

HIDROGEOQUÍMICA

dos Reservatórios de Sergipe



HIDROGEOQUÍMICA DOS RESERVATÓRIOS DE SERGIPE

Autor

José do Patrocínio Hora Alves

ISBN

978-85-8413-333-8

**EDITORA CRIAÇÃO
CONSELHO EDITORIAL**

**Ana Maria de Menezes
Christina Bielinski Ramalho
Fábio Alves dos Santos
Jorge Carvalho do Nascimento
José Afonso do Nascimento
José Eduardo Franco
José Rodorval Ramalho
Justino Alves Lima
Luiz Eduardo Oliveira
Martin Hadsell do Nascimento
Rita de Cácia Santos Souza**

JOSÉ DO PATROCÍNIO HORA ALVES

Hidrogéoquímica dos Reservatórios de Sergipe



Criação Editora
Aracaju | 2023

Copyright 2023 by José do Patrocínio Hora Alves

Esta obra contou com auxílio financeiro do
Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)
por meio do edital Universal, processo nº 409940/2018-6.

Projeto gráfico
Adilma Menezes

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Tuxped Serviços Editoriais (São Paulo, SP)
Ficha catalográfica elaborada pelo bibliotecário Pedro Anízio Gomes – CRB-8 8846

A474h	Alves, José do Patrocínio Hora. Hidrogeoquímica dos reservatórios de Sergipe / José do Patrocínio Hora Alves. -- 1. ed. – Aracaju, SE : Criação Editora, 2023. 126 p. Inclui bibliografia. Inclui bibliografia. ISBN 978-85-8413-333-8 1. Água. 2. Reservatórios. 3. Bacias Hidrográficas-Sergipe. 4. Geoquímica. I. Título. II. Assunto. III. Autor. CDD 551.48 CDU 556
-------	---

ÍNDICE PARA CATÁLOGO SISTEMÁTICO

1. Hidrologia.
2. Geologia: Hidrologia.

Sumário

APRESENTAÇÃO	9
1. RESERVATÓRIOS	11
2. GEOQUÍMICA DE ÁGUAS SUPERFICIAIS.....	15
2.1 Água da chuva	15
2.2 Diagrama de Gibbs.....	18
2.3 Intemperismo dos minerais	20
2.3.1 Dissolução da halita	20
2.3.2 Dissolução da calcita e dolomita	22
2.3.3 Dissolução da gipsita.....	23
2.3.4 Intemperismo dos silicatos.....	24
2.4 Fatores antropogênicos.....	27
3. HIDROGEOQUÍMICA DOS RESERVATÓRIOS DE SERGIPE.....	29
3.1 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia hidrográfica do rio Sergipe.....	30
3.1.1 Descrição das áreas dos reservatórios	30
3.1.2 Hidroquímica dos reservatórios	40
3.1.3 Diagrama de Gibbs.....	45
3.1.4 Razões iônicas.....	46
3.2 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia hidrográfica dos rios Piauí – Real	57
3.2.1 Descrição das áreas dos reservatórios.....	57
3.2.2 Hidroquímica dos reservatórios	64
3.2.3 Diagrama de Gibbs.....	68
3.2.4 Razões iônicas	69

3.3 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia hidrográfica dos rios Vaza-Barris e Japarutuba	77
3.3.1 Descrição das áreas dos reservatórios	77
3.3.2 Hidroquímica dos reservatórios	84
3.3.3 Diagrama de Gibbs	88
3.3.4 Razões iônicas	89
3.4 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia do São Francisco em Sergipe	97
3.4.1 Descrição das áreas dos reservatórios	97
3.4.2 Hidroquímica dos reservatórios	103
3.4.3 Diagrama de Gibbs	106
3.4.4 Razões iônicas	109
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	117
5. REFERÊNCIAS	119

AGRADECIMENTOS

À Adnivia que, na qualidade de co-orientadora, dividiu comigo a responsabilidade de orientação de todas as dissertações que foram desenvolvidas dentro do projeto; e a Igor pela sua contribuição efetiva para a realização das modelagens geoquímicas.

Um agradecimento especial às minhas orientandas do mestrado, Nívia, Maria Hortência, Eveline, Josefa Raimunda, Rosahelena, Crislaine e Paula Jéssica, que com as suas dissertações contribuíram para a execução dessa pesquisa.

À Lúcia Calumby e a Lucas Cruz por suas contribuições na produção dos dados hidroquímicos dos reservatórios.

Esse estudo utilizou os dados gerados no “Monitoramento de Mananciais Superficiais e Reservatórios do Estado de Sergipe”. Por isso apresentamos nossos agradecimentos à Superintendência Especial de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (SERHMA/SEDURBS) e ao Instituto Tecnológico e de Pesquisas de Sergipe (ITPS).

Às agências de fomento CNPq e CAPES, pelo financiamento do projeto e pelas bolsas de mestrado concedidas.

APRESENTAÇÃO

Desde as civilizações mais remotas, a humanidade sempre teve um fascínio pela qualidade da água. Caio Plínio (23 – 79 d.C.) já fazia referência a interação água – rocha, afirmando que “a água assume as propriedades das rochas pelas quais passou”, sendo esse um dos princípios da hidrogeoquímica. Desse modo, um corpo de água tem um padrão individual de características químicas, que lhe é conferido pela sua composição iônica, resultante do intemperismo das rochas e solos predominantes na bacia de drenagem. A hidrogeoquímica também tem tratado das questões de salinização, que são mais aparentes em regiões semiáridas e áridas, onde pequenos aumentos na salinidade podem tornar a água inadequada para consumo humano e irrigação, além de exercer um impacto imediato no ecossistema aquático.

O livro Hidrogeoquímica dos Reservatórios de Sergipe foi escrito em uma linguagem acessível e de forma didática, de modo a atingir alunos de pós-graduação e graduação, como também aos membros dos Comitês de Bacias Hidrográficas e a técnicos de órgãos públicos. O objetivo geral da obra é propiciar ao leitor uma compreensão dos processos geoquímicos que controlam a composição química das águas superficiais, com ênfase nos reservatórios do estado de Sergipe.

No primeiro capítulo são apresentadas informações gerais sobre reservatórios, seus usos e as transformações que provocam no ambiente aquático original.

O segundo capítulo trata da hidrogeoquímica das águas superficiais, incluindo a composição da água da chuva, o intemperismo de rochas e solos, o processo de evaporação e o impacto de atividades antropogênicas.

No terceiro capítulo são registrados os resultados da hidroquímica das águas de dezessete reservatórios do estado de Sergipe e identifica-

dos os principais processos geoquímicos que controlam as características químicas atuais de suas águas. O estudo foi desenvolvido agrupando os reservatórios por bacia hidrográfica.

Finalmente são apresentadas algumas considerações sobre possíveis alternativas de gestão dos reservatórios, visando reduzir a salinização de suas águas.



1. RESERVATÓRIOS

A escassez de água tem sido, ao longo de décadas, um desafio para gestão das águas no Semiárido Brasileiro, uma região que tem condições climáticas adversas, com poucas chuvas, períodos cíclicos de secas e elevada evaporação. O armazenamento de águas superficiais em reservatórios, também chamados de açudes, é a estratégia mais comum que vem sendo adotada para atender a demanda de água doce da região (Palácio et al., 2011, Fontes et al., 2015)

Os reservatórios são corpos d'água artificiais, construídos, em geral, pelo barramento de rios e com nível d'água controlado. O termo "barragem" muito frequentemente é aplicado para definir a estrutura física que retém a água juntamente com a água retida. Frequentemente, também, são chamados de "represa" os reservatórios formados por uma barragem no curso de um rio, com subsequente inundação da superfície terrestre a montante (Steel; Rast, 1996). Aqui, a barragem será usada unicamente para descrever a estrutura física, e o reservatório será usado para indicar o corpo de água artificialmente criado.

Os reservatórios são normalmente encontrados em áreas de escassez ou excesso de água, ou onde atividades agrícolas ou tecnológicas precisam ter uma instalação de água controlada. Onde a água é escassa, por exemplo, no Nordeste do Brasil, os reservatórios são usados principalmente para conservar a água do período de excesso de água, para uso durante os períodos de escassez, principalmente para abastecimento de água potável e/ou irrigação. Quando o excesso de água pode ser o problema, então um reservatório pode ser usado para controle de enchentes, evitando que as áreas a jusante sejam inundadas durante os períodos de grande precipitação a montante. Os principais usos dos reservatórios incluem o abastecimento de água potável e municipal; abastecimento de

água industrial e de refrigeração; geração de energia; irrigação agrícola; regulação do rio e controle de enchentes; pesca comercial e recreativa; recreação de contato corporal; passeios de barco e outros usos recreativos estéticos; navegação; e, em alguns casos, eliminação de resíduos. (Steel; Rast, 1996; Straskraba, et al., 1993)

Embora os reservatórios sejam uma fonte confiável de água, eles têm efeitos transformadores nos rios, incluindo a fragmentação, mudança do regime fluvial, aumento da perda por evaporação, maior tempo de permanência (residência) da água, além de consequências que afetam as comunidades aquáticas. (Carpenter et al., 2010).

O barramento do rio provoca uma transformação no ambiente aquático original, que passa de um sistema fluvial de águas correntes (sistema lótico) para um ambiente de águas “paradas” (sistema lêntico), característico de lagos. Esse novo ambiente está dividido em três zonas (Figura 1): fluvial ou lótico, sob forte influência do rio principal; intermediário ou de transição, ainda com influência do fluxo fluvial, mas com traços de ambiente lacustre, e lacustre ou lêntico, com ausência ou pouca influência fluvial. (Kimmel; Groeger, 1984; Straskraba; Tundisi, 2013). Essa mudança drástica causa impactos ambientais, muitas vezes negativos, a montante e a jusante do barramento, alterando as características físicas, químicas e biológicas (Tundisi, 1986; Bastos, 1998). A Tabela 1 destaca as principais características das zonas fluvial, de transição e lacustre.

Figura 1. Zoneamento longitudinal em reservatórios formados por rios represados (Modificado de Kimmel; Groeger, 1984).



Tabela 1. Características das zonas fluvial, de transição e lacustre em reservatórios

Zona fluvial	Zona de transição	Zona lacustre
Bacia estreita e canalizada	Bacia mais ampla e profunda	Bacia ampla, profunda, semelhante a um lago
Velocidade do fluxo relativamente alta	Velocidade do fluxo reduzida	Velocidade do fluxo baixa
Elevados sólidos em suspensão	Reduzidos sólidos em suspensão	Água relativamente clara
Baixa penetração da luz	Relativamente elevada penetração da luz	Elevada penetração da luz
Nível relativamente elevado de nutrientes	Nível reduzido de nutrientes	Nível relativamente baixo de nutrientes
Produtividade primária limitada pela penetração da luz	Produtividade primária relativamente alta	Produtividade primária limitada pela disponibilidade de nutrientes
Predomina matéria orgânica de origem alóctone	Matéria orgânica de origem intermediária	Predomina matéria orgânica de origem autóctone
Mais eutrófico	Intermediário	Mais oligotrófico

Fonte: Steel; Rast, 1996

As águas de muitos reservatórios situados em áreas áridas e semiáridas estão se tornando salinas e inadequadas para o consumo humano e irrigação. Vários processos estão envolvidos na salinização, incluindo principalmente, o retorno da irrigação e a elevada evaporação (Koh et al., 2007; Johansson et al., 2009; Abdel Wahed et al., 2015; Guo et al., 2018; Jia et al., 2020).

A irrigação pode levar à lixiviação de sais dos solos, que são transportados para os reservatórios pelo fluxo de retorno. Lerman (2009) tem destacado que, nos últimos séculos, a maior salinização dos lagos ocorreu durante a expansão da agricultura.

A evaporação remove apenas água pura, levando ao aumento da concentração dos sais dissolvidos, ou seja, promove o aumento da salinidade do reservatório. De acordo com Drever (1982), em regiões relativamente áridas, a evaporação é o maior processo de controle da composição química da água.

A salinização de reservatórios no semiárido brasileiro (Santos et al., 2000; Meireles et al., 2007; Palácio et al., 2011; Fontes et al., 2015; Alves et al., 2021) tem sido atribuída aos seguintes fatores: (i) deposição atmosférica do aerossol marinho, (ii) influxo de água superficial de alta concentração de sal; (iii) taxas de evaporação excessivas (cerca de 2000 mm/ano), (iv) aquíferos com alta concentração salina que pode atingir águas superficiais e (v) a não renovação da água acumulada por longos períodos.

Santos et al. (2000) avaliaram para reservatórios localizados no sudoeste da Bahia, a relação entre o tempo de retenção de água e a idade do reservatório com a salinização. Concluíram que para reservatórios de uso irregular (baixa demanda), a salinização aumentou com a idade, e para aqueles de uso regular, ela aumentou com o tempo de retenção hidráulica. Fato semelhante foi observado por Alves et al. (2021) para reservatórios situados no estado de Sergipe, onde a salinização se intensificou nos reservatórios de maior idade e de mais baixa demanda da água acumulada.

Palacio et al. (2011) estudaram os fatores determinantes na salinização das águas de 48 reservatórios do estado do Ceará. Na maioria dos reservatórios (45) a salinidade é influenciada pelo aerossol marinho, pela interação água – rocha e pela elevada evaporação. Além desses fatores, observaram também, em três (3) reservatórios, uma contribuição significativa de aportes antropogênicos. Destacaram ainda, que um reservatório teve como agravante para a salinização, a baixa demanda, dificultando a renovação de suas águas.

Fontes et al. (2015) avaliaram o processo de salinização das águas superficiais de cinco reservatórios situados na bacia hidrográfica do rio Jacuípe, na região semiárida do estado da Bahia. Concluíram que a salinização é proveniente da dissolução de sais, presente no solo, e intensificada pela elevada evaporação. Observaram ainda, que o processo de salinização tem dinâmica diferenciada, tendo no período seco uma maior contribuição da evaporação, e no período chuvoso uma contribuição maior do aporte dos sais presente no solo, que são carregados pelas chuvas.



2. GEOQUÍMICA DE ÁGUAS SUPERFICIAIS

Cada corpo de água doce tem um padrão individual de características químicas que lhe é conferido pelo conteúdo mineral, ou seja, pelos íons dissolvidos na água. A composição iônica é controlada por uma variedade de processos geoquímicos que incluem a composição química da água da chuva, o grau de evaporação e o intemperismo das rochas e solos predominantes na bacia de drenagem. O impacto das atividades humanas também contribuem para alteração da composição química das águas naturais, tais como: poluição atmosférica, remoção da cobertura vegetal, diversos tratamentos dos solos, despejos industriais e agrícolas (Haris et al., 1998; Sharma; Rajamani, 2001; Rajamani et al., 2009; Sharma et al., 2012).

2.1 Água da chuva

A água da chuva não é apenas H_2O , mas contém uma série de constituintes dissolvidos, cuja composição pode variar com o tempo e lugar (Carroll, 1962). Nas regiões costeiras a principal fonte do material dissolvido é o sal marinho. Gotículas de água do mar são injetadas na atmosfera, pela quebra das ondas e pela fricção do vento na superfície da água, formando o aerossol marinho. Quando sofre evaporação, o aerossol deixa na atmosfera pequenas partículas de sal, que são dissolvidas e arrastadas pela chuva. A quantidade de sal presente no aerossol é maior quanto mais fortes forem os ventos da região e quanto menor for a distância da costa. Por isso a água da chuva próximo à costa apresenta concentrações dos íons sódio, potássio, magnésio, cloreto e sulfato, proporcionais às encontradas na água do mar. No entanto, além do sal marinho, podem ocorrer fontes adicionais desses íons para a atmosfera, e, com isso, as proporções deles na água da chuva podem diferir em graus variados das proporções

na água do mar. Por exemplo, a erosão eólica continental é uma fonte de poeira para a atmosfera, rica em Ca^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} . O sal marinho pode, também, ser transferido da atmosfera e depositado no solo pela deposição seca (material da atmosfera transportado e depositado sem a presença de chuva) e depois dissolvido pela água da chuva e drenado para águas superficiais (Drever, 1982).

Na Tabela 2 é apresentada a composição iônica média da água da chuva no estado de Sergipe, para amostras coletadas em junho de 2008 e julho de 2009, na região metropolitana de Aracaju (capital e maior cidade do estado) e nos municípios de Nossa Senhora do Socorro e Rosário do Catete.

Na época do estudo, Aracaju, Nossa Senhora do Socorro e Rosário do Catete juntas representavam 35,8% (741.198 habitantes) da população e 53,7% (229.441 veículos) da frota de veículos do Estado de Sergipe (IBGE, 2010). Próximo a Aracaju e Socorro estavam localizadas as duas maiores fábricas de cimento do estado e uma fábrica de fertilizantes nitrogenados, e em Rosário do Catete se destacava a mineração de potássio.

Por se tratar de regiões próximas à costa, os íons cloreto e sódio foram as espécies majoritárias e com valores maiores em Aracaju e Socorro, cidades mais próximas da costa. O Mg^{2+} também apresentou concentrações maiores em Aracaju e Socorro. O K^+ praticamente não mostrou diferença significativa entre as regiões, enquanto os valores de Ca^{2+} e SO_4^{2-} foram mais elevados somente em Aracaju e sem diferença significativa entre as outras regiões.

Tabela 2. Composição iônica média (meq L^{-1}) da água da chuva para amostras coletadas em junho/2008 e julho/2009

Regiões	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}
Aracaju	0,145	0,011	0,042	0,091	0,159	0,029
Nossa Senhora do Socorro	0,095	0,011	0,034	0,050	0,107	0,014
Rosário do Catete	0,083	0,011	0,022	0,058	0,095	0,015

Fonte: Gomes, S.S. 2009.

A contribuição marinha (COM) e não marinha de origem antrópica (COA), para cada espécie iônica (x) da água da chuva, calculada usando as equações 1 e 2, estão apresentadas na Tabela 3.

$\text{COM \%} = (x/\text{Na}^+_{\text{mar}}) / (x/\text{Na}^+_{\text{chuva}})$	(Eq 1)
---	---------------

$\text{COA \%} = 100 - \text{COM \%}$	(Eq 2)
---------------------------------------	---------------

As razões Cl^-/Na^+ para todas as regiões foram próximas à razão para a água do mar (1,165), isso significa que o aerossol marinho é a principal fonte do Na^+ e Cl^- para a água da chuva. Indica também que a massa de ar marinho afeta todos os municípios. Estes resultados confirmam, também, a origem do íon sódio como uma espécie de referência e de fonte puramente marinha (Arsene et al., 2007; Mimura et al., 2016). Verificou-se também a presença de contribuição do aerossol marinho para os íons Mg^{2+} , da água da chuva, cujos valores de COM ultrapassaram 64%.

Os íons Ca^{2+} , K^+ apresentaram em todos os municípios um percentual de COA superior a 70%, revelando uma origem predominantemente antropogênica destes íons. A fonte de Ca^{2+} pode ser a poeira lançada na atmosfera pela erosão eólica continental e pela produção do cimento, enquanto a contribuição para o K^+ pode estar associada ao impacto da mineração de potássio. Para o SO_4^{2-} predominou a contribuição marinha, mas com valores de COM (59,5 %) bem mais baixos para Aracaju, o que indica a existência também de uma significativa contribuição antropogênica. Como Aracaju detém a maior frota de veículos do estado, isso pode estar associado à emissão veicular (Arsene et al 2007; Leal et al., 2004).

De modo geral, pode-se dizer que na água da chuva da região em estudo, para os íons Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} e SO_4^{2-} predominou a contribuição marinha, enquanto para os íons K^+ , Ca^{2+} a contribuição predominante foi de origem antrópica.

Tabela 3. Comparação da razão iônica com o Na⁺ entre a água da chuva e a água do mar e contribuição de origem marinha (COM) e de origem antrópica (COA)

Região	Razão iônica	Água do Mar	Água da Chuva	Íon Origem	COM%	COA%
Aracaju	K ⁺ /Na ⁺	0,022	0,079	K ⁺	27,9	72,1
	Mg ²⁺ /Na ⁺	0,230	0,286	Mg ²⁺	80,3	19,7
	Ca ²⁺ /Na ⁺	0,044	0,627	Ca ²⁺	7,0	93,0
	Cl ⁻ /Na ⁺	1,165	1,099	Cl ⁻	106,1	-
	SO ₄ ²⁻ /Na ⁺	0,121	0,203	SO ₄ ²⁻	59,5	40,5
Nossa Senhora do Socorro	K ⁺ /Na ⁺	0,022	0,116	K ⁺	18,9	81,1
	Mg ²⁺ /Na ⁺	0,230	0,358	Mg ²⁺	64,2	35,8
	Ca ²⁺ /Na ⁺	0,044	0,526	Ca ²⁺	8,4	91,6
	Cl ⁻ /Na ⁺	1,165	1,126	Cl ⁻	103,5	-
	SO ₄ ²⁻ /Na ⁺	0,121	0,147	SO ₄ ²⁻	81,9	18,1
Rosário do Catete	K ⁺ /Na ⁺	0,022	0,127	K ⁺	17,3	82,7
	Mg ²⁺ /Na ⁺	0,230	0,262	Mg ²⁺	87,8	12,2
	Ca ²⁺ /Na ⁺	0,044	0,700	Ca ²⁺	6,3	93,7
	Cl ⁻ /Na ⁺	1,165	1,151	Cl ⁻	101,3	-
	SO ₄ ²⁻ /Na ⁺	0,121	0,186	SO ₄ ²⁻	65,0	35,0

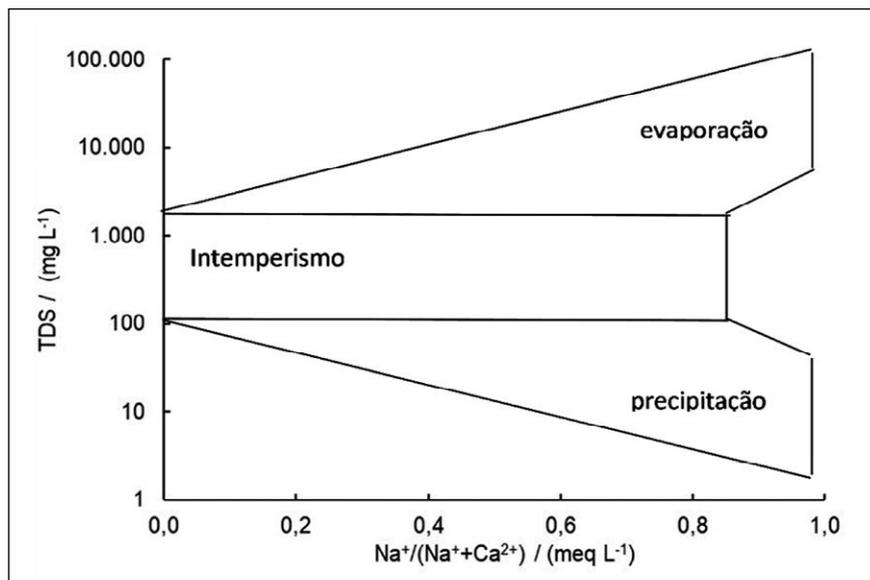
Fonte: Gomes, S.S. 2009.

2.2 Diagrama de Gibbs

Gibbs (1970), com base em dados analíticos de várias amostras de água da chuva, de rios, lagos e do mar, definiu que os três principais mecanismos que controlam a química das águas superficiais no mundo são a precipitação atmosférica, a interação água – rochas e o processo de evaporação–cristalização. Observando que os principais cátions que caracterizam as águas superficiais são Ca²⁺ para corpos de água doce e Na⁺ para corpos d'água de alta salinidade, Gibbs construiu um diagrama, conhecido como “Diagrama de Gibbs”, plotando as razões Na⁺/(Na⁺+Ca²⁺) no eixo X e a variação da salinidade total, medida pelos sólidos totais dissolvidos (STD) no eixo Y. O diagrama tem sido amplamente utilizado nos estudos hidrogeoquímicos, como uma forma simples de identificação dos principais mecanismos responsáveis pela composição das águas superficiais (Marandi; Shand, 2018).

O diagrama tem a forma de um “bumerangue” (Figura 2). Águas de baixa salinidade, cuja composição química é controlada pela quantidade de sais dissolvidos fornecidos pela precipitação atmosférica, se localizam no extremo inferior direito do “bumerangue”. Águas com salinidade média se localizam na parte do meio do “bumerangue”, indicando que o mecanismo final dominante é o intemperismo. Essas águas têm como fonte dominante os sais dissolvidos das rochas e solos de suas bacias hidrográficas. Águas com elevada salinidade se distribuem no extremo superior direito do “bumerangue” e têm como mecanismo principal de controle da sua composição química o processo de evaporação–cristalização. Com a evaporação ocorre um aumento na salinidade e precipitação de CaCO_3 da solução, levando ao aumento da concentração do Na^+ em relação ao Ca^{2+} (Gibbs, 1970; Marandi; Shand, 2018).

Figura 2. Diagrama de Gibbs representando os processos que controlam a química das águas superficiais.

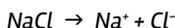


2.3 Intemperismo dos minerais

Intemperismo é um dos fenômenos mais importantes na geoquímica das águas naturais. Se processa pelo ataque e dissolução dos minerais contidos nas rochas que a água atravessa. A água adquire composição química variada de acordo com a estrutura geológica, ou seja, de acordo com a composição mineral das rochas encontrada na bacia hidrográfica. Entre os principais minerais formadores das rochas, de acordo com o seu grau de solubilidade, destacam-se os compostos salinos solúveis (cloretos e sulfatos), os carbonatos e os silicatos. Os mais importantes sais solúveis que ocorrem em quantidades relativamente grandes nas rochas são os cloretos, sulfatos e carbonatos, desse modo, os íons mais importantes encontrados nas águas são: Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} e HCO_3^- .

Os processos de solubilização podem ser descritos como (Drever, 1982; Guo et al., 2018):

2.3.1 Dissolução da halita



(Eq 3)

Em geral, a maior parte do Na^+ e Cl^- é originária de fonte atmosférica e/ou da dissolução da halita (NaCl). A contribuição dessas fontes tem sido avaliada utilizando a relação do Na^+ com o Cl^- (Figura 3) e comparando com a razão na halita (1:1) e no aerossol marinho (1:0,85) (Drever, 1982). Quando a relação entre as concentrações de Na^+ e Cl^- na água se posicionam próximas às linhas 1:0,85 e 1:1, confirmam o aerossol marinho transportado pela precipitação atmosférica e a halita, como a principal origem do Cl^- e Na^+ , respectivamente. Relações acima de 1:1 e abaixo de 1:0,85 indicam, respectivamente, um aumento e uma redução do Na^+ em relação ao conteúdo de Cl^- e, desse modo, o processo de troca iônica, pode também estar envolvido no controle das concentrações do Na^+ . A troca iônica direta e reversa com materiais argilosos é um dos processos importan-

tes que afetam a qualidade química das águas subterrâneas e superficiais (Appelo; Postma, 2005; Berzegar et al., 2018).

Na troca iônica direta (Eq 4), os íons Ca^{2+} presentes na água são trocados pelos íons Na^+ da superfície dos minerais argilosos (X), enquanto na troca iônica reversa (Eq 5), os íons Ca^{2+} presente nos minerais de argila são trocados pelo íon Na^+ da água. Portanto, na troca iônica direta ocorre um aumento do Na^+ na água, acompanhado de uma redução na concentração do Ca^{2+} , acontecendo o contrário na troca iônica reversa, ou seja, redução do Na^+ e aumento do Ca^{2+} .

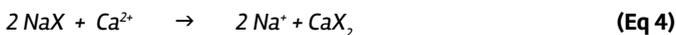
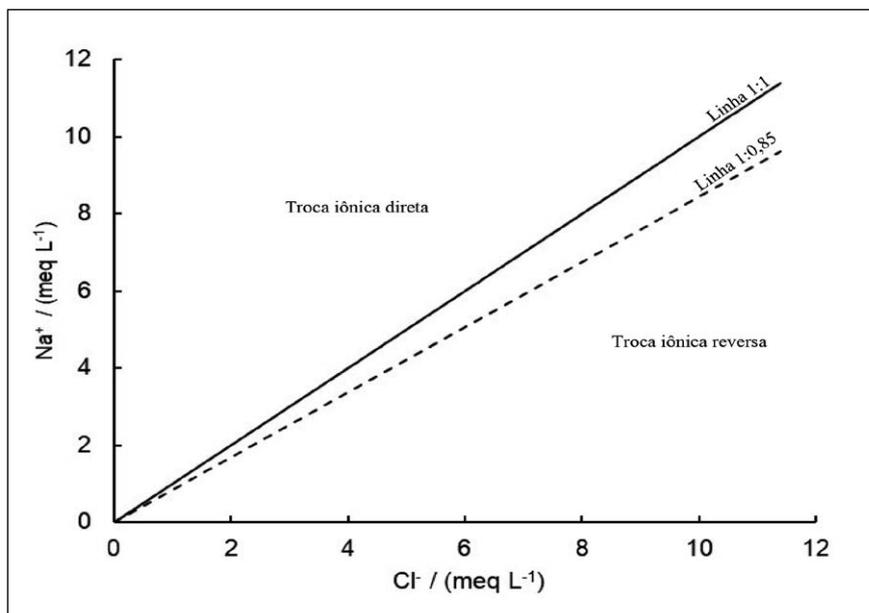
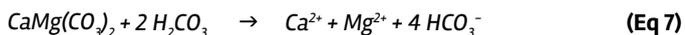
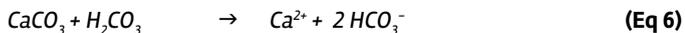


Figura 3. Relação do Na^+ com o Cl^- na água.

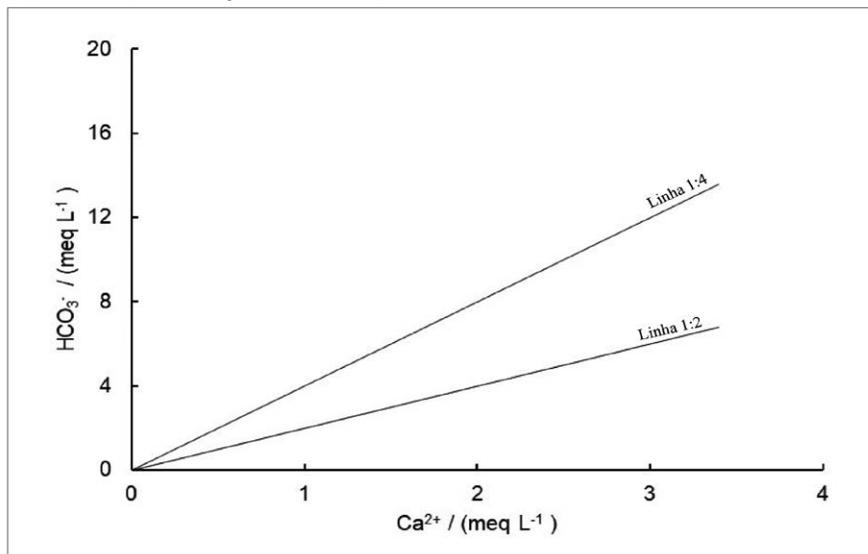


2.3.2 Dissolução da calcita e dolomita



Uma das fontes importantes de Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- são o intemperismo dos carbonatos (Mosaad *et al.*, 2019; Guo *et al.*, 2018). A contribuição desses carbonatos pode ser avaliada utilizando a relação do HCO_3^- com o Ca^{2+} (Figura 4). Amostras de água em que predominam a contribuição da calcita (CaCO_3) se distribuem em torno da linha 1:2 (Eq 6), enquanto amostras com contribuição principal da dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) se distribuem ao longo da linha 1:4 (Eq 7). A projeção de amostras na zona entre as duas linhas indica que provavelmente se dissolveram tanto a calcita como a dolomita, enquanto as amostras situadas na zona inferior às duas linhas sugerem um excesso de Ca^{2+} , originado de outras fontes diferentes dos carbonatos.

Águas em ambientes calcários, em geral, têm Ca^{2+} e HCO_3^- como as principais espécies iônicas dissolvidas e estão perto do equilíbrio com a calcita. O intemperismo da dolomita é bastante análogo ao da calcita, e quase metade do HCO_3^- na água é balanceado por Mg^{2+} em vez de Ca^{2+} . Em uma rocha contendo calcita e dolomita, a água deve finalmente chegar ao equilíbrio com a calcita e a dolomita. Na prática, no entanto, o estabelecimento do equilíbrio com a dolomita é lento e, por isso, essas águas contêm mais Ca^{2+} que Mg^{2+} , porque a calcita se dissolve mais rapidamente do que a dolomita (Drever, 1982).

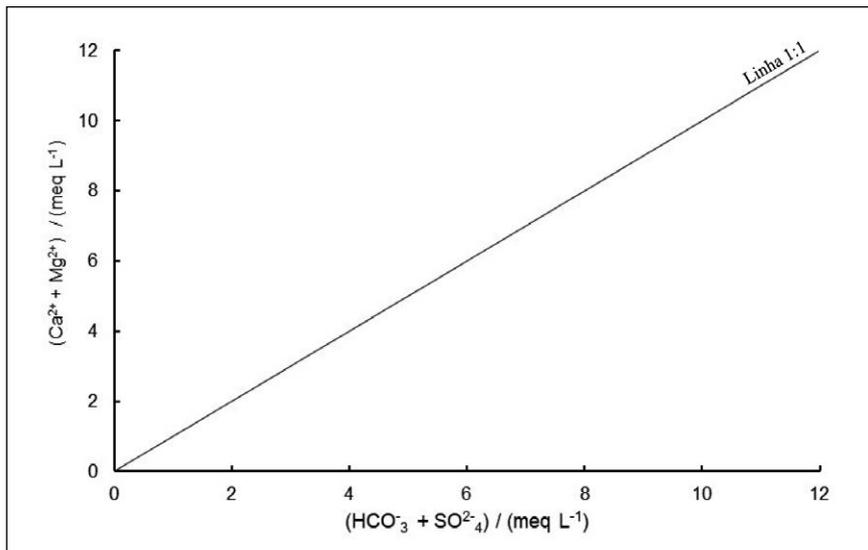
Figura 4. Relação do HCO_3^- com o Ca^{2+} na água.

2.3.3 Dissolução da gipsita

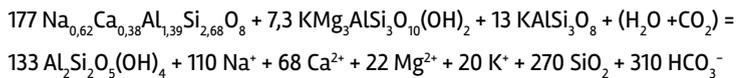


Elevadas concentrações de Ca^{2+} e SO_4^{2-} podem ser resultantes da dissolução da gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Se a dissolução da calcita, dolomita e gipsita forem os processos dominantes, os pontos das amostras de água se distribuirão próximas à linha 1:1 no gráfico (Figura 5) de $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ versus $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$. Pontos acima da linha 1:1 indicam um excesso de Ca^{2+} e Mg^{2+} que pode ser originado de outro processo, como a troca iônica reversa. Por outro lado, quando existe um excesso de $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$, os pontos ficam abaixo da linha 1:1, sugerindo uma contribuição significativa de fontes não carbonáticas (Sharma et al., 2012; Barzegar et al., 2018).

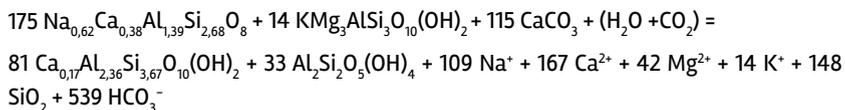
Figura 5. Relação do $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ com o $(HCO_3^- + SO_4^{2-})$ na água.



2.3.4 Intemperismo dos silicatos



(Eq 9)



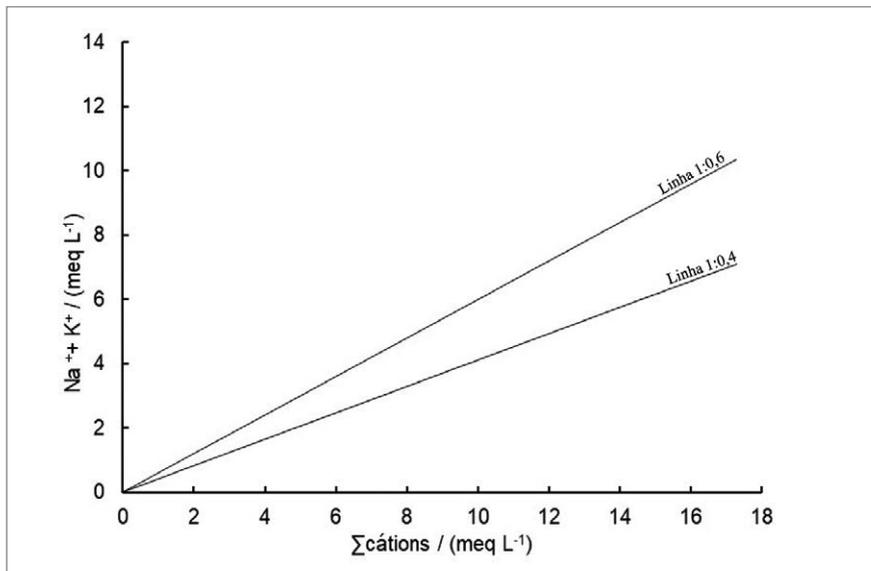
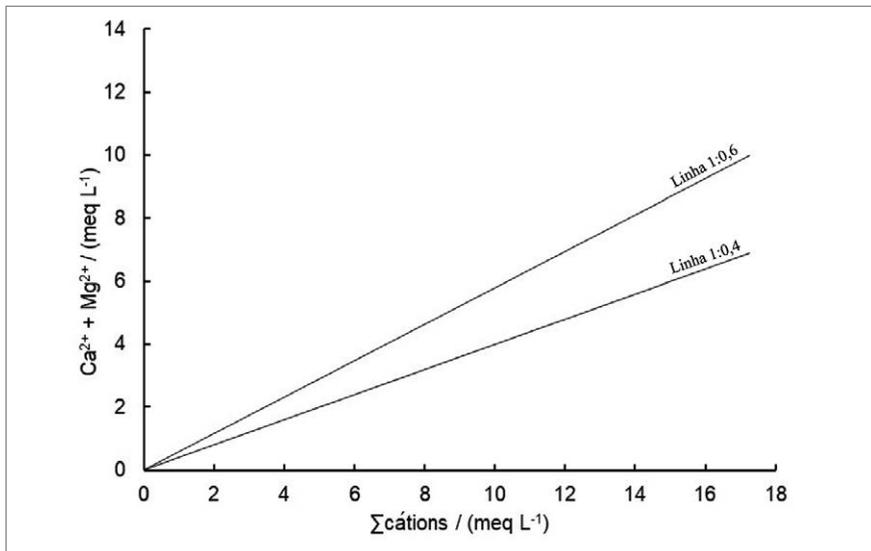
(Eq 10)

Os silicatos minerais podem também ter uma contribuição importante nos processos hidrogeoquímicos, no entanto, é mais difícil avaliar o intemperismo dos silicatos, pois eles se degradam de forma incongruente, gerando fases sólidas (geralmente argilas) juntamente com as espécies iônicas dissolvidas (Das; Kaur, 2001; Subramani et al., 2010).

Garrels e Mackenzie (1967) estudaram em detalhes a origem dos constituintes iônicos dissolvidos em nascentes na Sierra Nevada, Califórnia. Esse trabalho se tornou uma referência e vem sendo usado em muitos estudos para explicar o intemperismo dos silicatos (Drever, 1982). Chegaram à conclusão que o Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e HCO_3^- são liberados na água, pela reação da água da chuva contendo CO_2 , com o plagioclásio ($\text{Na}_{0,62}\text{Ca}_{0,38}\text{Al}_{1,39}\text{Si}_{2,68}\text{O}_8$), biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) e K-feldspato (KAlSi_3O_8), levando à formação da caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) (Eq 9), e/ou pela reação da água da chuva contendo CO_2 , com o plagioclásio, biotita, associada à dissolução da calcita (CaCO_3) e levando à formação da esmectita ($\text{Ca}_{0,17}\text{Al}_{2,36}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) e caulinita (Eq 10).

Em geral, as relações do ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) e ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) com o total dos cátions (Σ cátions) gerados nas reações de degradação dos silicatos têm sido utilizadas para entender a contribuição do intemperismo dos silicatos (Kim, 2003, Barzegar et al., 2018).

Na Eq 9 o total de cátions é igual a 220, ou seja, $110 \text{Na}^+ + 68 \text{Ca}^{2+} + 22 \text{Mg}^{2+} + 20 \text{K}^+$ e $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ é igual 130, sendo então a relação ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) / Σ cátions = 0,6. Enquanto na Eq 10 o Σ cátions = 330 ($109 \text{Na}^+ + 167 \text{Ca}^{2+} + 42 \text{Mg}^{2+} + 12 \text{K}^+$) e o ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) = 121, com uma relação ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) / Σ cátions = 0,4. Desse modo, na Figura 6 as amostras de água que se distribuem nas linhas 1:0,6 e 1:0,4 indicam a contribuição do intemperismo dos silicatos para as concentrações de $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, de acordo com as equações 9 e 10, respectivamente. De modo semelhante, a relação ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) / Σ cátions é igual a 0,4 na Eq 9 ($90/220$) e 0,6 na Eq 10 ($209/330$) e as amostras de água que se posicionam na linhas 1:0,4 e 1:0,6 sinalizam a contribuição do intemperismo dos silicatos para as concentrações de Ca^{2+} e Mg^{2+} , de acordo com as equações 9 e 10, respectivamente.

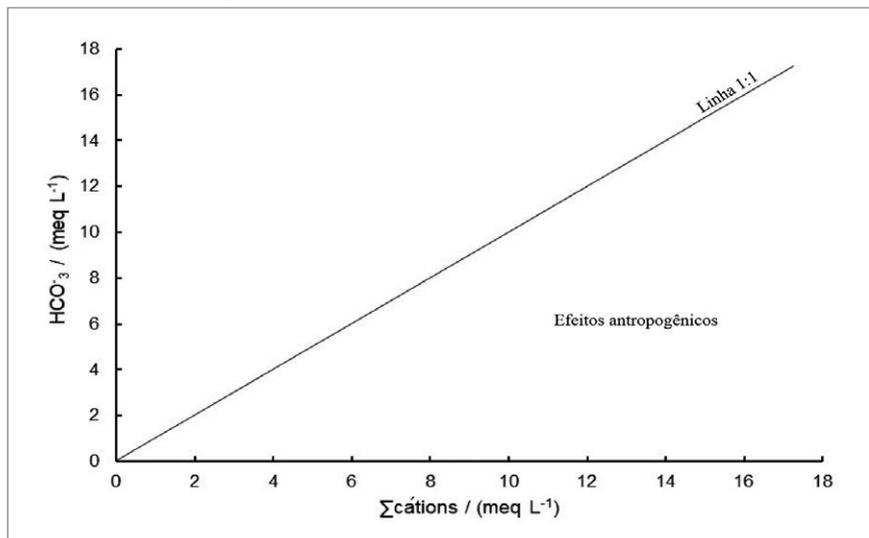
Figura 6. Relação do ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) com o Σ cátions na água.**Figura 7.** Relação do ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) com o Σ cátions na água.

2.4 Fatores antropogênicos

As atividades humanas exercem um grande impacto sobre os fatores ambientais que influenciam na composição química das águas superficiais. Despejos urbanos, industriais e o retorno do fluxo da irrigação são considerados os principais aportes envolvidos na salinização das águas, ou seja, no aumento da sua composição iônica (Connor et al., 2012; Kaushal et al., 2017).

O impacto de atividades antropogênicas pode ser avaliado pela relação do HCO_3^- como o somatório dos cátions (Σ cátions). Se a dissolução dos carbonatos e o intemperismo dos silicatos são os processos mais importantes que controlam a composição iônica da água, a relação HCO_3^- e Σ cátions é igual a 1:1. Amostras situadas na linha 1:1 (Figura 8) representam a distribuição dos íons originários somente dos carbonatos e dos silicatos, enquanto as amostras que se posicionam longe da linha 1:1 revelam o efeito de um fator secundário, como por exemplo, atividades antropogênicas.

Figura 8. Relação do HCO_3^- com o Σ cátions na água.





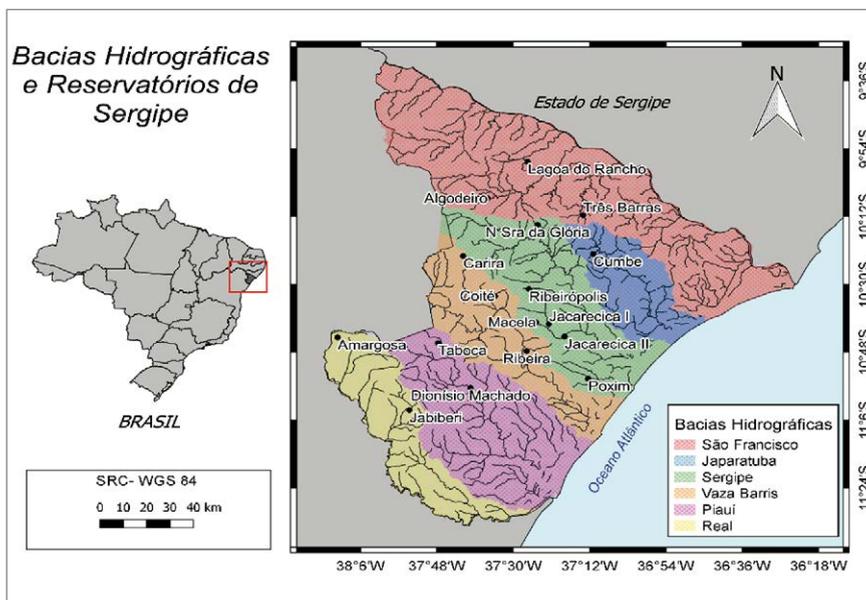
3. HIDROGEOQUÍMICA DOS RESERVATÓRIOS DE SERGIPE

Esse estudo contempla os reservatórios (Figura 9) inseridos na bacia hidrográfica do rio Sergipe (Jacarecica I, Jacarecica II, Poxim, Macela, Ribeirópolis, Nossa Senhora da Glória); na bacia hidrográfica dos rios Piauí (Taboca, Dionísio Machado) e Real (Jabiberi, Amargosa); na bacia hidrográfica dos rios Vaza-Barris (Carira, Coité, Ribeira) e Japarutuba (Cumbe); e na bacia hidrográfica do rio São Francisco na região do estado de Sergipe (Três Barras, Algodoeiro, Lagoa do Rancho).

Foram utilizados os dados obtidos para amostras de água coletadas no período de 2013 a 2019, pelo Programa de Monitoramento da Qualidade das Águas em mananciais superficiais e reservatórios do estado de Sergipe (SERHMA, 2012), para as seguintes variáveis: temperatura, pH, condutividade elétrica, sólidos totais dissolvidos, sódio, potássio, cálcio, magnésio, cloreto, sulfato e bicarbonatos.

Para identificar os principais processos hidrogeoquímicos, envolvidos na origem e evolução dos constituintes iônicos presentes nas águas dos reservatórios, foram utilizados o diagrama de Gibbs e as relações iônicas obtidas utilizando os dados hidroquímicos de cada reservatório. O estudo está desenvolvido agrupando os reservatórios por bacia hidrográfica.

Figura 9. Mapa com indicação da localização dos reservatórios e dos respectivos pontos de amostragem.



3.1 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia hidrográfica do rio Sergipe

3.1.1 Descrição das áreas dos reservatórios

A bacia hidrográfica do rio Sergipe abrange uma área de 3.753,8 km², dos quais 3.693,8 km² estão no estado de Sergipe e os demais no estado da Bahia. Um total de 26 municípios faz parte da Bacia Hidrográfica do Rio Sergipe. Destes, 8 municípios estão inseridos totalmente e 18 parcialmente na bacia. A população residente no território da bacia compreende 1.010.523 habitantes, correspondente a 56,6% do total do Estado. A maior parte da população, cerca de 86,8%, reside em áreas urbanas, e 13,2% situam-se na zona rural (IBGE, 2010).

Os reservatórios Ribeirópolis, Macela, Jacarecica I e Jacarecica II estão distribuídos no território sergipano na região Agreste Central, enquanto o

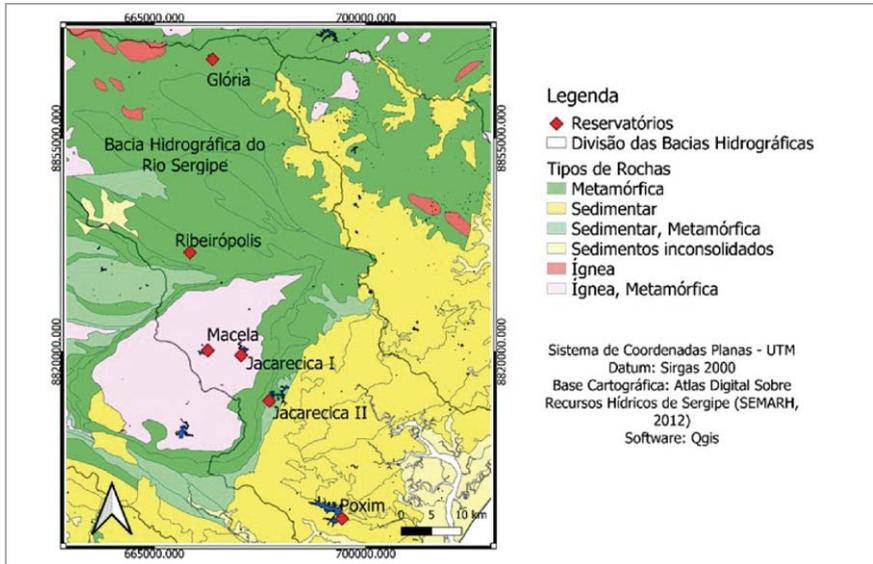
reservatório Glória está na região do Alto Sertão e o Poxim na região da Grande Aracaju (Tabela 4). A região Agreste Central apresenta um clima que varia de sub-úmido para semiárido brando, com temperatura média anual de 26,2 °C no período seco e 22,5 °C no período chuvoso e com uma precipitação média anual de 886 mm. No Alto Sertão o clima é subúmido seco, com uma temperatura média entre 24 e 26°C e precipitação média anual variando entre 500 mm e 800 mm. As condições climáticas predominantes na região Grande Aracaju são o clima tropical úmido, com precipitação anual variando de 1.600 a 1.900 mm e temperatura média de 23 °C para os meses mais frios, junho a agosto, e de 31 °C para os meses mais quentes, dezembro a fevereiro (Monteiro et al., 2021).

Tabela 4. Localização, período de construção e capacidade de acumulação dos reservatórios da bacia hidrográfica do rio Sergipe

Cidade	Reservatório	Período de construção	Capacidade (m ³)	Referência
N. Sra. da Glória	Glória	1957 – 1958	580.000	Cardoso, 2022
Ribeirópolis	Ribeirópolis	1947 – 1956	920.000	Dória, 2020
Itabaiana	Macela	1953 –1957	2.710.000	Sena, 2017
Itabaiana	Jacarecica I	1985 – 1987	4.700.000	Lima, 2020
Malhador	Jacarecica II	1994 – 2000	30.400.000	Silva, 2021
São Cristóvão	Poxim	2001 – 2013	32.730.000	Silva, 2021

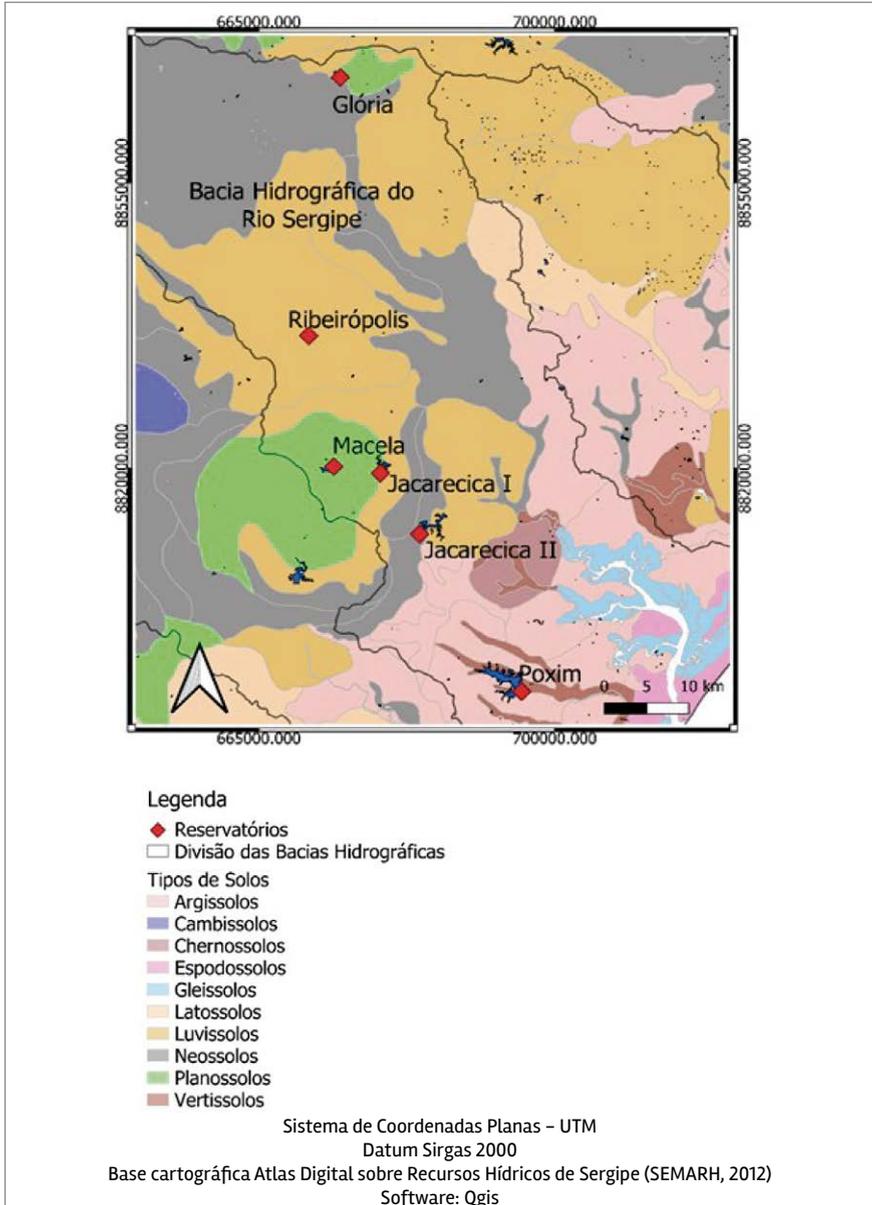
Na região dos reservatórios Glória e Ribeirópolis predominam rochas metamórficas, e na área dos reservatórios Macela e Jacarecica I as rochas ígneas e metamórficas, enquanto o reservatório Poxim está inserido numa região de rochas sedimentares (Figura 10). Os solos predominantes são planossolos e luvisolos, no entrono do reservatório Jacarecica I; neossolos na área do Jacarecica II; planossolos na região do reservatório Macela; luvisolos na área do reservatório Ribeirópolis; neossolos e planossolos na região do reservatório Glória e vertissolos no entorno do reservatório Poxim (Figura 11).

Figura 10. Indicação simplificada dos tipos de rochas predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).



Os reservatórios foram projetados para atender principalmente a agricultura e o abastecimento humano, mas hoje, em face da salinização de suas águas, os reservatórios Ribeirópolis e Glória são utilizados apenas para a pesca, lazer e dessedentação animal. O reservatório Ribeira fornece água para o perímetro irrigado Poção da Ribeira, com uma área irrigada de 1100 ha. Os reservatórios Jacarecica I e Jacarecica II atendem aos perímetros irrigados do Jacarecica I e Jacarecica II, com um total de área irrigada de 252 ha e 820 ha respectivamente. O reservatório Dionísio Machado atende ao perímetro irrigado Piauí, com uma área irrigada de 703 ha, e o reservatório Jabiberi ao perímetro irrigado Jabiberi com uma área irrigada de 225 ha (COHIDRO, 2020). As águas do reservatório Macela também são usadas para irrigação de uma área de 156 hectares (Sena et al., 2020).

Figura 11. Indicação simplificada dos tipos de solos predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).



Registro fotográfico dos reservatórios



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Jacarecica I, Itabaiana – Sergipe, 22.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Jacarecica I, Itabaiana – Sergipe, 11.03.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Jacarecica II, Malhador – Sergipe, 12.08.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Jacarecica II, Malhador – Sergipe, 04.02.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Poxim, São Cristóvão – Sergipe, 31.08.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Poxim, São Cristóvão – Sergipe, 02.03.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Macela, Itabaiana – Sergipe, 22.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Macela, Itabaiana – Sergipe, 11.03.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Ribeirópolis, Ribeirópolis – Sergipe, 13.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Ribeirópolis, Ribeirópolis – Sergipe, 07.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Glória, Nossa Senhora da Glória – Sergipe, 13.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Glória, Nossa Senhora da Glória – Sergipe, 07.01.2021

3.1.2 Hidroquímica dos reservatórios

A estatística descritiva dos parâmetros hidroquímicos está apresentada nas Tabelas 5 e 6. Os valores do pH variaram, em média, de 7,3 a 8,8; mostrando águas ligeiramente alcalinas em Jacarecica II, Poxim e Macela, e mais alcalinas em Jacarecica I, Ribeira e Glória.

Em relação ao risco de salinização para uso em irrigação, as águas dos reservatórios foram classificadas de acordo com o diagrama de Richards (Delgado et al., 2010) em risco baixo (CE média < 250 $\mu\text{S cm}^{-1}$) para o Poxim, risco médio (CE média > 250 – < 750 $\mu\text{S cm}^{-1}$) para o Jacarecica I e Jacarecica II, risco alto (CE média > 750 – < 2250 $\mu\text{S cm}^{-1}$) para o Ribeirópolis e Macela, e risco muito alto para o Glória (CE média > 2250 $\mu\text{S cm}^{-1}$).

Com base nos valores médios, a abundância catiônica foi $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ para o Poxim; $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ para o Jacarecica I, Jacarecica II, Macela e Ribeirópolis; e $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ para o Glória. Enquanto a abundância aniônica foi $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ para o Poxim, Jacarecica I, Jacarecica II e Macela; $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ para o Ribeirópolis e $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ para o Glória. Observa-se, portanto, que à medida que vai aumentando os valores dos STD, ou seja, vai aumentando a salinização do reservatório, o Ca^{2+} vai sendo substituído pelo Na^+ e o HCO_3^- pelo Cl^- . Lembrando que Ca^{2+} e HCO_3^- são os íons com maiores concentrações na água doce e Na^+ e Cl^- na água salina.

Tabela 5. Estatística descritiva dos parâmetros medidos para a água dos reservatórios Jacarecica I, Jacarecica II e Poxim. Valor mínimo (Min), máximo (Max), média \pm desvio padrão (Média \pm dp) e número de amostras (N). (CE = condutividade elétrica, STD = sólidos totais dissolvidos)

Reservatório	Jacarecica I N = 8		Jacarecica II N = 7		Poxim N = 8	
	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp
Parâmetro						
pH	7,1 - 9,1	8,0 \pm 0,7	6,9 - 7,6	7,3 \pm 0,2	7,4 - 7,8	7,5 \pm 0,3
T (°C)	25,0 - 29,0	26,7 \pm 1,7	24,0 - 29,5	27,0 \pm 2,0	25,0 - 30,0	27,7 \pm 1,7
CE (μ S cm ⁻¹)	219,6 - 536,9	399,6 \pm 110,0	269,4 - 465,0	354,7 \pm 59,9	132,4 - 182,6	155,5 \pm 16,1
STD (mg L ⁻¹)	123,0 - 332,0	245,3 \pm 76,0	170,0 - 260,4	206,2 \pm 27,1	81,00 - 111,0	90,22 \pm 9,88
Na ⁺ (mg L ⁻¹)	28,73 - 63,47	44,24 \pm 11,91	25,70 - 44,27	39,08 \pm 6,40	6,54 - 14,30	10,42 \pm 2,63
K ⁺ (mg L ⁻¹)	1,30 - 8,45	5,50 \pm 2,17	3,36 - 6,05	4,68 \pm 1,01	0,77 - 3,63	1,62 \pm 0,94
Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	9,20 - 45,81	24,56 \pm 12,99	8,64 - 22,67	14,83 \pm 4,34	10,80 - 20,59	14,07 \pm 3,00
Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	3,84 - 11,69	7,30 \pm 2,43	6,95 - 10,89	8,65 \pm 1,41	1,90 - 3,50	2,54 \pm 0,58
SO ₄ ²⁻ (mg L ⁻¹)	1,60 - 19,10	9,65 \pm 7,06	4,63 - 9,90	7,13 \pm 2,04	1,70 - 3,60	2,20 \pm 0,69
Cl ⁻ (mg L ⁻¹)	38,46 - 91,18	68,16 \pm 19,05	42,89 - 58,57	51,64 \pm 5,66	13,19 - 19,89	16,54 \pm 2,64
HCO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	57,95 - 121,1	93,57 \pm 23,03	71,00 - 98,29	84,49 \pm 8,69	43,16 - 55,77	46,67 \pm 4,26

Tabela 6. Estatística descritiva dos parâmetros medidos para a água dos reservatórios Macela, Ribeirão e Glória. Valor mínimo (Min), máximo (Max), média \pm desvio padrão (Média \pm dp) e número de amostras (N). (CE = condutividade elétrica, STD = sólidos totais dissolvidos)

Reservatório	Macela N = 8		Ribeirão N = 8		Glória N = 8	
	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp
Parâmetro						
pH	7,3 - 8,4	7,7 \pm 0,4	7,9 - 8,8	8,2 \pm 0,3	8,2 - 9,0	8,6 \pm 0,3
T (°C)	21,1 - 28,0	26,0 \pm 2,2	23,8 - 30,4	26,6 \pm 2,0	23,4 - 28,9	26,4 \pm 1,7
CE (μ S cm ⁻¹)	972,2 - 2000	1177 \pm 342	1411 - 1866	1595 \pm 151	7750 - 12104	10696 \pm 1638
STD (mg L ⁻¹)	594,2 - 1380	753,3 \pm 263,6	972,8 - 1150	1059 \pm 58,811	4340 - 8110	6791 \pm 1414
Na ⁺ (mg L ⁻¹)	82,64 - 138,0	116,7 \pm 17,7	119,0 - 182,2	154,7 \pm 19,41	1026 - 1626	1338 \pm 179
K ⁺ (mg L ⁻¹)	11,68 - 31,55	17,67 \pm 6,24	11,00 - 18,50	15,23 \pm 3,33	47,40 - 251,8	126,0 \pm 69,0
Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	25,97 - 39,9	33,17 \pm 4,97	35,84 - 67,92	54,86 \pm 14,06	64,61 - 793,1	248,2 \pm 225,4
Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	17,72 - 34,30	26,83 \pm 6,48	34,68 - 79,00	54,57 \pm 16,28	262,3 - 756,0	406,0 \pm 154,7
SO ₄ ²⁻ (mg L ⁻¹)	24,02 - 43,11	34,68 \pm 6,80	6,39 - 20,10	14,28 \pm 4,35	62,88 - 2113	484,6 \pm 694,5
Cl ⁻ (mg L ⁻¹)	114,2 - 178,7	155,5 \pm 21,94	275,4 - 404,3	328,6 \pm 57,7	2493 - 3721	3261 \pm 449
HCO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	192,7 - 289,7	229,9 \pm 34,2	182,8 - 224,1	199,7 \pm 13,12	168,3 - 621,9	355,5 \pm 159,1

Para identificar as diferenças de características químicas entre as amostras de água de um mesmo reservatório, entre amostras coletadas nos períodos seco e chuvoso e entre amostras de reservatórios diferentes, foi utilizada a análise estatística de componentes principais (ACP). A ACP reduz a dimensionalidade do conjunto dos dados sem perder a confiabilidade dos dados originais e transforma o conjunto dos parâmetros medidos em novas variáveis chamadas de componentes principais (CP), que são organizadas em ordem decrescente, concentrando as informações mais relevantes nas primeiras CP (Singh et al., 2004; Shrestha; Kazama, 2007; Zhu et al., 2017). Os testes de ACP foram realizados utilizando o programa PAST (Hammer et al., 2001). Para permitir visualizar melhor as diferenças entre os reservatórios, a ACP foi calculada inicialmente usando o conjunto de dados de todos os reservatórios e depois recalculada sem usar os dados do reservatório Glória.

A ACP aplicada ao conjunto dos dados de todos os reservatórios mostrou que as duas primeiras componentes representam juntas 83,1% (CP1 72,3%; CP2 10,8%) das informações contidas nas variáveis iniciais. Pela contribuição dos pesos de cada variável (Tabela 7) observa-se que a CP1 está fortemente associada (peso > 0,700) a todos os íons (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}), a CE e aos STD. Isso significa que os valores das concentrações iônicas, da CE e dos STD aumentam no sentido positivo de PC1. A CP2 está fortemente associada somente à temperatura da água, então no sentido positivo da PC2 aumenta a temperatura da água.

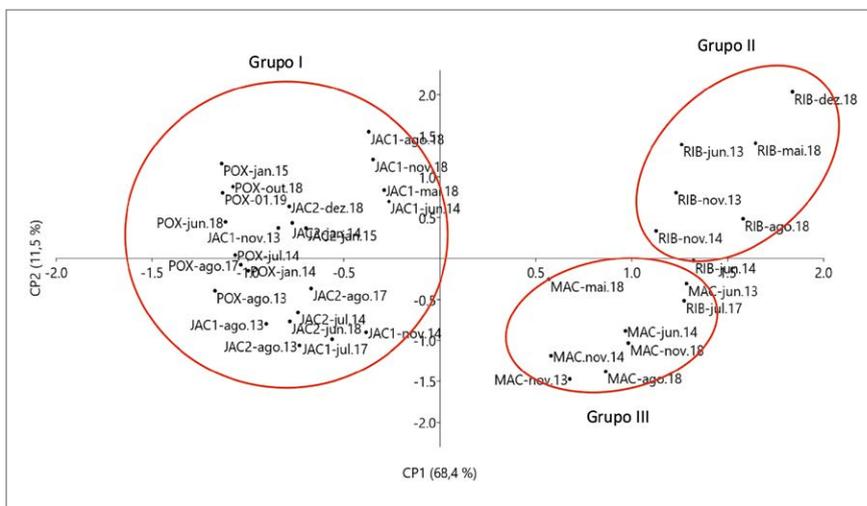
Quando recalculada a ACP sem usar os dados do reservatório Glória (Tabela 7), as duas primeiras componentes passaram a representar juntas 79,9% (CP1 68,4%; CP2 11,5%) das informações contidas nas variáveis iniciais. A CP1 está fortemente associada (peso > 0,700) a quase todos os íons (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- , Cl^-), a CE e aos STD, enquanto a CP2 está moderadamente associada ao pH e temperatura da água.

Tabela 7. Pesos dos parâmetros experimentais na composição das duas primeiras componentes principais (em negrito pesos fortes > 0,700 e moderados < 0,700 e > 0,500)

Parâmetro	Todos os reservatórios		Sem o reservatório Glória	
	PC 1	PC 2	PC 1	PC 2
pH	0,650	0,008	0,476	0,577
T (°C)	-0,042	0,874	-0,160	0,715
CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	0,966	-0,147	0,977	0,060
STD (mg L^{-1})	0,954	-0,168	0,971	0,071
Na ⁺ (mg L^{-1})	0,945	-0,141	0,960	0,049
K ⁺ (mg L^{-1})	0,946	0,084	0,855	-0,199
Ca ²⁺ (mg L^{-1})	0,861	0,304	0,867	0,081
Mg ²⁺ (mg L^{-1})	0,985	0,070	0,912	0,134
SO ₄ ²⁻ (mg L^{-1})	0,766	0,445	0,653	-0,471
Cl ⁻ (mg L^{-1})	0,957	-0,125	0,935	0,222
HCO ₃ ⁻ (mg L^{-1})	0,825	-0,199	0,914	-0,280
Variância total (%)	72,3	10,8	68,4	11,5
Variância cumulativa (%)	72,3	83,1	68,4	79,9

No plano formado por PC1 e PC2 para o conjunto de dados de todos os reservatórios (Figura 12), as amostras do reservatório Glória se posicionaram na região positiva da PC1, separando-se dos demais reservatórios por apresentarem maiores valores para as concentrações iônicas, para a CE e para os STD. Ou seja, as amostras do reservatório Glória se diferenciam dos demais reservatórios pela sua elevada salinização (CE > 7000 $\mu\text{S cm}^{-1}$).

Figura 13. Localização das amostras dos reservatórios no plano formado pelas duas primeiras componentes principais PC1 x PC2. Código das amostras = nome do reservatório-mês.ano da amostragem. JAC1 = Jacarecica I, JAC2 = Jacarecica II, POX = Poxim, MAC = Macela, RIB = Ribeirópolis.



3.1.3 Diagrama de Gibbs

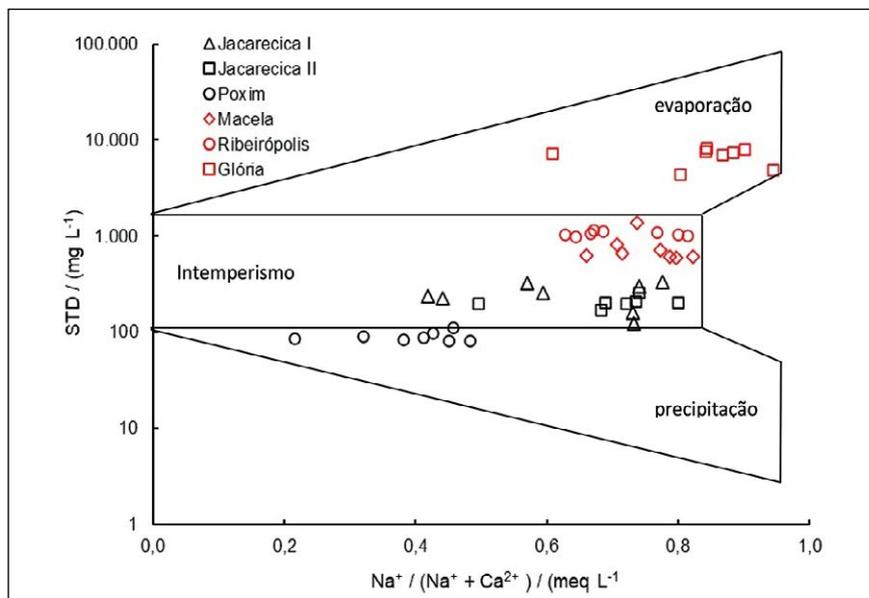
A Figura 14 mostra a distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs.

As amostras do reservatório Poxim estão situadas no domínio da precipitação, mas já próximas à linha de separação entre precipitação e intemperismo, indicando uma nítida evolução para o domínio do intemperismo. A água da chuva, numa região costeira como a do Poxim, tem forte contribuição do aerossol marinho e por isso os íons dominantes são Na^+ e Cl^- , mas à medida que acumula no reservatório, começa a ocorrer, com relativa rapidez, a interação com as rochas e, com isso, o domínio iônico vai mudando para Ca^{2+} e HCO_3^- .

As amostras dos reservatórios Jacarecica I, Jacarecica II, Macela e Ribeirópolis se distribuíram na região do intemperismo, indicando que para esses reservatórios, as características químicas de suas águas são controladas, principalmente, pela interação água – rocha. Enquanto as amostras

do reservatório Glória estão totalmente inseridas no domínio da evaporação. Com as evaporações sucessivas, vai sendo removida água pura, levando ao aumento das concentrações iônicas que, em geral, é acompanhado da precipitação da calcita (CaCO_3), e, desse modo, o domínio iônico progressivamente vai passando para Na^+ e Cl^- .

Figura 14. Distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs.



3.1.4 Razões iônicas

A Figura 15 mostra a relação do Na^+ com o Cl^- para as amostras dos reservatórios onde está incluída a linha 1:0,85, que corresponde à relação na precipitação atmosférica (aerossol marinho dissolvido na água da chuva), e a linha 1:1 correspondente à relação da halita que compõe o sal marinho sedimentado no solo pela deposição seca (transporte e deposição do material da atmosfera sem a presença de chuva) e que é dissolvido pela água da chuva e drenado para águas superficiais (Drever, 1982).

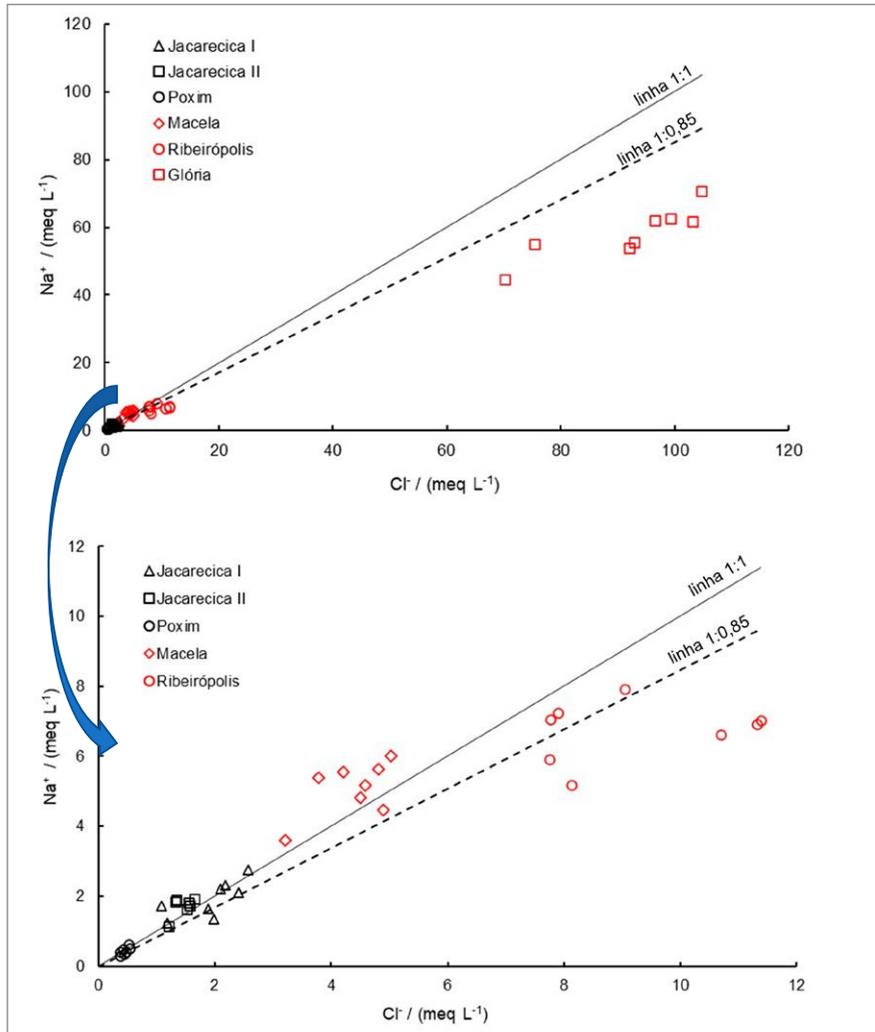
As amostras do Jacarecica I, Jacarecica II e Poxim se posicionaram próximas às linhas 1:0,85 e 1:1, confirmando o aerossol marinho transportado pela precipitação atmosférica e pela deposição seca, como a principal origem do Na^+ e Cl^- .

As amostras do reservatório Glória e a maioria das amostras do reservatório Ribeirópolis ficaram abaixo da linha 1:0,85, enquanto a maioria das amostras do reservatório Macela ficaram acima da linha 1:1. Amostras acima e abaixo dessas linhas indicam que, além do aerossol marinho, também estão envolvidas no controle das concentrações do Na^+ as trocas iônicas direta (ver Eq 4) e reversa (ver Eq 5), respectivamente.

O K^+ pode também ser originário da precipitação atmosférica e/ou do intemperismo de silicatos ricos em K^+ (Sharma et al., 2012). As relações médias do K^+/Cl^- em meq L^{-1} para as águas dos reservatórios Jacarecica I (0,07), Jacarecica II (0,08), Poxim (0,10), Macela (0,10), Ribeirópolis (0,04) e Glória (0,04) foram superiores à do aerossol marinho (0,02), sugerindo que ocorre uma contribuição relevante do intemperismo dos silicatos, para as concentrações do K^+ nas águas dos reservatórios.

As razões médias do $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ em meq L^{-1} , para as águas dos reservatórios Jacarecica I (0,100), Jacarecica II (0,105), Poxim (0,100), Macela (0,170) e Glória (0,103), foram equivalentes à razão no aerossol marinho (0,104 meq L^{-1}), indicando, portanto, que a precipitação atmosférica deve ser a principal fonte de SO_4^{2-} para as águas desses reservatórios. Para o reservatório Ribeirópolis (0,04), a razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ foi menor que no aerossol marinho, e isso, de acordo com Drever (1982), pode ser atribuído ao processo de sulfato redução ($\text{SO}_4^{2-} + 8 \text{H}^+ + 8\text{e} = 4 \text{H}_2\text{O} + \text{S}^{2-}$).

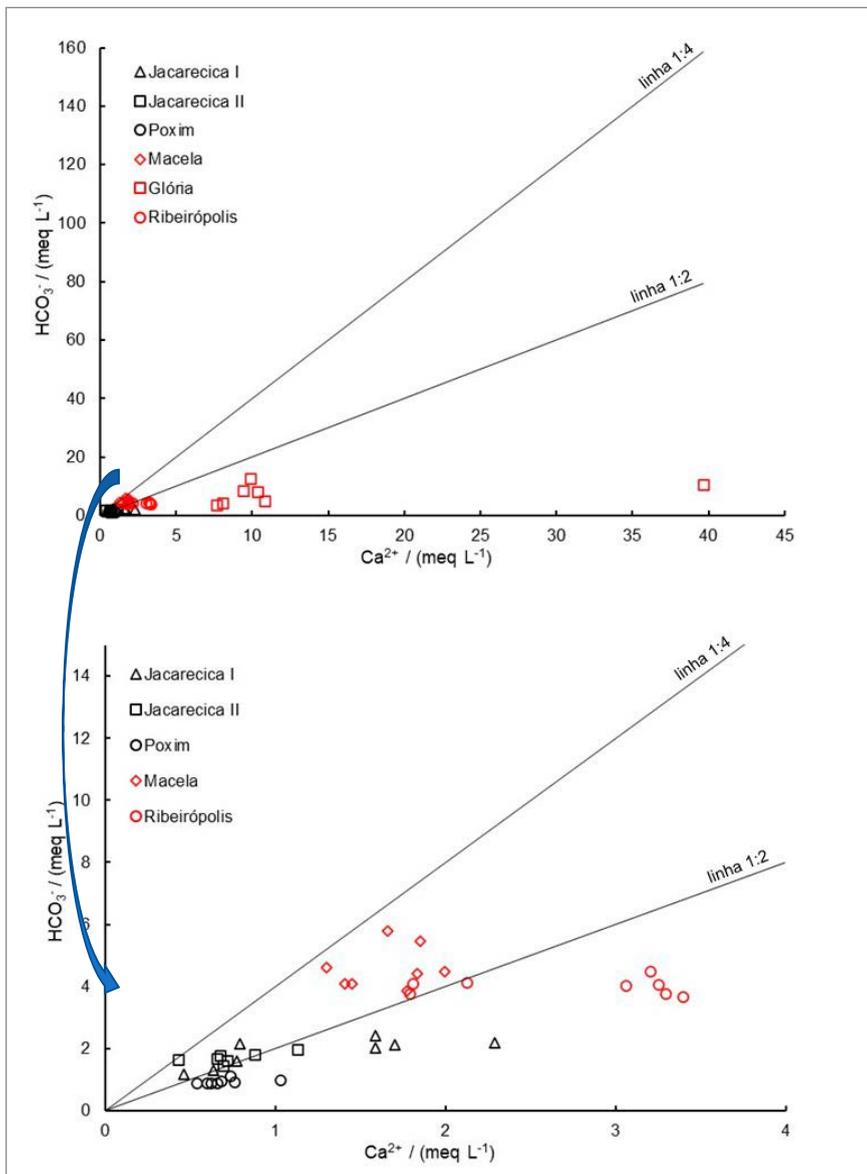
Figura 15. Relação do Na^+ com o Cl^- para as amostras dos reservatórios.



O Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- na água podem ser originários da dissolução dos carbonatos (ver Eq 6 e Eq 7) e do intemperismo dos silicatos (ver Eq 9 e Eq 10). Quando as rochas carbonatadas são a principal origem, as relações molares desses íons com o Na^+ são elevadas ($\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 50$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 10$, $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ \approx 120$), enquanto essas relações são baixas ($\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 0,35$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 0,24$, $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ \approx 2$), quando a origem predominante são os silicatos (Gaillardet et al., 1999; Morán-Ramírez et al., 2016).

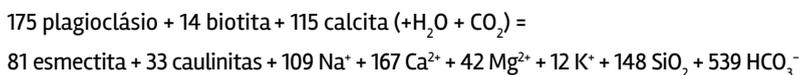
As razões molares médias foram $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,59$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,17$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 2,20$ para o Jacarecica I; $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,41$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,23$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 2,25$ para o Jacarecica II; $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 1,48$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,26$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 4,81$ para o Poxim; $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,30$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,17$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 2,08$ para o Macela; $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,37$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,36$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 1,31$ para o Ribeirópolis; e $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,19$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,31$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 0,27$ para o Glória. Fica evidente, portanto, que para as águas desses reservatórios, a origem predominante do Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- foi o intemperismo dos silicatos. Isso não descarta uma contribuição também dos carbonatos, como mostra a Figura 16.

Pela Figura 16 é possível concluir que no Poxim, Jacarecica I e Jacarecica II dissolveu a calcita, pois a maioria das amostras se distribuíram em torno da linha 1:2, enquanto as amostras do Macela estão distribuídas entre as linhas 1:2 e 1:4, nesse caso, provavelmente se dissolveram tanto a calcita como a dolomita. As amostras do Ribeirópolis e Glória, e algumas amostras do Jacarecica I ficaram bem abaixo da linha 1:2, o que corresponde a um maior excesso de Ca^{2+} , originado de outras fontes diferentes dos carbonatos.

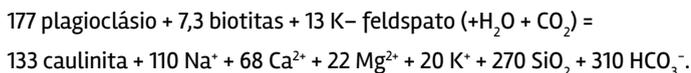
Figura 16. Relação de Ca^{2+} com o HCO_3^- para as amostras dos reservatórios.

Para avaliar a participação dos silicatos nas concentrações de Na^+ + K^+ e Ca^{2+} + Mg^{2+} foram plotadas as relações desses íons com o Σ cátions.

As amostras do reservatório Poxim se distribuíram na linha 1:0,4 indicando que o K^+ na água do reservatório tem como origem principal a alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) de acordo com a equação:



As amostras dos reservatórios Jacarecica II, Macela e Glória se posicionaram em torno da linha 1:0,6, mostrando que, para esses reservatórios, a origem predominante do K^+ é alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) e K-feldspato (KAlSi_3O_8) de acordo com a equação:



As amostras dos reservatórios Jacarecica I e Ribeirópolis se distribuíram entre as linhas 1:0,4 e 1:0,6 sugerindo a contribuição da biotita e K-feldspato de acordo com as equações acima. Para todos os reservatórios é possível que ocorra também uma pequena contribuição do plagioclásio para o Na^+ , visto que para todos eles, a principal origem do Na^+ foi o aerossol marinho.

Em relação ao Ca^{2+} e Mg^{2+} (Figura 18), as amostras do reservatório Poxim se distribuíram na linha 1:0,6 indicando que nesse caso a origem principal do Ca^{2+} e Mg^{2+} é a alteração do plagioclásio ($\text{Na}_{0,62}\text{Ca}_{0,38}\text{Al}_{1,38}\text{Si}_{2,62}\text{O}_8$) e da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) associada à dissolução da calcita (CaCO_3) (ver Eq 10).

Para as amostras do Jacarecica II, Macela e Glória, a maioria das amostras se posicionaram em torno da linha 1:0,4, sugerindo a contribuição predominante do plagioclásio ($\text{Na}_{0,62}\text{Ca}_{0,38}\text{Al}_{1,38}\text{Si}_{2,62}\text{O}_8$) e biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) (ver Eq 9). Enquanto as amostras dos reservatórios Jacarecica I e Ribeirópolis se distribuíram entre as linhas 1:0,4 e 1:0,6, sugerindo a contribuição do plagioclásio, biotita e calcita de acordo com as equações acima.

Figura 17. Relação do $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ com o $\Sigma\text{cations}$ para as amostras dos reservatórios.

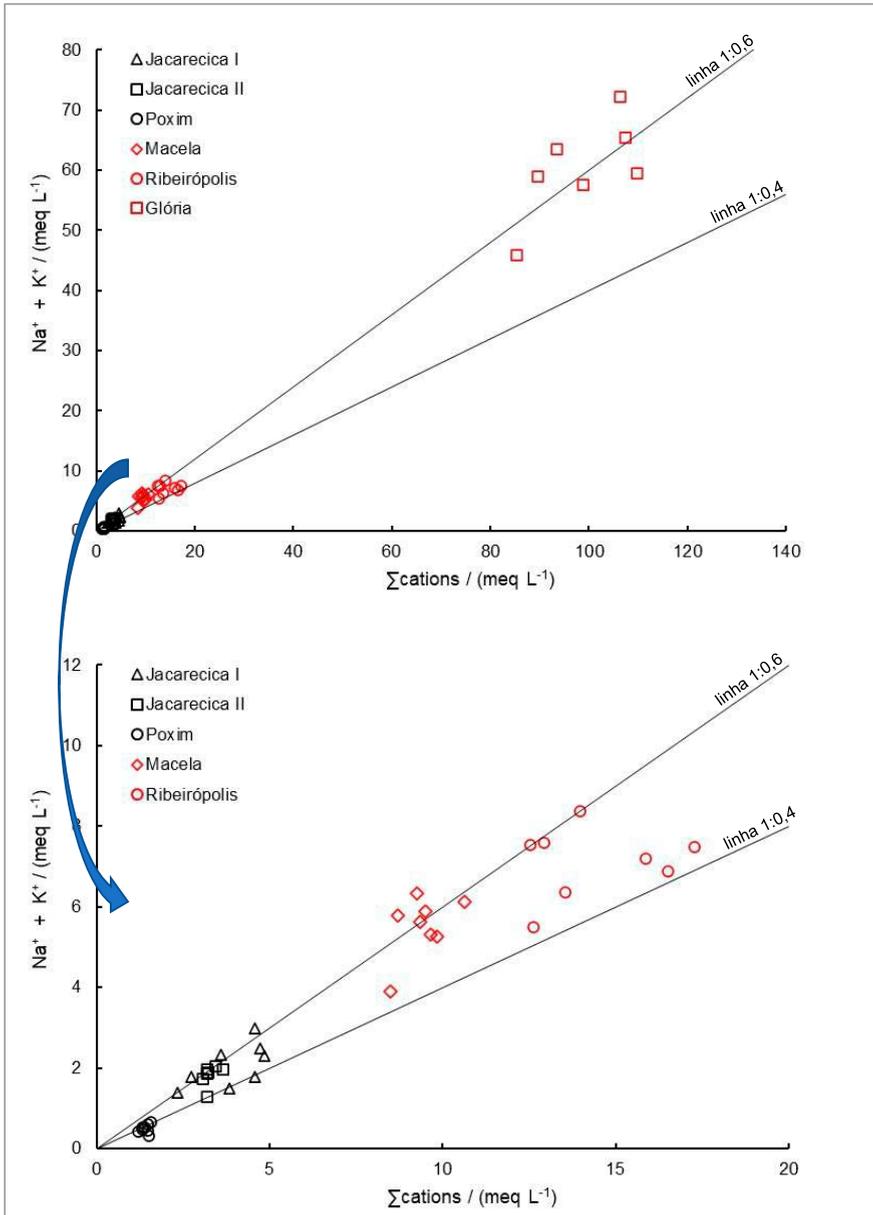
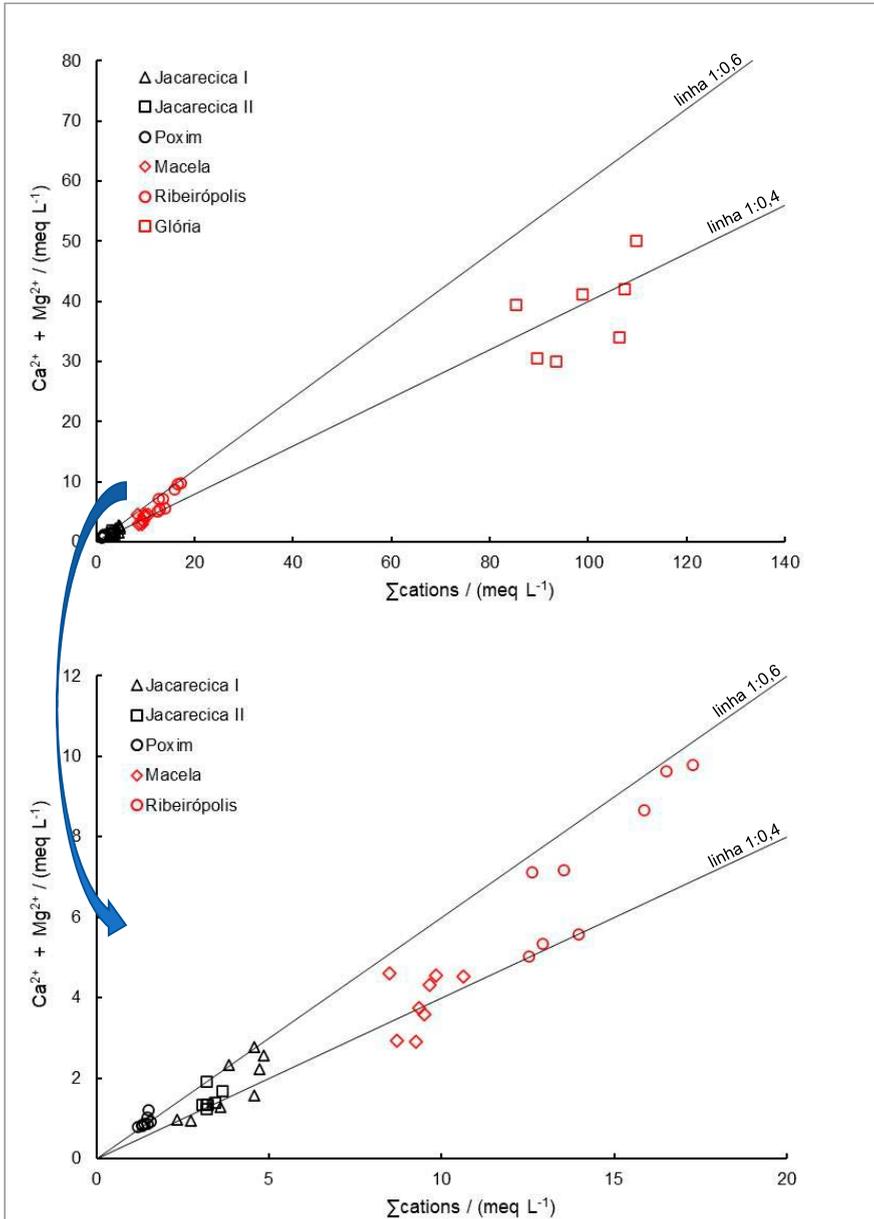


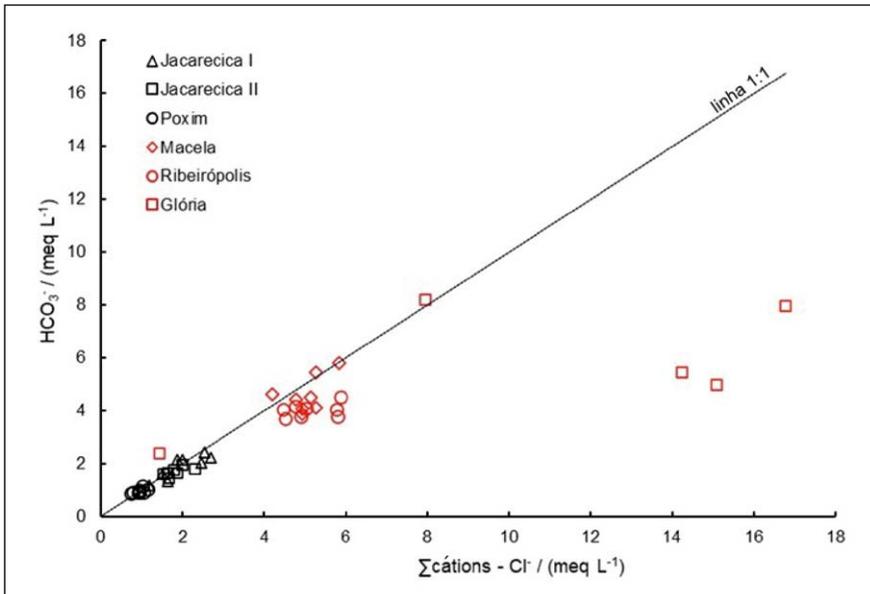
Figura 18. Relação do $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ com o Σ cátions para as amostras dos reservatórios.



O impacto de atividades antropogênicas na composição química da água tem sido avaliado pela relação entre o HCO_3^- e o somatório dos cátions maiores ($\Sigma\text{cátions} = \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Cl}^-$). A subtração do Cl^- é para eliminar o efeito de sais tipo NaCl e CaCl_2 e, com isso, a relação HCO_3^- com o $\Sigma\text{cátions}$ passa a representar apenas a dissolução de minerais tipo carbonatos e silicatos (Kim, 2003; Barzegar et al., 2018).

A Figura 19 mostra a dispersão das amostras dos reservatórios no gráfico do HCO_3^- com o $\Sigma\text{cátions}$. Amostras situadas na linha 1:1 representam a distribuição dos íons originários somente do intemperismo dos carbonatos e silicatos (Barzegar et al., 2018). As amostras dos reservatórios Macela, Ribeirópolis e Glória se desviaram da linha 1:1 confirmando que nesses reservatórios já ocorrem alterações na composição iônica das suas águas, como consequência de aportes antropogênicos. Os maiores impactos são de despejos urbanos e industriais (Lima; Garcia, 2008; Melo, 2016; Sena et al., 2020).

Figura 19. Relação do HCO_3^- com o $\Sigma\text{cátions}$ para as amostras dos reservatórios.



As Tabelas 8 e 9 apresentam um quadro resumo dos processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios.

Tabela 8. Resumo dos principais processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios Jacarecica I, Jacarecica II e Poxim.

Processo Geoquímico	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Reservatório Jacarecica I							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica							
Dissolução da calcita			x			x	
Dissolução da dolomita							
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Jacarecica II							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica							
Dissolução da calcita			x			x	
Dissolução da dolomita							
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Poxim							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica							
Dissolução da calcita			x			x	
Dissolução da dolomita							
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	

Tabela 9. Resumo dos processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios Macela, Ribeirópolis e Glória.

Processo Geoquímico	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Reservatório Macela							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica	x						
Dissolução da calcita			x			x	
Dissolução da dolomita			x			x	
Intemperismo do K-feldspato						x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Ribeirópolis							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica	x						
Dissolução da calcita							
Dissolução da dolomita							
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Glória							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica	x						
Dissolução da calcita							
Dissolução da dolomita							
Intemperismo do K-feldspato							
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	

3.2 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia hidrográfica dos rios Piauí – Real

3.2.1 Descrição das áreas dos reservatórios

A bacia hidrográfica do Rio Piauí é a segunda maior bacia hidrográfica do estado de Sergipe e abrange uma área total de 4.175 km², dos quais 3.953,42 km² estão no estado de Sergipe e os demais no estado da Bahia. Um total de 15 municípios sergipanos estão situados na bacia e juntos correspondem a uma população total de 337.104 habitantes, sendo 198.882 no meio urbano e 138.222 no meio rural (Lima, 2015; SEMARH, 2012).

A bacia hidrográfica do rio Real ocupa uma área total de 4.968,44 km², sendo 2.372,96 km² no estado de Sergipe e o restante na Bahia. Em Sergipe, 9 municípios estão localizados na bacia, envolvendo uma população de 145.575 habitantes, sendo 60.053 na zona rural e 85.522 na zona urbana (Lima, 2015; SEMARH, 2012).

Os reservatórios Taboca e Dionísio Machado estão inseridos na bacia hidrográfica do rio Piauí, e os reservatórios Jabiberi e Amargosa na bacia hidrográfica do rio Real (Tabela 10). Os reservatórios estão distribuídos na região Centro Sul do território sergipano. O clima da região varia de tropical a semiárido quente, com precipitação anual média de 760 mm. As temperaturas médias mínimas mensais estão compreendidas entre 18 e 22 °C, e as temperaturas médias máximas mensais estão entre 26 e 32 °C. Os reservatórios, em geral, foram projetados para atender principalmente a agricultura e o abastecimento humano. O reservatório Dionísio Machado atende ao perímetro irrigado Piauí, com uma área irrigada de 703 ha, e o reservatório Jabiberi ao perímetro irrigado Jabiberi com uma área irrigada de 225 ha (Monteiro et al., 2021).

Tabela 10. Localização, período de construção e capacidade de acumulação dos reservatórios da bacia hidrográfica do rio Sergipe

Bacia	Cidade	Reservatório	Período de construção	Capacidade (m ³)	Referência
Rio Piauí	Simão Dias	Taboca	1914	115.000	Lima, 2015
	Lagarto	Dionísio Machado	1985 - 1987	15.000.000	
Rio Real	Poço Verde	Amargosa	1985	4.300.000	Lima; Alves, 2017
	Tobias Barreto	Jabiberi	1985 - 1987	4.300.000	

Na região dos reservatórios Amargosa, Jabiberi e Dionísio Machado predominam rochas sedimentares, e na área do reservatório Taboca as rochas ígneas e metamórficas (Figura 20). Os solos predominantes no entorno dos reservatórios Amargosa, Jabiberi e Taboca são os planossolos, ricos em argila e funcionam como uma barreira impermeável, caracterizados por possuir minerais primários facilmente intemperizáveis, com capacidade de fornecer nutrientes às plantas. Enquanto os solos na região do Dionísio Machado são neossolos, solos pouco evoluídos, constituídos por material mineral ou por material orgânico (Figura 21).

Figura 20. Indicação simplificada dos tipos de rochas predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).

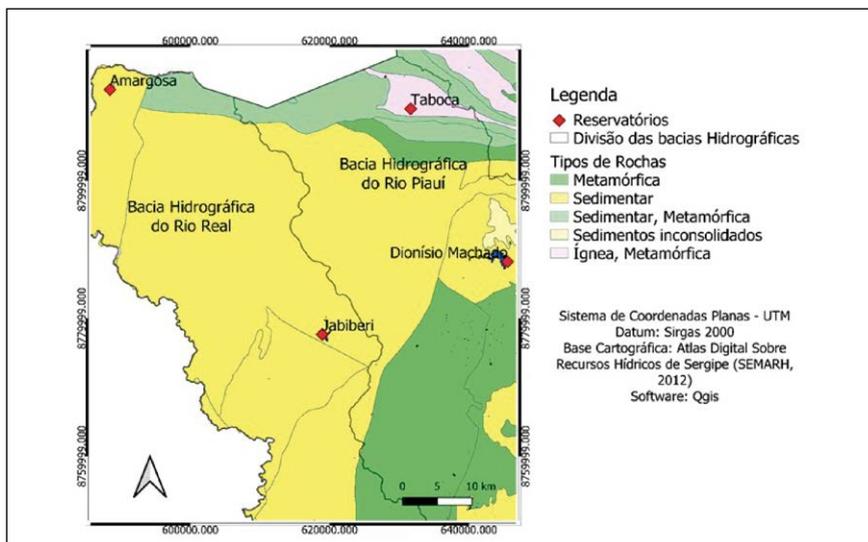
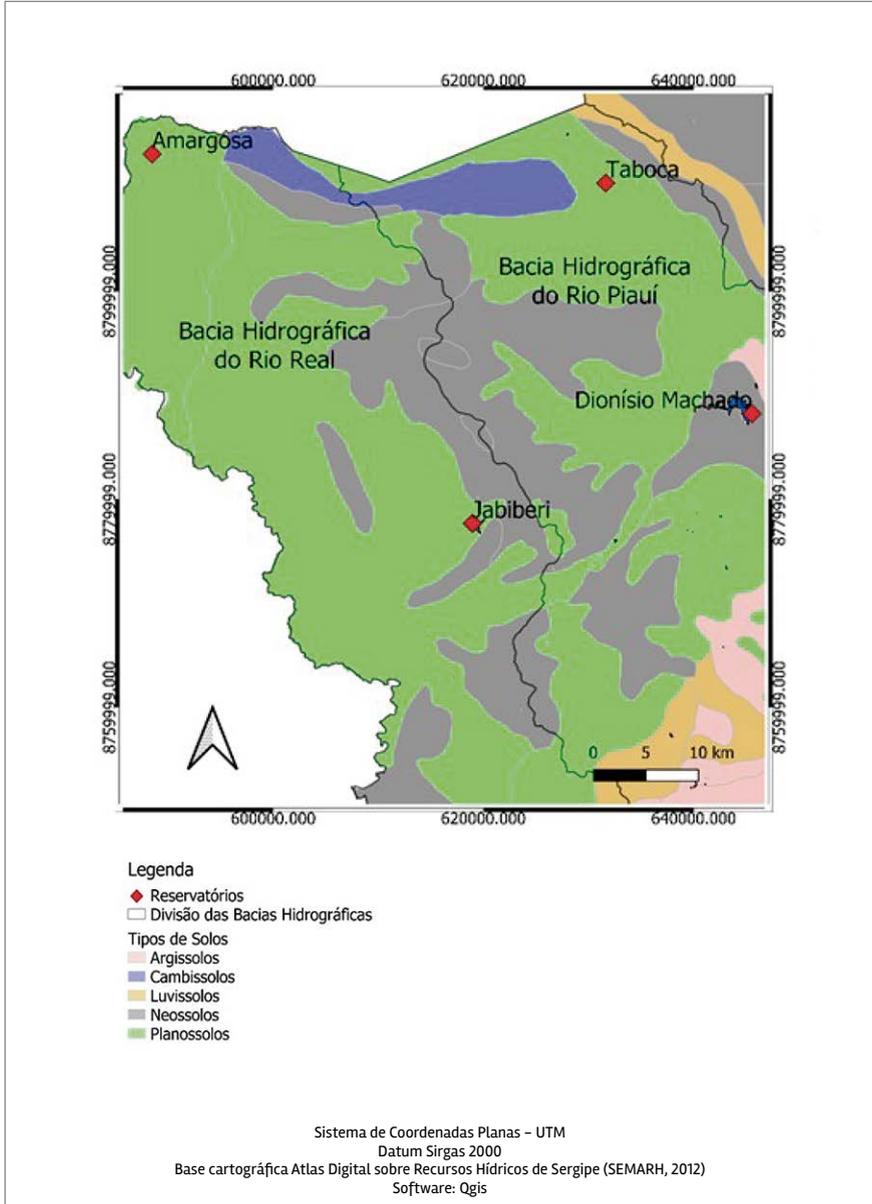


Figura 21. Indicação simplificada dos tipos de solos predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).



Registro fotográfico dos reservatórios



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Taboca, Simão Dias – Sergipe, 26.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Taboca, Simão Dias – Sergipe, 03.08.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Dionísio Machado, Lagarto – Sergipe, 26.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Dionísio Machado, Lagarto – Sergipe, 03.08.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Jabiberi, Tobias Barreto – Sergipe, 02.03.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Jabiberi, Tobias Barreto – Sergipe, 10.08.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Amargosa, Poço Verde – Sergipe, 26.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Amargosa, Poço Verde – Sergipe, 03.08.2021

3.2.2 Hidroquímica dos reservatórios

A estatística descritiva dos parâmetros hidroquímicos está apresentada na Tabela 11. Os valores do pH variaram, em média, de 7,4 a 8,3, mostrando que as águas dos reservatórios são ligeiramente alcalinas.

Em relação ao risco de salinização para uso em irrigação, as águas dos reservatórios foram classificadas de acordo com o diagrama de Richards (Delgado et al., 2010) em risco médio para Jabiberi (CE média > 250 - < 750 $\mu\text{S cm}^{-1}$), risco alto para Amargosa e Dionísio Machado (CE média > 750 - < 2250 $\mu\text{S cm}^{-1}$), e risco muito alto para Taboca (CE média > 2250 $\mu\text{S cm}^{-1}$).

Com base nos valores médios, a abundância catiônica foi $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ e a aniônica $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$, exceto para o Dionísio Machado que teve uma abundância aniônica de $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$.

Para visualizar possíveis diferenças entre as características químicas das amostras de água, foi aplicada a análise estatística multivariada de componentes principais (ACP) ao conjunto dos dados hidroquímicos dos reservatórios.

A ACP mostrou que as duas primeiras componentes representam juntas 75,6 % (CP1 63,7 %; CP2 11,9 %) das informações contidas nas variáveis iniciais. Pela contribuição dos pesos de cada variável (Tabela 12), observa-se que a CP1 está fortemente associada (peso > 0,700) aos íons Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} e Cl^- , a CE e aos STD. Isso significa que os valores das concentrações iônicas, da CE e dos STD, aumentam no sentido positivo de PC1. A CP2 está moderadamente associada somente ao pH e à temperatura, então no sentido positivo da PC2 aumenta o pH e a temperatura da água.

Tabela 11. Estatística descritiva dos parâmetros medidos para a água dos reservatórios Taboca, Dionísio, Jabiberi e Amargosa. Valor mínimo (Min), máximo (Max), média \pm desvio padrão (Média \pm dp) e número de amostras (N). (CE = condutividade elétrica, STD = sólidos totais dissolvidos)

Reservatório	Taboca N = 10		Dionísio N = 10		Jabiberi N = 10		Amargosa N = 5	
	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp
pH	7,5 - 8,1	7,9 \pm 0,2	7,1 - 9,5	8,3 \pm 0,7	7,0 - 7,7	7,4 \pm 0,3	7,4 - 8,0	7,7 \pm 0,3
T (°C)	23,0 - 30,0	26,3 \pm 2,0	25,0 - 30,6	27,5 \pm 2,1	24,0 - 27,7	26,0 \pm 1,3	22,8 - 29,5	26,2 \pm 4,7
CE (μ S cm ⁻¹)	1313 - 4007	2408 \pm 916	435,8 - 2162	1235 \pm 656	159,7 - 446,9	293,7 \pm 97,2	117,7 - 417,5	1521 \pm 2299
STD (mg L ⁻¹)	851,0 - 3300	1627 \pm 808	300,7 - 1574	814,1 \pm 455,1	109,0 - 319,0	186,5 \pm 75,2	65,90 - 2881	671,4 \pm 1236
Na ⁺ (mg L ⁻¹)	104,4 - 490,8	237,8 \pm 128	40,55 - 338,5	156,0 \pm 107,9	23,06 - 61,30	40,82 \pm 14,74	6,03 - 578,6	153,2 \pm 283,7
K ⁺ (mg L ⁻¹)	6,05 - 14,12	8,57 \pm 2,48	2,71 - 8,89	4,86 \pm 1,99	2,22 - 29,01	6,07 \pm 8,69	5,34 - 83,12	26,72 \pm 4,70
Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	78,96 - 205,3	141,9 \pm 42,7	7,17 - 78,60	48,26 \pm 24,45	4,79 - 18,38	11,44 \pm 5,34	12,28 - 105,1	44,62 \pm 52,39
Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	20,38 - 289,4	93,47 \pm 85,41	6,42 - 139,6	40,09 \pm 43,35	2,87 - 10,46	5,97 \pm 2,78	3,95 - 34,38	13,69 \pm 14,06
SO ₄ ²⁻ (mg L ⁻¹)	26,41 - 360,2	139,6 \pm 137,5	4,70 - 312,2	91,24 \pm 114,6	1,94 - 62,01	16,57 \pm 22,49	2,43 - 66,80	24,94 \pm 36,29
Cl ⁻ (mg L ⁻¹)	279,3 - 1711	803,9 \pm 458,8	84,98 - 587,4	302,3 \pm 196,6	27,50 - 98,29	58,26 \pm 25,40	6,76 - 1213	250,9 \pm 538,0
HCO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	108,5 - 214,7	157,7 \pm 33,6	45,50 - 125,2	87,83 \pm 27,06	22,70 - 65,48	43,04 \pm 14,24	59,33 - 122,4	78,12 \pm 25,25

Tabela 12. Pesos dos parâmetros experimentais para as duas primeiras componentes principais (em negrito pesos fortes > 0,700 e moderados <0,700 e > 0,500)

Parâmetros	PC 1	PC 2
pH	0,538	0,605
T (°C)	0,347	0,685
CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	0,982	-0,105
STD (mg L^{-1})	0,976	-0,162
Na ⁺ (mg L^{-1})	0,922	-0,141
K ⁺ (mg L^{-1})	0,412	-0,596
Ca ²⁺ (mg L^{-1})	0,925	-0,042
Mg ²⁺ (mg L^{-1})	0,870	0,119
SO ₄ ²⁻ (mg L^{-1})	0,816	0,166
Cl ⁻ (mg L^{-1})	0,983	-0,108
HCO ₃ ⁻ (mg L^{-1})	0,649	-0,034
Variância total (%)	63,7	11,9
Variância cumulativa (%)	63,7	75,6

No plano formado por PC1 e PC2, as amostras dos reservatórios se separam em quatro Grupos distintos (Figura 22). O Grupo I é formado pelas amostras do Jabiberi e Amargosa, exceto a amostra AMG-ago.13, mais as amostras DIO-jun.13, DIO-dez.14, DIO-ago.17 e DIO-jun.19. As amostras do Grupo I estão posicionadas na região negativa da PC1, por apresentarem menores valores das concentrações iônicas, da CE e dos STD.

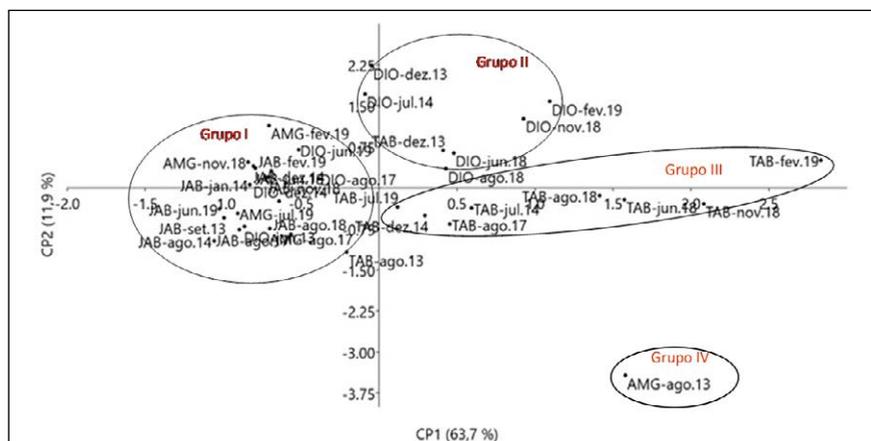
O Grupo II, formado pelas amostras DIO-dez.14, DIO-jul.14, DIO-jun.18, DIO-ago.18, DIO-nov.19, DIO-fev.19 e TAB-dez.13, se posicionou no lado positivo da PC1 e PC2, e se separou do Grupo I por apresentar valores maiores das concentrações iônicas, da CE e dos STD. Percebe-se, portanto, que as amostras do reservatório Dionísio Machado se dividiram entre os Grupos I (4 amostras) e II (6 amostras), estando no Grupo I as amostras com STD < 500 mg L⁻¹ e no Grupo II as amostras com STD > 560 mg L⁻¹.

No Grupo III está incluída a maioria das amostras do reservatório Taboca e estão posicionadas no lado positivo do PC1 e negativo do PC2 por apresentarem os maiores valores para as concentrações iônicas, CE, STD, pH e temperatura da água.

O Grupo IV é ocupado isoladamente pela amostra AMG-ago.13 do reservatório Amargosa. Essa foi a única amostra do reservatório coletada nos anos 2013 e 2014, pois logo em seguida o reservatório secou, enquanto para os outros reservatórios, nesse mesmo período foram coletadas 4 amostras. Aliás, convém frisar, que no Amargosa foram coletadas apenas 4 amostras no período de 2017 a 2019, enquanto nesse mesmo período, foram coletadas 6 amostras nos demais reservatórios, isso porque nas duas campanhas de amostragem de 2018, o reservatório Amargosa estava seco. Desse modo, é possível inferir que as elevadas concentrações iônicas e os elevados valores da CE e dos STD da amostra AMG-ago.13 são consequência do baixo volume do reservatório em agosto de 2013.

Em resumo, a ACP evidencia que, para o período em estudo, a composição iônica das águas dos reservatórios da bacia do rio Real (Jabiberi e Amargosa) foi diferente da composição iônica das águas dos reservatórios da bacia do rio Piauí (Taboca e Dionísio Machado). As águas de Taboca e Dionísio Machado têm composição iônicas diferentes e são mais salinas que Jabiberi e Amargosa, cujas águas não mostraram diferença significativa na composição iônica, exceto a amostra AMG-ago.13.

Figura 22. Localização das amostras dos reservatórios no plano formado pelas duas primeiras componentes principais PC1 x PC2. Código das amostras = nome do reservatório-mês.ano da amostragem. TAB = Taboca, DIO = Dionísio Machado, JAB = Jabiberi, AMG = Amargosa.



3.2.3 Diagrama de Gibbs

A Figura 23 mostra a distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs.

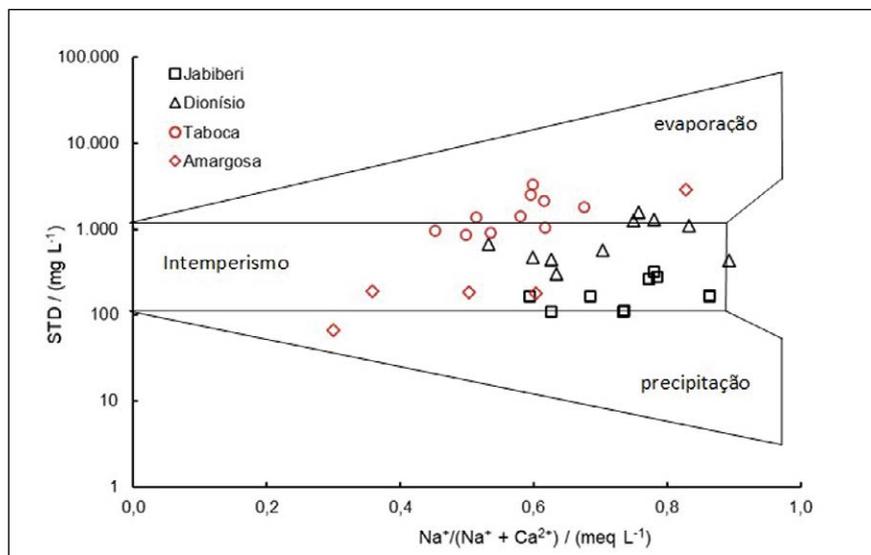
As amostras dos reservatórios Dionísio Machado e Taboca inseriram-se tanto no domínio do intemperismo quanto no da evaporação. Sendo que a maioria das amostras do Dionísio Machado estão na área do intemperismo, indicando que a interação água-rocha controla boa parte da geoquímica dos constituintes dissolvidos. Já a maioria das amostras do Taboca estão inseridas no domínio da evaporação, para essas amostras, o principal mecanismo que controla a composição iônica da água é o processo de evaporação, que sucessivamente vai removendo água pura e levando ao aumento das concentrações iônicas.

As amostras do reservatório Jabiberi se distribuíram na região do intemperismo, indicando que, para esse reservatório, as características químicas de suas águas são controladas, principalmente, pela interação água – rocha.

As amostras do reservatório Amargosa se espalharam nos três domínios. A amostra AMG-ago.13 se situou no domínio da evaporação, comprovando que a sua elevada concentração iônica é resultado das evaporações sucessivas, o que explica também a salinização da água e o elevado valor dos STD (2881 mg L^{-1}). Para as demais amostras, uma ocupou a região da precipitação e três a região do intemperismo. Nesse caso, contudo, um processo importante deve ser considerado, que é a completa evaporação da água, ocorrida nos períodos de seca total do reservatório. Com a evaporação total da água, todos os solutos (íons) dissolvidos são depositados como fases sólidas, seguido pela redissolução parcial desses solutos, quando o reservatório começa novamente a acumular água. Durante as redissolução, os minerais muito solúveis, como sais de sódio, se dissolvem rapidamente, os compostos menos solúveis, como gipsita, calcita e, especialmente, sílica se dissolvem lentamente, ou seja, a redissolução é controlada pela cinética de dissolução das fases precipitadas (Drever, 1982).

Isso sugere, portanto, que a composição iônica das amostras que ocupam as regiões da precipitação e do intemperismo, é resultado final de um ciclo evaporação total – redissolução.

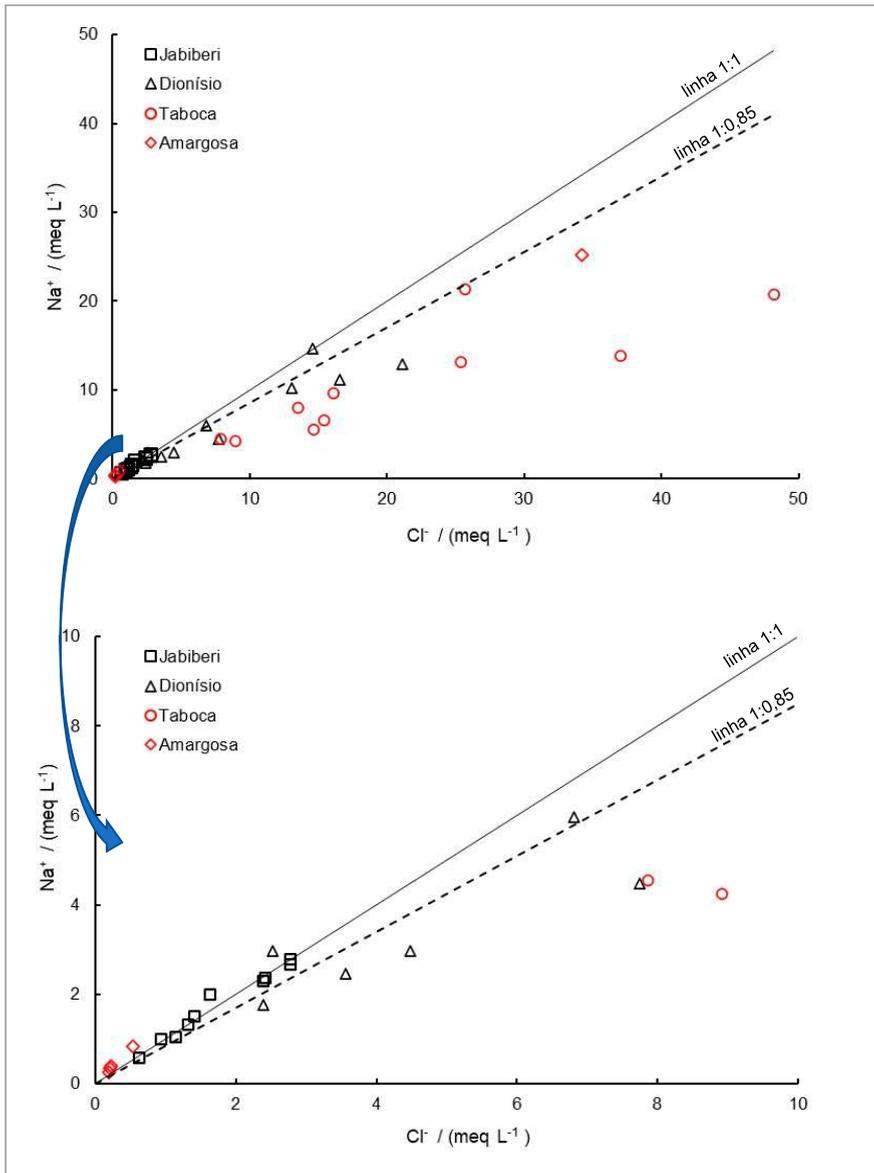
Figura 23. Distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs.



3.2.4 Razões iônicas

Na Figura 24 as amostras dos reservatórios Jabiberi e Amargosa se posicionaram próximas às linhas 1:0,85 e 1:1, confirmando o aerossol marinho transportado pela precipitação atmosférica e pela deposição seca, como a principal origem do Na^+ e Cl^- .

As amostras do reservatório Taboca e a maioria das amostras do reservatório Dionísio Machado ficaram abaixo da linha 1:0,85, indicando que além do aerossol marinho, também está envolvido no controle das concentrações do Na^+ o processo de troca iônica reversa (ver Eq 5).

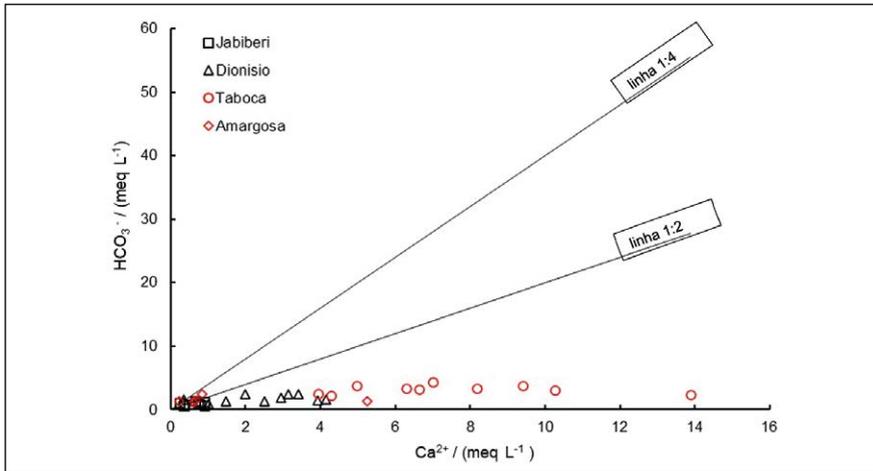
Figura 24. Relação do Na^+ com o Cl^- para as amostras dos reservatórios.

O K^+ pode também ser originário da precipitação atmosférica e/ou do intemperismo de silicatos ricos em K^+ (Sharma et al., 2012). As relações médias do K^+/Cl^- em meq L^{-1} para as águas dos reservatórios Taboca (0,014) e Dionísio Machado (0,021) foram próximas da relação no aerossol marinho (0,02), sugerindo que para esses reservatórios, a principal origem do K^+ deve ser a precipitação atmosférica. Enquanto as relações médias do K^+/Cl^- em meq L^{-1} para as águas dos reservatórios Jabiberi (0,081) e Amargosa (0,419) foram bem maiores que a relação no aerossol marinho, indicando uma limitada contribuição da precipitação atmosférica e passando para esses reservatórios a origem do K^+ a ser sustentada pelo intemperismo dos silicatos.

As razões médias do SO_4^{2-}/Cl^- em meq L^{-1} , para as águas dos reservatórios Taboca (0,157), Dionísio Machado (0,156), Jabiberi (0,185) e Amargosa (0,419), foram superiores à razão no aerossol marinho (0,104 meq L^{-1}). Desse modo, fica evidente que além da precipitação atmosférica, a dissolução de um mineral não carbonatado, como a gipsita, deve contribuir para o SO_4^{2-} da água desses reservatórios.

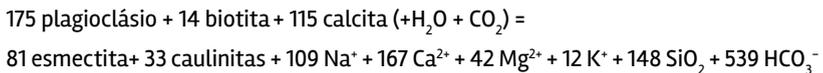
A relação do Ca^{2+} com o HCO_3^- e as razões molares do Ca^{2+}/Na^+ , Mg^{2+}/Na^+ e HCO_3^-/Na^+ , em geral, são utilizadas para avaliar a contribuição dos carbonatos para as concentrações do Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- na água. Quando as rochas carbonatadas são a principal origem, as relações molares desses íons com o Na^+ são elevadas ($Ca^{2+}/Na^+ \approx 50$, $Mg^{2+}/Na^+ \approx 10$, $HCO_3^-/Na^+ \approx 120$), enquanto essas relações são baixas ($Ca^{2+}/Na^+ \approx 0,35$, $Mg^{2+}/Na^+ \approx 0,24$, $HCO_3^-/Na^+ \approx 2$), quando a origem predominante são os silicatos (Gaillardet et al., 1999; Morán-Ramírez et al., 2016).

As razões molares médias foram $Ca^{2+}/Na^+ = 0,68$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,46$ e $HCO_3^-/Na^+ = 0,83$ para o Taboca; $Ca^{2+}/Na^+ = 0,38$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,27$ e $HCO_3^-/Na^+ = 0,80$ para o Dionísio Machado; $Ca^{2+}/Na^+ = 0,32$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,17$ e $HCO_3^-/Na^+ = 1,22$ para o Jabiberi e $Ca^{2+}/Na^+ = 1,04$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,58$ e $HCO_3^-/Na^+ = 6,60$ para o Amargosa. Fica evidente, portanto, que para as águas desses reservatórios, a origem predominante do Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- é o intemperismo dos silicatos. Isso é corroborado pela relação do Ca^{2+} com o HCO_3^- na Figura 25, onde as amostras dos reservatórios ficaram bem abaixo da linha 1:2, o que corresponde a um grande excesso de Ca^{2+} , originado de outras fontes diferentes dos carbonatos.

Figura 25. Relação do Ca^{2+} com o HCO_3^- para as amostras dos reservatórios.

A contribuição dos silicatos para as concentrações iônicas foi avaliada plotando as relações de $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (Figura 26) e $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (Figura 27) com o Σ cátions.

A maioria das amostras dos reservatórios Taboca e Amargosa se distribuíram em torno da linha 1:0,4 sugerindo a contribuição da alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) para o K^+ das águas desses reservatórios, de acordo com a equação:



As amostras do reservatório Jabiberi se posicionaram em torno da linha 1:0,6, indicando que, nesse caso, o K^+ é liberado para a água, através da alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) e do K-feldspato (KAlSi_3O_8), de acordo com a equação:

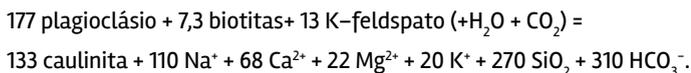
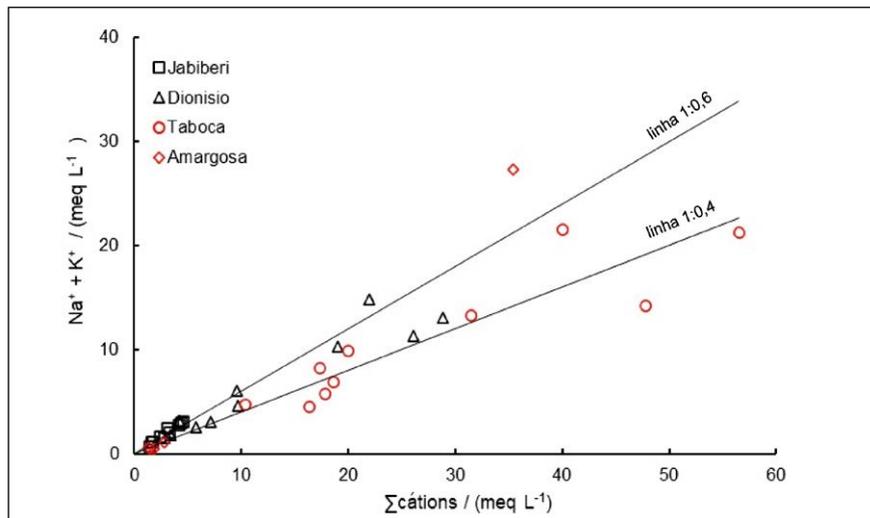
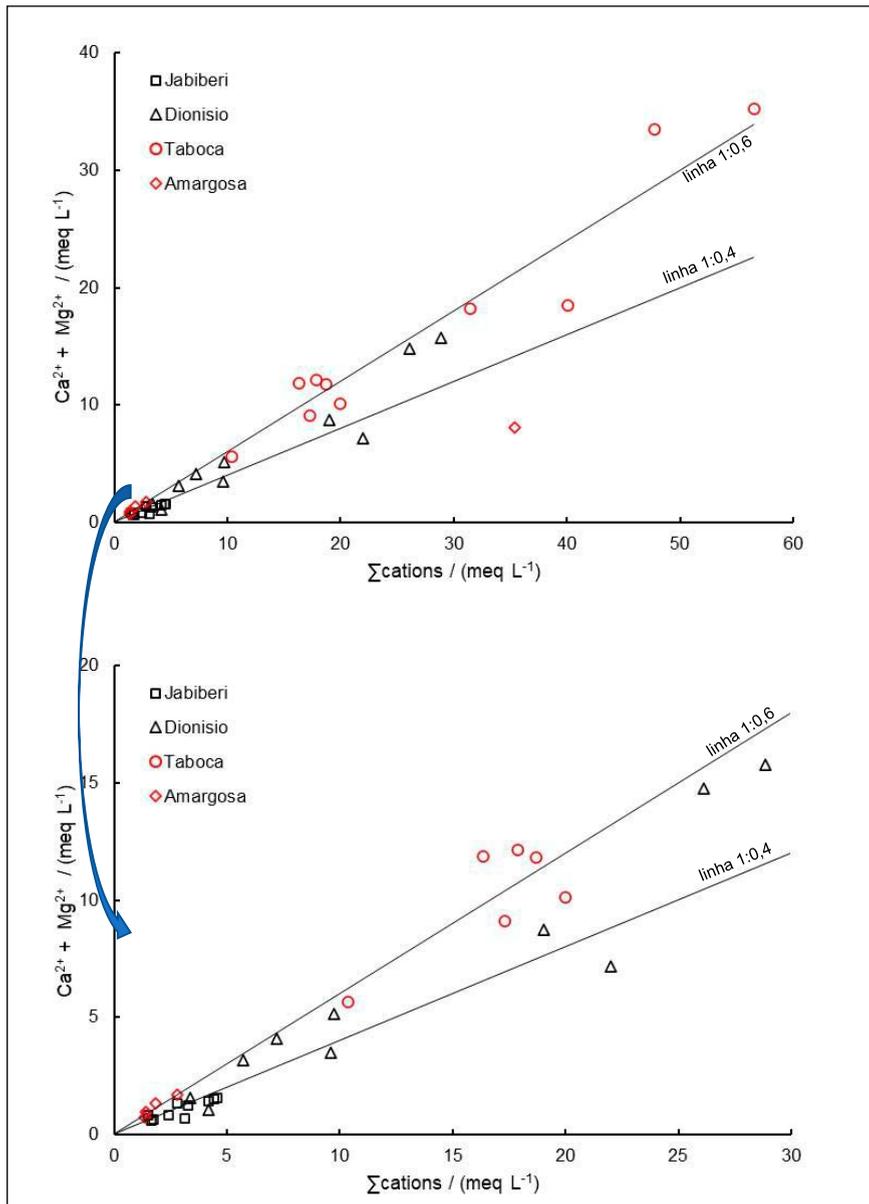


Figura 26. Relação do $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ com o Σ cátions para as amostras dos reservatórios.

As amostras dos reservatórios Dionísio Machado se distribuíram entre as linhas 1:0,4 e 1:0,6, sugerindo a contribuição da biotita e K-feldspato de acordo com as equações acima. Para todos os reservatórios é possível que ocorra também uma pequena contribuição do plagioclásio para o Na^+ , visto que, para todos eles, a principal origem do Na^+ foi o aerossol marinho.

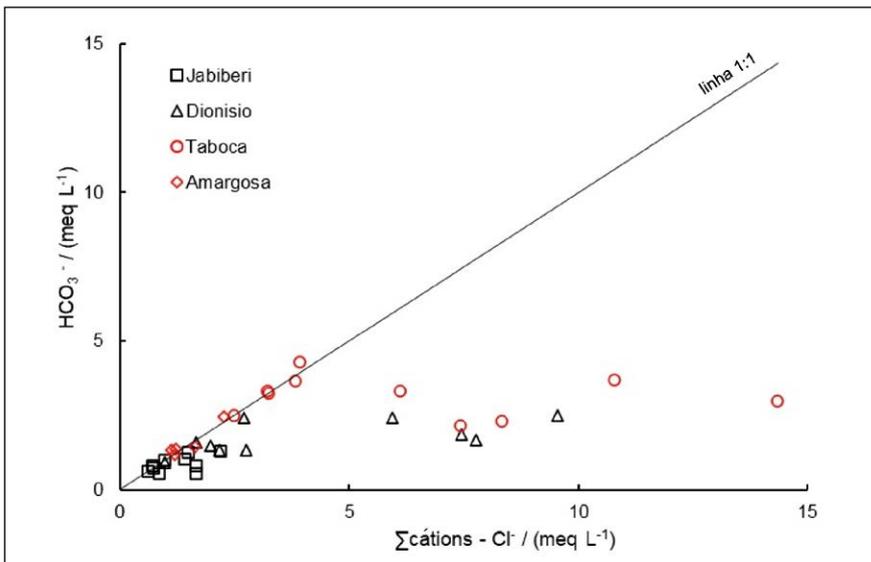
Em relação ao Ca^{2+} e Mg^{2+} , a maioria das amostras dos reservatórios Taboca e Amargosa se distribuíram na linha 1:0,6, indicando que nesse caso a origem principal do Ca^{2+} e Mg^{2+} é a alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{Al-Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) associada à dissolução da calcita (CaCO_3). As amostras do Jabiberi se posicionaram em torno da linha 1:0,4, sugerindo a contribuição predominante do plagioclásio ($\text{Na}_{0,62}\text{Ca}_{0,38}\text{Al}_{1,38}\text{Si}_{2,62}\text{O}_8$) e biotita ($\text{KMg}_3\text{Al-Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). Enquanto as amostras do reservatório Dionísio Machado se distribuíram entre as linhas 1:0,4 e 1:0,6, sugerindo a contribuição do plagioclásio, biotita e calcita de acordo com as equações acima.

Em todos os processos de alteração dos silicatos (ver equações acima) é liberado o HCO_3^- , e, no caso desses reservatórios, essa deve ser a principal origem do HCO_3^- da água.

Figura 27. Relação do $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ com o Σ cátions para as amostras dos reservatórios.

A Figura 28 mostra a dispersão das amostras dos reservatórios no gráfico do HCO_3^- com o Σ cátions. Amostras situadas na linha 1:1 representam a distribuição dos íons originários somente do intemperismo dos carbonatos e silicatos (Barzegar et al., 2018). As amostras dos reservatórios Jabiberi, Dionísio Machado e Taboca se desviaram da linha 1:1, confirmando que nesses reservatórios já ocorrem alterações na composição iônica das suas águas, como consequência de aportes antropogênicos. Como os reservatórios estão inseridos numa região de atividades agrícolas, o retorno da água de irrigação deve ser a maior fonte de impacto na composição química de suas águas.

Figura 28. Gráfico de dispersão do HCO_3^- com o Σ cátions - Cl^- .



As Tabelas 13 e 14 apresentam um quadro resumo dos processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios.

Tabela 13. Resumo dos principais processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios Jabiberi e Amargosa.

Processo Geoquímico	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Reservatório Jabiberi							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica							
Dissolução da calcita							
Dissolução da gipsita							x
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Amargosa							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica							
Dissolução da calcita			x				
Dissolução da gipsita							x
Intemperismo do K-feldspato							
Intemperismo da biotita		x		x			
Intemperismo do plagioclásio							

Tabela 14. Resumo dos principais processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios Jabiberi e Amargosa

Processo Geoquímico	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Reservatório Dionísio Machado							
Aerossol Marinho	x	x			x		x
Troca iônica	x						
Dissolução da calcita			x				
Dissolução da gipsita							x
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Taboca							
Aerossol Marinho	x	x			x		x
Troca iônica	x						
Dissolução da calcita			x				
Dissolução da gipsita							x
Intemperismo do K-feldspato						x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	

3.3 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia hidrográfica dos rios Vaza–Barris e Japarutuba

3.3.1 Descrição das áreas dos reservatórios

A bacia hidrográfica do rio Japarutuba está localizada na região nordeste do Estado de Sergipe, ocupa uma área de 1.674,24 km², correspondendo a 7,61% do território estadual e abrange 18 municípios sergipanos, com uma população de 216.537 habitantes, sendo 138.550 habitantes na zona urbana e 77.987 habitantes na zona rural (IBGE, 2010).

O reservatório Cumbe está inserido na bacia hidrográfica do rio Japarutuba (Tabela 15), na região do Médio Sertão sergipano, e vem sendo utilizado para uso doméstico, criação de peixe em tanque rede e lazer. A região possui clima do tipo megatérmico com transição para semiárido, com uma temperatura média anual de 23,9 °C e precipitações anuais variando de 800 mm a 1600 mm (Dória, 2020; Monteiro et al., 2021).

A bacia hidrográfica do rio Vaza–Barris possui uma área total de 16.787 km² distribuída entres os estados da Bahia e de Sergipe. A área drenada no estado de Sergipe é de 2.559,0 km² e abrange um total de 14 municípios (Silva, 2020).

Os reservatórios Ribeira, Carira e Coité estão inseridos na bacia do rio Vaza–Barris (Tabela 15) e distribuídos na região Agreste Central do território sergipano. Por estar situada numa zona de transição entre o litoral e o sertão, o clima da região tem características desses dois ambientes, variando de subsumido para semiárido brando. A temperatura média anual é de aproximadamente 26,2 °C no período seco e 22,5 °C no período chuvoso, com uma precipitação média anual de 886 mm (Santos et al., 2017; Silva, 2020).

Os principais usos do reservatório Ribeira são para o abastecimento humano e irrigação. No perímetro irrigado Poção da Ribeira, 506,41 ha são irrigados com a água do reservatório (Santos et al., 2017). Os reservatórios Carira e Coité foram projetados para atender a agricultura, abastecimento humano, dessedentação animal e piscicultura. Atualmente, em face do teor de salinização mais elevado, são utilizados apenas para pesca, lazer e dessedentação animal (Silva, 2020).

Tabela 15. Localização, período de construção e capacidade de acumulação dos reservatórios da bacia hidrográfica dos rios Vaza-Barris e Japarutuba

Bacia	Cidade	Reservatório	Período de construção	Capacidade (m ³)	Referência
Rio Vaza-Barris	Campo do Brito	Ribeira	1985 - 1987	16.500.000	Silva, 2021
	Carira	Carira	1953 -1955	822.000	Silva, 2020
	Frei Paulo	Coité	1929 - 1932	824.000	
Rio Japarutuba	Cumbe	Cumbe	1954 - 1958	990.000	Dória, 2020

Na região dos reservatórios observa-se uma predominância de rochas do tipo metamórficas, passando a rocha sedimentar nas proximidades do reservatório Coité e rocha ígnea quando se aproxima do reservatório Ribeira (Figura 29). Os solos predominantes são do tipo luvisolos, passando a neossolos nas proximidades do reservatório Coité (Figura 30).

Figura 29. Indicação simplificada dos tipos de rochas predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).

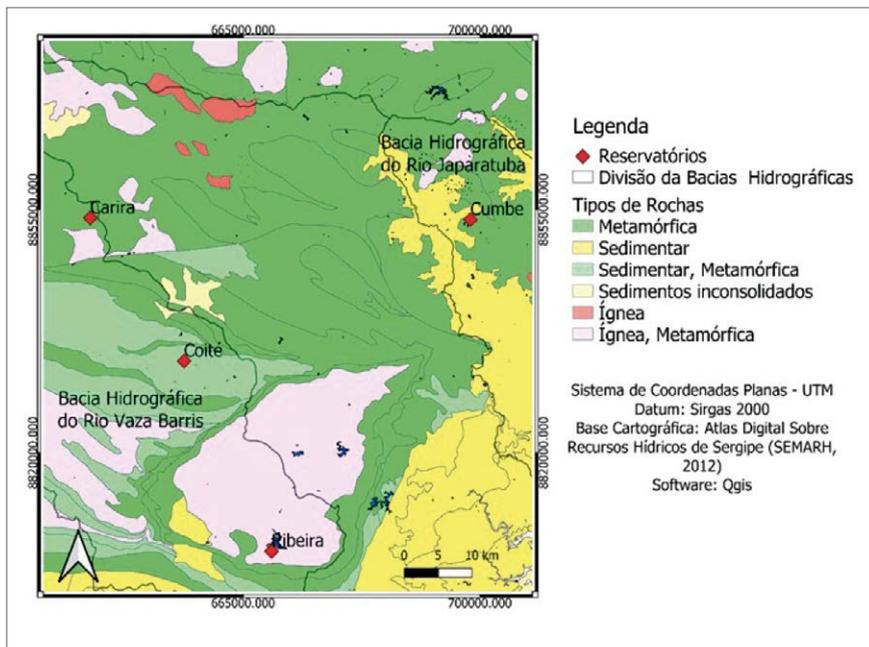
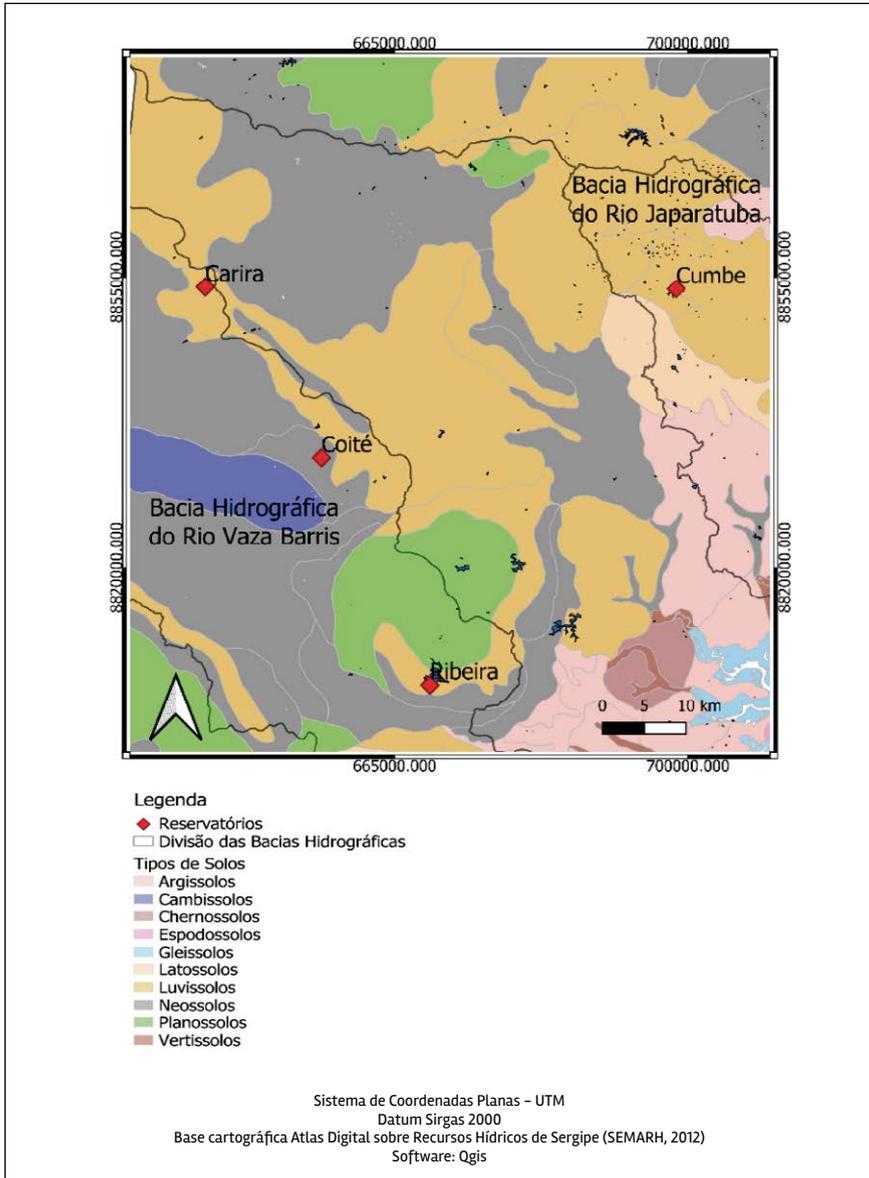


Figura 30. Indicação simplificada dos tipos de solos predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).



Registro fotográfico dos reservatórios



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Cumbe, Cumbe – Sergipe, 11.03.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Cumbe, Cumbe – Sergipe, 27.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Ribeira, Campo do Brito – Sergipe, 07.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Ribeira, Campo do Brito – Sergipe, 07.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Carira, Carira – Sergipe, 21.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Carira, Carira – Sergipe, 29.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / IPTS

Reservatório Coité, Frei Paulo – Sergipe, 21.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / IPTS

Reservatório Coité, Frei Paulo – Sergipe, 29.07.2021

3.3.2 Hidroquímica dos reservatórios

A estatística descritiva dos parâmetros hidroquímicos está apresentada nas Tabela 16. Os valores do pH variaram, em média, de 7,1 a 8,6, mostrando que as águas dos reservatórios são ligeiramente alcalinas.

Em relação ao risco de salinização para uso em irrigação, as águas dos reservatórios foram classificadas de acordo com o diagrama de Richards (Delgado et al., 2010) em risco médio para Ribeira (CE média $> 250 - < 750 \mu\text{S cm}^{-1}$), risco alto para Cumbe (CE média $> 750 - < 2250 \mu\text{S cm}^{-1}$) e risco muito alto para Carira e Coité (CE média $> 2250 \mu\text{S cm}^{-1}$).

Com base nos valores médios, a abundância catiônica foi $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ para Coité e Ribeira, e $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ para Carira e Cumbe. Enquanto a abundância aniônica foi $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ para Carira; $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ para Ribeira e $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ para Coité e Cumbe.

Para permitir visualizar melhor as diferenças entre as características químicas das águas dos reservatórios, a ACP foi calculada inicialmente usando o conjunto de dados de todos os reservatórios e depois recalculada sem usar os dados do reservatório Carira.

A ACP aplicada ao conjunto dos dados de todos os reservatórios mostrou que as duas primeiras componentes representam juntas 76,8 % (CP1 63,6 %; CP2 13,2 %) das informações contidas nas variáveis iniciais. Pela contribuição dos pesos de cada variável (Tabela 17) observa-se que a CP1 está fortemente associadas (peso $> 0,700$) aos íons Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , a CE e aos STD. Isso significa que os valores das concentrações desses íons, da CE e dos STD aumentam no sentido positivo de CP1. A CP2 está fortemente associada à temperatura da água e ao pH, então no sentido positivo da CP2 aumenta a temperatura da água e o pH. Quando recalculada a ACP sem usar os dados do reservatório Carira (Tabela 17), as duas primeiras componentes passaram a representar juntas 80,9 % (CP1 66,8 %; CP2 14,1 %) das informações contidas nas variáveis iniciais. A CP1 está fortemente associada (peso $> 0,700$) a quase todos os íons (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^-), a CE e aos STD, enquanto a CP2 está fortemente associada ao pH e temperatura da água.

Tabela 16. Estatística descritiva dos parâmetros medidos para a água dos reservatórios Carira, Coité, Ribeira e Cumbe. Valor mínimo (Min), máximo (Max), média \pm desvio padrão (Média \pm dp) e número de amostras (N). (CE = condutividade elétrica, STD = sólidos totais dissolvidos).

Reservatório	Carira N = 8		Coité N = 8		Ribeira N = 8		Cumbe N = 8	
	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp
pH	7,8 - 8,4	8,1 \pm 0,2	7,5 - 8,4	8,1 \pm 0,3	7,1 - 8,6	8,1 \pm 0,5	7,5 - 8,4	8,0 \pm 0,3
T (°C)	22,8 - 27,1	25,4 \pm 1,4	25,2 30,0	27,1 \pm 1,6	22,0 - 29,0	26,8 \pm 2,5	25,5 - 29,0	26,8 \pm 1,2
CE (μ S cm ⁻¹)	10007 - 12963	11335 \pm 1019	2264 - 7630	3719 \pm 1723	365,0 - 870,0	518,3 \pm 152,9	1351 - 1893	1643 \pm 218
STD (mg L ⁻¹)	5638 - 8505	7085 \pm 1111	1405 - 5265	2394 \pm 1224	204,4 - 487,2	309,6 \pm 86,2	923,2 - 1186	1080 \pm 103
Na ⁺ (mg L ⁻¹)	1115 - 2391	1529 \pm 497	321,9 - 881,0	460,2 \pm 181,2	31,81 - 140,3	65,01 \pm 37,3	199,0 - 265,2	236,9 \pm 22,7
K ⁺ (mg L ⁻¹)	4,10 - 26,51	17,95 \pm 8,48	9,33 - 22,02	14,20 \pm 4,04	4,68 - 7,41	5,86 \pm 1,03	9,39 - 18,22	13,21 \pm 2,66
Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	247,2 - 370,9	319,3 \pm 40,6	74,38 - 210,5	128,1 \pm 62,54	11,12 - 31,76	18,30 \pm 7,15	7,58 - 19,72	12,80 \pm 4,52
Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	174,3 - 935,0	423,9 \pm 234,2	93,00 - 173,3	115,9 \pm 22,6	9,27 - 19,14	13,65 \pm 3,78	19,66 - 49,66	34,00 \pm 11,25
SO ₄ ²⁻ (mg L ⁻¹)	78,79 - 792,5	272,4 \pm 225,3	60,50 - 191,1	94,31 \pm 40,57	5,76 - 17,64	11,72 \pm 4,81	5,74 - 19,70	14,28 \pm 4,68
Cl ⁻ (mg L ⁻¹)	3217 - 4766	3697 \pm 518	638,7 - 2087	1087 \pm 488	45,65 - 165,8	97,17 \pm 41,64	294,8 - 466,1	388,1 \pm 73,8
HCO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	182,4 - 367,1	224,0 \pm 60,1	127,5 - 267,6	210,2 \pm 52,0	84,57 - 136,5	105,9 \pm 17,8	122,4 - 241,5	168,0 \pm 43,1

Tabela 17. Pesos dos parâmetros experimentais na composição das duas primeiras componentes principais (em negrito pesos fortes > 0,700 e moderados < 0,700 e > 0,500)

Parâmetro	Todos os reservatórios		Sem o reservatório Carira	
	CP 1	CP 2	CP 1	CP 2
pH	0,110	0,809	-0,031	0,873
T (°C)	-0,332	0,816	0,046	0,864
CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	0,986	-0,009	0,988	-0,057
STD (mg L^{-1})	0,982	-0,016	0,977	-0,115
Na ⁺ (mg L^{-1})	0,917	-0,057	0,982	-0,028
K ⁺ (mg L^{-1})	0,687	0,233	0,817	-0,485
Ca ²⁺ (mg L^{-1})	0,947	0,015	0,874	0,110
Mg ²⁺ (mg L^{-1})	0,880	0,105	0,961	0,041
SO ₄ ²⁻ (mg L^{-1})	0,832	0,131	0,943	0,011
Cl ⁻ (mg L^{-1})	0,990	0,264	0,989	-0,006
HCO ₃ ⁻ (mg L^{-1})	0,524	-0,221	0,482	0,088
Variância total (%)	63,6	13,2	66,8	14,1
Variância cumulativa (%)	63,6	76,8	66,8	80,9

No plano formado por CP1 e CP2 para o conjunto de dados de todos os reservatórios (Figura 31), as amostras do reservatório Carira se posicionaram na região positiva da CP1, separando-se dos demais reservatórios, por apresentarem maiores valores para as concentrações iônicas, para a CE e para os STD. Ou seja, as amostras do reservatório Carira se diferenciam dos demais reservatórios pela sua elevada salinização (CE > 10.000 $\mu\text{S cm}^{-1}$).

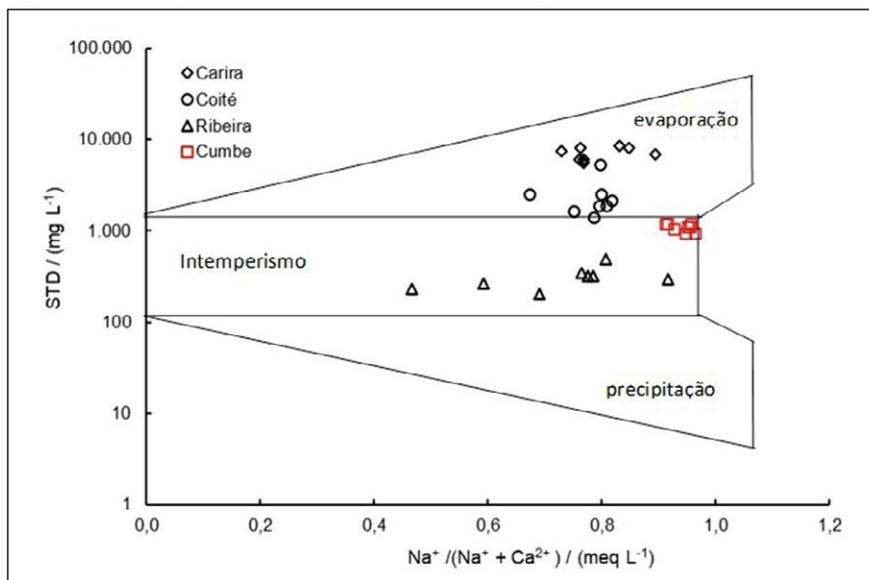
No plano formado por CP1 e CP2 para o conjunto de dados sem o reservatório Carira, as amostras do reservatório se separam em dois grupos distintos (Figura 32). Um grupo formado pelas amostras do Ribeira e Cumbe, que estão posicionadas na região negativa da CP1, e outro grupo formado pelas amostras do reservatório Coité que estão situadas no lado positivo da CP1. Ou seja, as amostras do reservatório Coité foram separadas das amostras do Ribeira e Cumbe, por apresentarem valores maiores das concentrações iônicas, da CE e dos STD.

Em resumo, a ACP evidenciou que no período desse estudo, as amostras de água dos reservatórios Ribeira e Cumbe não apresentaram diferença significativa nas suas composições iônicas e foram diferentes, em composição, dos reservatórios Coité e Carira, cujas águas são mais salinizadas e diferentes entre si.

3.3.3 Diagrama de Gibbs

A Figura 33 mostra a distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs.

Figura 33. Distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs.



As amostras do reservatório Ribeira estão totalmente inseridas no domínio do intemperismo, indicando que as características químicas de suas águas são controladas, principalmente, pela interação água – rocha. Enquanto as amostras do reservatório Cumbe estão situadas no limite dos domínios do intemperismo e evaporação, indicando uma evolução

para a parte superior direita do “bumerangue”, que pode estar associada ao início do processo de salinização. No entanto, o mecanismo principal, responsável pelas características químicas das águas, ainda é o intemperismo, podendo já existir alguma influência da evaporação.

As amostras dos reservatórios Coité e Carira estão distribuídas no domínio da evaporação. Com as evaporações sucessivas vai sendo removida água pura, levando ao aumento das concentrações iônicas, que geralmente é acompanhada da precipitação da calcita (CaCO_3) e, desse modo, o domínio iônico vai passando progressivamente para o Na^+ e Cl^- .

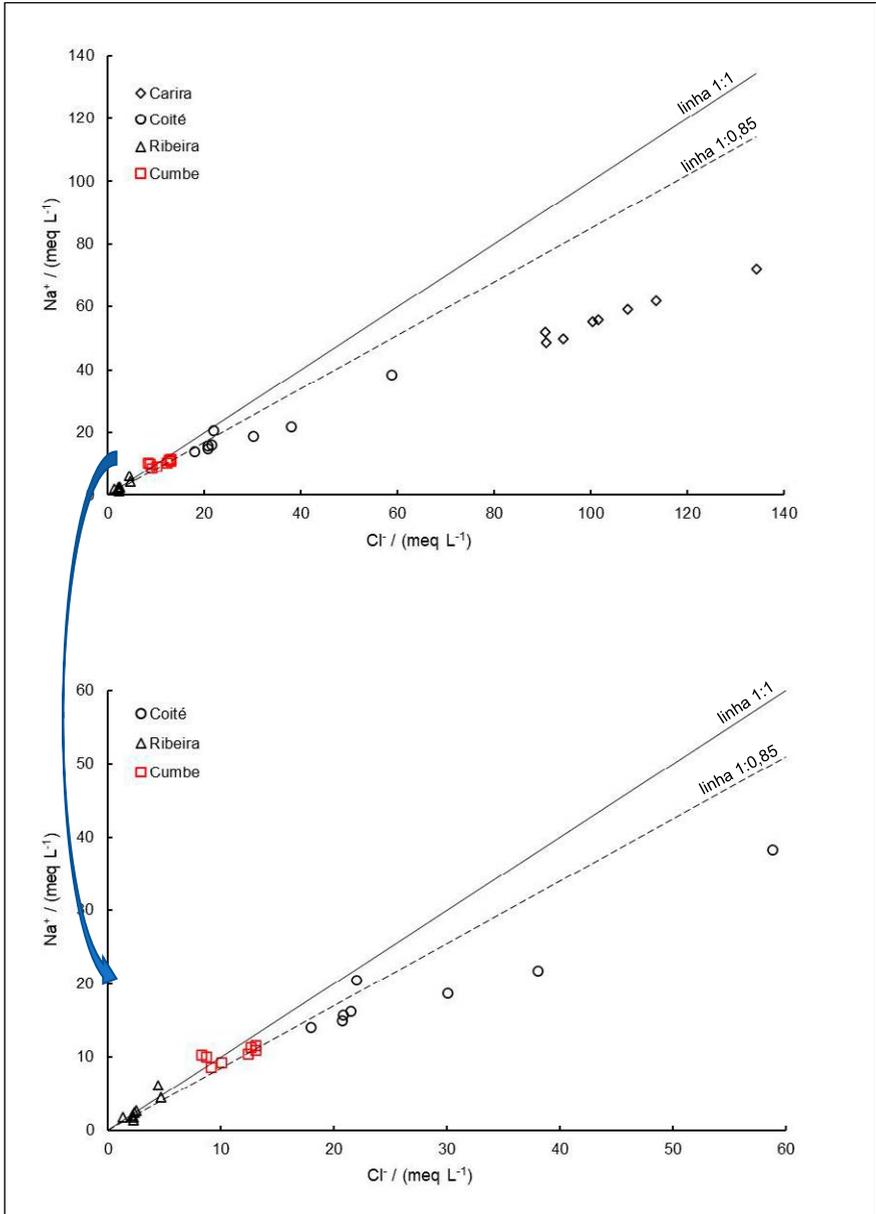
3.3.4 Razões iônicas

A Figura 34 mostra a distribuição das amostras dos reservatórios no gráfico do Na^+ com o Cl^- , onde está incluída a linha 1:0,85, que corresponde à relação Na^+/Cl^- na precipitação atmosférica (aerossol marinho dissolvido na água da chuva) e a linha 1:1 correspondente à relação da halita que compõe o sal marinho sedimentado no solo pela deposição seca (transporte e deposição do material da atmosfera sem a presença de chuva) e que é dissolvido pela água da chuva e drenado para águas superficiais (Drever, 1982).

As amostras dos reservatórios Ribeira e Cumbe se distribuíram próximas às linhas 1:0,85 e 1:1, confirmando o aerossol marinho transportado pela precipitação atmosférica e pela deposição seca, como a principal origem do Na^+ e Cl^- .

As amostras do reservatório Carira e a maioria das amostras do reservatório Coité ficaram abaixo da linha 1:0,85, sugerindo que para esses reservatórios, além do aerossol marinho, também está envolvida no controle das concentrações do Na^+ , a troca iônica reversa (ver Eq 5).

Figura 34. Relação do Na⁺ com o Cl⁻ para as amostras dos reservatórios.



O K^+ pode também ser originário da precipitação atmosférica e/ou do intemperismo de silicatos ricos em K^+ (Sharma et al., 2012). As relações médias do K^+/Cl^- em $meq L^{-1}$ para as águas dos reservatórios Ribeira (0,06) e Cumbe (0,03) foram superiores à do aerossol marinho (0,02), sugerindo que ocorre uma contribuição relevante do intemperismo dos silicatos, para as concentrações do K^+ nas águas desses reservatórios. Enquanto para os reservatórios Carira (0,01) e Coité (0,01) as relações médias do K^+/Cl^- em $meq L^{-1}$ foram inferiores à do aerossol marinho, o que pode ser resultante da participação do K^+ no processo de troca iônica (Monteiro et al, 2022).

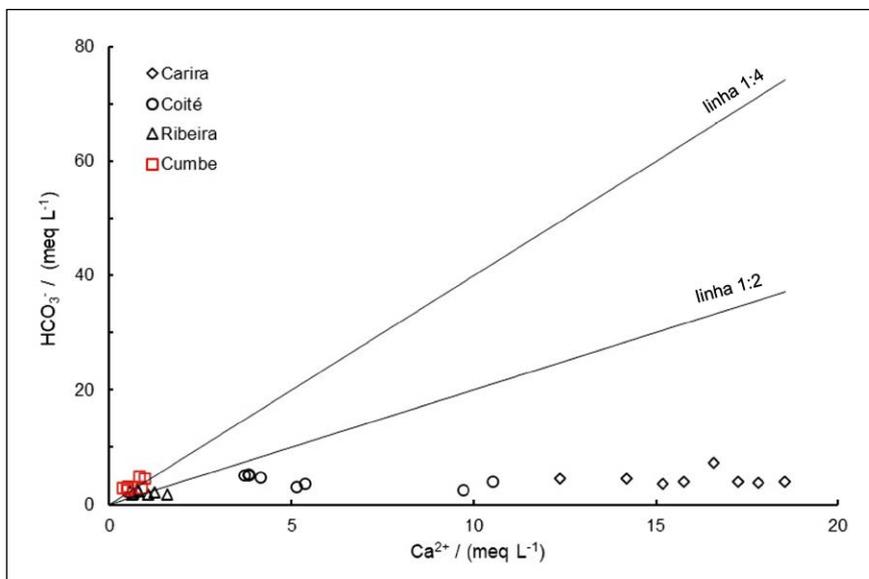
As razões médias do SO_4^{2-}/Cl^- em $meq L^{-1}$, para as águas dos reservatórios Carira (0,051), Coité (0,072) e Ribeira (0,096) foram próximas à razão no aerossol marinho (0,104 $meq L^{-1}$), indicando, portanto, que a precipitação atmosférica deve ser a principal fonte de SO_4^{2-} para as águas desses reservatórios. Para o reservatório Cumbe (0,028), a razão SO_4^{2-}/Cl^- foi menor que no aerossol marinho e isso, de acordo com Drever (1982), pode ser atribuído ao processo de sulfato redução ($SO_4^{2-} + 8 H^+ + 8e = 4 H_2O + S^{2-}$).

As razões molares médias do Ca^{2+}/Na^+ , Mg^{2+}/Na^+ e HCO_3^-/Na^+ nas águas dos reservatórios foram $Ca^{2+}/Na^+ = 0,05$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,14$ e $HCO_3^-/Na^+ = 0,72$ para Cumbe; $Ca^{2+}/Na^+ = 0,23$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,32$ e $HCO_3^-/Na^+ = 0,16$ para Carira; $Ca^{2+}/Na^+ = 0,28$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,26$ e $HCO_3^-/Na^+ = 0,53$ para Coité e $Ca^{2+}/Na^+ = 0,38$, $Mg^{2+}/Na^+ = 0,27$ e $HCO_3^-/Na^+ = 2,00$ para Ribeira. Quando as rochas carbonatadas são a principal origem, as relações molares desses íons com o Na^+ são elevadas ($Ca^{2+}/Na^+ \approx 50$, $Mg^{2+}/Na^+ \approx 10$, $HCO_3^-/Na^+ \approx 120$), enquanto essas relações são baixas ($Ca^{2+}/Na^+ \approx 0,35$, $Mg^{2+}/Na^+ \approx 0,24$, $HCO_3^-/Na^+ \approx 2$), quando a origem predominante são os silicatos (Gaillardet et al., 1999; Morán-Ramírez et al., 2016). Fica evidente, portanto, que para as águas desses reservatórios, a origem predominante do Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- deve ser o intemperismo dos silicatos.

No entanto, na relação do Ca^{2+} com o HCO_3^- (Figura 35), as amostras dos reservatórios Ribeira se distribuíram em torno 1:2 e as amostras de Cumbe em torno da linha 1:4, indicando, também, uma contribuição

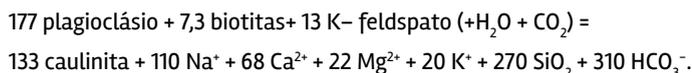
dos carbonatos, calcita e dolomita, respectivamente. Já as amostras dos reservatórios Coité e Carira ficaram bem abaixo da linha 1:2, o que corresponde a um grande excesso de Ca^{2+} em relação ao HCO_3^- , tendo como origem outras fontes diferentes dos carbonatos.

Figura 35. Relação do Ca^{2+} com o HCO_3^- para as amostras dos reservatórios.

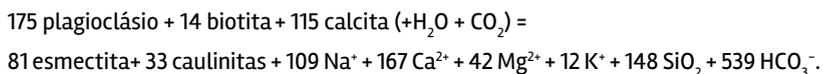


Para avaliar a contribuição do intemperismo dos silicatos para as concentrações de Na^+ e K^+ , nas águas dos reservatórios, foi plotando a relação do $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ com o Σ cátions (Figura 36).

A maioria das amostras dos reservatórios Ribeira, Cumbe e Coité se distribuíram em torno da linha 1:0,6, mostrando que, nesse caso, o K^+ é liberado para água através da alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) e K-feldspato de acordo com a equação:

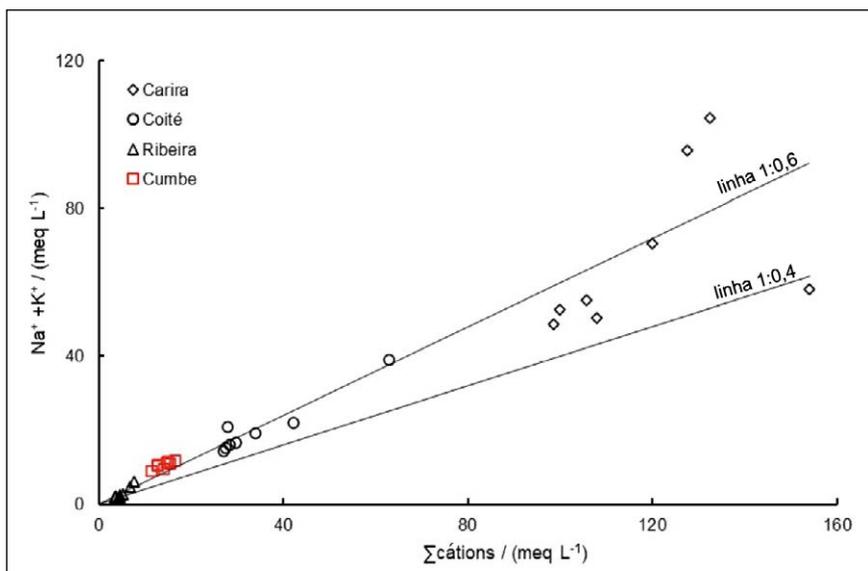


As amostras do reservatório Carira se distribuíram entre as linhas 1:0,4 e 1:0,6, indicando a contribuição também da alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) de acordo com a equação:



Para todos os reservatórios é possível que ocorra também uma pequena contribuição do plagioclásio para o Na^+ , visto que para todos eles, a principal origem do Na^+ foi o aerossol marinho.

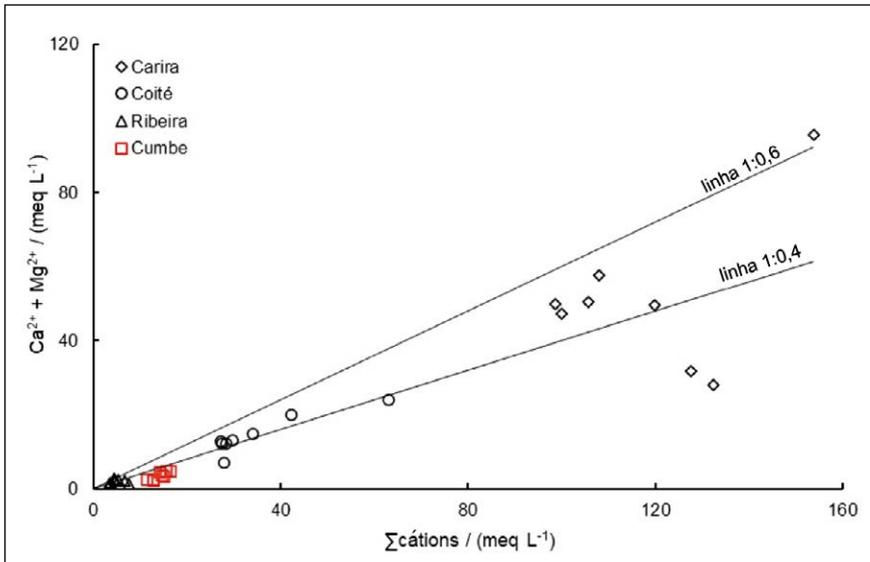
Figura 36. Relação do $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ com o Σ cátions para as amostras dos reservatórios.



Em relação ao Ca^{2+} e Mg^{2+} , a contribuição do intemperismo dos silicatos foi avaliada plotando a relação do $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ com o Σ cátions (Figura 37). A maioria das amostras dos reservatórios Ribeira, Cumbe e Coité se distribuíram em torno da linha 1:0,4, mostrando que a liberação do Ca^{2+} e Mg^{2+} para a água se dá pela alteração do plagioclásio ($\text{Na}_{0,62}\text{Ca}_{0,38}\text{Al}_{1,-}$

${}_{38}Si_{2,62}O_8$) e da biotita ($KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$). Enquanto as amostras do reservatório Carira se distribuíram entre as linhas 1:0,4 e 1:0,6, indicando a contribuição, também, da alteração do plagioclásio ($Na_{0,62}Ca_{0,38}Al_{1,38}Si_{2,62}O_8$) e da biotita associada à dissolução da calcita ($CaCO_3$).

Figura 37. Relação do $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ com o Σ cátions para as amostras dos reservatórios.



Em todos os processos de alteração dos silicatos (ver equações acima) é liberado o HCO_3^- e, no caso desses reservatórios, essa deve ser a principal origem do HCO_3^- da água.

As Tabelas 18 e 19 apresentam um quadro resumo dos processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios.

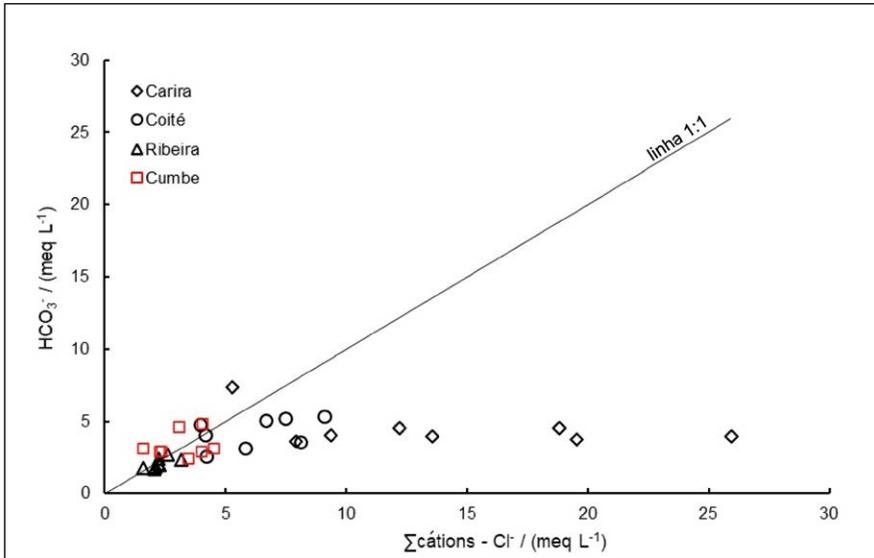
A Figura 38 mostra a dispersão das amostras dos reservatórios no gráfico do HCO_3^- com o Σ cátions. Amostras situadas na linha 1:1 representam a distribuição dos íons originários somente do intemperismo dos carbonatos e silicatos (Barzegar et al., 2018).

Tabela 18. Resumo dos principais processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios Ribeira e Cumbe

Processo Geoquímico	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Reservatório Ribeira							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica							
Dissolução da calcita			x			x	
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x				
Reservatório Cumbe							
Aerossol Marinho	x				x		x
Troca iônica							
Dissolução da calcita							
Dissolução da dolomita			x	x		x	
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	

Tabela 19. Resumo dos principais processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios Carira e Coité

Processo Geoquímico	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Reservatório Carira							
Aerossol Marinho	x	x			x		x
Troca iônica	x						
Dissolução da calcita			x			x	
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Coité							
Aerossol Marinho	x	x			x		x
Troca iônica	x						
Dissolução da calcita							
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	

Figura 38. Gráfico de dispersão do HCO_3^- com o $\Sigma\text{cátions} - \text{Cl}^-$ 

Os maiores desvios da linha 1:1 foram observados para as amostras dos reservatórios Carira e Coité, confirmando que nesses reservatórios, já devem ocorrer alterações na composição iônica das suas águas, como consequência de aportes antropogênicos. Os maiores impactos são atribuídos a despejos urbanos e atividades agrícolas (Silva, 2020).

3.4 Hidrogeoquímica dos reservatórios da bacia do São Francisco em Sergipe

3.4.1 Descrição das áreas dos reservatórios

A bacia hidrográfica do rio São Francisco, por causa da sua grande dimensão (639.217 km²) e para facilitar o planejamento e gestão, está dividida em quatro unidades fisiográficas: o Alto São Francisco (111.804 km²), que vai da nascente até a cidade de Pirapora/MG; o Médio São Francisco (339.763 km²), que se estende de Pirapora/MG a Remanso/BA; o Sub-médio São Francisco (115.637 km²), que vai de Remanso/BA até Paulo Afonso/BA; e o Baixo São Francisco (32.013 km²), que vai de Paulo Afonso/BA até a foz, onde o rio deságua no oceano Atlântico entre os estados de Sergipe e Alagoas. No estado de Sergipe, o Baixo São Francisco ocupa uma área de 7.042,6 km², abrangendo um total de 28 municípios (MMA, 2006).

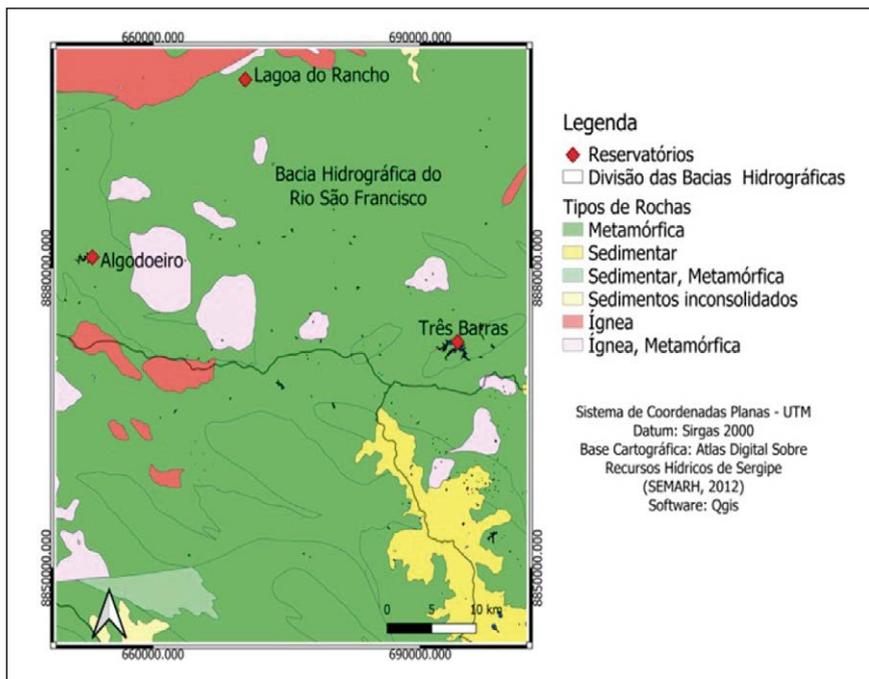
Os reservatórios Algodoeiro, Três Barras e Lagoa do Rancho estão inseridos na região do Baixo São Francisco (Tabela 20) e distribuídos no território sergipano nas regiões do Alto Sertão (Algodoeiro, Lagoa do Rancho) e Médio Sertão (Três Barras). O Alto Sertão tem um clima subúmido seco, com baixo ou nenhum excesso de água durante o ano. A temperatura média varia entre 24°C e 26°C, e a precipitação pluviométrica média anual está entre 500 mm e 800 mm, sendo mal distribuída ao longo do ano e apresentando irregularidade de um ano para outro. O Médio Sertão está numa faixa intermediária do clima seco para o semiárido, com precipitações médias anuais variando de 800 mm a 1600 mm e com uma temperatura média anual de 23,9 °C (Monteiro et al., 2021).

Tabela 20. Localização, período de construção e capacidade de acumulação dos reservatórios da bacia hidrográfica do Baixo São Francisco

Bacia	Cidade	Reservatório	Período de construção	Capacidade (m ³)	Referência
Rio São Francisco	Nossa Senhora da Glória	Algodoeiro	1964 – 1996	1.868.830	Alencar, 2020
	Graccho Cardoso	Três Barras	1969 – 1997	7.989.600	
	Porto da Folha	Lagoa do Rancho	1969	1.610.000	Cardoso, 2022

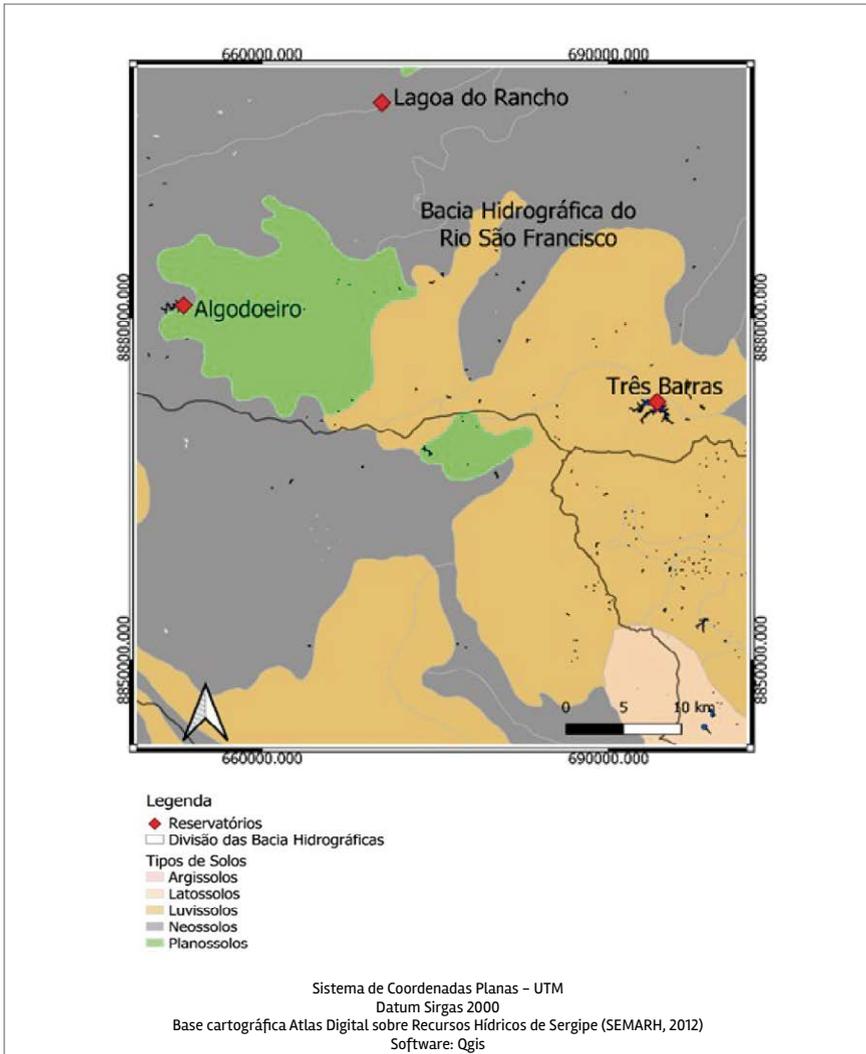
A região dos reservatórios possui na sua caracterização geológica rochas do tipo ígnea e metamórfica, com predominância das rochas metamórficas (Figura 39). Enquanto os solos são do tipo Neossolos em Lagoa do Rancho, Luvisolos em Três Barras, e Planossolos e Neossolos no entorno do Algodoeiro (Figura 40).

Figura 39. Indicação simplificada dos tipos de rochas predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).



Os reservatórios foram construídos visando atender ao abastecimento humano e irrigação, mas, atualmente são usados apenas para pesca e dessedentação animal, devido à elevada salinidade de suas águas.

Figura 40. Indicação simplificada dos tipos de solos predominantes na região dos reservatórios. Adaptado do Atlas Digital sobre recursos hídricos de Sergipe (SEMARH, 2012).



Registro fotográfico dos reservatórios



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Algodoeiro, Nossa Senhora da Glória – Sergipe, 27.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Algodoeiro, Nossa Senhora da Glória – Sergipe, 13.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Lagoa do Rancho, Porto da Folha – Sergipe, 05.01.2021



Lucas Cruz Fonseca / ITPS

Reservatório Lagoa do Rancho, Porto da Folha – Sergipe, 06.07.2021



Lucas Cruz Fonseca / IPTS

Reservatório Três Barras, Graccho Cardoso – Sergipe, 11.03.2021



Lucas Cruz Fonseca / IPTS

Reservatório Três Barras, Graccho Cardoso – Sergipe, 22.07.2021

3.4.2 Hidroquímica dos reservatórios

A estatística descritiva dos parâmetros hidroquímicos está apresentada na Tabela 21.

Os valores do pH das águas dos reservatórios variaram de 6,9 a 9,1, com valores médios de 8,2 em Três Barras e Lagoa do Rancho, e de 8,3 em Algodoeiro, mostrando em média, águas alcalinas.

Em todos os três reservatórios as águas foram altamente salinizadas, com valores médios de CE variando de 5.915 $\mu\text{S cm}^{-1}$ a 70.930 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Desse modo, de acordo com o diagrama de Richards (Delgado et al., 2010), suas águas apresentam risco muito alto (CE média > 2250 $\mu\text{S cm}^{-1}$) para uso em irrigação. Convém destacar que o reservatório Lagoa do Rancho é o mais salinizado do Estado de Sergipe.

Com base nos valores médios, a abundância catiônica foi $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ e a aniônica $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$, para os reservatórios Três Barras e Algodoeiro, enquanto em Lagoa do Rancho a abundância catiônica foi $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ e aniônica $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$.

Tabela 21. Estatística descritiva dos parâmetros medidos para a água dos reservatórios Três Barras, Algodoeiro e Lago do Rancho. Valor mínimo (Min), máximo (Max), média \pm desvio padrão (Média \pm dp) e número de amostras (N). (CE = condutividade elétrica, STD = sólidos totais dissolvidos).

Reservatório	Três Barras N = 8		Algodoeiro N = 8		Lagoa do Rancho N = 8	
	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp	Min - Max	Média \pm dp
pH	7,5 - 8,6	8,3 \pm 0,3	7,7 - 8,6	8,3 \pm 0,3	6,9 - 9,1	8,2 \pm 0,7
T (°C)	24,7 - 29,0	26,6 \pm 1,2	24,1 - 30,4	26,6 \pm 1,9	25,5 - 29,8	27,4 \pm 1,4
CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	6056 - 15821	11575 \pm 2887	4107 - 9124	5915 \pm 1861	2256 - 70930	21189 \pm 23849
STD (mg L ⁻¹)	3952 - 8860	7250 \pm 1676	2658 - 5109	3637 \pm 1066	1343 - 48940	15199 \pm 17764
Na ⁺ (mg L ⁻¹)	794,2 - 2238	1547 \pm 418	449,1 - 1143	744,4 \pm 260	180,2 - 13510	3464 \pm 4761
K ⁺ (mg L ⁻¹)	15,42 - 54,30	34,57 \pm 11,35	15,09 - 36,13	22,70 \pm 7,59	13,57 - 245,3	72,03 \pm 80,99
Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	77,58 - 376,7	240,7 \pm 105,7	77,34 - 228,5	118,8 \pm 51,9	91,66 - 4819	1079 \pm 1709
Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	147,6 - 500,5	341,1 \pm 129,2	141,1 - 319,3	192,2 \pm 55,9	97,74 - 1099	500,4 \pm 382
SO ₄ ²⁻ (mg L ⁻¹)	34,20 - 98,38	64,26 \pm 24,89	23,00 - 480,3	162,0 \pm 169,0	119,8 - 3657	1027 \pm 1144
Cl ⁻ (mg L ⁻¹)	1645 - 4656	3748 \pm 916	1037 - 2375	1707 \pm 578	570,9 - 25318	7658 \pm 9330
HCO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	139,2 - 216,9	177,0 \pm 25,7	121,5 - 204,2	178,3 \pm 31,1	48,27 - 218,3	115,8 \pm 52,3

A ACP aplicada ao conjunto dos dados hidroquímicos (Tabela 22) mostrou que as duas primeiras componentes principais representam juntas 79,4 % (CP1 63,7 %; CP2 11,9 %) das informações contidas nas variáveis iniciais. A CP1 está fortemente associada (peso > 0,700) aos íons Na⁺, Ca²⁺, K⁺, SO₄²⁻ e Cl⁻, a CE e aos STD. Isso significa que os as concentrações desses íons da CE e dos STD crescem no sentido positivo de PC1. A CP2 está fortemente associada somente ao HCO₃⁻, desse modo, no sentido positivo da PC2, aumentam as concentrações de HCO₃⁻.

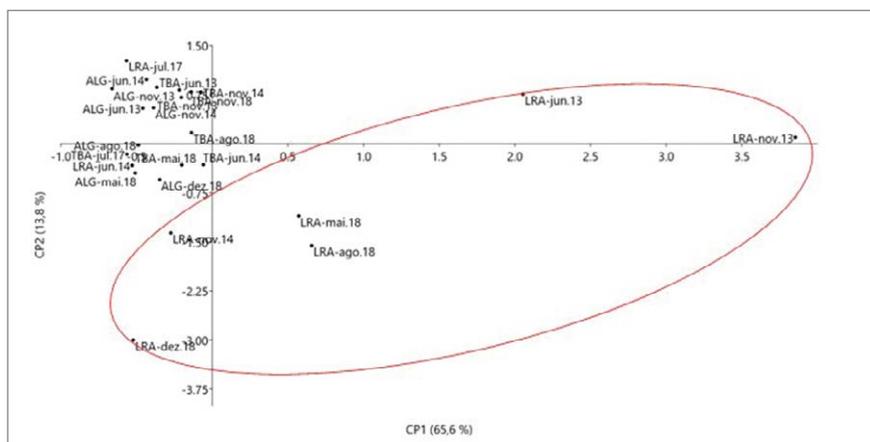
Para a ACP recalculada sem usar os dados do reservatório Lagoa do Rancho (Tabela 22), as duas primeiras componentes principais representam juntas 76,1 % (CP1 56,6 %; CP2 19,5 %) das informações contidas nas variáveis iniciais. A CP1 está fortemente associada (peso > 0,700) aos íons Na⁺, Ca²⁺, K⁺ e Cl⁻, a CE e aos STD. Portanto, as concentrações de Na⁺, Ca²⁺, K⁺ e Cl⁻, da CE e dos STD aumentam no sentido positivo de PC1. A CP2 está fortemente associada ao SO₄²⁻ e temperatura da água, desse modo, no sentido positivo da PC2 crescem as concentrações de SO₄²⁻ e a temperatura.

Tabela 22. Pesos dos parâmetros experimentais na composição das duas primeiras componentes principais (em negrito pesos fortes > 0,700 e moderados < 0,700 e > 0,500)

Parâmetro	Todos os reservatórios		Sem o reservatório Lagoa do Rancho	
	CP 1	CP 2	CP 1	CP 2
pH	0,253	0,542	0,495	0,324
T (°C)	0,139	-0,634	0,319	0,842
CE (μS cm ⁻¹)	0,991	0,076	0,969	-0,138
STD (mg L ⁻¹)	0,988	0,093	0,966	-0,108
Na ⁺ (mg L ⁻¹)	0,983	0,107	0,938	-0,208
K ⁺ (mg L ⁻¹)	0,986	0,088	0,872	-0,263
Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	0,970	0,060	0,718	0,502
Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	0,574	-0,279	0,694	0,504
SO ₄ ²⁻ (mg L ⁻¹)	0,947	-0,168	-0,411	0,810
Cl ⁻ (mg L ⁻¹)	0,986	0,098	0,979	-0,077
HCO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	-0,298	0,821	0,499	-0,141
Variância total (%)	65,6	13,5	56,6	19,5
Variância cumulativa (%)	65,6	79,4	56,6	76,1

No plano formado por PC1 e PC2 para o conjunto de dados de todos os reservatórios (Figura 41), a maioria das amostras do reservatório Lagoa do Rancho se posicionou na região positiva da PC1 e negativa da PC2, separando-se dos demais reservatórios por apresentarem maiores valores para as concentrações iônicas, para a CE e para os STD. Ou seja, as amostras do reservatório Lagoa do Rancho se diferenciam dos demais reservatórios pela sua elevada salinização.

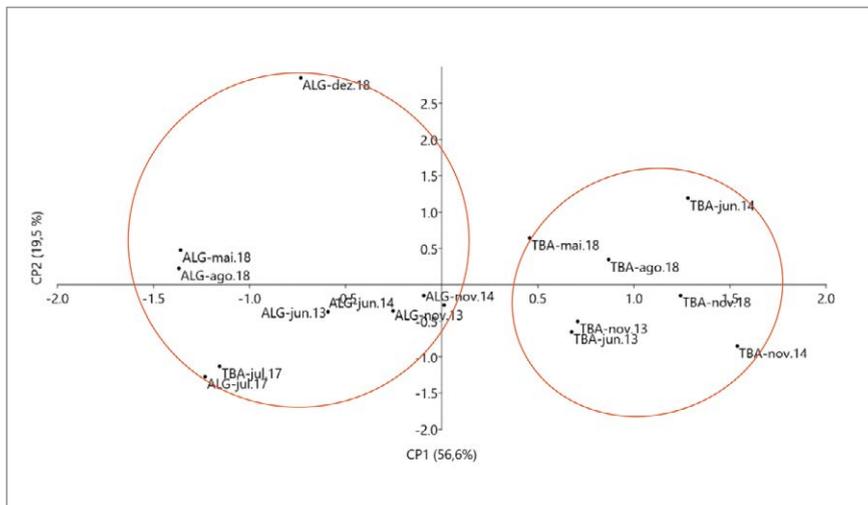
Figura 41. Localização das amostras dos reservatórios no plano formado pelas duas primeiras componentes principais PC 1 x PC 2. Código das amostras = nome do reservatório-mês.ano da amostragem. ALG = Algodoeiro, TBA = Três Barras, LRA = Lagoa do Rancho.



No plano formado por PC1 e PC2 para o conjunto de dados sem o reservatório Lagoa do Rancho, as amostras dos reservatórios se separaram em dois grupos distintos (Figura 42). Um grupo formado pelas amostras do reservatório Algodoeiro posicionadas na região negativa da PC1 e outro grupo composto pelas amostras do reservatório Três Barras (exceto a amostra TBA-jul.17) inserido na região positiva da PC1. As amostras do Algodoeiro se separaram das amostras do Três Barras por apresentarem menores valores das concentrações de Na^+ , Ca^{2+} , K^+ e Cl^- , da CE e dos STD, em relação às amostras dos reservatórios Três Barras.

A ACP demonstrou que as águas dos três reservatórios são diferentes em relação às suas características químicas, com concentrações iônicas muito mais elevadas nas águas do reservatório Lagoa do Rancho, em seguida vem Três Barras e depois Algodoeiro.

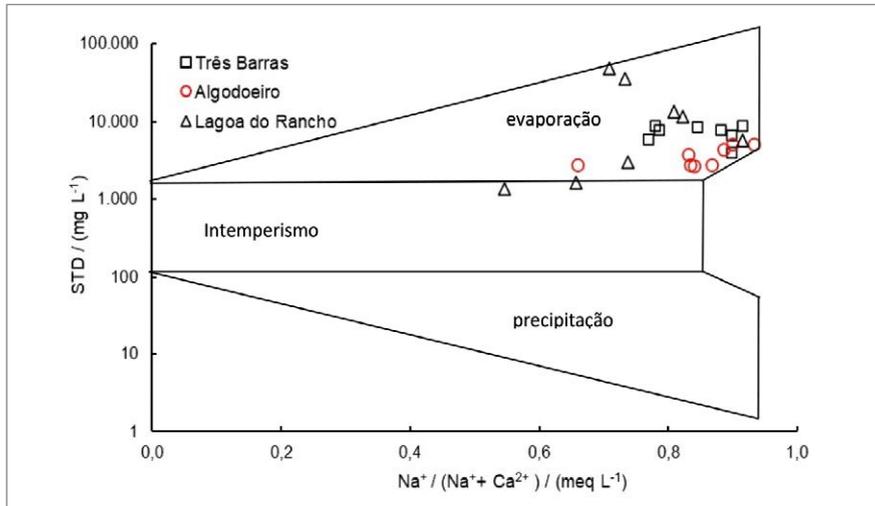
Figura 42. Localização das amostras dos reservatórios no plano formado pelas duas primeiras componentes principais PC 1 x PC 2. Código das amostras = nome do reservatório-mês.ano da amostragem. ALG = Algodoeiro, TBA = Três Barras.



3.4.3 Diagrama de Gibbs

A distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs é mostrada na Figura 43.

As amostras dos reservatórios Três Barras e Algodoeiro estão totalmente inseridas no domínio da evaporação, indicando que as características químicas de suas águas são controladas, principalmente, pelo processo de evaporação – cristalização. Já as amostras do reservatório Lagoa do Rancho se dividiram entre a região da evaporação (jun.13, nov.13, mai.18, ago.18, nov.14, jul.17) e do intemperismo (jun.14, dez.18).

Figura 43. Distribuição das amostras dos reservatórios no diagrama de Gibbs.

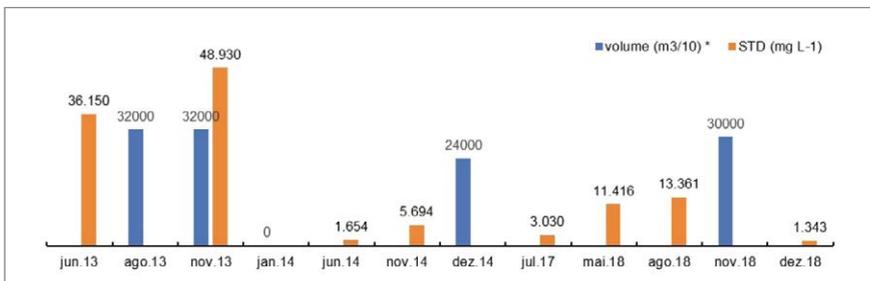
Em Lagoa do Rancho, no entanto, chama a atenção a enorme diferença entre os STD para as amostras coletadas em 2013 (média de 42.450 mg L⁻¹) e aquelas coletadas em 2014 (média de 3.674 mg L⁻¹), ainda mais considerando que o volume do reservatório passou de 320.000 m³ em 2013, para 240.000 m³ em 2014 (Figura 44). Ou seja, a diminuição do volume acumulado não levou ao aumento dos STD, como seria esperado, muito pelo contrário, os STD diminuíram drasticamente. Fica evidente, portanto, que a simples evaporação da água e o intemperismo não permitem explicar as grandes variações das concentrações dos constituintes dissolvidos e dos valores dos STD e CE, entre as amostras coletadas no reservatório Lagoa do Rancho.

O modelo de Hardie – Eugster tem sido utilizado para interpretar as variações químicas que ocorrem na água com a evaporação (Drever, 1982). De acordo com o modelo, a água diluída (menos salina) sofre em um ambiente árido, continua evaporação até se tornar uma água mais salina. Isso explica os elevados valores dos STD nas amostras de 2013. O modelo, no entanto, não explica os baixos valores dos STD obtidos em 2014, mes-

mo ocorrendo uma evaporação maior que em 2013 (volume acumulado de apenas 240.000 m³).

Diferentemente de 2013, um processo importante a ser considerado em 2014 é a completa evaporação da água em janeiro de 2014, levando ao esgotamento hídrico do reservatório (Figura 44). Durante o período de esgotamento hídrico (seca total do reservatório), todos os solutos são depositados como fases sólidas, seguido pela redissolução desses solutos quando o reservatório começa novamente a acumular água. Durante a redissolução, os minerais muito solúveis, como sais de sódio, se dissolvem rapidamente, e os compostos menos solúveis, como gipsita, calcita, especialmente, sílica se dissolvem lentamente. A química da solução resultante é controlada pela cinética de dissolução das fases precipitadas e não estritamente por suas solubilidades (Drever,1982). Desse modo, os menores valores dos STD para as amostras coletadas em junho e novembro de 2014 são consequência do impacto do esgotamento hídrico que ocorreu em janeiro de 2014 (Figura 44), levando à deposição de todos os solutos dissolvidos na água, que lentamente começaram a redissolver em junho e novembro, quando o reservatório começou novamente a acumular água. Portanto, as variações das concentrações iônicas, dos STD e da CE da água do reservatório Lagoa do Rancho, são resultantes do processo de evaporação, para as amostras com maior STD, e do ciclo evaporação total – redissolução, para as amostras com valores menores dos STD.

Figura 44. Variação do volume acumulado e dos sólidos totais dissolvidos (STD) para as amostras do reservatório Lagoa do Rancho. Capacidade de acumulação = 1.610.000 m³



*Fonte: ANA, 2021.

Registro fotográfico do reservatório Lagoa do Rancho completamente seco no mês de janeiro.



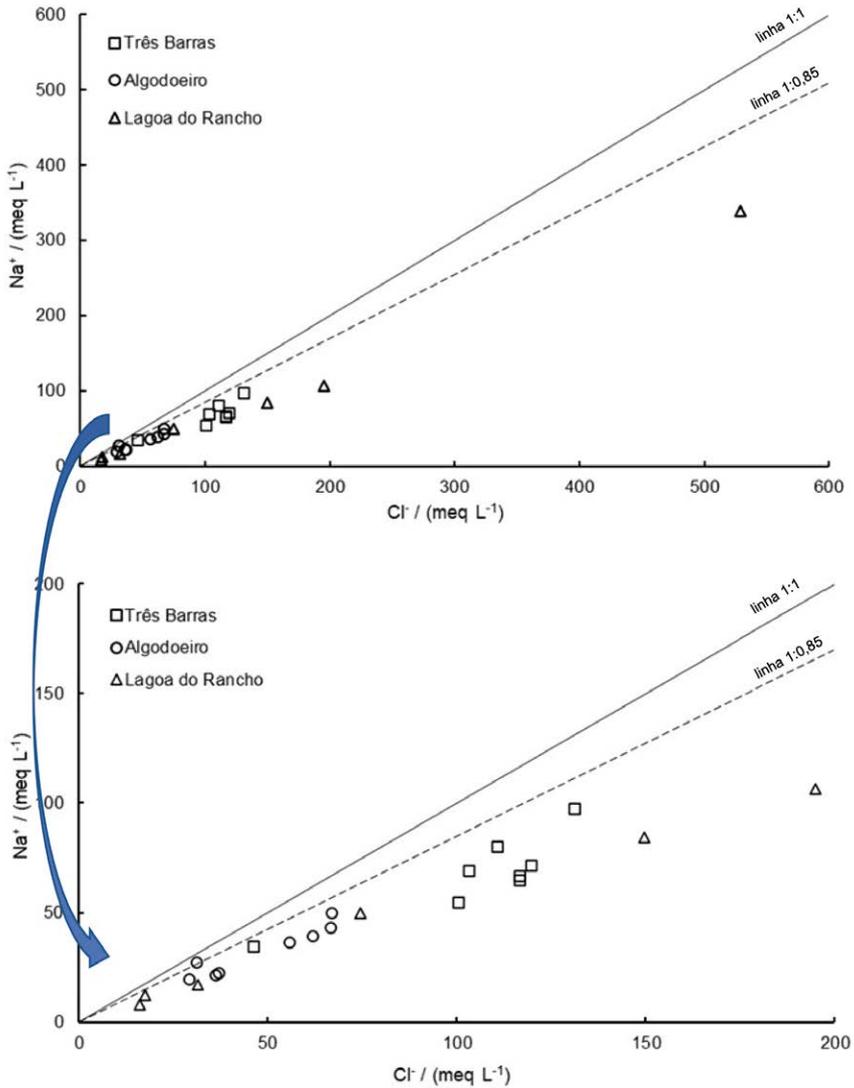
Lucas Cruz Fonseca / IPTS

3.4.4 Razões iônicas

Na relação do Na^+ com o Cl^- (Figura 45), as amostras dos três reservatórios, em geral, ficaram abaixo da linha 1:0,85, sugerindo que para esses reservatórios, além do aerossol marinho, também estão envolvidos no controle das concentrações do Na^+ , a troca iônica reversa (ver Eq 5).

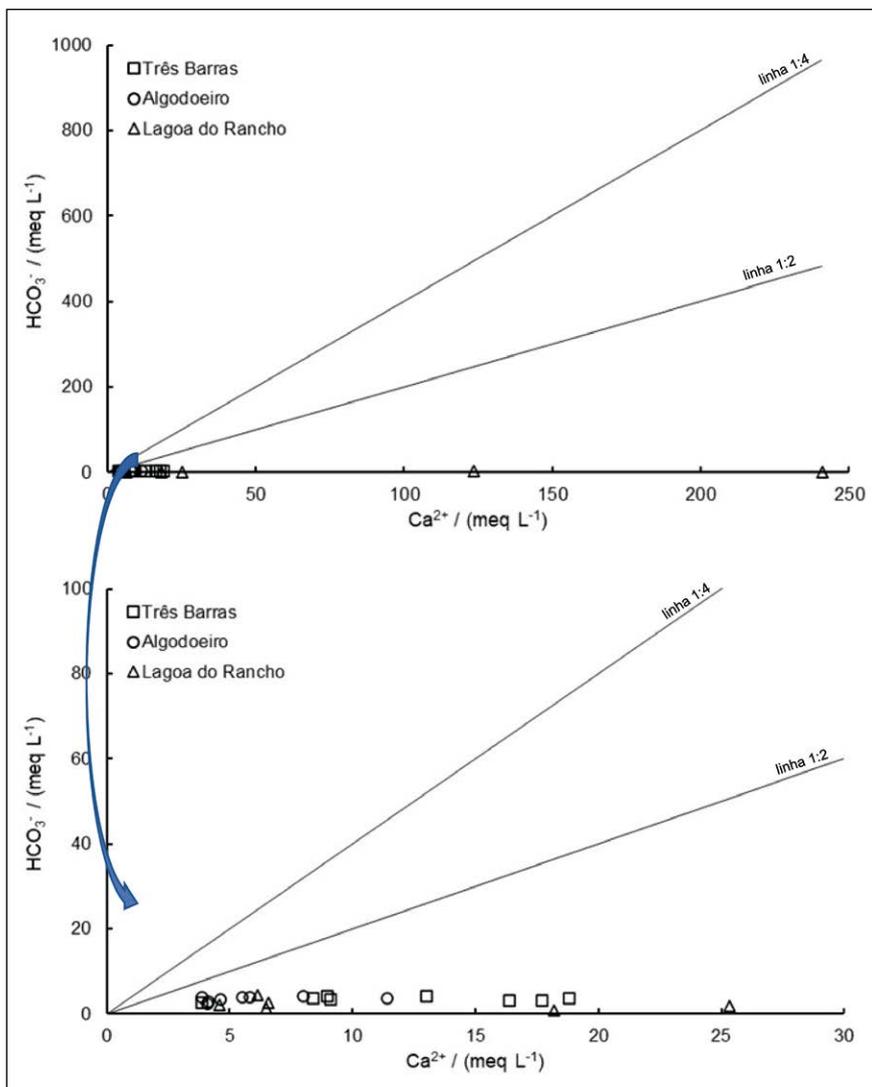
O K^+ pode também ser originário da precipitação atmosférica e/ou do intemperismo de silicatos ricos em K^+ (Sharma et al., 2012). As relações médias do K^+/Cl^- em meq L^{-1} para as águas dos reservatórios Três Barras (0,008), Algodoeiro (0,012) e Lagoa do Rancho (0,014) foram inferiores à relação no aerossol marinho (0,02), sugerindo, nesse caso, a participação também do K^+ , no processo de troca iônica (Monteiro et al., 2022).

Figura 45. Relação do Na^+ com Cl^- para as águas dos reservatórios.

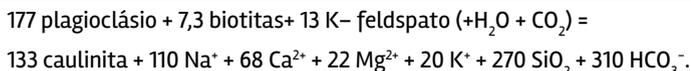


As razões médias do $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ em meq L^{-1} , para as águas dos reservatórios Três Barras (0,008) e Algodoeiro (0,012), foram inferiores à relação no aerossol marinho (0,104), isso tem sido atribuído ao processo de sulfato redução ($\text{SO}_4^{2-} + 8 \text{H}^+ + 8\text{e} = 4 \text{H}_2\text{O} + \text{S}^{2-}$) Drever (1982). Para a água do reservatório Lagoa do Rancho (0,203) a relação média do $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ foi superior à do aerossol marinho, evidenciando a contribuição significativa da dissolução da gipsita (CaSO_4) para o SO_4^{2-} da água desse reservatório.

Na relação do Ca^{2+} com o HCO_3^- (Figura 46) as amostras dos reservatórios ficaram bem abaixo da linha 1:2, o que corresponde a um grande excesso do Ca^{2+} em relação ao HCO_3^- , indicando que outras fontes diferentes dos carbonatos devem estar contribuindo para a concentração do Ca^{2+} na água. Isso é corroborado pelas baixas razões do Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- com o Na^+ , que foram $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,16$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,23$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 0,12$ para Três Barras; $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,18$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,29$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 0,26$ para Algodoeiro; $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,33$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,34$ e $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ = 0,20$ para Lagoa do Rancho. Quando as rochas carbonatadas são a principal origem, as relações molares desses íons com o Na^+ são elevadas ($\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 50$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 10$, $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ \approx 120$), enquanto essas relações são baixas ($\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 0,35$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+ \approx 0,24$, $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+ \approx 2$), quando a origem predominante são os silicatos (Gaillardet et al., 1999; Morán-Ramírez et al., 2016).

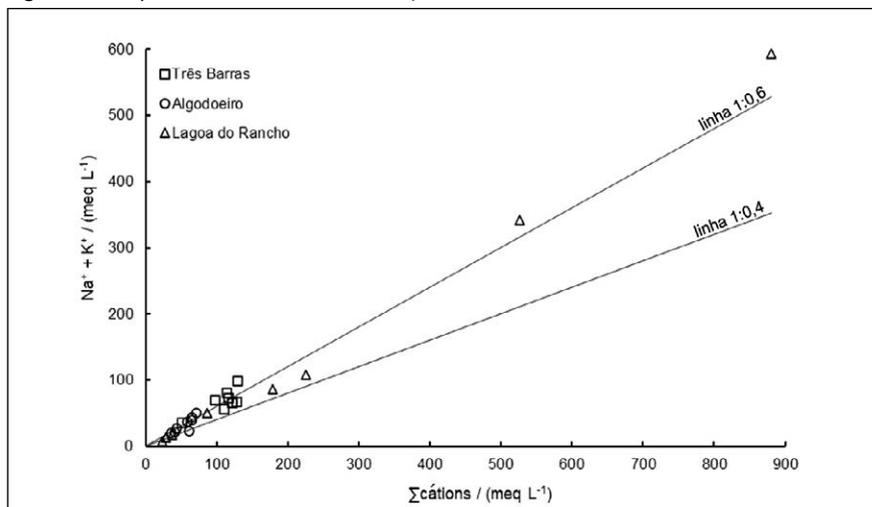
Figura 46. Relação do Ca^{2+} com HCO_3^- para as amostras dos reservatórios.

As Figuras 47 e 48 mostram as relações entre o $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ e $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ com o Σ cátions, respectivamente. A maioria das amostras dos reservatórios se distribuiu em torno da linha 1:0,6, mostrando que, nesse caso, o K^+ é liberado para a água através da alteração da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) e K-feldspato de acordo com a equação:

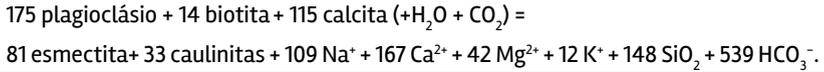


É possível que ocorra também uma pequena contribuição do plagioclásio para o Na^+ , visto que para todos os reservatórios, a principal origem do Na^+ foi o aerossol marinho.

Figura 47. Relação do $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ com o Σ cátions para as amostras dos reservatórios.

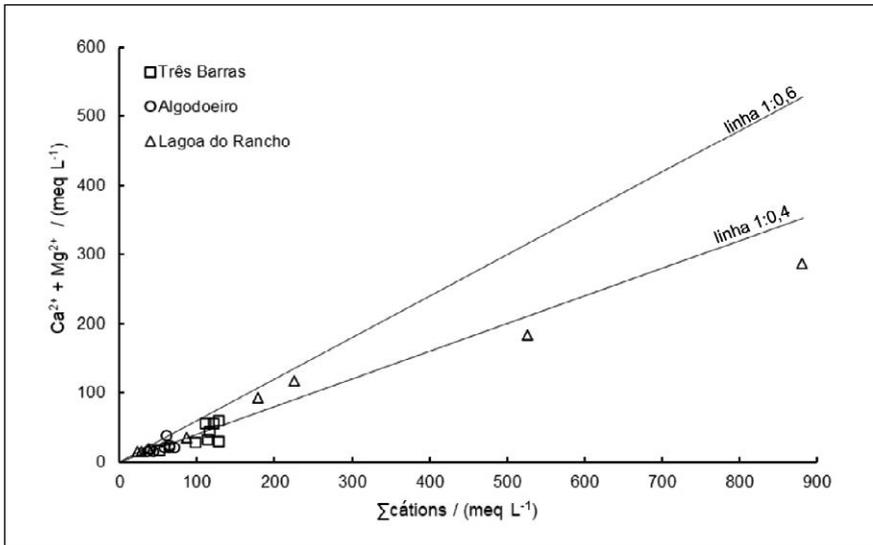


Em relação ao Ca^{2+} e Mg^{2+} , a maioria das amostras dos reservatórios se distribuiu em torno da linha 1:0,4, mostrando que a liberação do Ca^{2+} e Mg^{2+} para a água se dá pela alteração do plagioclásio ($\text{Na}_{0,62}\text{Ca}_{0,38}\text{Al}_{1,-38}\text{Si}_{2,62}\text{O}_8$) e da biotita ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), associada à dissolução da calcita (CaCO_3), de acordo com a equação:



Em todos os processos de alteração dos silicatos é liberado o HCO_3^- (ver equações acima) e no caso desses reservatórios, essa deve ser a principal origem do HCO_3^- da água.

Figura 48. Relação do $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ com o Σ cátions para as amostras dos reservatórios.

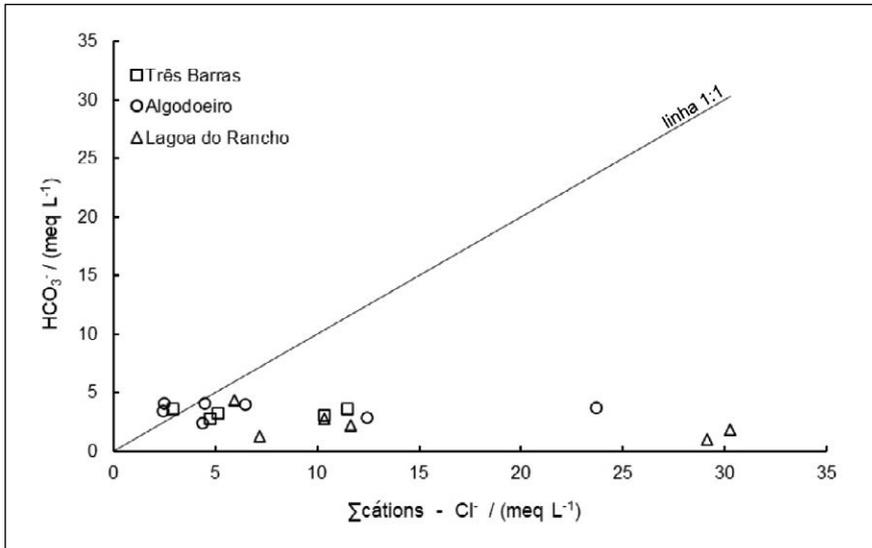


A Tabela 23 apresenta um quadro resumo dos processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios.

Tabela 23. Resumo dos principais processos geoquímicos envolvidos na composição química das águas dos reservatórios Três Barras, Algodoeiro e Lagoa do Rancho.

Processo Geoquímico	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Reservatório Três Barras							
Aerossol Marinho	x	x			x		x
Troca iônica	x	x					
Dissolução da calcita			x			x	
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Algodoeiro							
Aerossol Marinho	x	x			x		x
Troca iônica	x	x					
Dissolução da calcita			x			x	
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	
Reservatório Lagoa do Rancho							
Aerossol Marinho	x	x			x		x
Troca iônica	x	x					
Dissolução da calcita			x			x	
Dissolução da gipsita			x				x
Intemperismo do K-feldspato		x				x	
Intemperismo da biotita		x		x		x	
Intemperismo do plagioclásio			x			x	

A Figura 49 mostra que já deve ocorrer alterações na composição iônica das águas dos reservatórios associadas a aportes antropogênicos. Isso é evidenciado pela distribuição das amostras abaixo da linha 1:1. Quando os íons são originários somente do intemperismo dos carbonatos e silicatos, as amostras se distribuem em torno da linha 1:1 (Barzegar et al., 2018).

Figura 49. Gráfico de dispersão do HCO_3^- com o Σ cátions - Cl^- 



4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dezessete reservatórios tratados neste livro têm uma capacidade de acumulação total de 126.359.430 m³, dos quais 104.620.000 m³ são de água doce (SDT < 1.000 mg L⁻¹). O volume restante está distribuído entre águas que em alguns períodos ultrapassaram o valor de 1.000 mg L⁻¹ para os STD (8.045.500 m³) e águas que apresentaram salinização elevada (SDT > 5.000 mg L⁻¹) durante todo o período de estudo (13.694.430 m³). Isso significa que 17,2 % do volume das águas armazenadas nos reservatórios que foram aqui estudados já estão salinizadas ou em processo de salinização.

É importante destacar que os reservatórios com água doce, em geral, foram aqueles utilizados para irrigação e/ou abastecimento humano. Ou seja, aqueles com demanda regular e, portanto, com renovação frequente das suas águas.

Desse modo, uma alternativa a ser usada, para recuperar os reservatórios salinizados e reduzir a velocidade de salinização, é aumentar a renovação da água acumulada controlando as vazões de fluentes.

Aportes antropogênicos, principalmente de áreas agrícolas, também têm contribuído para o aumento da salinização. Nesta situação, uma providência que pode ser adotada é evitar que o refluxo da irrigação retorne ao reservatório.

Em regiões áridas ou semiáridas, a elevada evaporação pode levar ao esgotamento hídrico do reservatório, como aconteceu com o reservatório Lagoa do Rancho. Quando isso acontece, os minerais que estão dissolvidos na água são depositados como fases sólidas. Nesse caso, uma alternativa a ser usada, para reduzir a salinidade da água, pode ser a remoção de uma camada de fundo, quando ocorre a seca total do reservatório. Convém frisar que o material removido tem que ser depositado em

um lugar adequado, evitando que retorne ao reservatório arrastado pela água da chuva.

Almeja-se com esse estudo contribuir para a gestão de reservatórios, principalmente aqueles situados nas regiões áridas e semiáridas do Nordeste brasileiro.



5. REFERÊNCIAS

ABDEL WAHED, M. S. M.; MOHAMED, E. A.; EL-SAYED, M. I.; M'NIF, A.; SIL-LANPÄÄ, M. (2015). hydrogeochemical processes controlling the water chemistry of a closed saline lake located in Sahara Desert: lake Qarun, Egypt. *Aquatic Geochemistry*, 21(1), 31–57.

ALENCAR N. R. O. (2020). Processos hidrogeoquímicos envolvidos na salinização dos reservatórios Algodoeiro e Três Barras situados na região do baixo São Francisco no estado de Sergipe [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 120 p.

ALVES, J. P. H.; LIMA, M. H. R.; DÓRIA, J. R.; SILVA, I. S.; MONTEIRO, A. S. C. (2021). Hydrogeochemical characterization of reservoir waters undergoing salinization processes in Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 26, 1–16.

APELO, C.; POSTMA, D. *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd ed. Balkema. Amsterdam. 2005.

ARSENE, C.; OLARIU, R.I.; MIHALOPOULOS, N. (2007). Chemical composition of rainwater in the northeastern Romania, Iasi region (2003–2006). *Atmospheric Environment* 41, 9452–9467.

BARZEGAR, R.; ASGHARI MOGHADDAM, A.; NAZEMI, A. H.; ADAMOWSKI, J. (2018). Evidence for the occurrence of hydrogeochemical processes in the groundwater of Khoy plain, northwestern Iran, using ionic ratios and geochemical modeling. *Environmental Earth Sciences*, 77(16), 1–17.

CARDOSO, C. M. (2022). Avaliação dos processos geoquímicos envolvidos na salinização dos reservatórios Glória e Lagoa do Rancho situados no estado de Sergipe, Nordeste do Brasil. [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 68 p.

CARPENTER, S. R.; STANLEY, E. H.; VANDER ZANDEN, M. J. (2010). State of the world's freshwater ecosystems: physical, chemical, and biological. *Annual Review of Environment and Resources*, 36(1), 75–99.

CARROLL, D. (1962) Rainwater as a chemical agent of geologic processes. A Review. *U.S. Geological Survey Water Supply Paper*, 1535-G, 1-18

COHIDRO – Companhia de desenvolvimento de Recursos Hídricos e irrigação de Sergipe. *Perímetros irrigados*. Disponível em: https://cohidro.se.gov.br/?page_id=42. Acessado em: 10 jan. 2020.

CONNOR, J. D.; SCHWABE, K.; KING, D.; KNAPP, K. (2012). Irrigated agriculture and climate change: the influence of water supply variability and salinity on adaptation. *Ecological Economics*, 77, 149-157.

DAS, B. K.; KAUR, P. (2001). Major ion chemistry of Renuka lake and weathering processes, Sirmaur district, Himachal Pradesh, India. *Journal of Environmental Geology*, 40 (7), 908-917.

DELGADO, C.; PACHECO, J.; CABRERA, A.; BATLLORI, E.; ORELLANA, R.; BAUTISTA, F. (2010). Quality of groundwater for irrigation in tropical karst environment: the case of Yucatán, Mexico. *Agricultural Water Management*, 97(10), 1423-1433.

DÓRIA, J. R. (2020). Processos hidrogeoquímicos que controlam a química da água dos reservatórios Cumbe e Ribeirópolis no estado de Sergipe. [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 56 p.

DREVER, J. I. *The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments*. 3ed. Prentice Hall, New Jersey, USA, 1982. 436 p.

DUNCAN, A. *Comparative reservoir limnology and water quality management*, Dordrecht: Kluwer Academic Publisher Group. 1993. p. 213-288.

FONTES, A. S.; ZUCCHI, M. R.; MEDEIROS, Y. D. P.; AZEVEDO, A. E. G. (2015). Avaliação dos fatores intervenientes no processo de salinização em reservatórios superficiais do semiárido brasileiro. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 20(3), 708-721.

GAILLARDET, J.; DUPRÉ, B.; LOUVAT, P.; ALLÈGRE, C. J. (1999) Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* 159 (1-4), 3-30.

GARRELS, R. M.; MACKENZIE, F. T. (1967). Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. In W. Stumm (Ed.), *Equilibrium concepts in natural*

waters systems. *Advanced in Chemistry Series*, Washington: American Chemical Society, 67, 222 – 242.

GIBBS, R. J. (1970). Mechanisms controlling World Water Chemistry. *Science*, 170 (3962), 1088–1090. PMID:1777828.

GOMES, S. S. (2009). *Composição química da água da chuva na região urbana e industrial do estado de Sergipe* [relatório]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Bolsa de Iniciação Científica; 28p.

GUO, J.; ZHOU, X.; WANG, L.; ZHANG, Y.; SHEN, X.; ZHOU, H.; YE, S.; FANG, B. (2018). Hydrogeochemical characteristics and sources of salinity of the springs near Wenquanzhen in the eastern Sichuan Basin, China. *Hydrogeology Journal*, 26(4), 1137–1151.

HAMMER, O.; HARPER, D. A. T.; RYAN, P. D. *Paleontological statistic*. Oslo: University of Oslo, 2001. Disponível em: <http://folk.uio.no/ohammer/past>. Acessado em: 10 jan. 2018.

HARIS, N.; BICKLE, M.; CHAPMAN, H.; FAIRCHILD, I.; BUNBURY, J (1998) The significance of Himalayan Rivers for silicate weathering rates evidence from the Bhote Kosi tributary. *Chemical Geology*, 144, 205–220.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Censo 2010*. Rio de Janeiro: IBGE, 2010. Disponível em: <http://censo2010.ibge.gov.br>. Acessado em: 1 ago. 2017.

JIA, H.; QIAN, H.; ZHENG, L.; FENG, W.; WANG, H.; GAO, Y. (2020). Alterations to groundwater chemistry due to modern water transfer for irrigation over decades. *The Science of the Total Environment*, 717, 137170.

JOHANSSON, O.; AIMBETOV, I.; JARSJÖ, J. (2009). Variation of groundwater salinity in the partially irrigated Amudarya River delta, Uzbekistan. *Journal of Marine Systems*, 76(3), 287–295.

KAUSHAL, S. S.; DUAN, S.; DOODY, T. R.; HAQ, S.; SMITH, R. M.; JOHNSON, T. A. N.; NEWCOMB, K. D.; GORMAN, J.; BOWMAN, N.; MAYER, P. M.; WOOD, K. L.; BELT, K. T.; STACK, W. P. (2017). Human-accelerated weathering increases salinization, major ions, and alkalinization in fresh water across land use. *Applied Geochemistry*, 83, 121–135. PMID:30220785.

KIM, K. (2003). Long-term disturbance of groundwater chemistry following well installation. *Ground Water*, 41(6), 780–789. PMID:14649861.

KIMMEL, B. L.; GROEGER, A. W. (1984). Factors controlling primary production in lakes and reservoirs: a perspective. *Lake and reservoir management*, 1(1), 277–281.

KOH, D. C.; KO, K. S.; KIM, Y., LEE, S. G.; CHANG, H. W. (2007). Effect of agricultural land use on the chemistry of groundwater from basaltic aquifers, Jeju Island, South Korea. *Hydrogeology Journal*, 15(4), 727–743.

LEAL, T. F. M.; FONTENELE, A. P. G.; PEDROTTI, J. J. (2004). Composição iônica majoritária de águas de chuva no centro da cidade de São Paulo. *Química Nova*, 27, 855–861.

LERMAN, A. (2009). Saline lakes' response to global change. *Aquatic Geochemistry*, 15(1–2), 1–5.

LIMA, M. H. R. (2020). Avaliação hidrogeoquímica dos reservatórios Jacarecica I e Macela situados na bacia hidrográfica do rio Sergipe, Nordeste, Brasil. [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 78 p.

LIMA, R. S. (2015). Qualidade da água dos reservatórios situados na bacia hidrográfica dos rios Piauí – Real: uma avaliação com base em técnicas estatísticas multivariadas e razões iônicas [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 101 p.

LIMA, R. S., ALVES, J. P. H. (2017). Avaliação da qualidade da água dos reservatórios localizados nas bacias hidrográficas dos rios Piauí – Real, utilizando o índice de qualidade da água (IQA). *Scientia Plena*, 13(10), 1–10.

LIMA, W. S.; GARCIA, C. A. B. (2008). Qualidade da Água em Ribeirópolis – SE: O Açude do Cajueiro e a Barragem do João Ferreira. *Scientia Plena*, 4, 122401.

MARANDI, A.; SHAND, P. (2018). Groundwater chemistry and the Gibbs Diagram. *Applied Geochemistry*, 97, 209–212.

MEIRELES, A. C. M.; FRISCHKORN, H.; ANDRADE, E. M. (2007) Sazonalidade da qualidade das águas do açude Edson Queiroz, bacia do Acaraú, no Semiárido cearense. *Revista Ciência Agronômica*, 38(1), 25–31.

MELO, A. P. S. (2016). Avaliação da qualidade da água dos reservatórios Algodoeiro e Glória, através do índice de qualidade de água de reservatório – IQAR. [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 95 p.

MIMURA, A. M. S.; ALMEIDA, J. M.; VAZ, F. A. S.; DE OLIVEIRA, M. A. L.; FERREIRA, C. C. M.; SILVA, J. C. J. (2016). Chemical composition monitoring of tropical rainwater during an atypical dry year. *Atmospheric Research*, 169 (A), 391–399.

MMA. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. Caderno da região hidrográfica do São Francisco. Brasília, 2006, 152 p. Disponível em: http://www.mma.gov.br/estruturas/161/_publicacao/161_publicacao03032011023538.pdf Acessado em: 10 jan. 2018.

MONTEIRO A. S. C.; SILVA E. L.; SILVA R. R. M.; ALVES, J. P. H. (2021). Mecanismos que controlam as características das águas dos reservatórios do estado de Sergipe, Nordeste do Brasil. *Scientia Plena*, 17, 011701.

MORAN-RAMÍREZ, J.; LEDESMA-RUIZ, R.; MAHLKNECHT, J.; RAMOS-LEAL, J. A. (2016). Rockwater interactions and pollution processes in the volcanic aquifer system of Guadalajara, Mexico, using inverse geochemical modeling. *Applied Geochemistry*, 68, 79 – 94.

MOSAAD, S.; EL ABD, E. S.; KEHEW, A. E. (2019). Integration of geochemical data to assess the groundwater quality in a carbonate aquifer in the southeast of Beni-Suef city, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 158, 103558.

PALÁCIO, H. A. Q.; ARAÚJO NETO, J. R.; MEIRELES, A. C. M.; CHAVES, L. C. G. (2011). Similaridade e fatores determinantes na salinidade das águas superficiais do Ceará, por técnicas multivariadas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 15(4), 395–402.

SANTOS, C. E. O.; PEIXOTO, J. S.; ALVES, J. P. H. (2017). Geoquímica das águas do reservatório Poção da Ribeira, Agreste Central de Sergipe. *Scientia Plena*, 13, 109906.

SANTOS, J. S.; DE OLIVEIRA, E.; MASSARO, S. (2000). Avaliação da salinização de açudes no semiárido brasileiro por ICP–AES. *Química Nova*, 23, 453.

SEMARH – Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. *Sergipe: Atlas Digital Sobre Recursos Hídricos*. Aracaju-SE, CD Rom., 2012.

SENA, I. M. N. (2017). Qualidade da água do reservatório Macela – Itabaiana – Sergipe: Variações de curto e longo prazo. [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 80 p.

SENA, I. M. N.; MONTEIRO, A. S. C.; ALVES, J. P. H. (2020). Variações na qualidade da água e no estado trófico do Reservatório Macela no período de 2004 a 2014. In: *Olhar dos recursos e do meio ambiente do estado de Sergipe*, 1ª ed.; Sousa, I. F.; Monteiro, A. S. C.; Santana, N. R. F.; eds.; Poisson, Belo Horizonte-MG, p. 34–47.

SERHMA – Superintendência Especial de Recursos Hídricos e Meio Ambiente. *Programa Qualiagua*. Disponível em: <https://sedurbs.se.gov.br/portalrecursos-hidricos/#!> Acessado em: 10 jan. 2020.

SHRESTHA, S.; KAZAMA, F. (2007). Assessment of surface water quality using multivariate statistical techniques: a case study of the Fuji River basin, Japan. *Environment Modelling & Software*, 22 (4), 464–475.

SHARMA, A.; RAJAMANI, V. (2001) Weathering of charnockite and sediment production in the catchment area of the Cauvery River southern India. *Sedimentary Geology*, 143, 169–184.

SHARMA, A.; SINGH, A. K.; KUMAR, K. (2012). Environmental geochemistry and quality assessment of surface and subsurface water of Mahi River basin, western India. *Environmental Earth Sciences*, 65(4), 1231–1250.

SILVA, E. L. (2020). Processos geoquímicos que controlam a salinização dos reservatórios Carira e Coité, bacia hidrográfica do rio Vaza-Barris, estado de Sergipe. [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 98 p.

SILVA, R. R. M. (2021). Processos hidrogeoquímicos que controlam as características das águas dos reservatórios Poxim, Jacarecica II e Ribeira, situados no estado de Sergipe. [dissertação]. São Cristóvão (SE): Universidade Federal de Sergipe; Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. 84 p.

SINGH, K. P.; MALIK, A.; MOHAN, D.; SINHA, S. (2004). Multivariate statistical techniques for the evaluation of spatial and temporal variations in water quality of Gomti River (India): a case study. *Water Research*, 38 (18), 3980–3992.

STEEL, T. A.; RAST, W. (1996). Reservoirs. In: *A guide to use of biota, sediments and water in environmental monitoring*, 2ª ed.; Chapman, D. (Ed). London: F & FN Spon Ltd.

STRASKRABA, M.; TUNDISI, J. G. *Diretrizes para o Gerenciamento de Lagos: Gerenciamento da qualidade da água de represa*. Volume 9. 3ª ed. Oficina de textos. IIE/ILEC, 2013. 300 p.

STRASKRABA, M.; TUNDISI, J. G.; DUNCAN, A. State of the art of reservoir limnology and water quality management. In: STRASKRABA, M; TUNDISI J. G.; TUNDISI, J. G. (1986). Represas Artificiais: Perspectivas para o Controle e Manejo da Qualidade da Água para Usos Múltiplos. *Revista Brasileira de Educação*, 1(1), 37–47.

SUBRAMANI, T.; RAJMOHAN, N.; ELANGO, L. (2010). Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 162(1–4), 123–137. PMID:19247793.

ZHU, B., WANG, X., RIOUAL, P. (2017). Multivariate indications between environment and ground water recharge in a sedimentary drainage basin in northwestern China. *Journal of Hydrology*, 549, 92–113.

PROJETO E EQUIPE

O projeto

Este trabalho é parte do projeto “Hidrogeoquímica dos processos que controlam a salinização dos reservatórios de Sergipe”, financiado pelo CNPq, chamada Universal 2018, Processo: 409940/2018–6.

Instituição executora: Universidade Federal de Sergipe /Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos – UFS/PRORH.

Instituição parceira: Instituto Tecnológico e de Pesquisas do Estado de Sergipe – ITPS.

A equipe

José do Patrocínio Hora Alves
(Coordenador, Doutor UNICAMP, Professor PRORH)

Adnivia Santos Costa Monteiro
(Doutora UNESP –Araraquara, Bolsista Pós Doc PNPd –PRORH)

Lúcia Calumby Barreto Macedo
(Diretora Técnica, ITPS)

Nívia Raquel Oliveira Alencar
(Mestre em Recursos Hídricos, PRORH)

Maria Hortência Rodrigues Lima
(Mestre em Recursos Hídricos, PRORH)

Eveline Leal da Silva
(Mestre em Recursos Hídricos, PRORH)

Josefa Raimunda Dória
(Mestre em Recursos Hídricos, PRORH)

Igor Santos Silva
(Mestre em Recursos Hídricos, PRORH)

Rosahelena Reis Morais Silva
(Mestre em Recursos Hídricos, PRORH)

Crislaine Melo Cardoso
(Mestre em Recursos Hídricos, PRORH)

Paula Jéssica da Cruz
(Mestranda em Recursos Hídricos, PRORH)

Lucas Cruz Fonseca
(Químico, ITPS)

Roseane dos Santos Nascimento
(Bolsista AT, CNPq)



JOSÉ DO PATROCÍNIO HORA ALVES

Graduado em Química Industrial pela Universidade Federal de Sergipe (1972), Mestre em Química pela Universidade Federal da Bahia (1979) e Doutor em Química pela Universidade Estadual de Campinas (1982).

Professor Titular Aposentado da Universidade Federal de Sergipe e atualmente é Professor Voluntário do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos da Universidade Federal de Sergipe.

Atua nas áreas de Química Ambiental, Oceanografia Química e Recurso Hídrico, com ênfase nos seguintes temas: geoquímica de metais traço em sedimentos aquáticos; qualidade da água com foco na caracterização da qualidade da água das bacias hidrográficas e dos reservatórios do Estado de Sergipe; avaliação de programas de monitoramento da qualidade usando estatística multivariada e estudo dos processos geoquímicos envolvidos nas características químicas da água e na salinização dos reservatórios de Sergipe.

Chefiou o Departamento de Química (1995 – 1996), exerceu o cargo de Pró-Reitor de Pós-Graduação e Pesquisa (1998 – 2004) da Universidade Federal de Sergipe, e foi Diretor-Presidente do Instituto Tecnológico e de Pesquisas do Estado de Sergipe (2007 – 2015).

Formato: 15,5cm x 22cm
Tipologia: Rambla
Papel miolo: Pólen 80g/m²
Papel capa: Cartão Supremo 250g/m²
Tiragem: 300 exemplares

O livro “Hidrogeoquímica dos Reservatórios de Sergipe” propicia ao leitor uma compreensão dos processos geoquímicos que controlam a composição química das águas superficiais. Identifica com base na hidroquímica, os principais processos geoquímicos envolvidos na atual composição química, das águas de dezessete reservatório do estado de Sergipe. Está escrito uma linguagem acessível e de forma didática, de modo a atingir alunos de graduação e pós-graduação, como também aos membros dos Comitês de Bacias Hidrográficas e a técnicos de órgãos públicos.

