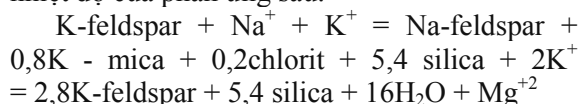
$$\% \text{ K} = C_{\text{K}}/S$$

$$\% \text{ Mg} = 100C_{\text{Mg}}^{1/2}/S$$



Hình 3. Biểu đồ ba hợp phần $\text{Cl}^- \text{-SO}_4^{2-} \text{-HCO}_3^-$, xem xét nguồn gốc của nguồn nhiệt Mỹ Lâm [9, 19]. Số liệu biểu diễn theo kết quả nghiên cứu của tập thể tác giả (ML-01-Tb (*), 2015) và các nghiên cứu từ trước (M. Autret (1941); Phòng thí nghiệm Dầu khí (1981); Đại học Dược Hà Nội (1984); Tiệp Khắc (1988); Đại học Mỏ Địa chất (1999); Cao Duy Giang (2012)). Ghi chú: các miền phân biệt nguồn gốc nước theo các vùng như nước trường thành (Mature waters), nước ngoại vi hay nước khí tượng (Peripheral waters), nước núi lửa (Volcanic waters) và nước bốc hơi (Steam heated waters).

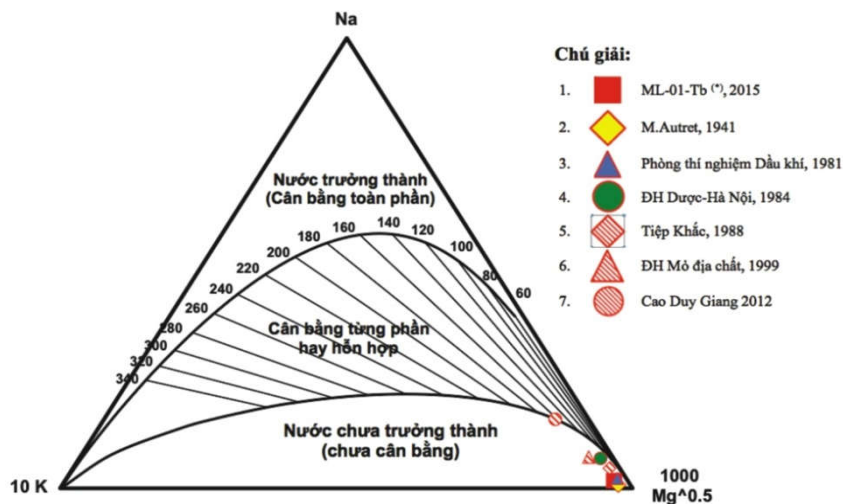
Biểu đồ ba hợp phần K-Na-Mg^{1/2} thường được dùng để dự đoán sự cân bằng theo nhiệt độ và ứng dụng thích hợp của việc nghiên cứu nhiệt độ dung dịch địa nhiệt phù hợp theo các địa nhiệt kế ion hoà tan [9]. Trên cơ sở đó, Giggenbach đã đưa ra một phương pháp đánh giá mức đạt được trạng thái cân bằng dung dịch nhiệt và đá bao quanh. Biểu đồ có hai hệ thống được thể hiện bằng hai tập các đường thẳng có các tỷ số Na/K và K/Mg^{1/2} không đổi, toả ra từ góc Mg^{1/2} và góc Na tương ứng. Theo đó, biểu đồ này là thích hợp cho việc dự đoán sự phụ thuộc nhiệt độ của các tổ hợp cân bằng toàn bộ của khoáng vật chứa kali và natri sau khi chịu tác động của điều kiện địa nhiệt đến các tầng đá [11]. Điều này chủ yếu dựa trên sự phụ thuộc nhiệt độ của phản ứng sau:



Từ kết quả thể hiện trong biểu đồ ba hợp phần K-Na-Mg^{1/2}, có thể nhận thấy nguồn nước khoáng Mỹ Lâm thuộc khu vực nước chưa trưởng thành định hướng đến góc Mg. Điều này chứng tỏ quá trình cân bằng của dung dịch nhiệt

dựa theo các tổ hợp cân bằng của ion Na⁺, K⁺ trong các phản ứng trao đổi là chưa đủ về thời gian và điều kiện nhiệt độ của dung dịch nhiệt. Thêm vào đó, các nghiên cứu trước đó cũng đã chỉ ra rằng nồng độ Mg trong chất lỏng địa nhiệt giảm mạnh khi nhiệt độ tăng, và tất cả các dung dịch giàu Mg được tìm thấy trong tự nhiên thì hầu hết đã trải qua phản ứng giữa dung dịch nhiệt và đá vây quanh trên đường đi lên bề mặt ở nhiệt độ thấp hơn [8]. Theo đó, kết quả này định hướng rằng dung dịch địa nhiệt nguồn Mỹ Lâm được làm nguội và pha trộn với các tầng đất đá của khu vực trong quá trình đi lên trên bề mặt hoặc cũng có thể là nước ngầm trong các tầng chứa dẫn đến sự tích tụ và gia tăng hàm lượng ion của nguyên tố Mg.

Mặt khác, qua vị trí các điểm phân bố, chúng rơi vào trường có nguồn gốc gần với đá có thành phần mafic. Điều này có nghĩa rằng dung dịch nhiệt dịch có thể liên quan tới các đá mafic ở dưới sâu. Điều này khẳng định nguồn gốc tổng thể của dung dịch khoáng nóng Mỹ Lâm có sự pha trộn và không liên quan nhiều đến đá lộ trên bề mặt hiện nay.



Hình 4. Biểu đồ ba hợp phần K-Na-Mg^{1/2}, xem xét nguồn gốc của nguồn nhiệt Mỹ Lâm [9, 20]. Số liệu biểu diễn theo kết quả nghiên cứu của tập thể tác giả (ML-01-Tb^(*), 2015) và các nghiên cứu từ trước (M.Autret (1941); Phòng thí nghiệm Dầu khí (1981); Đại học Dược Hà Nội (1984); Tiệp Khắc (1988); Đại học Mỏ Địa chất (1999); Cao Duy Giang (2012)).

Ghi chú: Vùng gạch chéo là miền cân bằng từng phần (partial Equilibration), miền không gạch chéo (immature waters) là miền nước chưa thực sự cân bằng và cân bằng toàn phần hay nước trưởng thành.

- Xác định nguồn gốc của dung dịch địa nhiệt theo tương quan tỷ lệ đồng vị bền của Hydro (^2H hay deuterium) và oxy (^{18}O) [8]:

Hai đồng vị bền của hydro và oxy là thành phần cấu tạo của phân tử nước. Trong tự nhiên, nước luôn luôn vận động theo chu trình mà theo đó thành phần đồng vị của nước sẽ thay đổi trong các quá trình chuyển pha từ lỏng sang hơi, hơi sang lỏng hoặc rắn. Thành phần đồng vị của nước được thể hiện qua ký hiệu delta (δ). Thành phần đồng vị deuterium và oxy 18 theo định nghĩa được tính bằng công thức:

$$\delta^2\text{H} = \left(\frac{{}^2R_{\text{sample}} - {}^2R_{\text{ref}}}{{}^2R_{\text{ref}}} \right) = \left(\frac{{}^2R_{\text{sample}}}{{}^2R_{\text{ref}}} - 1 \right) \cdot 1000$$

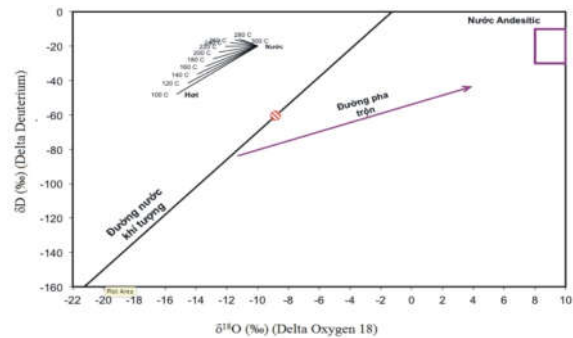
$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{{}^{18}R_{\text{sample}} - {}^{18}R_{\text{ref}}}{{}^{18}R_{\text{ref}}} \right) = \left(\frac{{}^{18}R_{\text{sample}}}{{}^{18}R_{\text{ref}}} - 1 \right) \cdot 1000$$

Trong đó: ${}^2R_{\text{sample}}$, ${}^2R_{\text{ref}}$ là tỷ số đồng vị $^2\text{H}/^1\text{H}$, tương ứng, trong mẫu nghiên cứu và mẫu chuẩn; ${}^{18}R_{\text{sample}}$ và ${}^{18}R_{\text{ref}}$ là tỷ số đồng vị $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, tương ứng, trong mẫu nghiên cứu và trong mẫu chuẩn.

Mối tương quan tuyến tính giữa $\delta^2\text{H}$ và $\delta^{18}\text{O}$ trong nước mưa trên phạm vi toàn cầu gọi là đường nước khí tượng toàn cầu và của khu vực gọi là đường nước khí tượng khu vực. Đường nước khí tượng khu vực được sử dụng cùng với mối quan hệ $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ trong các mẫu nước nghiên cứu để giải thích nguồn gốc các tầng chứa nước phạm vi khu vực. Trên cơ sở sự khác nhau về tỷ số đồng vị $^2\text{H}/^1\text{H}$ và tỷ số đồng vị $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ của nước đại dương và nước khí tượng cũng như các nguồn nước mặt có liên quan để so sánh với kết quả của mẫu nghiên cứu mà đánh giá về nguồn gốc hay mức độ hòa trộn của các nguồn gốc trong mẫu nghiên cứu [22].

Trong nghiên cứu này, chúng tôi sử dụng kết quả phân tích thành phần đồng vị của Cao Duy Giang và nnk năm (2012). Áp dụng mô hình của Rozanski K., và nnk [22] để xem xét nguồn gốc của dung dịch địa nhiệt Mỹ Lâm trên cơ sở kết quả phân tích của từ công trình của Cao Duy Giang và nnk năm (2012) [4]. Kết quả

tính toán được biểu diễn trên biểu đồ (Hình 5) về tương quan đồng vị δD và $\delta^{18}\text{O}$ của Powell, T., Cumming W., 2010 [20].



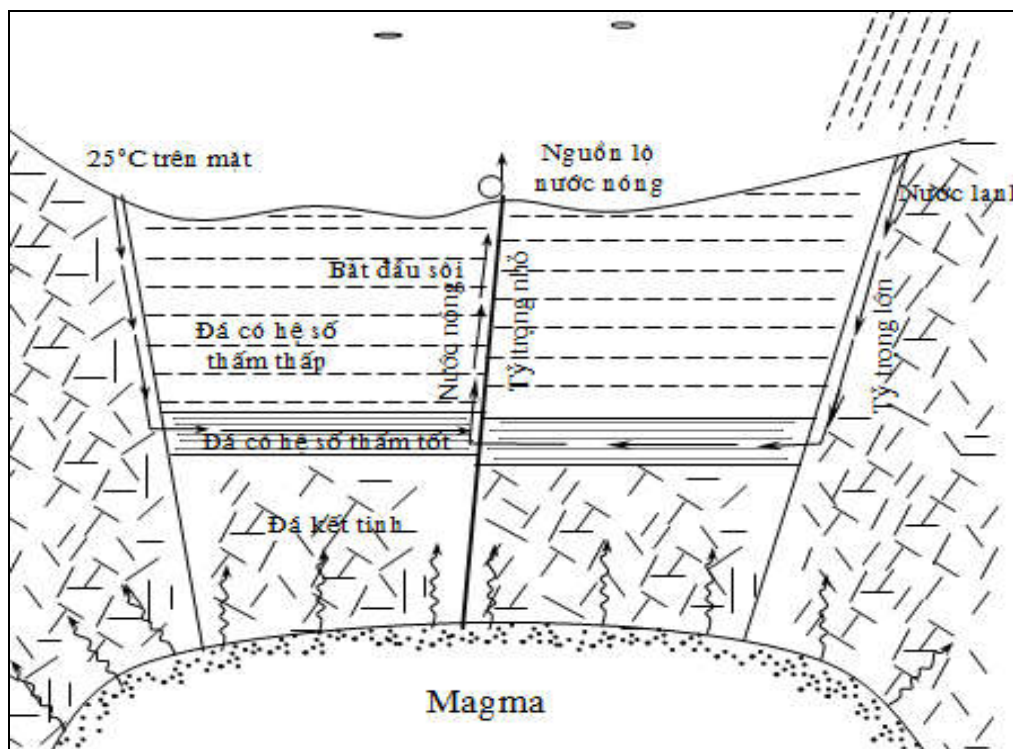
Hình 5. Biểu đồ thể hiện mối tương quan δD (‰) (Delta Deuterium) và $\delta^{18}\text{O}$ (‰) (Delta Oxygen 18) được xây dựng trên cơ sở các kết quả phân tích thành phần đồng vị bền D (^2H) và ^{18}O [4, 20]. \odot là biểu thị cho tỷ lệ đồng vị của dung dịch địa nhiệt Mỹ Lâm.

Theo biểu đồ thể hiện mối tương quan của cặp đồng vị δD và $\delta^{18}\text{O}$ (Hình 5), vị trí nguồn gốc của nước khoáng nóng của nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm nằm trên đường nước nguồn gốc khí tượng (meteoric trend line), gần đường có nguồn gốc pha trộn (mixing line). Với kết quả này, cho thấy nước khu vực Mỹ Lâm hoàn toàn là nước có nguồn gốc từ trên bề mặt được nung nóng bởi hơi nóng liên quan đến dung dịch magma mafic kiềm như được miêu tả tại hoạt động biến chất trẻ các đá hoa chứa ruby trong khu vực tại các công trình đã công bố về địa chất khu vực thời gian gần đây [14, 15, 18].

Như vậy, đối chiếu với các kết quả luận giải nguồn gốc theo các biểu đồ ba hợp phần, các đặc điểm địa chất-địa động lực (đã trình bày ở trên) có thể kết luận rằng trong phạm vi phân bố của nguồn nhiệt, dung dịch địa nhiệt được hình thành từ nước lạnh có nguồn gốc trên bề mặt hoặc các tầng chứa nước phía trên của nguồn nhiệt. Quá trình này, có thể nhìn nhận theo mô hình cơ chế hoạt động của nguồn địa nhiệt theo một mô hình của White D.E. và nnk (1971) [25] như trình bày trong Hình 6. Trong đó, nước từ bề mặt được ngấm xuống thông qua các hệ thống đứt gãy, rồi

đưa lên bề mặt theo cơ chế tuần hoàn sâu. Điều này được minh chứng bởi sự hoà tan của các tầng đất đá thông qua các phản ứng trao đổi ion và sự thay đổi của một số ion phụ thuộc vào nhiệt độ

dung dịch nhiệt như theo các kết quả luận giải từ các biểu đồ phân loại dựa theo đồng vị và tương quan ba hợp phần $K-Na-Mg^{1/2}$, $Cl-SO_4^{2-}-HCO_3^-$.



Hình 6. Cơ chế hoạt động của nguồn địa nhiệt Mỹ Lâm theo nguồn gốc khí tượng theo mô hình của White, D.E., và nnk (1971) [25].

4. Kết luận

Qua kết quả nghiên cứu, đánh giá đặc điểm thành phần hoá học dung dịch nhiệt của nguồn nước khoáng Mỹ Lâm - Tuyên Quang, trên cơ sở đối sánh với các nghiên cứu đã thực hiện trước đó, công trình đi sau luận giải nguồn gốc, tính toán nhiệt độ nguồn cấp dưới sâu cho phép đi đến kết luận như sau:

- Các kết quả tính toán nhiệt độ nguồn của dung dịch địa nhiệt Mỹ Lâm bằng các địa nhiệt kế khác nhau khẳng định nhiệt độ của nguồn cấp dưới sâu của nguồn nước khoáng nằm trong khoảng từ 159 °C đến 258 °C.

- Theo kết quả phân loại nguồn gốc dung dịch địa nhiệt bằng các mô hình khác nhau trên cơ sở các tương quan ba hợp phần $Cl^- -SO_4^{2-}-$

HCO_3^- và $K-Na-Mg^{1/2}$, cũng như mô hình nguồn gốc dựa vào đồng vị bền δD và $\delta^{18}O$, cho phép khẳng định rằng nguồn gốc của nước khoáng nóng Mỹ Lâm có nguồn gốc khí tượng (nước ngoại vi), thuộc vùng nước chưa trưởng thành.

- Quá trình hình thành nguồn nước khoáng này được diễn giải theo mô hình của nhóm tác giả đề xuất như sau: Nước mặt và nước ngầm được dẫn xuống theo các hệ thống đứt gãy và được nung nóng do nhiệt của dung dịch nguồn gốc magma mafic từ manti. Nước được nung nóng tạo hơi và được đi lên bề mặt theo quá trình đối lưu theo một cơ chế tuần hoàn sâu. Trong quá trình đi lên trên bề mặt, dung dịch địa nhiệt được làm nguội do pha trộn với nước ngầm.

- Với kết quả nghiên cứu này, cần có thêm nghiên cứu chuyên sâu liên quan đến tính toán lưu lượng, năng lượng hữu ích và xác định quy mô bồn chứa để có thể khai thác cho các mục tiêu khác với các ứng dụng hiện tại, qua đó có thể khai thác tốt hơn nguồn tài nguyên năng lượng này cho phát triển kinh tế xã hội.

Lời cảm ơn

Bài báo được hoàn thành với sự hỗ trợ kinh phí của đề tài “Nghiên cứu, đánh giá tổng thể tiềm năng các bồn địa nhiệt vùng Tây Bắc”, mã số KHCN-TB.01T/13-18.

Tài liệu tham khảo

- [1] Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H., The chemistry of geothermal waters in Iceland III, Chemical geothermometry in geothermal investigations, *Geochim, Cosmochim, Acta*, 47 (1983) 567-577.
- [2] Ármannsson, H and Ólafsson, M., Collection of geothermal fluids for chemical analysis, Report, ISOR-2006/16 (2006) 11.
- [3] Bản đồ Địa chất và khoáng sản tỷ lệ 1/200.000, Tờ Tuyên Quang, Cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam, 2001.
- [4] Cao Duy Giang và nnk., Điều tra đánh giá tài nguyên địa nhiệt vùng Đông Bắc Bắc Bộ Việt Nam, Báo cáo đề tài, Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản, Hà Nội, 2012.
- [5] Fournier, R. O. and Truesdell, A.H., An Empirical Na - K - Ca geothermometer for natural water, *Geochim, Cosmochim Acta*, Vol 37 (1973) 1255-1275.
- [6] Fournier R.O., Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems, *Geothermics*, Vol. 5 (1977) 41-50.
- [7] Fournier R.O. and Truesdell, A.H., *Geochemical And Hydrologic Considerations And The Use Of Enthalpy-Chloride Diagrams In The Prediction Of Underground Conditions In Hot-Spring Systems*, Exploration Activity: Geothermometry At International Geothermal Area, New Zealand, 1979.
- [8] Fournier R.O. and Potter R.W., A revised and expanded silica (quartz) geothermometer, *Geotherm, Resourc, Counc, Bull.*, Vol. 11 (1982) 3-12.
- [9] Giggenbach, W.F., Geothermal solute equilibria, Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers, *Geochim, Cosmochim, Acta* 52, (1988) 2729-2765.
- [10] Giggenbach, W.F. and Goguel R.L., Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, Report No. CD 2401, Department of Scientific and Industrial Research. Chemistry Division. Pentone, New Zealand, 1989.
- [11] Giggenbach, W.F., Chemical techniques in geothermal exploration, In: D'Amore, F. (coordinator), *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*, UNITAR/UNDP publication, Rome (1991) 119-142.
- [12] John W. Lund and Tonya L. Boyd, *Direct Utilization of Geothermal Energy 2015 Worldwide Review*, Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.
- [13] Lindal, B., Industrial and other applications of geothermal energy, In: Armstead, H.C.H., ed., *Geothermal Energy*, UNESCO, Paris (1973) 135 - 148.
- [14] Leloup, P.H., Arnaud, N. & Lacassin, N. (1998): Formation of ruby in the Red river metamorphic zone. *Proc. Nat. Centre for Natural Sciences and Technology* 10(1), 143-148.
- [15] Maluski, H., Lepvrier C., Jolivet, L., Carter, A., Roques, D., Beyssac, O., Tạ Trong Thang., Nguyễn Đức Thang., & Avigad, D. (2001): Ar-Ar and fission-track ages in the Song Chay Massif: early Triassic and Cenozoic tectonics in northern Vietnam. *J. Asian Earth Sci.* 19, 233-248.
- [16] Michel Faure, Claude Lepvrier, Nguyen Van Vuong, Vu Van Tich, Wei Lin, Zechao Chen. The South China Block-Indochina collision: where, when, and how?. *Journal of Southeast Asian earth sciences*, Elsevier, (2014), 79, pp.260-274.
- [17] Võ Công Nghiệp và nnk., Nước khoáng nước nóng Việt Nam - Tính số 100 năm điều tra nghiên cứu và sử dụng. Báo cáo tại hội nghị khoa học địa chất lần thứ 3, Tập 2, Hà Nội (1999).
- [18] Nguyễn Tuyết Nhung và nnk., Nghiên cứu đặc điểm khoáng vật học, ngọc học và điều kiện thành tạo đá quý khu mỏ Lục Yên và Quỳnh Châu. Báo cáo tổng kết Đề tài NCCB Bộ KHCN, (2004-2005).
- [19] Nivea, D. ve Nivea R., *Developments in Geothermal Energy in Mexico*, Part 12 - A

- Cationic Geothermometer for Prospecting of Geothermal Resources, Heat Recovery Systems and CHP, 7 (1987) 243-28.
- [20] Powell, T., Cumming W., Liquid analysis-Geochemical Plotting Spreadsheet. Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, 2010.
- [21] Roger, F., Leloup, P.H., Jolivet, L., Lacassin, R., Phan Trong Trinh, Brunel, M. & Seward, D. (2000): Long and complex thermal history of the Song Chay metamorphic dome (northern Vietnam) by multi-system geochronology. *Tectonophysics* 321, 449-466.
- [22] Rozanski K., Agaruas-Agaruas L., and Ginfiadini R., Isotopic pattern in modern global precipitation, In: *Climate change in continental isotopic record* (P.K. Swart, K. L. Lohman, J. A. McKenzie, and S. Savin eds.), *Geophys. Monogr.*, 78: (1993) 1-37.
- [23] Truesdell, A.H., Summary of section III - geochemical techniques in exploration, *Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 1, (1976) liii- lxxix.
- [24] Scharer, U., Tapponier, P., Lacassin, P.H., Leloup, P.H., Zhong, D. & Ji, S. (1990): Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan - Red River shear zone, China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 65-77.
- [25] White, D.E., Buf er, L.J.P., and Truesdell, A.H., Vapor dominated Hydrothermal Systems Compared with Hot-Water Systems, *Economic Geology*, Vol. 66, (1971) 75-97.

Geochemical Characteristics and Origin of the My Lam Geothermal Resource, Tuyen Quang Province

Hoang Van Hiep¹, Tran Trong Thang², Dang Mai¹, Vu Van Tich¹,
 Nguyen Dinh Nguyen¹, Pham Xuan Anh³, Nguyen Thi Oanh¹, Vu Viet Duc¹

¹*Faculty of Geology, VNU University of Science, 334 Nguyen Trai, Thanh Xuan, Hanoi, Vietnam*

²*Vietnam Insitut of Geoscience and Mineral Resources - MONRE*

³*Vietnam Oil and Gas Group*

Abstract: Hot water samples were collected from a production well in the My Lam geothermal field to analyze for chemical composition using various analytical methods, including AAS and ICP-OES. The data were interpreted with the aim to clarify the temperature and origin of My Lam geothermal source. The ternary Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- and $\text{Na-K-Mg}^{1/2}$ at thermodynamic equilibrium were used to determine the origin of the geothermal springs. The My Lam hot water is of flour-sulfurhydro-silic type. The reservoir temperatures were determined using quartz, Na/K/Ca and Na/K geothermometers, that vary from 159°C to 258°C. Oxygen and hydrogen stable isotopic models were used to define the origin of the geothermal fluid component.

The source temperature and origin of the geothermal hot springs in the My Lam area is believed to relate to ultra-alkalin mafic magmatic fluid activities in this area, which penetrated to the surface due to regional active tectonic activities relating to Red River fault zone.

Keywords: Geothermal resources, geothermometry, hot water, stable isotopes, geochemistry, My Lam geothermal resource.