



Revista EIA
ISSN 1794-1237
e-ISSN 2463-0950
Año XIX/ Volumen 20/ Edición N.39
Enero-Junio de 2023
Reia3903 pp. 1-25

Publicación científica semestral
Universidad EIA, Envigado, Colombia

**PARA CITAR ESTE ARTÍCULO /
TO REFERENCE THIS ARTICLE /**

López-Velandia, C.
Evaluación hidrogeoquímica e
isotópica de la calidad del agua
subterránea en el acuífero aluvial del
valle del Río Pavas, Colombia.
Reia3903 pp. 1-25
<https://doi.org/10.24050/reia.v20i39.1602>

✉ *Autor de correspondencia:*

López-Velandia, C. (Cristian)
Licenciado en Química
Magister en Ecohidrología
Universidad Antonio Nariño
Correo electrónico:
cristianlopezlic@gmail.com

Recibido: 18-03-2022

Aceptado: 12-09-2022

Disponible online: 01-01-2023

Evaluación hidrogeoquímica e isotópica de la calidad del agua subterránea en el acuífero aluvial del valle del Río Pavas, Colombia

✉ **CRISTIAN CAMILO LÓPEZ-VELANDIA¹**

1. Universidad Antonio Nariño

Resumen

Métodos hidrogeoquímicos e isotópicos fueron utilizados para caracterizar la calidad del agua subterránea (N=19) pertenecientes al acuífero aluvial de la cuenca del Río Pavas en Colombia, para evaluar su origen, renovabilidad y dinámica espacial y temporal. El agua subterránea transita en dirección Sureste-Noroeste, con características de agua fresca ($S_{DT} < 500 \text{ mg/L}$; $5,55 \leq \text{pH} \leq 7,90$), no recomendada para consumo humano al superar los valores microbiológicos máximos aceptables establecidos por la normatividad colombiana. Presenta facies $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ o $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-Na}^+\text{-HCO}_3^-$. Los procesos modificantes de la hidrogeoquímica son la disolución de rocas y el intercambio catiónico. Los isótopos estables indican que el agua subterránea es formada por la recarga de agua meteórica sin evidencia del efecto de la evaporación. La datación con tritio manifiesta que el agua subterránea es un agua joven menor de 20 años.

Palabras Clave: Hidrogeología, Agua subterránea, Hidrogeoquímica, Isótopos Ambientales, Valle del Río Pavas, Colombia

Hydrogeochemical and isotopic evaluation of groundwater quality in the alluvial aquifer of the Rio Pavas valley, Colombia

Abstract

Hydrogeochemical and isotopic methods were used to characterize the quality of groundwater (N=19) belonging to the alluvial aquifer of the Rio Pavas basin in Colombia, to evaluate its origin, renewability, spatial and temporal dynamics. The groundwater flows in a Southeast-Northwest direction, with freshwater characteristics (SDT < 500 mg/L; $5,55 \leq \text{pH} \leq 7,90$) not recommended for human consumption as it exceeds the maximum acceptable microbiological values established by Colombian regulations. It presents $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ or $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-Na}^+\text{-HCO}_3^-$ facies. The hydro-geochemistry modifying processes are rock dissolution and cation exchange. Stable isotopes indicate the groundwater is formed by meteoric water recharge without evidence of the evaporation effect. Tritium dating shows that groundwater is young water less than 20 years old.

Key Words: Hydrogeology, Groundwater, Hydro-geochemistry, Environmental isotopes, Rio Pavas valley, Colombia

1. Introducción

El agua subterránea es un importante componente del ciclo hidrológico que favorece el desarrollo de los ecosistemas natural y humano (Liu *et al.*, 2020), siendo fuente de agua para procesos ecológicos, actividades domésticas, agrícolas e industriales (Asare *et al.*, 2021). Bajo condiciones naturales presenta características de calidad estables comparadas con el agua superficial (Zolekar *et al.*, 2021), siendo controladas por condiciones naturales que dominan la ruta de evolución ambiental (Xiong *et al.*, 2020), en la que el medio geológico las transporta y almacena lentamente, favoreciendo la filtración y protección a la contaminación provocada por las actividades antropogénicas, las cuales inducen la evolución y aceleración respecto a las condiciones naturales, dada la interacción con sustancias indeseables o tóxicas que provocan su indisponibilidad para uso, en particular como fuente de agua potable (Jean-Eudes *et al.*, 2022).

La evaluación de la calidad es importante, no pudiéndose dissociar con la cantidad al momento de evaluar su disponibilidad (Asare *et al.*, 2021), debido que una inadecuada calidad puede transformarse en un problema de salud pública (Jean-Eudes *et al.*, 2022), en particular en países tales como Colombia, donde existe

un amplio uso del agua subterránea en el sector agrícola (75%) y doméstico (9%) (IDEAM, 2019).

La cuenca del río Pávas (CRP), entendida como área de estudio, se reconoce como un territorio de actividad mayoritariamente rural (80%) asociada a actividades agrícolas, ganaderas y producción de leche y ganado para engorde y sacrificio (Alcaldía de La Cumbre, 2020), que como en la mayoría de los sectores rurales de países latinoamericanos, no cuenta con acueducto y redes de distribución en adecuadas condiciones de operación (González, Arboleda y Botero, 2015), que provoca racionamientos permanentes o semipermanentes en algunas veredas, frecuentemente en las épocas secas del año (Escobar Delgado, 2017), y la inexistencia de redes de alcantarillado, lo que genera que las aguas residuales sin ningún tratamiento afecten las fuentes de agua superficiales (Alcaldía de La Cumbre, 2020), instando que los habitantes de la CRP recurran a la extracción del recurso subterráneo.

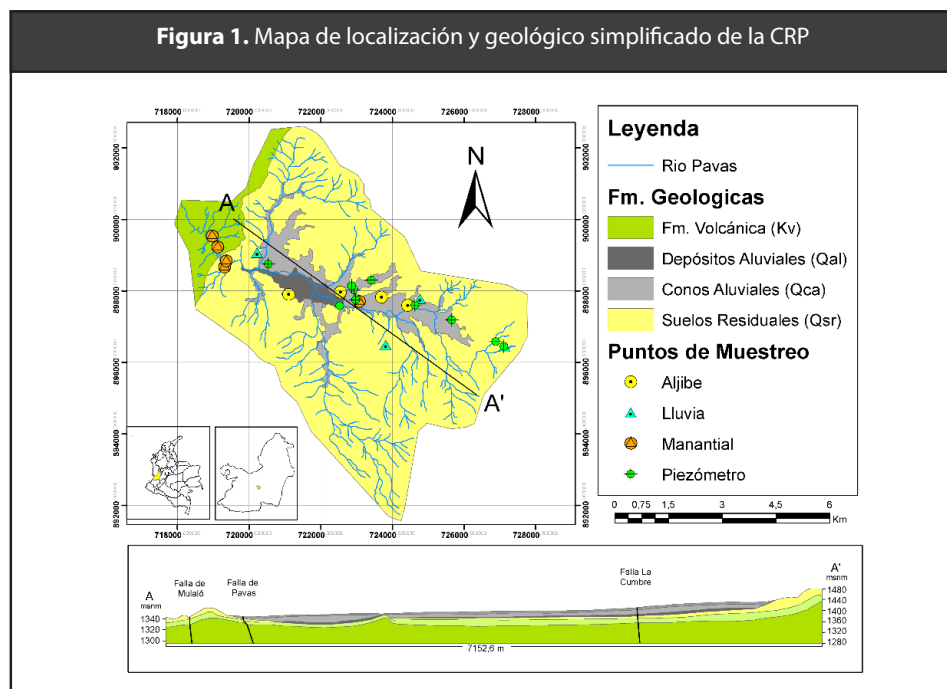
Dada la importancia así como la presión ambiental por uso y potencial alteración de la calidad del agua subterránea inducida por las actividades antrópicas en el área de estudio, el presente estudio se enfoca en: 1) caracterizar físicoquímica, microbiológica e isotópicamente el agua subterránea; 2) definir el origen y renovabilidad del agua subterránea en el sistema acuífero perteneciente a la CRP. La información obtenida ayudará a conocer hidrogeoquímicamente el comportamiento del agua subterránea de la CRP, permitiendo ser un insumo importante para la definición de estrategias de gestión asociadas a la calidad y uso por los habitantes de la región.

2. Materiales y métodos

2.1. Descripción del área de estudio

La CRP (Figura 1) ubicada en el municipio de la Cumbre, departamento del Valle del Cauca, Colombia, entre 3°43'-3°36' N y 76°36'-76°30' E, presenta una precipitación media anual de 1597 ± 224 mm y 21,3 ± 0,5°C de temperatura media del aire, con régimen bimodal por influencia de los vientos alisios y la zona de convergencia intertropical, con dos periodos lluviosos en marzo-mayo y septiembre-noviembre y dos periodos de bajas precipitaciones durante diciembre-febrero y junio-agosto (Puertas, Carvajal y Quintero, 2011). Como coberturas de la tierra predominantes se encuentran mosaicos de cultivos, pastos limpios, vegetación secundaria o en transición y tejido urbano discontinuo (IDEAM, 2015).

El área es un valle intra-montano conformado por una zona exterior que rodea y limita al valle de pavas, integrada por la formación volcánica (Kv) y suelos residuales (Qsr) presentes en las laderas, fundadas por la meteorización intensa de rocas volcánicas, que por procesos de erosión y transporte generan material que compone el acuífero del valle del rio pavas, siendo esta la zona interior conformada por una serie de conos (Qca) y depósitos aluviales (Qal) (Correa Basto, 2020; Naranjo Henao, 2020).



Correa Basto (2020) establece que existen tres unidades hidrogeológicas, un acuífero local moderadamente productivo de tipo libre (Acuífero Aluvial del valle del río Pavas), conformados por las formaciones Qca y Qal ($K=3,79 \times 10^{-1} - 5,45 \times 10^{-1}$ m/día), un acuitardo local menor con limitado recurso de agua subterránea de tipo confinado a semiconfinado, constituido por las formaciones Qsr y Kv moderadamente fracturada ($K=4,39 \times 10^{-3} - 6,36 \times 10^{-2}$ m/día) y estratos o rocas sin recurso de agua subterránea (acuicludo) constituidos por roca sana de la formación volcánica ($K=3,05 \times 10^{-4}$ m/día).

Tabla 1. Características generales de los sitios de muestreo, periodos de recolección de muestras y tipos de análisis de labora

Tipo	ID	Este	Norte	Alt. (msnm)	Prof (m)	Análisis	CBE (%)	
							M1	M2
Ajibe	A3	1057794,950	897222,858	1412,4	10,8	FQyM	7,40	10,00
Ajibe	A4	1057059,810	897450,752	1405,4	15	FQyM	9,40	8,00
Ajibe	A5	1055912,700	897592,691	1395,1	20,8	FQyM	3,20	8,30
Ajibe	A6	1054470,400	897519,046	1389,7	45	FQyM	9,90	5,80
Lluvia	MA1	1060502,449	896076,550	1548,5	-	FQyM e Isótopos	4,90	-
Lluvia	MA2	1057187,180	896121,730	1523,6	-	FQyM e Isótopos	8,80	-
Lluvia	MA3	1058133,740	897415,280	1439,6	-	FQyM e Isótopos	7,60	-
Lluvia	MA4	1053587,310	898681,610	1430,6	-	Isotopos	-	-
Manantial	M7	1056439,720	897333,703	1403	-	FQyM e Isótopos	6,20	10,00
Manantial	M8	1052679,460	898277,225	1361	-	FQyM	5,70	7,30

Tipo	ID	Este	Norte	Alt. (msnm)	Prof (m)	Análisis	CBE (%)	
							M1	M2
Manantial	M9	1052485,330	898840,321	1319,4	-	FQyM	4,20	8,90
Manantial	M10	1052334,980	899145,939	1329,8	-	FQyM	9,20	7,50
Manantial	M11	1052721,720	898453,668	1377,3	-	FQyM e Isótopos	6,90	7,00
Piezómetro	P4*	1059028,794	896822,284	1421,2	40	FQyM e Isótopos	2,40	-
Piezómetro	P5	1057997,800	897237,810	1406,1	50	FQyM e Isótopos	9,70	8,50
Piezómetro	P6	1056772,904	897927,839	1400,6	51	FQyM e Isótopos	5,40	8,00
Piezómetro	P7	1056342,644	897374,548	1399,3	22	FQyM	5,20	8,20
Piezómetro	P8	1056298,685	897659,485	1387,7	47	FQyM e Isótopos	6,20	8,60
Piezómetro	P9	1056228,856	897771,301	1388,4	40	FQyM	6,30	7,20
Piezómetro	P10	1055903,987	897212,257	1393,6	20	FQyM	4,10	6,00
Piezómetro	P11	1053905,266	898371,695	1371,6	22	FQyM e Isótopos	4,00	8,70

Tipo	ID	Este	Norte	Alt. (msnm)	Prof (m)	Análisis	CBE (%)	
							M1	M2
Piezómetro	P14	1060250,406	896220,479	1534,8	100	FQyM e Isótopos	3,00	7,80
Piezómetro	P13	1060485,110	896094,576	1558,1	150	FQyM	9,80	8,10

*Únicamente se analizó para el primer muestreo
 Alt:Altitud; Prof: Profundidad; FQyM: Físicoquímico y microbiológico

2.2. Muestreo y métodos analíticos

Se tomaron muestras de agua subterránea (N=19) y de precipitación (N=4). Un primer muestreo (M1: ENE 2020) asociado a bajas precipitaciones ($N_{FQyM}=23; N_{Isotopico}=11$) y un segundo muestreo (M2: OCT 2020) asociado a altas precipitaciones ($N_{FQyM}=19; N_{Isotopico}=11$). La Tabla 1 resume las características generales de los puntos y periodos de muestreo. Las muestras para el análisis físicoquímico y microbiológico fueron recolectadas y analizadas por un laboratorio acreditado por el IDEAM. Las muestras para análisis isotópico fueron tomadas siguiendo las recomendaciones dadas por la OIEA y GNIP (2014) y analizadas por el Environmental Isotope Lab (UW-EIL).

Físicoquímicamente se analizó: pH *in situ*, oxígeno disuelto *in situ*, conductividad eléctrica *in situ*, temperatura *in situ*, sólidos disueltos totales, bicarbonatos, carbonatos, sulfatos, cloruros, fosfatos, nitratos, nitritos, calcio, magnesio, sodio, potasio, hierro total, manganeso total. Microbiológicamente: coliformes fecales, coliformes totales, *Escherichia coli*. Isotópicamente: oxígeno 18, deuterio y tritio. Los análisis fueron desarrollados siguiendo las técnicas sugeridas por la American Public Health Association, American Water Works Association y Water Environment Federation (2012), U.S. EPA (1994) y Environmental Isotope Laboratory (2022). Para el análisis de datos fueron usados los software MS Excel v2013, R v3.6.1, diagrammes v6.60 y ArcGIS v10.5.

2.3. Análisis de Datos

Se evaluó la precisión de los datos de calidad de agua haciendo uso del balance iónico tradicional (CBE) (Fritz, 1994; Murray y Wade, 1996). La totalidad de los datos de CBE se encontraban en un rango aceptable de $\pm 10\%$ (Tabla 1), por tanto, se asume que la precisión de los datos de calidad de agua es adecuada para ser usados en los análisis posteriores.

3. Resultados y discusión de resultados

3.1. Hidrogeoquímica del agua subterránea en la CRP

Tabla 2. Resumen estadístico de las especies fisicoquímicas y microbiológicas de las muestras de agua subterránea

Variable	Muestreo 1				Muestreo 2			
	\bar{x}	σ	min	max	\bar{x}	σ	min	max
EC _w ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	284,89	148,39	44,40	583,00	262,14	122,85	72	597
OD (mg/L)	3,19	1,40	1,25	6,16	3,96	1,47	2,11	6,88
pH	6,97	,61	5,55	7,90	6,55	,94	4,00	7,7
T ($^{\circ}\text{C}$)	23,23	2,35	19,90	29,40	24,48	2,43	20,30	29,8
STD (mg/L)	190	82	37	356	198	81	62	424
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	139,56	65,37	15,80	285,00	150,19	71,89	25,00	364,00
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	9,5	9,0	1,6	39,2	6,4	3,6	0	13,7
Cl ⁻ (mg/L)	8,49	16,63	0	64,00	6,85	11,86	0	50,00

Variable	Muestreo 1				Muestreo 2			
	\bar{x}	σ	min	max	\bar{x}	σ	min	max
NO ₃ ⁻ (mg/L)	,25	,45	0	1,90	0,27	,36	0	1,20
NO ₂ ⁻ (mg/L)	0	,01	0	0,06	0,02	,07	0	0,29
Ca ²⁺ (mg/L)	27,3	12,3	3,6	47,1	30,5	11,8	4,1	50,2
Mg ²⁺ (mg/L)	12,76	7,18	1,72	29,50	14,42	6,99	1,99	32,00
Na ⁺ (mg/L)	10,93	13,27	0	52,20	12,90	13,94	4,24	61,10
K ⁺ (mg/L)	2,22	3,61	0	11,40	,53	1,54	0	4,90
Fe (mg/L)	,94	1,15	0	4,10	,61	1,02	0	4,54
Mn (mg/L)	,47	1,11	0	4,67	,43	,76	0	2,47
Col.F (NMP/100 mL)	404	741	0	2700	834	1251	0	4100
Col.T (NM- P/100mL)	13903	36778	0	160000	6638	8047	63	33000
E.Coli (NM- P/100mL)	259	522	0	2000	221	445	0	1700

\bar{x} : media; σ : desviación estándar

La Tabla 2 provee el resumen estadístico de los parámetros fisicoquímicos y microbiológicos analizados. Los SDT presentan valores menores a 500 mg/L, clasificando el agua como dulce. El pH fluctúa en el rango $5,55 \leq \text{pH} \leq 7,90$ con un valor atípico en los puntos P4 ($\text{pH}_{M1}=5,5$) y A6 ($\text{pH}_{M2}=4,0$) ubicados en los bordes del acuífero, provocado por la disociación del H_2CO_3 que producen iones H_3O^+ (Zhou *et al.*, 2015) derivado de la disolución de CO_2 del agua lluvia ($\text{Log pCO}_{2M1}=-1,90$; $\text{Log pCO}_{2M2}=-1,42$). La concentración de oxígeno disuelto fluctúa en un rango de 1 - 7 mg O_2 /L, producido por la interacción con el agua de lluvia, las aguas superficiales, y la disolución de gases del terreno no saturado (Custodio y Llamas, 1983). La calidad del agua es no recomendada para consumo; presenta concentraciones bajas de nitrato ($\text{NO}_3 < 1,2$ mg/L), sin embargo, las concentraciones de coliformes totales (Col.T), coliformes fecales (Col.F) y *escherichia coli* (E.Coli) (>0 NMP/ 100 mL) superan los valores máximos aceptables establecidos en la normatividad colombiana de calidad de agua para consumo humano.

Las muestras de agua meteórica presentan facies $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ a excepción de la muestra MA1, la cual presentó facie $\text{Na}^{2+}-\text{HCO}_3^-$. Las muestras de agua subterránea (Figura 2) presentan facies $\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ o $\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+}-\text{Na}^+-\text{HCO}_3^-$, característica de flujos locales o de cortos tiempos de residencia con alta influencia de aguas meteóricas (Custodio y Llamas, 1983; Al-khashman, 2005). Acorde al diagrama de Gibbs, el mecanismo que influye en la hidrogeoquímica del acuífero es la disolución de rocas (Figura 3), que implica un parcial equilibrio entre las aguas subterráneas y el medio geológico en contacto.

Figura 2. Diagrama de Piper para las muestras obtenidas en las campañas de muestreo

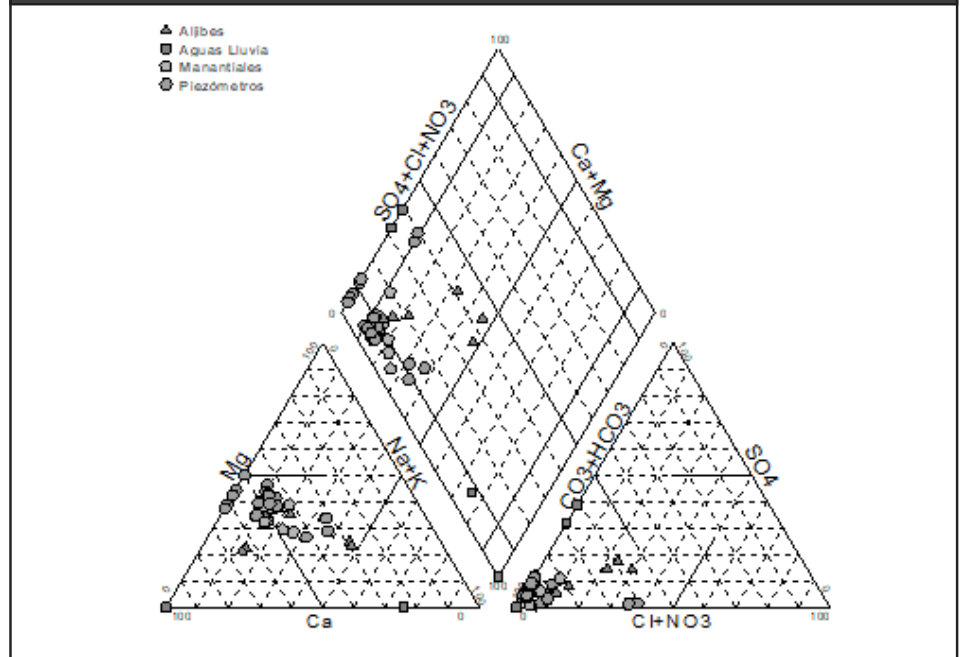
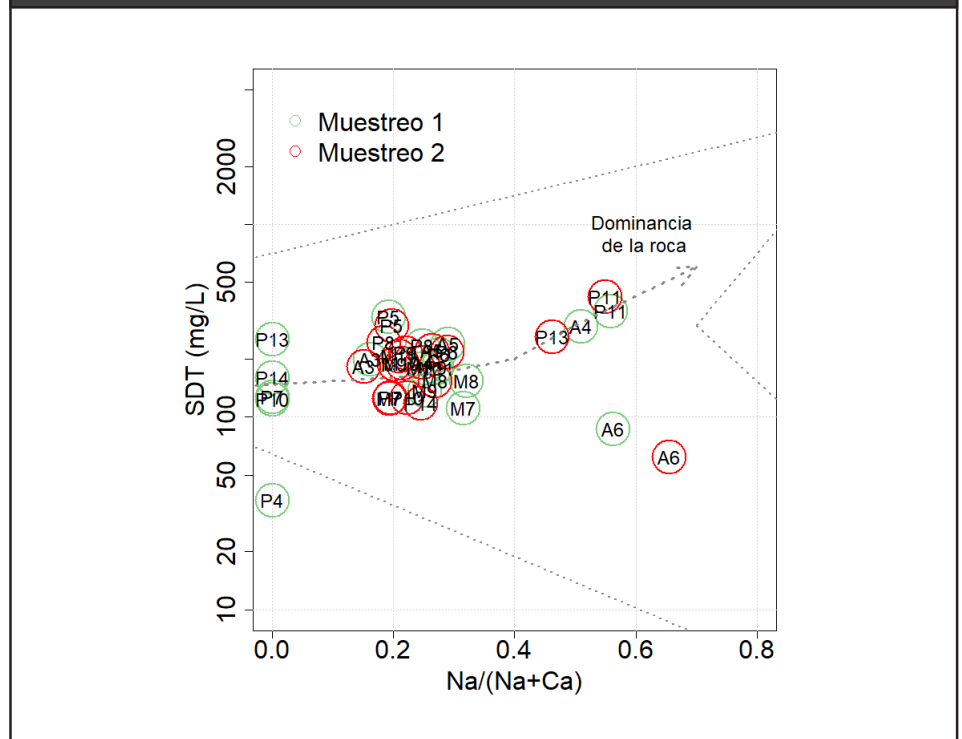


Figura 3. Diagrama de Gibbs para las muestras obtenidas de la CRP

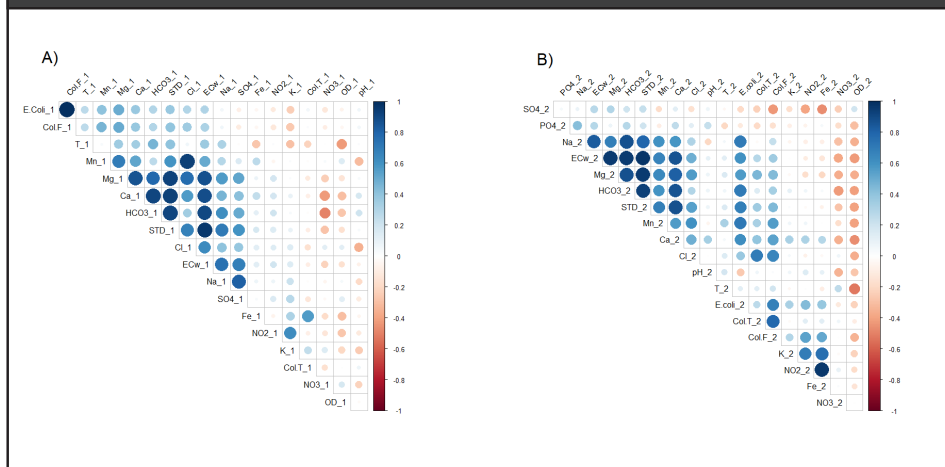


3.2 Indicadores hidrogeoquímicos del agua subterránea en la CRP

El cálculo de las relaciones iónicas de los constituyentes mayoritarios del agua, son importantes para evaluar los procesos que modifican la hidrogeoquímica del agua subterránea y diferenciar distintos tipos acorde a su tránsito por una unidad hidrogeológica (Hem, 1985; Yidana S. y Yidana A., 2009; Kattan, 2018; López Velandia, 2018) Se determinaron las correlaciones entre las variables analizadas (Figura 4) estableciendo una independencia lineal entre estas, exceptuando HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} ($|r_{\text{pearson}}| > .80$), asociadas con el enriquecimiento iónico del agua subterránea por su tránsito y el fenómeno de disolución agua-roca que se genera en la unidad hidrogeológica, por tanto, se entienden como las variables de análisis que controlan significativamente los procesos hidrogeoquímicos (Hem, 1985) en la CRP.

Las relaciones STD y HCO_3^- ($r_{M1} = .91; r_{M2} = .93$), ECw y Cl^- ($r_{M1} = .63; r_{M2} = .48$) (Figura 5A,B) y las calculadas en la Tabla 3, permitieron distinguir entre aguas extraídas de zonas de recarga, caracterizadas usualmente con valores altos de $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ y $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$, con aguas extraídas de zonas de tránsito o descarga que gradualmente presentan valores menores (Kattan, 2018). Estas reflejan un carácter bicarbonatado de la totalidad de las muestras ubicadas en los límites laterales del acuífero (P4, P5, P7, P10, A3, A6, M7), principalmente conformado por Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- , que constituyen más del 60% del valor de STD (Hem, 1985; Kattan, 2018), caracterizadas como aguas en zonas de recarga, concordante con regiones que presentan depósitos constituidos por arenas de grano fino a grueso y en su parte inferior, intercalaciones de limos arcillosos, arenas finas a gruesas y gravas finas (Naranjo Henao, 2020). Hacia el sector noroeste (P11, M10, M8) donde las aguas subterráneas descargan directa y de forma natural al río Pavas (Naranjo Henao, 2020), los valores de las relaciones iónicas disminuyen gradualmente ($\text{P5}_{\text{Ca}^{2+}}/\text{HCO}_3^- = .81(\text{M1}); .86(\text{M2}) \rightarrow \text{P11}_{\text{Ca}^{2+}}/\text{HCO}_3^- = .44(\text{M1}); .42(\text{M2})$).

Figura 4. Matriz de correlación entre las variables hidroquímicas y microbiológicas analizadas para a) la primera campaña; b) la segunda campaña de muestreo



Para evaluar el rol de la disolución de los minerales de carbonato en el sistema, se efectuó la gráfica $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ contra HCO_3^- . Los puntos que se encuentran a lo largo o cerca de la equilínea se atribuyen a la meteorización de minerales de carbonato. Aquellos por encima de esta resultan del proceso de intercambio iónico en el sistema (Yidana S. y Yidana A., 2009). La Figura 5c muestra la mayoría de los puntos sobre la equilínea indicando la contribución de la disolución de minerales de carbonato (calcita y dolomita), exceptuando el punto P5 cuyo comportamiento se asocia a los efectos del intercambio catiónico y la meteorización de minerales de silicato de la matriz hidrogeológica (Yidana S. y Yidana A., 2009; López Velandia, 2018).

Tabla 3. Relaciones iónicas de las muestras de agua recolectadas de la CRP.

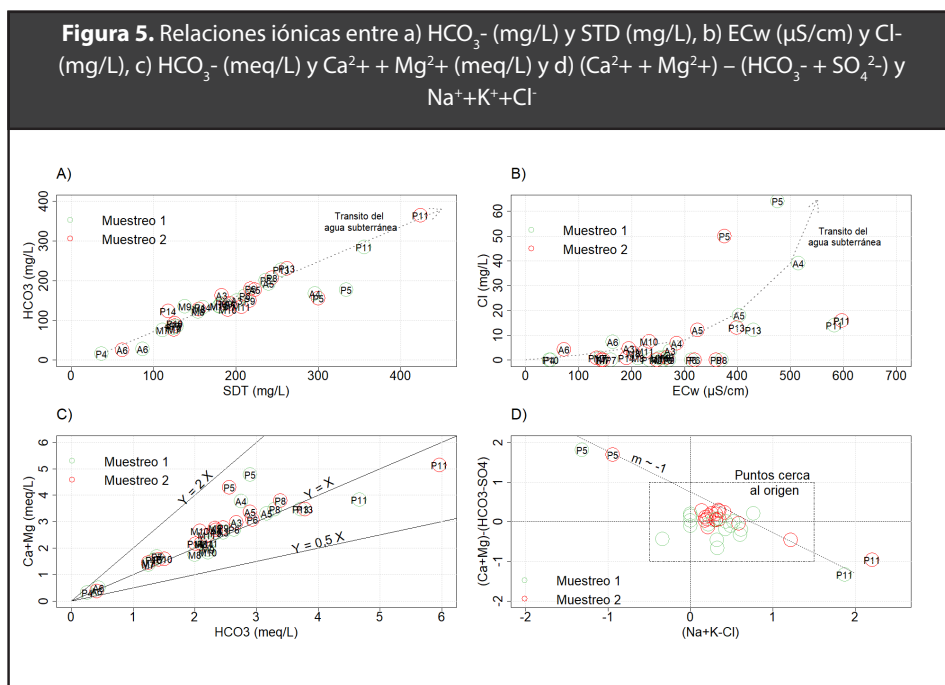
ID	Facies Hidrogeoquímicas		Muestreo 1					Muestreo 2				
	Muestreo 1	Muestreo 2	Log pCO ₂	Ca ²⁺ /SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ /HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻	(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)-(HCO ₃ ⁻ -SO ₄ ²⁻)	Log pCO ₂	Ca ²⁺ /SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ /HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻	(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)-(HCO ₃ ⁻ -SO ₄ ²⁻)
A3	Ca-Mg-HCO3	Ca-Mg-HCO3	-2,96	39,74	,78	,33	,08	-2,24	IND	,84	,34	,29
A4	Mg-Ca-Na-HCO3	Ca-Mg-HCO3	-1,42	2,30	,68	,76	,21	0	11,73	,67	,26	,21

ID	Facies Hidrogeoquímicas		Muestreo 1					Muestreo 2				
	Muestreo 1	Muestreo 2	Log pCO ₂	Ca ²⁺ /SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ /HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻	(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)-(HCO ₃ ⁻ -SO ₄ ²⁻)	Log pCO ₂	Ca ²⁺ /SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ /HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻	(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)-(HCO ₃ ⁻ -SO ₄ ²⁻)
A5	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-2,82	5,65	,57	,43	-,18	-2,80	9,45	,63	,35	,27
A6	Na-Ca-Mg-HCO ₃	Na-Ca-Mg-HCO ₃	-1,47	2,35	,60	,22	-,07	-2,24	2,18	,49	,21	-,14
M10	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-1,34	3,86	,51	,33	-,67	0	5,16	,71	,14	,28
M11	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-1,33	8,68	,61	,62	-,20	-2,43	9,32	,64	,23	,14
M7	Ca-Mg-Na-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-,40	7,69	,61	,28	,03	0	10,50	,71	,18	,11
M8	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-2,65	12,78	,54	,61	-,33	-1,04	40,17	,58	,31	,04
M9	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	0	6,16	,55	,32	-,46	0	6,90	,66	,31	,20
MA1	Na-K-Ca-HCO ₃	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
MA2	Ca-HCO ₃	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
MA3	Mn-Ca-HCO ₃	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
MA4	Na-HCO ₃	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
P10	Mg-Ca-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-2,36	10,71	,58	0	,15	-1,29	13,35	,55	,18	,02

ID	Facies Hidrogeoquímicas		Muestreo 1					Muestreo 2				
	Muestreo 1	Muestreo 2	Log pCO ₂	Ca ²⁺ /SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ /HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻	(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)-(HCO ₃ ⁻ -SO ₄ ²⁻)	Log pCO ₂	Ca ²⁺ /SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ /HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻	(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)-(HCO ₃ ⁻ -SO ₄ ²⁻)
P11	Na-Ca-Mg-HCO ₃	Na-Mg-Ca-HCO ₃	-2,19	4,15	,44	1,88	-1,33	-1,99	18,43	,42	2,21	-,96
P13	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Na-Mg-HCO ₃	-2,15	11,21	,58	-,34	-,44	-1,51	14,66	,56	1,22	-,46
P14	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-1,45	13,78	,57	0	-,10	,42	12,04	,59	,31	,05
P4	Ca-Mg-HCO ₃	ND	-1,14	5,33	,69	0	,03	-1,70	IND	IND	0	0
P5	Mg-Ca-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃ -Cl	-1,74	31,89	,81	-1,32	1,80	-1,69	38,72	,86	-,94	1,69
P6	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-1,38	8,56	,56	,49	-,10	-1,26	9,17	,57	,59	-,05
P7	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-1,30	10,81	,74	,00	,20	0	10,80	,67	,20	,07
P8	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-2,09	10,34	,56	,53	0	-,98	12,68	,62	,41	,23
P9	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃	-2,03	6,04	,57	,43	0	-2,05	5,80	,58	,35	,06

ND: sin datos; IND: indeterminado

Para confirmar el posible rol del intercambio catiónico en la hidroquímica del agua en la CRP, se realizó la gráfica entre $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})$ y $(Na^+ + K^+) - Cl^-$. Si el intercambio catiónico envuelve el ion sodio y los otros cationes mayoritarios, se puede esperar una línea de pendiente aproximada -1. En ausencia de estas reacciones en cantidades significativas para influenciar la hidroquímica del acuífero, todos los puntos se encontrarán graficados cerca al origen (Jalali, 2007; Yidana S. y Yidana A., 2009; Yidana, Banoeng-Yakubo y Akabzaa, 2010; López Velandia, 2018).



Se estableció que los puntos de muestreo están graficados cerca al origen (Figura 5d), representando la ausencia de reacciones de intercambio catiónico significativas, a excepción de los puntos P11 y P5 que presentaron una pendiente aproximada -1, indicativa para la existencia de procesos hidroquímicos modificantes (Custodio y Llamas, 1983) de manera local, producto de la existencia de una capa de sedimentos arcillosos presentes en el acuífero denominadas arcillas transportadas en las secciones geológicas (Naranjo Henao, 2020). Para constatar las posibles reacciones de intercambio catiónico locales se hizo uso de los índices cloro-alcalinos (CAI) (1-2). Cuando el intercambio catiónico normal ocurre entre Ca^{2+} y Mg^{2+} en la roca huésped y Na^+ y K^+ en el agua, ambos indicadores se espera que sean positivos; si ambos índices son negativos, indica un intercambio catiónico reverso (Kumar *et al.*, 2007; Yidana S. y Yidana A., 2009; López Velandia, 2018).

$$CAI_1 = [\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)] / \text{Cl}^- \quad (1)$$

$$CAI_2 = [\text{Cl}^- (\text{Na}^+ + \text{K}^+)] / (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \text{NO}_3^-) \quad (2)$$

Para el punto P5 ($CAI_1 = 70 \pm 04$; $CAI_2 = 40 \pm 06$) los índices aluden a un intercambio catiónico normal mientras que el punto P11 ($CAI_1 = -4,82 \pm 10$; $CAI_2 = -36 \pm 00$) apuntan a un intercambio catiónico reverso.

3.3. Isótopos de la precipitación y el agua subterránea de la CRP

La Tabla 4 presenta los valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^3\text{H}$ y $\Delta^2\delta$, reportados para los puntos de muestreo ($N=11$). La Figura 6 muestra la relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua lluvia junto con las muestras de agua extraída del acuífero analizado. La ecuación de regresión lineal que se ajusta a los datos de precipitación es (3):

$$\delta^2 H = (8,30 \pm 5,63) \delta^{18} O + (7,88 \pm 70); R^2 = 0,947; p < 0,05 \quad (3)$$

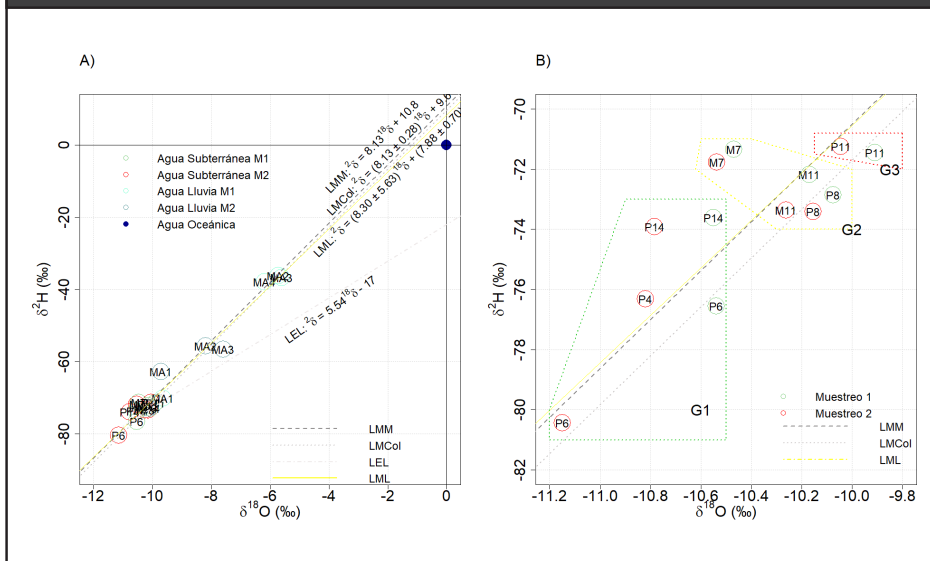
Esta relación indica que la precipitación de las estaciones estudiadas se encuentran en concordancia con la línea meteórica mundial (LMM) definida por el OIEA (Vélez y Rhenals, 2008; Valenzuela, Ramírez-Hernández y Palomares, 2013) como $\delta^2 H = 8,13 \delta^{18} O + 10,8$ y la línea meteorológica local para Colombia (LMCol), definida por Rodríguez (2004) como $\delta^2 H = (8,13 \pm 28) \delta^{18} O + 9,6$. La escasa diferencia con estas, es generada por la limitada influencia de los procesos de evaporación en condiciones de no equilibrio sobre las masas de agua de precipitación (Valencia, 2013) en la CRP, definida por Dansgaard (1964) como $\Delta^2 \delta = \delta^2 H - 8 \delta^{18} O$, que para las estaciones de precipitación en los dos periodos de muestreo presenta valores de $\Delta^2 \delta$ bajos ($\Delta^2 \delta \leq 15\text{‰}$).

Tabla 4. Composición isotópica de las muestras de agua recolectadas de los puntos de muestreo del área de estudio.

ID	Muestreo 1				Muestreo 2			
	$\delta^{18}O$	δ^2H	$\Delta^2\delta$	δ^3H	$\delta^{18}O$	δ^2H	$\Delta^2\delta$	δ^3H
MA1	-9,644	-70,112	7,040	1,3	-9,71	-62,77	14,910	1,1
MA2	-5,725	-36,173	9,627	,9	-8,19	-55,66	9,860	,9
MA3	-5,616	-36,700	8,228	,9	-7,59	-56,54	4,180	,9
MA4	-6,199	-37,865	11,727	<,8	-10,11	-72,825	8,055	1,6
M7	-10,537	-71,769	12,527	<,8	-10,47	-71,34	12,420	<,8
M11	-10,263	-73,369	8,735	<,8	-10,17	-72,18	9,180	<,8
P4	-10,820	-76,316	10,244	,8	ND	ND	ND	ND
P6	-11,149	-80,427	8,765	<,8	-10,54	-76,55	7,770	<,8
P8	-10,155	-73,419	7,821	<,8	-10,075	-72,853	7,747	<,8
P11	-10,046	-71,250	9,118	<,8	-9,91	-71,46	7,820	<,8
P14	-10,784	-73,923	12,349	<,8	-10,55	-73,615	10,785	<,8
\bar{X}_p	-6,796 ± 1,915	-45,213 ± 16,615	9,156 ± 2,014	,9 ± ,4	-8,9 ± 1,203	-61,949 ± 7,911	9,251 ± 4,455	1,1 ± ,3
\bar{X}_{AS}	-10,536 ± ,404	-74,353 ± 3,138	9,937 ± 1,852	,5 ± ,1	-10,286 ± ,271	-73 ± 1,939	9,287 ± 1,944	,4 ± 0

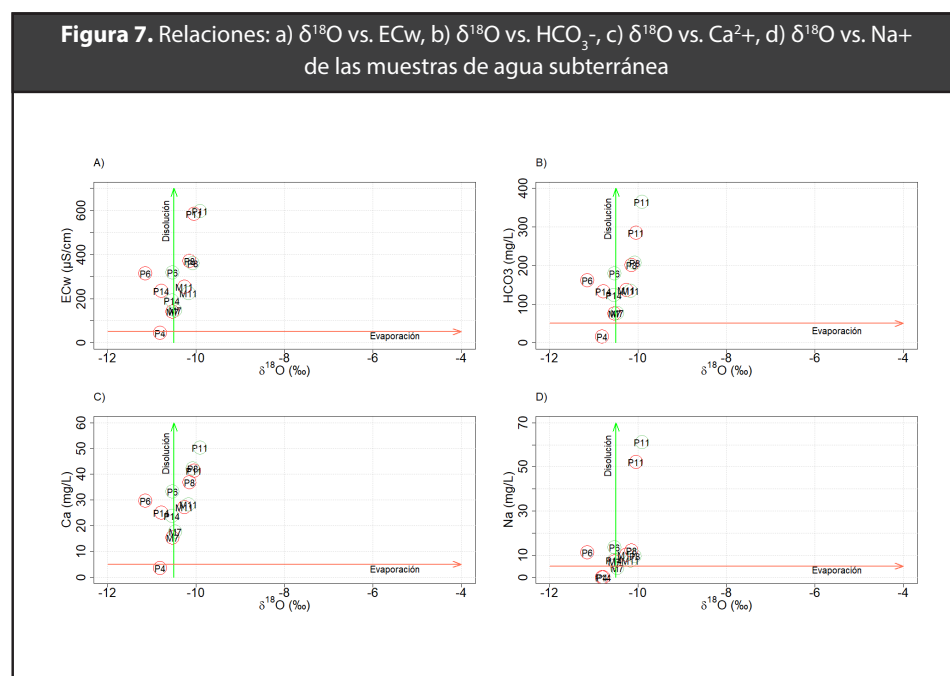
ND: sin datos; (\bar{x}_P): media agua meteórica; (\bar{x}_{AS}): media agua subterránea

Figura 6. Relación entre $\delta^{18}O$ y δ^2H recolectadas en los dos periodos de muestreo a) de los valores de las muestras y; b) del agua subterránea categorizadas según ubicación en zonas de recarga (G1), tránsito (G2) y descarga (G3)



Respecto a las aguas meteóricas, los contenidos isotópicos varían en el rango de $-10,110‰ \leq \delta^{18}O \leq -5,616‰$, $-72,825‰ \leq \delta^2H \leq -36,173‰$ y un valor medio de $9,203 \pm 3,201‰ \Delta^2\delta$. Para el periodo de muestreo M1, se evidencia una disminución progresiva de la abundancia de los isótopos δ^2H y $\delta^{18}O$ en dirección NE-SW producto del movimiento de masas de vapor de sectores de menor ($^{18}\delta O_{MA04} = -6,199‰$; ~ 1405 msnm) a mayor altitud ($^{18}\delta O_{MA01} = -9,644‰$; ~ 1555 msnm), generando un empobrecimiento isotópico gradual en la precipitación (Gat, Mook y Meijer, 2001). Para el periodo de muestreo M2, una mayor abundancia sobre los puntos de muestreo ubicados en los sectores sur y norte ($^{18}\delta O_{MA02} = -8,190‰$; ($^{18}\delta O_{MA03} = -7,590‰$) y menores abundancias en los extremos este y oeste de la CRP ($^{18}\delta O_{MA04} = -10,110‰$; ($^{18}\delta O_{MA01} = -9,710‰$).

Respecto a las aguas subterráneas, los contenidos isotópicos varían en el rango de $-11,149‰ \leq \delta^{18}O \leq -9,910‰$, $-80,427‰ \leq \delta^2H \leq -71,250‰$ y un valor medio de $9,637 \pm 1,845‰ \Delta^2\delta$. Las muestras presentan valores isotópicos que se aproximan al comportamiento reflejado por la LML, con una evolución isotópica relacionada con su tránsito por el acuífero (Figura 6b), difiriendo completamente de la línea de evaporación local (LEL) determinada por Rodríguez (2004) para Colombia, permitiendo observar que el agua subterránea encuentra su origen en la recarga de agua meteórica, con leves desviaciones provocadas por las diferentes condiciones de humedad relativa al momento de infiltrarse en el acuífero ($\Delta^2 \delta_{M7} = 12,474 \pm 0,076‰$; $\Delta^2 \delta_{P4} = 10,244‰$; $\Delta^2 \delta_{P14} = 11,567 \pm 1,106‰$).



Al analizar la relación entre los contenidos isotópicos y el enriquecimiento de la salinidad de los puntos de muestreo (Figura 7), se establece que la génesis de las sales disueltas se debe únicamente al proceso de interacción con la matriz geológica del acuífero, sin que exista evidencia del efecto de la evaporación sobre las muestras o de su mezcla con aguas superficiales.

3.4. Tritio de la precipitación y el agua subterránea de la CRP

El tritio ($T_{1/2}=12,33$ años) es el único isótopo radiactivo que constituye la molécula de agua, siendo utilizado como radiotrazador natural en estudios hidrogeológicos (Geyh *et al.*, 2001; Kattan, 2018). Los datos reportados como no detectados, fueron remplazados por valores no calificados (0,55 veces el límite de detección), siguiendo la técnica sugerida por Sanford, Pierson y Crovelli (1993).

El valor medio del tritio del agua meteórica es $1,0\pm 0,3$ UT y para el agua subterránea $0,5\pm 1$ UT. En comparación con las abundancias isotópicas del tritio disponibles para Colombia (OMM y GNIR, 2019), en la CRP se encuentran por debajo de los valores medios mensuales interanuales de los últimos 20 años (${}^3\delta H_{Colombia}=2,30\pm 0,86$ UT; $9,90$ UT₂₀₀₆ \leq ${}^3\delta H_{Colombia} \leq 1,14$ UT₂₀₀₅).

Para datar el agua subterránea se hizo uso del modelo de flujo de pistón (4), donde ${}^3\delta H_t$ es la abundancia de tritio en el tiempo t cuando el análisis fue desarrollado, ${}^3\delta H_0$ es la abundancia inicial de tritio y t es el tiempo de tránsito (edad del agua). Este asume que: a) el trazador radiactivo es transportado desde el área de recarga al área de salida (pozo o manantial) sin sufrir de dispersión hidrodinámica o mezclas con aguas de diferentes edades, b) se conoce la abundancia de tritio inicial en las precipitaciones que recargaron al acuífero constantes en los últimos 60 años, y c) que la muestra no ha sido contaminada con tritio derivado de otras fuentes (Cabrera, Blarasin y Maldonado, 2014; Pimenta *et al.*, 2017). Dichas simplificaciones no son comunes a los sistemas naturales, por tanto, se considera más preciso para la datación, estimar edades relativas del sistema (“más joven que”, “más vieja que”).

$${}^3\delta H_t = {}^3\delta H_0 e^{-t/\tau_{1/2}} \quad (4)$$

Considerando como abundancia inicial la media de los valores de tritio de las precipitaciones, y como abundancia en el tiempo t los valores de tritio de los pozos y manantiales analizados, se determina que el tiempo de tránsito del agua subterránea en el periodo analizado es de aproximadamente $10,1\pm 2,13$ años. Dada la incertidumbre de

los datos y las simplificaciones aplicadas del modelo, como análisis semicuantitativo se establece que las muestras de agua subterránea proceden de precipitaciones posteriores al año 2000, categorizadas como aguas jóvenes menores de 20 años.

4. Conclusiones

El uso de métodos fisicoquímicos, microbiológicos e isotópicos para la caracterización de la calidad del agua subterránea del acuífero aluvial de la CRP, permitió establecer las siguientes conclusiones:

- El agua subterránea es clasificada como fresca ($37 \text{ mg/l} \leq \text{SDT} \leq 424 \text{ mg/l}$), con valores aceptables de pH ($5,55 \leq \text{pH} \leq 7,90$) y OD ($1,25 \text{ mg/l} \leq \text{OD} \leq 6,88 \text{ mg/l}$), no obstante, no es recomendada para consumo humano directo al superar los valores máximos aceptables de coliformes totales, coliformes fecales y *Escherichia coli*, requiriendo su tratamiento y desinfección previa para ser usada por la población ubicada sobre la CRP.
- Las muestras de agua subterránea en los dos periodos de muestreo presentan facies bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^-$) o bicarbonatadas sin catión dominante ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+-\text{HCO}_3^-$), característica de aguas de flujos locales o de cortos tiempos de residencia, con una alta influencia de aguas meteóricas
- Las variables que controlan significativamente los procesos hidrogeoquímicos son ECw, SDT, HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} ($|r_{\text{pearson}}| > 0,80$). La distribución de estas variables y la comparación con sus respectivas relaciones iónicas, refleja una potencial zona de recarga en los límites laterales del acuífero pavas (P4, P5, P7, P10, A3, A6, M7), y una zona de descarga ubicada en el límite noroeste más extremo de la CRP (P11, M10, M8)
- El mecanismo que influye en la hidrogeoquímica del acuífero pavas es la meteorización y disolución de minerales de carbonato y silicato presentes en el medio geológico en parcial equilibrio con las aguas subterráneas. Adicionalmente, se evidencia localmente el intercambio catiónico como proceso modificador de la hidrogeoquímica, en particular sobre los puntos P5 (normal) y P11 (inverso).
- Los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) en la precipitación permitieron establecer un comportamiento similar de estas muestras con la LMM y LMCol, con mínimas desviaciones provocadas por los procesos de evaporación en condiciones de no equilibrio sobre las masas de agua ($\Delta^2\delta \leq 15\text{‰}$).

- Los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de las muestras de agua subterránea evidenciaron un comportamiento similar con la LML. Se determina que el origen de estas es la recarga de agua meteórica, con leves desviaciones provocadas por las diferentes condiciones de humedad relativa al momento de infiltrarse en el acuífero. En paralelo, las relaciones entre los isótopos estables y las concentraciones de las variables que controlan significativamente los procesos hidrogeoquímicos permitieron establecer que la génesis de las sales disueltas se debe únicamente al proceso de meteorización, disolución y su interacción con la matriz geológica del acuífero, sin que exista evidencia del efecto de la evaporación sobre las muestras o de su mezcla con aguas superficiales.
- Los contenidos de tritio indican que las muestras de agua subterránea proceden de precipitaciones posteriores al año 2000, categorizadas como aguas jóvenes menores de 20 años.

5. Agradecimientos

Este artículo de investigación hace parte de los resultados que fueron presentados a la Agencia Nacional de Licencias Ambientales en el componente hidrogeoquímico del estudio de impacto ambiental asociado al corredor vial Mulaló – Loboguerrero (resolución N°1429 del 17 de agosto de 2021). El autor agradece el apoyo del personal de los laboratorios y de la empresa consultora que realizó la recolección y análisis fisicoquímico, microbiológico e isotópico de las muestras de agua subterránea cuyos datos sirvieron como valioso insumo para el análisis de las condiciones de calidad del agua subterránea del área de estudio. Adicionalmente, agradecer al editor y los revisores anónimos, cuyos comentarios ayudaron a mejorar significativamente el presente documento.

6. Referencias

- Al-khashman, O. A. (2005). Study of chemical composition in wet atmospheric precipitation in Eshidiya area, Jordan. *Atmospheric Environment*, 39, pp. 6175–6183. <https://www.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.06.056>.
- Alcaldia de La Cumbre (2020) *Plan de desarrollo municipal 2020 - 2023 "La Cumbre somos todos"* [Online]. Disponible en: [https://ogpt.valledelcauca.gov.co/storage/Clientes/ogpt/principal/imagenes/contenidos/2445-pdm la cumbre.pdf](https://ogpt.valledelcauca.gov.co/storage/Clientes/ogpt/principal/imagenes/contenidos/2445-pdm%20la%20cumbre.pdf).
- Bridgewater, L.; American Public Health Association; American Water Works Association; Water Environment Federation. (2012). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, editado por E. W. Rice et al.
- Asare, A.; Appiah-Adjei, E.K.; Ali, B.; Owusu-Nimo, F. (2021). Physico-chemical evaluation of groundwater along the coast of the Central Region, Ghana. *Groundwater for Sustainable Development*, 13. <https://www.doi.org/10.1016/j.gsd.2021.100571>.
- Cabrera, A.; Blarasin, M.; Maldonado, L. (2014). *Cuadernos de estudios de aguas subterráneas: edad del agua subterránea*, Argentina, Editado por Unirio editora. <https://www.unrc.edu.ar/unrc/comunicacion/editorial/repositorio/978-987-688-106-7.pdf>.
- Correa Basto, O. (2020). Modelo hidrogeológico conceptual de la cuenca del río pavas en la zona de influencia del proyecto vial mulaló – loboguerrero en el municipio de la Cumbre – Valle del Cauca, tesis (Maestría en hidrogeología ambiental), Colombia, Universidad Antonio Nariño, facultad de ingeniería ambiental. Disponible en: <http://repositorio.uan.edu.co/handle/123456789/2179>.
- Custodio, E.; Llamas, M. R. (1983). *Hidrología Subterránea Tomo I*. 2da ed, Barcelona, España, Ediciones Omega.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), pp. 436–468. <https://www.doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>.
- Environmental Isotope Laboratory. (2022). *Water Samples* [Online]. Disponible en: <https://uwaterloo.ca/environmental-isotope-laboratory/analytical-services/water-samples>. Consultado: el 27 de enero de 2022.
- Escobar Delgado, F. A. (2017). Acciones colectivas de la veeduría ambiental mulaló – loboguerrero para la defensa del recurso hídrico en el corregimiento de Pavas, tesis, Colombia, Universidad del Valle, facultad de ciencias sociales y económicas. Disponible en: <http://hdl.handle.net/10893/10140>.
- Fritz, S. J. (1994). A Survey of Charge-Balance Errors on Published Analyses of Potable Ground and Surface Waters. *Ground Water*, 32(4), pp. 539–546. <https://www.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1994.tb00888.x>.
- Gat, J. R.; Mook, W. G.; Meijer, H. A. J. (2001). Sección II. Agua Atmosférica. Isótopos Ambientales en el Ciclo Hidrológico: Principios y Aplicaciones. Vienna, p. 60, UNESCO – IAEA. Disponible en: <http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/IHS>.
- Geyh, M. et al. (2001) *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle Principles and Applications*. Groundwater Saturated and Unsaturated Zone, UNESCO y IAEA. Vienna: UNESCO - IAEA.
- González, J. D.; Arboleda, C. A.; Botero, S. (2015). Social Infrastructure Development: The Case for Private Participation in Potable Water Supply in Colombia. *PM World Journal*, 4(10), pp. 1–15. <https://www.researchgate.net/publication/277955149>.
- Hem, J. (1985). Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. *U.S Geological Survey Water*, 2254, p. 264. Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/wsp/wsp2254/pdf/wsp2254a.pdf>.
- IDEAM. (2015). *Mapa de Cobertura de la Tierra. Adaptación Corine Land Cover. Escala 1:100.000. Periodo 2010 – 2012* [Online]. Disponible en: <https://www.colombiaenmapas.gov.co/?e=-76.72593182729393,3.5648638999446645,-76.37711590932565,3.758445174465464,4686&b=igac&l=880&u=76377&t=32&servicio=880>. Consultado: el 31 de enero de 2022.

- IDEAM. (2019). *Estudio Nacional del Agua 2018. Bogotá D.C.* [Online]. Disponible en: http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/023858/ENA_2018.pdf.
- Jalali, M. (2007). Hydrochemical identification of groundwater resources and their changes under the impacts of human activity in the Chah basin in western Iran. *Environmental Monitoring and Assessment*, 130(1-3), pp. 347-364. <https://www.doi.org/10.1007/s10661-006-9402-7>.
- Jean-Eudes, O.; Avahounlin, R.; Kélomé, C.; Pierre, O.; Adéké, A.; Vissin, E. (2022). Evaluation of the Physico-Chemical Quality and Potability of Groundwater Consumption in Department of Collines at Benin. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 10(01), pp. 29-48. <https://www.doi.org/10.4236/gep.2022.101003>.
- Kattan, Z. (2018). Using hydrochemistry and environmental isotopes in the assessment of groundwater quality in the Euphrates alluvial aquifer, Syria. *Environmental Earth Sciences*, 77(2), p. 45. <https://www.doi.org/10.1007/s12665-017-7197-1>.
- Kumar, M.; Kumari, K.; Ramanathan, A. (2007). A comparative evaluation of groundwater suitability for irrigation and drinking purposes in two intensively cultivated districts of Punjab, India. *Environmental Geology*, 53(3), pp. 553-574. <https://www.doi.org/10.1007/s00254-007-0672-3>.
- Liu, J.; Wang, M.; Gao, Z. (2020). Hydrochemical characteristics and water quality assessment of groundwater in the Yishu River basin. *Acta Geophysica*, 68, pp. 877-889. <https://www.doi.org/10.1007/s11600-020-00440-1>.
- López Velandia, C. C. (2018). Análisis de las características fisicoquímicas del agua subterránea de la cuenca del río Chicú, Colombia, usando indicadores hidroquímicos y estadística multivariante. *Ingeniería y Ciencia*, 14(28), pp. 35-68. <https://www.doi.org/10.17230/ingciencia.14.28.2>.
- Murray, K.; Wade, P. (1996). Checking anion-cation charge balance of water quality analyses: Limitations of the traditional method for non-potable waters. *Water SA*, 22(1), pp. 27-32. Disponible en: [http://www.wrc.org.za/Lists/Knowledge Hub Items/Attachments/6719/1996_Jan_0926_abstract.pdf](http://www.wrc.org.za/Lists/Knowledge%20Hub%20Items/Attachments/6719/1996_Jan_0926_abstract.pdf).
- Naranjo Henao, J. L. (2020). Modelo geológico detallado del acuífero del valle del río Pavas.
- OIEA y GNIP (2014). *Guía para el muestreo de la precipitación OIEA/GNIP* [Online]. Disponible en: <http://www.iaea.org/water>. Consultado: el 7 de abril de 2020.
- OMM y GNIR (2019). *Sistema de isótopos de agua para análisis de datos, visualización y recuperación electrónica* [Online]. Disponible en: <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>. Consultado: el 11 de diciembre de 2019.
- Pimenta, R.; Rocha, Z.; Viana, J.; Gardini, G.; Duarte, M.; Moreira, R. (2017). Use of Environmental Tritium in Groundwater Dating in the Upper Jequitibá River Basin, Municipality of Sete Lagoas, Minas Gerais, Brazil. *International Nuclear Atlantic Conference. Belo Horizonte*, p. 9. Disponible en: https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/49/015/49015755.pdf.
- Puertas Orozco, O. L.; Carvajal Escobar, Y.; Quintero Angel, M. (2011). Estudio de tendencias de la precipitación mensual en la cuenca alta-media del río Cauca, Colombia, *DYNA (Colombia)*, 78(169), pp. 112-120.
- Rodríguez, C. O. (2004). Línea meteórica isotópica de Colombia, *Meteorología Colombiana*, (8), pp. 43-51.
- Sanford, R. F.; Pierson, C. T.; Crovelli, R. A. (1993). An objective replacement method for censored geochemical data. *Mathematical Geology*, 25(1), pp. 59-80. <https://www.doi.org/10.1007/BF00890676>.
- U.S. EPA. (1994). *Method 200.7: Determination of Metals and Trace Elements in Water and Wastes by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry. Cincinnati, Ohio* [Online]. Disponible en: <https://www.epa.gov/sites/default/files/2015-06/documents/epa-200.7.pdf>. Consultado: el 27 de enero de 2022.
- Valencia, J. (2013). Significado del exceso de deuterio en la interpretación de isótopos estables $\delta 18O$ y $\delta 2H$ en estudios hidrogeológicos. *Informe científico tecnológico*, 13, pp. 125-127.

- Valenzuela, L.; Ramírez-Hernández, J.; Palomares, R. B. (2013). Composición Isotópica del Agua Subterránea y su Relación con la Salinidad en el Valle de San Luis Río Colorado Sonora Mexico. *Información Tecnológica*, 24(2), pp. 57–66. <https://www.doi.org/10.4067/S0718-07642013000200008>.
- Vélez, M. V.; Rhenals, R. L. (2008). Determinación de la recarga con isótopos ambientales en los acuíferos de Santa Fé de Antioquia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, (24), p. 18. Disponible en: <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/9271/11078>.
- Xiong, G.-Y.; Chen, G.-Q.; Xu, X.-Y.; Liu, W.-Q.; Fu, T.-F.; Khokiattiwong, S.; Kornkanitnan, N.; Ali Seddique, A.; Shi, X.-F.; Liu, S.-F.; Su, Q.; & Xu, X.-L. (2020). A comparative study on hydrochemical evolution and quality of groundwater in coastal areas of Thailand and Bangladesh. *Journal of Asian Earth Sciences*, 195 <https://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104336>.
- Yidana, S. M.; Banoeng-Yakubo, B.; Akabzaa, T. M. (2010). Analysis of groundwater quality using multivariate and spatial analyses in the Keta basin, Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 58(2), pp. 220–234. <https://www.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.03.003>.
- Yidana, S. M.; Yidana, A. (2009). Assessing water quality using water quality index and multivariate analysis. *Environmental Earth Sciences*, 59(7), pp. 1461–1473. <https://www.doi.org/10.1007/s12665-009-0132-3>.
- Zhou, X.; Shen, Y.; Zhang, H. (2015). Hydrochemistry of the natural low pH groundwater in the coastal aquifers near Beihai, China. *Journal of Ocean University of China*, 14(3), pp. 475–483. <https://www.doi.org/10.1007/s11802-015-2631-z>.
- Zolekar, R.B.; Todmal, R.S.; Bhagat, V.S. (2021). Hydro-chemical characterization and geospatial analysis of groundwater for drinking and agricultural usage in Nashik district in Maharashtra, India. *Environment, Development and Sustainability*, 23(3), pp. 4433–4452. <https://www.doi.org/10.1007/s10668-020-00782-2>.