

AVALIAÇÃO DE PROCESSOS NATURAIS DE SALINIZAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA PORÇÃO LESTE DA BACIA DO RIO CACHOEIRA, BAHIA

Elias Hideo TERAMOTO

CHANG Hung Kiang

RESUMO

Parcela significativa do nordeste brasileiro se notabiliza pela escassez hídrica, que é responsável por implicações socioeconômicas locais negativas. Além do déficit hídrico, esta região é afetada pela salinização de águas subterrâneas, que contribui para a perda de potabilidade da água. Na bacia do rio Cachoeira, Estado da Bahia, situada no limite do semiárido nordestino, as águas subterrâneas possuem concentração de sais dissolvidos naturalmente elevados em razão das altas taxas de evapotranspiração e interação rocha-água. Para a avaliação quantitativa desses processos nas concentrações de sais totais dissolvidos, foram empregadas técnicas estatísticas e simulações geoquímicas. Na análise das Componentes Principais verificou-se que os Componentes Principais 1 (CP1) e 2 (CP2) respondem, respectivamente, por 82,89 e 13,68% da variância das amostras analisadas. Enquanto o CP1 é majoritariamente atribuído a variações na concentração do íon HCO_3^- , o CP2 é atribuído a variações na concentração do íon Cl^- . Verificou-se três diferentes tendências, que descrevem variações distintas do CP2 em função daquelas observadas para CP1, refletindo diferentes proporções na importância da evapotranspiração e interação rocha-água na salinidade. As simulações geoquímicas foram capazes de reproduzir as concentrações das amostras mais salinas, a partir da evaporação e de reações rocha-água. A maior parte das amostras de água subterrânea agrupam-se ao longo da Tendência 3, cujo incremento de sólidos totais dissolvidos é majoritariamente explicado pela interação rocha-água. Em oposição, as amostras de água das Tendências 1 e 2, menos frequentes, possuem sólidos totais dissolvidos majoritariamente provenientes da evaporação da água.

Palavras-chave: Salinização; Interação rocha-água; Dissolução de silicatos; Modelagem geoquímica.

ABSTRACT

ASSESSMENT OF NATURAL GROUNDWATER SALINIZATION PROCESSES IN THE EASTERN PORTION OF THE CACHOEIRA RIVER BASIN, BAHIA. A substantial portion of Northeastern Brazil undergoes water scarcity, which accounts for important negative local socioeconomic impacts. In addition to water deficit, this region is affected by groundwater salinization, which contributes to the loss of water potability. In the Cachoeira River Basin, located on the eastern border of the State of Bahia semiarid region, high concentrations of naturally dissolved salts are found in groundwater, which result from high rates of evapotranspiration and rock-water interaction. For a quantitative assessment of these processes using total dissolved ion concentrations, multivariate statistics and geochemical simulations were used. Principal Component Analysis revealed that Principal Component 1 (PC1) and 2 (PC2) account for 82.89 and 13.68% of the variance of ion concentrations, respectively. While PC1 is mostly related to variations in HCO_3^- concentrations, PC2 is mostly related to variations in Cl^- concentrations. We also verified that hydrochemical changes define three different trends, highlighting CP2 variations distinct from those observed in CP1, reflecting different proportions of evapotranspiration and rock-water interaction contributions to

salinity. Geochemical simulations were able to reproduce ion concentrations in more saline samples from evaporation and rock-water reactions. Most groundwater samples are grouped along Trend 3, whose increase in total dissolved solids is mostly explained by rock-water interactions. Contrarily, the less frequent Trends 1 and 2 are mostly explained by water evaporation.

Keywords: Salinization; Rock-water interaction; Dissolution of silicates; Geochemical modeling.

1 INTRODUÇÃO

A qualidade da água subterrânea vem experimentado um forte declínio em várias partes do mundo, em razão dos processos de salinização (e.g. SALAMA *et al.* 1999, RE & SACCHI 2017, NOGUEIRA *et al.* 2019). A salinização de aquíferos é um processo no qual a concentração de sais é incrementada em razão de fatores antrópicos ou naturais (MANCA *et al.* 2015). Dentre os processos que governam a salinização de águas subterrâneas merecem destaque a evaporação/evapotranspiração, a interação rocha-água, os processos de irrigação e as intrusões salinas promovidas pela exploração excessiva de água subterrânea (SALAMA *et al.* 1999, KIM *et al.* 2003, HUMPHRIES *et al.* 2011, BOUZOURRA *et al.* 2015, MANCA *et al.* 2015, WALTER *et al.* 2017, RE & SACHI 2017, NOGUEIRA *et al.* 2019).

A salinização, seja ela proveniente da evaporação ou interação rocha-água, pode fazer com que as águas se tornem impróprias para o uso agrícola, ou ainda promover a elevação das concentrações de espécies químicas nocivas à saúde humana. Dentre as espécies químicas mais nocivas associadas à salinização, destaca-se o F⁻ e o Cl⁻, particularmente em climas áridos (PAUWELS *et al.* 2015, NAGARAJU *et al.* 2016, LI *et al.* 2016, ADIMALLA & LI 2019).

Uma possível fonte de sais em aquíferos rasos é a deposição seca, proveniente de aerossóis transportados a partir de correntes atmosféricas (MCDOWEEL *et al.* 1990, HARA *et al.* 2004, MANCA *et al.* 2015). Outra fonte, representada pela interação da água subterrânea com a rocha, pode promover incrementos expressivos na concentração de sais dissolvidos em águas subterrâneas (TIZRO & VOUDOURIS 2008, YOUSIF & EL-AASSAR 2018, ADIMALLA & LI 2019). As regiões áridas estão expostas a déficits extremos de água devido a baixos volumes de chuva e taxas de evapotranspiração relativamente altas. Nessas re-

giões, a maior parte da chuva é evapotranspirada, resultando em baixas taxas de recarga das águas subterrâneas e em incremento de sua salinidade (TWEED *et al.* 2011, BOUZOURRA *et al.* 2015, KARROUM *et al.* 2017). Embora a evapotranspiração possa ser considerada o principal processo de salinização em climas áridos, a interação rocha-água pode responder por parcela significativa da salinização (SALAMA *et al.* 1999, YOUSIF & EL-AASSAR 2018, ADIMALLA & LI 2019).

A região do semiárido brasileiro abrange uma área de 1.069.565,71 km², o que corresponde a 12,6 % do território nacional, abrangendo 1.262 município e 26,5 milhões de habitantes (SUDENE 2017). Esta região é caracterizada por valores de precipitações acumuladas anuais abaixo de 800 mm/ano, índice de aridez de Thornthwaite inferior a 0,50 e déficit hídrico superior a 60% (SUDENE 2017). Além da escassez de água, o semiárido e regiões próximas são notabilizadas por valores elevados de salinidade das águas subterrâneas que, na maior parte dos casos, não atendem plenamente aos padrões de potabilidade (INSA 2020). As condições climáticas observadas no semiárido propiciam a salinização das águas subterrâneas. Embora a salinização de águas subterrâneas no semiárido do nordeste brasileiro seja muito reportada na literatura (MOREIRA-NORDEMANN 1984, ANDRADE *et al.* 1999, BOUAZIZ *et al.* 2011, ALMEIDA & FRISCHKORN 2015, SILVA *et al.* 2018), estudos sobre a avaliação quantitativa dos processos que governam este fenômeno são escassos.

Tendo em vista a carência de água em regiões secas, a perda de potabilidade em razão da salinização tem fortes implicações ambientais e socioeconômicas. Em razão dos efeitos adversos da salinização dos recursos hídricos subsuperficiais no semiárido brasileiro, o desenvolvimento de metodologias para avaliar quantitativamente tais processos possuem elevada relevância e podem servir como subsídio para avaliar o risco de salinização a partir da extração de água subterrânea, irriga-

ção ou mudanças climáticas, prevendo a perda de potabilidade em regiões marcadas pelo déficit hídrico. Diante do contexto apresentado, o presente trabalho visa aprimorar a quantificação dos efeitos dos diferentes mecanismos envolvidos na salinização de aquíferos cristalinos em regiões semiáridas, propondo e aplicando uma abordagem metodológica, que integra análises estatísticas multivariadas e simulações geoquímicas.

2 CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Cachoeira (BHRC), situada na porção leste do estado da Bahia, região nordeste do Brasil (Figura 1), abrange uma área de 4.288,14 km². A BHRC encontra-se na transição do tipo climático tropical úmido e semiárido, observado, respectivamente, nas regiões leste e oeste da bacia. ENGELBRECHT *et al.* (2019)

apontaram que as taxas de precipitação acumulada anual na BHRC crescem de oeste (mínimo de 785 mm/ano) para leste, na região litorânea (1.650 mm/ano). De acordo com o balanço hídrico apresentado pelos mesmos autores, 85% da precipitação é evapotranspirada. Em razão das elevadas taxas de evapotranspiração, é observada uma forte salinização das águas subterrâneas e superficiais, reportada em diversos trabalhos (MOREIRA-NORDEMANN 1984, SANTOS *et al.* 2008, LUCIO *et al.* 2012, TERAMOTO *et al.* 2018).

Geologicamente, a BHRC está localizada sobre rochas do Embasamento Cristalino pertencentes ao domínio Itabuna-Salvador-Curaçá, composto pelo Cinturão de Itabuna, ao sul, e Salvador-Curaçá, ao norte (PINHO 2005) (Figura 1). Essas unidades são predominantemente compostas por granulitos tonalíticos e trondhjêmíticos, subdivididas em séries toleíticas, cálcio-alcálicas de baixo potássio e shoshoníticas, associadas a bandas me-

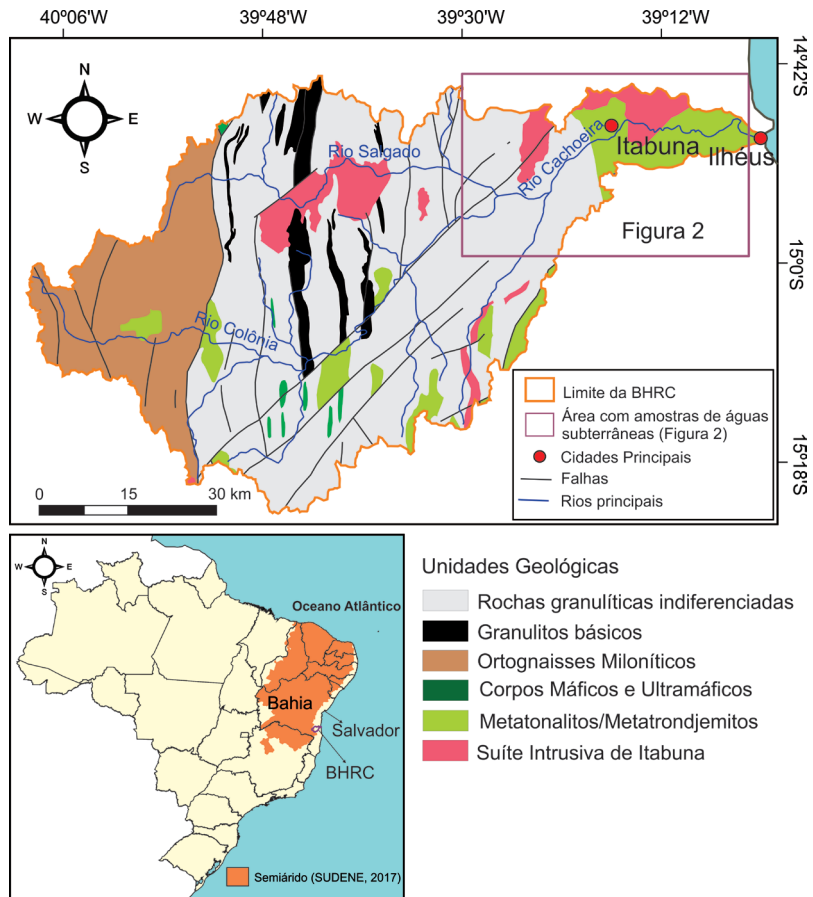


FIGURA 1 – Mapa geológico da Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira (adaptado de PINHO 2005). No mapa abaixo, é ilustrada a localização do Semiárido no território brasileiro (SUDENE 2017). A região onde as amostras de água subterrâneas foram coletadas (Figura 2), é destacada no mapa geológico da bacia.

tassedimentares e basaltos e gabro-oceânicos e/ou bacias *back-arc* (BARBOSA & SABATÉ 2002).

3 MATERIAS E MÉTODOS

3.1 Análises hidroquímicas

Para fins de aplicação da metodologia proposta no presente trabalho, foram empregados 27 dados hidroquímicos revisados (amostras AS1 a AS27), previamente apresentados por TERAMOTO *et al.* (2018). A amostragem de água nos poços tubulares em operação foi realizada em torneiras conectadas na boca do poço; no caso de poços do tipo cacimba ou poços tubulares desativados, ela foi realizada com o emprego de um *bailer* de polipropileno descartável. Os parâmetros físico-químicos (pH, condutividade elétrica e potencial de oxidação-redução - ORP) foram determinados *in situ* empregando a sonda multiparâmetros da marca Yellow Springs® (YSP). Os ânions foram determinados por cromatografia iônica, os cátions por espectrometria de emissão óptica com plasma (ICP-

OS) e a alcalinidade, por intermédio da titulação potenciométrica empregando HCl como titulante. Ao conjunto amostral previamente apresentado por TERAMOTO *et al.* (2018), foram acrescentadas três análises químicas fornecidas por empresas particulares (AS28 a AS30). A figura 2 apresenta a localização das amostras avaliadas no presente trabalho; a tabela 1 apresenta o conjunto de análises físico-químicas dessas amostras.

3.2 Análise estatística dos dados hidroquímicos

Com o intuito de diferenciar os processos de salinização associados à evapotranspiração e à interação rocha-água, foram realizadas análises estatísticas simples e multivariadas, empregando o aplicativo PAST 3.25 (HAMMER *et al.* 2009).

3.2.1 Análise estatística descritiva

As análises estatísticas univariadas foram efetuadas por meio da construção de diagramas de caixa dos parâmetros físico-químicos (pH, Eh, condutividade elétrica) e sólidos totais dissolvidos.

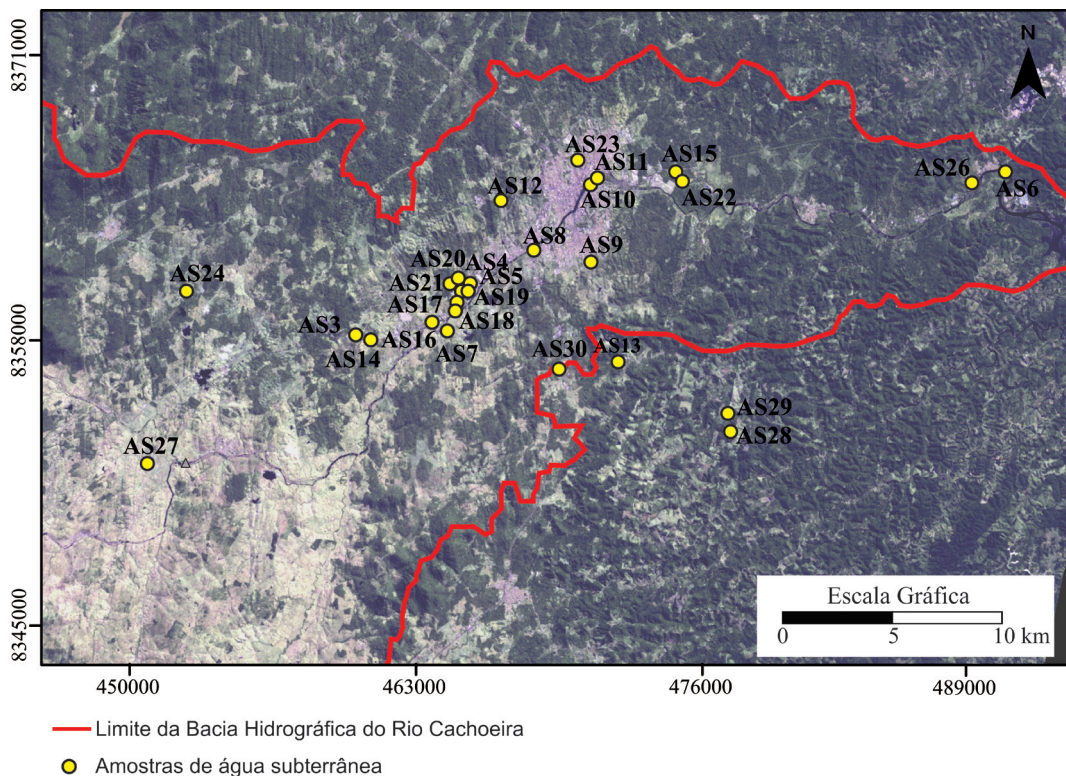


FIGURA 2 – Localização das amostras de água subterrânea, cujas análises foram empregadas no presente trabalho. Vide localização da área no mapa geológico da figura 1.

TABELA 1 – Parâmetros físico-químicos e composição das amostras de água avaliadas no presente trabalho.

ID	pH	ORP (mV)	CE (µS/cm)	STD (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Li ⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	NH ₄ ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Al ³⁺ (mg/L)	Ba ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Fe ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Mn ²⁺ (mg/L)	Sr ²⁺ (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)
AS1	6,970	-35,1	1050,0	843,2	403,00	0,420	105,00	2,690	52,40	0,014	106,00	0,47	2,89	0,024	0,096	74,20	0,410	34,70	0,460	0,300	60,110
AS2	6,690	-95,7	709,0	572,1	293,00	0,330	58,20	3,330	40,30	0,010	73,60	<0,00	2,33	0,028	0,140	51,10	0,960	22,70	1,500	0,360	24,170
AS3	7,230	158,5	1334,0	998,3	455,00	<0,010	187,00	8,450	24,40	0,007	203,00	0,83	0,94	0,021	0,071	61,20	0,027	3,81	0,024	0,440	53,050
AS4	7,130	-111,0	855,0	797,8	401,00	1,140	89,80	3,980	28,50	0,011	91,50	<0,05	3,44	0,042	0,140	79,60	8,140	21,50	0,680	0,980	67,380
AS5	8,680	29,6	302,0	258,9	171,61	0,330	12,10	<0,040	<0,05	0,011	59,70	<0,05	4,76	0,076	0,044	6,14	0,045	2,63	0,078	0,032	1,369
AS6	5,140	240,7	47,8	34,2	4,11	0,120	8,61	0,210	2,88	<0,005	6,45	<0,05	<0,25	0,044	0,014	1,38	0,020	1,23	0,030	0,013	9,134
AS7	7,010	-109,2	1115,0	931,5	546,00	<0,010	100,00	<0,040	16,90	0,007	143,00	0,88	2,35	0,009	0,023	59,00	3,270	35,80	0,310	0,180	23,74
AS8	8,710	-57,8	423,0	340,4	194,12	0,980	23,20	2,780	17,70	0,005	68,10	0,32	6,16	0,013	0,006	10,80	0,063	10,90	0,087	0,099	5,048
AS9	6,730	-104,7	1168,0	797,2	327,00	1,370	161,00	<0,040	26,10	0,011	120,00	0,69	2,68	0,016	0,100	58,10	1,790	33,80	0,260	0,320	63,960
AS10	9,160	-88,0	658,0	382,0	92,20	0,660	122,00	6,590	30,00	0,011	112,00	0,71	2,08	0,013	0,008	4,64	0,024	10,70	0,023	0,025	0,364
AS11	7,490	-201,9	841,0	721,8	352,00	1,350	92,60	<0,040	15,90	0,013	110,00	1,05	2,40	0,013	0,039	55,90	1,940	21,70	0,380	0,650	65,890
AS12	7,620	-96,7	1111,0	1289,7	577,00	1,890	241,00	5,070	32,80	0,019	212,00	1,57	6,22	0,026	0,110	92,60	1,180	59,60	0,280	1,030	57,330
AS13	7,490	-98,0	115,0	112,0	30,50	<0,010	16,60	<0,040	2,51	<0,005	14,20	<0,05	1,18	0,010	0,046	4,87	0,018	2,81	0,020	0,046	39,150
AS14	7,240	108,0	2321,0	1446,5	317,00	1,300	535,00	8,630	71,90	0,036	299,00	1,41	2,15	0,033	0,055	147,00	0,023	28,20	0,021	2,870	31,870
AS15	6,940	-79,6	480,1	489,5	280,00	0,420	10,70	0,220	6,24	0,007	23,10	0,38	3,09	0,027	0,530	71,20	6,090	13,00	0,790	0,800	72,950
AS16	7,060	35,1	1499,0	1186,7	601,00	1,000	146,00	<0,040	81,10	0,012	191,00	<0,05	2,78	0,022	0,140	83,10	0,120	44,00	0,170	0,510	35,720
AS17	6,700	232,8	860,0	777,6	371,00	0,690	34,40	3,940	103,00	0,008	70,20	<0,05	1,52	0,110	0,150	68,50	0,110	40,10	0,240	0,230	83,430
AS18	6,700	198,0	832,0	963,8	480,00	0,570	67,90	3,650	105,00	0,014	140,00	<0,05	2,17	0,010	0,089	66,70	0,010	33,10	0,160	0,240	64,180
AS19	7,480	-147,2	210,0	136,4	65,10	<0,010	27,10	<0,040	<0,05	<0,005	20,10	3,38	3,90	0,052	0,033	10,90	0,420	2,59	1,000	0,160	1,647
AS20	6,500	18,5	1246,0	1067,7	494,00	1,200	86,80	2,960	157,00	0,013	113,00	0,50	2,49	0,033	0,098	93,30	0,450	47,60	0,480	0,340	61,390
AS21	7,400	133,5	1084,0	909,2	386,00	0,520	45,30	2,420	211,00	0,012	48,80	0,61	6,97	0,061	0,073	149,00	2,080	35,00	1,120	0,410	19,790
AS22	7,540	154,0	232,0	199,2	102,00	<0,010	12,10	<0,040	9,69	<0,005	13,30	0,14	6,22	0,320	0,150	19,60	0,400	10,10	0,026	0,140	25,030
AS23	6,390	109,8	668,0	536,7	200,00	0,430	93,00	2,330	25,80	0,012	85,20	<0,05	1,78	0,059	0,110	27,10	0,140	21,70	0,093	0,210	78,720
AS24	7,130	106,3	1516,0	1293,4	743,00	1,910	98,50	5,240	51,30	0,013	201,00	<0,05	2,54	<0,005	0,130	75,50	0,008	50,40	0,190	1,200	62,460
AS25	na	na	na	1165,3	641,00	<0,010	93,40	<0,040	80,40	0,016	172,00	<0,05	3,83	0,030	0,140	78,50	0,018	42,60	0,160	0,390	52,840
AS26	6,110	179,7	353,8	270,8	56,90	0,200	69,40	2,100	4,30	0,006	25,00	<0,05	1,68	0,010	0,200	20,90	0,028	13,90	0,210	0,190	75,730
AS27	7,220	-125,9	1006,0	1418,9	587,00	<0,010	324,00	<0,040	50,00	0,014	232,00	2,10	5,61	0,028	0,110	123,00	0,650	45,60	0,500	1,390	46,850
AS28	7,378	na	151,0	182,7	82,20	0,020	9,61	<0,040	3,93	0,002	12,00	na	0,58	0,081	0,021	11,70	0,030	5,37	0,110	0,069	57,120
AS29	5,525	na	61,3	60,8	9,11	0,012	10,50	0,980	2,01	<0,001	8,00	na	0,29	0,036	0,032	1,03	<0,050	1,36	0,014	0,007	27,170
AS30	7,000	na	539,0	553,9	303,00	0,043	26,30	0,043	22,90	0,007	47,00	na	3,23	0,230	0,059	45,20	0,220	16,00	0,220	0,200	89,630

*na = não analisado

3.2.2 Análises de Componentes Principais

Em razão do grande número de espécies químicas identificadas, foi empregada a técnica de Análise de Componentes Principais (ACP) para avaliação da inter-relação entre as diversas amostras de água. A ACP constitui um procedimento estatístico multivariado que utiliza uma transformação ortogonal para converter um conjunto de observações de variáveis, tal como espécies químicas dissolvidas na água, em um conjunto de valores de variáveis linearmente não correlacionadas, conhecidas como componentes principais (TABACHNICK *et al.* 2007). O número de componentes principais é sempre menor ou igual ao número de variáveis originais. A distribuição do conjunto amostral avaliado na ACP permite a identificação de agrupamentos, tendências e dados anômalos (*outliers*). No presente trabalho, a ACP foi empregada para diagnosticar diferentes tendências ao longo das componentes que explicam maior variabilidade das amostras. Supõe-se que essas tendências representem proporções variáveis de evapotranspiração e interação rocha-fluido e que as amostras situadas nos extremos dessas tendências correspondam àquelas nas quais tais processos atuaram mais intensamente.

A potencialidade do ACP para identificar processos envolvidos na composição química de águas subterrâneas foi demonstrada por diversos trabalhos (THYNE *et al.* 2004, LOURENÇO *et al.* 2010, UMARANI *et al.* 2019).

3.2.3 Análises de regressão múltipla

Enquanto a regressão linear simples avalia a relação causal de dependência entre uma variável independente (X) e uma variável dependente (Y), a regressão múltipla considera simultaneamente a influência de múltiplas variáveis independentes ($X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$) para explicar as variações de uma variável dependente Y (Eq. 1).

$$Y = \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_3 \dots \beta_n X_n + \varepsilon \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots, \beta_n$ são os coeficientes obtidos a partir da regressão linear múltipla e ε o erro da estimativa.

Nas águas subterrâneas um mesmo íon pode ser derivado de fontes distintas. Para exemplificar, o Na^+ pode ser proveniente tanto da dissolução do NaCl como da hidrólise de albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), podendo ser correlacionado com os ânions Cl^- e HCO_3^- . Neste caso específico, uma regressão linear simples entre as concentrações de Na^+ e Cl^- permite a

elaboração de um modelo com um determinado valor de coeficiente de determinação (R^2). Ao realizar uma análise de regressão múltipla, empregando-se o Na^+ como variável dependente e Cl^- e HCO_3^- como variáveis independentes, o modelo linear produzido fornece um erro menor e um valor de coeficiente de determinação múltiplo (R^2 ajustado) superior ao R^2 obtido na regressão linear simples. A diferença entre o R^2 ajustado e o R^2 simples representa a proporção em que o íon Na^+ é estatisticamente explicado pelas variações do íon HCO_3^- . A partir deste procedimento é possível determinar a contribuição relativa, do ponto de vista estatístico, de cada parâmetro independente em relação à variável dependente.

Considerando a ausência de rochas carbonáticas na área de estudo, o HCO_3^- é diagnóstico da interação rocha-água. Por esta razão, foi realizada a análise de regressão linear múltipla utilizando o HCO_3^- como variável dependente e os diversos cátions dissolvidos na água, de forma a avaliar os possíveis minerais que reagiram com a água. Uma vez que o íon Na^+ pode ser proveniente tanto da dissolução de silicatos como da evaporação de água contendo aerossol marinho, foi realizada a análise de regressão múltipla utilizando o Na^+ como variável dependente e o Cl^- e o HCO_3^- como independentes.

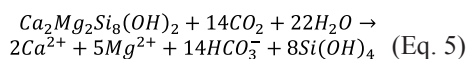
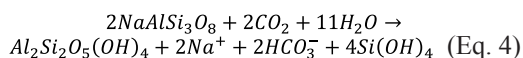
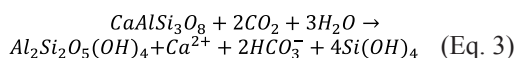
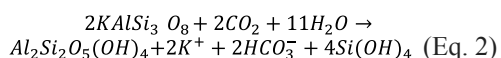
3.3 Modelo conceitual para salinização

Para conduzir as simulações geoquímicas, foi elaborado um modelo conceitual com um conjunto de premissas que descrevem a salinização da água subterrânea na BHRC, como resultado da interação rocha-água e evapotranspiração. Um modelo conceitual para explicar o incremento de salinidade na água subterrânea na área de estudo já havia sido descrito por TERAMOTO *et al.* (2019a) a partir de dados hidroquímicos (TERAMOTO *et al.* 2018). Entretanto, ele assumia que toda a água subterrânea na área de estudo fosse submetida a uma mesma intensidade de evaporação e interação rocha-água e as diferenças na tipologia hidroquímica seriam decorrentes de variações litológicas dos aquíferos locais. As simulações identificaram rotas de reação com base apenas na transição de tipologias hidroquímicas, não considerando o incremento de salinidade. No modelo conceitual apresentado no presente trabalho, é adotada a premissa de que a água subterrânea local é submetida a proporções variadas de evaporação e interação rocha-água e as variações nas concentrações de sólidos totais dissolvidos (STD) são consideradas como referência para identificar as diferentes rotas de reação.

Por intermédio da Análise de Componentes Principais, foram identificadas tendências que representam diferentes rotas de reação, relacionadas à interação rocha-água ou evaporação. As análises de regressão linear múltipla permitiram avaliar os cátions mais fortemente correlacionados com o HCO_3^- , oferecendo evidências dos minerais que participam das reações de interação rocha-água. Nas seções seguintes são apresentados os dois mecanismos propostos para incremento de salinidade na BHR.

3.3.1 Efeito da interação rocha-água

Embora a composição da água subterrânea seja reflexo direto da composição da rocha, como afirmam diversos autores (p. ex., ELANGO & KANNAN 2007), o trabalho de TERAMOTO *et al.* (2019b) sugere que a composição da água é francamente dependente da composição da fração mineralógica mais reativa (particularmente os minerais máficos). A partir da simulação geoquímica de 38 amostras de água envazadas de aquíferos cristalinos, TERAMOTO *et al.* (2019b) identificaram que, a despeito da diversidade geológica dos locais, a água subterrânea de aquíferos em terrenos granítico-gnáissicos pode ser perfeitamente explicada pela hidrólise de feldspatos potássicos (Equação 2), plagioclásios (Equações 3 e 4) e anfíbios (Equação 5). As reações de hidrólise dos membros finais da série dos plagioclásios – anortita e albita – são apresentadas, respectivamente, nas equações 3 e 4. De acordo com PINHO *et al.* (2011), os granulitos tonalíticos e trondhjemíticos, rochas que predominam na área de estudo, foram produzidos por cristalização fracionada, com assembleia mineralógica onde predominam a hornblenda e plagioclásios, com quantidades subordinadas de magnetita, apatita, alanita e zircão. Por esta razão, as reações 2 a 5 representam satisfatoriamente a interação da água com as rochas tonalíticas e trondhjemíticas.



Como apresentado nas equações 2 a 5, o HCO_3^- é produzido pela hidrólise de silicatos,

principal reação relacionada à interação rocha-água em rochas cristalinas, como em terrenos graníticos/gnáissicos, quando o sistema é tamponado por valores elevados de pressão parcial de CO_2 (BANKS & FRENGSTAD 2006, ELANGO & KANNAN 2007, TERAMOTO *et al.* 2019b). Entretanto, cabe ressaltar que a alcalinidade pode ser empregada como parâmetro para estimar o grau de interação com as rochas graníticas/gnáissicas apenas quando o pH é mantido abaixo de 8 e sob tamponamento promovido por elevados valores de pressão parcial do CO_2 .

3.3.2 Efeitos da evapotranspiração

Em razão da proximidade da área de estudo com a região costeira, é esperado que aerossóis marinhos trazidos pelas correntes de ar se assentem em quantidades significativas sobre as folhas da vegetação e na superfície do terreno, na forma de deposição seca. ARAÚJO *et al.* (2015) verificaram que a quantidade de aerossóis marinhos depositados em diferentes pontos amostrais do Rio Cachoeira é bastante expressiva, respondendo por fluxos significativos dos íons Na^+ , Mg^{2+} e Cl^- na área de estudo. Durante o período chuvoso, os aerossóis depositados são dissolvidos pela água meteórica e transportados para o solo, onde os sais dissolvidos se infiltram. Durante os períodos de estiagem, os sais são acumulados na zona não saturada rasa ascendem por capilaridade em razão da evapotranspiração, o que promove o incremento na concentração de sais. ENGELBRECHT *et al.* (2019), a partir dos cálculos de balanço hídrico da bacia do rio Cachoeira, estimaram que a evapotranspiração corresponde a 85% da precipitação acumulada anual. Por esta razão, é esperado que a concentração de sais dissolvidos seja fortemente incrementada mediante esse processo.

É preciso notar que os íons Na^+ e Mg^{2+} atribuídos à deposição e dissolução de aerossóis marinhos também podem ser provenientes da dissolução de silicatos. Em contrapartida, estes íons podem ser removidos da água a partir da incorporação destes na estrutura cristalina de argilominerais ou ainda serem adsorvidos em reações de troca catiônica. Em razão das condições redutoras observadas em inúmeras amostras de água subterrânea (Tabela 1), é esperado que parcela significativa do SO_4^{2-} trazido pelos aerossóis seja reduzido para H_2S . O Cl^- representa a única espécie conservativa, que não é liberado pela hidrólise de silicatos ou retirado da solução na precipitação de argilominerais, podendo assim representar um importan-

te indicador da salinização associada ao processo de evapotranspiração.

3.4 Simulação geoquímica

Com o emprego do modelo conceitual proposto, foram realizadas simulações geoquímicas numéricas empregando o componente *React* do aplicativo The Geochemist's Workbench® 10 (BETHKE & YEAKEL 2014) para avaliar a importância dos processos de interação rocha-água e de evapotranspiração da água subterrânea no incremento de salinidade. As simulações visaram reproduzir as modificações na composição química da água, à medida que a interação da água com a rocha e a evaporação progredem. Para simular a evaporação, o íon Cl⁻ foi adotado como referência para calcular a quantidade de água a ser subtraída da solução. A massa dos minerais que interagem com a água foi otimizada por tentativa e erro. A calibração procedeu-se avaliando se as soluções geradas pela simulação são compatíveis com as amostras que representam os membros extremos de cada tendência, identificadas na Análise de Componentes Principais.

4 RESULTADOS

4.1 Análise exploratória dos parâmetros físico-químicos

Para a análise exploratória dos parâmetros pH, potencial de oxi-redução (ORP), condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (STD), realizou-se uma análise estatística para determinação de seus intervalos de variação nas amostras de água estudadas. A figura 3 apresenta os diagramas de caixa desses parâmetros. Verifica-se que os parâmetros ORP, CE e STD apresentam uma distribuição lognormal com leve a pronunciada assimetria positiva. O pH, por outro lado, apresenta uma distribuição lognormal com assimetria negativa, sendo notória a presença de *outliers* nos valores de pH. A despeito das elevadas concentrações de HCO₃⁻, o pH encontra-se, na maior parte das amostras, abaixo de 7,5, sugerindo o equilíbrio com elevados valores de pressão parcial de CO₂. Nota-se que parcela significativa das amostras possuem valores de ORP negativos, provavelmente associados à degradação da matéria orgânica.

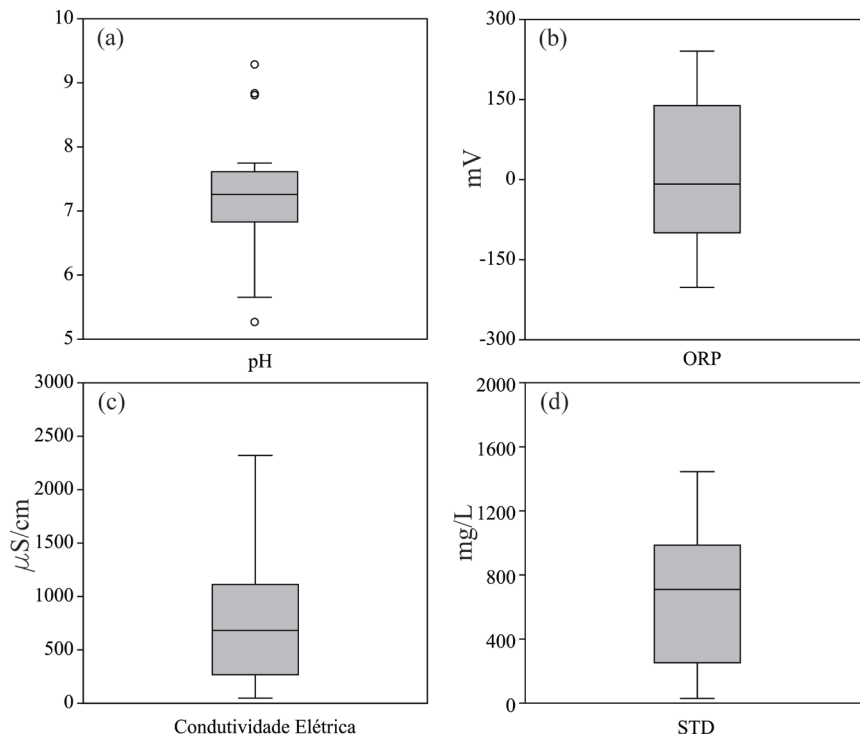


FIGURA 3 – Diagramas de caixa para pH, potencial redox, condutividade elétrica e STD das amostras de água avaliadas. Os limites superior e inferior das linhas representam, respectivamente, os valores máximo e mínimo. Os limites superior e inferior das caixas representam, respectivamente, o terceiro e o primeiro quartil. A linha no interior da caixa representa a mediana.

O STD, parâmetro que mensura a quantidade de sais dissolvidos na água, é o indicador mais importante para avaliação da salinidade, estando intrinsecamente relacionada com a condutividade elétrica (CE). A partir de regressões não-lineares (Figura 4) foi obtido um modelo empírico que relaciona o STD e a condutividade elétrica na área de estudo, a partir de uma equação exponencial (Equação 6).

$$STD = 0,505 \cdot CE^{1,071} \quad (\text{Eq. 6})$$

A figura 5 apresenta o Diagrama de Piper com a distribuição das amostras de água subterrânea, água superficial e meteórica e a distinção dos valores de STD mensurados. Nota-se que as amostras com elevados valores de STD (>500 mg/L) pertencem a tipologias hidroquímicas distintas ou bicarbonatadas sódica-magnesianas e cálcica-magnesianas.

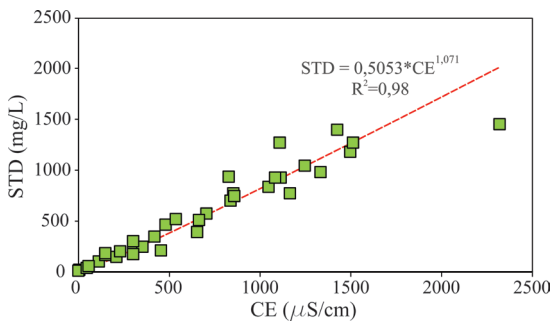


FIGURA 4 – Gráfico de dispersão entre STD e CE das amostras de água avaliadas.

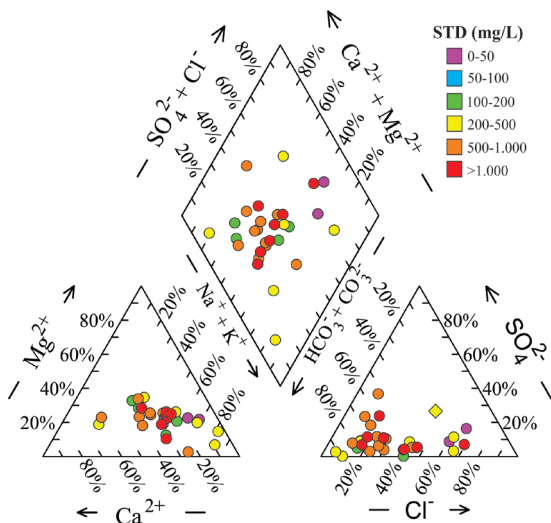


FIGURA 5 – Diagrama de Piper para as amostras compiladas no presente trabalho. As amostras foram classificadas em seis grupos distintos, com base nos valores de STD.

4.2 Identificando tendências a partir da Análise de Componentes Principais

Para identificar tendências de salinização, foi empregado o método de Análise de Componentes Principais utilizando apenas as concentrações dos cátions e ânions maiores. O Componente 1 (CP1) e o Componente 2 (CP2) respondem, respectivamente, por 82,89% e 13,68% da variabilidade das amostras analisadas. Tendo em vista que juntas, respondem por 96,57% da variabilidade das amostras analisadas, o presente trabalho restringiu-se apenas à análise destes dois componentes. A tabela 2 apresenta os coeficientes de ponderação (*loading*) para definição das Componentes Principais 1 e 2.

TABELA 2 – Coeficientes para definição das Componentes Principais 1 e 2.

Parâmetro	Coeficiente de ponderação	
	CP1	CP2
HCO ₃ ⁻	0,894	-0,378
F ⁻	0,001	0,001
Cl ⁻	0,278	0,855
NO ₃ ⁻	0,004	0,011
SO ₄ ²⁻	0,109	-0,077
Li ³⁺	2,2x10 ⁻⁵	3,6 x10 ⁻⁵
Na ⁺	0,292	0,337
K ⁺	0,002	-0,002
Ba ²⁺	5,8 x10 ⁻⁵	-1,9 x10 ⁻⁴
Ca ²⁺	0,146	0,078
Fe ²⁺	0,001	-0,003
Mg ²⁺	0,065	-0,015
Mn ²⁺	1,5 x10 ⁻⁴	-0,001
Sr ²⁺	0,001	0,004

4.2.1 CP1: Efeito da interação rocha-água

Na tabela 2 observa-se que os valores de coeficiente de ponderação são elevados para o íon HCO₃⁻, o ânion mais abundante nas amostras avaliadas, enquanto os íons Cl⁻, Na⁺ e Ca²⁺ têm valores mais modestos. Por esta razão, os valores de CP1 aumentam à medida que as concentrações de HCO₃⁻ são incrementadas. Considerando o contexto geológico local, representado apenas por rochas cristalinas e ausência de rochas carbonáticas, o aumento das concentrações de HCO₃⁻ está diretamente associado à hidrólise de silicatos, descrito nas equações 2 a 5. Desse modo, é possível as-

sociar os incrementos dos valores ao longo do eixo da CP1, que descrevem a evolução da interação da água com a rocha.

4.2.2 CP2: Efeito da evaporação

Como exposto na tabela 2, os maiores coeficientes de ponderação para o CP2 são atribuíveis aos íons Cl^- e, em menor proporção, ao íon Na^+ . Destaca-se que o íon HCO_3^- tem um valor de coeficiente de ponderação negativo. Deste modo, o CP2 será incrementado concomitante com as concentrações de Cl^- ou Na^+ , ou quando as concentrações de HCO_3^- forem reduzidas. Uma vez que o Cl^- não é liberado pela interação rocha-água e, sim, proveniente da deposição seca de aerossóis marinhos, é possível associar o incremento da CP2 com a intensidade na evapotranspiração da água.

4.2.3 Separação de tendências

A figura 6 ilustra o diagrama de ACP, mostrando que as amostras de água subterrânea apresentam fortes variações tanto em relação ao CP1 quanto ao CP2, refletindo aumento na salinidade, associadas à interação rocha-água e evaporação. Nota-se que as amostras se organizam em três conjuntos distintos, nos quais o crescimento dos valores do CP1 é acompanhado pelo aumento ou decréscimo do CP2. A estes três conjuntos se ajustam

tendências bem definidas (Tendências 1, 2 e 3), que representam três rotas de transformação distintas, nas quais a interação rocha-água e a evaporação possuem contribuições distintas. Nas Tendências 1, 2 e 3, os membros extremos são representados pelas amostras AS14, AS27 e AS24.

4.3 Análise de regressão linear múltipla

Para identificar a afinidade entre os principais cátions e ânions que contribuem para a salinidade das amostras de água subterrânea, foi elaborada uma matriz de correlação entre essas variáveis (Tabela 3).

A matriz de correlação mostra que o bicarbonato, principal ânion nas amostras de água avaliadas e associado à interação rocha-água, correlaciona-se fortemente com Mg^{2+} , Ca^{2+} e Na^+ . Para melhor investigar a relação entre o bicarbonato e esses cátions, foram elaborados gráficos de dispersão ilustrados na figura 7. A maior afinidade entre o Mg^{2+} e o HCO_3^- e o Ca^{2+} indica que estas espécies podem ser provenientes da dissolução de anfíbólios, que representam uma proporção significativa dos granulitos tonalíticos e trondhjemíticos que predominam na área de estudo. As análises de regressão linear múltipla relevaram que o Mg^{2+} responde por 75% (R^2 ajustado de 0,75) das variações dos valores de alcalinidade, enquanto o Na^+ , por 5,9% (Equação 7). Nota-se que o acréscimo de Ca^{2+} à

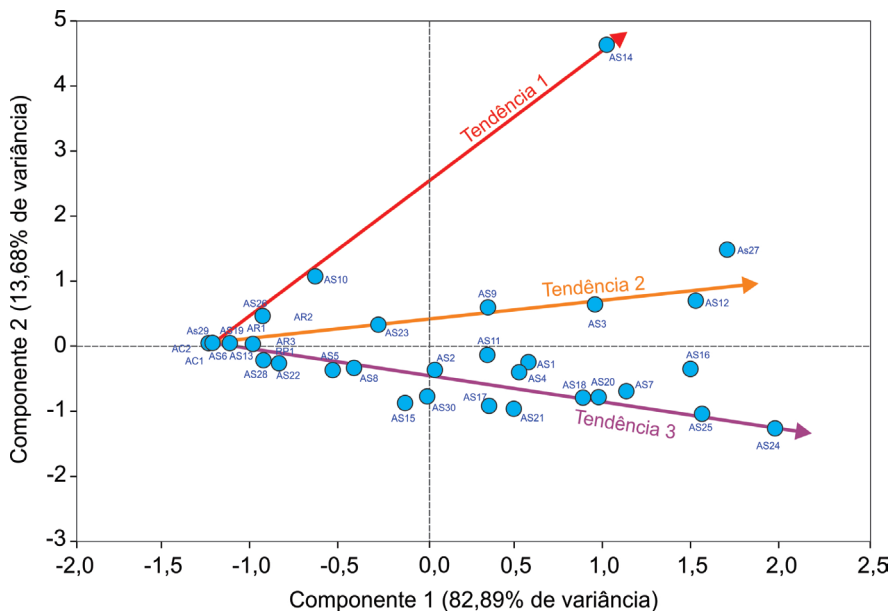


FIGURA 6 – Agrupamento por Componentes Principais, ilustrando que as amostras de água subterrânea, superficial e meteórica se distribuem ao longo de três tendências distintas.

TABELA 3 – Matriz de correlação entre cátions e ânions maiores.

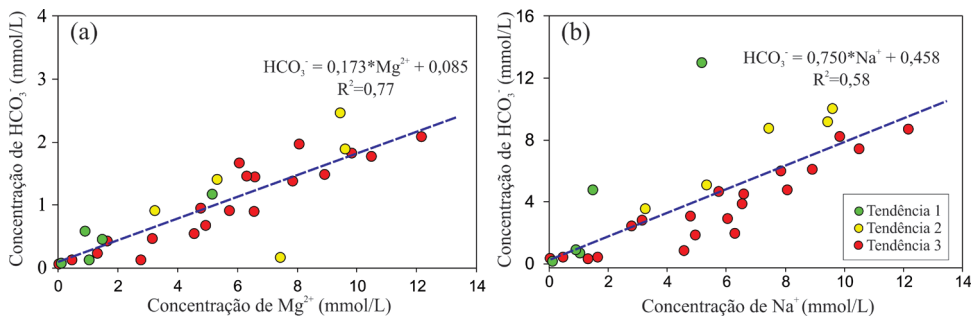
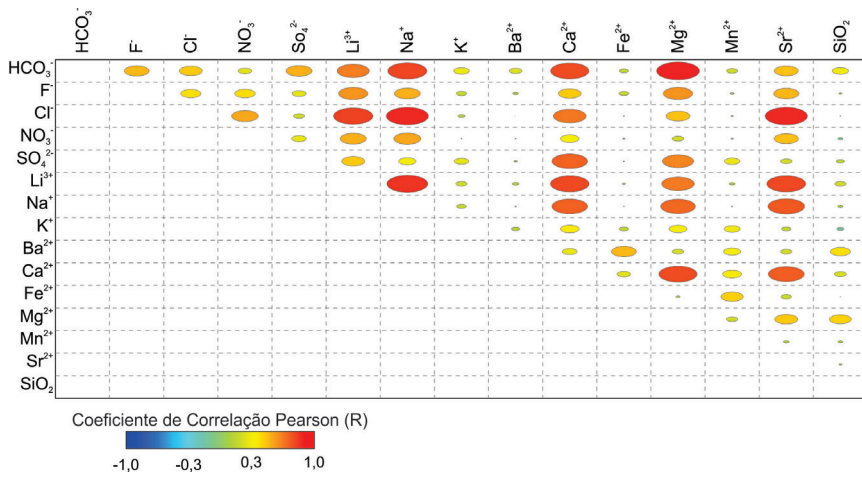


FIGURA 7 – Gráficos de dispersão entre as concentrações de HCO_3^- , Mg^{2+} e Na^+ : a) Concentração de Mg^{2+} ; b) Concentração de Na^+ .

análise de regressão linear múltipla não produziu um acréscimo do R^2 ajustado, indicando que este cátion não explica estatisticamente as variações de HCO_3^- .

$$\text{HCO}_3^- = 3,116\text{Mg}^{2+} + 0,340\text{Na}^+ + 0,692 \text{ (Eq. 7)}$$

A despeito dos elevados valores de correlação entre as concentrações do Na^+ e Cl^- , nota-se um excesso de Na^+ em relação ao Cl^- nas amostras das Tendências 2 e 3 (Figura 8), particularmente em concentrações de Cl^- acima de 1 mmol, indicando que a dissolução do NaCl e a evaporação não são as únicas fonte de Na^+ na água. De maneira oposta, as amostras da Tendência 1 encontram-se próximas da relação 1 mmol de Na^+ para cada mmol de Cl^- .

Tendo em vista que o Cl^- não é o único ânion associado ao Na^+ , foram realizadas análises de regressão múltipla que indicaram que o Cl^- explica 73,8% das variações do Na^+ , enquanto o HCO_3^- explica 20,1% dessas variações. O SO_4^{2-} não apresentou acréscimos significativos do R^2 ajusta-

do, indicando que este ânion não é estatisticamente determinante para explicar as variações do Na^+ . Este resultado sugere que os incrementos de Na^+ são majoritariamente associados à evaporação da

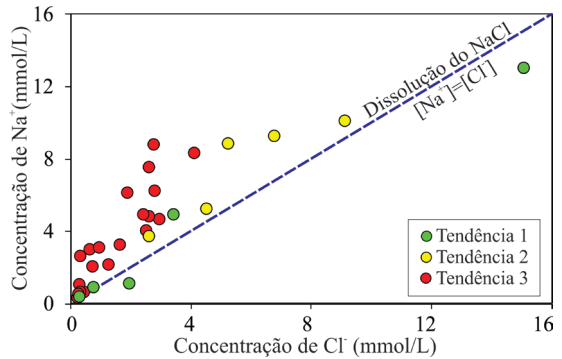


FIGURA 8 – Gráfico de dispersão entre as concentrações de Cl^- e Na^+ . Verifica-se excesso de Na^+ em relação ao Cl^- , indicando que a dissolução do NaCl não é o único processo atuante no incremento das concentrações de Na^+ .

água contendo NaCl dissolvido, enquanto a hidrólise de silicatos contendo sódio possui um papel secundário. A equação 8 representa o modelo obtido a partir da análise de regressão linear múltipla para prever as variações de Na^+ em função das variações de Cl^- e HCO_3^- :

$$\text{Na}^+ = 0,714\text{Cl}^- + 0,485\text{HCO}_3^- - 0,106 \quad (\text{Eq. 8})$$

4.4 Simulação geoquímica

A amostra de água subterrânea AS06 (Tabela 1) foi utilizada como solução inicial na simulação geoquímica, tendo em vista que apresenta o menor grau de mineralização, seja esta relacionada à evapotranspiração ou à interação rocha-água. Como observado na figura 6, as amostras AS14, AS27 e AS24 representam as amostras mais mineralizadas e situadas respectivamente nos extremos das tendências 1, 2 e 3 no ACP, motivo pelo qual foram empregadas como referência para calibração das simulações geoquímicas.

O ajuste nas simulações indica que a evaporação necessária para alcançar as concentrações de Cl^- observadas nas amostras AS14, AS27 e AS24 são, respectivamente, de 97,9%, 96,67% e 90,0%. Para reproduzir plagioclásios com proporções distintas de cálcio e sódio em suas composições, foram utilizadas massas variáveis de anortita e albita para interação com a água. Os valores de CO_2 dissolvido foram ajustados para representar diferentes condições de PCO_2 nos aquíferos e produzir concentrações hidrogeniônicas e alcalinidades próximas das observadas. As fases minerais empregadas como referência basearam-se no contexto geológico das fontes, enquanto as massas de cada fase reagida foram obtidas a partir de ajustes manuais, apresentadas na tabela 4.

TABELA 4 – Massas dos minerais reagidos com a água nas três tendências simuladas.

Minerais reagidos (g)	Tendência 1	Tendência 2	Tendência 3
Anortita	0,45	0,60	0,20
Albita	0,00	0,52	1,50
Feldspato potássico	0,015	0,04	0,03
Anfibólio	0,00	0,15	0,28

As composições finais para os três conjuntos de simulações realizadas são apresentadas na tabela 5. A tabela 6 apresenta as massas de caulinita e quartzo produzidas a partir da supersaturação e precipitação destas fases minerais nas três trajetórias de evolução hidroquímica simuladas.

ta e quartzo produzidas a partir da supersaturação e precipitação destas fases minerais nas três trajetórias de evolução hidroquímica simuladas.

TABELA 5 – Solução inicial e soluções finais obtidas após simulação das reações água-rocha.

Parâmetro	Solução Inicial	Tendência 1 simulado	Tendência 2 simulado	Tendência 3 simulado
pH	5,14	7,230	7,24	7,34
Força iônica	$3,07 \times 10^{-4}$	0,028279	0,025507	0,019679
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	47,08	2007,430	1712,82	1259,31
Na^+ (mg/L)	6,45	352,900	233,30	193,10
Ca^{2+} (mg/L)	1,38	103,700	109,10	60,06
K^+ (mg/L)	0,00	2,090	5,60	4,20
Mg^{2+} (mg/L)	1,23	48,400	50,70	48,81
Cl^- (mg/L)	8,61	528,300	349,50	112,40
HCO_3^- (mg/L)	4,11	352,900	605,60	743,20
SO_4^{2-} (mg/L)	2,88	84,470	19,97	21,00
NO_3^- (mg/L)	0,21	9,810	5,89	2,08
F^- (mg/L)	0,12	1,950	1,87	0,74
$\text{SiO}_2(\text{aq})$ (mg/L)	9,13	5,965	5,97	5,98

TABELA 6 – Massa de minerais produzidos a partir da interação água-rocha nos três cenários simulados.

Mineral	Massa de minerais produzidos (g)		
	Tendência 1	Tendência 2	Tendência 3
Quartzo	0,0431	0,4968	0,9027
Caulinita	0,4245	0,7964	0,9379

A figura 9 apresenta a comparação dos diagramas de Stiff das três soluções geradas pelas simulações geoquímicas (Tabela 4) com os membros finais de cada tendência (amostras AS14, AS27 e AS24), demonstrando a sua similaridade.

A tabela 7 apresenta a porcentagem de incremento de STD devido à evapotranspiração e à interação rocha-água, indicando forte dissimilaridade nas proporções observadas para as três tendências.

TABELA 7 – Proporção do aumento de STD associado aos processos de evapotranspiração e interação rocha-água, calculados a partir da calibração dos modelos geoquímicos.

Processo	Tendência 1	Tendência 2	Tendência 3
Evapotranspiração	90,13	61,13	16,26
Interação rocha/água	9,87	38,87	83,74

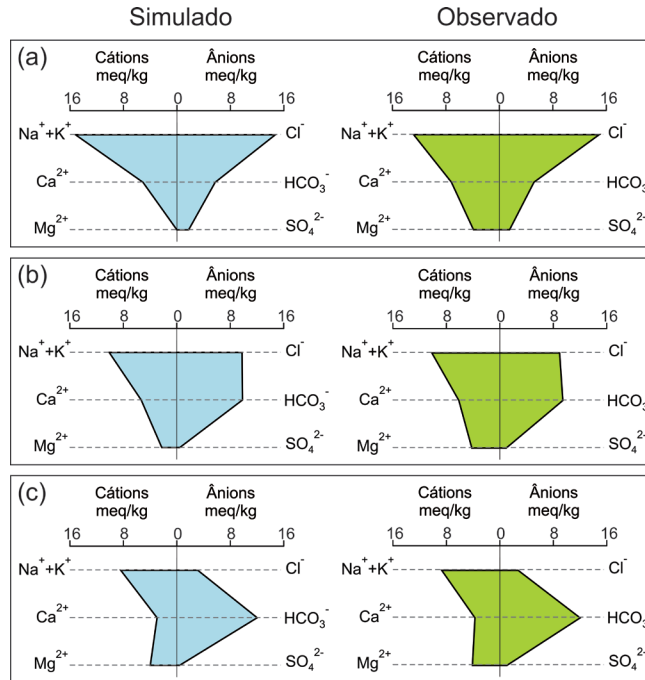


FIGURA 9 – Comparação dos diagramas de Stiff das soluções geradas pela simulação (em azul) com as soluções observadas (em verde): a) Tendência 1 com a amostra AS-14; b) Tendência 2 com a amostra AS27; c) Tendência 3, com a amostra AS24.

5 DISCUSSÃO

A salinidade da água é um parâmetro mensurável pela concentração de sólidos totais dissolvidos (STD). Entretanto, em muitas situações, apenas medidas de condutividade elétrica (CE) são realizadas para avaliar a salinização de águas subterrâneas (ex: MONTENEGRO *et al.* 2003, ANDRADE *et al.* 2012, SILVA *et al.* 2018). A proposição do modelo empírico relacionando o STD ao CE (Equação 6), permite que as medidas de CE forneçam valores equivalentes de STD, permitindo estimativas mais precisas da salinidade da água subterrânea no semiárido brasileiro.

Quando dois ou mais processos de salinização estão atuantes simultaneamente, a avaliação quantitativa da importância desses processos é bastante difícil de ser obtida. A Análise de Componentes Principais mostrou-se uma ferramenta potencialmente importante para distinção dos diferentes processos que promovem o incremento de sais dissolvidos na água. Embora possa discriminar essas diferentes tendências, a quantificação dos processos envolvidos pode ser somente alcançada a partir de simulações geoquímicas. Por esta razão, a abordagem proposta no presente trabalho, acoplando análises estatísticas e simulações

geoquímicas, permite distinguir a participação de cada um dos processos na salinização.

As regressões lineares múltiplas permitiram verificar que o Na^+ está majoritariamente associado ao Cl^- (Figura 8), indicando que a principal fonte do Na^+ são os aerossóis marinhos. Entretanto, é possível notar que as amostras classificadas dentro da Tendência 3 possuem um excesso de Na^+ em relação ao Cl^- , indicando que nestas amostras existe uma outra fonte deste cátion, provavelmente associada à hidrólise de plagioclásios. De maneira dissimilar, nota-se que as amostras da Tendência 1 possuem valores de Na^+ e Cl^- próximos de uma relação de 1:1, sugerindo uma fonte majoritariamente associada à dissolução do NaCl presente em aerossóis marinhos. Por outro lado, o Mg^{2+} , que pode ser igualmente proveniente de aerossóis marinhos, está associado ao HCO_3^- , indicando que a interação rocha-água é provavelmente controlada pela dissolução de anfíbólios.

Independentemente de sua origem, a salinização pode promover a perda de potabilidade da água em razão do incremento da concentração de espécies químicas nocivas à saúde humana. Duas das 30 amostras de água subterrânea avaliadas (Tabela 1; amostras AS-14 e AS-27) são impróprias para

o consumo em razão das concentrações de Cl^- estarem acima do limite de potabilidade para águas subterrâneas (CONAMA 396/2008), isto é, 250 mg/L. Essas amostras situam-se nos extremos das Tendências 1 e 2 (Figura 6), situação em que a evapotranspiração atuou de maneira mais intensa. Este fato reforça que em condições extremas a evapotranspiração pode comprometer a potabilidade da água. De maneira similar ao Cl^- , duas amostras (AS12 e AS24) apresentaram concentrações de F^- acima do limite determinado para águas subterrâneas (CONAMA 396/2008), de 1,5 mg/L. A amostra AS-12 situa-se próximo do extremo da Tendência 2, enquanto a amostra AS24, no extremo da Tendência 3, indicando que ambos os processos, evaporação e interação rocha-água, podem ser responsáveis por fortes incrementos na concentração de F^- e consequente perda de potabilidade da água subterrânea na área de estudo. Os resultados das simulações geoquímicas indicam que evaporações de 97,9% e 96,67%, utilizadas para reproduzir, respectivamente, as Tendências 1 e 2, são suficientemente elevadas para incrementar as concentrações de F^- acima do limite de potabilidade. A presença de concentrações elevadas de F^- na amostra AS24, na qual a interação rocha-água foi mais intensa, bem como sua ausência nos resultados da simulação geoquímica, indicam que parte do F^- pode ter sido liberado a partir da dissolução de minerais como fluorita, biotita ou turmalina, minerais que possuem este elemento em sua composição. Este fato indica que as condições climáticas e geoquímicas na área de estudo podem incrementar as concentrações de Cl^- e o F^- , superando os limites de potabilidade, exigindo atenção.

Destaca-se que as simulações realizadas são sensíveis à solução inicial empregada. Todas partiram da premissa que a amostra AS06 é a amostra mais representativa das condições iniciais, na qual a água meteórica interage com aerossóis marinhos, uma vez que soluções menos mineralizadas exigiriam maiores taxas de evaporação. As pequenas diferenças entre a solução da Tendência 1 e a amostra AS14, ilustradas na figura 9a, são decorrentes da diferença de tipologia hidroquímica entre as amostras AS06 e AS14, impedindo que a evaporação da primeira produza uma solução similar à segunda. Outro ponto a ser destacado é que a interação rocha-água e a posterior evaporação da solução resultante poderia gerar resultados similares aos apresentados no presente trabalho. Entretanto, assume-se que este cenário é pouco provável, tendo em vista que a evapotranspiração ocorre em por-

ções subsuperficiais rasas, enquanto a interação rocha-água deve ocorrer em porções profundas, onde a circulação da água é ineficiente e o tempo de residência elevado, permitindo que a água possa interagir significativamente com a rocha.

A despeito do presente trabalho empregar a premissa de que a salinização é mediada por processos naturais, é provável que a ação antrópica desempenhe um importante papel na salinização. Para exemplificar, CARDOSO *et al.* (2020) verificaram que as represas construídas para armazenamento de água ocupam parcela significativa da bacia do rio Cachoeira e podem influenciar nas taxas de evapotranspiração, bem como acumular parte da água que iria chegar aos rios na forma de escoamento superficial e fluxo de base.

Embora neste trabalho tenham sido enfatizados os processos geoquímicos que controlam a qualidade da água subterrânea, as constatações aqui apresentadas têm implicações importantes para a dinâmica da circulação e armazenamento de água em subsuperfície. As três tendências geoquímicas observadas na Análise de Componentes Principais podem estar associadas a três tipos distintos de armazenamento de água em subsuperfície. As amostras das Tendências 2 e 3 provavelmente refletem águas armazenadas em descontinuidades profundas, onde a circulação da água é menos efetiva, propiciando elevados tempos de residência e, consequentemente, forte interação entre a água e a rocha. As amostras da Tendência 1, por outro lado, são menos comuns e representam águas em que as concentrações de sais são majoritariamente resultado de forte evapotranspiração. Uma possível explicação para existência dessas águas é seu armazenamento no manto de intemperismo pouco espesso em porções rasas, assentadas sobre rochas sãs com permeabilidade reduzida, situação em que a água ascende por capilaridade na zona não-saturada durante os períodos de estiagem, propiciando a precipitação de sais nesta zona. Durante os períodos chuvosos, a água meteórica que infiltra no solo dissolve esses sais, transportando os íons dissolvidos até a zona saturada. Os ciclos de precipitação e solubilização dos sais vão, assim, incrementando progressivamente a salinidade da água.

6 CONCLUSÕES

A abordagem proposta no presente trabalho permitiu a distinção dos processos envolvidos na salinização de aquíferos no semiárido. A técnica

estatística da Análise de Componentes Principais, complementada pelas simulações geoquímicas, identificou diferentes tendências, nas quais foi possível verificar a importância relativa dos processos de evapotranspiração e da interação rocha-água.

Os resultados da simulação revelam que as porcentagens de evapotranspiração no incremento de concentrações de sais totais dissolvidos nas amostras correspondentes às Tendências 1, 2 e 3, são, respectivamente, de 90,13%, 61,13% e 16,26%, enquanto as parcelas restantes estão associadas à interação rocha-água.

Dois amostras apresentaram concentrações de Cl⁻ acima da potabilidade em razão da evapotranspiração, enquanto outras duas apresentaram concentrações de F⁻ acima da potabilidade, devido à evapotranspiração e à interação rocha-água, indicando que os processos de salinização podem comprometer a potabilidade da água subterrânea local.

7 AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos pela FUNDUNESP pela concessão de bolsas de pesquisa e aos revisores e à equipe editorial da revista, cujas observações permitiram o aprimoramento do presente trabalho.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADIMALLA, N.; LI, P. 2019. Occurrence, health risks, and geochemical mechanisms of fluoride and nitrate in groundwater of the rock-dominant semi-arid region, Telangana State, India. *Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal*, 25(1-2): 81-103. <https://doi.org/10.1080/10807039.2018.1480353>
- ALMEIDA, J.R.F.; FRISCHKORN, H. 2015. Salinization mechanisms of a small alluvial aquifer in the semiarid region of northeast Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 19(7): 643-649. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v19n7p643-649>
- ANDRADE, L.G.D.A.S.; GHEVI, H.R.; MEDEIROS, J.F. 1999. Composição química de águas do cristalino do Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 3(1), 11-17.
- ANDRADE, T.S.; MONTENEGRO, S.M.; MONTENEGRO, A.A.; RODRIGUES, D.F. 2012. Variabilidade espaço-temporal da condutividade elétrica da água subterrânea na região semiárida de Pernambuco. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 16(5): 496-504. <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662012000500005>
- ARAÚJO, T.G.; SOUZA, M.F.; MELLO, W.Z.D.; SILVA, D.M. 2015. Bulk atmospheric deposition of major ions and dissolved organic nitrogen in the lower course of a tropical river basin, southern Bahia, Brazil. *Journal of the Brazilian Chemical Society*, 26(8): 1692-1701. <https://doi.org/10.5935/0103-5053.20150143>
- BANKS, D.; FRENGSTAD, B. 2006. Evolution of groundwater chemical composition by plagioclase hydrolysis in Norwegian anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(6): 1337-1355. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.025>
- BARBOSA, J.S.; SABATÉ, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(2): 343-359. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652002000200009>
- BETHKE, C.; YEAKEL, S. 2014. *The Geochemist's Workbench® Release 10 - GWB Essentials Guide*. <https://www.gwb.com/pdf/GWB10/GWBessentials.pdf>
- BOUAZIZ, M.; MATSCHULLAT, J.; GLOAGUEN, R. 2011. Improved remote sensing detection of soil salinity from a semi-arid climate in Northeast Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(11-12): 795-803. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.09.003>
- BOUZOURRA, H.; BOUHLILA, R.; ELANGO, L.; SLAMA, F.; OUSLATI, N. 2015. Characterization of mechanisms and processes of groundwater salinization in irrigated coastal area using statistics, GIS, and hydrogeochemical investigations. *Environmental Science and Pollution Research*, 22(4): 2643-2660. <https://doi.org/10.1007/s11356-014-3428-0>

- CARDOSO, S.B.; DA CUNHA, C.F.; ENGELBRECHT, B.Z.; CHANG, H.K. 2020 Detecção e delimitação de pequenos reservatórios na Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira, Bahia, utilizando imagens multiespectrais. *Holos Environment*, 20(4): 458-475. <https://doi.org/10.14295/holos.v20i4.12391>
- ELANGO, L.; KANNAN, R. 2007. Rock–water interaction and its control on chemical composition of groundwater. *Developments in Environmental Science*, (5): 229-243. [https://doi.org/10.1016/S1474-8177\(07\)05011-5](https://doi.org/10.1016/S1474-8177(07)05011-5)
- ENGELBRECHT, B.Z.; GONÇALVES, R.D.; TERAMOTO, E.H.; CHANG, H.K. 2019. Disponibilidade hídrica e balanço hídrico da Bacia do Rio Cachoeira na Região de Itabuna/BA. *Geociências*, 38(3): 731-740.
- HAMMER, Ø.; HARPER, D.A.T.; RYAN, P.D. 2009. PAST 3.0: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia electronica*, 4(1): 9.
- HARA, K.; OSADA, K.; KIDO, M.; HAYASHI, M.; MATSUNAGA, K.; IWASAKA, Y.; FUKATSU, T. 2004. Chemistry of seasalt particles and inorganic halogen species in Antarctic regions: Compositional differences between coastal and inland stations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109: D20208. <https://doi.org/10.1029/2004JD004713>
- HUMPHRIES, M.S.; KINDNESS, A.; ELLERY, W.N.; HUGHES, J.C. 2011. Water chemistry and effect of evapotranspiration on chemical sedimentation on the Mkuze River floodplain, South Africa. *Journal of Arid Environments*, 75(6): 555-565. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2011.01.013>
- INSA – INSTITUTO NACIONAL DO SEMIÁRIDO. 2020. *Mapa do Semiárido*. Disponível em www.insa.gov.br/sigsab. Acessado em 17 jul. 2020.
- KARROUM, M.; ELGETTAFI, M.; ELMANDOUR, A.; WILSKÉ, C.; HIMI, M.; CASAS, A. 2017. Geochemical processes controlling groundwater quality under semiarid environment: a case study in central Morocco. *Science of the Total Environment*, 609: 1140-1151. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.199>
- KIM, Y.; LEE, K.S.; KOH, D.C.; LEE, D.H.; LEE, S.G.; PARK, W.B.; WOO, N.C. 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *Journal of Hydrology*, 270(3-4): 282-294. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00307-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00307-4)
- LI, J.; WANG, Y.; XIE, X. 2016. Cl/Br ratios and chlorine isotope evidences for groundwater salinization and its impact on groundwater arsenic, fluoride and iodine enrichment in the Datong basin, China. *Science of the Total Environment*, 544: 158-167. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.08.144>
- LOURENÇO, C.; RIBEIRO, L.; CRUZ, J. 2010. Classification of natural mineral and spring bottled waters of Portugal using Principal Component Analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 107(3): 362-372. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.08.001>
- LUCIO, M.Z.T.P.D.Q.L.; SANTOS, S.S.D.; SILVS, D.M.L.D. 2012. Hydrochemistry of Cachoeira River (Bahia State, Brazil). *Acta Limnologica Brasiliensia*, 24(2): 181-192. <https://doi.org/10.1590/S2179-975X2012005000037>
- MANCA, F.; CAPELLI, G.; TUCCIMEI, P. 2015. Sea salt aerosol groundwater salinization in the Litorale Romano Natural Reserve (Rome, Central Italy). *Environmental Earth Sciences*, 73(8): 4179-4190. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3704-9>
- MCDOWELL, W.H.; SÁNCHEZ, C.G.; ASBURY, C.E.; PÉREZ, C.R.R. 1990. Influence of sea salt aerosols and long range transport on precipitation chemistry at El Verde, Puerto Rico. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 24(11): 2813-2821. [https://doi.org/10.1016/0960-1686\(90\)90168-M](https://doi.org/10.1016/0960-1686(90)90168-M)
- MONTENEGRO, S.M.G.L.; MONTENEGRO, A.D.A.; MACKAY, R.; OLIVEIRA, A.D. 2003. Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizado para agricultura irrigada familiar em região semiárida. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8(2): 85-92.

- MOREIRA-NORDEMANN, L.M. 1984. Salinity and weathering rate of rocks in a semi-arid region. *Journal of Hydrology*, 71(1-2): 131-147. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90074-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90074-X)
- NAGARAJU, A.; THEJASWI, A.; SUN, L. 2016. Statistical analysis of high fluoride groundwater hydrochemistry in Southern India: Quality assessment and implications for source of fluoride. *Environmental Engineering Science*, 33(7): 471-477. <https://doi.org/10.1089/ees.2015.0511>
- NOGUEIRA, G.; STIGTER, T.Y.; ZHOU, Y.; MUSSA, F.; JUIZO, D. 2019. Understanding groundwater salinization mechanisms to secure freshwater resources in the water-scarce city of Maputo, Mozambique. *Science of The Total Environment*, 661: 723-736. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.343>
- PAUWELS, H.; NÉGREL, P.; DEWANDEL, B.; PERRIN, J.; MASCRÉ, C.; ROY, S.; AHMED, S. 2015. Hydrochemical borehole logs characterizing fluoride contamination in a crystalline aquifer (Maheshwaram, India). *Journal of Hydrology*, 525: 302-312. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.017>
- PINHO, I.C.A. 2005. *Geologia dos Metatonalitos/ Metatondhjemitos e Granulitos básicos associados das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 164 p.
- PINHO, I.C.A.; BARBOSA, J.S.F.; MENEZES LEAL, A.B.; MARTIN, H.; PEUCAT, J.J. 2011. Geochemical modelling of the tonalitic and trondhjemitic granulites from the Itabuna-Salvador-Curaçá Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2): 312-323. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.11.004>
- RE, V.; SACCHI, E. 2017. Tackling the salinity-pollution nexus in coastal aquifers from arid regions using nitrate and boron isotopes. *Environmental Science and Pollution Research*, 24(15): 13247-13261. <https://doi.org/10.1007/s11356-017-8384-z>
- SALAMA, R.B.; OTTO, C.J.; FITZPATRICK, R.W. 1999. Contributions of groundwater conditions to soil and water salinization. *Hydrogeology Journal*, 7(1): 46-64. <https://doi.org/10.1007/s100400050179>
- SANTOS, J.W.; PAULA, F.C.F.; REGO, N.A. 2008. Tipologia fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Salgado - Sul da Bahia. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 13: 217-226.
- SILVA, P.S.; CAMPOS, J.E.G.; CUNHA, L.S.; MANCINI, L.H. 2018. Relationships of stable isotopes, water-rock interaction and salinization in fractured aquifers, Petrolina region, Pernambuco State, Brazil. *REM - International Engineering Journal*, 71(1): 19-25. <http://dx.doi.org/10.1590/0370-44672016710178>
- SUDENE – SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE. 2017. *Delimitação do Semiárido*. Disponível em <http://www.sudene.gov.br/delimitacao-do-semiarido>. Acessado em 17 jul. 2020.
- TABACHNICK, B.G.; FIDELL, L.S.; ULLMAN, J.B. 2007. *Using multivariate statistics*. Pearson, Boston, MA, 983 p.
- TERAMOTO, E.H.; ENGELBRECHT, B.Z.; GONÇALVES, R.D.; CHANG, H.K. 2018. Caracterização hidroquímica e isotópica dos aquíferos fissurais da região de Itabuna/BA. *Águas Subterrâneas*, 32(2): 228-236. <https://doi.org/10.14295/ras.v32i2.29151>
- TERAMOTO, E.H.; GONÇALVES, R.D.; STRADIOTO, M.R.; ENGELBRECHT, B.Z.; CHANG, H.K. 2019a. Modelagem da interação Água/Rocha nos aquíferos fraturados da região de Itabuna/BA. *Anuário do Instituto de Geociências*, 42(1): 735-741. http://dx.doi.org/10.11137/2019_1_735_741
- TERAMOTO, E.H.; NAVARRO, J.; KIANG, C.H. 2019b. Avaliação geoquímica das águas envasadas de aquíferos cristalinos no sul e sudeste do Brasil. *Revista do Instituto Geológico*, 40(2): 53-67. <https://doi.org/10.33958/revig.v40i2.647>
- THYNE, G.; GÜLER, C.; POETER, E. 2004. Sequential analysis of hydrochemical data for watershed characterization.

- Groundwater*, 42(5): 711-723. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02725.x>
- TIZRO, A.T.; VOUDOURIS, K.S. 2008. Groundwater quality in the semiarid region of the Chahardouly basin, West Iran. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(16): 3066-3078. <https://doi.org/10.1002/hyp.6893>
- TWEED, S.; LEBLANC, M.; CARTWRIGHT, I.; FAVREAU, G.; LEDUC, C. 2011. Arid zone groundwater recharge and salinisation processes; an example from the Lake Eyre Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, 408(3-4): 257-275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.008>
- UMARANI, P.; RAMU, A.; KUMAR, V. 2019. Hydrochemical and statistical evaluation of groundwater quality in coastal aquifers in Tamil Nadu, India. *Environmental Earth Sciences*, 78(15): 452. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8414-x>
- WALTER, J.; CHESNAUX, R.; CLOUTIER, V.; GABOURY, D. 2017. The influence of water/rock-water/clay interactions and mixing in the salinization processes of groundwater. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 13: 168-188. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.07.004>
- YOUSIF, M.; EL-AASSAR, A.H.M. 2018. Rock-water interaction processes based on geochemical modeling and remote sensing applications in hyper-arid environment: cases from the southeastern region of Egypt. *Bulletin of the National Research Centre*, 42(1): 4. <https://doi.org/10.1186/s42269-018-0004-7>

Endereço dos autores:

Elias Hideo Teramoto – Laboratório de Estudos de Bacias - UNESP e Centro de Estudos Ambientais - UNESP, Campus de Rio Claro, Av. 24-A, 1515, Bairro Bela Vista, CEP 13506-900, Rio Claro, SP, Brasil. *E-mail:* elias.hideo-teramoto@unesp.br

Chang Hung Kiang – Laboratório de Estudos de Bacias - UNESP, Centro de Estudos Ambientais - UNESP e Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP, Campus de Rio Claro, Av. 24A, 1515, Bairro Bela Vista, CEP: 13506-900, Rio Claro, SP, Brasil. *E-mail:* chang@rc.unesp.br

Artigo recebido em 21 de maio de 2020, aceito em 4 de agosto de 2020.