

NGHIÊN CỨU ĐỊA CHẤT THỦY VĂN VÙNG NAM ĐỊNH BẰNG KỸ THUẬT ĐỒNG VỊ

HOÀNG VĂN HOAN¹, PHẠM QUỲ NHẬT²,
ĐẶNG ĐỨC NHẬT³, FLEMMING LARSEN⁴, WAGNER FRANK⁵,
ROLAND PURTSCHERT⁶, CHRISTOPH GERBER⁶

E - mail: hoanghoandctv@gmail.com

¹Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Hà Nội

²Trung tâm Quy hoạch và Điều tra Tài nguyên nước, Hà Nội

³Viện Khoa học và Kỹ thuật Hạt nhân, Hà Nội

⁴Cục Địa chất Đan Mạch, Copenhagen, Denmark

⁵Viện Khoa học Địa chất và Tài nguyên Liên bang, Hannover, Germany

⁶Đại học Bern, Bern, Switzerland

Ngày nhận bài: 25 - 2 - 2013

1. Mở đầu

Việt Nam có hơn 3.260 km bờ biển với điều kiện địa chất, địa thủy văn khác nhau đã hình thành và tồn tại nhiều khối nước nhạt đa dạng về cấu trúc, về dạng tồn tại cũng như nguồn bổ cập. Tại Nam Định, tồn tại một thấu kính nước nhạt lớn trong tầng chứa nước Pleistocen và Neogen dọc dài ven biển từ Giao Thủy đến Nghĩa Hưng. Đối thấu kính nước nhạt này được đánh giá có trữ lượng khai thác tiềm năng đạt 203.445 m³/ng.d [5]. Tuy nhiên, đã có nghiên cứu sâu về sự hình thành đối thấu kính nước dưới đất này cũng như việc dự báo trữ lượng khai thác bền vững, hạn chế xâm nhập mặn và nghiên cứu nguồn bổ cập cho đối thấu kính nước nhạt, nhưng chưa có nghiên cứu nào sử dụng tổ hợp các phương pháp đồng vị để nghiên cứu toàn diện hơn về nước dưới đất khu vực này.

Kỹ thuật đồng vị trong địa chất thủy văn được sử dụng lần đầu tiên từ những năm 80 của thế kỷ trước, để nghiên cứu nước dưới đất ở miền Bắc Việt Nam [2]. Tuy nhiên, ứng dụng kỹ thuật thủy văn đồng vị ở Việt Nam cho đến đầu thế kỷ XXI nói chung còn nhiều hạn chế do năng lực trang thiết bị của các phòng thí nghiệm trong nước cũng như quan hệ và hỗ trợ quốc tế còn chưa rộng và chưa sâu. Trong những năm gần đây, giao lưu và hợp tác giữa các nhà khoa học địa chất thủy văn

Việt Nam và quốc tế phát triển mạnh mẽ đã giúp cho ngành khoa học này được phổ biến rộng rãi và không ngừng phát triển ở nước ta. Nghiên cứu địa chất thủy văn đồng vị tại vùng Nam Định đã xác định được tuổi của nước dưới đất, quan hệ thủy lực của các tầng, nguồn gốc và nguồn bổ cập cho nước dưới đất của khối nước nhạt phía đông nam tỉnh Nam Định.

2. Phương pháp nghiên cứu

2.1. Nghiên cứu nguồn gốc nước dưới đất dựa trên mối tương quan giữa thành phần đồng vị bền của nước (²H và ¹⁸O)

Deuteri (D hay ²H) và ¹⁸O là hai đồng vị bền của Hydro và Oxy và là thành phần cấu tạo của phân tử nước. Trong tự nhiên, nước luôn luôn vận động theo chu trình nước 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 Deuteri và Oxy ¹⁸O theo định nghĩa được tính bằng công thức:

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

$$\delta^{18}O = \left(\frac{{}^{18}R_{\text{sample}} - {}^{18}R_{\text{ref}}}{{}^{18}R_{\text{ref}}} \right) = \left(\frac{{}^{18}R_{\text{sample}}}{{}^{18}R_{\text{ref}}} - 1 \right) 1000 \quad (2)$$

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. Thành phần đồng vị được biểu diễn bằng phần nghìn (‰). Mẫu chuẩn (reference) sử dụng trong phân tích thành phần đồng vị bên của nước là mẫu VSMOW (Mẫu nước đại dương trung bình do Phòng Thủy văn Đồng vị của Cơ quan Năng lượng nguyên tử quốc tế, IAEA, Vienna, Áo) chuẩn bị và cung cấp cho các phòng thí nghiệm phân tích trên phạm vi toàn cầu.

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 [13] 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.

Tuổi của nước dưới đất (t) được định nghĩa là khoảng thời gian từ khi nước biển, nước mưa hoặc nước từ sông, suối, hồ xâm nhập vào tầng chứa nước để trở thành nước dưới đất, chấm dứt các quá trình trao đổi chất giữa nước với không khí của khí quyển, đến khi xuất lộ hoặc đến thời điểm lấy mẫu nghiên cứu [12]. Tuổi tuyệt đối của mẫu nước ước tính theo quy luật phóng xạ và được thể hiện bằng công thức:

$$t = \frac{T_{1/2}}{0,693} \ln \frac{A_0}{A_t} \quad (3)$$

Trong đó $T_{1/2}$ là chu kỳ bán rã của đồng vị phóng xạ, là khoảng thời gian để hoạt độ phóng xạ chỉ còn lại một nửa so với hoạt độ ban đầu A_0 ; A_t là hoạt độ của đồng vị tại thời điểm đo. Đồng vị Triti (${}^3\text{H}$) là thành phần của phân tử nước, Carbon 14 (${}^{14}\text{C}$) trong bicarbonat hòa tan trong nước, các đồng vị khí trơ như Neon 20 (${}^{20}\text{Ne}$), Argon 39 (${}^{39}\text{Ar}$) hòa tan trong nước là các đồng vị phóng xạ

được sử dụng rộng rãi trong phép định tuổi tuyệt đối của nước dưới đất, làm cơ sở cho việc xác định hướng vận động của nước dưới đất [1].

Sai số của phép định tuổi mẫu nước phụ thuộc chủ yếu vào độ chính xác của các phép đo phóng xạ định lượng hoạt độ A_0 và A_t , (công thức 3). Thực tế là rất khó xác định chính xác hoạt độ phóng xạ của các đồng vị tan trong nước tại thời điểm bắt đầu xâm nhập vào tầng chứa nước (A_0). Để kết quả phân tích có thể trao đổi và thảo luận giữa các phòng thí nghiệm, một số giải pháp kỹ thuật đã được đưa ra. Đó là đo hoạt độ phóng xạ của mẫu so với hoạt độ của một chuẩn đã biết tuổi một cách chính xác, mô hình hóa hộp đen với các giả thiết kiểu dòng chảy như piston, phân tán hoặc theo hàm mũ [10] và kết hợp định tuổi bằng hai đồng vị song song, ví dụ ${}^3\text{H}$ kết hợp với ${}^{14}\text{C}$ [9, 15].

Sử dụng mẫu chuẩn biết chính xác tuổi được áp dụng phổ biến trong kỹ thuật định tuổi bằng phương pháp Carbon 14 [12]. Mẫu chuẩn trong trường hợp này là axit oxalic sản xuất từ mìa đường được trồng chính xác vào năm 1950, thời điểm trước giai đoạn bùng nổ công nghiệp trên thế giới. Hoạt độ ${}^{14}\text{C}$ của mẫu chuẩn được ký hiệu là ${}^{14}A_{\text{ref}}$ và hoạt độ của mẫu được đo so sánh với ${}^{14}A_{\text{ref}}$. Khi đo công thức định tuổi nước bằng phương pháp ${}^{14}\text{C}$ có dạng:

$$t = \frac{T_{1/2}}{0,693} \ln \frac{{}^{14}A_0 / {}^{14}A_{\text{ref}}}{{}^{14}A_t / {}^{14}A_{\text{ref}}} = \frac{T_{1/2}}{0,693} \ln \frac{{}^{14}a_0}{{}^{14}a_t} \quad (4)$$

Trong đó a được gọi là tỷ số hoạt độ và có tên gọi là phần trăm Carbon cận đại (percent of Modern Carbon, pMC) vì so với chất chuẩn niên đại cận đại và $T_{1/2}$ của ${}^{14}\text{C}$ là 5.730 năm.

Tương tự như phương pháp Carbon 14, phương pháp Argon 39 cũng áp dụng giải pháp đo so sánh tỷ số ${}^{39}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ trong mẫu nước với tỷ số đó trong không khí. Tỷ số ${}^{39}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ trong không khí được coi là Argon cận đại và có tên gọi là pMAR (percent of Modern Argon). Các đồng vị sử dụng để định tuổi nói trên là nhân phóng xạ beta tức là phát ra chùm điện tử và hoạt độ được đo hoặc bằng máy đếm nhấp nháy lỏng hoặc bằng khối phổ kế gia tốc. Phương pháp sau có chi phí rất cao nên không có nhiều phòng thí nghiệm trên thế giới có khả năng triển khai.

Trước khi nước xâm nhập vào tầng chứa nước, trong tầng thông khí có thể có một số quá trình hóa học như hòa tan calcit, oxy hóa các vật chất hữu cơ đất do hoạt động của các chủng vi sinh vật. Các quá trình này đều tạo ra khí carbonic nghèo ^{14}C , do vậy phương pháp định tuổi nước sử dụng đồng vị ^{14}C trong bicarbonat cần phải có những hiệu chỉnh cho hiệu ứng pha loãng đồng vị ^{14}C trong đới thông khí, nếu không sai số tuổi của nước có thể lên đến hàng nghìn năm [7]. Có hai phương pháp hiệu chỉnh hiệu ứng pha loãng $^{14}\text{CO}_2$, đó là theo thành phần địa hóa của mẫu nước [11] và theo thành phần đồng vị bền Carbon 13 trong bicarbonat [14].

Phương pháp định tuổi mẫu nước trẻ bằng đo tỷ số hoạt độ của ^3H và hàm lượng Heli 3 (^3He) trong mẫu nước, còn gọi là phương pháp Triti/Heli, không cần phải quan tâm đến hoạt độ A_0 của ^3H vì ^3He là con trực tiếp của ^3H [4]. Kết hợp phương trình phân rã ^3H (tương tự biểu thức 1) và phương trình tích lũy ^3He sẽ được phương trình định tuổi nước bằng phương pháp $^3\text{H}/^3\text{He}$:

$$^3\text{He}_t = ^3\text{H}_t(e^{-\lambda t} - 1) \quad (5)$$

Trong đó $^3\text{He}_t$ và $^3\text{H}_t$, tương ứng, đều là hàm lượng của ^3He và hoạt độ của ^3H tại thời điểm đo. Phương pháp Triti/Heli đòi hỏi phải có thiết bị khối phổ kế đo hàm lượng tuyệt đối nên cũng chỉ có một số ít phòng thí nghiệm trên thế giới có khả năng phân tích và giá thành cũng đắt.

Ở Việt Nam chỉ có thiết bị đếm nhấp nháy lỏng và hệ làm giàu Triti bằng điện phân nên vẫn phải áp dụng phương pháp đo nhấp nháy lỏng truyền thống có giới hạn phát hiện là 0,4 TU (1 TU=0,118 Bq/L nước, tương đương hàm lượng 1 nguyên tử ^3H trong 10^{18} nguyên tử Hydro).

3. Công tác lấy mẫu và phân tích mẫu

3.1. Vị trí nghiên cứu và địa điểm lấy mẫu

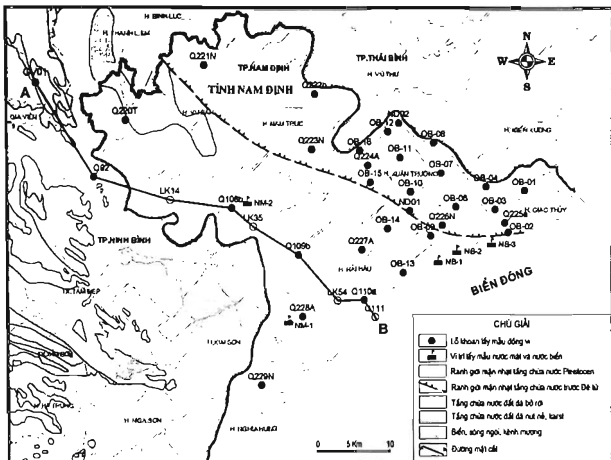
Tổng số có 49 lỗ khoan và cụm lỗ khoan lấy mẫu nước dưới đất trên địa bàn nghiên cứu từ năm 2010 đến 2012. Với tổng số 150 mẫu được lấy từ các tầng chứa nước Holocen, Pleistocen, Neogen

và Trias, cùng với mẫu nước mặt của sông Đáy và sông Ninh Cơ, nước biển vùng Giao Thủy và nước mưa vùng Nam Định. Mẫu được lấy theo đúng qui trình hướng dẫn chuyên ngành [8]. Trong tổng số 150 mẫu đã lấy phục vụ nghiên cứu trong ba năm 2010, 2011 và 2012 có 50 mẫu nước lấy vào năm 2010 (31 mẫu phân tích đồng vị bền, 19 mẫu phân tích đồng vị phóng xạ ^{14}C), 72 mẫu lấy vào năm 2011 (50 mẫu phân tích đồng vị bền, 6 mẫu phân tích ^{39}Ar , 8 mẫu ^3H và 8 mẫu Ne/He), năm 2012 lấy và phân tích 28 mẫu đồng vị bền, trên phạm vi các huyện Ý Yên, Mỹ Lộc, Nam Trực, Trực Ninh, Xuân Trường, Giao Thủy, Hải Hậu và Nghĩa Hưng thuộc tỉnh Nam Định và huyện Gia Viễn thuộc tỉnh Ninh Bình. Vị trí lấy mẫu thể hiện trên hình 1.

3.2. Kỹ thuật phân tích mẫu

Tỷ số đồng vị $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ được phân tích bằng phương pháp khối phổ kế tại phòng thí nghiệm của Đại học Bern, Thụy Sĩ. Tỷ số $^3\text{H}/^3\text{He}$ cũng được phân tích bằng phương pháp khối phổ kế tại phòng thí nghiệm của Đại học Bremen, CHLB Đức. Thành phần đồng vị bền ^2H và ^{18}O được phân tích bằng phương pháp tỷ số khối phổ tại phòng thí nghiệm Thủy văn Đồng vị, Viện Khoa học và Kỹ thuật Hạt nhân, Việt Nam và bằng phương pháp kích thích Laser tại phòng thí nghiệm của Cục Địa chất Đan Mạch (GEUS). Hoạt độ phóng xạ của đồng vị ^{14}C được phân tích bằng kỹ thuật hấp thụ và đếm nhấp nháy lỏng, trong khi đó hoạt độ của đồng vị ^3H được phân tích bằng đếm nhấp nháy lỏng có làm giàu mẫu bằng phương pháp điện phân tại phòng thí nghiệm Thủy văn Đồng vị, Viện Khoa học và Kỹ thuật Hạt nhân, Việt Nam.

Chương trình đảm bảo và kiểm soát chất lượng các kết quả phân tích được tiến hành thông qua phân tích các mẫu chuẩn do IAEA cung cấp và phân tích so sánh giữa hai phòng thí nghiệm Đại học Bern và phòng thí nghiệm Viện Khoa học và Kỹ thuật Hạt nhân đối với 5 mẫu nước lấy từ các lỗ khoan Q108b, Q109a, Q110a, Q92a và Q92. Kết quả cho thấy mức chênh lệch thành phần đồng vị bền của các mẫu nước nằm trong khoảng sai số 5-7% cho cả Deuteri và Oxy 18.



Hình 1. Sơ đồ vùng nghiên cứu và vị trí lấy mẫu

4. Kết quả và thảo luận

4.1. Thành phần đồng vị bền của các mẫu nước nghiên cứu

Kết quả phân tích thành phần đồng vị bền ($\delta^2\text{H}$

và $\delta^{18}\text{O}$) của các mẫu nước được thể hiện trong bảng 1 và 2 [6]. Thành phần đồng vị bền của nước mưa tại thành phố Nam Định năm 2011 được trình bày trong bảng 3.

Bảng 1. Thành phần đồng vị bền ($\delta^2\text{H}$ và $\delta^{18}\text{O}$) của nước trong các tầng chứa nước và nước mặt trong vùng nghiên cứu (tháng 5/2010)

TT	LK	Tầng chứa nước	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	TT	LK	Tầng chứa nước	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
1	Q106	qh	-3,54	-23,43	17	Q223a	qp	-8,99	-72,58
2	Q111	qh	-0,86	-2,12	18	Q224a	qp	-7,68	-55,43
3	Q224b	qh	-3,04	-23,15	19	Q225a	qp	-6,30	-40,79
4	Q228c	qh	-5,05	-33,21	20	Q227a	qp	-7,25	-43,97
5	Q108a	qh	-8,43	-45,73	21	Q228a	qp	-8,96	-75,26
6	Q109	qh	-6,76	-48,27	22	Q229a	qp	-6,13	-41,60
7	Q221b	qh	-7,46	-42,74	23	Q229n	N	-7,75	-57,81
8	Q228b	qp	-6,91	-42,61	24	Q109b	N	-6,84	-47,47
9	Q221b	qp	-7,04	-47,72	25	Q221n	N	-7,70	-59,23
10	Q228a	qp	-7,28	-41,93	26	Q223n	N	-8,65	-68,56
11	Q108b	qp	-8,44	-46,82	27	Q226n	N	-7,19	-46,29
12	Q92	qp	-5,78	-36,51	28	Q220T	T1	-6,92	-43,25
13	Q109a	qp	-7,43	-51,32	29	Q92a	T2	-7,32	-44,04
14	Q110a	qp	-8,83	-46,37	30	NM-1*		-8,23	-55,91
15	Q221a	qp	-7,97	-81,18	31	NM-2*		-7,58	-52,28
16	Q222b	qp	-8,24	-42,17					* mẫu nước sông

Bảng 2. Thành phần đồng vị bền ($\delta^{18}\text{O}$ và $\delta^2\text{H}$) của các mẫu nước lấy từ các tầng chứa nước khác nhau vào mùa mưa (tháng 8/2011) và mùa khô (tháng 3/2012)

TT	Lỗ khoan	Độ sâu (m)	Mùa mưa (tháng 8 năm 2011)		Mùa khô (tháng 3 năm 2012)	
			$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
1	OB-01	7,6	-3,72	-30,11	-4,53	-29,35
2	OB-02	8,5	-3,46	-26,03	-4,48	-28,75
3	OB-03	59,5	-6,69	-44,23	-6,72	-45,75
4	OB-04	8,3	-2,69	-20,99	-3,39	-21,58
5	OB-06	6,7	-6,26	-43,12	-6,78	-44,24
6	OB-07	7,3	-4,54	-34,25	-5,85	-38,87
7	OB-08	8,1	-5,68	-40,95	-6,07	-41,93
8	OB-09	6,1	-8,25	-55,00	-5,61	-31,50
9	OB-10	8,0	-4,82	-35,23	-5,19	-35,52
10	OB-11	7,8	-3,77	-30,34	-3,98	-29,41
11	OB-12	7,6	-5,90	-40,97	-6,03	-41,54
12	OB-13	6,7	-2,38	-19,72	-3,25	-21,90
13	OB-14	8,4	-3,58	-25,00	-4,06	-27,47
14	OB-15	8,8	-4,24	-33,30	-5,06	-34,50
15	OB-15-1	95,0	-7,19	-50,74	-7,48	-51,32
16	OB-16	9,6	-3,90	-29,91	-3,88	-29,04
17	Q223a	106,0	-8,40	-59,25	-8,23	-58,37
18	Q223n	136,0	-8,65	-58,38	-8,57	-60,52
19	Q224a	100,0	-7,34	-53,62	-7,65	-54,62
20	Q224b	45,0	-2,17	-21,23	-3,20	-21,86
21	Q225a	110,0	-7,08	-50,14	-7,31	-49,99
22	Q225b	67,0	-6,90	-50,86	-7,33	-50,66
23	Q226a	104,0	-4,52	-43,90	-7,63	-51,69
24	Q226n	150,0	-6,97	-50,81	-7,85	-52,35
25	Q227	145,0	-7,73	-51,69	-7,47	-52,77
26	ND01	120,0	-7,70	-49,49	-7,37	-50,59
27	ND02	140,0	-6,78	-44,61	-6,50	-45,87
28	ND02-1	15,0	-6,89	-49,30	-7,21	-48,34

Bảng 3. Thành phần đồng vị bền ($\delta^2\text{H}$ và $\delta^{18}\text{O}$) trong nước biển và nước mưa khu vực nghiên cứu lấy vào năm 2011

Thời gian	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Thời gian	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
Tháng 2	-2,50	-6,82	Tháng 9	-10,03	-68,62
Tháng 3	-4,38	-17,09	Tháng 10	-11,07	-75,28
Tháng 4	-2,75	-9,58	Tháng 11	-7,21	-42,81
Tháng 5	-4,66	-32,49	Tháng 12	-4,50	-16,69
Tháng 6	-9,99	-69,23	NB-1	-1,32	-10,25
Tháng 7	-8,06	-54,44	NB-2	-1,29	-12,28
Tháng 8	-11,92	-88,11	NB-3	-2,12	-18,91

(Mẫu NB-1, NB-2, NB-3: là mẫu nước biển ven bờ khu vực huyện Giao Thủy, Nam Định - hình 1)

4.2. Hoạt độ phóng xạ của đồng vị ^{14}C

Bảng 4 trình bày kết quả phân tích tỷ số hoạt độ phóng xạ (^{14}a) của đồng vị ^{14}C trong DIC của các mẫu nước thuộc các tầng chứa nước ở độ sâu khác nhau [6]. Đơn vị tính hoạt độ là pMC và tính theo công thức $^{14}\text{a} = (^{14}\text{A}_{\text{mẫu}} / ^{14}\text{A}_{\text{ref}}) \times 100$ với $^{14}\text{A}_{\text{ref}}$ là hoạt độ của ^{14}C trong mẫu axit oxalic 2 (ox2) do NIST cung cấp và được phân tích theo cùng một quy trình xử lý mẫu và đo phóng xạ bằng đếm nhấp nháy lỏng.

4.3. Kết quả nghiên cứu đồng vị khí trơ và Triti

Bảng 5 trình bày kết quả phân tích các đồng vị khí trơ và Triti trên tuyến mặt cắt địa chất thủy văn AB (hình 1) trong vùng nghiên cứu.

Bảng 4. Tỷ số hoạt độ phóng xạ của ^{14}C trong DIC của các mẫu nước lấy từ các tầng chứa nước khác nhau [6]

TT	Lỗ khoan	Độ sâu (m)	^{14}a (pMC)	Tuổi (năm)	TT	Lỗ khoan	Độ sâu (m)	^{14}a (pMC)	Tuổi (năm)
1	Q220T	100,0	47,8 ± 1,7	3700	11	Q228a	120,0	18,9 ± 3,5	11400
2	Q221n	127,0	21,6 ± 2,2	11300	12	Q229a	85,0	53,1 ± 1,8	2900
3	Q221a	70,0	41,6 ± 1,7	5900	13	Q229n	150,0	16,7 ± 4,1	12400
4	Q222b	115,0	28,3 ± 2,5	9100	14	Q108b	80,0	51,1 ± 1,4	3300
5	Q223n	138,0	14,7 ± 3,2	14500	15	Q109a	135,0	19,2 ± 3,7	11300
6	Q224a	100,0	28,0 ± 2,2	9200	16	Q109b	170,8	30,8 ± 2,0	7400
7	Q225a	110,0	23,3 ± 3,2	9700	17	Q110a	93,6	36,2 ± 1,8	8000
8	Q226n	151,5	16,5 ± 3,1	13500	18	Q92	70,0	74,8 ± 1,1	1100
9	Q226a	105,0	21,8 ± 2,2	10200	19	Q92a	43,0	54,1 ± 2,5	850
10	Q227a	155,5	15,8 ± 3,8	12800					

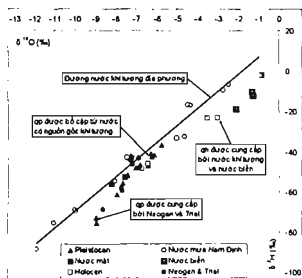
Bảng 6. Kết quả phân tích thành phần đồng vị bền và các đồng vị khí trơ và Triti trong các mẫu nước lấy ở độ sâu khác nhau theo mặt cắt AB (hình 1)

TT	Lỗ khoan	Độ sâu (m)	^{222}Rn (pMAt)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Ne/He	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$\delta^3\text{He}$ (‰)	^3H (TU)
1	GV01	70,0	103 ± 7	-8,42	-82,3	3,93	1,29E-06	-6,6	2,03 ± 0,24
2	Q108b	80,0	27 ± 7	-8,13	-57,3	0,52	1,92E-07	-86,1	0,07 ± 0,14
3	Q109a	135,0	25 ± 5	-7,68	-54,4	0,75	3,29E-07	-76,2	0,24 ± 0,24
4	Q110a	93,6	13 ± 5	-7,74	-54,6	0,89	5,00E-07	-63,9	0,58 ± 0,76
5	ND01	132,0	9 ± 5	-7,22	-50,6	0,04	2,43E-07	-82,4	1,06 ± 0,25
6	ND02	139,0	43 ± 6	-8,35	-45,7	0,58	2,38E-07	-82,8	0,71 ± 0,22
7	O92a	75,0		-8,17	-57,2	0,25	3,07E-07	-77,8	0,70 ± 0,32
8	O92	43,0		-8,36	-59,7	0,34	3,03E-07	-78,1	0,37 ± 0,23

4.4. Thảo luận kết quả

4.4.1. Nguồn bổ cập và nguồn gốc nước dưới đất trong vùng nghiên cứu

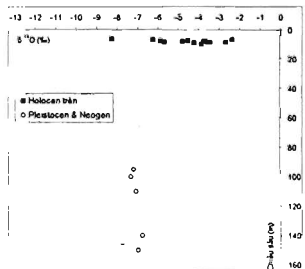
Mối tương quan giữa các thành phần đồng vị bền ($\delta^2\text{H}$ và $\delta^{18}\text{O}$) của các mẫu nước dưới đất trong vùng nghiên cứu đã được thiết lập cùng với đường nước khí tượng địa phương và trình bày trên hình 2 và hình 3, qua đây một số nhận định và đánh giá được rút ra như sau:



Hình 2. Mối tương quan thành phần đồng vị bền của nước lấy từ các tầng chứa nước khác nhau trong vùng nghiên cứu

- Đối với nước mưa vùng Nam Định: đường nước khí tượng địa phương khu vực Nam Định có tương quan $\delta^2\text{H} = 8,42^{18}\text{O} + 15,23$ (hình 2). Tuy mới chỉ có một năm quan trắc theo tháng với 11 số liệu nhưng thấy trùng hợp tới với đường nước khí tượng khu vực Hà Nội quan trắc liên tục trong 7 năm từ 2004 đến 2010 (Đặng Đức Nhận, số liệu chưa công bố). Vì số liệu quan trắc còn ít nên chưa có thể bàn về ảnh hưởng của lượng mưa, độ ẩm

tương đối, nhiệt độ khí quyển,... đến thành phần đồng vị bền của nước mưa trên khu vực nghiên cứu. Tuy nhiên, mối tương quan của thành phần đồng vị bền trong nước khí tượng trên khu vực nghiên cứu là có ích để thảo luận khả năng bổ cập nước khí tượng cho nước trong các tầng chứa nước phân bố sâu.



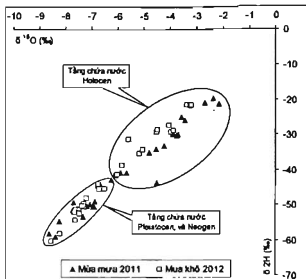
Hình 3. Mức độ biến đổi của $\delta^{18}\text{O}$ theo chiều sâu các tầng chứa nước Holocen trên, Pleistocen và Neogen

- Thành phần đồng vị bền của nước trong tầng Holocen nằm trên đường nước bị bốc hơi và có thành phần hòa trộn giữa nước biển và nước khí tượng. Thành phần đồng vị nặng trung bình của nước là tương đối giàu, đặc biệt nước trong lỗ khoan Q111 có $\delta^{18}\text{O} = -0,86\text{‰}$ so với VSMOW, ngang bằng nước biển. Hơn nữa, khoảng biến động cũng lớn, từ -2,5 đến -8,3‰ (hình 3). Có thể thấy nước tầng Holocen có nguồn gốc từ nước biển và nước khí tượng. Tuy nhiên, do sự phân bố của tầng chứa nước Holocen, cũng như cấu trúc địa chất của khu vực không đồng đều nên nguồn gốc và chất lượng nước của tầng Holocen phụ thuộc vào vị trí lỗ khoan và mạng lưới sông ngòi trong vùng.

- Thành phần đồng vị bền của nước trong tầng chứa nước Pleistocen ở một số lỗ khoan được bổ cập từ tầng Neogen và Trias (Q221a, Q223a và Q228a), nhưng ở một số lỗ khoan mối quan hệ thành phần đồng vị bền nằm sát đường nước khí tượng địa phương (Q225b, Q226a và Q227a) chứng tỏ nước trong tầng chứa nước qđ ở các vị trí này được bổ cập từ nước khí tượng. Đa phần nước tầng qđ được bổ cập từ tầng Neogen và Trias. Mối quan hệ thủy lực giữa tầng qđ với nước đại dương là rất yếu, do vậy độ mặn của nước trong tầng Pleistocen không cao.

- Tầng Neogen và Trias là các tầng chứa nước nứt nẻ, karst có tuổi trước Đệ tứ, có thể có nguồn gốc chôn vùi hoặc thời gian vận động trong tầng chứa nước lâu. Mối tương quan giữa $\delta^2\text{H}$ và $\delta^{18}\text{O}$ của nước trong tầng Neogen, Trias và Pleistocen cho thấy ba tầng chứa nước này có quan hệ thủy lực với nhau và khả năng tầng qđ được bổ cập từ tầng Neogen và Trias là hiện thực (hình 2).

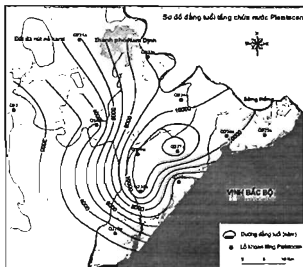
Kết quả quan trắc thành phần đồng vị bền của nước trong các lỗ khoan theo mùa cho thấy có sự thay đổi về mối tương quan giữa $\delta^2\text{H}$ và $\delta^{18}\text{O}$ trong mẫu nước lấy vào mùa mưa và mùa khô. Về mùa mưa $\delta^2\text{H} = 5,98\delta^{18}\text{O} - 7$, nhưng về mùa khô $\delta^2\text{H} = 7,1\delta^{18}\text{O} + 1,6$ (hình 4 và hình 5). Sự biến đổi này chủ yếu diễn ra trong tầng chứa nước qđ, tầng qđ biến động rất nhỏ. Điều này cho thấy chất lượng nước trong tầng qđ phụ thuộc vào mức độ bổ cập của nước khí tượng và nước biển, trong khi đó chất lượng nước tầng qđ ít phụ thuộc vào nguồn nước khí tượng, chứng tỏ rằng nước từ tầng Neogen và Trias là nguồn bổ cập chủ yếu cho tầng Pleistocen.



Hình 5. Sự biến đổi theo mùa của các tầng chứa nước

4.4.2. Xác định hướng dòng chảy nước dưới đất trên cơ sở kết quả xác định thời gian lưu của nước trong tầng chứa nước

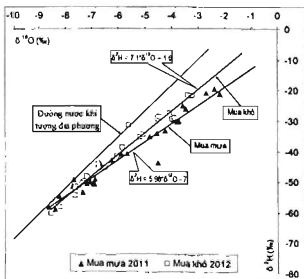
Kết quả phân tích hàm lượng ^{14}C và tuổi của nước trong tầng chứa nước tại các lỗ khoan trong các tầng chứa nước Neogen và Trias trên toàn vùng nghiên cứu (bảng 4 và hình 6) cho thấy:



Hình 6. Sơ đồ đẳng tuổi tầng chứa nước Pleistocen vùng nghiên cứu

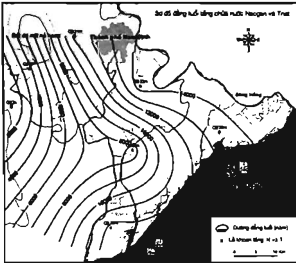
- Thời gian lưu của nước trong tầng chứa nước Pleistocen lớn nhất đạt 12.900 năm (lỗ khoan Q227a) và thời gian ngắn nhất là 1.100 năm (lỗ khoan Q92) và phụ thuộc vào mức độ bổ cập từ các tầng Neogen và Trias (hình 7).

- Nước trong tầng chứa nước Pleistocen ở trung tâm khối thấu kính nước nhạt có thời gian



Hình 4. Sự thay đổi theo mùa thành phần đồng vị bền trong các mẫu nước lấy từ độ sâu khác nhau

lưu lớn (hình 6). Điều này cho thấy hướng vận động của nước dưới đất trong tầng Pleistocen có hướng từ rìa vào trung tâm.



Hình 7. Sơ đồ đẳng tuổi tầng chứa nước Neogen và Trias vùng nghiên cứu

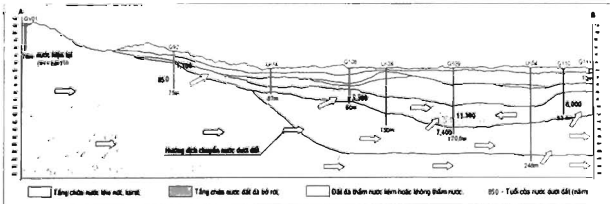
- Nước trong tầng chứa nước nứt nẻ, Karst có hướng vận động theo hướng tây bắc - đông nam và từ hướng tây, tây - bắc ra biển (hình 8).

Năm 2004 Bùi Học và cộng sự [3] đã nghiên cứu thành phần đồng vị trong nước dưới đất vùng Nam Định và xác định hàm lượng ^{14}C trong nước tầng chứa nước q_p và Trias có xu hướng tăng lên theo chiều sâu, có nghĩa là nước càng sâu tuổi càng trẻ. Hiện tượng này được nhóm tác giả giải thích là do quá trình carbonat hoá sinh ra trong quá trình thành tạo các lớp than trong tầng Neogen nằm bên dưới tầng chứa nước q_p đã sinh ra một lượng khí CO_2 không chứa đồng vị ^{14}C . Carbonic nghèo ^{14}C tan trong tầng Neogen bổ cấp lên tầng q_p làm loãng hàm lượng ^{14}C trong tầng q_p với mức độ

khác nhau tùy thuộc theo độ sâu và như vậy làm tăng tuổi nước trong tầng [3].

Trong nghiên cứu này, với việc kết hợp giữa đặc điểm địa chất, địa hình địa mạo, địa chất thủy văn với các kết quả xác định thành phần đồng vị bền, hoạt độ đồng vị phóng xạ ^{14}C , ^3H và thành phần đồng vị khí trơ $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $\delta^3\text{He}$ trong các lỗ khoan theo tuyến mật cắt, một mô hình khái niệm về hướng và nguồn bổ cấp nước cho khối thủy kính nước nhạt trong vùng nghiên cứu đã được xây dựng, từ đó giải thích xu hướng nước càng sâu tuổi càng trẻ như kết quả phân tích trình bày ở trên. Hình 8 trình bày mô hình khái niệm về nguồn cung cấp, hướng vận động theo tuyến mật cắt AB, qua đây nhận thấy hướng vận động của nước trong tầng nứt nẻ Karst là tây bắc - đông nam và nước di chuyển từ các đất đá nứt nẻ karst này cung cấp cho tầng chứa nước Pleistocen, điều này giải thích tại sao nước dưới đất trong đất đá nứt nẻ tầng Neogen và Trias ở một số lỗ khoan có tuổi trẻ hơn nước trong tầng chứa nước Pleistocen như đã trình bày ở trên.

Tuy nhiên, do mức độ nứt nẻ, khe nứt không đồng đều, kết hợp với tính thấm của tầng Pleistocen không đồng nhất và đẳng hướng nên khả năng và mức độ cung cấp nước từ tầng Neogen và Trias cho tầng Pleistocen không đồng đều theo chiều sâu cũng như theo diện nhận định này khá phù hợp với kết quả về thành phần đồng vị bền của nước trong tầng Pleistocen (hình 2). Mặt khác, hiện trạng khai thác trong vùng cũng không đồng đều dẫn đến hướng dòng chảy bị chi phối. Sơ đồ đẳng tuổi tầng chứa nước Pleistocen (hình 6) hoàn toàn phù hợp với sơ đồ đẳng áp của tầng này.



Hình 8. Mô hình khái niệm hướng vận động của nước dưới đất theo mật cắt địa chất thủy văn (đường AB, hình 1)

5. Kết luận

Qua kết quả nghiên cứu địa chất thủy văn đồng vị vùng Nam Định cho thấy:

- Nước dưới đất phân bố từ độ sâu 43m đến 168,6m có quan hệ thủy lực với nhau.

- Quan hệ thủy lực giữa nước mặt và nước dưới đất trong vùng nghiên cứu bị ảnh hưởng và thay đổi theo mùa, tầng chứa nước Holocen trên bị ảnh hưởng mạnh mẽ hơn các tầng chứa nước phân bố sâu hơn như tầng chứa nước Pleistocen, Neogen và Trias.

- Kết quả nghiên cứu sâu địa chất thủy văn đồng vị theo mặt cắt có thể nhận định khối nước nhạt vùng nghiên cứu được bổ cập theo hướng tây bắc - đông nam. Nước nhạt trong trầm tích Pleistocen được cung cấp bởi nước từ tầng chứa nước khe nứt, karst từ phía tây, tây bắc và từ dưới lên.

- Kỹ thuật thủy văn đồng vị đã giúp trả lời được một số câu hỏi còn chưa rõ ở những giai đoạn nghiên cứu trước như tuổi và nguồn gốc của khối nước nhạt trên địa bàn tỉnh Nam Định.

Để có thể làm sáng tỏ những vấn đề còn chưa giải thích được trong nghiên cứu này như xác định tốc độ bổ cập, lưu lượng bổ cập của nước dưới đất,... cần nghiên cứu chi tiết hơn về diện, số lượng mẫu cũng như sử dụng không những chỉ các đồng vị tự nhiên mà còn có các đồng vị nhân tạo trong nước để giải thích các vấn đề về đặc điểm địa chất thủy văn.

TÀI LIỆU DẪN

[1] Alvarado J. A. C, Purichert R., Barbecot F, Chabault C., Rueedi J, Schneider V., Aeschbach-Hertig W., Kipfer R, Loosli H.H., 2007: Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar : a Multiple environmental tracer ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{85}Kr , ^{39}Ar , and ^{14}C) study in the semiconfined Fontainebleau sand aquifer. Water Resources Res., doi: 10.1029/2006WR005096, 2007.

[2] Bùi Học, 2003: Giáo trình địa chất thủy văn đồng vị. Đại học Mỏ - Địa chất, Hà Nội, 59 trang.

[3] Bùi Học (chủ biên), 2004: Kết quả nghiên cứu thành phần đồng vị trong nước ngầm vùng Nam Định. Báo cáo tổng kết nghiên cứu điều tra

tổng hợp tài nguyên nước dưới đất tỉnh Nam Định. Đề xuất một số phương pháp quy hoạch khai thác sử dụng hợp lý và bền vững, Hà Nội.

[4] Clark J., and Fritz P., 1997: Environmental Isotopes in Hydrogeology. Taylor & Francis Group Publisher, ISBN: 1566702496.

[5] Đoàn Văn Cảnh, Lê Thị Lài, Hoàng Văn Hưng, Nguyễn Đức Rồi, Nguyễn Văn Nghĩa, 2005: Groundwater Resource of Nam Định Province, J. of Geology, B/25, Hà Nội.

[6] Frank Wagner, Dang Tran Trung, Hoang Dai Phuc, Falk Lindenmaier, 2011: Assessment of Groundwater Resources in Nam Dinh Province. Final Technical Report of improvement of Groundwater Protection in Vietnam, Hanoi.

[7] Geyh M. A., 1992: The ^{14}C time-scale of groundwater. Correction and linearity. In: Isotope techniques in water resource development 1991. IAEA, Vienna: 167-177.

[8] IAEA, 2001: Sampling procedure for hydrology. Water Resources Programme. IAEA, Vienna, 2001.

[9] Jordan H., Bui Hoc, 1992: Aufgaben der Hydrogeologie in Vietnam und die Anforderungen an die Wasserversorgung von Hanoi. Z. dt. Geol. Ges., 143: 367-374.

[10] Malozewski P., and Zuber A., 1982: Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. I. Models and their applicability. J. Hydrol. 57: 207-231.

[11] Munnich K. O., 1968: Isotopen-Datierung von grundwasser. Naturwiss., 55: 158-163.

[12] Mook W.G., 1980: Carbon-14 in hydrogeological studies. In: Fritz, P. and Fontes, J.C. (eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1, Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam, p.49-74.

[13] Rozanski K., Agaruas-Agaruas L., and Gonfiantini R., 1993: 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: 1-37.

[14] Salem O., Visser J. M., Deay M., and Gonfiantini R., 1980: Groundwater flow patterns in

the western Lybian Arab Jamahitiya evaluated from isotope data. In: *Arid Zone Hydrology: Investigation with Isotope Techniques*. IAEA, Vienna: 165-179.

[15] *Verhagen B. Th., Mazor E., and Shellshop J. P. F.*, 1974: Radiocarbon and tritium evidence

for direct recharge to groundwater in the Northern Kalahari. *Nature*, 249: 642-644.

[16] *Yurtsever Y., and Payne B. R.*, 1979: Application of environmental isotopes to groundwater investigations in Qata. *Isotope Hydrology 1978 Vol. II*, IAEA, Vienna: 465-490.

SUMMARY

Hydrological characteristics of groundwater in the Nam Dinh area from isotopic results

This paper presents the results of isotopic hydrogeological studies in the years from 2010 to 2012 to evaluate the hydraulic system and the change of the hydraulic relationship between aquifers in Nam Dinh Province. Using isotopes of water such as Deuterium (^2H), Oxygen 18 (^{18}O), Tritium (^3H) and the Carbon 14 (^{14}C) in the total dissolved inorganic carbon (DIC), Argon 39 (^{39}Ar) dissolved in water. The relationship between the stable isotopic composition of water ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) as well as the age of the water in the aquifers, which allows to come to the conclusion that the regional aquifers are hydraulic interrelated to each other and fresh water lens of Pleistocene aquifer in the southeastern of Nam Dinh province is provided by the Neogen and Triassic fractured and karstic aquifers, in the northwest. Hydraulic relationship between the aquifers in the study area changes with seasons, including changes in the hydraulic relationship between surface water, sea water, and the change in the Holocene aquifer is stronger than Pleistocene, Neogen and Triassic aquifers. Groundwater in the depth from 43m to 168.6m below ground surface have hydraulic relationship with each other. Based on the age by radioactive isotopes ^{14}C and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotopic ratios and ^3H in the water samples it had been determined that groundwater flow direction of the Pleistocene aquifer, Neogen and Triassic is from Northwest to Southeast.