Origine et dynamique de salinité des aquifères fracturés cristallins de la région semi-aride du Ceará, Brésil

Marjorie Kreis

▶ **To cite this version:**

Marjorie Kreis. Origine et dynamique de salinité des aquifères fracturés cristallins de la région semi-aride du Ceará, Brésil. Autre. Université Montpellier; Universidade federal do Ceará, 2021. Français. NNT : 2021MONTG031 . tel-03396115

HAL Id: tel-03396115
https://theses.hal.science/tel-03396115

Submitted on 22 Oct 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

Doctorat en Sciences de l'Eau / Doutorado em Engenharia Civil (Recursos Hídricos)

École doctorale GAIA

Unité de recherche HydroSciences Montpellier (HSM)
Unidade de Pesquisa HydroSciences Montpellier (HSM)

En partenariat international avec l'Université Fédérale du Ceará, BRÉSIL
Em parceria internacional com a Universidade Federal do Ceará, BRASIL

Origine et dynamique de salinité des aquifères fracturés cristallins de la région semi-aride du Ceará (Brésil)

Origem e dinâmica da salinidade dos aquíferos cristalinos fraturados da região semiárida Cearense (Brasil)

Version post-soutenance / *Versão pós-defesa*
Présentée par / *Apresentada por* : Marjorie KREIS
21/10/2021

Sous la direction de / *Sob a orientação de* :
Jean-Denis TAUPIN et/e Eduardo Sávio Passos Rodrigues MARTINS

Devant le jury composé de
Na frente do júri composto por

Ticiana M. D. C. STUDART, Professeur/Professor, Universidade Federal do Ceará (UFC)	Présidente du jury/Presidente do júri
Didier GASTMANS, Chercheur/Pesquisador, Universidade Estadual Paulista (UNESP)	Rapporteur/Relator
Julio GONÇALVÈS, Professeur/Professor, Université d'Aix-Marseille (AMU)	Rapporteur/Relator
Christian LEDUC, Professeur/Professor, Université de Montpellier (UM)	Examinateur/Examinador
Eduardo S.P.R. MARTINS, Professeur/Professor, Universidade Federal do Ceará (UFC)	Co-Directeur de these/Co-Orientador
Jean-Denis TAUPIN, Chercheur/Pesquisador, Université de Montpellier (UM)	Co-Directeur de these/Co-Orientador

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

MARJORIE BEATE KREIS

ORIGEM E DINÂMICA DA SALINIDADE DOS AQUÍFEROS CRISTALINOS FRATURADOS DA REGIÃO SEMIÁRIDA CEARENSE (BRASIL)

VERSÃO PÓS-DEFESA

Tese apresentada a Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Ceará, como requisito para obtenção do título de doutora em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos Hídricos. Tese realizada em cotutela internacional com a Universidade de Montpellier (França).

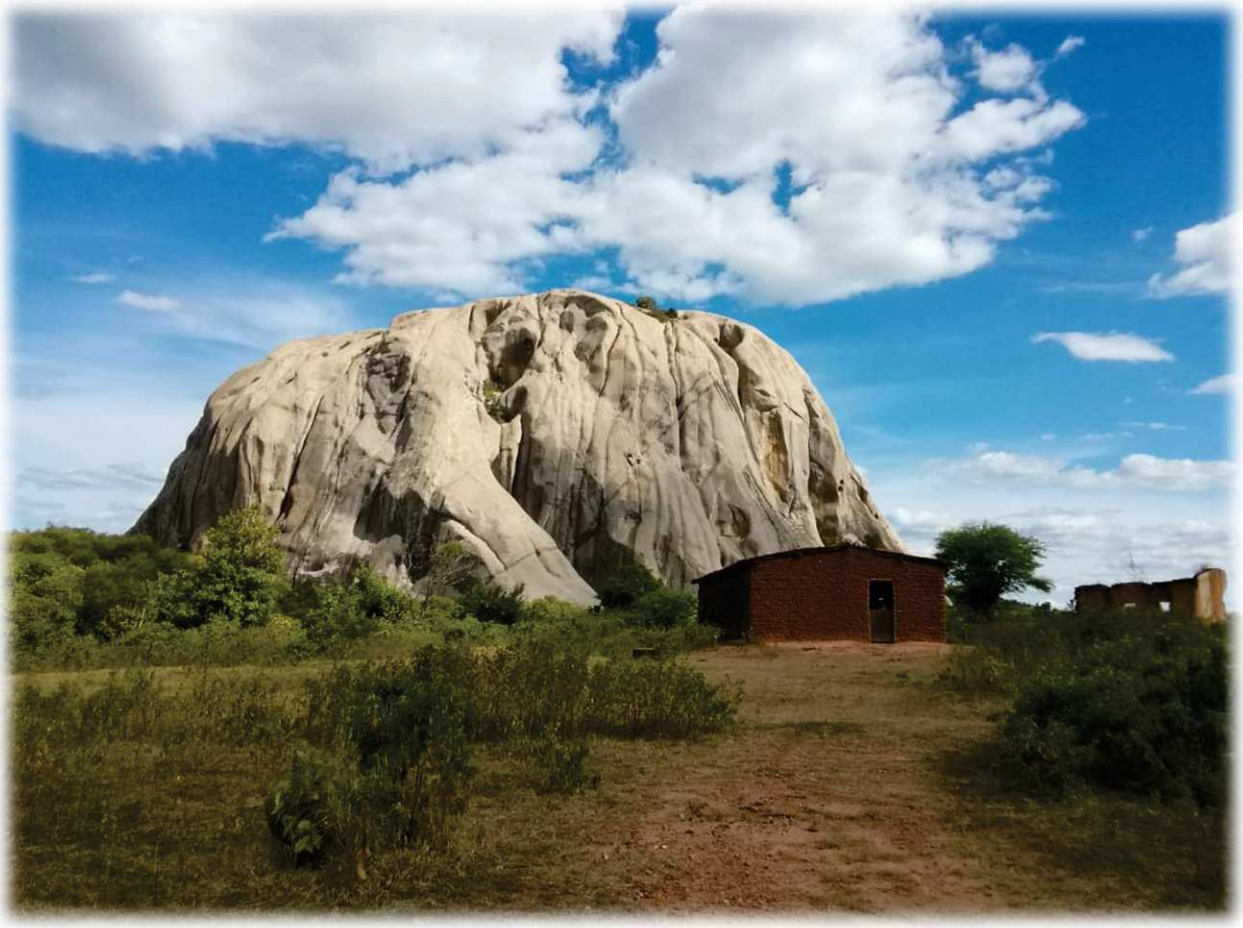
Orientadores: Prof. Dr. Eduardo Sávio Passos Rodrigues MARTINS e Prof. Dr. Jean-Denis TAUPIN.

FORTALEZA

2021

"O Semi-Árido brasileiro não é apenas clima, vegetação, solo, sol ou água.
É povo, música, festa, arte, religião, política, história.
É processo social. Não se pode compreendê-lo de um ângulo só."

- Malvezzi, 2007 –



Entre Monólitos e Caatinga – Quixeramobim – ©Marjorie Kreis

Oi, chuva!
Eu peço que caia devagar
Só molhe esse povo de alegria
Para nunca mais chorar
Para nunca mais chorar

- Falamansa –

SUMARIO

LISTA DAS FIGURAS **6**

LISTA DAS TABELAS **10**

LISTA DE FOTOGRAFIAS **12**

LISTA DE ANEXOS **12**

AGRADECIMENTOS **13**

RESUMO **14**

RESUME **16**

ABSTRACT **18**

CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO **20**

1 OBJETIVO GERAL 22
2 OBJETIVOS E AÇÕES ESPECÍFICOS 22
3 ESTRUTURA DA TESE 24

CAPÍTULO II. ZONA DE ESTUDO **25**

1 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS 25
1.1 O Nordeste Brasileiro Semiárido *25*
1.2 Bacias hidrográficas estudadas *27*
2 CLIMA 29
2.1 Classificação climática *29*
2.2 Sistemas meteorológicos e momentos de chuva *30*
2.3 Caracterização do clima da área de estudo *32*
2.3.1 Definição do período de referência para a definição das normais climatológicas 32
2.3.2 Precipitação e evapotranspiração (ETP) 32
2.3.3 Temperatura e umidade relativa 36
2.4 Ventos e transporte de aerossóis *37*
2.5 Paleoclimatología e movimentos eustáticos *40*
3 CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS 42
3.1 Vegetação *42*
3.2 Geomorfologia *43*
3.3 Pedologia *47*
4 GEOLOGIA 49
4.1 Arcabouço geológico regional *49*
4.1.1 Plataforma Sul-Americana 49
4.1.2 Província Borborema 49
4.2 Arcabouço geológico local *52*
4.2.1 Bacia do Banabuiú 52
4.2.2 Bacia de Forquilha 53
4.2.3 Bacia de Pirabibú 55
4.2.4 Bacia de Vista Alegre 59
4.2.5 Bacia de Ibicuitinga 62
5 RECURSOS HÍDRICOS 65
5.1 Recursos hídricos superficiais *66*
5.1.1 Hidrografia e hidrologia 66
5.1.2 Sistemas de armazenamento de água 67

5.2 Recursos hídricos subterrâneos *70*
5.2.1 Aluviões 70
5.2.2 Aquíferos fraturados cristalinos 72
6 HIDROGEOLOGIA DOS AQUÍFEROS FRATURADOS CRISTALINOS 73
6.1 Estrutura dos aquíferos cristalinos *74*
6.2 Propriedade hidrodinâmica dos aquíferos cristalinos *76*
6.3 Elementos sobre os processos de recarga do embasamento cristalino *78*
6.4 Características dos poços do cristalino cearense *79*
6.5 Qualidade da água *82*

CAPÍTULO III. ESTADO DA ARTE 84

1 MECANISMOS NA ORIGEM DA MINERALIZAÇÃO E DA SALINIZAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS 84
1.1 Hidrólise mineral *85*
1.2 Trocas iônicas *86*
1.3 Fenômenos de misturas com águas marinhas recentes (intrusão marinha) *87*
1.4 Fenômenos de misturas com antigas águas marinhas (transgressão marinha) *88*
1.5 Dissolução mineral (rochas ou minerais evaporíticos) *88*
1.6 Aporte de sais marinhos aerotransportados (sea spray) de aerossóis secos ou úmidos pelas águas meteóricas *89*
1.7 Concentração por evaporação ou evapotranspiração *90*
1.8 Endorréismo e baixa capacidade de drenagem *90*
1.9 Interações com inclusões fluidas ricas em cloretos *91*
1.10 Ascenção de fluxos hidrotermais profundos ou presença de paleoáguas *92*
1.11 Atividades antrópicas *93*
2 CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS DAS ÁGUAS CONTIDAS NOS AQUÍFEROS CRISTALINOS 94
2.1 Caso geral *94*
2.2 Caso do Nordeste Semiárido Brasileiro *95*
2.2.1 Análise da situação 95
2.2.2 Análise dos mecanismos implicados na salinização das águas do NEB 96
2.3 Casos similares no mundo *100*

CAPÍTULO IV. METODOLOGIA DE ABORDAGEM, MÉTODOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS 103

1 METODOLOGIA DE ABORDAGEM 103
1.1 Estudo do funcionamento hidrodinâmico do aquífero cristalino *104*
1.2 Estudo dos processos de salinização e da dinâmica de salinidade *105*
1.3 Seleção das áreas de estudo e dos poços do monitoramento *106*
2 MÉTODO, MATERIAL E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS 107
2.1 Monitoramento piezométrico *107*
2.1.1 Monitoramento piezométrico mensal 107
2.1.1.1 Localização dos pontos de medição 107
2.1.1.2 Material e método de medição 109
2.1.2 Monitoramento piezométrico horário 109
2.1.2.1 Localização dos pontos de medição 109
2.1.2.2 Material e validação dos dados obtidos 110
2.2 Monitoramento hidrogeoquímico *111*
2.2.1 Método de amostragem e condicionamento das amostras 111
2.2.2 Monitoramento mensal dos parâmetros físico-químicos 112
2.2.2.1 Localização dos pontos de medição 112
2.2.2.2 Material e calibração 112

2.2.3 Monitoramento químico 112
2.2.3.1 Ions maiores 112
2.2.3.2 Ions menores (Br^-) e elementos traços 114
2.2.4 Estudo do conteúdo em isótopos estáveis (^{18}O e ^{2}H) dos diferentes compartimentos da água 114
2.2.4.1 Águas subterrâneas 115
2.2.4.2 Águas de chuva 116
2.2.4.3 Águas superficiais 116
2.2.5 Quantificação dos tempos de residência via uma abordagem multi-traçadores (^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6) 117
3 ELEMENTOS DE BASE E TÉCNICAS ANALÍTICAS 119
3.1 Íons maiores 119
3.2 Íons menores e elementos traços 120
3.3 Isótopos estáveis (^{18}O e ^{2}H) 120
3.3.1 Elementos de teoria e de interpretação 120
3.3.2 Tecnica analítica 123
3.4 Marcadores dos tempos de residência (^{14}C, ^{3}H, CFC e SF_6) 123
3.4.1 Elementos de teoria e de interpretação 123
3.4.2 Tecnica analítica 124
3.4.2.1 ^{14}C e ^{3}H 124
3.4.2.2 CFC, SF_6 e gases dissolvidos 125

CAPÍTULO V. CARACTERIZAÇÃO DO FUNCIONAMENTO HIDROGEOLÓGICO 126

1 CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA DOS AQUÍFEROS CRISTALINOS CEARENSES 126
1.1 Estudo das variações piezométricas dos aquíferos do embasamento 126
1.1.1 Monitoramento piezométrico horário 126
1.1.1.1 PIR P14 126
1.1.1.2 IBI P24 136
1.1.1.3 VA 128 141
1.1.1.4 FOR 150 144
1.1.2 Monitoramento piezométrico mensal 146
1.1.3 Dinâmica piezométrica interanual 148
1.1.4 Avaliação das taxas de recarga dos aquíferos através do método WTF 149
1.2 Caracterização dos parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos cristalinos 152
1.2.1 Teste de bombeamento: contexto de realização 152
1.2.2 Teste de bombeamento realizado em Vista Alegre (Quixeramobim) 153
1.2.2.1 Determinação dos parâmetros T e S durante o rebaixamento 156
1.2.2.2 Determinação do parâmetro T durante a recuperação 158
1.2.2.3 Determinação da distância ao limite de alimentação 158
1.2.3 Testes de bombeamento realizados pela CPRM 160
1.3 Resumo das informações hidrodinâmicas obtidas 161
2 DETERMINAÇÃO DA ORIGEM, DOS PROCESSOS DE RECARGA E DE CIRCULAÇÃO E DOS TEMPOS DE RESIDÊNCIA DAS ÁGUAS DOS AQUÍFEROS CRISTALINOS 163
2.1 A contribuição dos isótopos estáveis da água (^{18}O, ^{2}H) 163
2.1.1 Caracterização isotópica das chuvas: estudo do sinal de entrada 163
2.1.1.1 Chuvas mensais 163
2.1.1.2 Chuvas diárias 168
2.1.2 Caracterização isotópica das águas subterrâneas 172
2.2 Determinação dos tempos de residência das águas do embasamento cristalino 177
2.2.1 Datação pelo ^{14}C 178
2.2.1.1 Determinação das fontes de ^{14}C 179
2.2.1.2 Cálculos das idades aparentes obtidas com o ^{14}C 179
2.2.2 Datação pelo ^{3}H 181

2.2.2.1 Reconstrução da curva atmosférica em ^3H ... 181
2.2.2.2 Cálculos das idades aparentes obtidas com o ^3H ... 185
2.2.3 Datação pelos CFC e SF_6 ... 188
2.2.3.1 Determinação das condições de recarga (NGT, EA) pelo uso dos gases nobres ... 189
2.2.3.2 Determinação dos tempos de residência pelo uso dos CFC e SF_6 ... 191
2.2.4 Discussão sobre os tempos de residência das águas (datação multi-traçadores) ... 196
3 MODELO CONCEPTUAL DE CIRCULAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS ... 200

CAPÍTULO VI. CARACTERIZAÇÃO HIDROQUÍMICA E ORIGEM DA SALINIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRANEAS ... 202

1 CARACTERIZAÇÃO DA ASSINATURA HIDROQUÍMICA DAS ÁGUAS DO EMBASAMENTO CRISTALINO ... 202
1.1 Caracterização físico-química ... 202
1.1.1 Temperatura (T°) ... 202
1.1.2 pH ... 202
1.1.3 Condutividade Elétrica (CE) ... 203
1.1.3.1 Faixa de valores ... 203
1.1.3.2 Relação STD-CE ... 204
1.1.3.3 Variação espacial e sazonal da condutividade elétrica ... 205
1.2 Caracterização química ... 209
1.2.1 Conteúdo em íons maiores ... 209
1.2.1.1 Avaliação da qualidade dos dados adquiridos ... 209
1.2.1.2 Caracterização geral ... 209
1.2.1.3 Teores em aníons ... 210
1.2.1.4 Teores em cátions ... 211
1.2.1.5 Marcadores da salinidade ... 212
1.2.1.6 Fácies das águas subterrâneas ... 213
1.2.1.7 Índice de Langelier (Índice de saturação) ... 216
1.2.2 Conteúdo em íons menores, elementos traços e terras raras ... 217
1.2.2.1 Silício (Si) ... 217
1.2.2.2 Brometo (Br) ... 217
1.2.2.3 Elementos traços ... 218
1.2.2.4 Terras raras (REE) ... 219
1.2.3 Análise de Componentes Principais (ACP) ... 221
2 ANALISE E CRITICA DOS DIFERENTES PROCESSOS NA ORIGEM DA SALINIZAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS ... 224
2.1 A hidrólise mineral ... 224
2.2 As trocas catiônicas ... 234
2.3 As poluições antrópicas ... 236
2.4 A dissolução de sais evaporíticos ... 237
2.4.1 Ocorrência de sais ... 237
2.4.2 Determinação da origem dos cloretos : Relação Cl/Br ... 239
2.5 A ocorrência de sais no solo ... 241
2.5.1 Avaliação da salinidade (CE) e dos sais contidos nos solos ... 242
2.5.2 Análise granulométrica do solo ... 245

CAPÍTULO VII. MODELIZAÇÃO DA DINÂMICA DE SALINIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS CRISTALINAS ... 247

1 PRINCIPAIS ACHADOS DESTE ESTUDO ... 247
2 MODELIZAÇÃO DA DINÂMICA DE SALINIDADE ... 252
2.1 Noções sobre o funcionamento dos aquíferos do embasamento ... 252
2.2 Modelo conceitual de simulação da dinâmica de salinidade ... 253
2.2.1 Objetivo ... 253
2.2.2 Descrição passo a passo do modelo conceitual ... 255
2.2.2.1 Etapa 1 ... 255

2.2.2.2 Etapa 2 256
2.2.2.3 Etapa 3 257
2.2.2.4 Etapa 4 257
2.2.3 Fixação dos parâmetros iniciais 258
2.2.3.1 Concentração de Cl- nas águas de chuva 258
2.2.3.2 Concentração inicial de Cl^- nas águas subterrâneas e características hidrogeológicas 258
2.2.3.3 Repartição dos volumes oriundos dos escoamentos superficiais 259
2.2.4 Condições do modelo 260
2.3 Simulações e avaliação dos parâmetros que influenciam a salinidade das águas 260
2.3.1 Sem fenômenos de endorreismo 261
2.3.2 Com fenômenos de endorreismo 263
2.3.3 Identificação dos parâmetros que condicionam a salinidade das águas 265
2.4 Simulações da dinâmica da salinidade das águas subterrâneas 266
2.4.1 Elementos-chave de mudanças climáticas, uso do solo e práticas de gestão da água 266
2.4.2 Antes a colonização 267
2.4.3 Apos a colonização 269
2.5 Hipóteses sobre a origem da alta salinidade das águas subterrâneas dos aquíferos cristalinos 270
2.5.1 Processo de salinização 270
2.5.2 Diminuição da salinidade das águas subterrâneas 272
2.5.3 Evolução atual da salinidade da água subterrânea 273
3 DISCUSSÕES PARALELAS 274
3.1 A transpiração das plantas 274
3.2 Análise do contexto ambiental local dos diferentes poços 275
CAPITULO VIII. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS 277
REFERÊNCIAS 285

Lista das figuras

Figura 1: Delimitação do Semiárido Brasileiro. 26
Figura 2: Localização da área de estudo 27
Figura 3 : Índice de Aridez para o Estado do Ceará. 29
Figura 4: Frentes frias (4a) e Vórtice ciclônico (4b) na origem das chuvas de pré-estação. 30
Figura 5: Zona de Convergência Intertropical na origem das chuvas da quadra chuvosa 30
Figura 6: Ondas de leste na origem das chuvas de pós-estação. 31
Figura 7: Precipitações médias anuais calculadas segundo Thiessen para os municípios de Quixeramobim e de Ibicuitinga, médias históricas 1981-2010 associadas. 33
Figura 8: Normais mensais de precipitação, evapotranspiração e temperaturas observadas na bacia do Banabuiú para o período 1981-2010. 34
Figura 9 : Distribuição das formas de cloro nos aerossóis atmosféricos. 38
Figura 10: Área da possível ocorrência do mar interior mesocretáceo no Brasil e sua relação com as ocorrências atuais das chapadas cretáceas e do domínio mesoproterozóico. 41
Figura 11 : Curva de variação do nível do mar. 41
Figura 12 : Classes de altitude da bacia do Banabuiú. 45
Figura 13: Curvas hispométricas das bacias do estudo. 45
Figura 14 : Classes de altitude das sub-bacias do estudo.. 46
Figura 15 : Solos do estado do Ceará ao 1:600 000. 47
Figura 16: A plataforma Sul-Americana e os diferentes escudos do embasamento. 49
Figura 17: A Província Borborema e a suas subdivisões. 50
Figura 18: Província Borborema com destaque para o Domínio Ceará Central e o Domínio Jáguaribeano e seus diferentes complexos geológicos. 51
Figura 19 : Mapa geológico sintético da bacia do Banabuiú (escala 1:500.000). 53
Figura 20: Mapa geológico da bacia de Forquilha (escala 1:500.000). 53
Figura 21 : Gnaisses bandados do Complexo Cruzeta. 54
Figura 22: Composição mineralógica de rochas magmáticas. 54
Figura 23: Complexo Cruzeta 55
Figura 24: Mapa geológico da bacia de Pirabibú (escala 1:500.000). 56
Figura 25: Tonalito Sítio dos Bois 56
Figura 26: Alternância de leucognaisses e anfibolitos típica da Unidade Algodões. 57
Figura 27 : "Xistos" da Unidade Quixeramobim 58
Figura 28 : Complexo Ceará – Unidade Quixeramobim 58
Figura 29: Mapa geológico da bacia de Vista Alegre (escala 1:500.000). 59
Figura 30: Mapa geológico da bacia de Ibicuitinga (escala 1:500.000). 62
Figura 31 : Rochas do Complexo Jáguaretama. 63
Figura 32 : Rochas da Formação Santarém do Grupo Orós. 63
Figura 33: Localização das bacias hidrográficas do Ceará 65
Figura 34: Volumes armazenados nos principais açudes da região de estudo. 69
Figura 35 : Principais domínios hidrogeológicos do Ceará.. 70
Figura 36 : Modelo conceitual das propriedades hidrogeológicas em rochas do embasamento. 74
Figura 37 : Fotografia e porosidade teórica de um granito na parte superior da zona fissurada. 76
Figura 38 : Distribuição da vazão explorável Q para poços tubulares no cristalino (em vermelho) e nos aluviões (em preto) em 86 municípios do Ceará. 78

Figura 39: Distribuição da Condutividade Elétrica CE para poços tubulares no cristalino (em vermelho) e nos aluviões (em preto) em 86 Municípios do Ceará. 82
Figura 40: Mecanismos de salinização das águas subterrâneas. 85
Figura 41 : Posição da interface água doce-água salgada segundo a lei de Ghyben-Herzberg 87
Figura 42: Localização das regiões onde o embasamento cristalino é exposto à superfície (afloramento). 100
Figura 43: Distribuição global aproximada das quatro zonas climáticas em áreas secas 100
Figura 44 : Mapa da rede de monitoramento piezométrico. 108
Figura 45 : Mapa da rede de monitoramento químico e dos poços amostrados para as análises em Brometo e Cloreto. 113
Figura 46: Mapa da rede de poços e de postos pluviométricos amostrados para análises em isótopos estáveis 115
Figura 47 : Localização dos poços amostrados para a análise dos tempos de residência. 118
Figura 48: Vista aérea do poço PIR P14 (10/2018). 127
Figura 49: Monitoramento piezométrico 2017-2019 do poço PIR P14 127
Figura 50: Monitoramento piezométrico 2017 do poço PIR P14 e chuva diária associada (posto 802) 130
Figura 51: Monitoramento piezométrico 2018 do poço PIR P14 e chuva diária associada (posto 802) 130
Figura 52: Evolução dos volumes nos principais açudes monitorados 133
Figura 53: Perfis de condutividade realizados no poço PIR P14 135
Figura 54: Relação entre a variação mensal de nível piezométrico e a condutividade elétrica em PIR P14. 136
Figura 55: Vista aérea do poço IBI P24 (03/2020). 136
Figura 56: Monitoramento piezométrico horário 2017-2019 do poço IBI P24 e a chuva diária associada. 137
Figura 57: Monitoramento piezométrico 2017 do poço IBI P24 e chuva diária associada (posto 202) 138
Figura 58: Monitoramento piezométrico 2018 do poço IBI P24 e chuva diária associada (posto 202) 138
Figura 59: Monitoramento piezométrico 2019 do poço IBI P24 e chuva diária associada (posto 202) 138
Figura 60: Perfis de condutividade realizados no poço IBI P24 140
Figura 61: Relação entre a variação mensal de nível piezométrico e a condutividade elétrica em IBI P24. 141
Figura 62: Vista aérea do poço VA 128 (09/2018). 142
Figura 63: Monitoramento piezométrico horário 2018-2019 do poço VA 128 e a chuva diária associada. 142
Figura 64: Monitoramento piezométrico 2018 do poço VA 128 e chuva diária associada (posto 800) 143
Figura 65: Monitoramento piezométrico 2019 do poço VA 128 e chuva diária associada (posto 800) 143
Figura 66: Vista aérea do poço FOR 150 (09/2018). 144
Figura 67: Monitoramento piezométrico horário 2018-2019 do poço FOR 150 e a chuva diária associada 144
Figura 68: Monitoramento piezométrico horário 2019 do poço FOR 150 e a chuva diária associada 145
Figura 69: Vista do açude ao lado de VA 19, seco em novembro de 2016 e em água em 06/2019 147
Figura 70: Chuva anual (em mm) no municipio de Quixeramobim (Thiessen). 148
Figura 71: Impacto da seca 2012-2016 sobre os níveis do aquífero cristalino. 149
Figura 72: Elevação hipotética do nível da água no poço em resposta às chuvas.. 150
Figura 73: Localização do poço e do piezômetro utilizados para a realização do teste de bombeamento 153
Figura 74: Teste de bombeamento do 05/08/2019 em Vista Alegre – Evoluição da profundidade do nível piezométrico e vazão de bombeamento 155
Figura 75: Teste de bombeamento do 05/08/2019 em Vista Alegre– Rebaixamento 156
Figura 76: Testes de bombeamento – Rebaixamento do poço VA 128 durante diferentes períodos 157
Figura 77: Testes de bombeamento em Vista Alegre – Recuperação 158
Figura 78: Monitoramento piezométrico do poço VA128 durante o mês de março 2019 159
Figura 79: Exemplo típico de teste de bombeamento feito pela CPRM 160
Figura 80: Precipitação anual (Thiessen) da bacia do Banabuiú durante o período 2011-2019. 163
Figura 81: Composição em $\delta^{18}O$ e $\delta^{2}H$ das chuvas mensais.. 164
Figura 82: Comparação dos dados isotópicos mensais em função da frequência de amostragem.. 165

Figura 83: Variações dos teores em $\delta^{18}O$ anuais ponderados oriundos da rede mensal entre 2011 e 2019.. 167
Figura 84: Composição em $\delta^{18}O$ e $\delta^{2}H$ das chuvas diárias (n=212). 168
Figura 85: Valores isotópicos médios ponderados mensais da precipitação e valores mensais da precipitação obtidos nas duas estações do monitoramento diário (Riacho Verde RV e Radar RAD). 171
Figura 86: $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ – Composição isotópica da água subterrânea, da água superficial e da chuva 173
Figura 87: Distribuição espacial da composição isotópica dos poços (dados de junho 2018) 176
Figura 88: Variabilidade sazonal do conteúdo em $\delta^{18}O$ dos poços do cristalino. 177
Figura 89: Concentração anual ponderada em ^{3}H da precipitação para as estações perto da zona de estudo. 182
Figura 90: Concentração anual ponderada em ^{3}H da precipitação para a estação Kinshasa durante o pico atmosférico no hemisfério Sul. 183
Figura 91: Comparação dos métodos de regressão linear ou de Doney et al. (1992) para a reconstrução da curva atmosférica de ^{3}H, e comparação com os dados oriundos da estação de Fortaleza (GNIP) 184
Figura 92: Reconstrução da curva atmosférica em ^{3}H para a zona de estudo segundo as hipóteses H1, H2 e H3. 185
Figura 93: Curvas de saída das concentrações em trítio do aquífero em 2009 (em azul) ou em 2018 (em laranja) segundo do modelo de fluxo pistão e segundo as hipóteses H1, H2 e H3 186
Figura 94: Resultados do modelo de mistura completa para diferentes taxa de renovação e segundo as hipóteses H1, H2 e H3 187
Figura 95: Relação entre os teores de ^{14}C e de ^{3}H nas águas subterrâneas. 188
Figura 96: Valores de NGT e EA calculados pelo método gráfico para uma altitude média de 445 m 190
Figura 97: Evolução do CFC113 em função do SF_6 194
Figura 98: Datação multi-traçadores. 198
Figura 99: Relação entre a porcentagem de polo recente determinada pelo CFC e a CE. 199
Figura 100: Relação entre a porcentagem de polo recente determinada pelo CFC e o $\delta^{18}O$. 199
Figura 101: Modelo conceitual dos processos de recarga, circulação e dos tempos de residência das águas subterrâneas contidas nos aquíferos cristalinos fraturados do semiárido Cearense.. 201
Figura 102: Box-Plot - Distribuição e evolução da condutividade nas diferentes bacias de estudo. 205
Figura 103: Monitoramento mensal da CE em Forquilha 207
Figura 104: Monitoramento mensal da CE em Vista Alegre 207
Figura 105: Monitoramento mensal da CE em Pirabibú 207
Figura 106: Monitoramento mensal da CE em Ibicuitinga 207
Figura 107: Box-plot dos teores em aníons (em mg/L) - Amostragem águas subterrâneas do cristalino (n=65) 210
Figura 108: Box-plot dos teores em cátions (em mg/L) - Amostragem águas subterrâneas do cristalino (n=65) 211
Figura 109: Composição iônica percentual das águas do cristalino em função do incremento da salinidade 212
Figura 110 : Relação entre a condutividade elétrica (CE em µS/cm) e o cloreto (em meq/l) 213
Figura 111: Fácies químicas (diagrama de Piper) das águas do cristalino. 214
Figura 112: Índice de saturação das águas do cristalino cearense (n=65) 216
Figura 113: Relação Cl versus Br (em mg/L) para as águas do cristalino cearense (n=20) 218
Figura 114: Perfis das terras raras normalizadas (NASC) obtidos para as águas do embasamento (n = 20) 220
Figura 115: ACP – Projeção das variáveis para a campanha de dezembro de 2017 (n= 27) 222
Figura 116: ACP - Projeção das variáveis para a campanha de junho de 2018 (n= 38) 222
Figura 117: ACP – Projeção das variáveis para a campanha de junho de 2019 (n= 20) 222
Figura 118: ACP – Projeção das variáveis CE, Cl, Br, Ca, Mg, Na, K, Sr e Li da campanha de junho 2019 (n= 20) 223
Figura 119: ACP - Gráficos de observação para a campanha de dezembro de 2017 (n= 27) 223
Figura 120: ACP - Gráficos de observação para a campanha de junho de 2018 (n= 38) 223
Figura 121: A) [$HCO_3 + CO_3$] versus [Ca] em meq/L. B) [$HCO_3 + CO_3 + SO4$] versus [Ca + Mg] em meq/L. (n=65) 227
Figura 122: Foco nas águas com baixas condutividades: A) [$HCO_3 + CO_3 + SO4$] vs [Ca + Mg] e B) [Na] vs [Cl] 228

Figura 123: Foco nas águas de fortes condutividades: Relação [HCO_3 + CO_3 + SO4] vs [Ca + Mg] (A) com um zoom nas águas de CE menor (B) ; Relação [Na] vs [Cl] (C) com um zoom nas águas de CE menor (D) 230
Figura 124: Relação [Ca] vs [SO_4] em meq/L 231
Figura 125: Relação entre (Ca+Mg-HCO3-SO4) e (Na+K-Cl) para as águas do grupo 1 a 4 234
Figura 126: Relação entre (Ca+Mg-HCO3-SO4) e (Na+K-Cl) para as águas do grupo 5 a 10 235
Figura 127: Ordem de precipitação de evaporitos na água do mar. 238
Figura 128: Razão molar Cl/Br versus Cl (em mg/L) para as águas do cristalino cearense (n=65).. 240
Figura 129 : Localização dos perfis de solo amostrados. 243
Figura 130 : Concentração em cloreto (meq/l) dos extratos aquosos de solo 1:5 244
Figura 131 : Relação Na/Cl dos extratos aquosos 1:5 de solo. 245
Figura 132: Proporções de argila em função da profundidade. 246
Figura 133: Simulações de balanço de água e de Cl^-: Modelo conceitual.. 254
Figura 134: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%P_{tot} ; Esc = 90%*P_{ef} e T = 0%*R.. ..... 261*
Figura 135: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%P_{tot} ; Esc = 90%*P_{ef} e T = 0%*R. A porosidade do aquífero é de 1% 261*
Figura 136: Relação entre a CE e o valor de d-exc (n= 205). 262
Figura 137: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%P_{tot} ; Esc = 85%*P_{ef} e T = 99%*R_{tot}. 264*
Figura 138: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%P_{tot} ; Esc = 85%*P_{ef} e T = 100%*R_{tot}. 265*
Figura 139: Elementos-chave que podem influenciar o ciclo hidrológico da região estudada 266
Figura 140: Modelo conceitual da situação antes da colonização do Brasil e evolução associada da concentração em cloreto ao longo do tempo no aquífero 268
Figura 141: Modelo conceitual da situação apos a colonização do Brasil e evolução associada da concentração em cloreto ao longo do tempo no aquífero 269
Figura 142: Modelo conceitual dos processos de circulação e de salinização das águas subterrâneas dos aquíferos cristalinos em áreas semiáridas. 282

Lista das Tabelas

Tabela 1: O Semiárido Brasileiro em números. 25
Tabela 2: Características geográficas das sub-bacias estudadas 28
Tabela 3 : Classes climáticas de acordo com o Índice de Aridez de Thornthwaite. 29
Tabela 4: Valores de chuva média anual (Thiessen) calculados para diferentes períodos e diferentes zonas. 32
Tabela 5 : Irregularidade na precipitação das chuvas. Foco sobre os postos Ibicuitinga e Quixeramobim. 35
Tabela 6 : Precipitação efetiva (P_{ef}) calculada na bacia do Banabuiú para os anos 2010 até 2019, a partir de dados de chuva e de ETP diários, ou mensais. 36
Tabela 7 : Valores de CE e [Cl^-] das águas de chuva em função da distância à costa.. 38
Tabela 8 : Determinações das concentrações em Cl^- e Na^+ das águas de chuva. 39
Tabela 9 : Aspectos geomorfológicos dos municípios e das bacias estudadas. 46
Tabela 10 : Alguns valores característicos de solos. 48
Tabela 11: Chuva, escoamento médios anuais, desvio padrão e coeficiente de variação (CV) dos escoamentos anuais para os postos fluviométricos dos rios localizados na bacia do Banabuiú.. 67
Tabela 12 : Características dos poços no Cristalino do Ceará. 77
Tabela 13: Dados cadastrados no site do SIAGAS 80
Tabela 14: Características dos poços cristalinos (não secos) de Quixeramobim. 80
Tabela 15: Características dos poços cristalinos (não secos) de Ibicuitinga. 80
Tabela 16: Característica do aquífero cristalino em Quixeramobim. 81
Tabela 17: Características do aquífero cristalino em Ibicuitinga. 81
Tabela 18: Condutividade elétrica dos poços cristalinos (não secos) em Quixeramobim e Ibicuitinga. 82
Tabela 19: Concentrações químicas médias (mg/L) das águas subterrâneas francesas em função das principais litologias associadas. 94
Tabela 20: Descrição dos poços equipados com um sensor de pressão 110
Tabela 21 : Condicionamento das amostras 111
Tabela 22: Descrição e a localização das diferentes estações pluviométricas utilizadas para a caracterização isótopica das chuvas. 116
Tabela 23: Metodologias e limite de quantificação (LQ) das análises feitas no laboratório da CAGECE (APHA). 119
Tabela 24: Distância dos postos pluviométricos 126
Tabela 25: Variações mensais do nível piezométrico do poço PIR P14 e chuva mensal associadas (posto N°802) 128
Tabela 26: Relação entre a velocidade de subida do nível freático e a frequência de chuva associada 130
Tabela 27: Características técnicas dos açudes e chuvas anuais associadas do posto INMET Quixeramobim 132
Tabela 28: Amplitude sazonal mínima e máximal das variações piezométricas (ΔNE) observadas 146
Tabela 29: Avaliação da recarga do aquífero pelo método WTF 151
Tabela 30: Teste de bombeamento em Vista Alegre – Características dos poços 154
Tabela 31: Teste de bombeamento em Vista Alegre – Medição da vazão 154
Tabela 32: Testes de bombeamento em Vista Alegre – Resultados (rebaixamento) 157
Tabela 33: Testes de bombeamento em Vista Alegre – Resultados (recuperação) 158
Tabela 34: Testes de bombeamento feitos pela CPRM: interpretação da recuperação 160
Tabela 35: Análise dos dados isotópicos oriundos do posto Fortaleza. 164
Tabela 36: Variações dos teores em $\delta^{18}O$ anuais ponderados oriundos da rede mensal entre 2011 e 2019. 167
Tabela 37: Composição isotópica média anual da precipitação das estações Riacho Verde e Radar, ponderada pela quantidade de chuva e determinada a partir de dados diários. 170
Tabela 38: Valores isotópicos médios ponderados mensais da precipitação e valores mensais da precipitação obtidos nas duas estações do monitoramento diário (Riacho Verde RV e Radar RAD). 171

Tabela 39: Coeficientes de correlação r² entre os valores de $\delta^{18}O$ médios mensais e os parâmetros ambientais..... 172
Tabela 40: Poços amostrados para a datação das águas subterrâneas..... 178
Tabela 41: Resultados analíticos da datação pelo ^{14}C 178
Tabela 42: Idade aparente obtida pela datação em ^{14}C 180
Tabela 43: Resultados analíticos da datação pelo ^{3}H 181
Tabela 44: Localização e período de medição das estações do GNIP consultadas. 182
Tabela 45: Idade aparente obtida pela datação ^{3}H segundo o modelo de fluxo pistão (MFP) e exponencial (ME) 187
Tabela 46: Altitude de recarga aplicada para a determinação da temperatura de recarga e do excesso de ar 189
Tabela 47: Valores de NGT (método de inversão) e valores de EA (método de excesso relativo em Neon) 190
Tabela 48: Resultados brutos das análises em CFC e SF_6 realizadas no laboratório de Rennes (França). 191
Tabela 49: Interpretações das idades aparentes obtidas pelos CFC e SF_6 segundo o Modelo de Fluxo Pistão. 192
Tabela 50: Interpretações das idades aparentes obtidas pelos CFC, SF_6 segundo o Modelo Mistura Exponencial. 193
Tabela 51: Interpretações das idades aparentes obtidas pelos CFC e SF_6 segundo o Modelo de Mistura Binária 194
Tabela 52: Idades aparentes obtidas pelos diferentes traçadores. 196
Tabela 53: Avaliação da inercia do sistema através da análise das variações de condutividade (CE média e desvio-médio) e de $\delta^{18}O$ ($\delta^{18}O$ médio e desvio-médio) para os poços que foram datados..... 197
Tabela 54: pH das águas do cristalino 203
Tabela 55: Dados de condutividade a 25°C das águas subterrâneas do embasamento cristalino 204
Tabela 56: Resolução CONAMA n°357/2005 205
Tabela 57: $\delta^{18}0$ mediano e d-exc mediano calculados a partir dos valores medios de cada poço para as diferentes sub-bacias do estudo..... 206
Tabela 58: Caracterização do conteúdo em íons maiores das águas do cristalino e valores máximos permitidos (VMP) associadas oriundas da resolução CONAMA n°396/2008..... 210
Tabela 59: Matriz de correlação r². 213
Tabela 60: Índice de saturação para as diferentes bacias do estudo e para diferentes períodos hidrológicos. 217
Tabela 61: Caracterização do conteúdo em íons menores e em elementos traços das águas do cristalino (n = 20) e valores máximos permitidos (VMP) associados oriundos da resolução CONAMA n°396/2008..... 218
Tabela 62: Variáveis consideradas para a ACP 221
Tabela 63: Concentrações médias (em mg/L) medidas em ambiente cristalino sob diferentes climas. 224
Tabela 64: Composição dos principais minerais primários 225
Tabela 65: Grupos da água identificados de acordo com as tendências de fácies 226
Tabela 66: Valores de referência para as águas do cristalino cearense não submetidas a problemas de poluição ou de salinização..... 229
Tabela 67 : Tipo de solo dos perfis amostrados 242
Tabela 68: Valores medianos de Cl e resumo das datações para as diferentes sub-bacias do estudo..... 253
Tabela 69: Resultados das simulações para a condição T = 0% de Rtot 263
Tabela 70: Tempo para dessalinizar o aquífero nas condições ETR= 80% e Esc=85%. 270

Lista de fotografias

Fotografia 1: Vista do Sertão cearense, em estação seca (Quixeramobim-CE, set. 2020) *26*
Fotografia 2: Criação de bovinos, Quixeramobim, junho 2019. ..... *28*
Fotografia 3: A vegetação ao ritmo das estações. A) estação chuvosa. B) estação seca. *43*
Fotografia 4 : Campo de Inselbergs de Quixadá no Ceará. *44*
Fotografia 5: Pico da Serra Branca, o mais alto do Ceará. *44*
Fotografia 6: Vista dos batólitos de Quixeramobim. *60*
Fotografia 7: Fenocristais de K-feldspatos da suíte Serra Branca. *60*
Fotografia 8: Vista de um açude durante a estação seca, onde observa-se depósitos evaporíticos nas margens. *91*

Lista de Anexos

ANEXO I : Censo e identificação dos poços do estudo I
ANEXO II. Critérios de seleção dos poços a serem monitorados e lista dos poços monitorados XVI
ANEXO III. Descrição das estações pluviométricas (isótopos) XXIII
ANEXO IV. Datação da água: uma abordagem multi-traçadores (^{14}C, ^{3}H, CFC e SF_6) XXIV
ANEXO V. Método de amostragem para ^{14}C XLIV
ANEXO VI. Método para a amostragem dos CFC e SF_6 XLVII
ANEXO VII. Evolução piezométrica dos poços do monitoramento mensal XLIX
ANEXO VIII. Testes de bombeamento feitos pela CPRM: interpretação da recuperação LV
ANEXO IX. Resultados analíticos isotópicos ($\delta^{18}0$, $\delta^{2}H$) LVI
ANEXO X. Artigo publicado LXII
ANEXO XI. Perfis de condutividade LXXXIV
ANEXO XII. Resultados analíticos (Íons maiores, menores, traços e terras raras) LXXXVIII
ANEXO XII. Análises de solo XCV

Agradecimentos

Este projeto de tese nasceu de uma longa cooperação científica entre a França e o Brasil, e por isso eu queria agradecer primeiramente Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins, Jean-Denis Taupin, Julien Burte, Francisco Hoilton Araripe Rios, F. de Assis Souza Filho e Christian Leduc por ter criado e apoiado este projeto ao longo de sua duração e qualquer que seja as circunstâncias. Foi um grande desafio e estou honrada por ter conseguido realizar uma parte ao seu lado. Fazendo parte da historia também, queria agradecer Severin Pistre, que acreditou em mim e que me fez encontrar, durante meu estágio de mestrado no Ecuador (em 2011!), a pessoa que se tornou meu futuro co-orientador de tese. Sem ele, nada disso teria acontecido e por isso, agradeço muito ele. Assim, foi esse encontro no Ecuador (e um pouco de perseverança) que me levou para o Brasil. Agradeço a todos os pesquisadores que me ajudaram a realizar este projeto multidisciplinar, pelo tempo que me concederam e por compartilharem seus conhecimentos, seja do lado francês como brasileiro. Dentro deles, queria agradecer Patrick Lachassagne, Nicolas Patris, Jean-Luc Seidel, Marina Gillon, Virginie Vergnaud-Ayraud, Itabaraci Nazareno Cavalcante, Valdenor Nilo de Carvalho Junior, Maria Marlúcia Freitas Santiago, Horst Frischkorn. Obrigada ainda a Jean-Denis Taupin, por sua disponibilidade e por sempre pedir de dar o melhor de nós, e também a Eduardo Sávio Martins por sua gentileza, liderança, e por me ter apoiado esse tempo todo.

Queria também agradecer todas as pessoas que trouxeram felicidade no meu dia a dia na Funceme. Que seja a Sarra Kchouk por me receber tão calorosamente e por ter sido uma parceira do dia a dia, a Gbekpo Aubains Honsou-Gbo, Mériem Jouini e Juliana Lima Oliveira por sempre me ter dado conselhos, a Diógenes Fontenele por toda sua gentileza e apoio no campo quando eu estava em França, a Meiry Sayuri Sakamoto por ser um modelo de pesquisadora que admiro, meus colegas Gilberto Möbus e Yuri Castro P. Lima por ser sempre presente e por me ter acompanado no campo, ou tantos outros, dentro quais as maravilhosas Maria do Socorro C. Damasceno, Valéria Alencar Rodrigues e Sheila F.R. Sampaio, pilares da organização da Funceme. Um saludo especial ao motorista Nonato, por todas essas horas passadas no campo, por a sua gentileza, sua ajuda, sua alegria. Ele foi um parceiro de otima qualidade para eu realizar todos os objetivos que eu tinha planejado.

Agradeço todas essas pessoas maravilhosas que me acolheram em Montpellier, Fortaleza ou Cumbuco, seja Andy Nivon, Lydie Théodose, Ben Baud, Patricia Loude, Danilo Santos, Cesar Magno, Luis Paulo, João Victor C. Vale, Wesley Rocha e muito mais... Meus pensamentos ao Paulo Roberto da Silva Alves, pai do meu cunhado, que veio me visitar em 2017. Queria agradecer a sua alma e homenagear sua memória, ele que me ajudou a entender melhor o Brasil e enfrentar os momentos difícil que eu vivi. Para citar ele : “Amanhã será um novo dia! Terá com certeza um novo sol! Com certeza nascerá uma nova lua! As ondas baterão na praia! O Vento soprará com certeza em teu rosto! Você com certeza terá muitos novos sorrisos!”. Agradeço minha familia, por sempre estar me apoiando e ter orgulho de mim. A vida é maravilhosa, e temos que sempre pegar as oportunidades que se oferecem para a gente.

Resumo

A alta salinidade das águas subterrâneas observada nas rochas cristalinas do embasamento (e.g. rochas metamórficas e ígneas) no Semiárido Brasileiro (Nordeste do Brasil) estimulou diversas pesquisas desde a década de 1960. O presente estudo usa a hidrodinâmica (dados piezométricos mensais e horários), a hidroquímica (Condutividade Elétrica-CE, íons maiores, Cl/Br, elementos traços) além de uma ampla investigação análitica realizada por uma abordagem multi-traçadores ($^{18}0$, ^{2}H, ^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6) para identificar a origem dos sais, caracterizar os processos de recarga e de circulação, e determinar os processos que levam à salinização das águas subterrâneas contidas nos rochas cristalinas das regiões semiáridas. O monitoramento piezométrico sublinhou a forte reatividade do aquífero às chuvas e sugere que a recarga do lençol fréatico depende dos eventos chuvosos significativos da quadra chuvosa que provavelmente favoreceram a criação de escoamentos superficiais e o acúmulo de água em superfície. De fato, a investigação isotópica realizada sobre os diferentes compartimentos de água, com mais de 500 análises em isótopos estáveis (dados mensais e/ou diários), permitiu evidenciar que esta recarga ocorre por infiltrações diretas com uma proporção mais ou menos significativa de infiltração indireta de águas superficiais evaporadas a partir de zonas localizadas propicias a infiltração (e.g. baixios topograficos, talvegues dos rios, margens dos açudes, *etc*.). Mesmo se não há relação direta entre a chuva total anual (ou mensal) e a recarga dos aquíferos, cálculos feitos neste estudo mostraram que a recarga sazonal é fraca e da ordem de 1 a 3% da chuva anual (≈7 a 21 mm/ano). Os aquíferos cristalinos da região são caracterizados por baixas transmissividades (valor mediano em torno de 3.10^{-6} m²/s), baixas porosidades (< 0,5%) e baixas permeabilidades (na ordem de alguns centimetros por dia). A compartimentação lateral dos aquíferos é reduzida (ausência de fluxo regional). A análise multi-traçadores sublinhou que o tempo de residência das águas subterrâneas são curtos (de algumas décadas a centenas de anos, com uma grande contribuição de água pós-1950) e que os processos de circulação são rápidos. Contudo, se trata de idade aparente porque em realidade, os fluxos de circulação nos aquíferos fraturados são bem mais complexos e são compostos essencialmente por fluxos de infiltrações verticais sazonais (atuais, diretos e indiretos) e por transferências horizontais de trânsito mais longo (cuja infiltração occoreu antes dos anos 1960). Assim, além de uma forte heterogeneidade espacial, observa-se uma forte estratificação vertical no embasamento fraturado cristalino, evidenciada no campo pelo aumento da CE da água com a profundidade das fraturas. As águas do estudo são caracterizadas por altas concentrações em cloretos (até 5 g/L), com fácies essencialmente cloretada mista ou cloretada sódica, e CE variando de 890 a 19300 µS/cm em função dos poços ativos (valor mediano de 2854 µS/cm ± 3000 µS/cm). O estudo químico sugere que as águas, originalmente de fácies bicarbonatadas, se tornaram cloretadas em razão da dissolução e da lixiviação de sais (de tipo calcita, dolomita, gispo, halita e provavelmente de $MgCl_2$) que precipitaram no solo, na ZNS e/ou nos sedimentos dos açudes devido às fortes taxas de evapotranspiração das águas de chuva e superficiais. Contudo, os modelos mostraram que a

aridez climática e as fortes taxas de evapotranspiração não podem levar a uma forte salinização do lençol freático em um período de tempo da ordem de umas centenas de anos, mas levam a concentrações em cloretos na ordem de algumas dezenas de mg/L, 100 a 200 mg/L no máximo. Assim, as simulações evidenciaram que o único fator que é capaz de provocar uma forte salinização do aquífero (com concentrações da ordem do g/L) é a presença de condições endorréicas subterrâneas (abaixamento do nível piezométrico) devida a transpiração do lençol freático pelas raizes profundas da Caatinga arbórea com uma taxa de transpiração equivalente à recarga total anual, o que implica que não tem mais relação direta entre a idade aparente das águas e a acumulação de sais nos aquíferos. As simulações sugerem que os aquíferos seriam numa dinâmica atual de dessalinização devido ao desmatamento da Caatinga arbórea, e isso apesar da influência da infiltração das águas evaporadas nos processos de recarga.

Palavras chaves : Rochas cristalinas, Aquíferos fraturados, Semiarido, Salinização, Isótopos estáveis (^{18}O, ^{2}H), Datação multi-traçadores (^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6), Piezometria.

Résumé

La forte salinité des eaux souterraines observée dans les roches cristallines du socle dans le nord-est du Brésil semi-aride a stimulé la recherche depuis les années 1960. La présente étude utilise des méthodes hydrodynamiques (données piézométriques mensuelles et horaires) et hydrochimiques (Conductivité Electrique-CE, ions majeurs, Cl/Br, éléments traces) en plus d'une vaste investigation analytique basée sur une approche multi-traceurs ($^{18}0$, ^{2}H, ^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6) pour identifier l'origine des sels, caractériser les processus de recharge et de circulation et déterminer les mécanismes qui conduisent à la salinisation des aquifères cristallins des régions semi-arides. Le suivi piézométrique a souligné la forte réactivité des aquifères aux précipitations et suggère que la recharge de la nappe dépend des événements pluvieux significatifs de la saison des pluies qui ont probablement favorisé la création de ruissellements et l'accumulation d'eau de surface. En effet, l'investigation menée avec plus de 500 analyses en isotopes stables a mis en évidence que cette recharge se fait par des infiltrations directes avec une proportion plus ou moins significative d'infiltrations indirectes d'eaux de surface évaporées. Même s'il n'y a pas de relation directe entre la pluie totale annuelle (ou mensuelle) et la recharge des aquifères, l'étude a montré que la recharge saisonnière est faible, de l'ordre de 1 à 3 % de la pluie annuelle (≈7 à 21 mm/an). Les aquifères cristallins sont caractérisés par de faibles transmissivités (valeur médiane autour de $3{,}10^{-6}$ m²/s), porosités (< 0,5%) et perméabilités (de l'ordre de quelques centimètres par jour). La compartimentation latérale des aquifères est réduite (absence d'écoulement régional). L'analyse multi-traceurs a souligné que les temps de résidence des eaux souterraines sont courts (de quelques dizaines à centaines d'années, avec une contribution importante d'eau post-1950) et que les processus de circulation sont rapides. Il s'agit toutefois d'âges apparents car en réalité, les flux de circulation dans les aquifères fracturés sont beaucoup plus complexes et sont essentiellement composés par des flux saisonniers d'infiltration verticale (directe et indirecte) et des transferts horizontaux de transit plus long (infiltration anté-1960). Ainsi, en plus d'une forte hétérogénéité spatiale, une forte stratification verticale est observée dans le socle fracturé cristallin (augmentation de la CE de l'eau avec la profondeur des fractures). Les eaux sont caractérisées par des concentrations en chlorures élevées (jusqu'à 5 g/L), des faciès essentiellement chlorurés (mixtes ou sodiques) et des CE variant de 890 à 19300 µS/cm. L'étude chimique suggère que les eaux, originellement de faciès bicarbonatés, sont devenues chlorurées en raison de la dissolution et du lessivage de sels (calcite, dolomite, gypse, halite et probablement $MgCl_2$) qui ont précipité dans le sol, la ZNS et/ou les sédiments en raison des forts taux d'évapotranspiration (ETR) des pluies et des eaux de surface. Cependant, les modélisations ont montré que l'aridité climatique et les forts taux d'ETR ne peuvent pas conduire à une forte salinisation de la nappe sur une période de temps de l'ordre d'une centaine d'années, mais conduisent à des concentrations en chlorures de l'ordre de quelques dizaines de mg/L, 100 à 200 mg/L tout au plus. Ainsi, les simulations ont montré que le seul facteur capable de provoquer une forte salinisation de l'aquifère (avec des concentrations de l'ordre du g/L) est la présence de

conditions endoréiques souterraines (abaissement du niveau piézométrique) dues à la transpiration de l'aquifère par les racines des arbres de la Caatinga avec un taux de transpiration équivalent à la totalité de la recharge annuelle, ce qui implique qu'il n'y a plus de relation directe entre l'âge apparent de l'eau et l'accumulation de sels dans l'aquifère. Les simulations suggèrent que les aquifères seraient dans une dynamique actuelle de désalinisation en raison de la déforestation de la Caatinga, et ce malgré l'influence d'infiltration d'eau évaporée dans les processus de recharge.

Mots clés : Roches cristallines, Aquifères fracturés, Semi-aride, Salinisation, Isotopes stables (^{18}O, ^{2}H), Datation multi-traceurs (^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6), Piézométrie.

Abstract

Title : Origin and dynamics of the salinity in crystalline fractured aquifers of the semi-arid region of Ceará (Brazil)

The high levels of groundwater salinity of groundwater observed in the crystalline basement rocks in semi-arid NorthEastern Brazil stimulated research since the 1960s. The present study uses hydrodynamic (monthly and hourly piezometric data) and hydrochemical (Electrical Conductivity-EC, major ions, Cl/Br, trace elements) methods in addition to a wide analytical investigation based on a multi-tracer approach ($^{18}0$, ^{2}H, ^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6) to identify the origin of the salts, characterize the recharge and circulation processes, and determine the mechanisms that lead to the salinization of the groundwater contained in the crystalline rocks of semi-arid regions. The piezometric survey revealed the high reactivity of the aquifer to precipitation and suggests that the recharge of the aquifers depends on significant rainy events that may have favored runoff and surface water accumulation. Indeed, the investigation carried out with more than 500 stable isotopes analyses (monthly and/or daily data) showed that this recharge occurs through direct infiltrations, with a more or less significant proportion of indirect infiltration of evaporated surface water. Even if there is no direct relationship between the total annual precipitation and the aquifer's recharge, this study showed that the seasonal recharge is weak and of the order of 1 to 3% of the annual rainfall (≈7 to 21 mm/year). The crystalline aquifers are characterized by low transmissivities (median value around de 3.10^{-6} m²/s), low porosities (< 0,5%), low hydraulic conductivity (in the order of a few centimeters per day) and a strong lateral compartmentalization (absence of regional flow). The multi-tracer analysis highlighted that groundwater residence time is short (from a few decades to hundreds of years, with a large contribution of post-1950 water) and that the circulation processes are fast. However, this estimate is an apparent age resulting from complex circulation flow patterns in fractured aquifers, because flows are essentially composed of seasonal vertical infiltration flows (direct and indirect) and horizontal transfers of longer transit time (infiltration before the 1960s). Thus, in addition to a strong spatial heterogeneity, a strong vertical stratification is observed in the fractured crystalline basement (increase of the water's EC with the fracture's depth). Waters in the study are characterized by high chlorides concentrations (up to 5 g/L) and essentially show mixed-chloride or sodium-chloride facies, with EC ranging from 890 to 19300 µS/cm. The chemical study suggests that the waters, originally bicarbonated, became chlorinated due to the dissolution and leaching of salts (as calcite, dolomite, gypsum, halite and probably $MgCl_2$) that precipitated in the soil, in the unsatured zone and/or in the sediments, due to the strong evapotranspiration rates of rainfall and surface waters. However, simulations have shown that climatic aridity and strong evapotranspiration rates cannot lead to a strong salinization of the groundwater over a period of time of the order of hundreds of years, but to chloride concentrations in the order of a few tens of mg/L, 100 to 200 mg/L at most. Thus, simulations

showed that the only factor that is capable of causing a strong salinization of the aquifer (with concentrations of the order of g/L) is the presence of subterraneous endorrheic conditions (decrease in the piezometric level) due to the transpiration of the groundwater by the deep roots of the Caatinga tree layer, with an evapotranspiration rate equivalent to the total annual recharge, which implies that there is no longer direct relationship between the apparent age of the waters and the accumulation of salts in the aquifers. Simulations suggests that aquifers would be in a current dynamic of desalination due to the deforestation of the Caatinga tree layer, and this, despite the influence of the infiltration of evaporated water in the recharge processes.

Key words: Crystalline rocks, Fractured aquifers, Semiarid, Salinization, Stable isotopes (^{18}O, ^{2}H), Multi-tracer Dating (^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6), Piezometry.

Capítulo I. Introdução

As áreas semiáridas do mundo são afetadas por um problema comum: a falta de água. De fato, essas regiões apresentam taxas anuais de evapotranspiração maiores do que as chuvas, o que leva a grandes déficits hídricos anuais. O clima da região semiárida do Nordeste do Brasil (NEB), por exemplo, conhecida como "polígono das secas" ou “Semiárido Brasileiro”, é definido por precipitações inferiores a 800 mm/ano, um déficit hídrico pronunciado (> 1000 mm/ano) e uma forte vulnerabilidade às secas [Pontes Filho et al., 2020]. O regime de chuva, quanto a ele, é marcado pela concentração das precipitações num curto período do ano e pela forte variabilidade espaço-temporal das chuvas, o que implica consequências diretas sobre a hidrologia superficial e subterrânea. Assim, a intensa variabilidade climática e a vulnerabilidade à seca da região Nordeste do Brasil impõe um grande desafio ao gerenciamento das águas [Martins, 2017].

Neste estudo, iremos nos interessar às áreas rurais semiáridas do estado do Ceará no NEB, onde as rochas cristalinas do embasamento Pré-cambriano representam a unidade geológica dominante. Nestas zonas rurais, a densidade populacional é geralmente baixa e os habitats estão espalhados. A ocupação e o bom desenvolvimento do território rural são então condicionados por uma larga distribuição espacial dos pontos de abastecimento [Burte, 2008].

Historicamente, as regiões semiáridas do NEB sofreram por muitos anos com uma política de gestão da água curativa em vez de uma política preventiva de gestão dos riscos de seca. Foi somente após uma série de secas intensas que foi construída – de forma desordenada – uma grande quantidade de açudes [Molle, 1994], e isso a fim de superar a falta de água em caso de seca plurianual. No Ceará, a construção de reservatórios de águas superficiais (açudes) tem sido largamente desenvolvida devido ao contexto geológico pouco favorável à presença de água em quantidades significativas e à intermitência dos rios. Contudo, as águas superficiais estocadas nas barragens são submetidas a uma forte evaporação e a problemas de degradação de qualidade, o que limita o aproveitamento deste recurso e pode resultar em uma ruptura no abastecimento [Burte, 2008]. Assim, para suportar a baixa disponibilidade de água das áreas rurais, as políticas públicas brasileiras têm favorecido projetos de perfuração de poços nos aquíferos fraturados do embasamento cristalino a partir da década de 1990 [Collard et al., 2013]. De fato, diante da escassez da água superficial nas zonas semiáridas, a água subterrânea se torna frequentemente a única fonte de suprimento hídrico confiável para garantir o abastecimento de água e a manutenção das populações [Gustafson e Krásný, 1994].

A sobrevivência das populações em áreas rurais semiáridas é condicionada pelo acesso aos recursos hídricos disponíveis localmente. Mesmo se as rochas cristalinas do embasamento (e.g. as rochas plutônicas e metamórficas) possuem poucas características aquíferas por definição [Wyns, 2004; Lachassagne et al., 2011] e apresentam baixas vazões (entre 1 e 3 m^3/h [MMA,

2007]), os recursos contidos nelas constituem uma fonte de abastecimento disponível e confiável para muitas comunidades do interior semiárido nordestino (consumo humano, dessedentação animal, agricultura de subsistência) [MMA, 2007]. Contudo, além do problema quantitativo associado a este tipo de ambiente geológico (baixas vazões e volumes), observa-se no NEB semiárido um problema qualitativo ligado à forte salinidade das águas, o que limita o seu aproveitamento. De fato, os recursos subterrâneos contidos nos aquíferos cristalinos exibem normalmente águas pouco mineralizadas (na ordem de 100 a 300 mg/L) e de fácies bicarbonatadas. No caso dos aquíferos cristalinos do Semiárido Brasileiro e de nosso estudo, as águas são caracterizadas por um conteúdo salino elevado (com concentrações acima do limite de potabilidade, que podem atingir várias dezenas de g/L) e por uma dominância de íons cloretos. No mesmo tempo, foi evidenciado que estas águas apresentam curtos tempos de residência, da ordem de 10 a 100 anos [Santiago et al.,2000; Salati et al., 1979 in Osorio, 2018], o que significa que a forte salinidade observada não pode ser simplesmente explicada por um maior tempo de interação água/rocha. A pergunta da origem da salinidade e dos processos de salinização das águas cristalinas do NEB semiárido foi estudada por vários autores a partir da década de 1960, mas os processos implicados na salinização e a origem dos sais são ainda sujeitos a controvérsia. O objetivo desta presente pesquisa é então de fornecer novos elementos analíticos a fim de identificar a origem da salinidade e os processos que levam à salinização relativamente forte das águas subterrâneas contidas nos aquíferos cristalinos da região semiárida cearense, e assim, contribuir para o estado de conhecimento desta questão de pesquisa.

Esta pesquisa faz parte e dá continuidade a uma longa cooperação científica entre a Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) e o Instituto Francês de Pesquisa para o Desenvolvimento (IRD). Os estudos realizados durante esta cooperação foram geralmente focados sobre os aquíferos aluviais da região. Tradicionalmente, os aquíferos cristalinos fraturados cearenses têm sido pouco estudados em comparação aos aquíferos sedimentares do Sul do Estado ou aos aquíferos aluviais que representam recursos hídricos mais importantes em termos de quantidade (e.g. trabalhos de Horst Frischkorn, Marlúcia Santiago e Julien Burte, entre outros). Porém, após períodos prolongados de seca, os recursos contidos nos aquíferos do embasamento cristalino constituem recursos hídricos estratégicos para as populações rurais cearenses. Uma tese finalizada em 2008 por Julien Burte no âmbito desta cooperação, que estudou o funcionamento dos pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semiáridas do Ceará, sugeriu uma contribuição de fluxos de água mais salgada do embasamento cristalino para as águas mais doces dos aquíferos aluviais. Assim, de forma a completar o estudo da salinidade no NEB semiárido, iremos focar desta vez nos aquíferos cristalinos do embasamento cearense, graças a uma abordagem multi-traçadores e a aquisição de muitos dados de campo.

A caracterização do funcionamento hidrogeológico deste tipo de sistema heterogêneo representa geralmente um grande désafio para os hidrogeólogos. De fato, nas rochas cristalinas

fraturadas, os processos de circulação dos fluxos subterrâneos são muito mais complexos que nos meios porosos. Isso porque o fluxo de água está localizado nas descontinuidades da rocha (rede de fissuras e fraturas) e é principalmente controlado pelas propriedades geométricas da rede de fraturas (ou seja, as orientações e densidade das fraturas, distribuição dos comprimentos das fraturas, etc.) [Guihéneuf, 2014]. A compreensão dos mecanismos que ocorrem nos meios fraturados do embasamento são então essenciais para preservar e explorar de forma sustentável os recursos contidos neles. Ao nosso conhecimento, existem poucos dados piezométricos, hidrodinâmicos, hidroquímicos e isotópicos disponíveis para o cristalino no Ceará. Quando esses dados existem, correspondem geralmente a uma imagem muito pontual, o que não permite uma compreensão correta da evolução do sistema ao longo do tempo. Por isso, além de estudar os processos de salinização, um importante trabalho de caracterização hidrodinâmica sera feito nesta pesquisa.

A originalidade deste estudo reside, entre outros, na investigação do embasamento cristalino graças à realização de monitoramentos piezométricos horários durante 2 a 3 anos, ao desenvolvimento de uma ampla investigação isotópica (^{18}O, ^{2}H) sobre os diferentes compartimentos da água e à implementação das primeiras medidas de gás dissolvidos nas águas do cristalino do Estado do Ceará (CFC e SF_6), além de datações feitas pelo ^{3}H e ^{14}C. Este estudo exploratório pretende fornecer novas indicações quanto aos processos de circulação e de salinização das águas nas rochas cristalinas do embasamento em região semiárida.

1 Objetivo geral

O objetivo geral desta pesquisa é de identificar a origem dos sais e os processos implicados na salinização das águas subterrâneas através de uma abordagem hidrodinâmica (piezométrica, testes de bombeamento), hidrogeoquímica (CE, íons maiores e menores, elementos traços, CFC/SF_6) e isotópica ($^{18}0$, ^{2}H, ^{3}H, ^{14}C), a fim de melhorar a compreensão sobre a origem e a dinâmica de salinidade das águas contidas nos aquíferos fraturados cristalinos da região semiárida cearense.

2 Objetivos e ações específicos

Considerando a complexidade das transferências de fluxo nos meios fraturados e a falta de dados disponíveis para o embasamento cristalino na região de estudo, optou-se por abordar este estudo geoquímico a partir de um grande trabalho centrado sobre a hidrodinâmica subterrânea. Assim, por um lado, o estudo hidrodinâmico e, então, a compreensão dos fluxos subterrâneos, foram baseados sobre a caracterização do comportamento piezométrico do lençol freático e da sua resposta às precipitações, sobre a caracterização dos processos de recarga e de circulação no

seio do aquífero, ou ainda, sobre a determinação dos tempos de residência da água. De fato, este tipo de conhecimentos permite melhorar a compreensão do funcionamento hidrogeológico dos aquíferos fraturados cristalinos e, então, de dar indicações quanto aos processos realmente susceptíveis de causar uma salinização das massas de água subterrânea. Por outro lado, a identificação da origem dos sais e dos processos de salinização foi baseada na caracterização dos tipos de sais presentes na água e no solo, além da identificação das relações entre os diferentes íons e de simulações de balanço de sal.

Em resumo, os objetivos específicos deste estudo são :

1) Estudar a evolução piezométrica dos aquíferos cristalinos, para: (i) caracterizar a evolução piezométrica do aquífero ao longo do tempo, e sua relação com as variações pluviométricas; (ii) identificar a presença ou a ausência de um fluxo regional; (iii) avaliar os parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos cristalinos (permeabilidade K, transmissividade T, coeficiente de armazenamento S) além das taxas de recarga dos aquíferos.

2) Determinar a origem da água subterrânea, identificar os processos de recarga e de circulação das águas e quantificar os tempos de trânsito da água subterrânea no seio do embasamento cristalino.

3) Caracterizar o conteúdo hidroquímico da água do cristalino e a sua variabilidade espaço-temporal, para: (i) definir os sais responsáveis da salinização das águas; (ii) analizar as variações sazonais, e; (iii) identificar as potenciais fontes de sais.

4) Avaliar os diferentes mecanismos implicados na salinização das águas e suas influências respectivas na hidroquímica da água.

5) Modelar a salinização do aquífero ao longo do tempo, a fim de testar as diferentes hipóteses feitas.

Estes objetivos específicos, para ser atingidos, são associados às ações específicas seguintes :

- Estabelecer uma rede de monitoramento fisico-químico (CE, T, pH) e piezométrico mensal, além de monitoramentos piezométricos horários;
- Coletar e integrar os dados preexistentes da área de estudo ao banco de dados recentes;
- Estimar e/ou quantificar as propriedades hidrodinâmicas dos aquíferos cristalinos através a realização ou interpretação de testes de bombeamento;
- Determinar os processos de recarga dos aquíferos, a origem e a idade aparente da água através de uma abordagem multi-traçadores (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6);

- Melhorar a compreensão do funcionamento hidrogeológico deste tipo de aquífero graças à análise conjunta dos dados piezométricos, isotópicos e de datação para desenvolver um modelo conceitual de circulação das águas;

- Estabelecer uma rede de monitoramento químico (íons maiores, íons menores (Br^-) e elementos traços metálicos) a ser amostrada durante períodos hidrológicos distintos (períodos de águas altas e baixas) e analizar as correlações entre íons para identificar as fontes e os processos de salinização;

- Construir um modelo de balanço de sais para simular quais processos levam a uma forte salinização da água.

3 Estrutura da tese

Esta tese de doutorado está dividida em sete subpartes principais. A primeira parte corresponde à introdução enquanto a segunda parte destina-se à caracterização completa da zona de estudo (capítulo II). Este capítulo contém todas as informações necessárias para compreender o contexto climático, geológico e ambiental da área de estudo.

A terceira parte corresponde ao estado da Arte, e trata de todos os mecanismos que podem causar uma salinização das águas subterrâneas, além de relatar o inventário feito sobre a qualidade das águas e os mecanismos de salinização dos aquíferos do embasamento no Brasil e no mundo (Capítulo III). A quarta parte descreve todos os métodos, materiais e técnicas analíticas usados para realizar este estudo (capítulo IV).

Em fim, os capítulos V, VI e VII correspondem à apresentação de todos os resultados obtidos durante este estudo. Mais especificamente, o capítulo V é dedicado à caracterização do funcionamento hidrogeológico e hidrodinâmico dos aquíferos cristalinos, enquanto o capítulo VI corresponde à caracterização hidroquímica das águas e à análise da origem da salinidade e dos processos implicados na salinização das águas subterrâneas. Em fim, o capítulo VII é dedicado a compreender a dinâmica da salinidade dos aquíferos por meio da criação de um modelo hidrogeológico conceitual e da realização de modelos de balanço de sal. A última parte corresponde às conclusões e perspectivas deste estudo.

Capítulo II. Zona de estudo

1 Localização e aspectos socioeconômicos

1.1 O Nordeste Brasileiro Semiárido

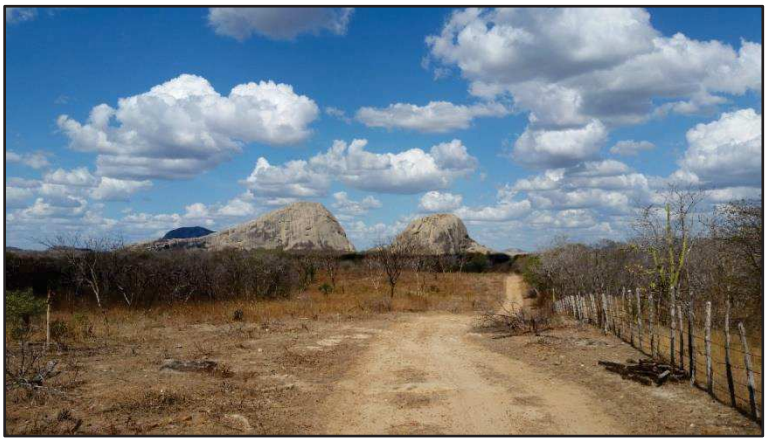
O Nordeste do Brasil (NEB) é constituído por nove estados (Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Piauí, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Sergipe) e estende-se numa área de 1.554.291 km², correspondente a 18,3 % da área do Brasil. O NEB é caracterizado pela presença de uma zona semiárida sobre ≈65 % do seu território (Tabela 1 e Figura 1), de acordo com o Ministério de Integração Nacional (MI) e com a nova delimitação do *Semiárido Brasileiro*[1] datando de novembro de 2017 [MI, 2017]. Esta zona é muito vulnerável às secas [Pontes Filho et al., 2020] e impõe um grande desafio ao gerenciamento das águas [Martins, 2017]. A Tabela 1 abaixo resume alguns dados característicos (população, área) do Semiárido Brasileiro.

Tabela 1: O Semiárido Brasileiro em números. Fonte: IBGE (consulta em 2017)

		DADOS GERAIS			ZONA SEMIÁRIDA			
Região	**Estado**	**Área (km²) [2017]**	**População no último censo [2010]**	**População estimada [2017]**	**N° de municípios incluídos no Semiárido**	**População no Semiárido**	**Área do Semiárido (km²)**	**Área do Semiárido (%)**
NORDESTE	MARANHÃO	331.936,95	6.574.789	7.000.229	2	213.693	3.523	1,1
	PIAUÍ	251.611,93	3.118.360	3.219.257	185	2.805.394	200.610	79,7
	CEARÁ	148.887,63	8.452.381	9.020.460	175	5.827.192	146.889	**98,7**
	RIO GRANDE DO NORTE	52.811,11	3.168.027	3.507.003	147	1.922.440	49.073	92,9
	PARAIBA	56.468,44	3.766.528	4.025.558	194	2.498.117	51.306	90,9
	PERNAMBUCO	98.076,02	8.796.448	9.473.266	123	3.993.975	86.341	88,0
	ALAGOAS	27.848,14	3.120.494	3.375.823	38	962.641	12.583	45,2
	SERGIPE	21.918,44	2.068.017	2.288.116	29	478.935	11.093	50,6
	BAHIA	564.732,45	14.016.906	15.344.447	278	7.675.656	446.021	79,0
TOTAL NORDESTE		**1.554.291,11**	53.081.950	57.254.159	1.171	**26.378.043**	1.007.439	**64,8**

No Brasil, a zona semiárida do NEB é também chamada de *Sertão* (Fotografia 1), e foi o objeto de várias músicas sobre a pobreza, as tristezas e as injustiças ligadas a esta terra árida, como pode testemunhar o famoso cantor pernambucano Luís Gonzaga.

[1] O Semiárido Brasileiro era antigamente chamado de "Polígono das Secas".



Fotografia 1: Vista do Sertão cearense, em estação seca (Quixeramobim-CE, set. 2020)

A delimitação do Semiárido Brasileiro (Figura 1) foi feita a fim de facilitar o financiamento de ajudas públicas para a luta contra a seca [Burte, 2008], que afeta mais de 26 milhões de pessoas e 1171 municípios do Nordeste (Tabela 1). Foram incluídos no Semiárido Brasileiro os municípios enquadrados em pelo menos um dos três critérios descritos abaixo:

- Precipitação pluviométrica média anual igual ou inferior a 800 mm;
- Índice de Aridez de Thornthwaite (I_A= P_{anual}/ETP) igual ou inferior a 0,50;
- Percentual diário de déficit hídrico igual ou superior a 60 %, considerando todos os dias do ano (ou seja, risco de seca maior do que 60 %).

Esses critérios estão mais detalhados na Resolução Nº 107/2017 do Ministério da Integração Nacional [MI, 2017].

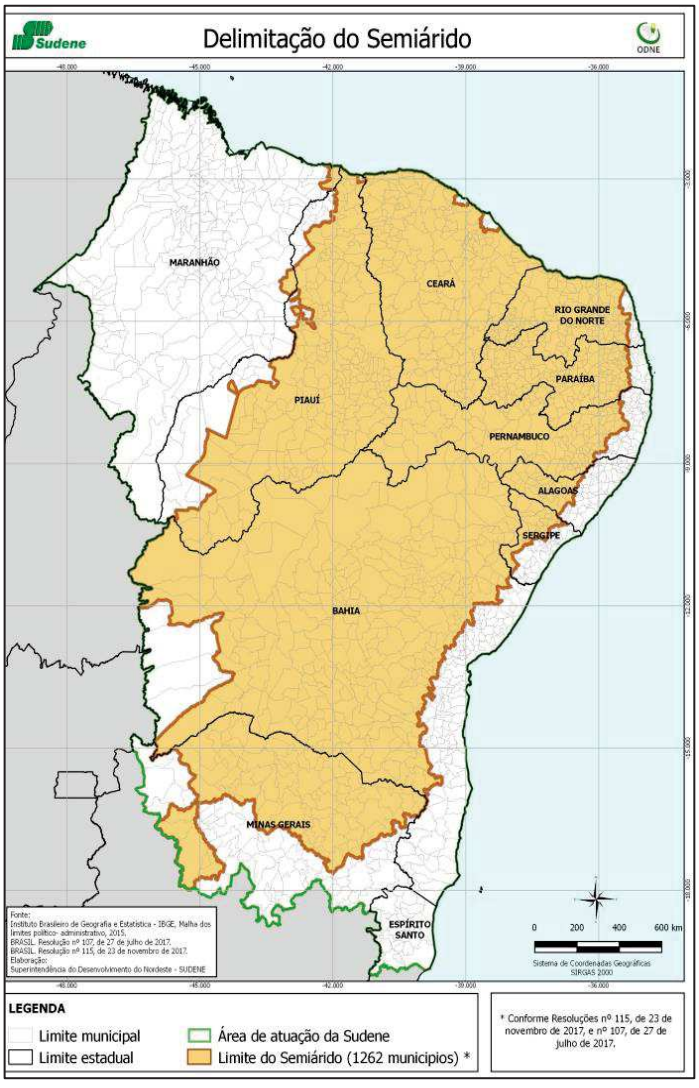


Figura 1: Delimitação do Semiárido Brasileiro. Fonte: SUDENE

A zona do presente estudo está situada no Ceará, que representa o estado do NEB o mais impactado por essas condições climáticas difíceis: mais de 98 % do território está localizado no Semiárido Brasileiro, o que significa que mais de cinco milhões de cearenses estão potencialmente afetados pelos problemas de acesso à água (Tabela 1). Além disso, as características climáticas regionais tornam o estado extremamente vulnerável às secas [Pontes Filho et al., 2020].

1.2 Bacias hidrográficas estudadas

A área objeto desta pesquisa está situada no Sertão Central cearense (centro do Estado do Ceará), a aproximadamente 180 km ao sul-sul-oeste de Fortaleza (capital do Estado) e do mar. Mais precisamente, a área de estudo está localizada entre os municípios de Quixeramobim e de Ibicuitinga, delimitada pelas latitudes 4°54'38" e 5°29'08"S e as longitudes 38°27'38" e 39°39'55"W, de acordo com a Figura 2. Trata-se de quatro sub-bacias incluídas na bacia hidrográfica do Banabuiú, cujo rio epônimo drena uma área de 19647 km² na direção oeste-leste.

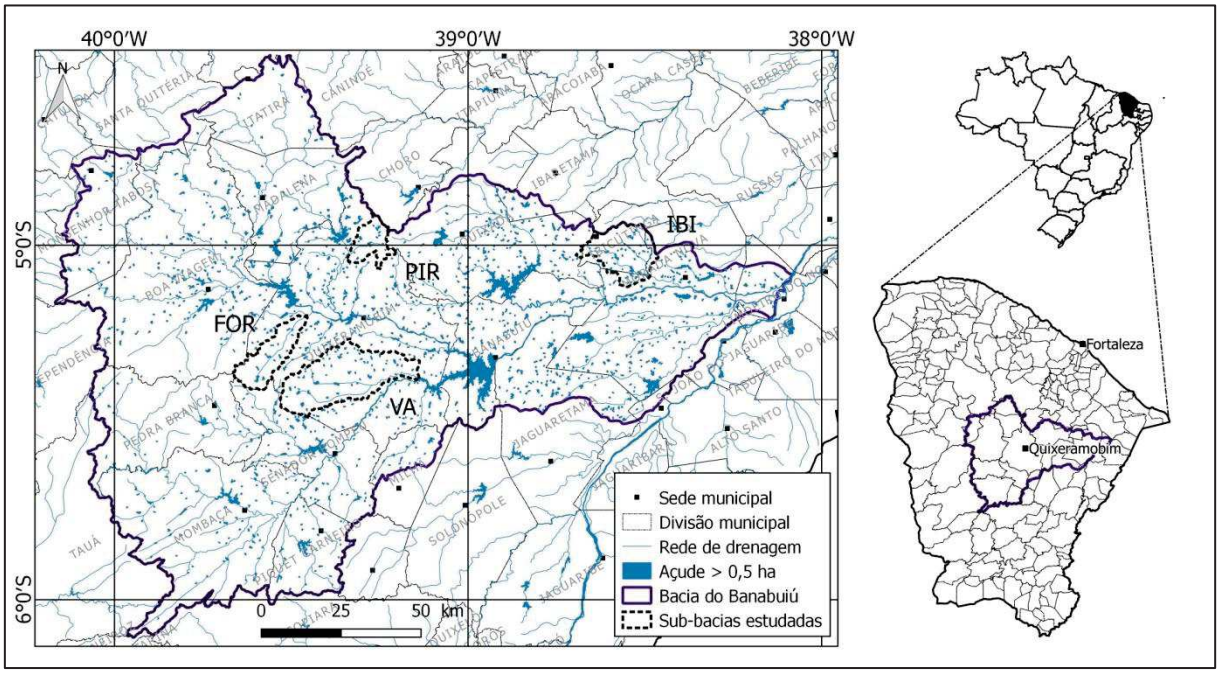


Figura 2: Localização da área de estudo

As quatro sub-bacias estudadas na bacia do Banabuiú são as sub-bacias de: Forquilha (FOR; 214 km²), Pirabibú (PIR; 127 km²), e Vista Alegre (VA; 550 km²), localizadas no município de Quixeramobim; e a sub-bacia de Ibicuitinga (IBI; 286 km²), localizada mais a leste principalmente no município de Ibicuitinga (Figura 2). As três primeiras sub-bacias possuem dados historicos enquanto a sub-bacia de Ibicuitinga foi adicionada a este estudo com base em critérios geológicos e geomorfológicos. A escolha destas bacias é justificada no capítulo IV.1.3 (p.106).

As características geográficas principais destas bacias estão detalhadas na Tabela 2 abaixo:

Tabela 2: Características geográficas das sub-bacias estudadas

Nome	Forquilha	Pirabibú	Vista Alegre	Ibicuitinga
Área	214 km²	127 km²	550 km²	286 km²
Município	Quixeramobim			Ibicuitinga (e Morada nova)
Latitude do ponto central da bacia	-5°18'39"S	-4°59'35"S	-5°22'25"S	-5°01'07"S
Longitude do ponto central da bacia	-39°33'39"W	-39°16'24"W	-39°21'10"W	-38°33'32"W

Além de Quixeramobim e de Ibicuitinga, os municípios incluídos na bacia do Banabuiú são os seguintes: Banabuiú, Boa Viagem, Itatira, Madalena, Mombaça, Monsenhor Tabosa, Morada Nova, Pedras Brancas, Piquet Carneiro, Quixadá e Senador Pompeu.

Segundo o censo demográfico de 2010 do IBGE, os municípios rurais de Quixeramobim e Ibicuitinga têm uma população de 71.887 e 11.335 habitantes, respectivamente, contra 2.452.185 pessoas para a capital (Fortaleza). A densidade demográfica é de 21,95 hab./km² para Quixeramobim e de 26,76 hab./km² para Ibicuitinga (contra 7.786,44 hab./km² para Fortaleza).

De maneira geral, estes municípios rurais são pouco desenvolvidos, e apresentam uma percentagem de esgotamento sanitário adequado relativamente baixo (só de 15,2% para Ibicuitinga, e de 43,2% para Quixeramobim; dados IBGE 2010).

Considerando a proximidade geográfica destes municípios, as atividades econômicas são substancialmente as mesmas. Assim, predomina a cultura de subsistência de feijão, milho, mandioca e arroz, além das monoculturas de algodão, banana, castanha de caju, cana-de-açúcar, hortaliças e frutas diversas. A atividade pecuária é desenvolvida de forma extensiva através a criação de bovinos (Fotografia 2), ovinos, caprinos, suínos, semoventes e aves, enquanto a atividade pesqueira é desenvolvida em açudes, de forma artesanal [MME, 1998a; MME, 1998b].

A fabricação de mel de abelha, queijo, manteiga, redes e bordados representa também uma fonte de renda para as comunidades locais. Além disso, atividades ligadas ao extrativismo vegetal e mineral estão também presentes no território, através da fabricação de carvão, de cercas de madeira e usos diversos para a construção civil, entre outros [MME, 1998a; MME, 1998b].

Fotografia 2: Criação de bovinos, Quixeramobim, junho 2019. Fonte: A autora.

Em resumo, **a área de estudo está localizada no Nordeste Semiárido Brasileiro, no estado do Ceará (Municípios de Quixeramobim e Ibicuitinga), dentro da bacia hidrográfica do rio Banabuiú**, e mais especificamente dentro de quatro sub-bacias de interesse: Forquilha, Pirabibú, Vista Alegre e Ibicuitinga. **São áreas rurais cujo desenvolvimento socioeconômico é principalmente baseado na criação de animais e na agricultura.**

2 Clima

2.1 Classificação climática

A classificação climática do Ceará apresentada na Figura 3 foi delineada segundo o índice de aridez (Tabela 3), conforme critérios estabelecidos por Thornthwaite e ajustado por Penman [Caitano et al., 2011]. Assim, segundo a definição do IA (I_A= P_{anual}/ETP), **o clima da região de estudo é classificado como semiárido**, à diferença da região litoral (e.g. Fortaleza) que é classificado como sub-úmido úmido (Figura 3).

Tabela 3 : Classes climáticas de acordo com o Índice de Aridez de Thornthwaite.
Fonte: Resolução CONAMA Nº 238 in Caitano et al., 2011.

Classe	Índice I_A
Hiper-árido	< 0,03
Árido	0,03 – 0,2
Semiárido	0,21 – 0,5
Sub-úmido e seco	0,51 – 0,65
Sub-úmido e úmido	> 0,65

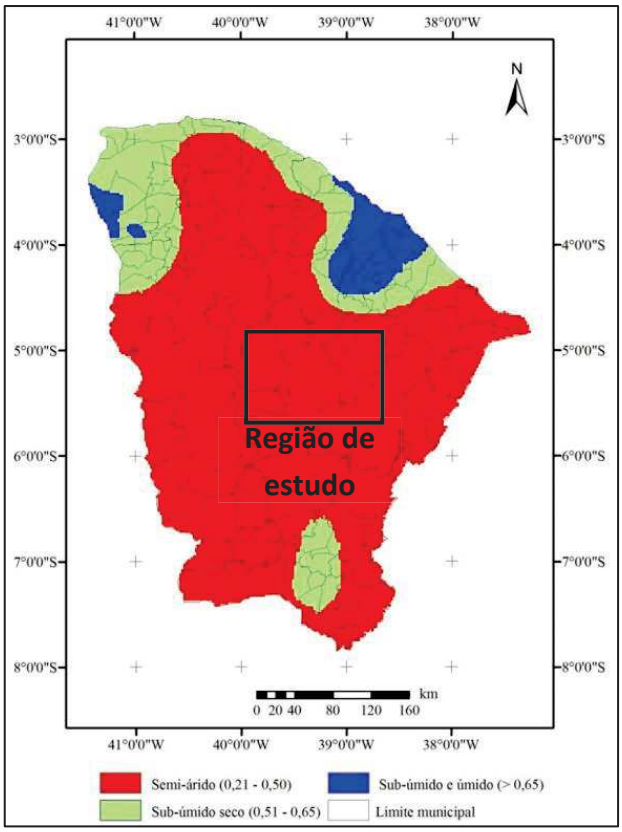


Figura 3 : Índice de Aridez para o Estado do Ceará.
Fonte: Caitano et al., 2011.

Segundo a classificação climática de Köppen [1948, in Araújo, 2017], o Semiárido Brasileiro pode ser qualificado como Bsh. O tipo Bsh corresponde ao clima das regiões áridas e mais especificamente das estepes quentes de baixa latitude e altitude, com temperaturas elevadas (médias anuais em torno de 26°C), amplitude térmica anual reduzida e chuvas escassas, irregulares e muito concentradas no tempo.

2.2 Sistemas meteorológicos e momentos de chuva

Em relação às chuvas, observa-se no Ceará duas estações bem distintas: uma estação seca, e uma estação chuvosa que pode abranger os meses de dezembro a julho [Pontes Filho et al., 2020].

Tecnicamente, a estação chuvosa pode ser dividida em três momentos diferentes de chuva, considerando os diferentes fenômenos climáticos que estão na origem da formação da chuva [Funceme, 2018]. O primeiro momento (≈ 15% das chuvas anuais) refere-se às chuvas de pré-estação chuvosa que ocorrem em geral entre dezembro e janeiro, em razão de frentes frias e vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN) que vêm do Sul do Brasil (Figura 4 a e b).

Em certos anos (como em 1997 e 2004, por exemplo), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), associada a VCAN, pode ter grande influência no regime das chuvas de pré-estação.

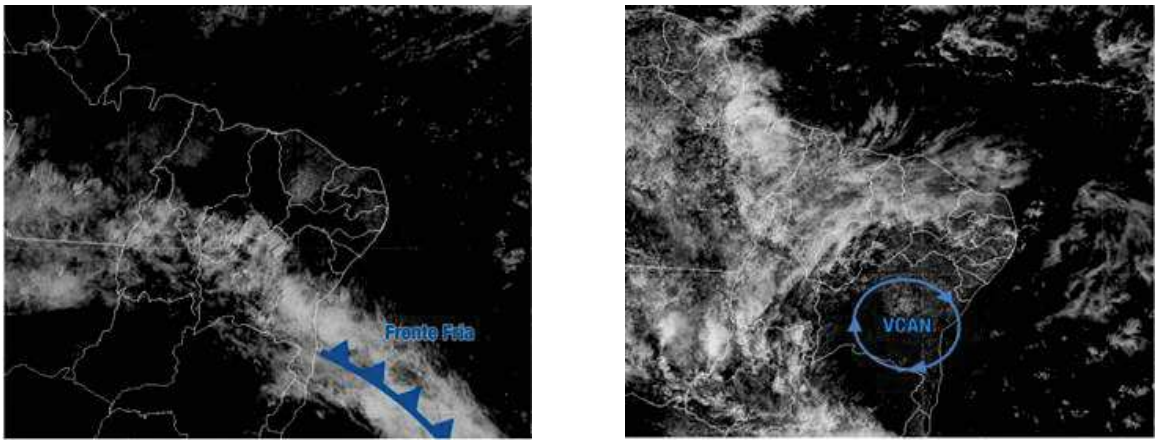


Figura 4: Frentes frias (4a) e Vórtice ciclônico (4b) na origem das chuvas de pré-estação. Fonte: Funceme, 2018

O segundo momento, que representa o principal momento da estação chuvosa (≈ 75% das chuvas anuais), corresponde à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que ocorre em geral entre os meses de fevereiro a maio [Pontes Filho et al., 2020]. A ZCIT é formada pela confluência dos ventos alísios do Nordeste e do Sudeste (Figura 5), e é caracterizada por fortes movimentos ascendentes de ar e fortes chuvas no norte do NEB [Da Silva et al., 2017]. Estes quatro meses chuvosos são localmente chamados de "*quadra-chuvosa*".

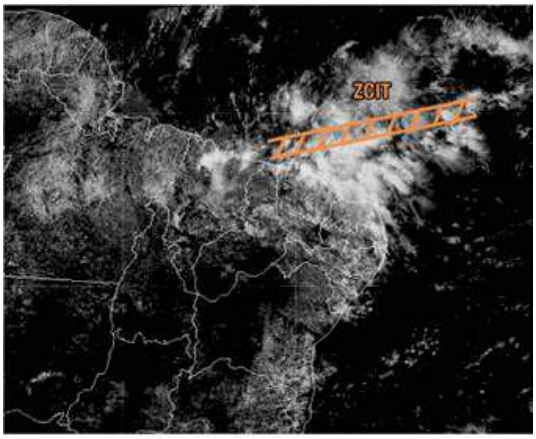


Figura 5: Zona de Convergência Intertropical na origem das chuvas da quadra chuvosa. Fonte: Funceme, 2018

O terceiro momento (≈ 10% das chuvas anuais) refere-se a chuvas de pós-estação (junho a julho), causada pelas "ondas de leste", que podem trazer chuvas do oceano Atlântico, passando pelos litorais de Pernambuco e Paraíba, e podem, dependendo de sua intensidade, atravessar as chapadas do Leste do Ceará e chegar ao sertão e até mesmo a Fortaleza (Figura 6).

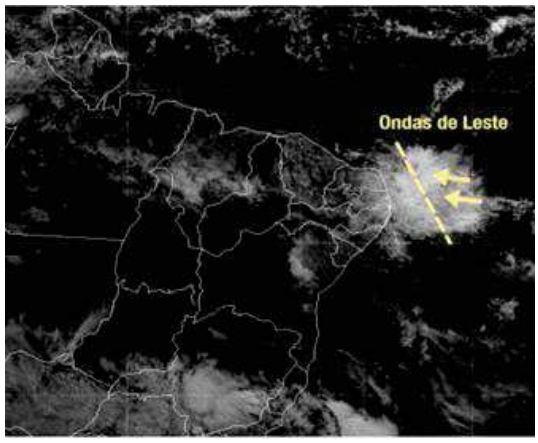


Figura 6: Ondas de leste na origem das chuvas de pós-estação. Fonte: Funceme, 2018

Destaca-se que a quadra-chuvosa é o período chuvoso mais significativo, e que apenas as chuvas trazidas pela ZCIT duram tempo suficiente para possibilitar a colheita [Funceme, 2018].

Os principais forçantes do clima no NEB são a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais: a variabilidade destes forçantes impulsiona a variação espacial e as flutuações nos acúmulos de precipitação [Martins, 2017]. No caso do Atlântico Tropical, o que define o posicionamento da ZCIT mais ao norte ou mais ao sul, ou seja, o regime de chuvas do Norte do NEB, é a diferença entre as anomalias normalizadas de TSM da bacia norte e as anomalias normalizadas de TSM da bacia sul: o Dipolo do Atlântico [Martins E.S.P.R, comunicação pessoal]. No Pacífico Equatorial, por sua vez, em anos de El Niño, em que as anomalias de TSM sejam positivas e o acoplamento Oceano-Atmosfera estabelecido, têm-se condições desfavoráveis para chuvas no Norte do NEB em função da subsidência de ar nesta região, promovida pela circulação atmosférica associada ao aquecimento do Pacífico. Esta subsidência de ar sobre o Norte do NEB dificulta o posicionamento da ZCIT mais ao sul. De outro lado, em anos de La Niña, em que no Pacífico Equatorial têm-se anomalias negativas de TSM e o acoplamento Oceano-Atmosfera estabelecido, este acoplamento atua por promover a atenuação do aquecimento no Atlântico Tropical Norte, o que pode resultar em um Dipolo favorável ao regime de chuvas da região (e.g. 2011). Em resumo, observam-se em anos de *El Niño* condições de baixa pluviometria no Nordeste do Brasil, enquanto em anos de *La Niña,* observam-se anomalias positivas de precipitação [Scanlon, 2006; Da Silva, 2017; Martins, 2017].

2.3 Caracterização do clima da área de estudo

2.3.1 Definição do período de referência para a definição das normais climatológicas

Neste estudo, o cálculo das normais climatológicas e dos valores de chuva de referência foi realizado a partir da espacialização dos dados brutos da FUNCEME, com base no método de polígono de Thiessen. Considerando a forte variabilidade espacial existente na região, o resultado deste método permite obter um valor médio de precipitação por bacia hidrográfica ou por município. Além disso, lembra-se que as regulamentações técnicas da Organização Meteorológica Mundial definem as normais como "valores médios calculados para um período [...] compreendendo no mínimo três décadas".

No Brasil, o período de 1981-2010 é atualmente considerado como período de referência para a definição das normais climatológicas [INMET, 2018] e é usado para o cálculo estatístico das variáveis meteorológicas [Martins E.S.P.R, comunicação pessoal]. Isto é porque o NEB sofreu de uma das piores secas já registradas entre 2012 e 2018 [Pontes Filho et al., 2020], e em particular entre 2012-2016, período correspondendo à seca meteorológica de 5 anos a mais severa repertoriada no registro sistemático (diminuição da chuva em torno de 35 a 40% em relação à média histórica na zona de estudo). De fato, se compararmos os valores de precipitações obtidos em região semiárida para os períodos 1974-2019, 1981-2010 (período de 30 anos sem a última seca), e 1990-2019 (período de 30 anos com a última seca; Tabela 4), observamos que os valores de chuva calculados para os períodos 1981-2010 e 1974-2019 são mais semelhantes (diferença na ordem de 2%). Isto justifica, pois, o uso do período 1981-2010 como período de referência atual para a definição das normais climatológicas.

Tabela 4: Valores de chuva média anual (Thiessen) em mm calculados para diferentes períodos e diferentes zonas.

	Bacia metropolitana	Bacia do Banabuiú	Município de Quixeramobim	Município de Ibicuitinga
Clima	**Sub-úmido úmido**	**Semiárido**		
1974-2019	943 mm	681 mm	693 mm	732 mm
1981-2010	954 mm	706 mm	712 mm	749 mm
1990-2019	878 mm	618 mm	629 mm	670 mm
2012-2016	627 mm	434 mm	467 mm	469 mm

2.3.2 Precipitação e evapotranspiração (ETP)

Na bacia do Banabuiú, a média anual histórica de precipitação calculada segundo o método dos polígonos de Thiessen entre 1981-2010 é de 706 mm (Tabela 4). Esta média é de 712 mm para o municipio de Quixeramobim e de 749 mm para o municipio de Ibicuitinga. Se considerarmos o posto pluviométrico de Quixeramobim n°82596 (INMET) para este mesmo período, o valor médio de chuva anual é de 706 mm, o que permite de validar os valores médios obtidos pelo método dos polígonos de Thiessen.

A grande variabilidade climática espacial que ocorre no Ceará pode ser observada entre os acúmulos de chuva anual medidos na bacia metropolitana (clima sub-úmido úmido), que

apresenta um valor médio de chuva anual de 954 mm (para o período 1981-2010), enquanto este valor é de 706 mm para a bacia do Banabuiú (clima semiárido; Tabela 4 acima).

Além da variabilidade espacial, observe-se também uma forte variabilidade temporal da quantidade anual de chuva. De fato, dentro dos valores registrados na bacia de Banabuiú (entre 1974 e 2019), o valor de chuva anual mínimo é de 237 mm, enquanto o valor máximo é de 1518 mm. Da mesma forma, as variações interanuais dos acúmulos de precipitação anual calculados para os municípios de Quixeramobim (em laranja) e de Ibicuitinga (em verde) mostram uma forte variabilidade interanual da chuva (Figura 7). O valor de chuva anual mínimo calculado nestes municípios é de 250 e 241 mm respectivamente, enquanto o valor anual máximo é de 1493 e 1724 mm respectivamente.

Períodos de secas têm sido relatados no NEB desde o período colonial [Pontes Filho et al., 2020]. Observa-se na Figura 7 a recorrência de secas plurianuais na região de estudo (retângulos rosados), a última seca sendo a de 2012-2018.

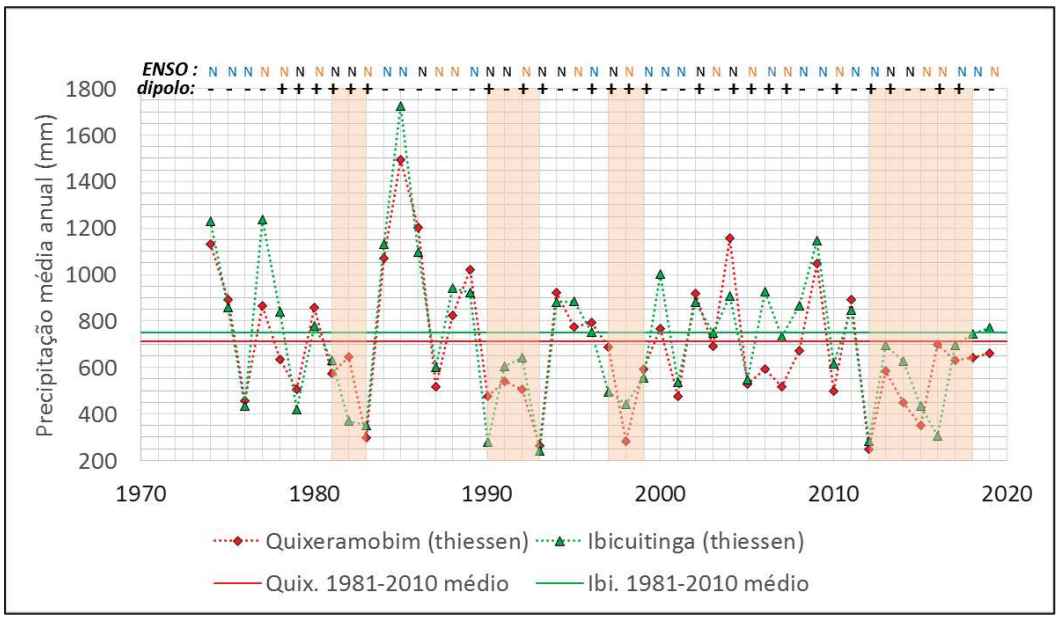
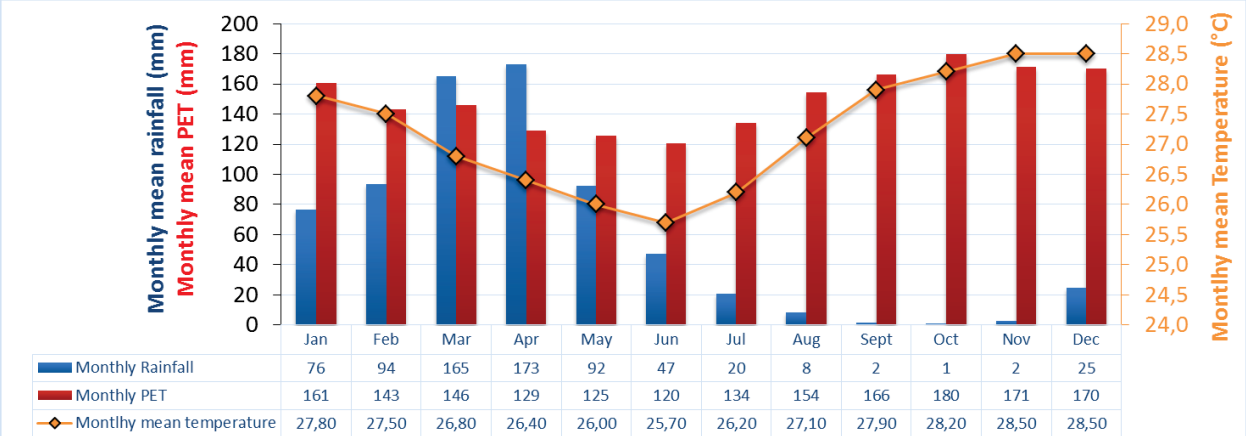


Figura 7: Precipitações médias anuais calculadas segundo Thiessen para os municípios de Quixeramobim e de Ibicuitinga e médias históricas 1981-2010 associadas. Os retângulos rosados simbolizam os períodos de seca. As condições do dipolo do Atlântico e o ENSO são precisados: N(azul)=La Niña; N(laranja)=El Niño; N(preto)=Neutro.

Além da recorrência de secas, a região de estudo é caracterizada por um déficit hídrico muito pronunciado (> 1000 mm/ano) em razão de um forte potencial de evapotranspiração (ETP) em relação às chuvas. Em média entre 1981-2010 para a bacia do Banabuiú, observe-se um valor anual de ETP de 1800 mm, para uma chuva anual média de 706 mm. Nota-se que os valores de ETP foram calculados a partir do método de Hargreaves-Samani (1982), no qual são utilizadas as temperaturas mínimas, médias e máximas das estações do INMET para estimar o valor de ETP. Da mesma forma que para a chuva, os dados de ETP estão espacializados para cada município ou cada bacia hidrográfica com base no método dos polígonos de Thiessen.

Em termos de variação sazonal, a análise da distribuição das chuvas na região de estudo mostra que mais de 70 % das precipitações anuais estão concentradas no período de fevereiro a maio (quadra-chuvosa), enquanto mais de 95 % estão concentradas no período de janeiro a julho. Os meses de março e abril concentram as máximas pluviométricas (Figura 8).



	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
Monthly Rainfall	76	94	165	173	92	47	20	8	2	1	2	25
Monthly PET	161	143	146	129	125	120	134	154	166	180	171	170
Montlhy mean temperature	27,80	27,50	26,80	26,40	26,00	25,70	26,20	27,10	27,90	28,20	28,50	28,50

Figura 8: Normais mensais de precipitação, evapotranspiração (ETP, ou PET em inglês) e temperaturas observadas na bacia do Banabuiú para o período 1981-2010. Os dados de temperatura foram extraídos da estação INMET n°82586 de Quixeramobim, enquanto os de chuvas e ETP foram elaborados com base no método de polígono de Thiessen para obter os valores médios mensais por município. Os dados de chuva provêm da Funceme, os dados de ETP foram calculados a partir dos dados brutos do INMET.

Observa-se na Figura 8 que o valor médio mensal de ETP é sempre superior ao valor médio mensal de precipitação, a exceção dos meses de março e abril. Assim, estes dois meses seriam teoricamente os únicos meses do ano susceptíveis de produzir escoamentos e/ou de contribuir à recarga dos aquíferos.

No cálculo da precipitação efetiva (P_{ef}) a partir dos dados médios mensais obtidos entre 1981-2010, segundo a equação [1], a precipitação efetiva anual, acumulada entre os meses de março e abril (Figura 8), seria teoricamente de 63 mm (ou seja, ≈ 9 % da chuva total anual, e isso sem considerar a reserva útil do solo).

$$P_{ef} = P_{tot} - ETR \qquad [1]$$

com $ETR = ETP$ se $P_{tot} > ETP$

e $ETR = P_{tot}$ se $P_{tot} < ETP$

No entanto, as chuvas caem na região geralmente de forma intensa [Costa et Herrera, 2016]. Em consequência, as quantidades de chuva participando ao escoamento ou a infiltração não podem ser deduzidas a partir de um simples balanço hídrico mensal.

A Tabela 5 abaixo ilustra a forte intensidade e irregularidade da precipitação das chuvas na zona de estudo. Por exemplo, um único evento de chuva pode representar até 65 % das chuvas do mês mais chuvoso do ano (*e.g.* ano 2017 em Ibicuitinga; Tabela 5). As chuvas inferiores a 0,1 mm não são contadas.

Tabela 5 : Irregularidade na precipitação das chuvas. Foco sobre os postos Ibicuitinga e Quixeramobim.

		Posto FUNCEME n°123 Quixeramobim	**Posto FUNCEME n°202 Ibicuitinga**
2016	Chuva total do ano (mm) [e número de dias chuvosos]	394,6 mm [33 dias]	284,4 mm [21 dias]
	Chuva do mês mais chuvoso (mm)	106,0 mm ↔ 27 % do ano (abril)	109,2 mm ↔ 38 % do ano (abril)
	Chuva do dia mais chuvoso (mm)	49,0 mm ↔ 46 % do mês (06/04/2016)	44,2 mm ↔ 40 % do mês (11/04/2016)
2017	Chuva total do ano (mm) [e número de dias chuvosos]	699,1 mm [50 dias]	684,6 mm [40 dias]
	Chuva do mês mais chuvoso (mm)	174,1 mm ↔ 25 % do ano (março)	240,6 mm ↔ 35 % do ano (fevereiro)
	Chuva do dia mais chuvoso (mm)	63 mm ↔ 38 % do mês de fevereiro (11/02/2017)	157,0 mm ↔ 65 % do mês (18/02/2017)
2018	Chuva total do ano (mm) [e número de dias chuvosos]	703,5 mm [41 dias]	724,6 mm [39 dias]
	Chuva do mês mais chuvoso (mm)	333,0 mm ↔ 47 % do ano (abril)	393,6 mm ↔ 54 % do ano (abril)
	Chuva do dia mais chuvoso (mm)	79,0 mm ↔ 24 % do mês (13/04/2018)	64,4 mm ↔ 16 % do mês (08/04/2018)
2019	Chuva total do ano (mm) [e número de dias chuvosos]	664,9 mm [52 dias]	767,8 mm [46 dias]
	Chuva do mês mais chuvoso (mm)	168,0 mm ↔ 25 % do ano (janeiro)	252,4 mm ↔ 33 % do ano (janeiro)
	Chuva do dia mais chuvoso (mm)	51,0 mm ↔ 53 % do mês de maio (22/05/2019)	95,0 mm ↔ 38 % do mês (13/01/2019)

Em ambientes tropicais, a forte irregularidade espaço-temporal dos processos climáticos implica de estudar os processos hidrológicos com uma frequência temporal adaptada para entender melhor os diferentes termos do balanço hidrológico. O cálculo da precipitação efetiva, por exemplo, vai levar a resultados completamente diferentes em função da frequência temporal escolhida.

A Tabela 6 abaixa foi construída para demonstrar a importância de se considerar a escala diária no estudo de processos hidrológicos no Ceará e, por extensão, nas regiões de forte contraste climático. Foi calculada a precipitação efetiva anual para a bacia de Banabuiú, para cada ano entre 2010 e 2019, a partir dos dados de chuva e de ETP diários, e a partir dos dados de chuva e de ETP mensais. Assim, a Tabela 6 evidencia que a precipitação efetiva que pode potencialmente infiltrar-se ou produzir escoamentos superficiais é muito mais alta (em média, 40 % da chuva total) se considerarmos dados diários, que quando usamos dados mensais (em média, 5 % da chuva anual). Isso destaca a necessidade de estudar os fenômenos hidrológicos na escala diária para não introduzir vieses significativos nos balanços hídricos ou no entendimento dos processos.

Tabela 6 : Precipitação efetiva (P_{ef}) calculada na bacia do Banabuiú para os anos 2010 até 2019, a partir de dados de chuva e de ETP diários, ou mensais.

Ano	P_{ef} anual (em mm, calculada a partir de dados diários)	P_{ef} anual (em mm, calculada a partir de dados mensais)
2010	220,92	50,82
2011	402,80	76,74
2012	64,58	0,00
2013	238,40	0,00
2014	166,93	0,27
2015	129,01	0,00
2016	234,41	41,73
2017	236,25	18,28
2018	258,38	101,07
2019	234,71	20,58

Infelizmente, não existem medições diretas das intensidades de chuva em mm/h no Ceará. Considerando a extrema variabilidade dos eventos, a análise de intensidade de chuva permitiria de entender melhor os processos de escoamentos.

2.3.3 Temperatura e umidade relativa

Segundo os dados da estação hidrométrica INMET n°82586 de Quixeramobim (período 1981-2010), a temperatura da região de estudo caracteriza-se por temperaturas elevadas e baixas amplitudes térmicas: a temperatura média anual é de 27,2 °C, enquanto as temperaturas médias mensais compensadas mínimas e máximas variam entre 25,7 °C e 28,5 °C respectivamente. (Figura 8).

A umidade relativa apresenta valores médios mensais de 41,6 % (julho) até 85,9 % (fevereiro), com média anual de 61,0 % (dados da estação hidrométrica INMET n°82586 - Quixeramobim, período 1981-2010).

Em resumo, **as especificidades do clima no Semiárido Brasileiro são a irregularidade espaço-temporal das precipitações, os altos índices de evaporação e as secas recorrentes**. A região semiárida cearense, representada nesse capítulo pela bacia do Banabuiú, é caracterizada por "baixas" precipitações (≈ 700 mm), altos índices de evaporação (≈ 1800 mm) e um déficit hídrico pronunciado (> 1000 mm). A intensa variabilidade climática na Região Nordeste e, em particular, no estado do Ceará, impõe um grande desafio ao gerenciamento das águas [Martins, 2017]. **Além disso, a intensa variabilidade dos processos hidrológicos torna evidente que a análise destes processos necessita ser feita na escala diária para não se introduzir viés no entendimento dos processos hidrológicos.**

2.4 Ventos e transporte de aerossóis

O Ceará é uma região com rico potencial energético, pois está localizado em uma área com contínua circulação de ventos alísios vindos do nordeste e do sudeste que são intensificados por fenômenos de mesoescala como a brisa marítima [Da Silva et al., 2017]. Considerando o relevo pouco acidentado da costa cearense, os ventos alísios determinam fortemente os ventos costeiros continentais [Da Silva et al., 2017]. Segundo Lima et al. (2010), há fortes indícios da penetração da brisa marítima no interior do continente dos estados do norte do Nordeste.

Como visto no parágrafo II.2.2 (p.30), o clima do Ceará (chuvas, ventos, etc.) é diretamente relacionado à dinâmica sazonal da ZCIT. A velocidade média dos ventos na costa cearense varia geograficamente na extensão do litoral e temporalmente ao longo do ano. De fato, os ventos mais fracos do ano ocorrem durante a quadra chuvosa, enquanto observa-se um aumento dos ventos a partir de junho associada à migração para o norte da ZCIT [Lima et al., 2010; Da Silva et al., 2017]. Da Silva et al. (2017) observaram em média que os ventos climatológicos mais intensos (a 10 m de altura) ocorrem nos extremos leste e oeste do Litoral Cearense e variam entre 7,2 e 8,0 m/s, com velocidades maiores durante a estação seca (de 9,0 a 9,6 m/s no período de agosto a outubro) e menores durante a estação chuvosa (de 5,1 a 6,4 m/s no período de março a maio). Destaca-se que as velocidades dos ventos aumentam com a altitude [Lira et al., 2014]. As direções do vento, na parte leste do litoral, apresentam uma direção predominante SE-NW quase paralela à linha da costa [Araújo, 2017], enquanto na parte oeste, a direção predominante é E-W, com variações entre o SW-NE e NE-SW durante o ano [Lira et al., 2014].

Em Quixeramobim e Morada Nova, a velocidade média horária dos ventos a 10 m de altura varia entre 2,2 e 4,1 m/s [Lima et al., 2010]. A direção dos ventos se posiciona entre o norte e o nordeste segundo os dados mensais de direção predominante do vento das estações INMET Quixeramobim n°82586 e Morada Nova n°82588. Assim, mesmo se as direções do litoral parecem mostrar condições desfavoraveis para a entrada de vento no interior das terras, há evidências de ventos originados da costa marinha na zona de estudo.

A relevância da informação sobre os ventos neste estudo deve-se à hipótese de transporte e influência dos aerossóis marinhos (úmidos ou secos). De fato, a composição química das águas de chuva é função da procedência das nuvens, das contaminações naturais ou artificiais e da distância ao mar [Santiago, 1984]. A quantidade de íons diretamente derivados dos oceanos decresce exponencialmente quando a distância intracontinental aumenta, devido às precipitações sucessivas que vão empobrecer as nuvens em elementos dissolvidos de origem marinha [Kloppmann et al., 2010]. Portanto, as partículas ≥ 10 µm (tal como o cloro) apresentam, pois, rápida deposição com alcance aproximado de 10 km da costa. Após essa distância, predomina o cloro na forma de ácido clorídrico (forma volátil). Em consequência, a quantidade de íons diretamente derivados dos oceanos torna-se teoricamente pouco expressiva em distâncias superiores a 100 km [Araújo, 2017], conforme Figura 9.

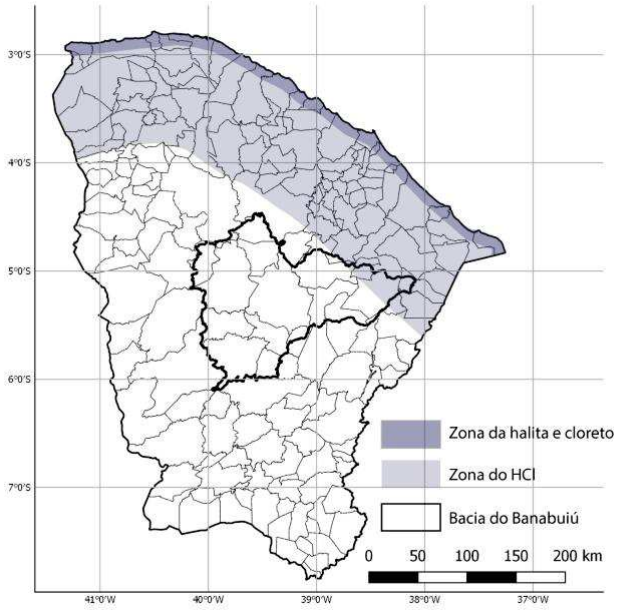


Figura 9 : Distribuição das formas de cloro nos aerossóis atmosféricos. Fonte: Adaptado de Silva Filho, 2004 por Araújo, 2017 (readaptado pela autora)

Segundo Kloppmann et al., (2010), podemos considerar que não há mais influência marinha além de 250 km da costa. Contudo, pode existir um aumento das concentrações em aerossóis através do aporte pelos aerossóis continentais [Kloppmann et al., 2010], tais como as emissões da floresta, de queimadas, ou ainda, de partículas de poeira de solo resultantes da interação entre ventos e superfície [Arana, 2009]. Assim, partículas de sais inorgânicos (KCl, K_2SO_4, KNO_3, $(NH_4)_2SO_4$, etc.), por exemplo, podem ser trazidas pelos aerossóis oriundos de queimadas [Arana, 2009].

No objetivo de avaliar a quantidade de sais transportados pela chuva, Santiago (1984) elaborou uma amostragem de água de chuva de quatro estações meteorológicas cearenses para avaliar a concentração de Cl^- em função da distância à costa. Os resultados de CE e Cl^- medidos na chuva estão apresentados na Tabela 7.

Tabela 7 : Valores de CE e [Cl^-] das águas de chuva em função da distância à costa. n= numero de amostras. Fonte: Santiago, 1984.

	Distância à costa (km)	CE médio (µS/cm)	σ CE (µS/cm)	[Cl^-] médio (mg/L)	σ [Cl-] (mg/L)
Fortaleza	10	45 (n=3)	22	4,31 (n=4)	1,97
Pentecoste	50	16 (n=2)	4	2,19 (n=4)	1,32
Inhuporanga	63	26 (n=6)	8	1,59 (n=5)	0,68
Paramoti	75	29 (n=5)	13	1,31 (n=9)	0,99

Assim, a relação exponencial existente entre a distância à costa (D; em km) e a concentração em Cl^- da chuva ([Cl^-]; em mg/L), é definida na costa Cearense segundo Santiago (1984) por:

$$[Cl^-] = 5{,}29\ e^{-0{,}019*D}$$

Na França, uma síntese feita sobre a relação entre a concentração em Cl^- da chuva ($[Cl^-]$; em µmol/l) e a distância à costa (D; em km) resultou na relação seguinte [Kloppmann et al., 2010]:

$$[Cl^-] = -47*\ln(D) + 332$$

Segundo a definição de Santiago (1984), a quantidade de cloreto presente na chuva da área de estudo (≈180 km da costa), estaria na ordem de 0,2 mg/L, enquanto segundo a definição de Kloppmann et al., (2010), a concentração de Cl^- estaria de 3,1 mg/L.

Em realidade, a distribuição espaço-temporal dos sais da chuva deve ser bem heterogênea. De fato, medições feitas por Matsui (1978), no Sertão do Pernambuco (≈ 300 km da costa marinha), mostraram que o valor de Cl^- nas chuvas varia de 0,7 a 5,0 mg/L.

Da mesma forma, medições de cloreto e de sódio feitas pela FUNCEME no interior do Ceará (no municipio de Tauá a ≈300 km da costa marinha e a ≈140 km ao SW de Quixeramobim) mostraram concentrações superiores à teoria (Tabela 8), além de uma ausência de correlação entre o sódio e o cloreto. Mesmo se a descrição do protocolo da amostragem de chuva não é explicitada no estudo feito por Sales Neto (2002), estas observações poderiam sugerir que ocorre um aumento das concentrações em sais através do aporte pelos aerossóis continentais. Também, a ausência de relação entre o sódio e o cloreto poderia demonstrar que o sinal químico da chuva, no interior do NEB, pode ser bem diferente daquele do mar.

Vale-se ressaltar o comentário feito por Laraque (1991): “De forma oposta aos pontos de vista que defendem uma forte influência marinha das águas meteóricas, à qual se soma a participação de aerossóis continentais, opõe-se a ideia segundo qual a maioria das chuvas que caem no interior do Sertão seriam de origem continental, com ciclos convectivos de precipitação-evaporação que, aliás, caracterizam a maior parte das precipitações no Sahel”.

Tabela 8 : Determinações das concentrações em Cl^- e Na^+ das águas de chuva. (1) Estação Meteorológica próxima ao açude Favelas; (2) Vera Cruz e (3) Fechadinho. Determinações de Cl^- e Na^+ correspondentes aos meses de fevereiro (F) e março (M). Fonte: Sales Neto, 2002.

LOCAL	$[Cl^-]$ (mg/L)	$[Na^+]$ (mg/L)	$[Cl^-]$ médio (mg/L)	$[Cl^-]$ mediano (mg/L)
AC HO1F	8,1	83,4	9,5	4,1
AC HO2F	2,3	59,6		
AC HO3F	2,3	35,8		
AC HO1M	0,1	51,7		
AC HO2M	38,2	12		
AC HO3M	5,8	43,7		

Com o objetivo de melhorar a estimativa dos sais trazidos pela chuva, seria interessante desenvolver uma rede de medição contínua dos aerossóis durante, pelo menos, um ano completo. Considerando que as velocidades do vento são maiores durante a estação seca, seria também interessante de desenvolver uma rede de medição dos aerossóis secos.

2.5 Paleoclimatología e movimentos eustáticos

O estudo das oscilações do nível relativo do mar e das mudanças climáticas permite compreender os processos morfogenéticos, as sequências de depósitos geológicos ou ainda as condições ambientais passadas que poderiam ter afetado o ambiente subterrâneo.

Nos Sertões Nordestinos, o clima passou gradualmente de úmido no início do período Terciário a semiárido [Mabesoone et Lobo, 1980]. Segundo Peulvast et al. (2008), o clima semiárido do NEB ocorre provavelmente pelo menos desde os últimos 13Ma. No entanto, durante os períodos glaciais do Quaternário, o clima virou quase árido [Mabesoone et Lobo, 1980]. Destaca-se que durante o último máximo glacial do Pleistoceno (cerca de 18.000 anos AP - Antes do Presente), o clima mais seco que o atual teria provocado a existência de uma drenagem endorreica. As atuais características exorreicas teriam sido adquiridas no fim da última glaciação, há cerca de 12.000 anos AP, graças a um clima mais úmido [Barreto et al., 1999].

O nível do mar não é fixo ao longo do tempo geológico: ele apresentou variações globais de subida (transgressão) e descida (regressão). Assim, as variações do nível do mar e do clima produziram profundas alterações na dinâmica terrestre. No Brasil por exemplo, estas variações deixaram como resultado extensas planícies costeiras ao longo do litoral [Meireles et al., 2005].

Lembra-se que as variações do nível relativo do mar resultam de vários fatores, tais como as modificações locais do nível dos continentes (tectonismo e isostasia), os fatores climáticos (glaciação e deglaciação), e as flutuações reais do nível marinho (geóido-eustasia) [Meireles et al., 2005]. Portanto, a reconstrução de antigos níveis marinhos necessita de estudos locais e não pode ser generalizada sistematicamente ao globo inteiro, especificamente no decorrer dos últimos 6000 a 7000 anos [Suguio et al., 1985].

Para chegar à curva geral da variação eustática desde o Cambriano é preciso contar com os efeitos do tectono-eustatismo. De fato, a fase de descida eustática do final do Paleozóico e do início do Mesozóico poderia ser ligada à construção da Pangeia, enquanto a contínua subida do nível do mar durante o Mesozóico poderá ser explicada, pelo contrário, pela abertura e expansão dos oceanos [Meireles et al., 2005].

A transgressão mesozoica constituiu a maior transgressão marinha desde o Cambriano ao nível mundial, com um aumento do nível relativo do mar cerca de 300 m acima do atual [Arai, 1999].

Segundo Arai (1999), o aumento do nível do mar no Mesocretáceo teria provocado um mar interior no território brasileiro, conforme Figura 10. Na região de estudo, esta transgressão ocorreu mais especificamente entre o Albiano (subida de +160 a +230m) e o Cenomaniano/Maastrichtiano (+180 a +250m) e coincide com a abertura do oceano Atlântico [Peulvast et al., 2008].

Figura 10: Área da possível ocorrência do mar interior mesocretáceo no Brasil e sua relação com as ocorrências atuais das chapadas cretáceas e do domínio mesoproterozóico. É destacada em vermelho a posição aproximada do Ceará. Fonte: Arai, 1999; adaptado pela autora.

No final do período Terciário (Neógeno) verificou-se uma tendência geral para um arrefecimento gradual, que se acentuou durante o Quaternário (fortes variações climáticas com períodos de glaciações e períodos interglaciais que se traduzem em importantes variações do nível do mar) [Meireles et al., 2005].

No Ceará, vários testemunhos dos últimos níveis mais altos do mar foram encontrados na planície costeira de Icapuí (extremo leste). Assim, o mar estava aproximadamente a 8 ± 2 m acima do nível atual em torno de 120.000 anos AP (Antes do Presente; ≡ BP), formando terraços marinhos pleistocênicos [Meireles et al., 2005]. A segunda subida significativa do mar ocorreu há 5100 anos AP e atingiu uma altura de 5 m acima do nível atual. Isto contribuiu diretamente para a conformação morfológica da planície costeira de Icapuí e originou os terraços marinhos holocênicos [Meireles et al., 2005].

Uma primeira curva de mudanças do nível do mar para a costa cearense foi definida por Meireles et al. (2005) para os últimos 1720 ± 51 anos AP a partir da datação de conchas de bivalves marinhos. Esta curva é apresentada na Figura 11.

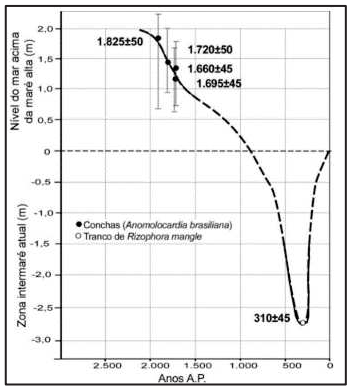


Figura 11 : Curva de variação do nível do mar. A relação entre as idades e altura dos indicadores mostra uma curva com pequenas oscilações, mas define um comportamento geral descendente. Fonte: Meireles et al. (2005)

A priori, os movimentos eustáticos do Quaternário afetaram apenas as formações sedimentares costeiras.

Em conclusão, a história climática do Ceará evidencia que o clima semiárido do NEB ocorre provavelmente desde os últimos 13 Ma [Peulvast et al.; 2008]. Nota-se que a existência de um clima mais seco durante os períodos glaciais do Quaternário teria provocado a existência de uma drenagem endorreica entre 18.000 e 12.000 anos AP [Barreto et al., 1999]. A análise dos movimentos eustáticos demostrou também que a única transgressão marinha susceptível de ter atingido o interior do Ceará (e pois, uma parte da zona de estudo) corresponde à transgressão mesozoica (Cretáceo superior, há ≈70 Ma).

3 Características ambientais

3.1 Vegetação

A vegetação da região de estudo, a Caatinga (termo Tupi-Guarani que significa floresta branca), é típica da região Nordeste do Brasil [Leal et al., 2003]. Ela é característica das áreas cristalinas, onde o manto de alteração é pouco espesso e a reserva de água no solo é insignificante [Santiago, 1984]. É uma floresta seca e espinhosa, densa ou aberta, composta por árvores e arbustos de 5 a 8 metros de altura que vivem apenas sazonalmente, e por cactos e bromeliáceas [Leal et al., 2003].

Adaptadas ao clima semiárido, a Caatinga exibe uma forte presença de arbustos com galhos retorcidos e com raízes profundas. As raízes profundas são responsáveis por absorver água dos lençóis freáticos. Paisagisticamente, observe-se na Caatinga uma grande diferença entre a estação chuvosa e a estação seca [Santiago, 1984]. De fato, nos períodos de chuva, a Caatinga se apresenta muito verde e cheia de folhas, com o solo coberto por uma vegetação herbácea. Ao contrário, durante a estação de seca, a camada herbácea desaparece e a maioria das plantas perdem as folhas para diminuir a transpiração e evitar a perda de água armazenada (Fotografia 3).

A velocidade com qual a paisagem, após das primeiras chuvas, volta a ser verde poderia demostrar uma certa adaptação das plantas a alimentar-se em água para manter-se durante a estação seca através o sistema de raízes profundas. Da mesma maneira, a tolerância à seca das especies perenifólias da Caatinga deve ser motivada pelas raízes que atingem grandes profundidades.

Fotografia 3: A vegetação ao ritmo das estações. A) estação chuvosa. B) estação seca. Fonte: A autora

Firmemente estabelecidas desde o final do Terciário [Leal et al., 2003], a vegetação natural de caatinga desapareceu quase inteiramente por causa de práticas agrícolas (plantações, desmatamento, queimadas e atividades pecuárias).

3.2 Geomorfologia

Pertencente ao Domínio dos Escudos e Maciços Antigos, a paisagem retrata as formações geomorfológicas da Depressão Sertaneja e dos Maciços Residuais, cujos inselbergs e monólitos representam os testemunhos de formações rochosas que sofreram a ação milenar da erosão [MDA, 2010].

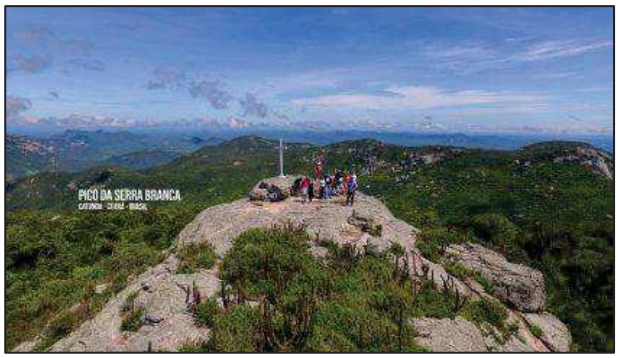
A Depressão Sertaneja é a unidade geomorfológica de maior expressividade no Ceará e ocupa cerca de 60 % do território [MDA, 2010]. Durante o Terciário superior e o Quaternário, um grande processo de pediplanação ocorreu e permitiu descobrir as superfícies atuais de rochas cristalinas do Pré-Cambriano, deixando apenas vestígios isolados das superfícies mais jovens tais que os inselbergs, serras ou chapadas [Leal et al., 2003]. Assim, a Depressão Sertaneja é representada por um pediplano muito arrasado desenvolvido sobre as rochas pré-Cambrianas, e corresponde às áreas planas e suavemente onduladas [MDA, 2010], formando lombadas e morrotes rebaixados em níveis altimétricos inferiores a 400 m [Araújo, 2017].

Em oposição, os Maciços Residuais compreendem relevos residuais resultantes dos processos erosivos que ocorreram na era Cenozoica (fase de maior modificação e modelação do relevo nordestino) [MDA, 2010]. Na região de estudo, os agrupamentos de inselbergs cristalinos estão orientados segundo a direção NE-SW [Almeida et al., 2008], e constituem uma característica marcante da região (principalmente no município de Quixadá, município conhecido por seus monólitos de dimensões e formas variadas; Fotografia 4) [Araújo, 2017].

Fotografia 4 : Campo de Inselbergs de Quixadá no Ceará. Fonte: Maia, 2015

Além das zonas de depressão ou de maciços residuais encontra-se também na paisagem planícies e terraços fluviais correspondentes as áreas de acumulação de sedimentos aluviais e coluviais [Almeida et al., 2008], de idade supostamente tércio-quaternária, mas provavelmente unicamente pleistocênica [Cavalcanti e Cavalcante, 2014]. As planícies são significativas ao longo dos rios principais, tais que os rios Quixeramobim e Banabuiú. Para estes dois rios, a largura das planícies pode atingir cerca de 0,5 km de extensão [Almeida et al., 2008].

Na bacia do Banabuiú, as altitudes variam de 1154 m (altitude correspondente ao Pico da Serra Branca, município de Catunda e Monsenhor Tabosa, Fotografia 5) até 30 m, as maiores altitudes sendo observadas na parte oeste da bacia.



Fotografia 5: Pico da Serra Branca, o mais alto do Ceará. Fonte: http://portalsq.com.br/pico-da-serra-branca-o-mais-alto-do-Ceará-passa-oficialmente-a-ser-de-catunda

Na verdade, as altitudes acima de 300-400 m correspondem aos relevos formados pelos maciços residuais, enquanto as altitudes inferiores correspondem às áreas planas e suavemente onduladas da depressão sertaneja (Figura 12). Segundo a curva hispométrica elaborada para a bacia do Banabuiú (Figura 13), observa-se que ≈78 % da área da bacia apresenta altitudes inferiores a 400 m. Assim, do oeste para o leste, as altitudes da depressão sertaneja variam em realidade entre 300-400 m até 30 m, o que corresponde a uma declividade média na ordem de 0,1 a 0,2 %.

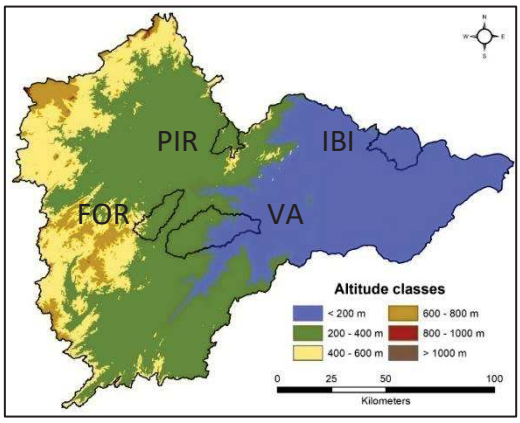


Figura 12 : Classes de altitude da bacia do Banabuiú.

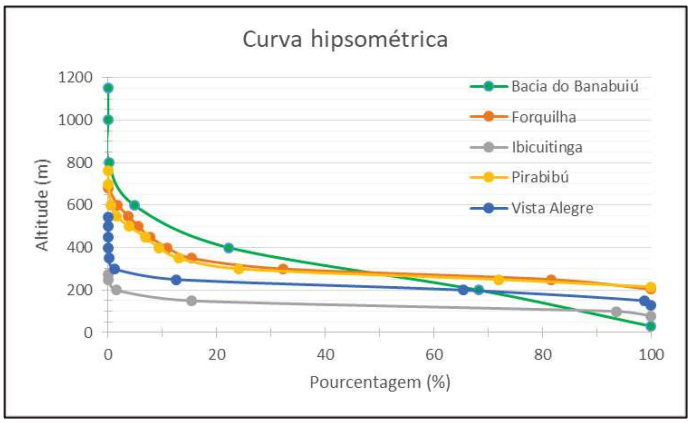


Figura 13: Curvas hispométricas das bacias do estudo.

Observa-se na Figura 12 que as diferentes sub-bacias do estudo não apresentam as mesmas características geomorfológicas. Assim, a sub-bacia de Forquilha apresenta um relevo ondulado com uma inclinação média de 9,2 % e altitudes variando de 684 m (no maciço montanhoso de Pedra Branca no sudoeste da bacia) até 220 m (nordeste; Figura 14 A). A altitude média é de 315 m [Burte, 2008].

A sub-bacia de Vista Alegre tem uma paisagem particular marcada pela presença de maciços residuais (de tipo inselbergs) que se sobrepõem a uma zona de depressão levemente ondulada, com altitudes variando entre 543 m (no maciço da Serra do Guarani) e 150 m (sudeste). 50 % da área apresenta altitudes inferiores a 275 m (Figura 14 B).

A parte a montante da sub-bacia de Pirabibú (no sudeste) é afetada por um relevo pronunciado e localizado correspondente ao maciço da Serra de Santa Maria, enquanto o restante da bacia apresenta um relevo levemente ondulado a plano. As altitudes variam de 776 m (no maciço da Serra de Santa Maria) até 232 m (no sudoeste). 50 % da área apresenta altitudes inferiores a 270 m (Figura 14 C).

A sub-bacia de Ibicuitinga é localizada em uma zona de depressão caracterizada por uma topografia predominantemente plana. A altitude máxima da bacia é de 286 m (correspondente ao maciço residual localizado ao nordeste do município de Ibicuitinga) e varia até 83 m (sudeste). 50 % da área apresenta altitudes inferiores a 125 m (Figura 14 D).

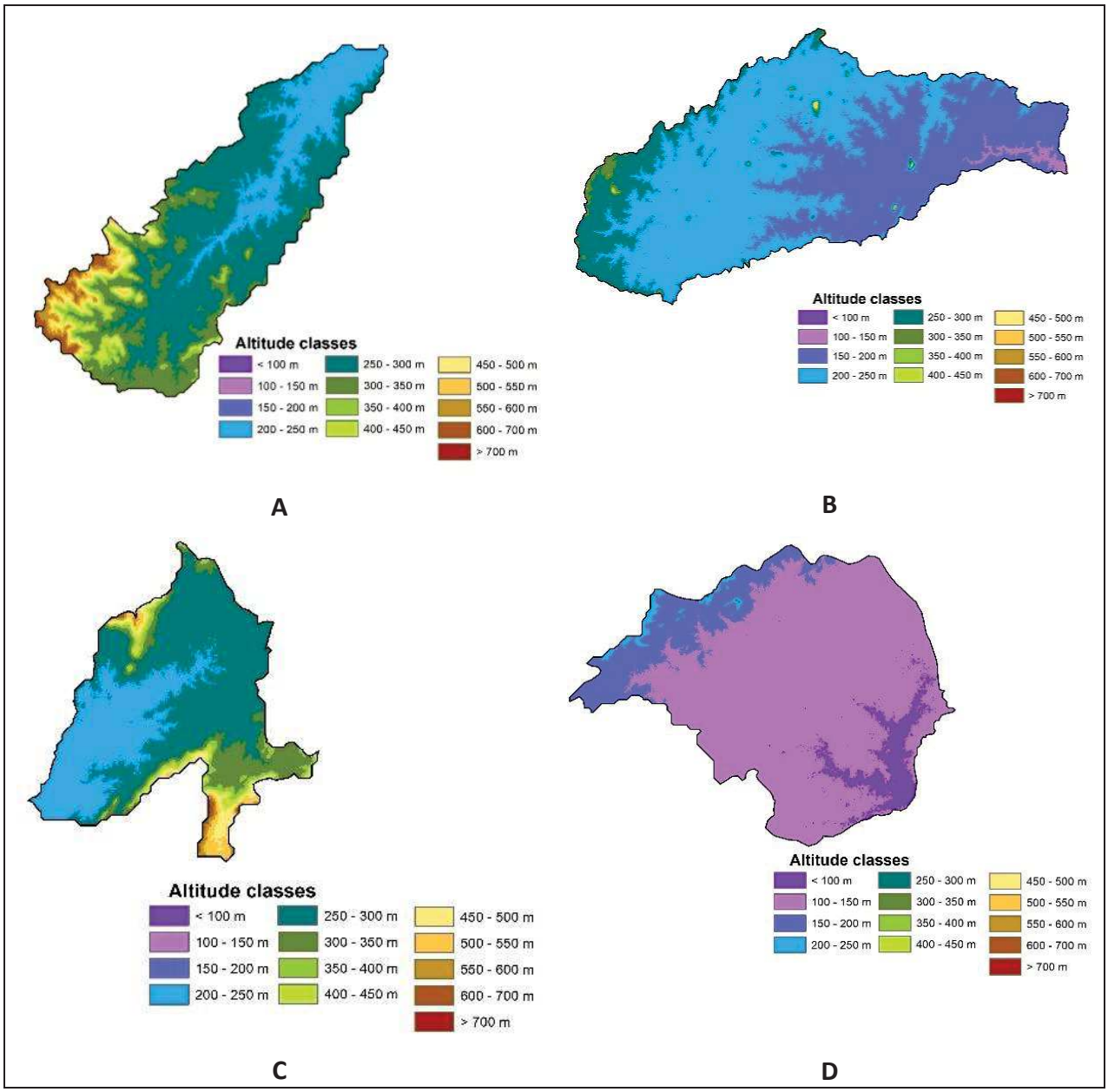


Figura 14 : Classes de altitude das sub-bacias do estudo. A) Forquilha. B) Vista Alegre. C) Pirabibú. D) Ibicuitinga.

A Tabela 9 resume a configuração geomorfológica dos municípios e das sub-bacias estudadas.

Tabela 9 : Aspectos geomorfológicos dos municípios e das bacias estudadas.
Fonte: MDA, 2010 adaptado pela autora

Local	Relevo
Município de Ibicuitinga	Depressões Sertanejas
Município de Quixeramobim	Depressões Sertanejas e Maciços Residuais
Sub-bacia de Forquilha	Relevo ondulado
Sub-bacia de Pirabibú	Relevo ondulado a montante da bacia, e levemente ondulado a plano a jusante
Sub-bacia de Vista Alegre	Relevo levemente ondulado e presença do agrupamento de maciços residuais de tipo inselberg
Sub-bacia de Ibicuitinga	Relevo plano

3.3 Pedologia

Os solos da área são oriundos principalmente da alteração “in situ” de granitos e gnaisses ou de materiais coluviais mobilizados a partir dessas rochas [Almeida et al., 2008].

O revestimento florístico pouco contribui para amenizar a ação das enxurradas. Em consequência, o material de superfície vai aos poucos sendo removido pelo escoamento superficial de chuvas torrenciais, resultando em pequena profundidade do solo e a ocorrência de pavimento desértico (chão pedregoso) [Araújo, 2017]. A rocha-mãe é escassamente decomposta a profundidades exíguas e presenta muitos afloramentos de rochas maciças [Leal et al., 2003].

As superfícies das rochas, que devem gerar os solos subsequentes sob a ação do clima, são alcalinas, mas a chuva produz uma dissolução das bases que são lixiviadas e, então, um microambiente ácido é criado. A formação de argilas inicia-se em rochas que sofrem a ação do clima, mas o pH principal (devido à presença ou ausência de bases) irá determinar a sua natureza: em meios ácidos a caulinita é formada, enquanto montmorilonita irá predominar se as chuvas forem insuficientes para lixiviar os sais [Leal et al., 2003].

Segundo Almeida et al. (2008), as associações dominantes na região de estudo incluem solos litólicos eutróficos (Neossolos), brunos não cálcicos (Luvissolos Crômicos), planossolos solódicos, e podzólicos vermelho amarelo (distrófico; Argissolos), cujas características comuns às diversas classes são:

- a espessura fina, quase sempre inferior a 1,00m;
- a textura arenosa dos horizontes superficiais e areno-argilosa ou argilosa nos horizontes sotopostos;
- a ocorrência eventual de stone lines ou fragmentos de rochas; e,
- a baixa saturação de bases trocáveis.

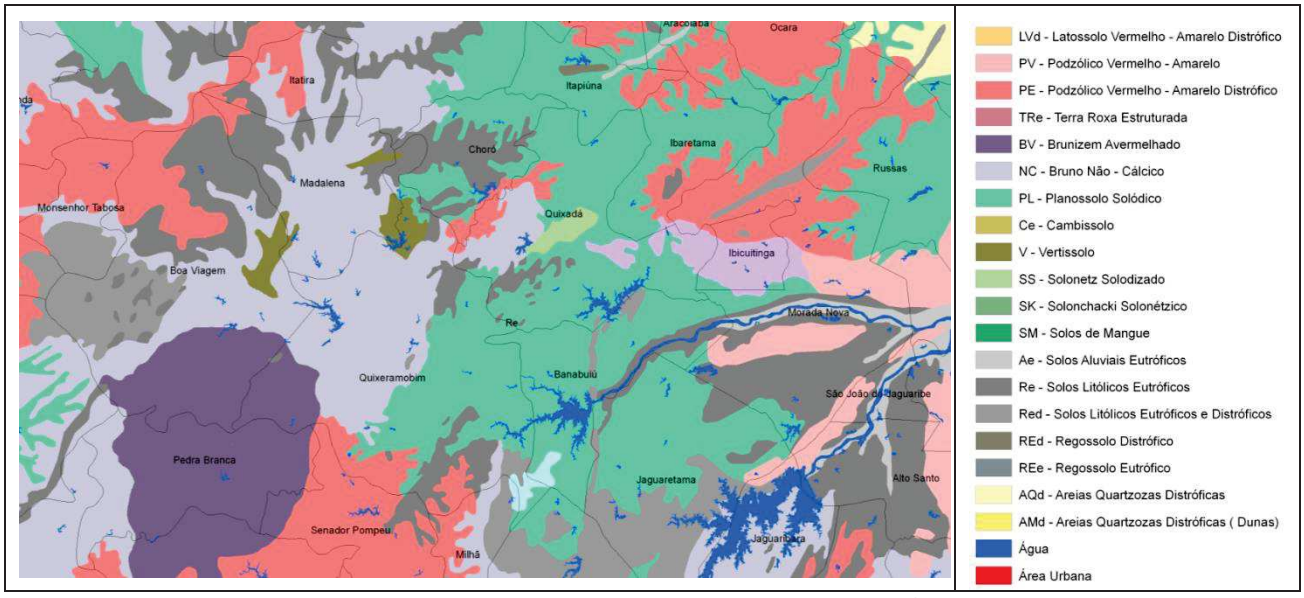


Figura 15 : Solos do estado do Ceará ao 1:600 000. Fonte: MA/SUDENE, 1973

Um mapa dos solos do Ceará, centrado sobre a região de estudo, é apresentado na Figura 15. Algumas características de solos estão resumidas na Tabela 10 abaixa.

Tabela 10 : Alguns valores característicos de solos.
Fonte: Leprun, 1983 in Santiago, 1984; MMA, 2007; Jacomine, 2013

Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2006)	Classificação anteriormente usada	Características	Velocidade média de infiltração (mm/h)	CE das águas (µS/cm)
Luvissolos	Luvissolos Crômicos (brunos não cálcicos)	Solos pouco permeáveis, com baixa permeabilidade e muito suscetíveis à erosão. Possuem um horizonte B textural com argila de atividade alta e saturação de bases elevada. Correspondem à solos rasos, com coeficientes de escoamento superficial de 4,56%	32 mm/h (lenta a moderada)	300
Argissolos	podzólicos vermelho amarelo distrófico	Solo apresentando um horizonte B textural com argila de atividade baixa	-	-
Neossolos	Solos litólicos	Solos pouco desenvolvidos, rasos ou muito rasos, normalmente pedregosos e rochosos. Ocorrem na região semiárida em relevos ondulados a fortemente ondulados ou acidentados, e são muito susceptíveis à erosão.	84 mm/h	620
Planossolos	Planossolos	Solos rasos (em geral não ultrapassa 1 m), com baixas capacidades de drenagem em razão de um horizonte B ou C apresentando uma textura argilosa muito dura. Ocorrem nas partes mais baixas do relevo, em situação plana a suave ondulada. Os planossolos Nátricos (Solonetz Solodizados) apresentam naturalmente altos teores de sais.	94 mm/h	4600

Considerando as características ambientais da região de estudo (clima semiárido, baixas precipitações, alto déficit hídrico), existe um risco de salinização dos solos. De fato, a alteração química das rochas do embasamento cristalino provoca a liberação de sódio que pode acumular-se nos solos e causar uma salinização primaria deles. Durante eventos chuvosos mais intensos, esses sais podem ser redissolvidos e atingir os níveis freáticos. Além disso, processos de salinização secundária dos solos podem ser estabelecidos muito rápidamente por uma irrigação pouco eficiente e uma drenagem insuficiente [MMA, 2007; Costa e Herrera, 2016]. De fato, quando os programas de irrigação começaram nos anos 1950 na região do NEB, os solos começaram a tornarem-se salinos quando irrigados com baixa eficiência [Costa e Herrera, 2016]. Minerais evaporíticos como a halita (NaCl), a mirabilita ($Na_2SO_4.10H_2O$) e o gipso ($CaSO_4.2H_2O$) podem assim acumular-se na superfície do solo [Teixeira, 2015]. No Ceará, vários municípios são conhecidos por apresentar problemas de solos salgados. Trata-se por exemplo de Morada Nova (ao lado de Ibicuitinga), Icó-Lima Campos, Jáguaruana, Ayres de Souza, Forquilha, Varzea do Boi e Curu-Recuperação [Costa e Herrera, 2016].

O estado do Ceará está incluído dentro das Áreas Susceptíveis à Desertificação [MMA, 2007]. Assim, uma parte muito significativa dos solos apresenta-se degradada ou em estágios avançados de desertificação.

4 Geologia

4.1 Arcabouço geológico regional

4.1.1 Plataforma Sul-Americana

Totalmente incluído na plataforma Sul-Americana, o Brasil é caracterizado pela presença de um embasamento cuja origem remonta ao Arqueano (>2500 Ma). Exposto na forma de escudos em mais de 50 % da superfície do Brasil (≈4,5 Mkm²), este embasamento é formado por rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito e granitóides de idade arqueana, associados a unidades proterozóicas que são representadas por faixas de dobramentos de fácies xisto-verde [Schobbenhaus et al., 1984]. A partir do Paleozóico (Ordoviciano-Siluriano), coberturas sedimentares e vulcânicas pouco ou não metamorfizadas sobrepõem-se a estes terrenos, separando assim os escudos do embasamento em diferentes unidades, conformes Figura 16 [Schobbenhaus et al., 1984].

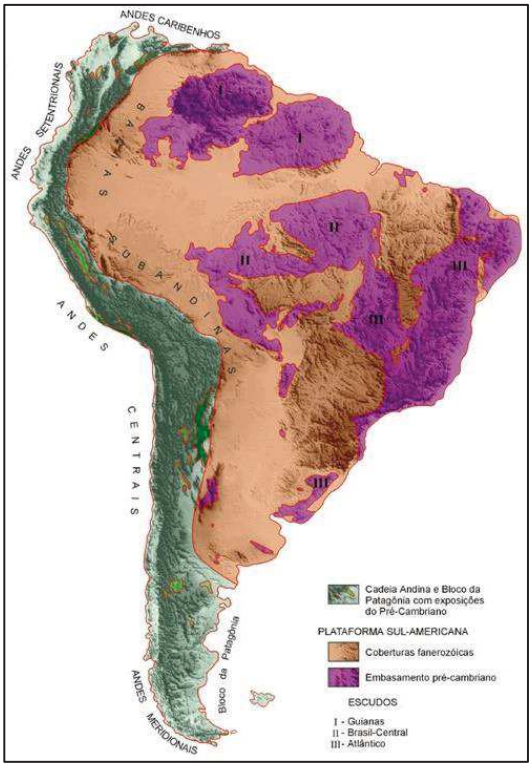


Figura 16: A plataforma Sul-Americana e os diferentes escudos do embasamento. Fonte: Schobbenhaus e De Brito Neves, 2003 (modificado de Almeida et al. 1976)

As áreas cobertas pelo presente estudo estão inseridas no escudo Atlântico da Plataforma Sul-Americana (Figura 16), e mais especificamente na Província Tectônica Borborema.

4.1.2 Província Borborema

A Província Borborema representa o extremo nordeste da Plataforma Sul-Americana e ocupa a quase totalidade dos estados nordestinos, a exceção dos estados da Bahia, Piauí e Maranhão [Cavalcanti e Cavalcante, 2014].

A evolução crustal da Província Borborema começou no Arqueano e desenvolveu-se mais especificamente durante o Proterozóico. A principal característica desta província é a presença

de extensas zonas de cisalhamento que foram geradas durante um importante evento de deformação dúctil ligado ao ciclo orogênico Brasiliano [Guia Lima, 2008]. De fato, o ciclo Brasiliano (orogênese Brasiliana/Pan-Africana) corresponde a uma colisão continental entre os crátons São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo, que ocorreu na era Neoproterozóica em torno de 600-550 Ma [Almeida et al, 2008]. Esta colisão levou a criação de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental, com direção preferencial NE-SW e E-W, e ao magmatismo associado [Costa, 2017; Araújo, 2017].

Na evolução geológica do Brasil, a orogênese Brasiliana constituiu o maior evento tectono-magmático da plataforma Sul-Americana, e foi também responsável pela formação de extensas faixas dobradas na região Nordeste (Figura 17) [Schobbenhaus et al., 1984]. Após disso, a Província Borborema conheceu um período de estabilidade até a era Mesozoica, com a dispersão da Pangea, a individualização da Placa Sul-Americana e a abertura do Oceano Atlântico [Araújo, 2017]. O rifteamento do Gondwana e a abertura do Atlântico no Mesozoico permitiram a reativação de estruturas geológicas antigas através de movimentos extensionais e o desenvolvimento de bacias sedimentares (sedimentação pós-rifte) [Pinéo, 2017].

Na era cenozoica, uma fase de maior modificação e modelação do relevo nordestino ocorreu através de processos erosivos [MDA, 2010].

Para a sua caracterização, a Província Borborema foi dividida em três subprovíncias em função de subdivisões de domínios estruturais, terrenos ou faixas de dobramento: a subprovíncia Meridional, Transversal e Setentrional (Figura 17). Da mesma forma, a subprovíncia Setentrional foi dividida em vários domínios correspondentes a megazonas de cisalhamento transcorrentes ativas ao final do Ciclo Brasiliano [Almeida et al, 2008].

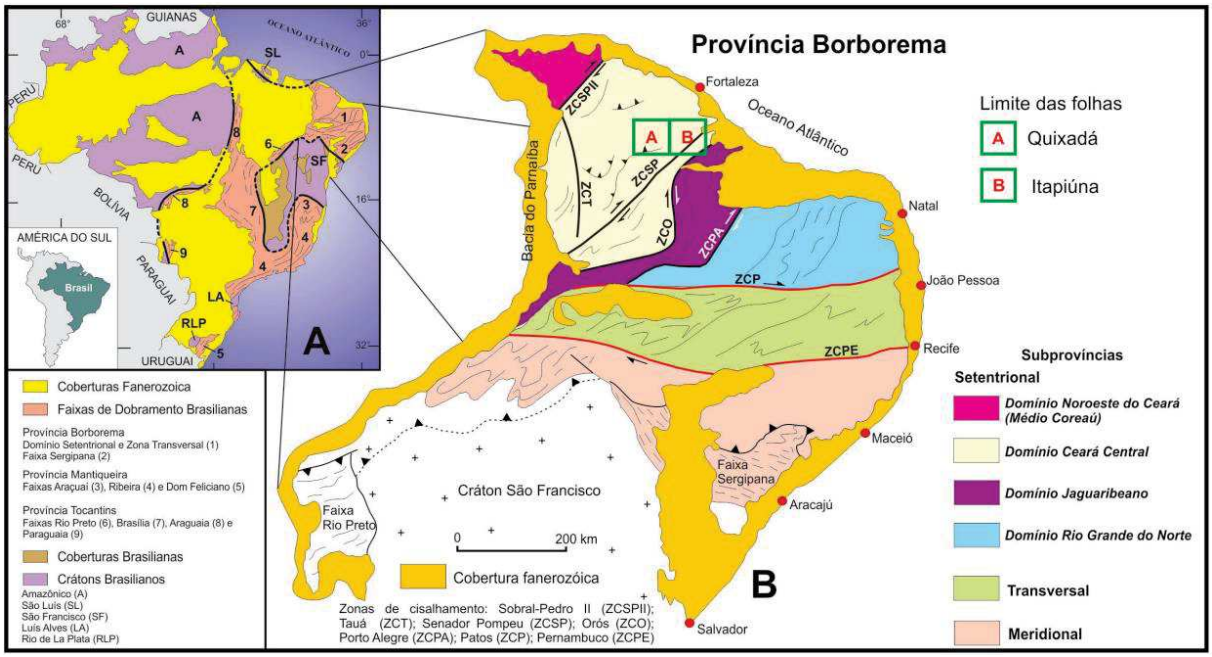


Figura 17: A Província Borborema e a suas subdivisões. Fonte: Costa,2017

A área do presente estudo pertence à subprovíncia Setentrional, e mais especificamente à área localizada entre o Domínio Ceará Central (para Forquilha, Pirabibú e Vista Alegre) e o Domínio Jáguaribeano (para Ibicuitinga; Figura 17).

O Domínio Ceará Central é uma região de grande importância geológica por abrigar as rochas mais antigas do Ceará [Cavalcanti e Cavalcante, 2014], de até 2,7-2,8 Ga. O Domínio compreende rochas magmáticas e metamórficas précambrianas de idade arqueana (Complexo Cruzeta) até proterozóica (Complexo Ceará, entre outros), além de coberturas sedimentares meso-neoproterozóicas não metamorfizadas que se sobrepõem a esses terrenos (Figura 18). Vale-se ressaltar que a idade de deposição dos sedimentos originais ainda não é muito clara. Contudo, as feições geológicas atuais deste domínio foram adquiridas no final do Ciclo Brasiliano/Pan Africano (600-550 Ma) [Almeida, 2008].

O Domínio Jáguaribeano é assimilado a um segmento crustal, cujas delimitações estão definidas pelas zonas de cisalhamento de Orós-Aiuaba (ZCO) na parte oeste e pela zona de cisalhamento de Portoalegre (ZCPO) na parte leste [Costa, 2017]. Este domínio engloba rochas magmáticas e metamórficas de idade proterozóica[2] (Complexo Jáguaretama, etc.) até tércio-quaternárias (Figura 18).

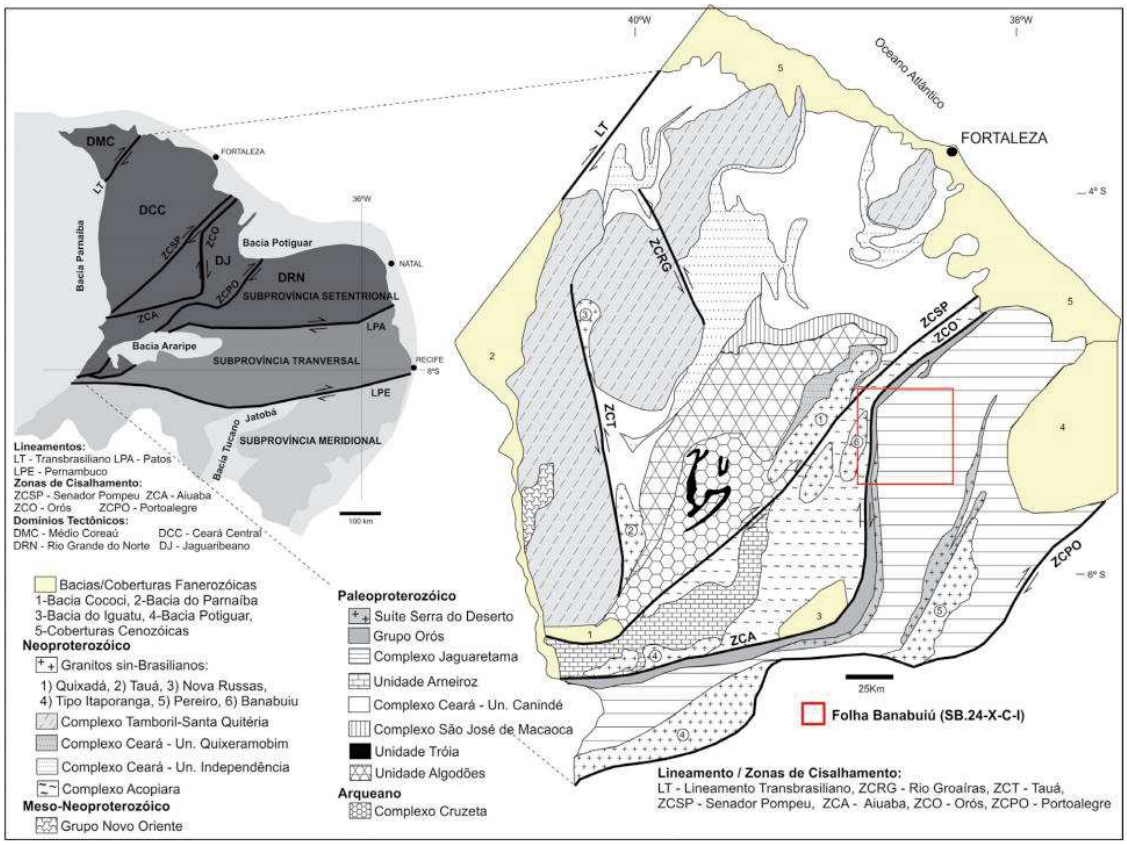


Figura 18: Província Borborema com destaque para o Domínio Ceará Central e o Domínio Jáguaribeano e seus diferentes complexos geológicos. Fonte: PINÉO, 2017

[2] com idades de cristalização dos litótipos ortoderivados que variam de 2,21 a 1,98 Ga [Costa, 2017].

4.2 Arcabouço geológico local

Observação: Umas das dificuldades encontradas na descrição da geologia e da litografia no setor de estudo é a complexidade do meio geológico ao nível local e a ausência de uma cartografia detalhada, considerando que a maior escala encontrada nos mapas geológicos é de apenas 1:100.000, e que apenas 50% do estado do Ceará está mapeado nessa escala em data de 2018. De forma geral, as descrições litológicas da área de estudo foram feitas essencialmente a partir do mapa geológico da folha de Quixeramobim para as bacias hidrológicas de Forquilha, Vista Alegre e Pirabibú, enquanto a bacia de Ibicuitinga foi descrita essencialmente a partir da folha do Banabuiú, todos os mapas sendo disponíveis na escala de 1:100.000.

4.2.1 Bacia do Banabuiú

A bacia do Banabuiú é afetada por duas estruturas tectônicas de escala continental: a zona de cisalhamento do Senador Pompeu, de direção preferencial NE-SW, e a zona de cisalhamento de Orós. Esta bacia compreende rochas do embasamento cristalino sobre 96,5 % da sua superfície, que pertencem principalmente ao domínio tectônico do Ceará Central, mas também ao do Jáguaribeano [Pinéo, 2017]. De modo geral, essas rochas estão representadas por gnaisses e migmatitos diversos de idade Pré-Cambriana (3,2 Ga a 541 Ma), associados a rochas plutônicas e metaplutônicas de composição predominante granítica [INESP, 2009]. As diferentes unidades litoestratigráficas têm uma orientação NE-SW, de acordo com as principais fraturas.

Os 3,5 % restantes são constituídos por sedimentos terciários (do Grupo Barreiras, fora da zona de estudo), por coberturas tércio-quaternárias (ou, provavelmente, unicamente quaternárias) que afloram sob a forma de manchas esparsas, mas também por coberturas aluviais e colúvio-eluviais quaternárias que se depositaram ao longo dos cursos de água nas zonas de baixa declividade. Esses sedimentos cenozóicos são interpretados como depósitos flúvio-lacustres [Da Silva et al., 2003]. Não há testemunhos marinhos relatados na região.

O mapa geológico simplificado da bacia do Banabuiú é disponível na Figura 19 abaixo. O mapa sintetiza as principais formações geológicas encontradas nas sub-bacias do presente estudo.

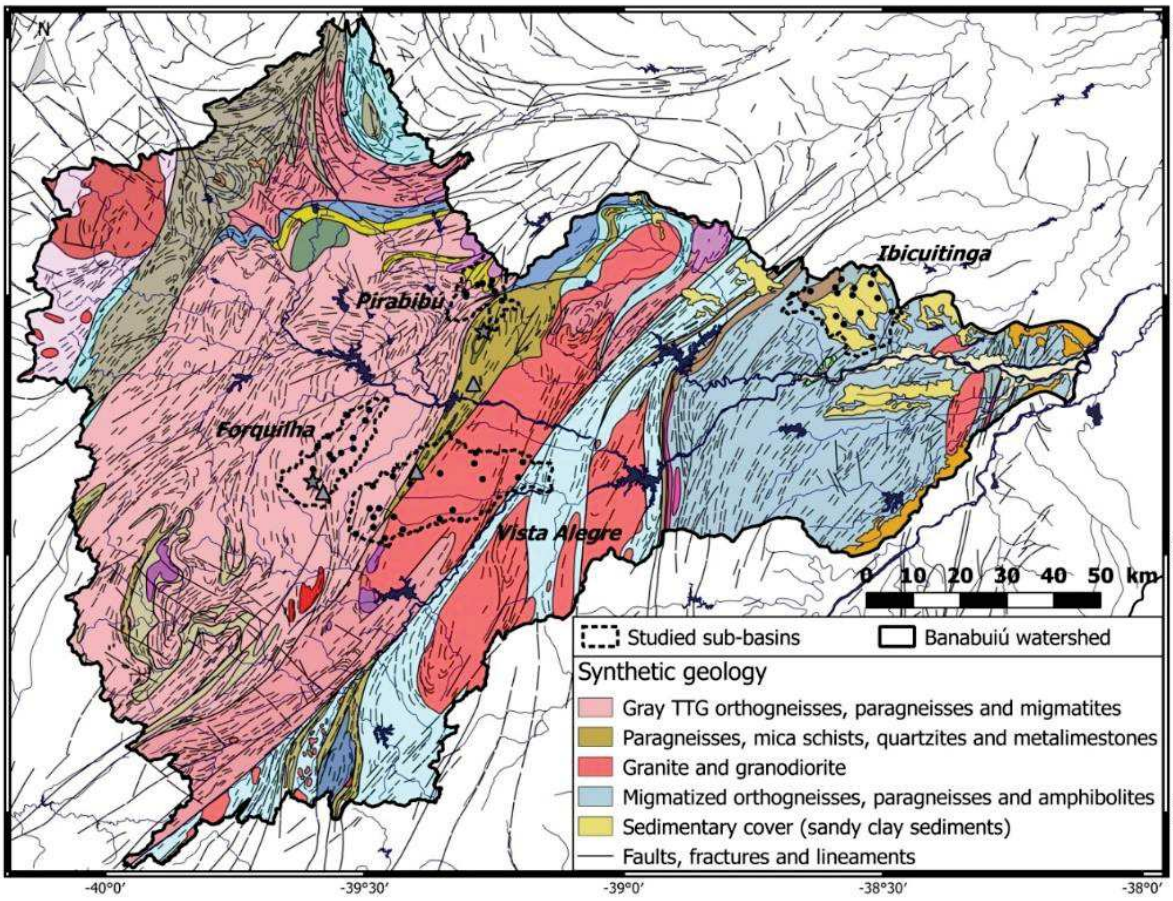


Figura 19 : Mapa geológico sintético da bacia do Banabuiú (escala 1:500.000). Fonte: CPRM

4.2.2 Bacia de Forquilha

A bacia de Forquilha está completamente inserida nas formações do Complexo Cruzeta – Apcz (Figura 20). Nos mapas geológicos de escala 1:100.000, a maior parte da bacia de Forquilha encontra-se na parte leste-sudeste da folha Boa viagem, enquanto uma pequena parte encontra-se na parte oeste da folha Quixeramobim.

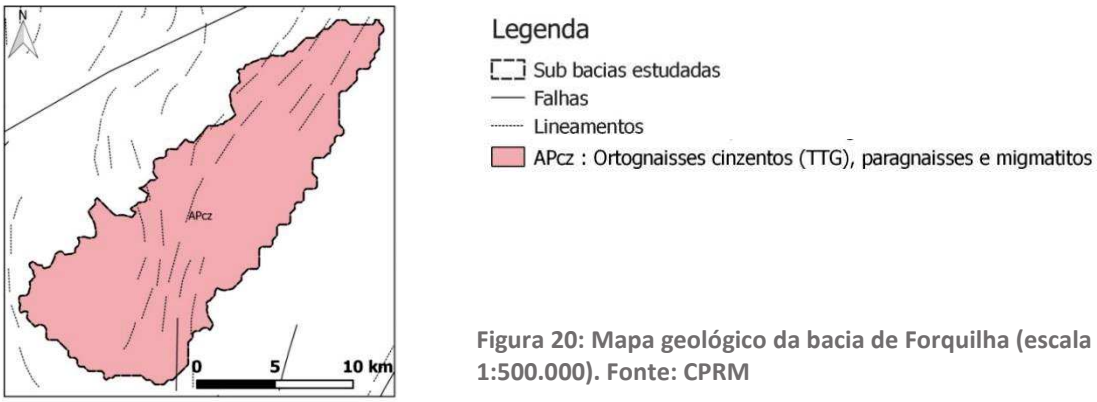


Figura 20: Mapa geológico da bacia de Forquilha (escala 1:500.000). Fonte: CPRM

Complexo Cruzeta (Apc ou APcz)

O Complexo Cruzeta, antigamente chamado de Complexo Pedra Branca, abriga as rochas mais antigas do Ceará, com idades que variam de 2,3 a 3,2 Ga, indicando uma forte influência arqueana com contribuição de crosta paleoproterozóica [Almeida et al, 2008].

Esta formação é constituída por ortognaisses cinzentos (Tonalito– Trondhjemito-Granodiorito - TTGs primitivos), típicos de crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático [Almeida et al, 2008].

Litologicamente, trata-se de gnaisses migmatíticos, rochas bandadas que apresentam níveis de composição variável, com predomínio de componentes granodioríticos sobre os componentes tonalíticos e graníticos (Figura 21).

Figura 21 : Gnaisses bandados do Complexo Cruzeta. Fonte: Almeida et al, 2008

Destaca-se que a diferença entre estes três termos reside na variação de proporção entre os diferentes minerais. O granito é uma rocha plutônica àcida, rica em sílica (SiO_2) e constituída por uma proporção maior de feldspatos alcalinos da série ortoclase ou microclina (Na e K) do que feldspatos plagioclásios albita-anortita (Na e Ca). O granito contem também minerais tais que micas [biotita – K(Mg, Fe); muscovite – K, Al] e anfíbolas. O granodiorito, ao contrário do granito, contém mais plagióclases do que feldspatos alcalinos. Os minerais secundários são as micas e as anfíbolas. O tonalito tem a mesma composição do que o diorito, o critério permitindo discriminar os dois termos sendo relacionado ao teor de quartzo. Assim, o tonalito possui mais de 20% de quartzo enquanto o diorito possui entre 5-20%. Além do quartzo encontra-se plagióclases, anfíbolas e piroxênios. Um aumento do teor de feldspato alcalino daria lugar ao granodiorito.

Nota-se que as rochas ácidas têm uma proporção de SiO_2 que excede 66%. Falamos de rochas intermediárias, básicas ou ultrabásicas quando essas proporções são, respectivamente, de 52 a 66%, de 45 a 52% ou <45%. (Figura 22).

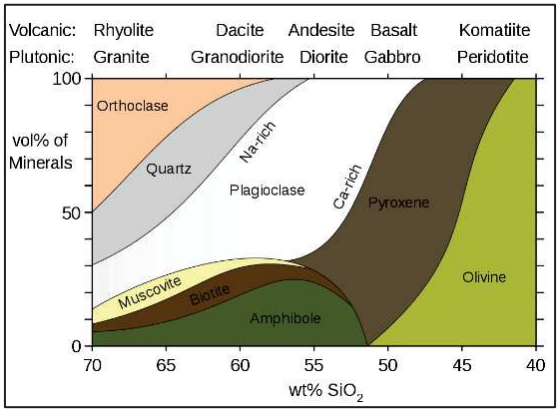


Figura 22: Composição mineralógica de rochas magmáticas.

É comum encontrar nos gnaisses migmatíticos do Complexo Cruzeta intercalações boudinadas de rochas plutônicas máficas e ultramáficas (rochas ferro-magnesianas, pobres em sílica), mas também, mobilizados de composição quartzo-feldspática intercalados na foliação. Estes mobilizados podem representar mais de 50% das rochas expostas em certos afloramentos [Almeida et al, 2008]. As principais ocorrências de rochas metaultramáficas do Complexo Cruzeta estão localizadas na folha de Boa Viagem [Almeida et al, 2008].

Enquanto uma parte do Complexo Cruzeta apresenta raras ocorrências de rochas metassedimentares associadas a anfibolitos e turmalinitos (folhas de Boa Viagem e Itatira), outra parte (folha Quixeramobim) é caracterizada por um pacote expressivo e monótono de rochas metassedimentares metamorfizadas na fácies anfibolito. Trata-se de metatexitos bandados (biotita-gnaisses e hornblenda-biotita-gnaisses ambos para-derivados), e migmatitos heterogêneos e nebulíticos [Almeida et al, 2008].

Na porção sudoeste da folha Quixeramobim predominam os paragnaisses (Figura 23), gnaisses arcoseanos com biotita essencial a acessória, que se encontram frequentemente intercalados com anfibolitos, calcissilicáticas e mais raramente com quartzitos, hornblenditos e xistos pelíticos.
Esta rocha é constituída de plagioclásio (60%), quartzo (32%), e com proporções de biotita que variam de acessória a essencial (até 8% numa das lâminas). Localmente, a microclina está presente. Os outros minerais acessórios são opacos, apatita e minerais do grupo do epidoto.

Figura 23: Complexo Cruzeta aqui representado por paragnaisses em bancos maciços, decimetricos a métricos, com intercalações de filmes biotíticos. Fonte: Almeida et al, 2008

Na porção Noroeste da folha Quixeramobim encontra-se principalmente ortognaisses bandados e rochas meta-ígneas variadamente deformadas, intrudidos em paragnaisses [Almeida et al, 2008].

4.2.3 Bacia de Pirabibú

A bacia de Pirabibú repousa sobre as formações seguintes (Figura 24):

- a Suíte Sítio dos Bois na parte oeste da bacia;
- o Complexo Cruzeta na parte central oeste da bacia;
- a unidade algodões na parte central leste da bacia;
- o Complexo Ceará – Unidade Quixeramobim na parte sudeste da bacia.

Nos mapas geológicos de escala 1:100.000, a parte norte da bacia de Pirabibú encontra-se na parte sul da folha Quixadá, enquanto a parte sul da bacia encontra-se na parte norte da folha Quixeramobim.

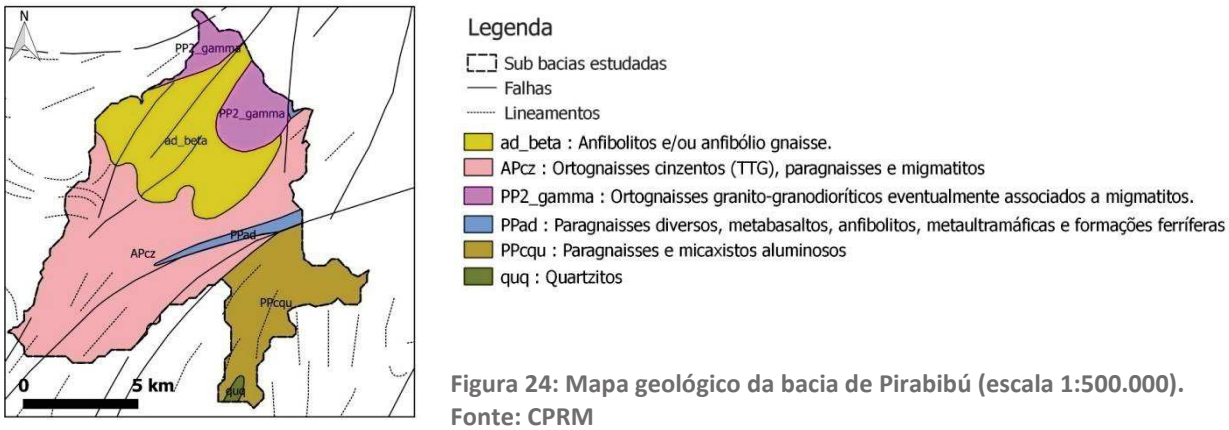


Figura 24: Mapa geológico da bacia de Pirabibú (escala 1:500.000). Fonte: CPRM

Suíte Sítio dos Bois

Segundo os mapas geológicos de escala 1:100.00, a Suíte Sítio dos Bois (denominada PP2γsb) pode ser assimilada aos ortognaisses Madalena (PP2γma).

As rochas desta unidade geológica estão associadas ao Paleoproterozóico e ocorrem na forma de plutons elipsoidais (de algumas dezenas de metros até quilômetros) dentro da formação Complexo Cruzeta.

Duas fácies podem ser distinguidas: rochas tonalíticas (Figura 25) de cor cinza chumbo e de granulação média a grossa, por um lado, e, por outro lado, rochas granodioríticas porfiríticas de granulação média a fina [Almeida et al, 2008].

As rochas tonalíticas são constituídas por plagioclásio (55%), feldspato potássico (4%), enquanto os minerais máficos podem alcançar 40% do volume total da rocha (20% por anfibólio e 20% por biotita). O plagioclasio apresenta tendências sódicas (de tipo albita)

Figura 25: Tonalito Sítio dos Bois exibindo textura aparentemente granular, intrudidos por microgranitos finos tardios. Fonte: Almeida et al, 2008

As rochas granodioríticas porfiríticas apresentam megacristais de feldspato potássico (tamanho médio de 3cm), leucocráticos com biotita e anfibólios. Encontra-se pequena quantidade de anfibólio.

Unidade Algodões (PP2al)

Considerando que a Unidade Algodões apresenta litologias misturadas irregularmente, Costa (2017) sugere de usar o termo de "Complexo Algodões" para individualizar as diferentes litologias encontradas nesta Unidade. Assim, essa última distinção permitiu destacar na folha de Quixadá os diferentes litotipos presentes nesta sequência, tal que os anfibolitos, as rochas metamáfica-ultramáficas, o paragnaisse, o quartzito, o metandesito, e os gnaisses e migmatitos [Costa, 2017]. Em consequência, nos mapas geológicos de escala 1:100.00, a Unidade Algodões (denominada PP2al) da folha Quixeramobim corresponde à alternância das formações Anfibolitos Algodões (PP2βal) e Paragnaisses Algodões (PP2al) e Ortognaisses Cipó (PP2γcip).

De forma geral, as idades da Unidade Algodões estão associadas ao paleoproterozóico. Segundo Almeida et al. (2008), esta unidade poderia representar uma cobertura paleoproterozóica do complexo cruzeta, ou uma unidade alóctone envolvida na tectônica tangencial brasiliana.

Formada por rochas supracrustais, as rochas desta unidade não apresentam migmatização e exibem geralmente foliações sub-horizontais e deformações simples monofásicas.

Predominam nesta sequência uma alternância de anfibolitos e leucognaisses finos (metatufos), metagrauvacas, metarcósios, raros metapelitos, quartzitos micáceos ou não (Figura 26). Destaca-se que é comum encontrar, nas zonas próximas ao topo desta sequência, pacotes de rochas metavulcânicas félsicas de mais de cem metros de espessura, que correspondem a derrames riolíticos.

Figura 26: Alternância de leucognaisses e anfibolitos típica da Unidade Algodões. Fonte: Almeida et al, 2008

O termo ortognaisses Cipó designa uma associação de rochas metaplutônicas de composição quartzo-diorítica a tonalítica, que se encontram intrusivos nos anfibolitos Algodões.

Complexo Ceará – Unidade Quixeramobim (PRcq)

Associada ao meso-néoproterozóico (1,5 Ga – 650 Ma), esta sequência compreende rochas metassedimentares e principalmente xistos (Figura 27), mármores e quantidades subordinadas de quartzitos e rochas calcissilicáticas [Almeida et al, 2008]. Considerando a importante contribuição do continente paleoproterozóico como fonte de material, é provável que a deposição dos sedimentos originais aconteceu no neoproterozóico. De fato, os dados

geocronológicos disponíveis mostram que o único ciclo orogênico que afetou as coberturas foi o Ciclo Brasiliano, ao final do neoproterozóico [Almeida et al, 2008].

Assim, a Unidade Quixeramobim apresenta essencialmente uma série pelito-psamítica compreendendo biotita xistos, muscovita-biotita xistos (ou biotita ± muscovita gnaisses), granada-biotita-xistos, granada-muscovita-biotita xistos e granada ± sillimanita ± cianita-muscovita-biotita xistos.

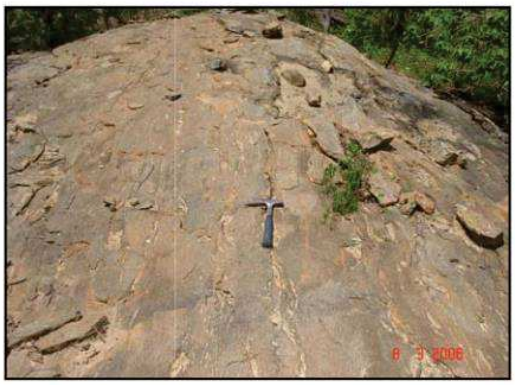


Figura 27 : "Xistos" da Unidade Quixeramobim ao longo do contato entre esta Unidade e a Unidade Algodões. Fonte: Almeida et al, 2008

A composição destes xistos é globalmente constituída por plagioclásio, k-feldspato e quartzo.

Destaca-se que o termo xisto tem sido aplicado genericamente para estas rochas, devida à ausência de bandamento. No entanto, esses xistos têm uma mineralogia similar aos gnaisses. O percentual de micas é geralmente maior que 50% e, quando esses termos apresentam um bandamento (Figura 28), pode-se observar uma alternância de bandas máficas constituídas essencialmente por biotita, muscovita, quartzo e plagioclásio e raro K-feldspato com bandas félsicas de espessura milimétrica constituídas essencialmente por plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Geralmente, as bandas félsicas são duas a três vezes mais finas que as bandas máficas.

Localmente pode ocorrer quartztitos (PRcqqz) e mármores (PRcqm) na forma de corpos lenticulares.

Figura 28 : Complexo Ceará – Unidade Quixeramobim – Em (A) metasedimentos psamíticos da Unidade Quixeramobim exibindo intercalações de metapelitos (250 antes do Açude Flores, Rodovia Quixeramobim-Madalena). Em (B) Porção milonítica contendo fenoblasto de K-feldspato com sombras de pressão assimétrica ao longo do contato com a Unidade Algodões, indicando empurrão da Unidade Quixeramobim "up dip" sobre a Algodões. Foliação N20°E-45°SE. Fonte: Almeida et al, 2008.

4.2.4 Bacia de Vista Alegre

A bacia de Vista Alegre (Figura 29) repousa sobre as formações seguintes (do Oeste para o Leste):

- o Complexo Cruzeta na parte oeste da bacia;
- a Unidade Algodões;
- Complexo Ceará – Unidade Quixeramobim;
- A Super suíte Rio Quixeramobim;
- Milonitos do Lineamento Senador Pompeu;
- Complexo Acopiara na parte leste da bacia.

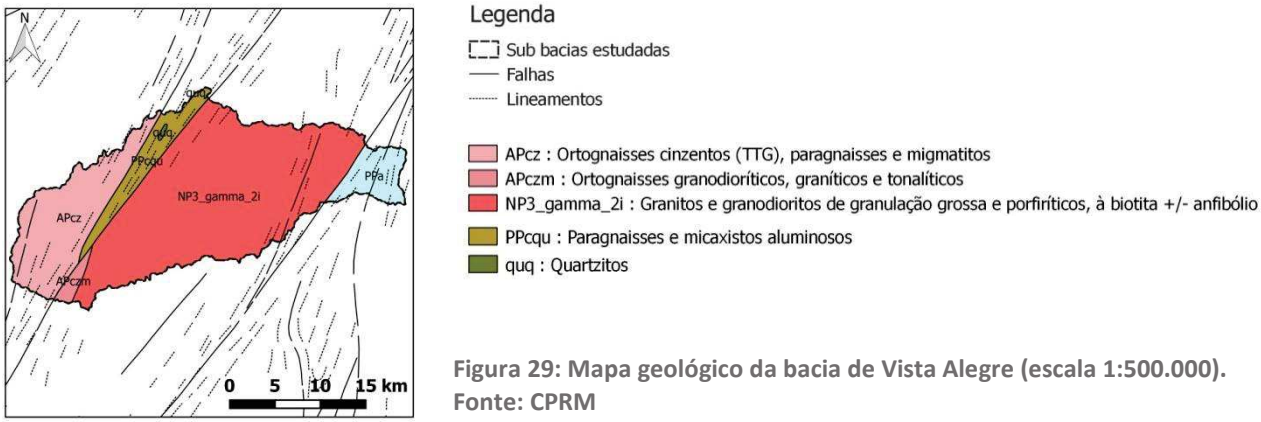


Figura 29: Mapa geológico da bacia de Vista Alegre (escala 1:500.000). Fonte: CPRM

Nos mapas geológicos de escala 1:100.000, o extremo oeste da bacia de Vista Alegre encontra-se na parte sudeste da folha Boa Viagem enquanto o restante da bacia encontra-se na folha Quixeramobim.

Super suíte Rio Quixeramobim (NP3γrq)

O termo de Super Suíte é usado por Almeida et al. (2008) para designar os batólitos Neoproterozóicos de Quixeramobim que afloram sobre cerca de 1600 km² (Fotografia 6). De forma elipsoidal alongada, o eixo maior mede cerca de 75km na direção N40°E, enquanto o eixo menor mede cerca de 20km. As transcorrências de alcance regional no Ceará Central são responsaveis pela mobilização de magma e o alojamento dos batôlitos, cuja idade de alojamento fica em torno de 560-590 Ma [Nogueira, 2004].

Dividida em diferentes unidades litoestratigráficas, a Super Suíte Rio Quixeramobim é constituída, na área de interesse (a parte central da bacia de Vista Alegre), pelas suítes Muxuré Novo (NP3γrqmn), Serra Branca (NP3γrqsb), Boa Fé (NP3γrqbf), Água Doce (NP3γrqad), e no extremo Sul da bacia de Vista Alegre, por Muxuré Velho (NP3γrqmv).

Fotografia 6: Vista dos batólitos de Quixeramobim. Fonte: A autora.

As suítes Muxuré Novo, Serra Branca e Boa Fé correspondem às séries cálcio-alcalinas de médio potássio. A composição dessas suítes é principalmente constituída por quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos (dominantes) e monzogranitos a biotita e anfibólio. A diferenciação entre essas suítes é baseada sobre o padrão textural porfirítico. De fato, Serra Branca apresenta fenocristais de feldspatos variando de 6 a 20 cm (Fotografia 7), enquanto Muxuré Novo e Boa Fé exibem fenocristais de tamanho menor (6-2 cm e 2-2,5 cm respectivamente). A matriz é composta essencialmente por feldspatos, biotita e quartzo.

Fotografia 7: Fenocristais de K-feldspatos da suíte Serra Branca. Fonte: A autora.

A suíte Água Doce corresponde a uma série cálcio-alcalina de baixo potássio, constituída por quartzo-dioritos e tonalitos e contendo biotita e anfibólios como minerais máficos essenciais.

A suíte Muxuré Velho é constituída por uma série tonalitica de baixo potássio. Estas rochas são caracterizadas pela presença de anfibólio, muitas vezes dominantes com relação à biotita, e com um percentual de minerais máficos que normalmente atinge 35 a 40%.

De forma geral, os minerais essenciais destas séries são os plagioclásios, K-feldspatos, biotitas, quartzos e anfibólios, enquanto os minerais acessórios são titânio, apatita, titanita, allanita, epidoto, zircão, minerais óxidos de ferro e pirita. Carbonato, epidoto, mica branca, clorita e minerais-argila são os produtos de alteração dos minerais primários.

Milonitos do Lineamento Senador Pompeu (NP3milsp)

Uma das características típicas do Ceará é a existência de um padrão de lineamentos em escala regional, oriundo das mega-zonas de cisalhamento dúctil transcorrentes cuja extensão pode ultrapassar a centena de quilômetros. Representativos desses lineamentos, os milonitos do Lineamento Senador Pompeu correspondem a uma extensa faixa de terrenos deformados, de direção nordeste-sudoeste. A largura deste termo pode atingir ume dezena de quilômetros, e apresenta uma foliação sub-vertical correspondendo a uma verticalização das foliações de baixo ângulo ao contato com a zona de cisalhamento.

Segundo as idades relativas disponíveis, os últimos movimentos dúcteis destrais estão associados ao Neoproterozóico (ciclo Brasiliano). Trata-se de milonitos de diferentes texturas e composições que foram formados ao longo das zonas de cisalhamento, e cujos espaços estão hoje ocupados por granitos e metatexitos.

Complexo Acopiara (PRacp)

Este complexo associado ao Proterozóico apresenta, por um lado, uma sequência rochosa composta essencialmente por metatexitos com estrutura gnáissica. Os leucossomas (20% do volume da rocha) apresentam uma composição tonalítica, granodiorítica e granítica (essencialmente quartzo, plagioclásio, e K-feldspato em quantidade menor do que biotita), enquanto os paleossomas apresentam composições que variam de biotita xistos a para-anfibolitos. Observa-se com frequência a presença de lentes de anfibolitos e meta-hornblenditos intercalados com estes metatexitos.

Por outro lado, este complexo apresenta uma sequência de leucogranitos, granitos miloníticos caracterizados por um alinhamento de muscovitas (Complexo Acopiara-Unidade Leucogranitos). Observam-se camadas ricas em muscovita e clorita alternando com camadas ricas em quartzo e feldspatos, mas também, inclusões de zircão.

4.2.5 Bacia de Ibicuitinga

A bacia de Ibicuitinga repousa sobre as formações seguintes (Figura 30):

- o Complexo Jáguaretama;
- a Formação Santarém – Grupo Orós;
- os depósitos colúvio-eluviais.

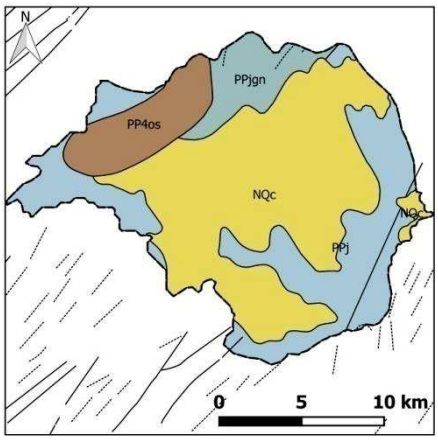


Figura 30: Mapa geológico da bacia de Ibicuitinga (escala 1:500.000). Fonte: CPRM

Legenda
Sub bacias estudadas
Falhas
Lineamentos
NQc : Sedimentos argilo-arenosos e areno-argilosos
PP4os : Micaxistos diversos
PPj : Ortognaisses migmatizados (granito a tonalito), com paragnaisses, anfibolitos, quartzitos, metaultramáficas e rochas calcissilicáticas
PPjgn : Ortognaisses migmatizados com lentes de metacalcários

Nos mapas geológicos de escala 1:100.000, a parte norte da bacia de Ibicuitinga encontra-se na parte sul das folhas Itapiúna e Bonhu, enquanto o restante da bacia encontra-se nas folhas Banabuiú e Limoeiro do Norte. Destaca-se que o mapeamento da folha Limoeiro do Norte de escala 1:100.000 não está disponível atualmente.

Complexo Jáguaretama (PP2j)

Relacionado a era Paleoproterozóica, este complexo é composto por ortognaisses migmatíticos de composição granodiorítica a tonalítica, com faixas de paragnaisses associados a anfibolitos e a rochas cálcio-silicáticas. Trata-se de migmatitos paraderivados (metatexitos seguidos de diatexitos), leucognaisses, xistos aluminosos, rochas de composição cálcio-silicática, quartzitos, anfibolitos e de ortognaisses [Pinéo, 2017].

Destaca-se que uma distinção é feita entre os termos paraderivados (PP2j1; Figura 31 A) e os ortognaisses (PP2j2; Figura 31 B) na folha Banabuiú.

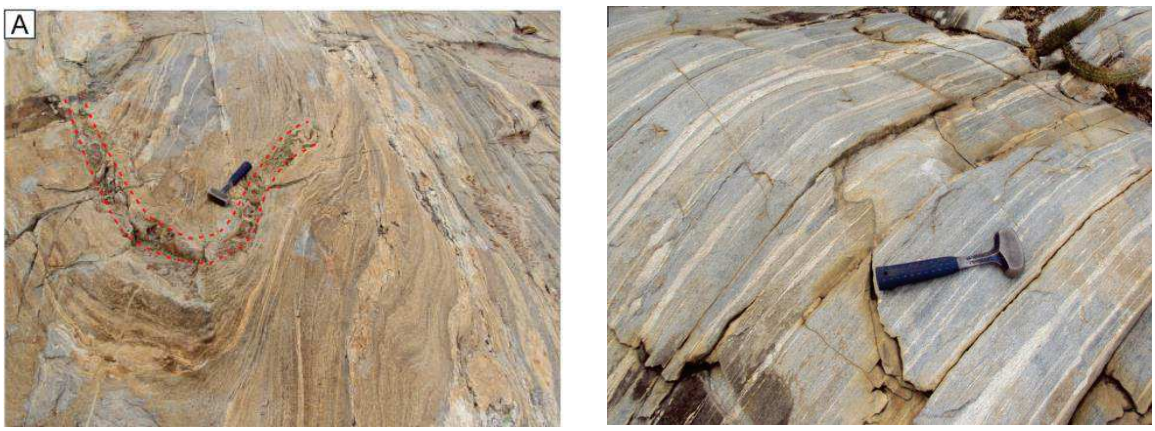


Figura 31 : Rochas do Complexo Jáguaretama. A) Metatexito com níveis de rocha cálcio-silicática (tracejado em vermelho). B) Ortognaisse de composição granítica milonitizado. Fonte: Pinéo, 2017

Leucogranitos Neoproterozóicos (correspondente à Suíte Magmática Morada Nova -NPγm) podem aparecer no seio do complexo Jáguaretama na forma de corpos intrusivos ou de disques associados aos metatexitos.

Formação Santarém – Grupo Orós

Afetada por várias zonas de cisalhamento transcorrentes essa formação representa uma faixa de rochas supracrustais miloníticas, datando do Paleoproterozóico. Trata-se de metassedimentos com estrutura milonítica, constituídos por quartzitos, xistos aluminosos, filitos, mármores, anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas (Figura 32).

Figura 32 : Rochas da Formação Santarém do Grupo Orós. A) Neste afloramento há uma alternância entre xisto e quartzito. B) Detalhe do xisto milonítico. C) Quartzito milonítico com dobra isoclinal, onde o eixo da dobra (Lb) é paralelo a lineação de estiramento mineral (Lx). D) Detalhe de mármore impuro com pirita. Fonte: Pinéo, 2017

Coberturas sedimentares Cenozoicas (N2Q1c)

Sobreposta no embasamento, as coberturas sedimentares inconsolidadas do Cenozoico são representadas na área de interesse por depósitos Colúvio-Eluviais. Trata-se de manchas isoladas de sedimentos detríticos que têm pouca expressão como mananciais de captação de água considerando as espessuras relativamente reduzidas [Vasconcelos et al., 2010].

Estes sedimentos supostamente tércio-quaternários, mas provavelmente unicamente pleistocênicos [Cavalcanti e Cavalcante, 2014], são interpretados como depósitos flúvio-lacustres [Da Silva et al., 2003], e estão compostos por sedimentos areno-argilosos e argilo-arenosos avermelhados. Existem níveis centimétricos de sedimentos mais grossos, com seixos de quartzo e feldspato. Estes sedimentos possuem uma cobertura arenosa de cor bege [Pinéo, 2017]. Vale-se ressaltar que a idade de deposição dos sedimentos originais ainda não é muito clara.

5 Recursos hídricos

O estado do Ceará é subdivido em 12 bacias hidrográficas, conforme a Figura 33.

A área do presente estudo corresponde à bacia do Rio Banabuiú, que tem uma superfície equivalente a 13 % do território cearense. Segundo o MMA (2007), a bacia do Banabuiú é parte integrante das áreas brasileiras susceptíveis à desertificação.

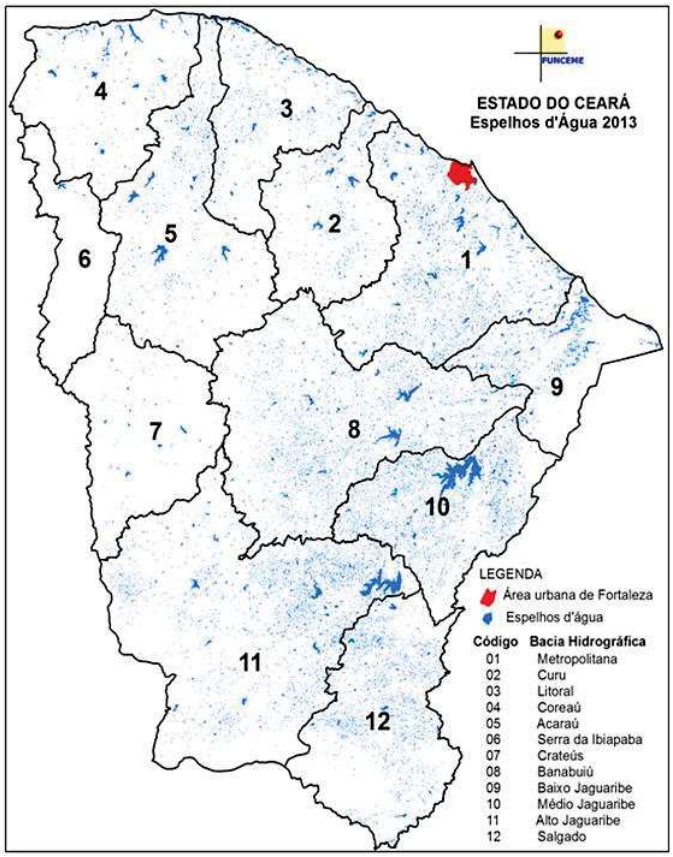


Figura 33: Localização das bacias hidrográficas do Ceará.
Fonte : Funceme

Na bacia do Banabuiú, onde o embasamento cristalino é a unidade geológica dominante, dois tipos principais de recursos de água estão disponíveis. O primeiro refere-se aos recursos hídricos superficiais, constituídos principalmente por rios intermitentes e por uma infraestrutura de armazenamento e distribuição de água. Trata-se de barragens (açudes) e adutoras, que permitem a redistribuição temporal e espacial da água durante a estação seca. Contudo, estes recursos superficiais têm a desvantagem de serem temporários e/ou sujeitos a uma alta evaporação, o que pode levar a interrupções no fornecimento e/ou a uma degradação da qualidade da água (eutrofização, salinização).

O segundo tipo refere-se aos recursos hídricos subterrâneos que são representados pelos depósitos aluvionares (aquíferos sedimentares ao longo dos sistemas fluviais; limitados no espaço) e pelo próprio embasamento cristalino (aquíferos fraturados). Ao contrário dos recursos hídricos superficiais, as águas subterrâneas têm a vantagem de serem relativamente estáveis e bem distribuídas no espaço, além de representar uma reserva estratégica em períodos prolongados de estiagem.

5.1 Recursos hídricos superficiais

5.1.1 Hidrografia e hidrologia

A área de estudo está incluída na bacia hidrográfica de Banabuiú, cujo rio homônimo drena uma área de 19 647 km² na direção oeste-leste e percorre um curso total de 314 km até deságuar no rio Jáguaribe ao leste. Os principais contribuintes do rio Banabuiú são os Rios Oitis, Quixeramobim e Sitiá (na margem esquerda) e o riacho Livramento (na margem direita).

O padrão de drenagem é dendrítico, a densidade e a orientação da drenagem sendo influenciadas pela topografia, litologia e pelas estruturas tectônicas. Sob as condições climáticas atuais, a rede de drenagem é hidrologicamente exorreica. Contudo, segundo Tricart [1985, in Leal et al., 2003], uma queda permanente na precipitação poderia resultar em condições endorreicas, com aumentos subsequentes de salinidade. De fato, evidências paleoclimatológicas evidenciaram a existência de uma drenagem endorreica durante o último máximo glacial [Barreto et al., 1999].

Os tributários de primeira e segunda ordem, localizados nas zonas de maiores amplitudes ou de declividade do relevo, caracterizam-se pelo caráter temporário, um regime de enxurradas e uma ausência de aluviões expressivos (o material de superfície é removido aos poucos pela ação das enxurradas resultantes da concentração temporal do período chuvoso). Ao contrário, nas zonas de baixas declividades, os rios são caracterizados por amplas planícies de inundação e depósitos aluvionares.

No Ceará, verifica-se que toda a drenagem é naturalmente intermitente. Segundo Santiago et al. (2001), o maior rio cearense (o rio Jáguaribe, com 750km de comprimento e uma lâmina média escoada de 55 mm/ano [Rebouças, 1973]) tem até a distinção de ser conhecido como o maior rio temporário do mundo. De forma geral no NEB, os períodos sem escoamentos duram 7 meses (com valores extremos de 4 até 11 meses), e os rios são caracterizados por uma vazão específica baixa (em média de 1,64 l/s/km²), correspondente à ≈ 9 % da chuva média [Rebouças, 1973]. Nos rios cearenses, 90 % das águas fluem entre os meses de fevereiro a maio, com grande variabilidade interanual [Nascimento, 2016].

Na bacia do Banabuiú, a rede de drenagem é caraterizada por uma grande frequência de rios e riachos temporários e sazonais de pequena energia, salvo aqueles perenizados artificialmente [Burte, 2008]. Além disso, nas zonas cristalinas do estudo, os escoamentos são de tipo Hortonianos devido à baixa espessura (em geral <1 m) e à baixa permeabilidade dos solos. Os escoamentos Hortonianos são caracterizados por uma saturação do solo por cima, que vai causar, quando a intensidade de chuva ultrapassar a capacidade de infiltração do solo, um escoamento superficial. Devido às condições ambientais, os escoamentos decorrem principalmente de eventos pluviométricos intensos, o que resulta em deflúvios geralmente intensos, apesar de serem curtos e irregulares [Burte, 2008]. De forma geral, o tempo de recessão dos rios é extremamente curto [Santiago et al., 2001].

Durante a fase terminal anual da estação chuvosa, os rios desaparecem gradualmente até desaparecerem completamente, mas eles podem também receber um resíduo alimentar de um lençol freático cheio: isto seria devido a uma inversão hidrológica entre os rios e os aquíferos aluviais [Leal et al., 2003].

A variabilidade dos escoamentos superficiais é acentuada: devido à forte evaporação, as precipitações que ocorrem no começo da estação chuvosa e as precipitações de baixa intensidade não produzem escoamentos significativos. Apenas chuvas intensas causam vazões significativas e favorecem o preenchimento dos reservatórios superficiais [Burte, 2008]. Na bacia Experimental de Aiuaba (bacia cujo contexto ambiental é semelhante à da bacia do Banabuiú), o coeficiente de runoff médio anual é de 6,54%, mas apresenta uma forte variabilidade com um máximo de 31,08% e um mínimo de 0,13% em função dos anos [Costa, 2007].

De maneira geral, no Ceará, como no NEB semiárido, o regime hidrológico é caracterizado por uma alta variabilidade dos escoamentos superficiais, o principal condicionante de geração de escoamentos sendo as elevadas intensidades das precipitações [Nascimento, 2016]. Para o rio Quixeramobim, que localisa-se na bacia de estudo, o coeficiente de runoff médio seria de 5,6% [Rebouças, 1973]. Este valor deve ter uma forte variabilidade considerando que as lâminas de escoamento médio dos postos fluviométricos de Morada Nova II e Senador Pompeu apresentam fortes coeficientes de variação (Tabela 11). A partir dos dados de Rebouças (1973), Costa (2007) e Nascimento (2016), podemos estimar, no ambito deste estudo, que, em média, 5 a 10% da chuval anual sai da bacia do Banabuiu através dos escoamentos superficiais dos rios.

Tabela 11: Chuva, escoamento médios anuais, desvio padrão e coeficiente de variação (CV) dos escoamentos anuais para os postos fluviométricos dos rios localizados na bacia do Banabuiú. Fonte: Nascimento, 2016.

Seção	Bacia hidrográfica	Município	Período de dados (ano)	Precipitação média (mm)	Lâmina de escoamento médio (mm/ano)	Desvio padrão (mm/ano)	Coeficiente de variação	Lâmina de escoam. / Precipitação
Morada Nova II	Banabuiú	Morada Nova	35	689	37.9	51,4	1,4	0,05
Senador Pompeu	Banabuiú	Senador Pompeu	72	788	77.7	118,1	1,5	0,10

5.1.2 Sistemas de armazenamento de água

As regiões semiáridas são caracterizadas, de modo geral, pela irregularidade climática, pela escassez hídrica e por longos períodos de estiagens que implicam consequências diretas sobre a economia e a população. Assim, a intermitência dos cursos de água e a recorrência dos períodos de seca impulsionaram políticas públicas para apoiar projetos de construção de barragens (localmente conhecidos como *açudes*), a fim de garantir o abastecimento de água durante estes períodos de estresse hídrico [Santiago et al., 2001; Burte, 2008].

Derivado da palavra árabe *as-sadd* (barragem), a palavra açude reflete as relíquias da sua história colonial e o colossal e repetido esforço do sertanejo na sua luta contra a seca. Historicamente, o Nordeste do Brasil sofreu por muitos anos com uma política de gestão da água curativa, ao invés de uma política preventiva de gestão dos riscos de seca. Foi somente após uma série de secas intensas que foi construída – de forma desordenada – uma grande quantidade de açudes [Molle, 1994], isso a fim de superar a falta de água em caso de seca plurianual. Estas infraestruturas de armazenamento têm sido largamente desenvolvidas no Ceará devido ao contexto geológico e climático.

Entre essas infraestruturas de armazenamento, o açude Cedro localizado no município de Quixadá merece um destaque especial por ser o primeiro açude construído no Brasil durante o Império de D. Pedro II em decorrência do grande impacto social provocado pela seca de 1877-1879 (migração em massa e falecimento significativo da população, perto de 500 000 pessoas no Ceará). Esse açude foi finalizado em 1906 com uma capacidade de armazenamento de 126 milhões de metros cúbicos (Mm^3). O açude Pedra Branca, que foi construído entre os anos 1969 e 1978 pelo Departamento Nacional de Obras contra as Secas, tem uma capacidade de 434 Mm^3 de água e merece também um destaque especial por ser a principal fonte de abastecimento do município de Quixadá. Podem ser citados ainda outros açudes importantes na região como o açude Banabuiú, cuja capacidade de armazenamento é de 1601 Mm^3, o que o posiciona como o terceiro maior reservatório de água do estado e o maior reservatório da bacia hidrográfica do rio Banabuiú, ou ainda, o açude de Quixeramobim (7,88 Mm^3), cujas obras foram concluídas em 1960.

No site do CSBH Rio Banabuiú (comitê de bacia), podemos ler que bacia do Banabuiú apresenta uma capacidade de acumulação de águas superficiais de 2816,12 hm^3. Assim, a bacia do Rio Banabuiú é caracterizada pelo alto nível de açudagem, com um número total de 12.823 reservatórios (cuja área é superior a 0,5 Ha) mapeados pela FUNCEME entre 2008 e 2019, e cujos 1415 açudes apresentam uma área superior a 5 Ha [INESP, 2009]. Segundo Burte (2008), a densidade de açudes aumentou de 0,6 açude/km^2 para 1,5 açude/km^2 entre 1988 e 2007. Hoje, esta densidade é ainda de 1,5 açude/km^2. Além disso, nota-se que lagoas temporárias de extensões variadas se formam nos baixios por ocasião de chuvas, o que permite sustentar o abastecimento animal durante a estiagem, juntamente com a pequena açudagem [Araújo, 2017].

Os açudes com capacidade de armazenamento inferior a 10 Mm^3 não possuem a capacidade de ser usados como reservas interanuais. Em consequência, quando há ocorrência de anos secos consecutivos, tais reservatórios não apresentam volumes suficientes para o atendimento às demandas [INESP, 2009]. No entanto, após anos de secas consecutivas, nem os maiores reservatórios da bacia do Banabuiú estão em capacidade de atender às demandas. A última seca severa de 2012-2018 provocou no Ceará a secagem de 39 dos 153 reservatórios monitorados, enquanto 42 outros açudes atingiram o nível mínimo de água em operação [Pontes Filho, 2020].

Na bacia do Banabuiú, a seca plurianual de 2012-2016 causou a secagem quase total do açude Banabuiú (1601 Mm³): o nível de água no açude chegou ao seu mínimo, ou seja 0,40% da sua capacidade em fevereiro 2017 (Figura 34), o que destaca a importância dos recursos hídricos subterrâneos como reserva estratégica em períodos prolongados de estiagem.

Além do problema quantitativo, as águas armazenadas nesses açudes estão sujeitas a altas perdas por evaporação e, consequentemente, a problemas de salinização [Santiago et al., 2001] e eutrofização. Segundo Burte (2008), três razões principais explicam o baixo aproveitamento das águas armazenadas nos açudes:

- a localização pouco estratégica dos açudes (do ponto de vista hidrológico);
- as altas taxas de evaporação; e,
- a ausência de tradição de irrigação (uso dos pequenos açudes geralmente restringido à pecuária).

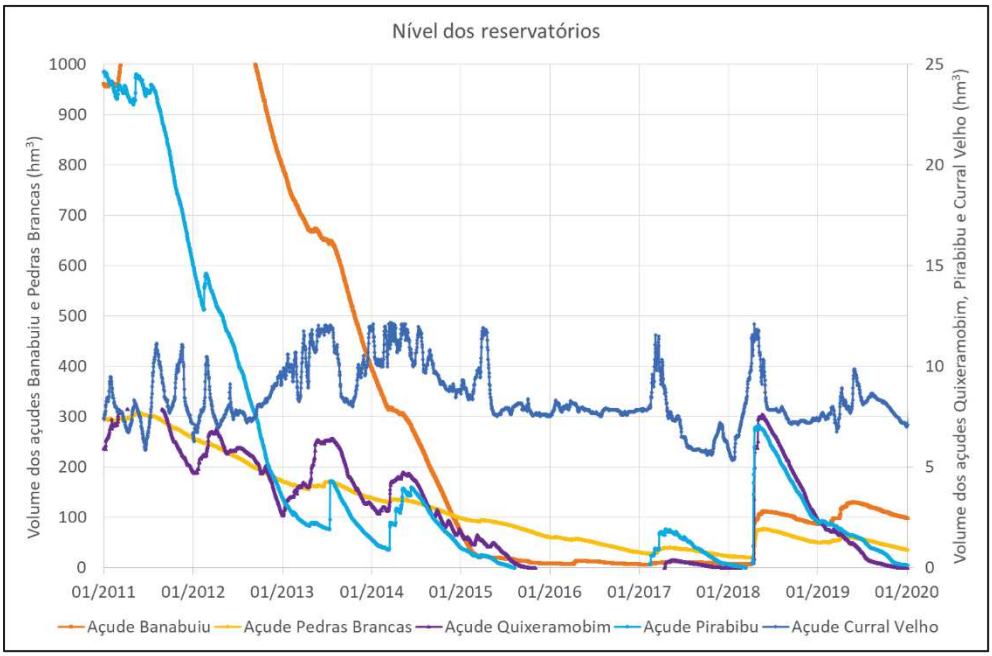


Figura 34: Volumes armazenados nos principais açudes da região de estudo.

Além destes fatores, os processos de assoreamento e a deposição de sedimento nos reservatórios representam fatores que afetam negativamente a qualidade das águas dos açudes em razão do aumento das perdas por evaporação (ou por extravasamento), uma vez que as relações cota-área-volume sofrem alterações [Lopes et al., 2015].

Os recursos hídricos superficiais são a principal fonte de suprimento de água no Ceará, mas as pressões de demanda somadas aos períodos de estiagem prolongada impulsionaram a exploração de águas subterrâneas [Da Silva et al., 2007]. Considerando a escassez das águas superficiais das regiões áridas ou semiáridas, as águas subterrâneas constituem geralmente o único recurso hídrico confiável para o abastecimento de água [Gustafson et Krásný, 1994].

5.2 Recursos hídricos subterrâneos

O território cearense é constituído, em cerca de 75% da sua superfície, pelo domínio cristalino [Santiago et al., 2001], enquanto o restante é ocupado por formações sedimentares e depósitos aluvionares [Osorio, 2018]. Os diferentes domínios hidrogeológicos estão esquematizados na Figura 35. Os sistemas aquíferos sedimentares do Ceará, fora da zona do presente estudo, não serão abordados nesse relatório.

Figura 35 : Principais domínios hidrogeológicos do Ceará.
Fonte: Funceme, 2007.

5.2.1 Aluviões

Depósitos aluviais existem ao longo dos cursos d'água que entalham mais fracamente à superfície. São depósitos do Holoceno a atual que ocorrem nas áreas de acumulação fluvial e recobrem as rochas précambrianas [Vasconcelos et al., 2010]. Na bacia do Banabuiú, estes depósitos estão associados aos rios principais tais que os rios Banabuiú, Quixeramobim, e aos riachos Pirabibú (na parte a jusante) ou Forquilha, entre outros. Litologicamente, estes sedimentos são compostos por areias finas a grossas, argilosas, quartzosas e quartzo-feldspáticas que se misturam eventualmente com cascalhos e blocos [Almeida et al.,2008; Pinéo et al., 2017]. Apesar da forte heterogeneidade dos aluviões (alternância dos horizontes cascalhosos e arenosos com lentes argilosas ou siltosas), a porosidade eficaz média é da ordem de 10 % [Burte, 2008].

Os depósitos aluvionares associados as drenagens de 1ª, 2ª ou 3ª ordem apresentam espessuras pequenas, na ordem de 2 a 3 metros em média [Funceme, 2007]. Ao longo dos pequenos riachos, tal que o riacho de Forquilha por exemplo, o aquífero aluvial é caracterizado por uma largura média de 250 m e uma profundidade média maior, de cerca de 7 m ±1,4 m [Burte, 2008]. Nos aluviões do riacho Forquilha, por exemplo, a altura saturada média dos aluviões é de 4 m ±1,2 m, e o gradiente hidráulico longitudinal médio é de 2,1‰ [Burte, 2008]. Ao longo dos rios maiores, as dimensões do aquífero aluvial podem ser mais significativas. Os aluviões do rio Banabuiú por exemplo apresentam uma profundidade média de 11,5 m [Vasconcelos et al.,

2010]. Testes de bombeamento mostraram que a transmissividade do aquífero aluvial é da ordem de 2.10^{-3} a 4.10^{-2} m²/s [Vasconcelos et al., 2010].

Estudos sobre os aquíferos aluviais no Nordeste Brasileiro e outras regiões semiáridas evidenciaram um mecanismo preferencial de recarga do aquífero aluvial a partir do leito do riacho (relação rio/aquífero) [Burte, 2008], além da recarga constituida pela infiltração direta das águas pluviais [Funceme, 2007]. As variações piezométricas nos aluviões são ràpidas e acentuadas (elevação de até 1,5 m/dia e rebaixamento de até 0,9 m/dia) em seguida à eventos intensos e curtos de escoamentos superficiais no leito do riacho [Burte et al, 2009]. De forma geral, a recarga dos aquíferos aluviais da região pela infiltração das águas dos rios e da chuva ocorre principalmente no período chuvoso da "*quadra-chuvosa*" (de fevereiro a maio geralmente), enquanto os rios não perenizados tendem a escoar até junho ou julho (inversão de fluxo entre os aluviões e o rio) [Funceme, 2007]. Durante a estação seca, observe-se um rebaixamento do nivel piezométrico dos aluvioes devido, por um lado, ao escoamento subterrâneo natural (no mesmo sentido de fluxo que os escoamentos superficiais) ou, por outro lado, à saida das águas do sistema atraves dos bombeamentos, da evaporação direta do lençol fréatico (caso o nivel piezométrico for raso), ou da evapotranspiração [Funceme, 2007; Burte, 2008].

A relação entre os aquíferos cristalinos e os aluviões da região ainda não é bem caracterizada até hoje. Contudo, as águas dos aquíferos fraturados cristalinos poderiam contribuir à recarga dos aluviões (caso a carga piezométrica do cristalino for superior àquela dos aluviões), e mais especificamente durante a estação seca onde este fluxo deveria ser renforçado pelos bombeamentos que ocorrem nos aluviões [Burte, 2008; Burte et al, 2009]. De fato, os aluviões representam teoricamente, por ocupar a porção mais baixa de um contexto topográfico, as zonas de exutórios naturais dos aquíferos fraturados do embasamento [Funceme, 2007]. Esta relação hidráulica foi localmente demostrada por Burte et al. (2009) através da medição de um gradiente hidráulico de 1‰ do aquífero cristalino para o aquífero aluvial de Forquilha durante a estação seca de 2005. Contudo, considerando que os aluviões são geralmente restritos a espessuras < 10 m, isto significa que a contribuição das águas do cristalino para o aquífero aluvial pode ocorrer somente nos casos onde o lençol freático do embasamento cristalino fica a uma profundidade média < 10 m. Durante a estação chuvosa, condições de cheias nos rios podem provocar uma inversão deste fluxo [Funceme, 2007], ou seja, uma contribuição das águas do rio e dos aluviões para o cristalino. De maneira geral, nota-se que uma camada argilosa de rocha alterada de espessura inferior a 1 m foi geralmente observada na interface entre o embasamento cristalino e a formação aluvial de origem sedimentar [Burte, 2008], o que deve influenciar a dinâmica entre os aluviões e o cristalino.

De forma geral, os recursos contidos nos depósitos aluviais possuem grande significado econômico por abrigarem solos com uma capacidade elevada de exploração agrícola, mas também por tratar-se de um aquífero de grande potencialidade [Vasconcelos et al., 2010]. Os

aquíferos aluviais têm um bom potencial hidráulico, que seja do ponto de vista quantitativo ou qualitativo. Burte (2008) evidenciou, a partir dos dados de poços localizados nos aluviões de 86 municípios cearenses, valores medianos de vazão e salinidade de 11,5 m^3/h (n=580 poços) e 647 µS/cm (n= 1376 poços) respectivamente. Segundo Vasconcelos et al. (2010), os poços que apresentam altos valores de salinidade correspondem àqueles que têm penetração nas rochas do embasamento cristalino.

5.2.2 Aquíferos fraturados cristalinos

Os aquíferos do embasamento cristalino possuem, de forma geral, pouca vocação hidrogeológica, considerando a forte heterogeneidade e a anisotropia deste tipo de aquífero. Contudo, na bacia do Banabuiú, as rochas do embasamento cristalino précambriano afloram em 96,5% da superfície [INESP, 2009], o que justifica o interesse dado a este recurso considerando a escassez e a baixa qualidade dos recursos em águas superficiais.

Nos terrenos cristalinos, a potencialidade aquífera depende do grau de alteração das rochas e da existência de estruturas de fraturamento, considerando que a porosidade primaria destas rochas é quase nula. Nas regiões de clima semiárido, a potencialidade destes terrenos é geralmente ainda mais restrita. No NEB semiàrido, por exemplo, o manto de intemperismo é pouco espesso ou inexistente [MMA, 2007], o que implica que a maior parte do armazenamento de água é reduzida à rede de fissuras e fraturas da rocha (de porosidade menor). Ademais, na zona de estudo, as condições geoambiantais (chuvas baixas e irregulares, solos pouco profundos e pouco permeáveis, cobertura vegetal esparsa) favorecem o escoamento superficial em detrimento da infiltração direta.

Os poços perfurados no cristalino do NEB apresentam geralmente vazões baixas, entre 1 e 3 m^3/h [MMA, 2007], com uma capacidade específica média inferior a $1m^3/h/m$ [Asomaning, 1992; Feitosa, 2008]. Além do problema quantitativo associado a este tipo de ambiente geológico, observa-se no NEB um problema qualitativo, com águas que apresentam um elevado conteúdo salino, acima do limite de potabilidade [MMA, 2007]. Burte (2008) evidenciou, a partir da análise de poços profundos localizados no cristalino em 86 municípios cearense, valores medianos de vazão e salinidade de 2,0 m^3/h (n= 2336 poços) e 2375 µS/cm (n= 1991 poços) respectivamente. Uma análise mais detalhada dos aquíferos fraturados cristalinos da região é disponível no parágrafo II.6.4 (p.79).

Apesar do pouco potencial aquífero do meio, os recursos contidos nos aquíferos cristalinos constituem uma fonte de abastecimento disponível e confiável para muitas comunidades do interior nordestino (consumo humano, dessedentação animal, agricultura de subsistência) [MMA, 2007]. Na última seca de 2012-2016, muitas cidades cearenses foram salvas pela perfuração de poços no cristalino e pelo uso desta água: “a água diretamente obtida de baterias

de poços no cristalino era injetada na rede de distribuição de águas das sedes municipais para uso doméstico, enquanto chafarizes, localizados em pontos estratégicos, receberam esta mesma água após passarem por tratamento de dessalinização" [Martins ESPR, comunicação pessoal].

O uso de dessalinizadores tornou possível a exploração de poços que apresentavam águas com elevado conteúdo salino, mas a falta de critérios de locação dos poços e de programas de manutenção das obras de captação torna elevada a quantidade de poços abandonados e desativados nesta área [Conejo, 2005 in MMA, 2007]. Para mudar esse quadro, um grande programa de apoio foi desenvolvido para oferecer um acesso à água de qualidade para o consumo humano, através da dessalinização: o Programa Água Doce [MMA, 2007]. Executado desde 2013, o Programa Água Doce já implantou 252 sistemas de dessalinização em 44 municípios cearenses, beneficiando milhares de famílias com água potável. Por reduzir as vulnerabilidades no que diz respeito ao acesso à água no Semiárido, o Programa Água Doce é considerado como uma medida de adaptação às mudanças climáticas e, atualmente, como um grande aliado no enfrentamento de doenças (*https://www.Ceará.gov.br/2020/04/13/programa-água-doce-torna-se-um-grande-aliado-no-enfrentamento-ao-covid-19*).

O conhecimento hidrogeológico do Estado do Ceará ainda é muito reduzido [Funceme, 2007], e progressos na compreensão do funcionamento hidrogeológico do embasamento cristalino devem ainda ser feitos considerando a potencialidade hídrica estratégica deste recurso em período de secas prolongadas. Um dos objetivos desta tese é de melhorar o entendimento do sistema aquífero por meio de um extenso trabalho de coleta de dados de campo.

6 Hidrogeologia dos aquíferos fraturados cristalinos

O desenvolvimento de novas técnicas de perfuração (martelo de fundo) e a realização de numerosos poços "profundos" no mundo (e especialmente nas zonas do Sahel africano) a partir dos anos 60-70 atraiu o interesse dos hidrogeólogos para os recursos hídricos contidos nos aquíferos do embasamento [Lachassagne et al., 2011]. A importância destes recursos para o abastecimento de água aumentou durante esses últimos anos, e especialmente nas áreas com déficit hídrico, tal que na região semiárida cearense. De fato, dada a escassez das águas superficiais nas regiões áridas ou semiáridas, as águas subterrâneas constituem geralmente o único recurso hídrico confiável para o abastecimento de água [Gustafson et Krásný, 1994]. Por isso, a compreensão dos mecanismos que ocorrem nos meios fraturados do embasamento (que aflorem em muitas partes do mundo tal que em America, Africa, India, Australia, etc.) constitui atualmente um duplo desafio para os hidrogeólogos: entender para explorar melhor (ou seja, explorar de forma sustentável), mas também, entender para proteger melhor [Ayraud, 2005].

6.1 Estrutura dos aquíferos cristalinos

Por definição, os aquíferos do embasamento cristalino possuem poucas características aquíferas, a presença de aquífero sendo relacionada ao grau de alteração e de fraturação da rocha [Wyns, 2004; Lachassagne et al., 2011]. De fato, as rochas cristalinas são compostas principalmente por rochas metamórficas e ígneas, caracterizadas por uma porosidade e permeabilidade primárias muito baixas [Gustafson et Krásný, 1994]: a porosidade é geralmente inferiore a 0,5% para um granito saudável (não alterado) [Ohlsson et Neretnieks, 1995 in Guihéneuf, 2014], enquanto a condutividade hidráulica da matriz é inferior a 10^{-8} m/s [Lachassagne et al., 2011].

Quando expostas ao afloramento, essas rochas cristalinas passam por processos químicos e físicos de intemperismo que promovem o desenvolvimento *in-situ* do saprolito (cobertura inconsolidada; "*Unconsolidated alterite*", Figura 36), que pode atingir várias dezenas de metros de espessura [Wyns, 2004]. A presença dessa camada alterada fornece uma função capacitiva ao aquífero, graças a uma porosidade muito maior (até 10% para os saprolitos mais porosos) do que a porosidade primária da rocha mãe [Acworth, 1987 in Guihéneuf, 2014]. Além disso, os processos de intemperismo causam também o desenvolvimento de uma zona fraturada e fissurada permeavél ("*Fissured zone*", Figura 36), em umas várias dezenas de metros subjacente ao saprolito [Lachassagne et al., 2011; Lachassagne et al., 2014]. Esta zona fissurada, que faz parte do perfil de alteração das rochas cristalinas, apresenta uma porosidade secundária na rocha matriz que é significativamente maior do que a porosidade primária, mas altamente variável no espaço. A porosidade de fratura secundária permite o armazenamento de água e até uma circulação de água se as fraturas estiverem suficientemente conectadas espacialmente (função transmissiva e capacitiva). Geralmente, a zona fraturada é caracterizada por uma densa fraturação nos primeiros metros, que vai decrescendo com a profundidade (base do perfil de alteração). Em consequencia, observa-se uma diminuição da condutividade hidráulica com a profundidade, não porque as fraturas ficam menos permeaveis ou mais fechadas em razão de pressões litoestaticas, mas porque desaparecem em profundidade [Lachassagne et al., 2021].

Nota-se que pontualmente, as fraturas podem constituir barreiras ao fluxo global se forem preenchidas por recristalizações de minerais ou por argilas [Ayraud, 2005].

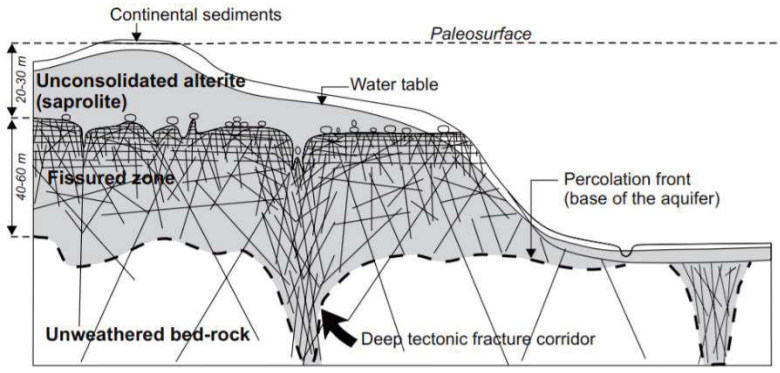


Figura 36 : Modelo conceitual das propriedades hidrogeológicas em rochas do embasamento. Fonte: Wyns et al., 2004.

No caso de uma escala de estudo suficientemente extensa (na escala de várias centenas de metros), a base da cobertura de saprolito pode ser considerada como sub-horizontal e paralela à paleossuperfície contemporânea com intemperismo, conforme Figura 36 acima [Wyns, 2004]. Embora o saprolito tenha uma certa porosidade intersticial, seu conteúdo mineral argiloso faz que sua permeabilidade seja geralmente baixa, e especialmente em rochas de grão fino [Wyns, 2004]. Assim, o saprolito é formado por materiais semi-permeáveis com significativa capacidade de armazenamento [Babaye et al., 2019]. Isso significa que a água contida no saprolito não é geralmente explorável diretamente por poços de pequeno diâmetro devido à baixa permeabilidade do material alterado [Wyns, 2004]. Nas zonas semiáridas do NEB, o manto de intemperismo é geralmente pouco espesso ou inexistente [MMA, 2007] por conta dos processos erosivos. A ausência deste manto de alteração pode então permitir uma conexão direta entre o sistema de drenagem superficial e a rede de fraturas.

Uma zona fissurada se desenvolve sob o alterito, e podemos supor no nosso caso que a sua espessura é de cerca de 50 m, se considerarmos a profundidade mediana dos poços perfurados no cristalino cearense de 60 m determinada por Da Silva et al. (2007). A densidade das fissuras diminui de cima para baixo, tornando-se quase inexistente cerca de 50 m abaixo da frente de intemperismo [Wyns, 2004]. Em consequencia, a permeabilidade (que pode ser considerada como proporcional com o número de fraturas) diminui com a profundidade [Wyns, 2004]. Assim, a zona fissurada tem um papel de drenagem (função transmissiva) em relação à camada de armazenamento sobrejacente, mas pode também apresentar um papel de armazenamento significativo (função capacitiva) [Wyns, 2004]. A parte inferior à zona fissurada corresponde ao embasamento compacto, que pode ser afetado localmente por discontinuidades preexistentes tais que contatos litologicos, juntas, antigas falhas, etc [Lachassagne et al., 2011; Lachassagne et al., 2014; Babaye et al., 2019].

Destaca-se que os processos de fissuração da rocha são ligados à quebra das rochas sob a influência do estresse gerado pelo inchaço de certos minerais, e mais especificamente da biotita [Wyns, 2004]. Assim, as zonas fissuradas se desenvolvem preferencialmente em rochas contendo biotita [Wyns, 2004]. Em rochas foliadas, as fissuras relacionadas ao intemperismo não mostram um padrão de orientação claro, enquanto nas rochas isotrópicas (sem foliação) tal que o granito, as fissuras têm uma geometria plana sub-horizontal (Figura 37). O espaçamento entre as fissuras (cerca de 10 cm no topo) aumenta com a profundidade [Wyns, 2004]. De forma geral, as propriedades hidrogeológicas da zona fissurada são caracterizadas por uma baixa porosidade (< 0,5%) do tipo de fratura, mas a permeabilidade global da zona fissurada é geralmente maior que a do alterito [Wyns, 2004; Lachassagne, comunicação oral].

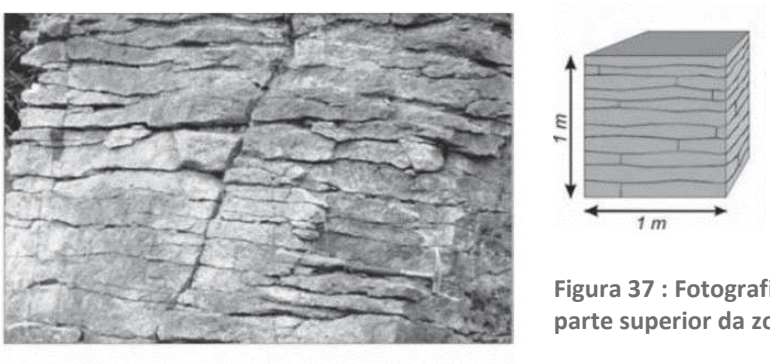


Figura 37 : Fotografia e porosidade teórica de um granito na parte superior da zona fissurada. Fonte: Wyns, 2004.

A presença de diferentes tipos de descontinuidades (falhas, fraturas, fissuras, xistosidade, limite de grãos) distribuídos sob uma ampla gama de comprimentos (de mícron a quilômetro) implica uma forte heterogeneidade dos fluxos nos meios cristalinos [Ayraud, 2005].

6.2 Propriedade hidrodinâmica dos aquíferos cristalinos

Devido a baixa condutividade hidráulica das rochas cristalinas, as cargas piezométricas são subparalelas à superfície topográfica [Lachassagne et al., 2021]. Também, as bacias hidrogeológicas são muito semelhantes às bacias hidrologicas [Lachassagne et al., 2021], o fluxo subterrâneo podendo ser muito influenciado pela topografia e, portanto, muito semelhante ao das águas superficiais [Babaye et al., 2019].

Nos meios cristalinos, os niveís piezométricos são rasos (exceto em áreas de baixa recarga ou em áreas superexploradas). Portanto, nas áreas onde o nível piezométrico atinge a superfície topográfica, ocorrem interações entre as águas subterrâneas e superficiais: os nascentes e os rios drenam o aquífero e constituem um exutorio hidráulico do aquífero [Lachassagne et al., 2021].

Os processos de fluxo subterrâneo e de transporte nos meios fraturados são muito mais complexos que os dos meios porosos, porque o fluxo de água está localizado nas descontinuidades da rocha (rede de fissuras e fraturas) e é principalmente controlado pelas propriedades geométricas da rede de fraturas (ou seja, as orientações e densidade das fraturas, distribuição dos comprimentos das fraturas, etc.) [Guihéneuf, 2014].

Nas áreas onde o saprolito é pouco espesso, como na nossa zona de estudo, a recarga e a circulação das águas subterrâneas ocorrem sob diferentes formas de fluxos, com fluxos principalmente verticais no saprólito ou nas zonas de recarga preferenciais (como fraturas preservadas no saprólito) e, abaixo, com fluxos horizontais profundos na zona fissurada [Lachassagne et al., 2021]. A percolação vertical direta é limitada ao período de recarga, portanto, as águas recentes de recarga se misturam com as águas dos fluxos verticais ou horizontais do aquífero, o que implica que diferentes massas de água de hidroquímica variada podem então ser distinguidas dentro do aquífero, evoluindo de acordo com as condições hidrológicas e as estruturas de recarga [Lachassagne et al., 2021].

Babaye et al. (2019) levantam a hipótese (discutida) de que as principais fraturas constituem vias preferenciais para a circulação das águas subterrâneas e, mais especificamente, para a drenagem rápida das águas de recarga. Isso implica que águas recentes seriam encontradas nas principais fraturas enquanto águas antigas seriam encontradas em áreas menos permeáveis, caracterizadas por fraturas secundárias [Aquilina et al, 2015; Babaye et al., 2019].

Uma consequência da forte heterogeneidade dos meios cristalinos é que a geometria da rede de fraturas e a variabilidade da conectividade entre elas podem permitir a existência de dois reservatórios espacialmente próximos, mas interceptados pelo mesmo poço [Ayraud, 2005]. Em outras palavras, é a interconexão de fraturas e a permeabilidade dos materiais de enchimento que vão determinar localmente a continuidade do aquífero [Babaye et al., 2019]. Além disso, Guihéneuf et al. (2014) mostraram que a continuidade do aquífero é dependente da elevação do nível piezométrico, e que o sistema pode passar de um fluxo na escala da "bacia hidrografica" para um sistema de fluxo local independente. De fato, quando o nível piezométrico for baixo, pode encontrar-se na parte baixa da zona fissurada, onde as fraturas são menos densas e pois, menos interconectadas, o que leva a uma compartimentação lateral do aquífero. Na india por exemplo (sistema semelhante ao nosso), os aquíferos apresentam uma compartimentação lateral que varia de ≈ 650 x 650 m a ≈ 100 x 100 m em função da posição do nível piezométrico. Este fenômeno tem implicações importantes em termos de fluxos, de hidroquímica, de vulnerabilidade dos aquíferos e de transferências de poluição [Lachassagne et al., 2021].

Várias pesquisas realizadas por Santiago et al. (2000) em áreas cristalinas do Ceará levaram à conclusão que não há existência de um fluxo regional neste domínio. Em consequencia, o exutorio do aquífero deve sair localmente no rio ou nos aluviões (ou numa fonte), na escala de pequenas sub-bacias, exceto se a evaporação recupera todos os fluxos.

No Ceará, a análise feita por Da Silva et al. (2007) a partir de 865 poços perfurados no cristalino, mostrou que o nível estático das águas subterrâneas é pouco profundo, e localiza-se em média em torno de 10m de profundidade. De maneira geral, as vazões são fracas: apresentam um valor mediano de 1,5 m^3/h. Destaca-se que as vazões informadas neste capítulo correspondem provavelmente à medição da vazão no momento da perfuração, e não a vazão de exploração. Alguns valores característicos estão sintetizados na Tabela 12 abaixa. Sublinha-se que esses valores são típicos dos aquíferos de embasamento encontrados no mundo.

Tabela 12 : Características dos poços no Cristalino do Ceará. Q: Vazão. NE: Nível estático. ND: Nível dinâmico. Qe: Vazão específica. Fonte: Da Silva et al. (2007)

	Profundidade (m)	Q (m^3/h)	NE (m)	ND (m)	Qe (l/h.m)
Média	57,0	2,6	10,4	38,8	259
Mediana	60,0	1,5	8,0	40,0	61
Min – Max	1,5 – 120,0	0,1 – 45,0	1,3 – 55,0	4,0 – 96,0	<10 - 9300
CV (%)	27,0	123,1	74,0	35,6	292,3
N° de poços	6246	865	865	865	865

Destaca-se que o potencial hidráulico do cristalino é caracterizado por vazões bem inferiores às dos aluviões, conforme Figura 38 [Burte, 2008].

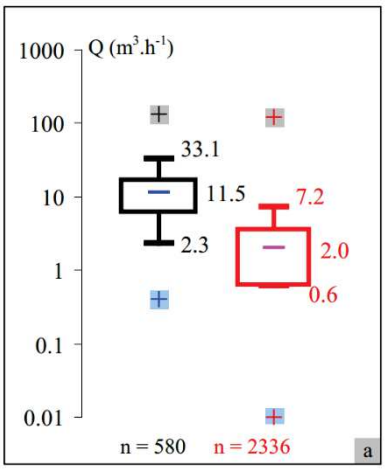


Figura 38 : Distribuição da vazão explorável Q para poços tubulares no cristalino (em vermelho) e nos aluviões (em preto) em 86 municípios do Ceará.

Manoel Filho (1996) é o único autor que forneceu estimativas de propriedades hidráulicas em meio fraturado no NEB. O autor estimou os diferentes parâmetros hidráulicos (e.g. transmissividade, abertura média das fraturas, condutividade hidráulica, permeabilidade, porosidade do condutor hidráulico) para o cristalino cearense a partir de 24 testes de bombeamentos realizados em 10 poços no Noroeste do Estado (Médio Coreaù). Contudo, na ausência de piezómetro de observação, o autor calculou os diferentes parâmetros a partir do método da capacidade especifica fractal. Assim, relata que a transmissividade das fraturas do granito cearense é baixa, da ordem de 1.10^{-6} a 7.10^{-5} m²/s, enquanto o coeficiente de armazenamento varia de 0,03 a 1,3 % [Manoel Filho, 1996]. Segundo o autor, as aberturas médias das fendas variam entre 0,17 e 0,44 mm, enquanto a porosidade total apresenta valores muitos baixos, na faixa de 0,0022 % a 0,28 % [Manoel Filho, 1996]. As aparentes contradições entre o coeficiente de armazenamento e a porosidade total não é explicada pelo autor. Segundo Da Silva et al. (2007), que menciona um trabalho produzido por Manoel Filho, a porosidade média do embasamento cristalino cearense é de 0,001 %.

6.3 Elementos sobre os processos de recarga do embasamento cristalino

Os tempos de residência para as águas dos aquíferos cristalinos do NEB estão situados entre 10 et 100 anos [Santiago et al.,2000; Salati et al., 1979 in Osorio, 2018], o que demostra a vulnerabilidade dos aquíferos em relação à seca[3]. De fato, nos aquíferos do embasamento, os recursos de água subterrânea dependem fortemente da capacidade atual de recarga [Gustafson et Krásný, 1994]. Além disso, nas regiões aridas ou semiáridas, os escoamentos superficiais e a rede de drenagem podem ter um papel importante nos processos de recarga dos aquíferos: os

[3] Além da vulnerabilidade à poluição

rios temporários e os reservatórios de água endorreicos podem constituir zonas de recarga preferenciais [Babaye et al., 2019]. Destaca-se que quando uma rede hidrográfica superficial está em contato direto com a zona fissurada do perfil de alteração do embasamento cristalino, uma infiltração preferencial em direção das profundidades do embasamento pode ocorrer [Babaye et al., 2019].

Por definição, os aquíferos do embasamento não são confinados. Portanto, toda a bacia hidrografica contribui a recarga dos aquíferos [Lachassagne et al., 2021]. Os processos de recarga de tipo direta (difusa) e indireta (localizada) são todos os dois documentados na literatura relativa as rochas cristalinas [Lachassagne et al., 2021]. Contudo, a baixa capacidade de infiltração e a predisposição dos solos à criação de escoamentos superficiais controlam a hidrodinâmica superficial e podem influenciar a recarga dos aquíferos. De fato, é comumente aceito que o aumento da aridez tende a diminuir as proporções de recarga direta (percolação vertical direta da precipitação através da zona não saturada) em relação à recarga indireta (percolação ao lençol freático após uma concentração dos escoamentos nas áreas topográficas baixas ou nos leitos dos cursos de água) [Gustafson et Krásný, 1994]. Secas sucessivas e práticas agrícolas pouco conservadoras do solo favorecem um encrostamento superficial do solo e, por consequência, um aumento dos escoamentos superficiais. No Sahel central (África) por exemplo, a extensão das áreas cultivadas e a deflorestação associada (perda de 28% da cobertura florestal), provocou um aumento dos fluxos fluviais e das taxas de recarga do aquífero (através da recarga indireta), e isso, apesar da recorrência das secas [Babaye et al., 2019]. Nota-se que nas áreas áridas ou semiáridas, a recarga de tipo indireta tende a prevalecer sobre a recarga direta (que é muito baixa a nula), e ocorre principalmente nos baixios topograficos da bacia [Lachassagne et al., 2021]. De maneira geral, as taxas de recarga dos meios áridos são baixas [Lachassagne et al., 2021].

Considerando a dificuldade para identificar e avaliar a recarga das águas subterrâneas usando métodos convencionais de balanço hídrico e/ou hidráulicos, verifica-se que os métodos isotópicos e hidroquímicos constituem ferramentas valiosas para a caracterização dos processos de recarga e dos mecanismos de fluxo em rochas fraturadas [Sukhija et al., 2006; Ahmed et al., 2019]. Para a caracterização do funcionamento hidrogeológico da zona de estudo, um trabalho de caracterização dos processos de recarga do aquífero será abordado neste relatório.

6.4 Características dos poços do cristalino cearense

Nas áreas cristalinas nordestinas, a construção de poços é delicada e os resultados de sucesso são muito variáveis. Segundo os dados da CPRM detalhados em Burte (2008), a taxa de sucesso é baixa, com cerca de 50% dos poços secos ou apresentando vazões fracas (< 0,1 m^3/h) demais para serem aproveitadas (além dos problemas ligados a alta salinidade). Sobre 15000 poços perfurados na área cristalina nordestina, apenas 35% estão em operação [Burte, 2008].

Da Silva et al. (2007) evidenciaram numa base de 6246 poços perfurados no cristalino cearense que os poços têm uma profundidade média de 57 m e mediana de 60 m (CV=27%). No objetivo de avaliar as características do aquífero cristalino na zona de estudo, uma análise feita a partir da interpretação de dados litoestratigráficos de poços perfurados no cristalino e nos municípios de Quixeramobim e Ibicuitinga foi realizada (dados SIAGAS/CPRM). O detalhe dos poços cadastrados no site da CPRM em data de março 2020 é mostrado na Tabela 13 abaixa.

Tabela 13: Dados cadastrados no site do SIAGAS, CPRM.
Fonte: http://siagasweb.cprm.gov.br (Consulta feita em março 2020)

	Brasil	Ceará	Quixeramobim	Ibicuitinga
Número de Poços Cadastrados	321621	26367	289	100
N° poços tubulares	-	-	274	100
N° poços amazonas	-	-	15	0
N° poços secos	-	-	43	22
N° poços bombeando ou equipado	-	-	113	20

Os poços secos não foram levados em conta para a determinação da profundidade média dos poços, para não criar um viés relacionado ao aprofundamento do poço no momento da perfuração por causa de uma ausência de chegada de água significativa. Assim, os poços de Quixeramobim e Ibicuitinga apresentam uma profundidade mediana de 65,5 e 60,0 m respectivamente (Tabela 14 e Tabela 15).

Tabela 14: Características dos poços cristalinos (não secos) de Quixeramobim.
Fonte: http://siagasweb.cprm.gov.br (Consulta feita em março 2020)

Quixeramobim	Profundidade (m)	NE (m)	ND (m)	Vazão estabilizada (m^3/h)
Média	66,24	9,68	43,94	3,42
Mediana	65,50	9,00	42,00	2,00
Desvio padrão	15,07	6,40	17,24	3,85
Min.	24	1	12	0
Max.	100	30	80	20
N° de dados	162	97	97	120

Tabela 15: Características dos poços cristalinos (não secos) de Ibicuitinga.
Fonte: http://siagasweb.cprm.gov.br (Consulta feita em março 2020)

Ibicuitinga	Profundidade (m)	NE (m)	ND (m)	Vazão estabilizada (m^3/h)
Média	65,29	12,75	42,72	1,31
Mediana	60,00	10,60	42,00	1,00
Desvio padrão	12,21	9,14	13,59	1,31
Min.	35	0	8	0
Max.	90	39	75	6
N° de dados	77	41	41	53

Na zona de estudo, a descrição litoestratigrafica dos poços profundos é geralmente pouco detalhada, e pouca (ou até nenhuma) distinção clara é feita na passagem do saprolito à zona fissurada. Portanto, uma interpretação dos dados litoestratigraficos foi feita para tentar avaliar a espessura do saprolito e o desenvolvimento da zona fissurada.

Os termos “areia”, “ rochas intemperizadas e decompostas” ou “alterada” foram associados ao saprolito. Assim, a análise litoestratigráfica mostrou que o manto de intemperismo do aquífero tem uma espessura média em torno de 9 ± 6 m (solo + saprolito), com um mínimo de 1 m e um máximo de 30 m (Tabela 16 e

Tabela 17). Essa espessura de saprolito parece coerente com o comprimento médio do revestimento superficial do poço (colocado para manter a parte superficial inconsolidada da rocha). De fato, considerando que os poços perfurados em rochas cristalinas são revestidos apenas na sua parte superior, onde a rocha se encontra alterada e sujeita à desmoronamentos, podemos razoavelmente supor que o comprimento do revestimento corresponde ao comprimento da zona inconsolidada e pois, por extensão, ao do saprolito.

Uma caracterização da zona fissurada pode ser obtida a partir da análise das entradas de água. Segundo os perfis litológicos obtidos no site da CPRM, observa-se entradas de água (podendo ser assimiladas como fraturas ou fissuras) a partir de 11 m de profundidade. Isso é coerente com a espessura média da zona alterada (manto de intemperismo) previamente obtida. A zona fissurada parece ser principalmente desenvolvida em torno de 20 até 50 m (correspondente aos valores do primeiro e terceiro quartil, ou seja, 75 % dos dados). Contudo, fissuras podem pontualmente ser encontradas até 84 m de profundidade (Tabela 16).

Tabela 16: Característica do aquífero cristalino em Quixeramobim.
Fonte: http://siagasweb.cprm.gov.br (Consulta feita em março 2020)

Quixeramobim	Espessura da parte alterada/inconsolidada (=solo+ rocha alterada) (m)	Comprimento do revestimento PVC (acima do filtro)	Profundidade das entradas de água (m)
Média	9,63	9,63	36
Mediana	9,00	9,10	34
Desvio padrão	5,39	4,92	17
Min.	1	1	11
Max.	28	20	84
Q1 (25%)	-	-	23
Q3 (75%)	-	-	47
N° de dados	91 poços	99 poços	61 poços

Tabela 17: Características do aquífero cristalino em Ibicuitinga.
Fonte: http://siagasweb.cprm.gov.br (Consulta feita em março 2020)

Ibicuitinga	Espessura da parte alterada/inconsolidada (=solo+ rocha alterada) (m)	Comprimento do revestimento PVC (parte acima do filtro; em m)	Profundidade das entradas de água (m)
Média	9,57	9,61	33
Mediana	8,00	8,00	29
Desvio padrão	6,53	6,45	15
Min.	2	3	11
Max.	30	40	72
Q1 (25%)	-	-	24
Q3 (75%)	-	-	42
N° de dados	42 poços	50 poços	17 poços

Considerando que o nível estático se localiza em média em torno de 10 m de profundidade, podemos supor que o fluxo de água subterrânea é reduzido à zona fissurada do aquífero cristalino, e mais especificamente à parte superior da zona fissurada.

Vale-se ressaltar que a maioria dos poços no cristalino não possuem revestimento de PVC, o revestimento dos poços sendo geralmente botado unicamente na parte superficial e inconsolidada do embasamento. A cimentação é teoricamente feita no espaço anelar existente entre os tubos e a parede da formação, mas existe vários poços no campo onde nem foi observado uma cimentação superficial (laje de proteção), o que deixa pensar que pode existir riscos de contaminação do aquífero através de infiltrações ao longo do tubo. Nota-se também que quando o poço for equipado com uma bomba, a bomba submersiva é geralmente instalada no fundo do poço.

6.5 Qualidade da água

As águas contidas no cristalino cearense, ao contrário dos recursos contidos nos aluviões, são marcadas por uma alta salinidade, como evidenciado por Burte (2008), na Figura 39.

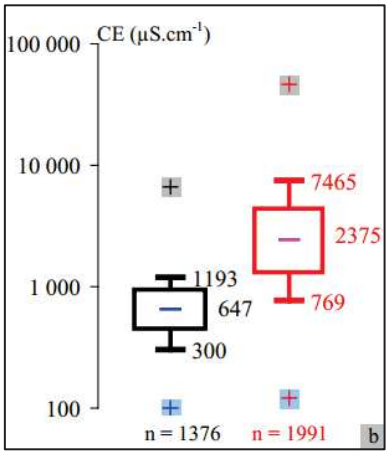


Figura 39: Distribuição da Condutividade Elétrica CE para poços tubulares no cristalino (em vermelho) e nos aluviões (em preto) em 86 Municípios do Ceará.

A análise realizada a partir de dados de poços perfurados no cristalino nos municípios de Quixeramobim e Ibicuitinga (dados SIAGAS/CPRM), evidenciou valores medianos mais altos, sobretudo em Ibicuitinga (Tabela 18).

Tabela 18: Condutividade elétrica dos poços cristalinos (não secos) em Quixeramobim e Ibicuitinga. Fonte: http://siagasweb.cprm.gov.br (Consulta feita em março 2020)

	Quixeramobim	Ibicuitinga
	CE (µS/cm)	CE (µS/cm)
Média	5175	7748
Mediana	3442	6210
Desvio padrão	4895	5232
Min.	930	330
Max.	29500	18200
N° de dados	78	32

A Tabela 18 permite destacar a forte variabilidade dos dados de CE em função dos poços, com um valor mínimo de 330 µS/cm e um valor máximo podendo atingir 29500 µS/cm. Por esse motivo, os valores medianos são bons indicadores da tendência central (ao contrário dos valores médios). De forma geral, as grandes diferenças de salinidade observadas de um poço para um outro demostra a forte heterogeneidade do meio cristalino. Assim, os poços, muitas vezes, exploram fraturas "isoladas" [Santiago et al., 2000]. Se considerarmos os trabalhos citados por Lachassagne et al. (2021), poderiamos supor que não se trata de fraturas isoladas em si, mas sim de fraturas pouco interconectadas entre elas, e de uma certa compartimentação lateral dos aquíferos (caso o nível piezométrico for localizado na parte baixa da zona fissurada, onde a rede de fissuras é menos densa).

Na região da bacia do Banabuiú, os tipos de sais dissolvidos na água refletem os níveis de salinidade: quando a água é pouco mineralizada (em torno de até 500 µS/cm), o aníon dominante é o bicarbonato, enquanto para águas mais salinas, o ânion dominante é o cloreto [Araújo, 2017]. Em termos de cátions, observa-se uma predominância das fácies sódica ou mista [Araújo, 2017].

Capítulo III. Estado da arte

1 Mecanismos na origem da mineralização e da salinização das águas subterrâneas

As águas subterrâneas tem por origem a água meteórica, que é uma água geralmente pouco mineralizada (5-30 µS/cm). A aquisição da mineralização e da salinização das águas subterrâneas, e a evolução da sua composição, provém então de vários processos que vão ocorrer entre a zona de recarga das águas subterrâneas até a descarga. Enquanto a mineralização das águas decorre essencialmente do tipo de rocha atravessada e do tempo de residência nestas rochas (*e.g.* dos processos de hidrólise mineral e de equilíbrio químico), os mecanismos na origem da salinização de um sistema hidrológico (Figura 40) vão depender de diferentes parâmetros, tal que o contexto geográfico (costeiro, continental), geológico e climático, além da influência das atividades antrópicas [Kloppmann et al., 2010]. Nota-se que mudanças na fácies das águas podem existir através das trocas iônicas existentes entre os íons da água e os das argilas e matérias orgânicas contidas no solo.

Exaustivamente, as fontes de salinidade nas águas continentais podem ter, por um lado, uma origem marinha ligada diretamente ou indiretamente à água do mar e, por outro lado, uma origem continental, no qual os sais dissolvidos são essencialmente oriundos da interação com as rochas sedimentares e cristalinas, concentrados pela evaporação [Kloppmann et al., 2010].

De fato, a salinidade das águas subterrâneas pode derivar da água do mar através o transporte dos aerossóis marinhos que vão infiltrar-se no aquífero após uma evaporação parcial ou total destas águas e a remobilização dos sais precipitados na ZNS durante os períodos úmidos. A salinidade das águas subterrâneas continentais pode também derivar da presença de água do mar, que seja derivada de intrusões marinhas atuais no caso de aquíferos costeiros, ou de transgressões marinhas passadas. A dissolução de rochas evaporíticas oriundas da evaporação da água do mar, como a diluição de salmouras pela águas continentais, representa também uma fonte de sal derivada do mar.

No lado continental, as águas superficiais, inicialmente pouco mineralizadas, podem tornar-se salinas através da interação com as rochas da bacia e por evaporação successivas, bem como levar a precipitação de minerais evaporíticos nas zonas áridas e semiáridas. Nestas regiões de alto déficit hídrico, a presença de sais solidos pode também ser encontrada nos solos e na ZNS das áreas irrigadas, ou das bacias endorreicas onde a evaporação atinge ou exceda o influxo de água continental [Kloppmann et al., 2010]. Vale-se ressaltar que sais solidos foram encontrados nos sedimentos dos açudes secos do NEB semiárido [Laraque, 1991; Araújo, 2017]. Assim, a salinidade das águas pode derivar da infiltração de águas superficiais salgadas ou da lixiviação de

sais sólidos contidos na ZNS durante a infiltração da água até o aquífero. A ocorrência de incluisões fluidas ricas em sais e contidas nas rochas cristalinas, tal como a presença de fluxos hidrotermais ricos em cloreto, podem também constituir potenciais fonte de sais.

Um resumo dos diferentes mecanismos na origem da salinização das águas subterrâneas é apresentado na Figura 40, enquanto uma descrição rápida dos differentes mecanismos de mineralização e de salinzação das águas subterrâneas é discutida nos parágrafos seguintes.

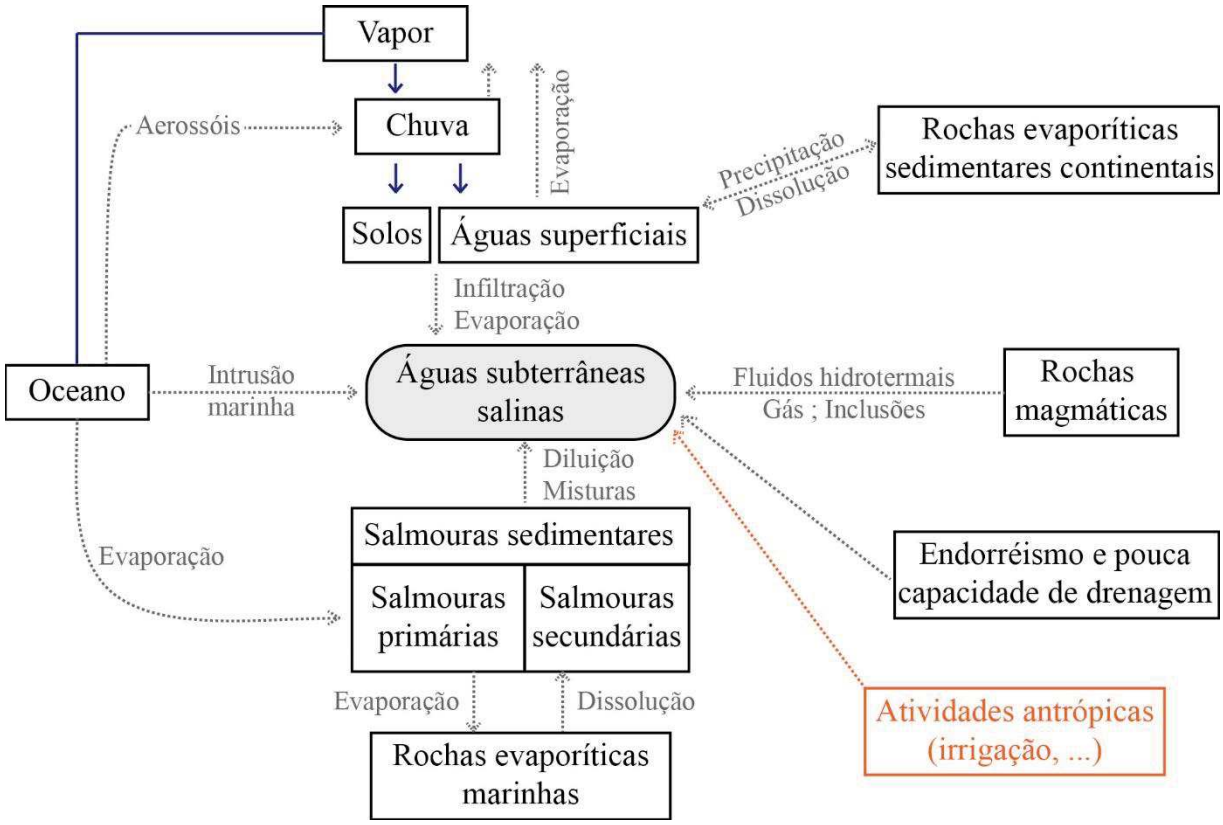


Figura 40: Mecanismos de salinização das águas subterrâneas. Fonte: Kloppmann et al., 2010 (adaptado pela autora)

1.1 Hidrólise mineral

A água de chuva naturalmente ácida, com um pH em torno de 5,5, sofrerá uma alteração na química e no pH durante sua infiltração devido às suas interações com o meio ambiente [Edmunds et al., 2003; Shand et al., 2007]. De fato no solo, a pressão parcial de CO_2 (pCO_2) é 10 a 100 vezes maior do que na atmosfera em razão dos processos biogeoquímicos (respiração de microorganismos, da vegetação) [Shand et al., 2007]. O pH da água de chuva é então influenciado durante sua infiltração em razão da maior quantidade de acido carbonico no solo. A pressão parcial de CO_2 varia nos solos em função de sua espessura e atividade biológica [Edmunds et al., 2003]. Os principais controles da hidroquímica estão ligados à rocha atravessada

pela água. De fato, o conjunto mineral da rocha hospedeira, a abundância relativa dos minerais que a constituem, sua solubilidade e pureza afetam os elementos que entram em solução no momento da lixiviação [Edmunds et al., 2003]. Assim, um mapa geológico pode ser um bom início para indicar as zonas, em conexão com a litologia, onde pode esperar-se uma água carregada em elementos dissolvidos (como em zonas de carbonato e evaporito) ou, pelo contrário, menos mineralizada no caso dos minerais de silicatos [Edmunds et al., 2003].

O contato entre a água, o CO_2 e os minerais das rochas vai permitir a desintegração rápida por ataque ácido do edifício cristalino pelo fenômeno de hidrólise mineral. Segue em exemplos reações de alteração dos silicatos ou rochas carbonatadas:

Albita: $NaAlSi_3O_8 + 8H_2O + CO_2 \rightarrow HCO_3^- + Na^+ + 3SiO_4H_4 + Al(OH)_3$

Calcita: $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow 2HCO_3^- + Ca^{2+}$

A química da água, em seguida, evolui lentamente com a profundidade, passando por uma série de reações geoquímicas, incluindo a dissolução e precipitação de minerais, reações de oxidação-redução, trocas catiônicas, sorção ou mesmo misturas [Edmunds et al., 2003; Shand et al., 2007]. A magnitude de cada uma dessas reações depende do tempo de trânsito da água, ou seja, do tempo de interação entre a água e o meio [Shand et al., 2007]. De maneira geral, mais o tempo de contato entre a água e os minerais será elevado, mais o estado de equilíbrio do sistema água/rocha será alcançado.

1.2 Trocas iônicas

Como vemos no parágrafo anterior, a química da água pode evoluir em razão de processos de trocas iônicas. Trata-se de trocas iônicas quando um íon adsorvido pelo mineral é substituído por um íon dissolvido na fase aquosa, preservando a estequiometria do sólido, tal que:

$$R\text{-}A^{\pm} + B^{\pm} <---> R\text{-}B^{\pm} + A^{\pm}$$

Quando o íon adsorvido ou substituído for um cátion, fala-se de troca catiônica. Como este processo corresponde a uma troca de íons por substituição, não se trata de fenômenos de salinização em si. Contudo, este processo constitui um risco de alcalinização das águas quando o Ca da água substitui o Na contido nas argilas e, por isso, é apresentado aqui.

As argilas, as matérias orgânicas (húmus) ou os oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio são materiais que contêm um excesso de carga negativa na sua superfície, o que permite a fixação de cátions e a troca desses últimos com os contidos na água. Em consequência, a presença desse tipo de material no solo pode influenciar a composição e implicar uma evolução da fácies das águas. Os minerais argilosos geralmente envolvidos nesses processos de troca são, entre outros, a montmorilonita, a ilita, a clorita e a vermiculita.

Nota-se que a troca de base é um processo dinâmico que é influenciado pelas condições do meio [Santiago, 1984]. Assim, reações reversas podem ser observadas no caso de águas altamente concentradas em sódio em contato com argilas do tipo montmorilonita (ricas em cálcio), aumentando assim a concentração de cálcio na água [Feitosa, 2008].

A capacidade de troca (Q), definida em meq/100 g de sólido a pH=7, é o parâmetro que define a quantidade de íons trocáveis [Szikszay, 1993; Feitosa,2008]. De forma geral, a troca não depende somente do material, mas também do tamanho das partículas, da natureza dos cátions, do tempo de contato água/rocha e da temperatura. Ressalta-se que os íons bivalentes têm um poder de fixação mais alto do que os monovalentes, a exceção do íon H^+ que pode comportar-se como um íon bi ou trivalente em função do pH.

1.3 Fenômenos de misturas com águas marinhas recentes (intrusão marinha)

Os aquíferos costeiros são os únicos aquíferos sujeitos à intrusão marinha. De fato, a conexão hidráulica existente entre o aquífero e o mar cria uma interface água doce/água salina, considerando a diferença de densidade entre essas duas águas. A interface entre a água doce mais leve e a água do mar mais pesada se chama cunha salina [Kloppmann et al., 2010].

A profundidade da cunha salina em equilíbrio é definida pela lei de Ghyben-Herzberg, segundo:

$$\rho_{ad} (h_2+h_1) = \rho_{am} \times h_2, \text{ ou seja, aproximadamente } h_2 = 40 \times h_1$$

Com ρ_{ad}: densidade da água doce, ρ_{am}: densidade da água do mar, h_1: carga hidráulica em relação ao nível de base, e h_2: profundidade da interface, conforme a Figura 41.

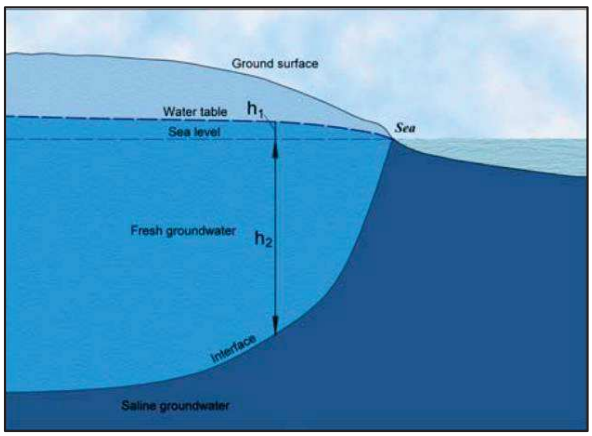


Figura 41 : Posição da interface água doce-água salgada segundo a lei de Ghyben-Herzberg
Fonte: Kloppmann et al., 2010

Em caso de exploração intensiva deste tipo de aquífero, observa-se uma subida da interface água doce/água salina, que pode provocar uma salinização do aquífero. Neste caso, fala-se de intrusão marinha propriamente dita. Destaca-se que a subida da interface vai envolver a introdução de água salina dentro do aquífero, mas que a migração da cunha marinha vai formar-se com uma

geometria bem mais complexa do que aquela descrita pela lei de Ghyben-Herzberg, considerando as diferenças de permeabilidade que podemos observar dentro dos aquíferos costeiros [Kloppmann et al., 2010].

1.4 Fenômenos de misturas com antigas águas marinhas (transgressão marinha)

As variações históricas do nível do mar sobre as terras emersas durante as diferentes transgressões e regressões marinhas podem provocar processos de sedimentação de depósitos marinhos (depósitos sedimentares misturados eventualmente com sais evaporíticos marinhos se a aridez e as condições do mar interior prevalecessem), mas também, a criação de salmouras sedimentárias primárias (águas marinhas parcialmente evaporadas). O contato das águas subterrâneas com os sais remanescentes dos depósitos marinhos leva a uma rápida salinização da água.

As águas marinhas, presente nos continentes e oriundas das transgressões marinhas, ficam retidas dentro de sedimentos ou de aquíferos pouco conectados com as águas da superfície. A difusão e/ou a convecção dessas soluções hipersalinas pode, então, estar na origem de uma forte salinização das águas subterrâneas [Kloppmann et al., 2010]. Para os aquíferos conectados com a superfície, a concentração em sais vai diminuir com o tempo através da infiltração e da circulação de águas meteóricas atuais.

1.5 Dissolução mineral (rochas ou minerais evaporíticos)

As rochas evaporíticas são sedimentos compostos por minerais que se cristalizam a partir das substâncias dissolvidas na água e concentradas por evaporação. As rochas evaporíticas podem ter uma origem marinha ou continentale. Nota-se que a mineralogia das rochas evaporíticas continentais é variável porque depende da composição das águas superficiais, que dependem da geologia regional. De forma geral, os sais solúveis mais comuns são os sais de carbonatos (Calcita, Aragonita, Dolomita), de sulfatos (Gipso, Anidrita) e de cloretos (Halita) [Szikszay, 1993].

No *stricto sensu*, a dissolução é uma ruptura das ligações químicas em meio aquoso. Assim, ao contrário da hidrólise mineral, a dissolução mineral causa a dissociação completa do mineral sob a forma de íons e, então, não deixa nenhuma fase sólida residual quando a solução não é saturada. A halita, por exemplo, dissolve-se diretamente, segundo:

$$NaCl\ (s)\ \text{<--->}\ Na^{+}\ (aq) + Cl^{-}\ (aq)$$

A solubilidade dos elementos vai depender da constante de solubilidade K_s de cada espécie, da temperatura, da pressão, do pH, mas também do potencial de óxido-redução [Szikszay, 1993; Feitosa,2008]. A dissolução dos sais solúveis envolve então uma mudança de forma direta na composição iônica das águas através da liberação dos íons constituintes.

1.6 Aporte de sais marinhos aerotransportados (sea spray) de aerossóis secos ou úmidos pelas águas meteóricas

De maneira geral, um aerossol corresponde a uma suspenção de partículas líquidas ou sólidas contida num meio gasoso, cujo tamanho, composição química e forma das partículas são muito variáveis. Os principais tipos de aerossóis são os sais marinhos aerotransportados, a poeira desértica, e os aerossóis antrópicos [Demoisson, 2014].

Vários processos podem estar na origem da criação de aerossóis de origem natural, tais que a ação dos ventos nas superfícies continentais ou marinhas, as erupções vulcânicas, ou as queimadas de biomassa, entre outros. Quanto aos aerossóis de origem antrópica, eles resultam de atividades humanas tais que as atividades industriais, de transporte, de mineração, etc. Os aerossóis, uma vez injetados na atmosfera, vão ser transportados e dispersados pelo vento. Este transporte (e, pois, o deposito dos aerossóis), vai essencialmente depender do tamanho das partículas e das condições ambientais. Finalmente, a sedimentação dessas partículas poderá ocorrer sob o efeito da gravidade ou de um impacto numa parede (no caso de depósitos secos), ou sob o efeito da lixiviação pelas chuvas (depósitos úmidos).

A composição dos sais marinhos aerotransportados (sea spray) é principalmente constituída por cloreto de sódio (NaCl), mas também por brometo de sódio (NaBr) e por sais de sulfato ($CaSO_4$, $MgSO_4$) e cloreto ($MgCl_2$, KCl) [Demoisson, 2014]. No momento da sua formação, a sua composição química é a mesma do que a do mar. Em seguida, a mineralização da chuva terá teoricamente uma tendência em diminuir com a distância à costa, em razão das precipitações sucessivas que vão empobrecer as nuvens em elementos dissolvidos de origem marinha (e essencialmente o parâmetro cloreto) [Kloppmann et al., 2010; Araújo, 2017]. Ressalta-se que esses aerossóis podem interagir com a poeira continental, o que aumentará as concentrações em cátions bivalentes.

Para os outros tipos de aerossóis, a composição química é ligada a composição dos substratos a partir dos quais eles são formados [Demoisson, 2014].

1.7 Concentração por evaporação ou evapotranspiração

Em áreas de baixa pluviometria ou de aridez climática, a maior taxa de evaporação em relação à pluviometria leva a uma concentração e/ou uma precipitação dos sais na superfície ou nas camadas superficiais do solo (ZNS), devido à evaporação da água que ocorre antes da infiltração [Santiago, 1984; Feitosa, 2008]. Da mesma forma, as águas superficiais, inicialmente pouco mineralizadas, podem tornar-se salinas por evaporações sucessivas, e participar a salinização das águas subterrâneas caso existe relações hidráulicas entre as águas superficiais e subterrâneas.

A acumulação de sais na zona superficial do solo (ZNS) pode também ocorrer por causa do transporte de sais por efeito de capilaridade, a partir de lençóis freáticos poucos profundos. Além disso, a evapotranspiração pode também participar na concentração de sais na ZNS, através do consumo de água pelas plantas. De fato, como a vegetação exclui geralmente o sal durante a absorção de água, a transpiração aumenta a salinidade da água residual [Fass et al., 2007].

Todos esses fatores vão contribuir à salinização dos solos e, portanto, das águas superficiais e das águas subterrâneas. De fato, esses sais acumulados na ZNS podem ser lixiviados até o aquífero (zona saturada - ZS) quando houver chuvas mais importantes (recarga efetiva), o que vai levar a uma salinização das águas subterrâneas.

1.8 Endorréismo e baixa capacidade de drenagem

Uma bacia endorreica é uma unidade hidrológica onde não existe exutório para o mar. Todas as precipitações que caem na bacia saem do sistema unicamente por evaporação, evapotranspiração ou por infiltração [Coudrain et al., 2001]. Os sais se acumulam na bacia por causa das evaporações sucessivas e levam à salinização das águas superficiais, e podem, as vezes, levar a uma salinização das águas subterrâneas caso existe relações hidráulicas entre as águas superficiais e subterrâneas.

A forma do relevo (depressões fechadas) e a alta taxa de evaporação (evaporação >> precipitação) são fatores que contribuem à criação de bacias endorreicas. Assim, esse tipo de fenômeno é geralmente encontrado em condições de aridez climática, o que estimula a concentração de sais nas camadas superficiais sob a forma de lagos salinos, de crosta salina, de sais precipitados (de tipo evaporítico) nas camadas sedimentares ou nos aquíferos freáticos pouco profundos [Risacher et Fritz, 1991].

Na zona de estudo, observamos em escala regional que as bacias possuem uma drenagem exorreica. Contudo, micro-sistemas endorreicos podem existir nas zonas de baixas declividades ou nos baixios topográficos. De fato, no semiárido do Sertão Central Cearense, é comum a ocorrência de baixios topográficos, de extensão métrica a decamétrica, onde a água se acumula

em lâminas rasas durante o período chuvoso sobre um substrato de baixa permeabilidade [Araújo, 2017]. Na estiagem, a evaporação completa dessas acumulações provoca a formação de crostas salinas (Fotografia 8).

Fotografia 8: Vista de um açude durante a estação seca, onde observa-se depósitos evaporíticos nas margens. Fonte: Laraque, 1991.

Em áreas de baixa capacidade de drenagem, a lenta percolação das águas irá favorecer condições próximas de equilíbrio químico em razão de um tempo de contato água/rocha maior e, portanto, o aumento de sais em solução [Feitosa, 2008].

1.9 Interações com inclusões fluidas ricas em cloretos

Programas de investigação sobre a eliminação de resíduos radioativos durante os anos 1980 levaram à descoberta da presença de fluidos salinos profundos em rochas do embasamento cristalino [Nordstrom et al., 1989; Aquilina, 2011]. Além da hidrólise mineral, a salinidade destes fluidos foi explicada pela dissolução de inclusões fluidas (e.g. inclusões de tamanho microscópico) contidas nas rochas cristalinas do embasamento [Aquilina, 2011]. De fato, estas inclusões fluidas são concentradas em sais e podem constituir uma fonte importante de salinidade nas águas subterrâneas, se as condições de altas temperaturas e pressões forem reunidas [Kloppmann et al., 2010]. Estes fluidos salinos profundos são encontrados em profundidades superiores a várias centenas de metros (fluidos salinos profundos), em meios caracterizados por uma baixa permeabilidade [Aquilina, 2011]. Assim, em presença de um granito muito micro-fraturado com uma porosidade fraca, a água subterrânea, durante sua lenta

migração através da rocha, têm a capacidade de acumular altas concentrações em sódio, cálcio e cloreto oriundos das inclusões fluidas [Nordstrom et al., 1989].

As águas salinizadas pela presença de inclusões fluidas podem ser caracterizadas por um rácio Cl/Br semelhante à da água do mar ou de alguns minerais contidos na rocha [Aquilina, 2011]. Segundo Nordstrom et al. (1989), as quantidades de Ca e de Br mostram um enriquecimento em relação à água do mar. Além disso, o sinal em isótopos estáveis das inclusões fluidas pode apresentar um sinal diferente daqueles dos domínios meteóricos, sedimentares ou geotermais, com um enriquecimento isotópico em deutério (e/ou empobrecimento de ^{18}O) [Aquilina, 2011].

1.10 Ascenção de fluxos hidrotermais profundos ou presença de paleoáguas

A presença de grandes acidentes tectônicos e de fortes anomalias anisotropias (até as zonas profundas) pode permitir a presença de manifestações hidrotermais, definidas pela rápida subida de águas profundas até a superfície através de fraturas abertas [Blavoux, 1985]. A subida dessas águas decorre obrigatoriamente da existência de uma forte diferença de carga hidráulica entre a zona de recarga e a zona de emergência, mas pode também decorrer da diminuição da densidade da água devido ao forte aumento da temperatura, ou ainda, da presença de uma liberação de gás de origem mantélica [Canellas, 1995].

A mineralização da água hidrotermal depende da litologia, das condições de temperatura e de pressão e, em menor medida, das velocidades de circulação. De forma geral, a interação da água com a rocha é favorecida por altas temperaturas e pressões [Kloppmann et al., 2010]. A composição da água contida nas zonas profundas fica em equilíbrio térmico e químico com a rocha e é função da litologia do reservatório. Assim, os fluidos hidrotermais cobrem uma ampla faixa de temperaturas e são caracterizados por uma composição mineral muito variável: algumas águas podem ser muito pouco mineralizadas com um resíduo seco de 31 mg/L (rochas cristalinas), enquanto outras podem atingir até 300g/L (lixiviação de depósitos evaporíticos) [Canellas, 1995]. Ressalta-se que durante a subida dessa água, a composição química é susceptível de flutuar (variação da temperatura, mistura com águas superficiais ou freáticas, trocas de bases, etc.).

As águas fósseis, ou paleoáguas, são as águas encontradas nos aquíferos confinados profundos, com uma idade maior do que 10.000 anos e que, por definição, não são renováveis [Frischkorn et Santiago, 2000]. Para essas águas, a mineralização é decorrente do longo tempo de residência no aquífero e do tipo de rocha hospedeira, e vai evoluir até atingir o equilíbrio químico.

1.11 Atividades antrópicas

As atividades antrópicas podem estar na origem da salinização das águas, que seja em meio urbano ou rural.

Em zonas urbanas, o rejeito de águas residuais (domésticas ou industriais) na natureza, sem tratamento adequado, pode levar a uma contaminação das águas. Os detergentes, por exemplo, são uma fonte de sódio e boro, enquanto o sabão em pó é uma fonte de cloro [Kloppmann et al., 2010]. Quanto à água de efluentes domésticos, ela é uma fonte de matéria orgânica e de matéria azotada, entre outros.

Em zonas rurais, as atividades agrícolas (irrigação, uso de fertilizantes, etc.) e pecuárias impactam a qualidade das águas subterrâneas. Os fertilizantes, por exemplo, geram uma forte quantidade de elementos químicos nas águas como o potássio, amónio ou nitrato. Nos meios semiáridos ou áridos, a irrigação é um fator preponderante na salinização dos solos (principalmente devido ao uso de águas salinas na irrigação no caso do NEB semiárido; [INCTSal, 2016]) e, portanto, das águas.

É interessante ressaltar que altas concentrações de nitrato nas águas subterrâneas são encontradas em outras zonas áridas e semiáridas do mundo [Tredoux et al., 2009]. Em geral, esta poluição em nitrato é atribuída a fatores antrópicos, tal que a presença de aterros, de latrinas ou de efluentes de esgoto/de saneamento, de atividades pecuárias (dejetos animais) ou agriculturas (uso de fertilizantes orgânicos como esterco ou sacos de ureia[4]), ou de irrigação (reciclagem de sais), entre outros [Rabemanana et al., 2005; Tredoux et al., 2009 ; Babaye et al., 2016]. De fato, estes componentes podem atuar como fontes significativas de nitrato, cloreto e potássio para as águas subterrâneas.

No entanto, altas concentrações em nitrato podem também possuir uma origem natural, através da presença de cupinzeiros ou de árvores fixadoras de nitrogênio, como as acácias [Schwiede et al., 2005]. Além disso, sob condições naturais, perdas significativas de nitrogênio oriundo do solo podem ocorrer nas regiões semiáridas ou áridas, e causar um enriquecimento das águas subterrâneas com altos níveis de nitrato. Segundo Tredoux et al., (2009), um conjunto de vários fatores estão envolvidos, e podem incluir a natureza e espessura dos depósitos superficiais, a quantidade e a distribuição da chuva, a profundidade do nível do lençol freático, a distribuição dos tipos de vegetação e presença de vegetação fixadora de nitrogênio. A presença de cupins ou perturbações naturais da cobertura vegetal, como secas (e possivelmente também queimadas florestais) afetam o ciclo do nitrogênio, levando à lixiviação do nitrato para além da zona da raiz, e particularmente durante os eventos subsequentes de fortes chuvas [Tredoux et al., 2009].

[4] Os agricultores, por falta de recursos, não usam fertilizantes químicos, mas fertilizantes orgânicos, como dejetos animais, sacos de ureia etc.

2 Características hidrogeoquímicas das águas contidas nos aquíferos cristalinos

2.1 Caso geral

Nas zonas climáticas temperadas, as águas subterrâneas contidas nas rochas ígneas e metamórficas são geralmente caracterizadas por um baixo teor em Sais Totais Dissolvidos (STD), em torno de 100 até 300 mg/L, com o bicarbonato e o cálcio sendo os íons dominantes [Gustafson et Krásný, 1994].

Uma metodologia foi proposta pelo Gabinete de Investigações Geológicas e Mineiras da França (BRGM) tomando com base uma "aplicação preditiva" para determinar a composição geoquímica de referência das águas subterrâneas em função da litologia atravessada [Blum et al., 2001; Blum et al., 2002]. Esta metodologia foi elaborada a partir do conjunto de dados químicos disponíveis na bibliografia francesa, em função do tipo de aquífero (aquíferos livres, confinados ou semi-confinados), da geologia, da litologia e dos contextos associados (profundidade dos aquíferos, distância da costa, ausência de pressão antrópica, etc.). Trata-se então de características geoquímicas obtidas para um clima temperado. Os resultados estão apresentados na Tabela 19 abaixo.

Tabela 19: Concentrações químicas médias (mg/L) das águas subterrâneas francesas em função das principais litologias associadas. Fonte: Blum et al., 2001.

Litologia	N° de obs.	SiO_2	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO_4	HCO_3
Calcário	201	6,8	105,4	8,5	2,8	1,0	11,7	17,8	305,0
Greda	123	11,6	112,4	3,2	7,3	1,5	18,8	13,0	311,0
Gnaisse	7	19,3	2,8	1,5	4,0	1,0	4,2	3,0	9,6
Granito	26	13,5	9,2	2,7	4,7	1,4	5,1	4,8	20,1
Grés	87	7,2	36,2	11,2	3,3	2,4	6,4	19,6	182,9
Micaxisto	7	12,8	2,4	1,0	2,8	1,0	3,0	0,8	7,9
Migmatite	4	16,7	5,3	1,5	4,5	1,6	3,6	2,7	19,9
Areia	227	21,1	59,6	10,4	25,8	1,3	27,7	31,4	175,1
Xisto	6	16,0	8,3	4,6	11,6	1,6	14,5	19,0	29,9

Em meios semiáridos, áridos ou em ambientes de fraco drenagem, esses teores naturais de sais podem tornar-se mais altos, considerando-se a baixa renovação da água pelas chuvas e/ou o tempo de trânsito mais lento [Feitosa, 2008]. Ao Norte e ao Sul da zona equatorial por exemplo, o teor em STD das águas subterrâneas contidas nas rochas ígneas e metamórficas pode aumentar acima de 3-5 g/L, com uma composição química variando de bicarbonato a sulfato, ou até cloreto, e com um cátion dominante variável, enquanto nas zonas desertas, tal que o Saara (África), o STD pode aumentar até 10 g/L ou mais, com uma fácies cloretada-sódica [Gustafson et Krásný, 1994]. Nota-se que a presença de cloretos ou de sulfatos como ânion dominante não é ligada ao tempo de residência das águas, mas sim ao tipo de mineral dissolvido ou a fenômenos de mistura com água salgada ou com águas poluidas.

2.2 Caso do Nordeste Semiárido Brasileiro

2.2.1 Análise da situação

As águas subterrâneas do embasamento cristalino do Nordeste Semiárido Brasileiro são marcadas por uma alta salinidade, que pode pontualmente ultrapassar 10 000 µS/cm, e cuja fácies é, de modo geral, cloretada sódica [Júnior et al., 1999; De Britto Costa et al., 2006].

Vários Estados no Nordeste semiárido do Brasil, como a Paraíba [Costa, 1986; Asomaning, 1992], o Ceará [Santiago, 2000; Burte, 2008], e Rio Grande do Norte [Santos et al., 1984 in Júnior et al., 1999; De Britto Costa et al., 2006], estão sujeitos a essa má qualidade das águas do cristalino e esses altos teores em sais, o que demonstra que esse problema de salinização é regional. Ressalta-se que a concentração da água varia no tempo e no espaço, e que grandes diferenças de salinidade podem ser observadas entre dois poços vizinhos devido à forte descontinuidade do meio fraturado e a ausência de um fluxo subterrâneo regional [Asomaning, 1992; Santiago, 2000; De Britto Costa et al., 2006; Zoby, 2008].

Para ilustrar estas diferenças na qualidade das águas do cristalino, podemos citar a compilação dos dados de condutividade elétrica (CE) feita por Burte (2008) e obtida a partir dos dados de 1991 poços perfurados no cristalino do Estado do Ceará, que revelou águas com uma CE mediana de 2375 µS/cm e valores variando entre a centena de microsiemens por centímetro até mais de dez mil. Da mesma forma, Asomaning (1992) apresentou resultados de 196 poços perfurados no cristalino do Estado da Paraíba, cujos valores em Sais Totais Dissolvidos (STD) variam entre 203 e 20 785 mg/L para um valor mediano de 2369 mg/L. De Britto Costa et al., (2006), fizeram o tratamento de 692 dados de poços perfurados no cristalino do Estado do Rio Grande do Norte e evidenciaram CE com um valor modal de 3952 µS/cm, variando entre 28,5 até 24 320 µS/cm.

Segundo Cruz e Melo [1974, in Júnior et al, 1999] o aumento da salinidade nas águas subterrâneas do cristalino do NEB é acompanhado por um aumento das concentrações em Cl^-, Na^+ e Mg^{2+}. Além disso, uma forte correlação foi determinada entre o cloreto, o sódio, a CE e os STD, indicando a influência destes íons no aumento da mineralização [Gomes e Cavalcante, 2017].

Assim, o principal aníon encontrado nas águas salobras do cristalino do NEB é o cloreto [Costa, 1986; Burte, 2008; Feitosa, 2008; Gomes e Cavalcante, 2017], com uma predominância das fácies químicas cloretadas sódicas, seguida das cloretadas mistas. Este aníon é tão significativo que pode atingir valores superiores a 80% do total de aníons presentes nas águas do cristalino do NEB [Júnior et al., 1999], no caso de águas com elevados teores de salinidade (CE > 3000 µS/cm). Ao contrário, no caso de águas com baixos teores em sais (CE < 750 µS/cm), o bicarbonato predomina sobre o cloreto.

Assim, a observação dessa alta mineralização nesse tipo de ambiente geológico e sob um clima semiárido estimulou a realização de várias pesquisas desde a década de sessenta no NEB.

Numerosos autores tentaram explicar os diferentes mecanismos envolvidos na salinização das águas em clima semiárido, reclamando da exclusividade ou da dominância de alguns mecanismos em relação aos outros, o que destaca a controversa existente sobre esse assunto até hoje.

2.2.2 Análise dos mecanismos implicados na salinização das águas do NEB

Enquanto alguns autores sugerem que os sais provenham da hidrólise e da dissolução mineral das rochas [citados por Araújo, 2017], outros autores defendem que os sais têm uma origem externa [Cruz, 1967 in Santiago, 2000; Santiago 2000; De Britto Costa et al., 2006]. De fato, eles consideram que os processos de hidrólise são mecanismos que ocorrem lentamente em ambientes fechados, o que não corrobora com a presença de águas jovens no cristalino [Santiago, 2000].

Ademais, De Britto Costa et al., (2006), analisando a composição química das águas subterrâneas do cristalino no Rio Grande do Norte, destacaram que a ausência de correlação entre a condutividade elétrica e os bicarbonatos (oriundos essencialmente do intemperismo das rochas) envolvia uma fraca influência da hidrólise mineral sobre a alta salinidade da água observada.

Da mesma forma, a constatação de que o cloreto constitua cerca de 50% dos elementos presentes na água [Oliveira & Batista, 1998] e o fato que as águas oriundas das rochas cristalinas sob um clima úmido são bicarbonatadas sódicas e cálcicas, e contêm pequenas quantidades de íons cloretos e sulfatos [Silva, 1984; Blum et al., 2001], relegou o fator litológico a um papel secundário, ou até sem influência, nos processos de salinização.

A natureza cloretada-sódica das águas subterrâneas poderia então sugerir uma influência das águas marinhas, através de transgressões marinhas. De fato, a transgressão marinha que ocorreu no Cretáceo Superior foi uma das maiores subidas do nível do mar da história da Terra, com uma elevação de cerca de 300m. Segundo Arai (1999), houve no Brasil um mar interior mesocretáceo, que teria possivelmente interligado os oceanos Atlânticos Norte e Sul, mas também o Atlântico com o Pacífico. Na região de estudo, a ultima transgressão que poderia ter atingido parte do interior do Ceará aconteceu mais especificamente no Cretáceo Superior com uma subida do nível entre +180 m a +250 m [Peulvast et al., 2008]. Não há testemunhos Cretáceos na zona de estudo, e a presença de águas marinhas presas no embasamento e oriundas desta utlima transgressão susceptivel de ter atingindo uma parte da zona de estudo não é compativel com os resultados dos isótopos ambientais efetuados nas águas do cristalino que indicaram um tempo de residência situado entre 10 e 100 anos [Santiago, 2000; Salati et al., 1979 in De Britto Costa et al., 2006]. No entanto, os sais remanescentes desta última transgressão marinha poderiam ser diluídos aos poucos e ser responsáveis pela salinidade das águas do cristalino no Nordeste brasileiro [Schoff, 1967 in Santiago, 2000]. Considerando as taxas de renovação dos aquíferos cristalinos, é pouco provavel que estes potenciais sais remanescentes do Crétaceo Superior

sejam na origem da salinidade atual das águas, uma vez que estes sais vão ser diluidos e lixiviados com a água recem infiltrada.

Outros autores, como Rebouças (1973) ou De Britto Costa et al. (2006), ressaltam que os sais marinhos aerotransportados pelo vento, ricos em cloreto e sódio, poderiam contribuir na salinização das águas no Rio Grande do Norte. Contudo, esta teoria foi contestada por Santos et al., (1984, in Araújo 2017), considerando que o transporte dos aerossóis marinhos é limitado a partir de uma certa distância da costa. Segundo Blum et al. (2002), a contribuição da chuva em elementos dissolvidos não é significativa acima de 100 km de distância à costa, enquanto Kloppmann et al. (2010) consideram uma distância de 250 km.

Santiago (1984), para estimar a quantidade de cloreto exportada pelos depósitos úmidos, evidenciou num estudo realizado no Ceará que a relação entre a concentração de cloreto (mg/L) e a distância ao mar (km) seguia uma função exponencial, tal que: [Cl-]= 5,29 exp [-0,019 D]. O mesmo autor estimou que os depósitos secos eram 66% superiores aos depósitos úmidos, mas que para zonas afastadas da costa, a contribuição dos aerossóis marinhos não poderia explicar as altas concentrações de sais observadas no interior dos estados do Nordeste brasileiro [Burte et al., 2009]. Contudo, Frischkorn (2007, in Burte et al., 2009) considera que os processos de redistribuição dos sais no continente, através dos depósitos úmidos oriundos da evaporação dos reservatórios superficiais ou dos depósitos secos, poderiam ser um fator importante na origem dos altos teores de cloretos observados nas águas subterrâneas. Ademais, nota-se que a quantidade de sais trazidos pelos aerossóis no continente pode ser muito variável no espaço e no tempo, com concentrações bem diferentes da teoria. De fato, medições de cloreto nas águas de chuva feito por Matsui (1978) a ≈300 km da costa no estado do Pernambuco mostrou valores variando de 0,7 a 5,0 ppm.

Segundo Matsui (1978), a salinidade das águas subterrâneas poderia ser explicada pelos sais trazidos pelos aerossóis, pela perda de água por evapotranspiração, e pela transpiração das plantas. No seu trabalho, ele menciona a necessidade de avaliar os sais trazidos pelos aerossóis secos, que podem representar uma fonte significativa de sais.

O tipo de solo pode ter um papel significativo na composição química das águas. De fato, Santos et al., (1984, in De Britto Costa et al., 2006) destacaram uma relação forte entre a salinidade dos solos e a da água, observando que no caso de solos salgados, as águas eram salgadas e vice-versa. A salinização dos solos é devida à baixa pluviometria, a forte evaporação e a má drenagem, entre outros, que fazem que os sais oriundos dos aerossóis sólidos ou úmidos, da água da irrigação evaporada, mais também os que sobem por capilaridade a partir dos lençóis freáticos rasos, seriam acumulados nos solos e na ZNS [Zoby, 2008; Klopmann et al., 2010]. A lixiviação desses sais acumulados após eventos chuvosos particularmente intensos fica então uma hipótese provável nos processos envolvidos na salinização das águas subterrâneas [Burte et al., 2009]. A predominância de solo NaCl, devido ao contexto ambiental (área de cristalino,

semiárido, elevada taxa de evaporação), e a dissolução de evaporitos (oriundos da evaporação das águas superficiais em zonas endorreicas) poderia explicar a origem dos sais dissolvidos nas águas subterrâneas, concentrados por efeito da intensa evaporação que ocorre na região semiárida [Souza Filho et al., 2004]

Um crescimento positivo dos teores de sais seria encontrado em função dos tipos de solos. A sequência dos solos, do menos salgado para ao mais salgado, seria: Areia Quartzosa, Latossolo Vermelho-Amarelo, Podzólico Vermelho-Amarelo, Podzólico Vermelho-Amarelo eutrófico, Vertissolo, Solo Litólico- eutrófico, Solonetz Solodizado e Planossolo Solodizado [Leprun, 1983 in Júnior et al., 1999].

Vários autores apontaram o clima como sendo um fator determinante na composição química das águas do Nordeste Semiárido Brasileiro [Costa, 1986; Cruz et Melo, 1974 in De Britto Costa et al., 2006; De Britto Costa et al., 2006; Oliveira & Batista, 1998]. Outros fatores de menor escala, tais que os fatores geológicos, as condições de circulação das águas e a forma do relevo, interfeririam localmente [Cruz et Melo, 1974 in De Britto Costa et al., 2006].

Asomaning (1992), por exemplo, realizou um estudo comparativo da qualidade das águas do cristalino pré-cambriano em três ambientes climáticos diferentes, a saber: o Estado da Paraíba (Nordeste do Brasil – Clima tropical semiárido), o Estado de São Paulo (Sudeste do Brasil – Clima tropical úmido) e o Gana (África ocidental – Clima tropical semi-úmido). Os resultados de 196 poços na Paraíba apresentaram altos valores em Sais Totais Dissolvidos (STD) com mediana de 2.369 mg/L, e uma gama de valores variando entre 203 e 20.785 mg/L. A hidroquímica das águas do cristalino paraibense apresentou as relações seguintes: $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$ e $Na^+ > Ca^{2+} \geq Mg^{2+} > K^+$. No entanto, as águas do cristalino em São Paulo (224 amostras) e no Gana (166 amostras) apresentaram valores muito mais baixos, com valores medianos de STD de 156 mg/L e de 186 mg/L respectivamente, a fácies das águas sendo principalmente bicarbonatada sódica ou cálcica.

Oliveira & Batista (1998) destacaram, no tratamento de dados de 500 poços perfurados em litologias diferenciadas do Nordeste, que existe um decrescimento contínuo da salinidade e dos teores de cloreto da primeira para a última zona de aridez de Martonne. Observaram também uma salinização menor para os calcários e quartzitos do que para as rochas cristalinas dentro de uma mesma zona de aridez, que seria devida as condições de circulação de água dentro da rocha, as rochas cristalinas sendo menos permeáveis em comparação às outras rochas sedimentares. Os autores atribuíram uma origem pluvial ao cloreto, enquanto as altas concentrações em sais seriam devidas às evaporações sucessivas, mas nenhuma demostração das hipoteses foram feitas.

A complexidade ligada aos meios heterogêneos e anisotrópicos e as grandes diferenças de salinidade que podem ser observadas entre dois poços vizinhos levam a pensar que todos os mecanismos de salinização existem, variando em importância em função da área, do aquífero e do ano considerado [Santiago, 2000].

Segundo Silva (2003), a salinização dos aquíferos fissurados depende de parâmetros que influem em duas escalas. De um lado, os fatores climáticos e geomorfológicos (relevo) que vão influenciar regionalmente sobre as condições de evaporação e, portanto, na qualidade das águas que vão abastecer os aquíferos. Por outro lado, os fatores que vão interferir localmente sobre a composição química e a repartição dos íons da água, tal que a hidrólise das rochas, a degradação orgânica (liberação de cloreto), as trocas iônicas, os padrões de fraturamento e direções de fluxo, ou ainda, a presença e a espessura dos solos e aluviões. A presença anomalias locais seria então explicada pela complexidade dessas interações, e a deficiência na circulação das águas resultaria em altas salinidades. Contudo, a litologia não seria um fator determinante na composição das águas subterrâneas, considerando que regiões com a mesma litologia podem apresentar águas com valores de salinidades contrastantes.

Araújo (2017), através o uso de razões iônicas, estudou os mecanismos dominantes na salinização de águas subterrâneas em rochas anisotrópicas do sertão Cearense (34 poços, 1 açude e 3 fontes). Ele identificou pelo menos três processos: (i) o intemperismo das rochas como mecanismo endógeno; (ii) a contribuição de evaporito ou salmoura de origem exógena (desconhecida), e; (iii) localmente, a evaporação como potencial contribuinte da salinidade de alguns poços. O autor sugere diferentes estágios sucessivos de evolução da composição hidrogeoquímica em função do conteúdo em sais dissolvidos. Os teores em cloreto (para as baixas salinidades) poderiam ser atribuídos aos minerais máficos (micas negras, hornblenda, apatitas), enquanto os cátions seriam oriundos dos silicatos ferromagnesianos, feldspatos alcalinos, outros minerais da associação mineral granítica, máficos, dolomita e calcário-dolomítica, ou ainda, de trocas reversas. Ademais, o autor observou que o grau de intemperismo da rocha e a salinidade da água são diretamente proporcionais, principalmente quanto ao conteúdo em Cl^-, e que a presença de relevos (contribuindo com o aporte de soluções diluídas) influenciaria positivamente na qualidade da água (diminuição da salinidade).

Apesar desta controvérsia existente sobre a origem da alta salinidade nas águas do cristalino do NEB semiárido, ressalta-se que os recursos superficiais e os contidos nos meios sedimentares ou aluvionares contêm uma água de melhor qualidade hidroquímica, que seria ligada às melhores condições de infiltração e de circulação da água [De Lima et al., 2008]. Foi também reconhecido que uma mesma litologia pode apresentar grandes diferenças em termos de qualidade e quantidade em função da região climática [De Brito Neves et al., 2004]. Assim, o fator climático (concentração por evaporação, acumulação de sais na ZNS e lixiviação) associado ao relevo e às más condições hidrodinâmicas do aquífero (deficiência na circulação das águas) parecem ser os principais fatores influenciando a salinização das águas subterrâneas recentes, segundo a bibliografia lida.

2.3 Casos similares no mundo

As rochas cristalinas constituem a base de todos os continentes [Lachassagne et al., 2019], e podem ser encontradas em afloramentos (perto da superfície) em muitas partes do mundo, tal que na África, na América do Norte e na América do Sul, na Eurásia, na Índia e na Austrália, entre outros (). Ademais, extensas regiões (semi)áridas são encontradas no oeste dos EUA e no Canadá, nas regiões sul e leste da América do Sul, nas regiões norte e sul da África, no Oriente Médio, na Ásia Central e na maior parte da Austrália (Figura 43) [Scanlon et al., 2006].

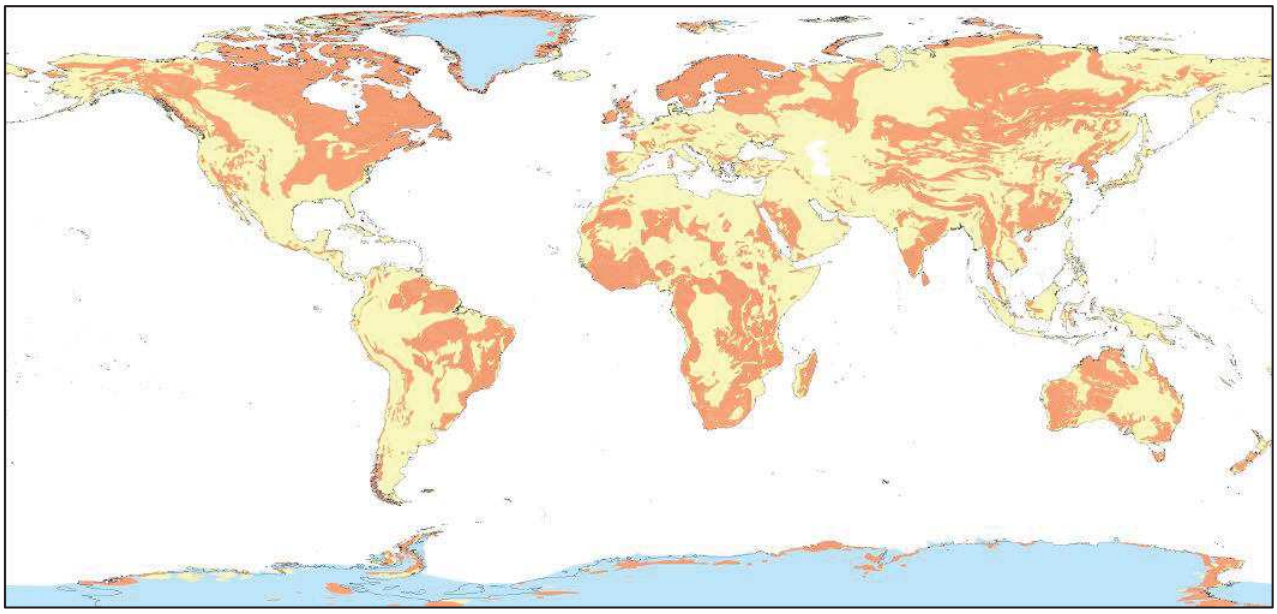


Figura 42: Localização das regiões onde o embasamento cristalino é exposto à superfície (afloramento). Em laranja: rochas cristalinas, em amarelo: outros tipos de rochas, em azul: gelo continental, em branco: oceano. Fonte: Lachassagne et al., 2019

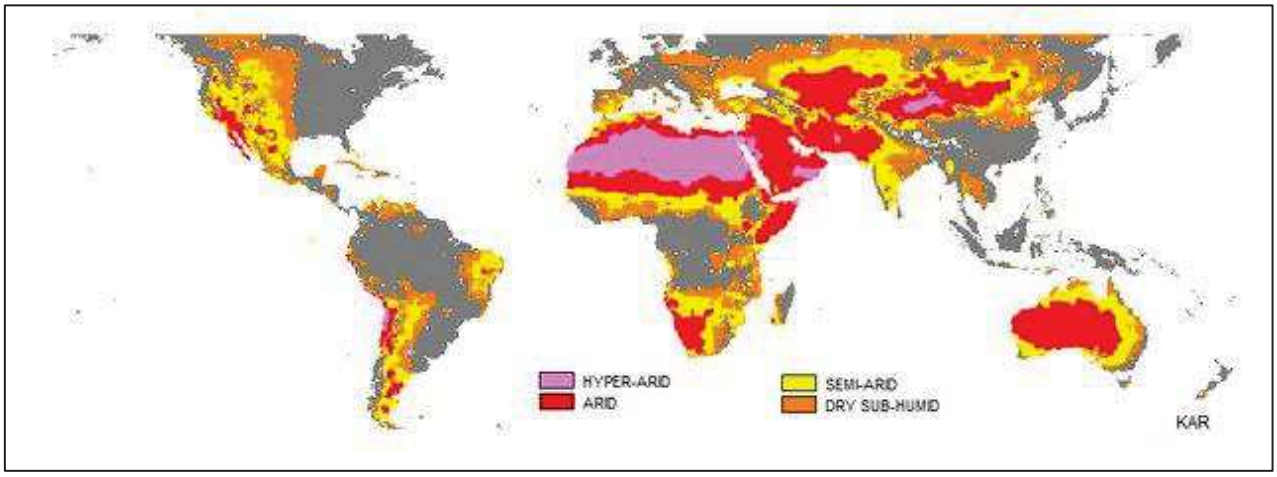


Figura 43: Distribuição global aproximada das quatro zonas climáticas em áreas secas com resolução espacial de 0,5 °. Fonte: Kar, 2018 (Desertification - Causes and Effects.)

Assim, a problemática ligada à qualidade das águas subterrâneas contidas nos aquíferos cristalinos em ambiente semiárido fez o objeto de várias pesquisas no mundo inteiro.

No Níger por exemplo, observa-se afloramentos do embasamento cristalino e metamórfico précambriano sob um clima tropical seco [Ousmane et al., 1984]. O manto de alteração é pouco desenvolvido (0 – 20 m) e pouco permeável (presença de argila de alteração). A precipitação média anual varia de 500 até 650 mm na parte ocidental do Níger (Banda Saheliana), enquanto fica em torno de 200 mm na sua parte montanhosa (Aïr), com uma ETP estimada provavelmente acima de 2000 mm/ano [Ousmane et al., 1984]. As condutividades Elétricas (CE) das águas subterrâneas variam entre 60 e 2500 µS/cm, e a alcalinidade é o componente aniônico principal (boa correlação entre o HCO_3 e a CE). Assim, para um mesmo contexto ambiental, observa-se no Níger águas bicarbonatada-mistas e "pouco" salinizadas. Os teores em isótopos estáveis não mostram fenômenos de evaporação, e as águas são principalmente recentes (algumas dezenas de anos), eventualmente misturadas com águas mais antigas podendo ser seculares ou milenares. Os processos envolvidos na mineralização das águas do embasamento são, segundo Ousmane et al. (1984), principalmente ligados à alteração dos silicatos.

Na Tanzânia, a bacia do Hombolo é caracterizada pela presença de um aquífero cristalino em ambiente semiárido (P= 550 mm; ETP= 2000 mm). O manto de alteração tem uma espessura média de 60 m [Nkotagu, 1996a; Nkotagu, 1996b]. Desta vez, as águas apresentam valores em STD > 1500 mg/L, com uma fácies de tipo NaCl. O caráter químico das águas subterrâneas é produzido, segundo Nkotagu (1996a), através de processos que incluem (i) a lixiviação de sais acumulados nas camadas superficiais do solo, e especificamente dos sais altamente solúveis tais que os sais de NaCl, que são completamente dissolvidos em comparação com sais menos solúveis, como o gipso e a calcita, que são parcialmente dissolvidos, (ii) a troca catiônica e (iii), a dissolução mineral (neste caso, principalmente de anfibólios e plagioclásios sódicos).

Em Madagascar (clima semiárido, P= 600-1200 mm; ETP≈ 1000 mm), uma alta salinidade (300 até 30 000 µS/cm) é também observada nas rochas metamórficas do embasamento Précambriano [Rabemanana et al., 2005; Zakaria et al., 2015]. Nesta região, as águas pouco mineralizadas são caracterizadas por uma fácies HCO_3, enquanto as águas salgadas são caracterizadas por uma fácies Cl [Rabemanana et al., 2005; Zakaria et al., 2015]. O estudo realizado por Rabemanana et al. (2005), permitiu observar uma certa relação entre a espessura dos alteritos e a qualidade das águas, as águas sendo mais salinas quando a geometria do aquífero é pouco desenvolvida. Segundo Rabemanana et al. (2005), a composição química das águas subterrâneas nesta região tem por origem (i) reações normais de intemperismo dos silicatos e carbonatos e, (ii) entrada de sais marinhos, provavelmente através da recarga pela chuva, e concentrados por processos evaporatórios na zona não saturada. Ademais, os autores sugerem a existência de uma correlação entre a alta salinidade das águas, vazões baixas, e a localização do poço no relevo (depressão topográfica, etc.). Segundo Zakaria et al. (2015), a composição química das águas subterrâneas é ligada (i) à subida de águas profundas salgadas através da rede de fraturas, (ii) à dissolução de aerossóis marinhos e dos sais acumulados na ZNS e, (iii) à interação água/rocha (e mais especificamente com a biotita e a flogopita).

Para citar um último exemplo, observa-se na região de Anda Pradesh (Índia) um clima semiárido, com um valor de precipitação média anual em torno de 900 mm, e um valor de ETP em torno de 1770 mm/ano [Rao, 2008]. As águas subterrâneas contidas nas rochas do embasamento cristalino (charnockitos e gnaisses graníticos associados a xistos précambrianos) são caracterizadas por uma alta salinidade (1220 < STD < 3360 mg/L) e uma fácies de tipo NaCl. Segundo Rao (2008), a salinização é essencialmente devida à dissolução dos sais acumulados no solo e na ZNS, aos processos de trocas iônicas (adsorção de Na), mas também às atividades humanas (irrigação e reciclagem de solutos). O fluxo de retorno da irrigação sob um clima (semi)árido pode ter um grande impacto sobre a qualidade das águas, com uma salinização progressiva e significativa do lençol freático [Perrin et al., 2011].

Apesar da controvérsia existente sobre a origem da alta salinidade nas águas do cristalino do NEB semiárido, o estado da arte sublinha que as hipóteses de salinização, no caso de aquíferos cristalinos de circulação rápida, baseiam-se essencialmente nos fenómenos de lixiviação dos sais acumulados no solo e no ZNS por evapotranspiração, agravada pelas más condições aquíferas e, algumas vezes, pelas atividades humanas. Vários autores explicam que a variabilidade espacial da salinidade seria devida à heterogeneidade do embasamento cristalino (anisotropia), mas que seria também devida a processos decorrentes de condições ambientais locais (tipo de solo, espessura da ZNS, direção das fraturas, relevo, precipitação efetiva, entre outros). Também, a forma do relevo e sua influência no grau de evaporação das águas superficiais (e então, da concentração de sais por evaporação) teria seu papel na salinização das águas subterrâneas, sem que a relação entre águas superficiais e águas subterrâneas seja claramente demostrada. Grandes incertezas são apontadas em termos de entradas de sais pelas chuvas ou pelos aerossóis secos no interior das terras semiáridas do NEB, mas nenhum estudo prolongado e significativo foi ainda feito neste sentido. Nota-se que a hidrólise e as trocas de bases são geralmente delegadas a um papel secundário. Em fim, vale-se ressaltar que o clima semiárido em si não condiciona a presença de águas salgadas nos aquíferos fraturados do embasamento, considerando que em outras regiões do mundo, existem zonas semelhantes à nossa zona de estudo (em termos de clima e de geologia) que não apresentam estes problemas de salinização.

Capítulo IV. Metodologia de abordagem, métodos e técnicas analíticas

Considerando que o conhecimento hidrogeológico do Estado do Ceará ainda é muito reduzido [Funceme, 2007] e que existem poucos dados que permitem caracterizar o funcionamento hidrogeológico do embasamento cristalino, foi decidido realizar um grande trabalho de campo no âmbito deste estudo para adquirir dados piezométricos, geoquímicos e isotópicos, afim de: (1) melhorar a compreensão do sistema hidrogeológico em escala sub-regional, para, (2) entender melhor a complexidade dos processos que levam a salinização ràpida e a dinâmica de salinidade das águas dos aquíferos cristalinos fraturados cearenses. A metodologia de abordagem, os métodos e as diferentes técnicas analíticas são apresentados a seguir.

1 Metodologia de abordagem

Nesta pesquisa, iremos estudar o funcionamento hidrogeoquímico dos reservatórios fissurados e fraturados do embasamento cristalino em meio semiárido, a fim de identificar a origem dos sais e os processos implicados na aquisição da mineralização e da salinização das águas subterrâneas e na sua variabilidade espaço-temporal.

Este objetivo está invariávelmente associado à caracterização hidrodinâmica do(s) reservatório(s) aquífero(s) livre(s) das sub-bacias hidrográficas selecionadas, ou seja, a compreensão dos fluxos subterrâneos a partir do estudo do comportamento piezométrico do lençol freático, da sua resposta às precipitações, o entendimento dos processos de recarga dos aquíferos e de circulação das águas ou ainda, a apreciação dos tempos de residência da água. De fato, este tipo de conhecimentos, estudado a uma escala de tempo adequada ao contexto, permite melhorar a compreensão do funcionamento hidrogeológico do aquífero cristalino e, pois, de dar indicações quanto aos processos susceptíveis (dentro de todas as possibilidades de salinização existentes) de causar uma salinização das massas de água subterrânea.

Assim, a metodologia proposta (apresentada a seguir) para responder aos objetivos deste estudo é baseada em dois eixos. Por um lado, o estudo do funcionamento hidrodinâmico do aquífero cristalino, e por outro lado, o estudo dos processos de salinização e da dinâmica de salinidade. As áreas de estudo e os poços do monitoramento são também apresentados a seguir.

1.1 Estudo do funcionamento hidrodinâmico do aquífero cristalino

Nos aquíferos cristalinos fraturados, os recursos de água subterrânea dependem fortemente da capacidade de recarga atual [Gustafson et Krásný, 1994]. Portanto, a identificação dos mecanismos de recarga das águas subterrâneas é um conhecimento essencial para entender o funcionamento dos hidrogeosistemas e para avaliar a sustentabilidade desses recursos hídricos [Ahmed et al., 2019]. Em comparação com os meios porosos, os processos de fluxo e de transporte em meios fraturados são complexos, porque o fluxo de água subterrânea está localizado dentro das descontinuidades da rocha (ou seja, das redes de fissuras e de fraturas) e é controlado principalmente pelas propriedades geométricas da rede de fratura [Guihéneuf et al., 2014]. Devido a esta alta heterogeneidade e anisotropia do meio, a caracterização dos fluxos de água subterrânea em rochas duras fraturadas é geralmente bastante desafiadora [Guihéneuf et al., 2014; Sukhija et al., 2006].

Em áreas de embasamento cristalino, os estudos hidrogeológicos são de fundamental importância, dadas as dificuldades para quantificar a recarga da água subterrânea usando o balanço hídrico convencional e/ou métodos hidráulicos. Pesquisas anteriores destacaram que métodos isotópicos são ferramentas valiosas para a caracterização de processos de recarga e mecanismos de fluxo em rochas duras fraturadas [Ahmed et al., 2019; Sukhija et al., 2006; Babaye et al., 2019]. Na verdade, a análise dos conteúdos de isótopos estáveis nos diferentes compartimentos do ciclo da água (ou seja, a precipitação, as águas superficiais e subterrâneas), combinada com uma determinação do tempo de residência da água subterrânea e um monitoramento piezométrico, constitui uma abordagem integrativa poderosa para compreender a origem da água subterrânea e a organização do caminho do fluxo dentro aquíferos, além de identificar a relação entre as águas superficiais e subterrâneas [Ahmed et al., 2019; Sukhija et al., 2006; Babaye et al., 2019; Nkotagu, 1996 ; Santoni et al., 2016; Hao et al., 2018].

Assim, neste estudo, a caracterização do funcionamento hidrodinâmico é baseada:

- na elaboração de uma rede de monitoramento piezométrico mensal (e manual) sobre uma rede de poços profundos (embasamento cristalino) por, pelo menos, um ano hidrológico;

- no estabelecimento de uma rede de monitoramento piezométrico de alta resolução temporal com uma frequência de medição horária em vários poços e por, pelo menos, um ano hidrológico;

- na recuperação de dados piezométricos históricos;

- na avaliação dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero cristalino (permeabilidade K, transmissividade T, coeficiente de armazenamento S);

- na determinação da origem e dos processos de recarga e de circulação das águas através do estudo do isótopos estáveis ($^{18}0$, ^{2}H);

- na quantificação dos tempos de residência via uma abordagem multi-traçador (^{14}C, ^{3}H, CFC, SF_6); e,

- na elaboração de um modelo conceitual hidrogeológico.

Nota-se que não foi possivel realizar mapas piezométricos confiáveis na falta do nívelamento DGPS dos poços.

1.2 Estudo dos processos de salinização e da dinâmica de salinidade

A caracterização da água subterrânea e dos processos de salinização, como as interações água-rocha, a assinatura marinha, a dissolução de sais solidos e/ou influências antropogênicas (entre outros), são esclarecidos usando os isótopos estáveis (^{18}O, ^{2}H), os parâmetros físico-químicos (CE, pH, T°) e os marcadores hidrogeoquímicos (ions maiores/menores, elementos traços). A dinâmica de salinidade é avaliada, por enquanto, através do estudo das mudanças de fácies ligadas à recarga anual (quadra-chuvosa), da evoluição da CE das águas subterrâneas ao longo do ano hidrológico, e de simulações de salinização.

Assim, a metodologia proposta para estudar os processos na origem da salinização e da dinâmica de salinidade é baseada:

- na elaboração de uma rede de monitoramento físico-químico (CE, T°, pH) mensal;

- na elaboração de uma rede de monitoramento químico (íons maiores) sobre poços profundos do cristalino, a ser realizada durante dois períodos hidrológicos distintos (períodos de águas altas e baixas);

- na amostragem de águas subterrâneas para a medição dos elementos traços metalicos, mas também do Brometo (Br^-) e do Cloreto (Cl^-) , dois marcadores da origem de salinidade;

- no uso das correlações entre íons para identificar as fontes de mineralização/salinização;

- no cálculo de um balanço de sais entre os diferentes compartimentos do ciclo hidrológico;

- na identificação dos parâmetros próprios a cada poço podendo explicar as diferenças de salinização observadas.

De maneira geral, os dados ambientais e, especialmente, os dados geológicos, hidrológicos, piezométricos e químicos já existentes foram analisados e incorporados ao banco de dados.

1.3 Seleção das áreas de estudo e dos poços do monitoramento

Devido à inexistência de um mapa hidrogeológico em escala local, decidiu-se para este estudo de trabalhar na escala de bacias hidrográficas a fim de preservar unidades hidrológicas lógicas. De fato, o fluxo subterrâneo no embasamento cristalino pode ser muito semelhante ao das águas superficiais [Babaye et al., 2019], podemos então supor que esta delimitação está correta como uma primeira abordagem.

Assim, este trabalho foi desenvolvido na região da bacia do rio Banabuiú (19 647km²) e mais especificamente dentro de quatro sub-bacias de interesse (um total de 1177 km²). Três destas sub-bacias (Forquilha, Vista Alegre e Pirabibú) foram selecionadas por já terem sido estudadas pela FUNCEME (organização anfitriã) e por possuir dados históricos, em particular graças ao trabalho de tese desenvolvido pelo Julien Burte [Burte, 2008] e aos projetos AQUIFAZ e BEER liderados pela FUNCEME. Além disso, uma quarta sub-bacia (Ibicuitinga) foi adicionada à zona de estudo com base em critérios geológicos e geomorfológicos (depressão sertajenada sem relevo e com marcas visivéis de endorréismo superficial).

A seleção dos pontos que foram objeto de monitoramento (piezométrico ou geoquímico) foi realizada a partir do inventário de todos os poços profundos implantados no embasamento cristalino e localizados nas diversas sub-bacias selecionadas. **Em total, são mais de 200 poços que foram visitados na área de estudo para os fins deste doutorado**.

Este censo permitiu coletar dados relacionados aos poços, tais quais:

- Características geográficas: coordenadas GPS, município, distrito, localidade;
- Características da obra: tipo de obra (poço profundo, poço misto, cacimbão), profundidade da obra, diâmetro do tubo, proprietário da obra, data de perfuração, empresa da perfuração;
- Equipamento da obra: presença ou não de um sistema de bombeamento, estado do material de bombeamento e/ou do poço;
- Características hidrodinâmicas e químicas: possibilidade de medição, ponto de referência da medição (altura da boca do poço ou ponto de amostragem), profundidade do nível estático, profundidade do nível dinâmico, vazão, frequência de bombeamento e/ou horários de bombeamento, condutividade elétrica e temperatura da água;
- Fotos da obra e do ambiente do poço.

Os detalhes da realização do censo e a lista dos poços identificados são disponíveis em Anexo I.

2 Método, material e localização dos pontos

2.1 Monitoramento piezométrico

Um monitoramento piezométrico mensal e/ou horário do aquífero cristalino foi feito entre 2016 e 2019 no objetivo de caracterizar a evolução piezométrica do aquífero ao longo do tempo e sua relação com as variações pluviométricas, mas também, para avaliar o impacto da seca 2012-2016 sobre os níveis piezométricos e avaliar a presença ou não de um fluxo regional.

2.1.1 Monitoramento piezométrico mensal

2.1.1.1 Localização dos pontos de medição

Em total, 56 poços[5] foram monitorados mensalmente entre abril 2018 e dezembro 2019 no âmbito do monitoramento piezométrico mensal, acumulando assim um total de 834 medições piezométricas.

Além disso, campanhas esporádicas de medição piezométricas foram feitas entre agosto 2016 e março 2018 (77 medições piezométricas). Em 2020, o monitoramento não pôde ser realizado devido à crise de saúde global ligada ao Covid-19.

In Fine, são mais de 1200 km que foram percorridos cada mês para realizar as campanhas de campo (incluindo a viagem entre Fortaleza e as áreas de estudo), espalhados por 5 dias úteis, durante quase 2 anos (18 mêses em total).

A localização dos pontos é mostrada na Figura 44. Os critérios de seleção dos poços a serem monitorados e a lista dos poços do monitoramento piezométrico mensal são descritos em Anexo II.

[5] Sobre estes 56 poços, 10 poços tinham dados piezométricos adquiridos entre 2010 e 2012.

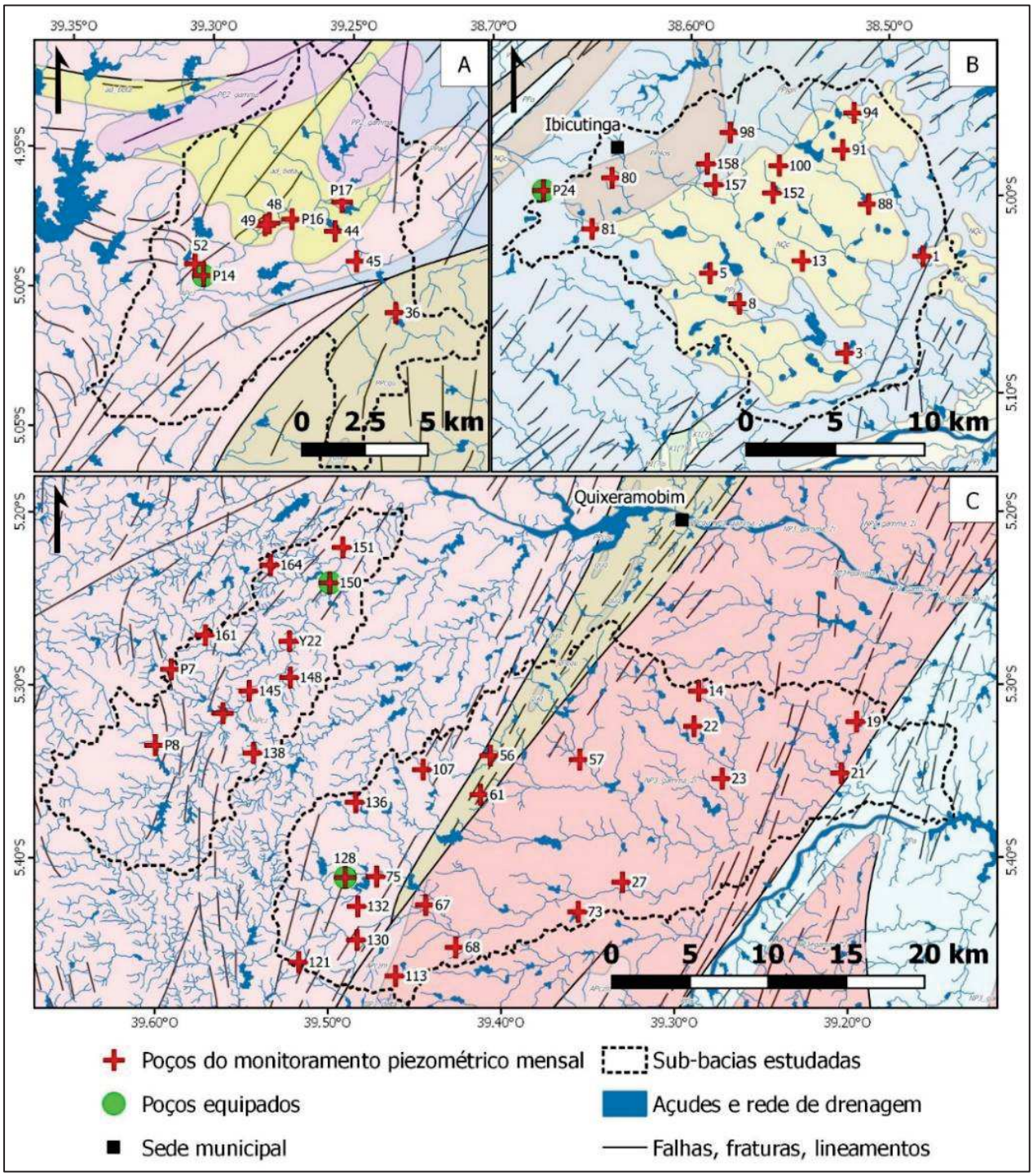


Figura 44 : Mapa da rede de monitoramento piezométrico. A) Bacia de Pirabibú. B) Bacia de Ibicuitinga. C) Bacias de Forquilha (a esquerda) e de Vista Alegre (a direita)

2.1.1.2 Material e método de medição

As medições piezométricas mensuais foram feitas graças ao uso de um medidor de nível de água manual de marca *Solinst* (n°102), de 60m, com marcações milimétricas. Para garantir que as medidas sejam representativas do nível estático do aquífero cristalino, as medições foram feitas em poços implantados no cristalino, conectados com o aquífero e teoricamente não perturbados por bombeamentos (do poço ou de poços localizados nas proximidades).

A perturbação do nível piezométrico por eventuais bombeamentos foi avaliada da maneira seguinte :

- Através de comunicação oral (perguntando ao dono do poço quando era o último bombeamento). Se o último bombeamento aconteceu há mais de 6h antes, o nível foi considerado como “estável”.
- Olhando se o nível medido era estável no momento da medição.
- Comparando os valores medidos com os dos meses precedentes, e ver a coerência da medida com o histórico das medições e as ocorrências de chuva.

Em caso de duvida, a medição foi descartada no momento da interpretação dos dados.

As medições piezométricas foram sempre feitas a partir de um mesmo ponto de referência (em geral, a boca do poço). A altura da boca do poço foi medida para obter profundidade do nível piezométrico em função do solo (homogeneização dos dados).

O material necessário para realizar o nívelamento DGPS dos poços não pôde ser adquirido durante este estudo. Tentativas de criações de mapas piezométricos foram feitas a partir de dados altimetricos oriundos do satélite Alos Palsar (de 12,5 m de resolução), mas os resultados obtidos não foram satisfatórios (maior erro devido à resolução do mapa considerando a falta de relevo pronunciado) e, então, não são apresentados neste relatório.

2.1.2 Monitoramento piezométrico horário

Para afinar a caracterização piezométrica do aquífero cristalino e sua relação com as variações pluviométricas, foi implentado neste estudo um monitoramento piezométrico automático de alta resolução (frequência horária) e continuo (entre 2 a 3 anos) graças à instalação de sensores de pressão de marca *Rugged TROLL®*.

2.1.2.1 Localização dos pontos de medição

Três sensores de pressão foram instalados em quatro poços diferentes, conforme a Tabela 20. Os sensores foram instalados em poços não equipados para evitar eventuais perturbações do nível piezométrico pelo próprio bombeamento do poço. A localização dos poços equipados com

sensor é dada na Figura 44 precedente (pontos verdes). Nota-se que a frequência de medição passou de 12h a 1h entre novembro 2016 e fevereiro 2017, o tempo de verificar as capacidades de estocagem e de vida útil das baterias dos sensores.

As variações piezométricas dos poços foram confrontadas à chuva diária oriunda dos postos pluviométricos mais próximos, e são indicados na Tabela 20 abaixa.

Tabela 20: Descrição dos poços equipados com um sensor de pressão

Nome do ponto	Coordenadas geográficas (WGS84 UTM24S)	Nível estático (m)	Gama de CE (µS/cm)	Data de instalação / Data de desinstalação	Frequência de medição (hora)	Posto pluviométrico
PIR P14 (Várzea da Russa Dessalinizador)	466323 9447715	≈ 3-6	≈ 8000-15000	10/11/2016 até 11/07/2018	12h (10/11/2016 até 14/02/2017) 1h (14/02/2017 até 11/07/2018)	N° 802 (6,9km)
IBI P24 (Seriema Pousada)	536054 9447584	≈ 13-19	≈ 5000-12000	10/11/2016 até 11/11/2019	12h (10/11/2016 até 15/02/2017) 1h (15/02/2017 até 11/11/2019)	N° 202 (5,7km)
VA 128 (Seu Israel)	445719 9401799	≈ 8-14	≈ 1700-2400	22/03/2018 até 31/12/2020	1h	N° 800 (4,9km)
FOR 150 (São Bento com areia)	444738 9420646	≈ 9-11	≈ 3500-5500	13/07/2018 até até 31/12/2020	1h	N° 221 (7,7km)

2.1.2.2 Material e validação dos dados obtidos

As medições piezométricas automáticas de alta resolução (frequência horária) foram realizadas graças à instalação de três sensores de pressão *Rugged TROLL*® 100 (medição da pressão absoluta) e de um barômetro *Rugged TROLL*® de marca *Aquatroll* de *In-situ Inc*. A precisão das medidas de pressão são de ±0,1 % da escala completa.

Destaca-se que medições manuais do nível piezométrico dos poços equipados foram feitas cada mês para verificar a validade dos dados registrados pelos sensores, mas também para verificar a ausência de desvio instrumental. A comparação dos dados obtidos com os sensores e com as medições manuais mostrou que não houve desvios instrumentais durante o tempo da pesquisa.

2.2 Monitoramento hidrogeoquímico

O monitoramento hidrogeoquímico inclui a análise dos parâmetros físico-químicos (CE, T°, pH), dos íons maiores (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, HCO_3^{-}, CO_3^{2-}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, NO_3^{-}, NO_2^{-}), dos íons menores (Br^{-} e Cl^{-}) e dos elementos traços.

2.2.1 Método de amostragem e condicionamento das amostras

Para garantir que as medidas hidrogeoquímicas sejam representativas do aquífero cristalino, a amostragem da água deve ser feita em poços implantados no cristalino, conectados com o aquífero e usados regularmente (renovação regular do estoque de água). Além disso, a medição dos parâmetros físico-químicos tais que a CE, a temperatura (T°) e o pH deve ser feita no campo (após estabilização) e na sombra (na medida do possível).

Para a amostragem dos poços equipados com uma bomba, a renovação do estoque de água contida no poço foi feita por um bombeamento de 15 até 30 minutos e/ou até a estabilização dos parâmetros físico-químicos (CE, T°, pH), o que garantiu uma boa representação do aquífero. Nota-se que as bombas localizam-se geralmente no fundo dos poços.

Para os poços não equipados por uma bomba, a amostragem foi feita através do uso de um amostrador manual de água, entre um a dois metros abaixo do nível estático. Apesar de esta técnica não permitir uma boa representação do aquífero, o máximo foi feito para “renovar” manualmente a coluna de água do poço. Assim, vários baldes de 15l de água foram extraidos do poço antes da amostragem. Este procedimento, muito cansativo no campo (ainda mais com o sol do Sertão), não é muito eficiente em comparação ao uso de um sistema de bombeamento auxiliar, mas permitiu uma melhor distribuição das observações nas áreas de estudo (a rede de poços equipados não está bem distribuída espacialmente, a maioria dos poços profundos sendo próximos às redes hidrográficas superficiais das bacias). Uma critica dos dados oriundos dos poços não equipados é feita no momento da interpretação dos dados.

Nota-se que qualquer amostragem de água foi feita diretamente na saída do poço, sem passar por nenhum sistema de reservatório. Após cada amostragem, a água foi condicionada (conforme o resumo feito na Tabela 21) e estocada em ambiente refrigerado antes de ser mandada para o laboratório de análise. As técnicas analíticas são detalhadas no parágrafo IV.3 (p.119).

Tabela 21 : Condicionamento das amostras

Tipo de análise	Condicionamento	Informações adicionais
Íons maiores	Frascos PET de 1l (previamente lavados com a água de poço)	-
Elementos traços (cátions metálicos)	Frascos PEAD de 20 ml, pre-acidificados com uma solução de HNO_3 a 1‰	Filtração com uma malha de 0,22 µm
Cl^{-} e Br^{-}	Frascos PEAD de 20 ml, sem acidificação (previamente lavados com a água de poço)	Filtração com uma malha de 0,22 µm

2.2.2 Monitoramento mensal dos parâmetros físico-químicos

2.2.2.1 Localização dos pontos de medição

Medições mensais dos parâmetros físico-químicos (CE, T°, pH) foram feitas na mesma rede de 56 poços do monitoramento piezométrico. Este monitoramento foi feito em concomittencia com o monitoramento do nível piezométrico para caracterizar a dinâmica de salinidade ao longo do ano hidrológico. A localização dos pontos é mostrada na Figura 44 anterior.

Assim, nota-se que campanhas de medições foram feitas pontualmente entre agosto 2016 e março 2018, enquanto o monitoramento mensal começou realmente a partir de abril 2018 e parou em dezembro 2019. Em 2020, nenhuma campanha de campo pôde ser feita devido à crise sanitária mundial (Coronavírus).

2.2.2.2 Material e calibração

A sonda multiparametrica usada para medir no campo a CE, T°, pH das águas corresponde a uma sonda *Aquaprobe® AP-700* de marca *Aquáread®*. A calibração da condutividade corrigida a 25° C (feita antes de cada semana de campo) é realizada a partir de uma solução de calibração *RapidCal* (solução padrão com CE= 2570 µS/cm), enquanto o pH é calibrado a partir de três soluções padrão (pH4, pH7, pH10).

2.2.3 Monitoramento químico

A análise do conteúdo em íons maiores da água subterrânea foi feita a fim de caracterizar químicamente as águas, identificar as potenciais fontes dos sais e o impacto da estação chuvosa sobre a composição química da água, entre outros. Além disso, o estudo da relação entre os ânions brometo (Br^-) e cloreto (Cl^-) e dos elementos traços foi feito com o objetivo de melhorar as indicações dadas pelos íons maiores quanto às fontes na origem da salinização das águas.

2.2.3.1 Ions maiores

Campanhas de amostragem para a análise dos íons maiores (*e.g.*: Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^- e NO_2^-) foram feitas em dois períodos hidrológicos distintos: uma após a estação seca, em dezembro 2017 (em 39 poços, cujo 27 poços equipados por uma bomba), e uma outra após a estação chuvosa, em junho 2018 (em 54 poços, cujo 38 poços equipados por uma bomba).

A localização dos poços amostrados é dada na Figura 45, enquanto os critérios de seleção dos poços a serem monitorados e a lista dos poços do monitoramento químico (íons maiores) são descritos em Anexo II.

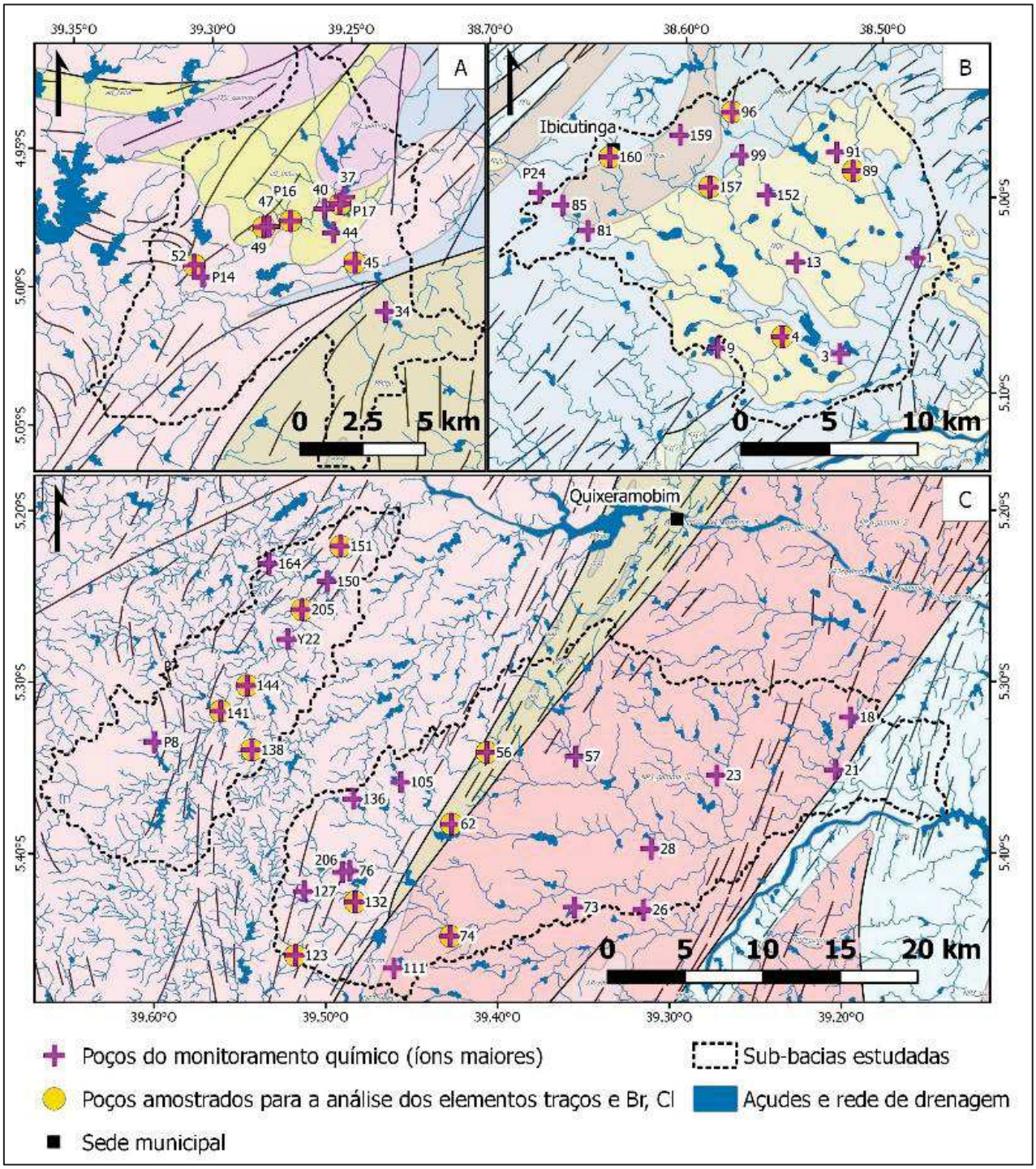


Figura 45 : Mapa da rede de monitoramento químico e dos poços amostrados para as análises em Brometo e Cloreto. A) Bacia de Pirabibú. B) Bacia de Ibicuitinga. C) Bacias de Forquilha (a esquerda) e de Vista Alegre (a direita)

2.2.3.2 Ions menores (Br^-) e elementos traços

Uma campanha única de amostragem para a análise dos íons brometo (e do cloreto) e dos elementos traços (*e.g.*: ^{7}Li, ^{11}B, ^{23}Na, ^{24}Mg, ^{27}Al, ^{29}Si, ^{31}P, ^{34}S, ^{39}K, ^{44}Ca, ^{47}Ti, ^{51}V, ^{52}Cr, ^{55}Mn, ^{56}Fe, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{65}Cu, ^{66}Zn, ^{71}Ga, ^{75}As, ^{78}Se, ^{85}Rb, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{95}Mo, ^{107}Ag, ^{111}Cd, ^{118}Sn, ^{121}Sb, ^{133}Cs, ^{137}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{151}Eu, ^{159}Tb, ^{160}Gd, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{205}Tl, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U), foi feita em junho 2019, em 20 poços profundos equipados por uma bomba e pertencentes à rede de monitoramento químico.

A localização dos pontos é mostrada na Figura 45 anterior (pontos amarelos).

2.2.4 Estudo do conteúdo em isótopos estáveis (^{18}O e ^{2}H) dos diferentes compartimentos da água

A análise do conteúdo em isótopos estáveis (^{18}O, ^{2}H) nos diferentes compartimentos do ciclo da água (chuva, água superficial e água subterrânea) constitui uma abordagem integrativa poderosa para entender a origem e a organização dos fluxos de água subterrânea dentro dos aquíferos, mas também para identificar potenciais relações entre as águas superficiais e as águas subterrâneas [Nkotagu, 1996; Sukhija et al., 2006; Santoni et al., 2016; Ahmed et al., 2019; Babaye et al., 2019; Hao et al., 2018]. Ademais, o estudo da composição em isótopos estáveis da precipitação é um elemento essencial para caracterizar o sinal de entrada das águas subterrâneas [Gastmans et al., 2017].

Assim, no âmbito deste estudo, a quantificação da composição em isótopos estáveis ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) foi desenvolvida sob os diferentes compartimentos da água, a saber:

- da água subterrânea, durante diferentes períodos hidrológicos (períodos de águas altas, médias ou baixas);
- da água de chuva, com uma frequência mensal ou diária;
- das águas superficiais, através de medições pontuais e da recuperação de dados históricos já existentes.

Teria sido interessante estudar o sinal isotópico das águas subterraneas com uma frequência mais alta (como mensal ou diário, ou até horário), em simultâneo com às amostras isotópicas de chuva e águas superficiais, mas não foi feito neste estudo por motivos técnicos e econômicos.

2.2.4.1 *Águas subterrâneas*

As análises em isótopos estáveis ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) foram desenvolvidas em 75 poços profundos (137 amostras), um cacimbão (2 amostras) e uma fonte localizada na encosta da Serra do Radar de Quixeramobim (2 amostras; coordenadas X:471564 m e Y: 9439147 m) durante diferentes períodos hidrológicos entre agosto de 2016 e agosto de 2019 e nas diferentes sub-bacias do estudo.

Além disso, dados históricos em isótopos estáveis, oriundos da área de estudo e adquiridos entre agosto de 2009 e dezembro de 2012, foram também adicionados a este banco de dados isotópicos recente. Trata-se de 12 poços e 2 cacimbões (62 e 2 amostras respectivamente). 9 destes 12 poços foram reamostrados durante este projeto de tese (entre 2016 e 2019).

A localização dos pontos é mostrada na Figura 46 abaixa.

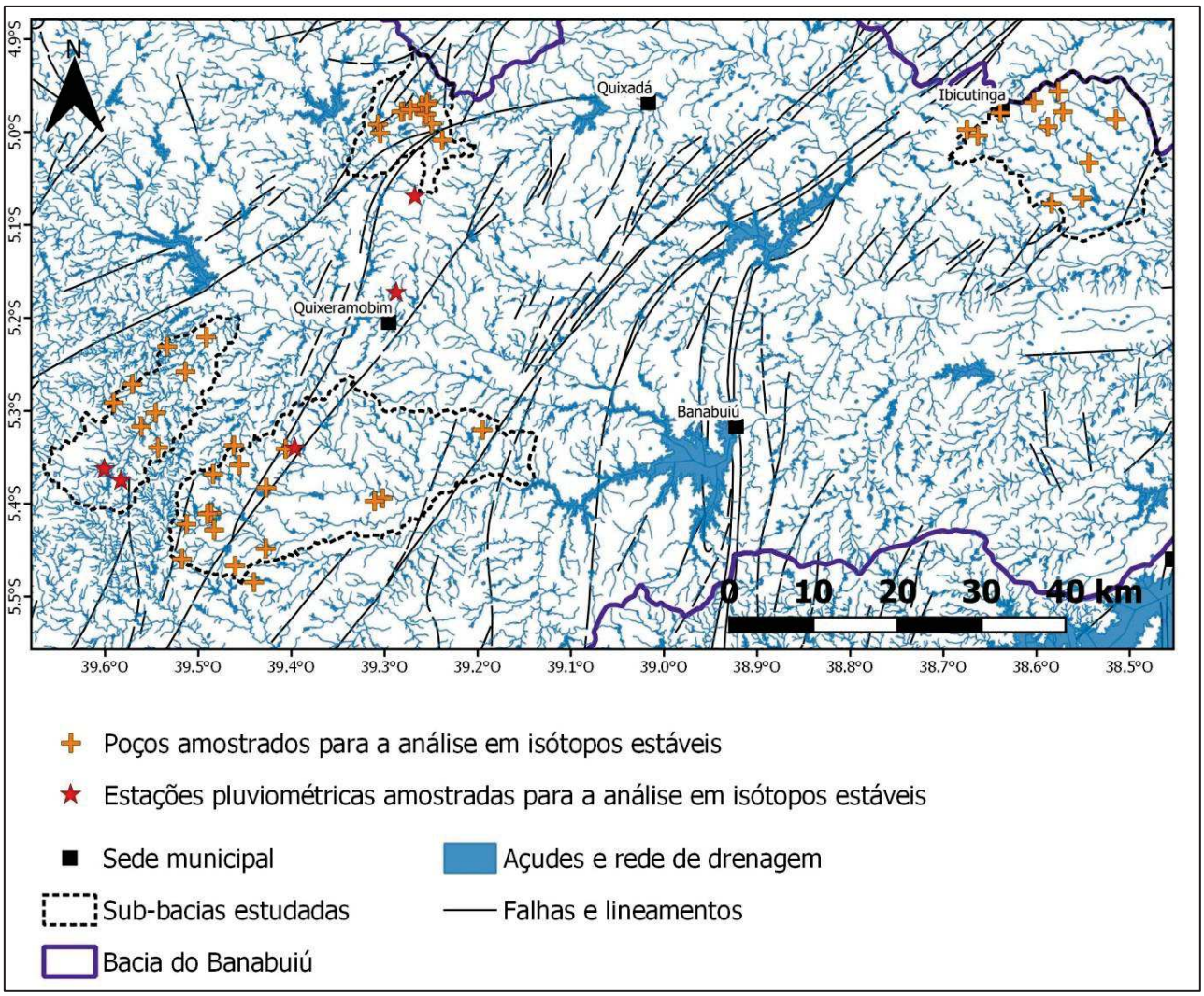


Figura 46: Mapa da rede de poços e de postos pluviométricos amostrados para as análises em isótopos estáveis

2.2.4.2 *Águas de chuva*

Três estações pluviométricas experimentais (estações Inmet-Quixeramobim, Algodões-Zé Nobre e Vista Alegre) foram operadas mensalmente entre janeiro de 2011 e julho de 2019 para o monitoramento mensal da composição em isótopos estáveis da água de chuva, acumulando assim um total de 172 amostras. Por razões técnicas e econômicas, a amostragem mensal foi realizada por volta do 1º dia do mês (± 48h) entre janeiro e julho, período em que 95% da precipitação anual está concentrada. A amostragem da chuva mensal parou após julho 2019.

Após a observação de problemas de evaporação afetando os colectores mensais, duas estações pluviométricas convencionais (estações Radar e Riacho Verde) foram equipadas para implementar medições diárias da composição em isótopos estáveis da água de chuva. A amostragem diária da chuva está sendo realizada todos os dias do ano por volta das 7h da manhã, desde o 23 de março de 2018. Até o 22/10/2019, 212 amostras foram analisadas. Nota-se que só os eventos de chuva superiores ou igual a 1mm/dia de chuva são amostrados. A amostragem diária da chuva foi parada no final de dezembro 2019.

A descrição e a localização das diferentes estações pluviometricas é dada na Figura 46 acima e Tabela 22 abaixa. Maiores informações podem ser encontradas em Anexo III.

Tabela 22: Descrição e a localização das diferentes estações pluviométricas utilizadas para a caracterização isótopica das chuvas. Fonte: Kreis et al., 2020.

	Monitoramento Mensal			Monitoramento diário	
Nome da estação	Inmet-Quixeramobim	Algodões-ZéNobre	Vista Alegre	Radar	Riacho Verde
ID da estação	-	-	-	766	814
Tipo de estação	Experimental			Convencional (padrão)	
Município	Quixeramobim				
Latitude (WGS84)	-5.17	-5.38	-5.34	-5.07	-5.36
Longitude (WGS84)	-39.29	-39.58	-39.40	-39.27	-39.60
Altitude	208 m	289 m	206 m	663 m	278 m
Distância até a costa	172 km	212 km	195 km	165 km	212 km

2.2.4.3 *Águas superficiais*

Análises em isótopos estáveis foram desenvolvidas em 3 açudes durante este projeto de doutorado.

Nota-se que poucas análises em isótopos estáveis de águas superficiais foram feitas durante este projeto de pesquisa em razão da existência previa de dados isotópicos históricos sobre açudes da região, oriundos de um estudo feito por Rebouças e Taupin (artigo em andamento de publicação). Assim, 62 análises isotópicas correspondentes à amostragem trimestral de 7 açudes em 2012 (59 amostras) e à amostragem de 3 açudes em 2012 (3 amostras) foram adicionadas ao banco de dados recente.

2.2.5 Quantificação dos tempos de residência via uma abordagem multi-traçadores (^{3}H, ^{14}C, CFC, SF_6)

O tempo de residência da água é um parâmetro essencial para definir as taxas de renovação do aquífero, entender o tempo de resposta do ecossistema a uma perturbação ambiental (episódio de poluição ou uma mudança de práticas agrícolas, por exemplo), predizer os fluxos horizontais, ou ainda, calibrar os modelos hidrológicos. Ademais, a datação das águas subterrâneas é uma ferramenta poderosa para entender as mudanças da qualidade química das águas subterrâneas [Busenberg et Plummer, 1992; IAEA, 2001; IAEA, 2006]. A informação obtida sobre a idade da água constitui então uma ferramenta essencial para otimizar a gestão sustentável dos recursos hídricos [Ayraud, 2005].

Devido ao contexto geológico da área de estudo (meio heterogêneo) e dada as dificuldades para quantificar as taxas de recarga usando o balanço hídrico convencional e/ou métodos hidráulicos, a quantificação dos tempos de residência das águas subterrâneas foi baseada em uma abordagem direta, através do uso de diferentes traçadores ambientais (^{14}C, ^{3}H, CFC e SF_6).

Em 2009, três datações de ^{14}C e ^{3}H foram feitas no âmbito do projeto AQUIFAZ da Funceme, sem que estes resultados sejam publicados. Estas datações evidenciaram a presença de águas jovens nas áreas de estudo (valores de pMC > 100 e detecção de trítio, indicando que as águas se infiltraram após os anos 1950). A fim de verificar o carácter jovem das águas subterrâneas e de aumentar a representatividade da datação (aumentando o número de observações), foi decidido adicionar 8 novos pontos de amostragem (2 pontos por bacia, a montante e a jusante) para a medição dos tempos de residência via os traçadores ^{14}C e ^{3}H. Um cuidado especial foi dado para escolher poços cujas características de salinidade sejam significativamente diferentes.

Um dos pontos amostrados quebrou-se durante o transporte das amostras em França. Em consequência, só 7 pontos foram amostrados durante este projeto de pesquisa, acumulando assim um total de 10 poços datados com o ^{14}C e o ^{3}H.

A qualidade da interpretação dos dados de trítio tornou-se muito limitada na região, as concentrações medidas nas águas subterrâneas sendo próximas daquelas do limite de detecção. Assim hoje em dia, o trítio é mais frequentemente usado com base em estimativas empíricas que permitem identificar processos de misturas entre águas anté-1952 e post-1952 [Gourcy, 2011].

Considerando a presença de águas recentes, a datação dos poços já datados foi afinada através do uso de outros traçadores de águas recentes: os CFC e o SF_6. De fato, estes traçadores de eventos permitem medir o tempo de residência de águas atuais, e são adaptados no caso de aquíferos freáticos pouco profundos. **No estado atual do conhecimento, os resultados de CFC e SF_6 apresentados nesta tese correspondem às primeiras medições de CFC realizadas no Ceará**.

Nota-se que alguns poços já datados com o ^{14}C e ^{3}H não foram mais acessíveis à amostragem, ou não foram adaptados para realizar uma amostragem dos gases dissolvidos CFC e SF_6. Neste caso, foi decidido escolher outros pontos de amostragem a fim de ter, no final, 10 datações com os CFC e SF_6.

Os poços objetos de datação são localizados na Figura 47.

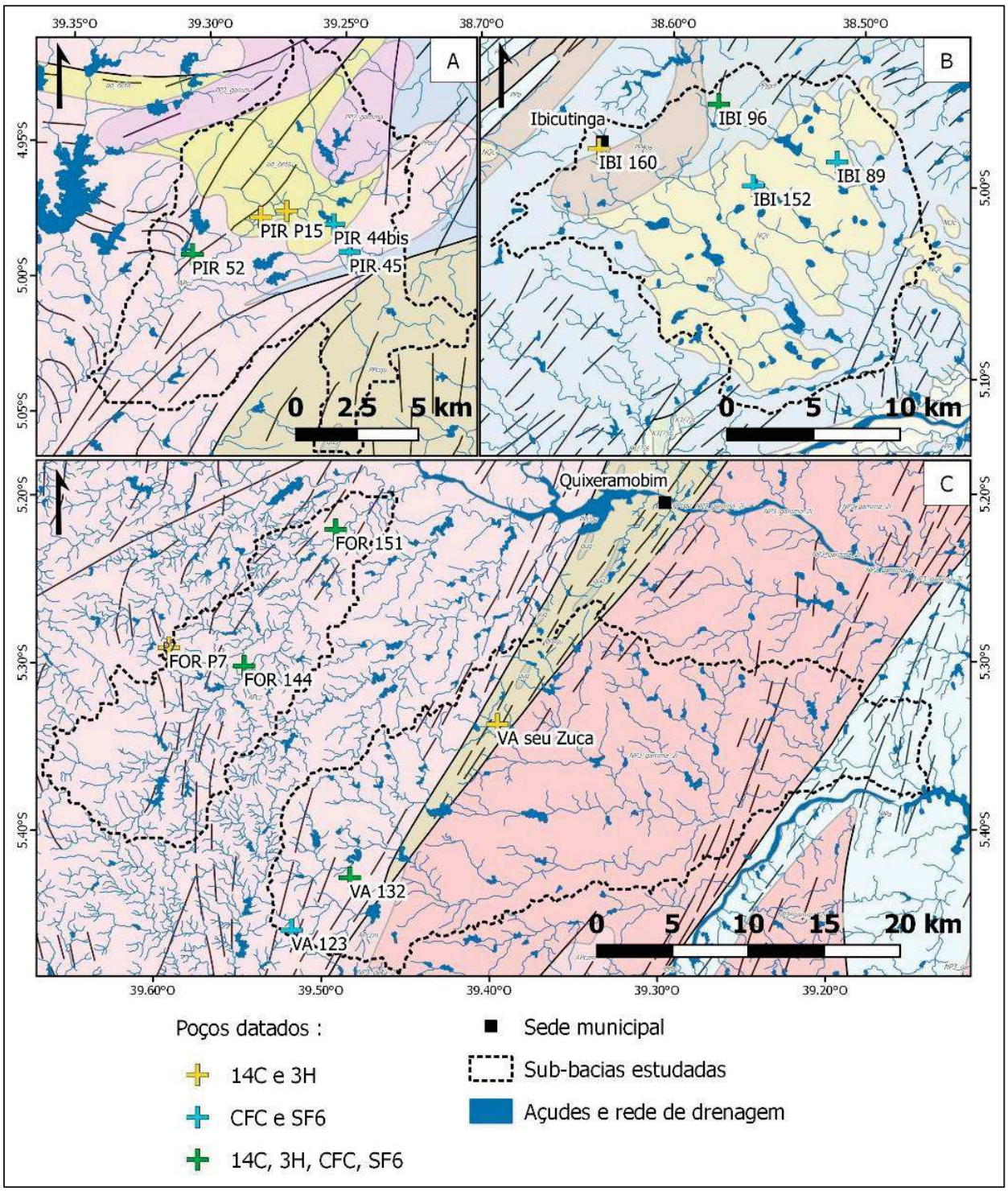


Figura 47 : Localização dos poços amostrados para a análise dos tempos de residência. A) Bacia de Pirabibú. B) Bacia de Ibicuitinga. C) Bacias de Forquilha (a esquerda) e de Vista Alegre (a direita)

3 Elementos de base e técnicas analíticas

3.1 Íons maiores

As análises dos íons maiores (*e.g.*: Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^- e NO_2^-) foram realizadas no laboratório GECOQ da CAGECE (Companhia de Água e Esgoto do Ceará; órgão estadual em carga do controle e da análise da qualidade das águas do Ceará) em Fortaleza, de acordo com as metodologias recomendadas por APHA (2012). O detalhe das técnicas de análise dos íons maiores, das unidades e do limite de quantificação das medições está detalhado na Tabela 23 abaixo.

Tabela 23: Metodologias e limite de quantificação (LQ) das análises feitas no laboratório da CAGECE (APHA).

Parâmetro	Unidade	LQ	Método	Conversão
Sólidos dissolvidos totais	mg/L	2,000	Gravimetria (2540 D) e Cálculo - APHA, 2012.	-
Cálcio	mg Ca/L	0,400	Titrimetria com EDTA (3500-Ca B) - APHA, 2012.	-
Magnésio	mg Mg/L	0,200	Método do Cálculo (3500-Mg B) - APHA, 2012.	-
Sódio	mg Na/L	2,000	Fotometria de Emissão de Chama (3500-Na-B) - APHA, 2012.	-
Potássio	mg K/L	2,000	Fotometria de Emissão de Chama (3500-K-B) - APHA, 2012.	-
Alcalinidade Bicarbonato	mg $CaCO_3$/L	8,95	Titrimetria Ácido-Base (2320 B) - APHA, 2012.	Bicarbonate Alkalinity as HCO_3^- (mg/L) = 1.22 *Bicarbonate Alkalinity as $CaCO_3$ (mg/L)
Alcalinidade Carbonato	mg $CaCO_3$/L	8,95	Titrimetria Ácido-Base (2320 B) - APHA, 2012.	Carbonate Alkalinity as CO_3^{2-} (mg/L) = 0.6 *Carbonate Alkalinity as $CaCO_3$ (mg/L)
Cloreto	mg Cl/L	7,35	Argentimétrico (4500-Cl-B) - APHA, 2012.	-
Sulfato	mg SO_4/L	7,68	Turbidimetria – (4500-SO42-E) - APHA, 2012.	-
Nitrato	mg N-NO_3/L	0,100	Redução de Cádmio (4500 - NO3-) - APHA, 2012.	Nitrate as NO_3^- (mg/L) = 4,427* Nitrate as N-NO_3^- (mg/L)
Nitrito	mg N-NO_2/L	0,010	Colorimétrico (4500-NO2- B) - APHA, 2012.	Nitrite as NO_2^- (mg/L) = 3,285* Nitrite as N-NO_2^- (mg/L)

Um controle da qualidade dos dados fornecidos pela Cagece foi feito através do cálculo do balanço iônico e da comparação dos dados de Cl, Ca, Mg, Na, K com os obtidos por espectrometria de massa (cátions) e por cromatógrafo de íons (ânions) no laboratório da Universidade de Montpellier.

Os resultados químicos foram interpretados usando correlações entre íons para identificar as potenciais fontes de mineralização/salinização.

3.2 Íons menores e elementos traços

A análise dos elementos traços foi feitas por Espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (iCAP Q Thermo Scientific) no laboratório da Universidade de Montpellier (França), e mais especificamente na plataforma AETE-ISSO, OSU-OREME da Universidade de Montpellier. A análise do brometo (Br^-) e do cloreto (Cl^-) foi realizada por Cromatógrafo de íons (Dionex ICS-1000) pelo laboratório de química da água da Hydrosciences Montpellier.

3.3 Isótopos estáveis (^{18}O e ^{2}H)

3.3.1 Elementos de teoria e de interpretação

O uso dos isótopos estáveis da água como o oxigênio-18 (^{18}O) e o deutério (^{2}H) permite identificar os diferentes processos físicos que podem afetar a fase líquida durante o seu ciclo e pois, reconstruir o percurso da água. De fato, para cada mudança de fase, a composição isotópica evoluirá, permitindo à molécula de água registrar as transformações que aconteceram durante o seu transporte. Assim, os isótopos estáveis da água se apresentam como verdadeiros marcadores do ciclo da água, permitindo seguir um corpo de água durante a sua transferência para os diferentes compartimentos [Benetti, 2015]. A coexistência de duas fases (por exemplo, líquido-vapor) induz uma diferenciação isotópica chamada de fracionamento isotópico. Assim, durante o ciclo atmosférico da água, mudanças de fase líquido-vapor-solido vão ocorrer, causando um fracionamento isotópico entre as fases. Este fracionamento é essencialmente função da temperatura: no caso da condensação em equilíbrio de vapor em líquido, a fase condensada é isotopicamente enriquecida em relação à fase vapor, e ainda mais quando a temperatura é baixa.

A variabilidade isotópica de um elemento é expressa pela razão isotópica R, definida como a relação entre o número de átomos do isótopo menos abundante (geralmente o mais pesado), dividido pelo isótopo mais abundante. Por exemplo, a razão dos isótopos de oxigênio e de deutério é escrita como :

$$R = {}^{18}O/{}^{16}O$$
$$R = {}^{2}H/{}^{1}H$$

As variações isotópicas sendo muito fracas, as diferenças relativas entre os isótopos estáveis são exprimidas em delta (δ), grandeza adimensional expressa em por mil (‰), em concordância com o padrão internacional V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) definido por Craig (1961a):

$$\delta\ (‰) = [(R_{sample}/R_{v\text{-}smow})\text{-}1]*1000$$

É de referir que quando o valor de $\delta > 0$, a água é mais rica em isótopos pesados do que o SMOW, e se fala então de enriquecimento. No oposto, se δ diminui em relação à referência, fala-se de empobrecimento.

Craig (1961b) demonstrou a existência de uma relação linear entre o oxigênio-18 e o deutério nas águas de chuva à escala mundial, mais conhecida como Reta Meteórica Mundial (Global Meteoric Water Line - GMWL), e definida por:

$$\delta^2H = 8*\delta^{18}O + 10$$

A definição da RMM foi atualizada por Rozanski et al. (1993) a partir dos novos dados isotópicos oriundos da rede de medição da IAEA. Eles obtiveram uma equação de reta conforme aquela de Craig, considerando os desvios padrão, e definida por :

$$\delta^2H = (8{,}17 \pm 0{,}06)*\delta^{18}O + (10{,}35 \pm 0{,}65) \text{ --- } r^2 = 0{,}99 \text{ e } n = 206$$

Assim, Rozanski et al. (1993) confirmaram a validade da equação definida por Craig (1961b), e afirmaram que o valor do intercepto y da RMM é controlado pelos processos de evaporação das principais regiões na origem do vapor (*e.g.* o oceano subtropical).

No entanto, a atualização da RMM a partir um banco de dado mais recente e baseado em 49 anos de monitoramento (1960-2009) revelou que a equação de reta apresenta um intercepto y mais baixo [Terzer et al., 2013]:

$$\delta^2H = 7{,}91 *\delta^{18}O + 8{,}72 \text{ --- } r^2 = 0{,}98 \text{ e } n = 576$$

Dansgaard (1964) introduziu o conceito de excesso em deutério (d-exc), definido através da relação d-exc = $\delta^2H - 8*\delta^{18}O$. O d-exc quantifica essencialmente os fracionamentos cinéticos, visto que os processos em nuvem são geralmente em condições de equilíbrio isotópico entre as fases e, pois, não modificam significativamente o valor de d-exc do vapor. Foi demonstrado que a inclinação da RMM é controlada, em primeiro lugar, pela razão dos coeficientes de fracionamento isotópico de equilíbrio para o deutério e o oxigênio-18, respectivamente [Dansgaard, 1964; Merlivat et Jouzel, 1979].

O fracionamento isotópico da água, quando é em condições de equilíbrio entre a fase liquida e a fase vapor, por exemplo, pode ser descrito através do coeficiente de fracionamento α, tal que:

$$\alpha_{l/v} = R_l/R_v = (^{18}O/^{16}O)_l/(^{18}O/^{16}O)_v$$

A variabilidade do coeficiente de fracionamento α sendo fraca, é introduzida a noção de enriquecimento isotópico ε , expresso em ‰ e definido como:

$$\varepsilon_{l/v} = \alpha_{l/v} - 1 \approx \delta_l - \delta_v$$

Assim, ε representa a diferença de composição isotópica entre duas fases (liquida, vapor).

Na escala global, 95% das águas meteóricas originam-se da evaporação das águas dos oceanos tropicais, que gera um vapor muito mais empobrecido em isótopos que às águas do oceano. Esse vapor sobe para latitudes mais altas e, quando esse vapor começa a condensar-se, a chuva resultante será mais enriquecida do que o vapor, mas menos do que o reservatório oceânico original (em razão do fracionamento isotópico e de temperaturas de precipitação mais baixas do que em zonas tropicais). Segundo a lei de destilação de Raleigh, em medio continental, o vapor da nuvem e as precipitações resultantes empobrecem cada vez mais ao longo das condensações sucessivas. A lei de destilação de Raleigh tem um bom desempenho em altitudes médias e altas porque a massa de vapor é gradualmente empobrecida, sem recarga significativa por processos de evapotranspiração continental [Gat et al. 2001].

Vários estudos foram feitos sobre a caracterização da composição das águas de chuva em isótopos estáveis [Merlivat & Jouzel, 1979]. Dansgaard (1964) foi um dos primeiros autores a identificar que a composição isotópica em ^{18}O de uma precipitação em um lugar específico é função de fatores ambientais como a quantidade de chuva (« Amount effect »), o efeito continental (« Continental effect ») ou ainda, a temperatura (« Temperature effect »). Em zonas onde se observe uma forte gradiente de temperatura, fortes variações em ^{18}O e ^{2}H deveriam ser também observadas. Por isso, estas variações são geralmente bem marcadas no caso de variações latitudinais, de altitudes, ou ainda, nas zonas com sazonalidade climática marcada [Taupin, 1997; Manciati, 2014].

Processos tais que a evaporação ou mudanças de fase rápidas são processos que occorem fora das condições de equilíbrio. Portanto, as moléculas contendo os isótopos pesados diffusem menos rápidamente do que os isótopos mais leves. Assim, processos fora do equilíbrio levam a um fracionamento cinetico, que vai depender das condições meteorológicas, tais que a temperatura, a umidade relativa do ar e a velocidade do vento [Merlivat and Jouzel, 1979].

Assim, quando uma água sofre de um pequeno grau de evaporação, observe-se um enriquecimento em isótopos estáveis (^{18}O e ^{2}H) na fase liquida residual. A relação entre o ^{18}O e o ^{2}H permanece linear, mas os parâmetros da reta são diferentes da GMWL: o coeficiente angular é inferior à 8[6]. Consequentemente, em climás secos, onde a evaporação ocorre durante a queda de chuva, observa-se uma reta meteórica local com uma inclinação mais baixa por conta do fracionamento cinético das chuvas fora das condições de equilíbrio. Além disso, uma chuva oriunda da circulação global das massas de ar de origem oceanica e afetada pela evaporação terá tendência a ter um valor de d-exc < 10 ‰ [Yutsever, 1975], se considerar a equação da RMM definida por Craig (1961b), Rozanski et al. (1993) ou Terzer et al. (2013). O valor de d-exc pode então ser usado para avaliar o efeito de evaporação, considerando que a umidade relativa ao nível da formação do vapor influenciara este parâmetro [Merlivat and Jouzel, 1979].

[6] O valor de 8 definindo a razão dos coeficientes de fracionamento isotópico entre deutério e oxigênio-18 para o processo de condensação em equilibrio isotopico.

O estudo da composição em isótopos estáveis da precipitação é um elemento essencial para caracterizar o sinal de entrada das águas subterrâneas [Gastmans et al., 2017], considerando que as águas subterrâneas dos aquíferos freáticos geralmente refletem a composição isotópica média de longo prazo da precipitação. Além disso, o estudo da composição em isótopos estáveis das águas superficiais permite também de avaliar potenciais relações entre as águas superficiais e subterrâneas [Hao et al., 2018; Kreis et al., 2020]. Assim, a análise do conteúdos em isótopos estáveis nos diferentes compartimentos do ciclo da água (e.g. precipitação, águas superficiais e subterrâneas) constitui uma abordagem integrativa poderosa para compreender a origem das águas subterrâneas e os processos de infiltração, além de identificar potenciais relações entre as águas superficiais e subterrâneas [Nkotagu, 1996; Sukhija et al., 2006; Santoni et al., 2016; Ahmed et al., 2018; Babaye et al., 2019; Hao et al., 2018; Kreis et al., 2020]. Em conclusão, os isótopos são ferramentas de qualidade para reconhecer a origem da água e os caminhos que essas águas tomaram.

3.3.2 Tecnica analítica

Todas as análises em isótopos estáveis foram realizadas em Montpellier (França) no Laboratório Mutualizado de Análise dos isótopos estáveis da água (LAMA) da Hydrosciences Montpellier, por espectrometria de massa Isoprime (Elementar) e utilizando o método Dual Inlet, com equilíbrio de CO_2 para o ^{18}O e fluxo contínuo de hélio por redução de água com cromo em uma estufa a 1050°C para ^{2}H [Manciati, 2014]. O espectometro de massa é associado a um suporte de equilíbrio Aquaprep e a um PyrOH Elemental Analyzer (Eurovector) para a pirólise da água.

Os resultados são expressos em delta por mil (δ ‰) vs V-SMOW, conforme definido por Craig (1961a). O erro analítico é de ± 0,06 ‰ para $\delta^{18}O$ e de ± 0,8 ‰ para $\delta^{2}H$.

3.4 Marcadores dos tempos de residência (^{14}C, ^{3}H, CFC e SF_6)

3.4.1 Elementos de teoria e de interpretação

Entende-se por tempo de residência, ou idade aparente da água, o tempo que uma molécula de água precisa para atraversar o sistema aquífero (na zona saturada) até chegar o poço. Este tempo de residência, quando for medido no exutório natural do sistema (fonte, rio...), é chamado de tempo de trânsito, que é o termo usado para sublinhar o fato que a água se deslocou através de todo o sistema. O tempo de trânsito da água, num ponto determinado, depende do caminho percorrido e da velocidade com qual a água se deslocou. Considerando que uma amostra de água subterrânea corresponde a uma integração de várias linhas de fluxo, o resultado da datação não representa uma idade “única”, mas uma média ponderada de uma distribuição de tempos de trânsito. Por isso, falamos em geral de idade aparente da água. Destaca-se que a presença de uma água jovem indica uma renovação das reservas de água,

enquanto a presença de uma água antiga pode indicar um longo percurso confinado desde área de alimentação, ou uma fraca recarga.

Existem diferentes métodos para estimar os tempos de residência. Os métodos clássicos exigem o conhecimento das cargas hidráulicas e das permeabilidades para calibrar os modelos hidrológicos. Contudo, em meios heterogêneos, a dificuldade de conhecer com precisão estes parâmetros envolve uma grande incerteza sobre as idades calculadas [Ayraud, 2005]. O uso de traçadores ambientais permite então uma abordagem direta para medir os tempos de residência da água. Diferentes modelos de interpretação (pistão, exponencial, mistura binária) podem ser usados para descrever o comportamento das linhas de fluxos e calcular as idades aparentes [Maloszewski et Zuber, 1996; Bayari, 2002; Conceptualization, H., 2012].

Para ser ideal, o traçador da idade da água deve ser inerte em relação aos processos biológicos e químicos, ubiquista, e facilmente mensurável [Ayraud, 2005 e referências contidas nele]. O carbono-14 permite medir águas antigas (até 40000 anos em teoria, e até 30000-35000 anos para ter datações corretas) enquanto os traçadores de eventos, tais que o trítio, os CFC ou o SF_6, são utilizados para medir o tempo de residência de águas recentes (post-1940), em particular no caso de aquíferos freáticos pouco profundos.

Vários autores recomendam o uso de uma abordagem multi-traçadores para realizar datações de qualidade. Por isso, no âmbito deste estudo, os diferentes traçadores utilizados são o ^{14}C, o ^{3}H, os CFC e o SF_6.

A origem de cada traçador (^{14}C, ^{3}H, CFC e SF_6), os princípios de datação e os parâmetros que influenciam a datação, além dos diferentes modelos de interpretação (fluxo pistão, exponencial, ou mistura binária) **utilizados para descrever o comportamento das linhas de fluxos e calcular as idades aparentes** [Maloszewski et Zuber, 1996; Bayari, 2002; Conceptualization, H., 2012], **são detalhados em Anexo IV**.

3.4.2 Tecnica analítica

3.4.2.1 ^{14}C e ^{3}H

Todas as análises em isótopos radioativos foram realizadas em Avignon (França) no Laboratório EMMAH da Universidade de Avignon, por contagem de cintilação líquida após enriquecimento por eletrólise.

Os resultados de trítio são expressos em UT. Considerando que esta medição depende do ruído de fundo devido à radioatividade natural presente durante a contagem, que é variável, os resultados expressos apresentam um limite de deteção também variável. Neste presente estudo, o erro analítico é da ordem de 0,3 UT.

O Carbono Inorgânico Dissolvido (CID) presente na água foi precipitado pelo cloreto de bário ($BaCl_2$) em meio básico (pH = 10,5) sob a forma de carbonatos de bário. O material e o método de amostragem para desenvolver as análises em ^{14}C são descritos em Anexo V.

As atividades de ^{14}C são expressas em pMC (porcentagem de carbono moderno), com pMC ≥ 100% correspondendo às águas infiltradas pós-1950. O erro analítico é cerca de 0,5 pMC, mas pode aumentar com a idade das amostras. Os resultados do $\delta^{13}C$, que permitem corrigir a idade da água diferenciando a fonte biogênica de C, são expressos em delta por mil (δ ‰) vs PDB, com um erro analítico de ± 0,1 ‰.

3.4.2.2 CFC, SF_6 e gases dissolvidos

A análise dos gases antropogênicos e nobres foi feita na Universidade de Rennes (França) na plateforma "Condate Eau - OSUR" conforme detalhado em Labasque et al. (2008). Os CFCs e o SF_6 foram extraídos pelo método de desgaseificação e aprisionamento (“purge and trap”) e quantificados por cromatografia gasosa com detecção por captura de elétrons (GC-ECD). As análises estão dentro de uma precisão de 3% para os CFC, enquanto são de 5% para o SF_6.

Os gases nobres foram extraídos por “head-space” (criação de uma fase gasosa pura no líquido) e medidos por cromatografia gasosa com detector catarômetro (µGC3000 - SRA), com uma precisão de 5%.

O material e o método de amostragem para desenvolver as análises em gases dissolvidos são descritos em Anexo VI.

Capítulo V. Caracterização do funcionamento hidrogeológico

1 Caracterização hidrodinâmica dos aquíferos cristalinos cearenses

1.1 Estudo das variações piezométricas dos aquíferos do embasamento

1.1.1 Monitoramento piezométrico horário

Para medir as variações piezométricas naturais do aquífero de forma continua com uma frequência horária, três sensores de pressão foram instalados em quatro poços diferentes (Tabela 20). As variações piezométricas dos poços foram confrontadas à chuva diária oriunda dos postos pluviométricos mais próximos, cuja distância ao poço é detalhada na Tabela 24.

Tabela 24: Distância dos postos pluviométricos

Nome do poço	N° Posto pluviométrico	Distância do posto pluviométrico
PIR P14 (Várzea da Russa Dessalinizador)	N° 802	6,9 km
IBI P24 (Seriema Pousada)	N° 202	5,7 km
VA 128 (Seu Israel)	N° 800	4,9 km
FOR 150 (São Bento com areia)	N° 221	7,7 km

Uma análise dos diferentes monitoramentos piezométricos horários feitos é dada nos parágrafos seguintes a fim de caracterizar a resposta do aquífero cristalino às chuvas.

1.1.1.1 PIR P14

Contexto ambiental

O poço PIR P14, de 64 m de profundidade, é um poço que foi antigamento usado para o abastecimento de água da comunidade de Varzea da Russa (Quixeramobim), na bacia de Pirabibú. A água deste poço era provavelmente já salgada, porque as águas do poço eram tratadas por um sistema de dessalinização. Não se sabe por quê e quando este poço foi desativado.

O poço PIR P14 é inserido nas formações cristalinas da Suíte Sítio dos Bois (=Orthognaisse Madalena), a ≈233 m de altitude[7] numa zona de relevo suave. O poço localiza-se a 125 m a esquerda de um rio temporario, cujo talvegue apresenta-se aproximadamente entre 231-233 m de altitude em torno do poço, e a 180 m a jusante de um pequeno açude (Figura 48). Além deste

[7] As altitudes provêm do modelo digital de elevação Alos Palsar, de malha 12,5m * 12,5m, e possuem então imprecisões.

açude, observe-se pequenas zonas de acumulações de água, de forma mais ou menos arredondadas, todas localizadas acima do poços em termos de altitude.

Figura 48: Vista aérea do poço PIR P14 (10/2018). Fonte: Google Earth

Observações gerais

Durante o período de monitoramento 2017-2019 (Figura 49), a profundidade do nível de água no poço PIR P14 varia entre 2,55 m/solo (águas altas, final de estação chuvosa, em torno de abril/julho) e 5,69 m/solo (águas baixas, final de estação seca, em torno de dezembro/fevereiro).

O nível de água mais baixo observado, no início de 2017, corresponde ao nível de águas baixas subsequente à ultima seca severa de 2012-2016. O monitoramento piezométrico de PIR P14 não mostra perturbações ligadas ao bombeamento de um poço vizinho.

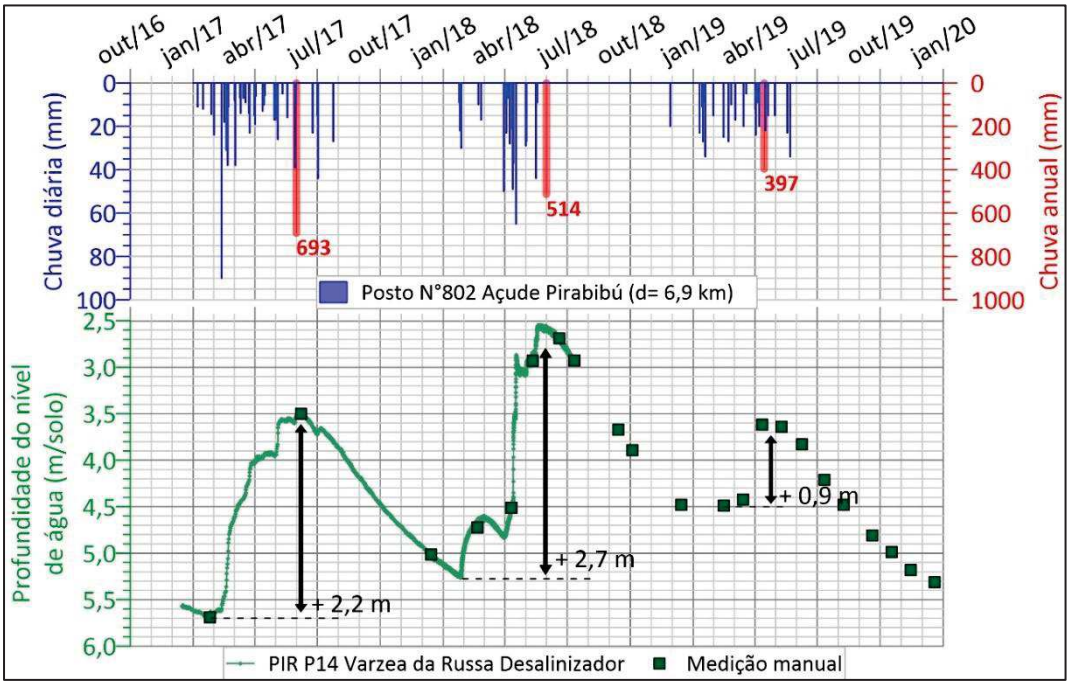


Figura 49: Monitoramento piezométrico 2017-2019 do poço PIR P14 e chuva diária e anual associada (posto 802)

Entre os três anos de monitoramento, a maior subida do nível freático observada em PIR P14 (aumento do nível de +2,7 m em 2018), e neste caso, o ano de maior recarga subterrânea, não occore durante o ano mais chuvoso (Figura 49 e Tabela 25). Isto significa que a recarga do aquífero não é uma função direta da quantidade de chuva anual, tal como pode ser observado em outras regiões semiáridas do mundo [Leduc et al., 1998].

Da mesma maneira que foi observado para os aluviões da região [Burte, 2008], poderiamos considerar que ocorre uma recarga efetiva do aquífero cristalino quando a chuva mensal ultrapassa 100 mm em PIR P14. A relação entre as variações mensais do nível piezométrico do poço PIR P14 e as quantidades mensais de chuva observadas entre 2017 e 2018 é relativamente proporcional (r^2 = 0,84), mas observamos certas inconsistências entre os meses (Tabela 25 abaixo). Por exemplo, o nível de água pode mostrar uma variação positiva (de +20 cm) a partir de 61 mm de chuva mensal (01/2018, início de estação chuvosa), enquanto mostra uma variação negativa (de -13 cm) em 07/2017 (final de estação chuvosa) apesar que choveu 86 mm.

Tabela 25: Variações mensais do nível piezométrico do poço PIR P14 e chuva mensal associadas (posto N°802)

	2017							2018					
Data	**01**	**02**	**03**	**04**	**05**	**06**	**07**	**01**	**02**	**03**	**04**	**05**	**06**
Chuva mensal (mm)	61	188	135	71	129	23	86	61	27	60	237	109	0
Variação do nível (m)	-0,10	+0,98	+0,64	+0,09	+0,42	-0,30	-0,13	+0,20	+0,30	-0,20	+1,70	+0,50	-0,30

Para mesmas condições de solo (solo seco, primeiras chuvas da estação chuvosa), podemos observar nas Figura 49, Figura 50 e Figura 51 que o nível de água não aumentou em janeiro 2017, embora tenha chovido 61 mm naquele mês, enquanto durante o mês de janeiro 2018 que acumulou a mesma quantidade de chuva (61 mm, mas desta vez, em 3-4 dias consecutivos), observou-se uma resposta positiva do aquífero às chuvas a partir do terceiro dia chuvoso, com uma subida lenta e gradual do nível durante mais de um mês apos o evento chuvoso (e isso apesar que não choveu durante 3 semanas depois).

Assim, o nível piezométrico em PIR P14 pode ser impactado a partir de uma chuva mensal de 61 mm dependendo da repartição dos eventos chuvosos. Isto nos demonstra que a recarga do aquífero tampouco não é uma função direta da quantidade de chuva mensal, mas é função da repartição das chuvas diarias e das quantidades de precipitação acumuladas numa certa janela de tempo, além de ser provavelmente função da intensidade[8] das chuvas e da presença de escoamentos superficiais.

[8] Não há dados de intensidade em mm/h na zona de estudo.

De fato, a intensidade de chuva e o estado hídrico do solo são parâmetros que vão influenciar a proporção de escoamentos superficiais em relação infiltração direta na zona não saturada (ZNS). Se a intensidade da precipitação for maior que a capacidade de infiltração do solo, o excesso de água vai escorrer ao longo da linha de declive e vai acumular-se nas depressões. Na zona de estudo, a presença de solos rasos e as fortes intensidades de chuva no meio da estação chuvosa favorecem fluxos de tipo Hortoniano, que resultam em deflúvios geralmente intensos apesar de serem curtos e irregulares [Burte, 2008]. Além disso, os solos são pouco permeáveis e caracterizados por um tamanho de grão não uniforme, com maiores teores de argila nas camadas superiores do solo (e.g. parágrafo VI.2.5.2 p.245). Estas observações apoiam a hipótese segundo qual os escoamentos superficiais são predominantes em comparação com a infiltração direta durante chuvas intensas ou eventos de chuva concentrados em curtos períodos de tempo.

Relação entre as chuvas e as variações do nível piezométrico

Quando analisar as variações do nível de PIR P14 (Figura 49) em função da repartição e das quantidades diárias de precipitações durante a estação chuvosa, observemos um aumento sazonal do nível piezométrico devido à infiltração da agua no aquífero durante a estação chuvosa, seguida por um rebaixamento do nível durante a estação seca (quando não há mais chuva nem escoamentos superficiais) devido à cessação do episódio de recarga.

A resposta do aquífero às precipitações é rápida: um aumento do nível piezométrico observe-se em menos de 24 h após de um evento chuvoso significativo (como a chuva de 90 mm do dia 11/02/2017, por exemplo), o que demostra que o aquífero está bem conectado com a superfície e a precipitação atual.

A amplitude da subida do nível piezométrico durante a estação chuvosa depende no entanto da repartição e das quantidades diárias de chuva. O nível piezométrico do lençol freático sobe de maneira forte, rápida e continua[9] após eventos chuvosos de forte intensidade (isolados ou não) e/ou após vários eventos de chuva consecutivos (ou seja, concentrados no curto período de tempo), como em fevereiro 2017 (90 mm o dia 11/02/2017 ou 80 mm acumulados entre o 18 e 20/02/2017), em maio 2017 (76 mm acumulados entre o 29/04 e o 04/05/2017), ou em abril 2018 (107 mm acumulados entre o 11 e 13/04/2018 ou 65 mm o dia 17/04/2018), por exemplo (rectangulos vermelhos; Figura 50 e Figura 51). Tais variações bruscas passam despercebidas no monitoramento manual cuja frequência é insuficiente (semanal até mensal).

[9] Nota-se que não é possível, na maioria do tempo, de distinguir a resposta piezométrica relacionada a um evento de chuva especifico: não se observe a presença de picos seguidos por uma diminuição menos abrupta e mais gradual do nível após de cada evento de chuva.

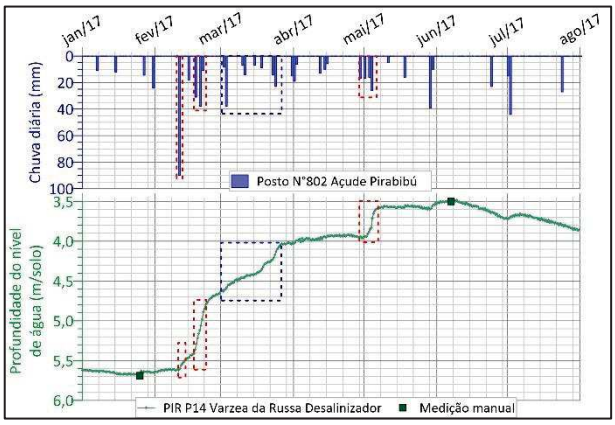


Figura 50: Monitoramento piezométrico 2017 do poço PIR P14 e chuva diária associada (posto 802)

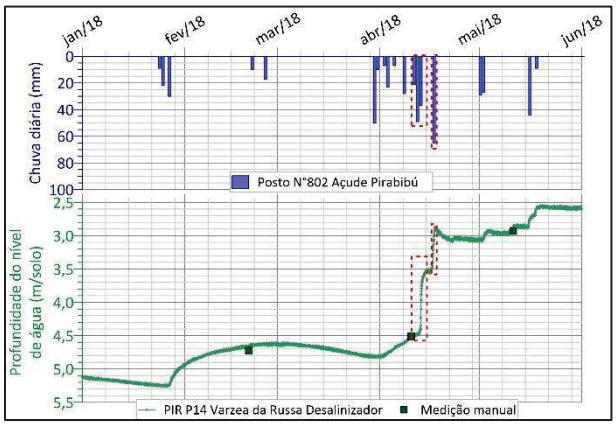


Figura 51: Monitoramento piezométrico 2018 do poço PIR P14 e chuva diária associada (posto 802)

Quando a frequência dos eventos de chuva for mais espaçada no tempo, o nível de água sobe ainda de forma continua durante o período chuvoso, mas desta vez de maneira mais suave e lenta, como em março de 2017 (rectangulo azul, Figura 50). Se comparamos a velocidade da subida do nível piezométrico entre 2017 e 2018 para uma quantidade de água equivalente, observamos que a subida do nível é mais lenta e menos consequente quando os eventos for mais espaçados no tempo (Tabela 26).

Tabela 26: Relação entre a velocidade de subida do nível freático e a frequência de chuva associada

Período	Subida do nível freático	Velocidade de subida do nível freático	Quantidade de chuva associada	"Frequência" dos eventos de chuva
22/02/2017 até 25/03/2017	+ 0,77 m	≈ 2,5 cm/dia	111 mm	8 eventos em 31 dias
11/04/2018 até 14/04/2018	+ 0,90 m	≈ 30 cm/dia	107 mm	3 eventos em 3 dias

Emfim, o nível de água está quase sem reação no caso de pequenos eventos isolados de chuva (por exemplo, a chuva de 27 mm do 24/07/2017 na Figura 50). Isso é facilmente compreensível, pois pequenos eventos isolados de chuva dificilmente servirão para umedecer o solo ou atender às necessidades da evapotranspiração, e particularmente no início (ou mesmo no final) da estação chuvosa. De forma geral entre 2017 e 2018, não se observe picos especificos e visiveis ligados a um evento de chuva quando a quantidade de chuva acumulada (em 1 a 3 dias) for inferior a 50 mm.

Quando analisar as variações do nível de PIR P14 durante a estação seca (Figura 49), observamos que a descida do nível piezométrico é relativamente constante entre os diferentes anos e fica em torno de 7-9 mm/dia. O poço não sendo equipado por uma bomba, podemos supor que esta velocidade de descida corresponde à velocidade de esvaziamento do aquífero (via os escoamentos de base do aquífero, a evaporação ou a evapotranspiração do lençol ?). Não há evidências da existência de um exutorio hidráulico persistante em torno de PIR P14, considerando que nao há escoamentos no riacho durante a estação seca e que o riacho (e provavelmente os aluviões) localisa-se acima do lençol freático em termos de altitude (sobretudo

no período de águas baixas). Análises isotópicas realizadas em regiões de alto deficit hídrico mostraram que as taxas de evaporação direta do lençol são significativas nos 2 primeiros metros do solo, mas diminuem com a profundidade do lençol freático [Taupin et al., 1991]. Quando o lençol freático for em torno de 5 m de profundidade, as taxas de evaporação são teoricamente da ordem da dezena de mm/ano [Taupin et al., 1991; Coudrain-Ribstein et al., 1998; Kamai & Assouline, 2018], o que significa que os efeitos de evaporação direta do lençol freático são insignificantes para explicar o rebaixamento do lençol. Nota-se contudo que fenômenos de evapotranspiração do lençol freático pelas raizes das plantas poderiam participar ao rebaixamento observado durante a estação seca, caso não existe um exutorio hidráulico significativo (os aluviões do riacho considerando que não tem escoamentos nos rios durante a estação seca). Isto significaria que o aquífero poderia apresentar condições temporarias de endorreismo, o que é compativel com a salinidade e a estratificação vertical da salinidade observada para este poço (e.g. discussão mais abaixo). O rebaixamento piezométrico poderia também ser devido a um simples processo de redistribuição espacial de uma massa de água infiltrada pontualmente (função da difusividade).

Origens das variações do nível piezométrico

Durante a estação chuvosa, a subida do nível piezométrico em PIR P14 pode ser influenciada, por uma lado, por um fluxo vertical de água de chuva através da ZNS (infiltração direta, que seja de forma difusa através da ZNS ou de forma localizada através de uma fissura/fratura preservada na saprolite) ou, por outro lado, por um fluxo horizontal de água derivada da chuva a partir de baixios topograficos proximos (infiltração indireta de forma localizada no leito do rio ou nas margens/fundo dos açudes, por exemplo).

Se considerarmos uma espessura de ZNS de 5 m e um tempo de resposta de 24 h, isto significa que a velocidade de escoamento pelos poros com qual a água se infiltraria verticalmente seria da ordem de $5{,}8.10^{-5}$ m/s, ou seja, ≈200 mm/h, o que parece ser um valor um pouco alto se comparar com os valores disponíveis de velocidade média de infiltração (velocidade de Darcy ?) dados na Tabela 10 (que ficam entre 32 e 94 mm/h para solos saturados, o que não é o caso da ZNS). A forte heterogeneidade do meio e a presença de descontinuidades na ZNS (fissuras, falhas preservadas) poderia também explicar esta velocidade de infiltração em solo não saturado: a hipótese de uma infiltração vertical como potencial fluxo de recarga do lençol freático não pode, então, ser descartada. As fortes velocidades de subida observadas quando os eventos de chuva são concentrados no tempo (Tabela 26 ou retângulos vermelhos da Figura 50 e Figura 51) poderiam sublinhar os momentos onde há participação das infiltrações diretas através da ZNS.

Na ausência de dados relativos às alturas de água no açude ou no rio perto de PIR P14, não foi possível avaliar a hipótese de um fluxo horizontal a partir de um cálculo de difusividade.

Considerando que observamos uma resposta do aquífero em 24h, os valores de transmissividade obtidos no parágrafo V.1.2 “Caracterização dos parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos cristalinos” (p.152) não permitem afirmar que a subida piezométrica observada corresponde a um fluxo horizontal de água infiltrada a partir de baixios topograficos localizados a proximidade. Contudo durante a estação chuvosa, o nível piezométrico tende em apresentar um aumento continuo e inercial onde não se observe uma diminuição menos abrupta e mais gradual do nível após de cada evento de chuva. Ademais, o nível de água no aquífero tende em diminuir somente a partir do final da estação chuvosa, ou seja, quando não houver chuvas durante mais de três semanas. Estas observações sugerem que o fluxo de água que alimenta o lençol provém de zonas capazes de acumular e de liberar gradualmente no tempo a água, tais como baixios topograficos (lagoas temporarias, açudes, talvegues de rio ou riachos, aluviões *etc*.). Esta ultima hipótese é apoiada pela marca isotopicamente evaporada da água subterrânea de PIR P14 (4,2 < d-exc < 5,5 ‰), o que implica que uma parte das águas de recarga foi submetida a evaporação antes da sua infiltração. Isto significa que uma parte da recarga do aquífero não é direta e vai ocorrer somente apos a concentração dos escoamentos nos baixios topograficos (infiltração indireta), tal como pode ser observado em outras zonas semiáridas do mundo [Leduc et al., 1998]. Em consequencia, significa que o aumento piezométrico do lençol freático é também ligado a fluxos sub-horizontais a partir de zonas localizadas distantes. Durante os períodos secos, os fluxos de recarga não ocorrem mais e observamos um rebaixamento do lençol freático.

Foi observado por Burte (2009) que as interações entre o aquífero aluvial e o rio são caracterizadas por uma recarga do aquífero aluvial pelos fluxos do rio durante os eventos de cheia. Estes eventos de cheia poderiam provocar uma inversão do fluxo e alimentar os aquíferos cristalinos [Funceme, 2007]. Neste sentido, é interessante avaliar a relação entre a importancia dos escoamentos superficiais e a amplitude das variações do nível piezométrico do aquífero cristalino. Como não há dados de vazão a proximidade do poço PIR P14, foi usado dados de volume de açudes monitorados a proximidade (cujo detalhes estão dados na Tabela 27) para avaliar a importancia dos escoamentos superficiais durante os anos do monitoramento piezométrico.

Tabela 27: Características técnicas dos açudes e chuvas anuais associadas do posto INMET Quixeramobim

	Bacia hidrográfica (km^2)	Capacidade (hm^3)	Altura máxima da barragem (m)	Ano e chuva media anual (mm) associada
Açude Quixeramobim	7005	7,88	14,95	2017 → 711 mm 2018 → 709 mm
Açude Pirabibú	513	74,00	15	2019 → 682 mm

Nota-se que a extrema modificação do sistema hidrológico pelo homen (construção de uma multidão de açudes, controle das vazões liberadas, *etc*.) tornou extremamente dificil explicar a relação entre as quantidade de chuva e os volumes acumulados, visto que o enchimento de um reservatório vai depender da taxa de enchimento dos açudes a montante. Contudo, podemos

razoavelmente pensar que existe uma relação proporcional entre os volumes acumulados nos açudes e a importancia dos escoamentos superficiais.

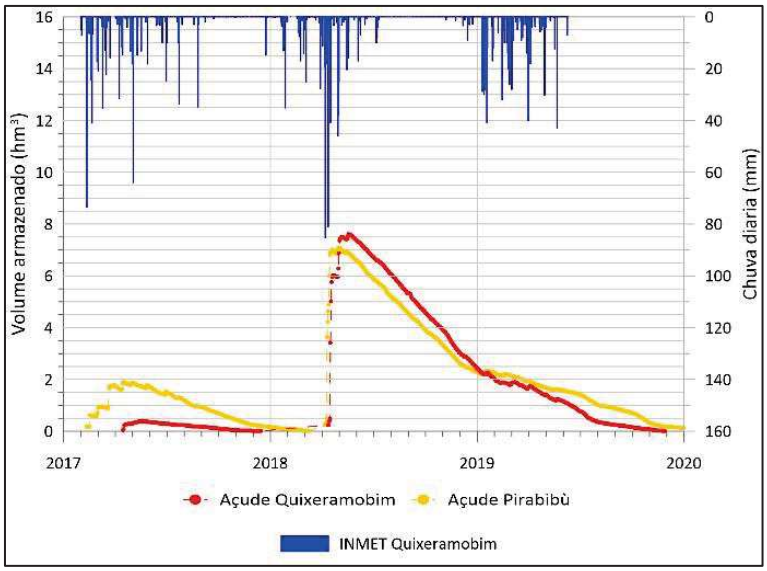


Figura 52: Evolução dos volumes nos principais açudes monitorados e chuva diária do posto INMET Quixeramobim

Assim entre 2017 a 2019, as quantidades de chuvas anuais obtidas no posto INMET Quixeramobim (proximo aos açudes mencionados) são semelhantes (Tabela 27), mas as respostas dos açudes em termos de volumes acumulados, e pois, em termos de quantidade de escoamento superficial, são bem diferentes (Figura 52). De fato, o monitoramento dos volumes dos açudes Quixeramobim e Pirabibù mostra que o ano 2018 foi o ano de maior enchimento, enquanto as chuvas do ano 2019 não causaram escoamentos superficiais suficientes para encher os açudes. Assim, observe-se que a distribuição das chuvas nos anos 2017 e 2018 foi propicia à criação de escoamentos superficiais (e especificamente em 2018), o que não foi o caso para 2019. Da mesma forma, o monitoramento piezométrico de PIR P14 (e do poço IBI P24 apresentado abaixo) evidenciou que as maiores recargas do aquífero aconteceram em 2018 e em 2017, enquanto o ano 2019 não foi propicio a uma recarga significativa do aquífero. Isto sugere que, quanto maior for o escoamento superficial, quanto maior é a recarga do aquífero.

A relação proporcional entre a taxa de escoamento superficial e a taxa de recarga subterrânea pode parecer contraditória à primeira vista. Contudo, este tipo de relação já foi observado em outras regiões semiáridas, como no Niger por exemplo (Sahel). A degradação e o encrostamento dos solos devidos à pressão antrópica causou um aumento dos fluxos superficiais e dos níveis piezométricos do aquífero sedimentar livre e isso, apesar das secas recorrentes [Leduc et al., 2001; Babaye et al., 2019]. Foi evidenciado no Niger que as maiores taxas de escoamentos superficiais provocaram uma concentração dos escoamentos em lagoas endoreicas temporárias, onde a água pode infiltrar-se até o lençol freático. Em consequencia, o maior escoamento superficial levou no Niger em uma recarga mais alta do lençol freático e um aumento subsequente do lençol freático [Leduc et al., 2001].

Veremos nas próximas partes deste estudo (parágrafo V.2.1.2, p.172) que as águas subterrâneas são sistematicamente isotopicamente marcadas pela evaporação. Portanto, estas observações sugerem que uma parte da recarga do aquífero deriva diretamente da chuva através de infiltrações verticais, enquanto outra parte é necessariamente ligada à acumulação de água superficial nos baixios topográficos (submetidos à evaporação e capazes de acumular e de liberar gradualmente a água), que vão constituir zonas de infiltrações preferenciais (infiltração indireta a partir de zonas tais que os talvegues de um rio ou as margens/fundo dos açudes). No caso de PIR P14, o rio localizado a 125 m do poço entre 231-233 m de altitude, os aluviões associados e os açudes a montante poderiam potencialmente alimentar o lençol freático e constituir zonas preferenciais de infiltração, o nível piezométrico em PIR P14 devendo ficar em torno de 227,5 e 230,5 m de altitude durante o período de monitoramento. Considerando o caráter muito evaporado do poço PIR P14 (4,2 < d-exc < 5,5 ‰), podemos supor que a recarga das águas do aquífero neste local é essencialmente atribuída à infiltração indireta de águas superficiais evaporadas a partir dessas zonas de infiltrações preferenciais, preferencialmente na forma de fluxos sub-horizontais.

Observação preliminar sobre a dinâmica de salinidade

A análise da dinâmica de salinidade é feita na terceira parte dos resultados, a partir de poços equipados com uma bomba para evitar a presença de vieses devido ao método de amostragem das águas. A amostragem do poço PIR P14 foi feita manualmente e os valores de CE mencionados abaixo podem então apresentar vieses.

Contudo, vale-se desde já anotar que durante o monitoramento mensal da CE do poço PIR P14, fortes valores de condutividade foram medidos em superfície (entre 8000 e 15800 µS/cm, amostragem manual). Além disso, perfis de condutividade em toda a profundidade do poço (e.g. Anexo XI) mostraram a presença de diferentes entradas de água de qualidade distinta e variável no tempo, com valores de CE que aumentam com a profundidade e que podem atingir valores de até 20 000 µS/cm no fundo do poço (Figura 53 abaixo). A forte estratificação hidrogeoquímica vertical observada poderia ser ligada a maiores tempos de trânsito devido à diminuição da densidade de fraturas e, pois, a diminuição da permeabilidade com a profundidade [Lachassagne et al., 2021]. Mesmo se as águas da parte inferior da zona fissurada do aquífero podem ser “mais velhas” que as águas da parte superior, lembra-se que as idades aparentes obtidas mostram que o sistema apresenta, apesar de tudo, águas modernas (e.g. parágrafo V.2.2 p.177).

A realização dos perfis de CE foi feita em P14 durante diferentes momentos do ciclo hidrológico (Figura 53): em março 2019 (estação chuvosa e mês durante qual a recarga do aquífero aconteceu; Figura 49) e em junho e setembro 2019 (estação seca, período sem recarga do aquífero).

Isto permitiu observar que em março 2019, maiores CE foram medidas em superfície (até 30 m de profundidade) em comparação à estação seca, enquanto menores CE foram medidas em profundidade. A variabilidade temporal observada verticalmente poderia simbolizar que a recarga sazonal permitiu criar um fluxo que atinge a parte inferior da zona fissurada, o que provocou uma diminuição da CE das fraturas profundas (graças à circulação das águas), enquanto provocou um aumento da CE em superfície devido à maior contribuição das fraturas profundas neste momento (e/ou eventualmente a lixiviação de sais superficiais).

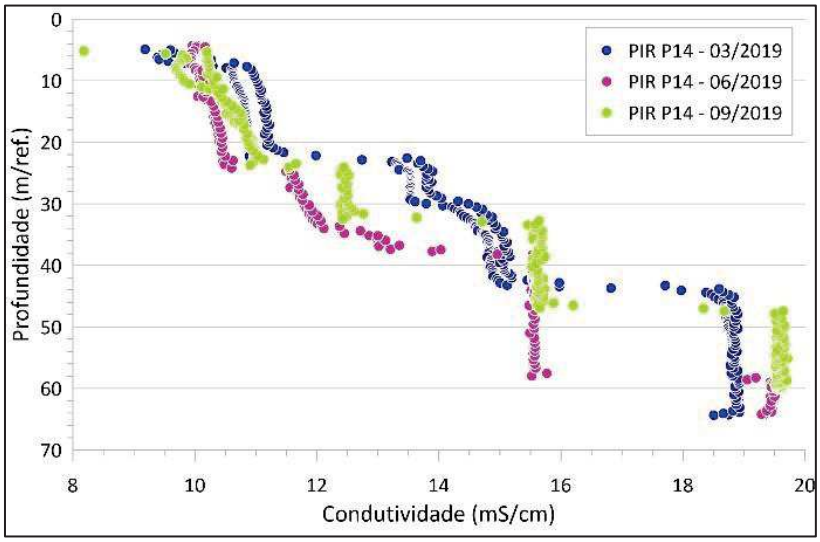


Figura 53: Perfis de condutividade realizados no poço PIR P14

De maneira geral, a amostragem mensal da água de PIR P14 evidenciou que a CE diminuiu entre 2016 (final da seca 2012-2016, onde se observe o nível mais baixo de água) e 2019, o que poderia sugerir que períodos de seca prolongada impactam também a qualidade das águas subterrâneas (além dos recursos superficiais), provavelmente em razão de uma menor taxa de recarga e/ou de uma maior taxa de evapotranspiração do lençol durante estes períodos secos. Apesar da diminuição global de CE entre 2016 e 2019, observem-se picos de salinidade que ocorrem durante o período chuvoso, junto com a subida rápida do nível piezométrico, e que deixam pensar que fenômenos de lixiviação de sais[10] poderiam existir (Figura 54). Contudo, estes picos de salinidade poderiam também ser devidos a uma maior contribuição das fraturas profundas mais salgadas durante o evento chuvoso (mobilização de águas profundas por efeito de pistão após o aumento das cargas hidráulicas nas áreas de recarga).

Apesar dos vieses ligados à amostragem manual, observe-se durante o período seco um aumento gradual da CE que, junto com a descida gradual do nível piezométrico, poderia sugerir fenômenos de evapotranspiração das águas subterrâneas pelas raízes da vegetação. A presença de numerosas árvores que ficam verdes mesmo na estação seca nas proximidades do poço (Figura 48) apoia esta ultima hipótese.

[10] Caso estes picos não seriam devidos à má representatividade da amostragem manual.

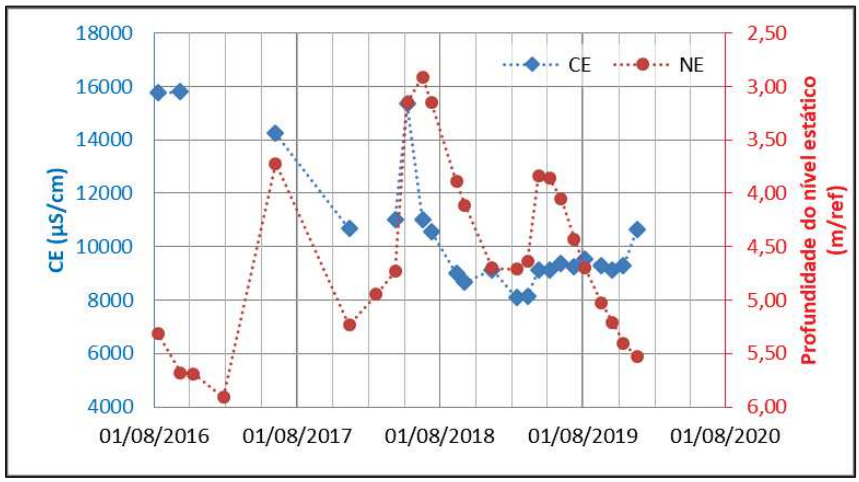


Figura 54: Relação entre a variação mensal de nível piezométrico e a condutividade elétrica em PIR P14.

1.1.1.2 IBI P24

Contexto ambiental

O poço IBI P24, de 59 m de profundidade, é um poço particular localizado numa pousada que está no estado de abandono. O poço não é equipado e não é usado (não se sabe as razões). Existem alguns poços a proximidade a menos de 200 m do poço IBI P24 (informação comunicada pelo dono do poço), mas estes poços não foram vistos no campo ou localizados num mapa.

O poço IBI P24 (194 m de altitude) é inserido nas formações cristalinas do complexo Jaguaretama e/ou da formação Santarém-Grupo Orós, que estão localmente recobertos por depósitos colúvio-eluviais. A espessura dos depósitos ou da zona não consolidada não é conhecida. O poço não é localizado perto de um rio, mas se encontra a 30 m a montante de um açude de pequenas dimensões (Figura 55). O relevo da zona é suave.

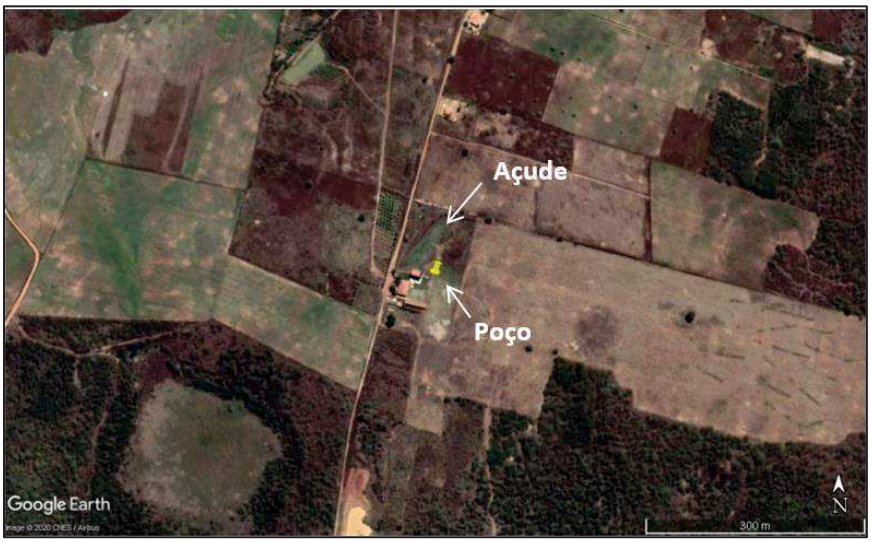


Figura 55: Vista aérea do poço IBI P24 (03/2020). Fonte: Google Earth

Observações gerais

Durante o período de monitoramento 2017-2019 (Figura 56), a profundidade do nível de água no poço IBI P24 varia entre 12,84 m/solo (final de estação chuvosa, em torno de maio/julho) e 18,66 m/solo (final de estação seca, em torno de dezembro/janeiro). Durante os períodos secos (como em outubro de 2017 ou em novembro e dezembro de 2018, por exemplo), observe-se pequenas oscilações que poderiam corresponder a influência do bombeamento de um poço vizinho.

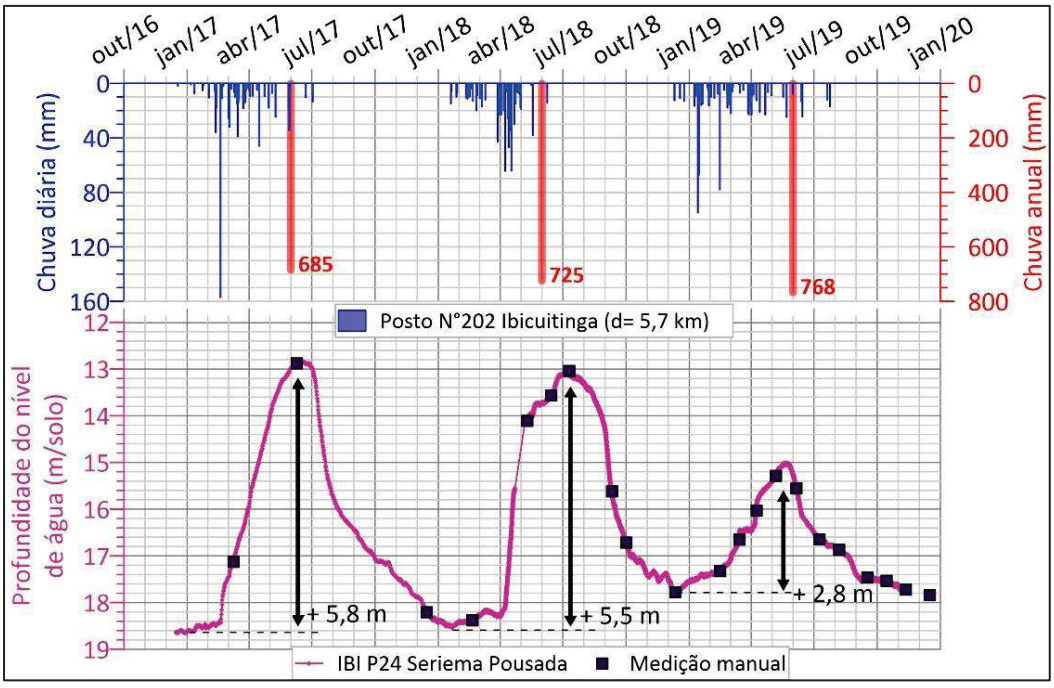


Figura 56: Monitoramento piezométrico horário 2017-2019 do poço IBI P24 e a chuva diária associada.

Da mesma forma que para PIR P14, a recarga do aquífero em IBI P24 não é uma função direta da quantidade de chuva anual ou mensal. Isto é especialmente visivel em 2019, que constitui o ano de maior chuva anual (sobre os três anos monitorados), mas de menor variação sasonal piezométrica (Figura 56). Assim, a recarga do aquífero depende da repartição e das quantidades de chuva diaria acumuladas numa certa janela de tempo, além de ser provavelmente função da intensidade das chuvas e das chuvas dos dias precedentes (estado hídrico do solo). Os açudes localizados perto da bacia de Ibicuitinga mostraram que as chuvas do ano 2019 não causaram escoamentos superficiais suficientes para encher os açudes, destacando ainda uma vez a relação potencialmente positiva entre escoamentos superficiais e recarga efetiva do aquífero.

Relação entre as chuvas e as variações do nível piezométrico

Quando analisar as variações do nível de IBI P24 (Figura 56) em função da repartição e das quantidades diárias de precipitações durante a estação chuvosa, observemos que mesmo se o nível piezométrico é mais profundo em relação a PIR P14, a resposta do aquífero às chuvas é

também rápida, com um aumento continuo e gradual do nível piezométrico em menos de 24h após de um evento chuvoso significativo (como o dia 18/02/2017, por exemplo).

Em IBI P24, ocorre um leve aumento do nível piezométrico (< 20 cm) desde o início das primeiras chuvas (mesmo para eventos <10 mm), mas a maior parte da subida piezométrica vem de eventos significativos. Assim, o aumento piezométrico em IBI P24 é geralmente forte, rápido e continuo após eventos chuvosos de forte acumulação diária (como a chuva de 157 mm do dia 18/02/2017, por exemplo) e/ou após eventos de chuva consecutivos e/ou concentrados num curto período de tempo, como em abril 2018 (242 mm acumulados entre o 08/04 e o 17/04/2018), por exemplo (rectangulos vermelhos; Figura 57 e Figura 58). A subida do nível entre 2017 e 2018 varia entre de 40 a 120 mm/dia.

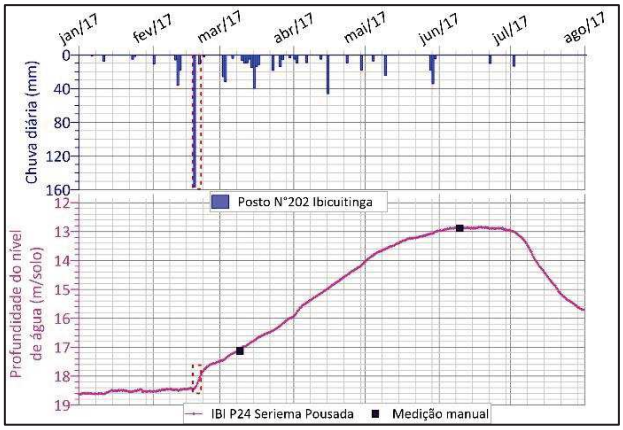


Figura 57: Monitoramento piezométrico 2017 do poço IBI P24 e chuva diária associada (posto 202)

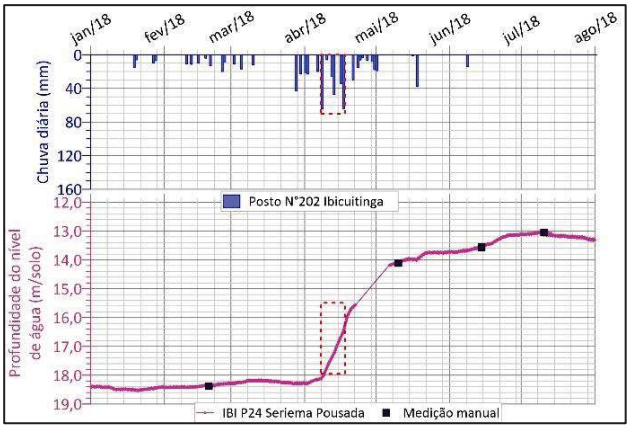


Figura 58: Monitoramento piezométrico 2018 do poço IBI P24 e chuva diária associada (posto 202)

No entanto, as primeiras chuvas significativas de janeiro de 2019 acumularam um total de 162 mm em 2 dias não consecutivos (Figura 59), equivalente ao evento chuvoso do dia 18/02/2017, sem provocar uma forte subida do nível piezométrico (o nível sobe de apenas 20 cm no mês de janeiro). Em 2019, a velocidade média de subida do nível durante a quadra-chuvosa é de apenas 25 mm/dia.

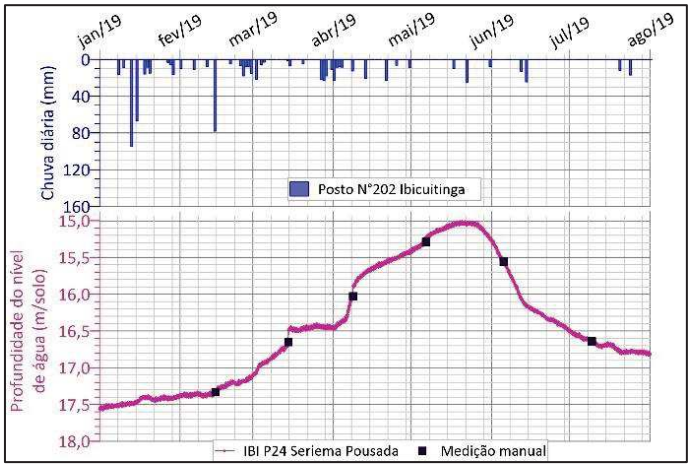


Figura 59: Monitoramento piezométrico 2019 do poço IBI P24 e chuva diária associada (posto 202)

Neste monitoramento, o lençol freático varia suavemente ao longo do ano: a maioria dos eventos de chuva não produz mudanças mensuráveis no nível de água do poço (o aumento contínuo do lençol não permite distinguir os diferentes eventos de chuva). Mesmo se as chuvas forem mais espaçada no tempo e menos significativas, o nível de água continua de aumentar gradualmente durante a estação chuvosa (mesmo se não chover durante duas ou três semanas).

É so a partir do final da estação chuvosa que o nível piezométrico desce. Durante a estação seca, a descida do nível piezométrico de IBI P24 ocorre de maneira não regular: há uma mudança de inclinação em torno de 15-16m de profundidade (curva de secagem? mudança na permeabilidade? interface sedimentos/zona fissurada). Quando o nível piezométrico for acima de 16 m de profundidade, o lençol desce com uma velocidade maior do que a subida, enquanto abaixo de 16 m de profundidade, a velocidade de descida do nível piezométrico é de 10 a 20 mm/dia. O poço não está equipado por uma bomba mas as pequenas oscilações observadas nos períodos secos de 2017 ou 2018 sugerem que o poço IBI P24 é impactado pelos bombeamentos de um poço vizinho. No caso de IBI P24 cujo lençol se localisa abaixo de 10 m de profundidade, podemos supor que a velocidade de descida do nível corresponde à velocidade de esvaziamento do aquífero via os escoamentos de base do aquífero, ao processo de redistribuição espacial de uma massa de água infiltrada pontualmente, aos bombeamentos e/ou a fenômenos de evapotranspiração pelas raízes das plantas. Uma evaporação direta do lençol freático não é possivel considerando a profundidade do nível piezométrico.

Origens das variações do nível piezométrico

A forma muito gradual da subida piezométrica e o caráter evaporado das águas (d-exc = 3,2 ‰) deixam pensar, da mesma forma que para PIR P14, que existiria uma certa distância entre a zona de recarga do aquífero e o poço de observação (difusividade do aquífero) e que a zona de recarga do aquífero é essencialmente constituída por zonas localizadas propícias ao acumulo e evaporação das águas, tais que os açudes ou os baixios topográficos. O fato que a maioria dos eventos de chuva não produz mudanças mensuráveis no nível de água do poço poderia mostrar que as infiltrações verticais são mais limitadas do que em PIR P14.

A análise hidrodinâmica feita neste trabalho é claramente incompleta e poderia ser complementada por cálculos de difusividade e/ou por modelos de reservatórios verticais (calculando a parte de chuva efetiva diária disponível para infiltração) para avaliar as diferentes contribuições à recarga possíveis. Contudo, estes cálculos fogem um pouco do real objetivo desta tese considerando que vários dados necessários a este tipo de cálculo (tal como dados sobre os açudes ou o solo, por exemplo) não são definidos e deveriam ser aproximados por diferentes intervalos de valores de dados para avaliar a robustez dos resultados.

De forma geral, os monitoramentos de IBI P24 e de PIR P14 mostraram que o aquífero está bem conectado com a superfície (resposta rápida), com fluxos de recarga importantes durante a estação chuvosa (que vão depender dos acúmulos, da repartição e da intensidade da chuva), e particularmente nos anos propícios a criação de escoamentos superficiais. Nota-se que as variações bruscas que podem ser observadas em PIR P14 ou IBI P24 passam despercebidas se a frequência de medições é insuficiente (semanal até mensal). Em qualquer caso, uma parte dos fluxos de recarga ocorre provavelmente de forma vertical através da ZNS, enquanto maior parte ocorre na forma de fluxos sub-horizontais a partir de zonas de acumulações superficiais distantes (tais que açudes, rios, aluviões, baixios topográficos, etc.). Considerando o caráter evaporado do poço IBI P24 e a profundidade do nível piezométrico, podemos supor como primeira aproximação que o açude localizado a 30 m constitui uma zona preferencial de infiltração e que a recarga das águas do aquífero neste local é essencialmente atribuída à infiltração indireta de água de açude.

Observação preliminar sobre a dinâmica de salinidade

A amostragem do poço IBI P24 foi feita manualmente e os valores de CE mencionados abaixo podem então apresentar vieses devido ao método de amostragem.

Neste poço, os valores mensais de CE medidos variam entre 4700 e 12500 µS/cm (amostragem manual). Os perfis de CE realizados no poço (e.g. Anexo XI) mostraram também uma estratificação hidrogeoquímica vertical com diferentes entradas de água de qualidade distinta e variável no tempo, e valores de CE que atingem 10 000 µS/cm no fundo do poço (Figura 60). Nota-se a presença de uma entrada de água menos salgada (CE≈ 5000 µS/cm), em torno de 40 m de profundidade, que parece funcionar unicamente durante a estação chuvosa (em março e agosto 2019).

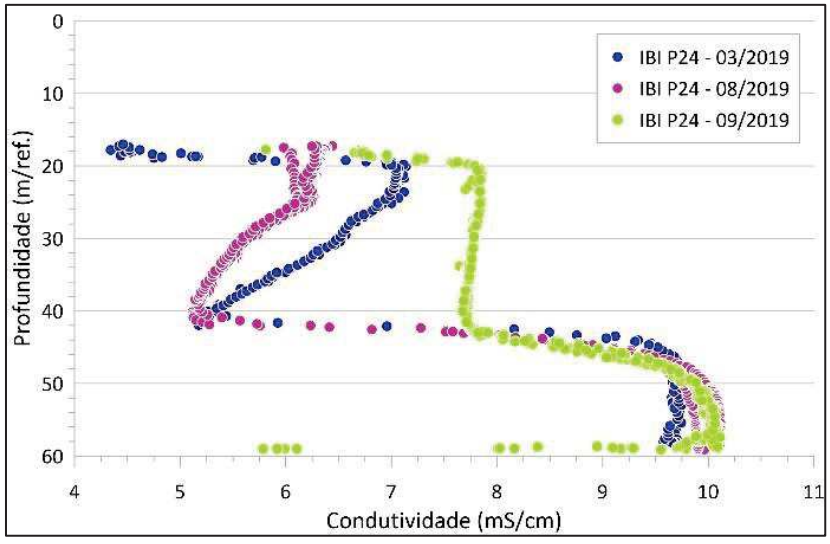


Figura 60: Perfis de condutividade realizados no poço IBI P24

Entre 2016 e 2019, observe-se certa estabilidade da CE apesar da existência de variações sazonais (Figura 61 abaixo). Estas variações sazonais são diferentes em função dos anos. Durante a estação chuvosa e a subida do nível piezométrico, podemos observar em função dos anos um pico de salinidade (lixiviação de sais superficiais ou contribuição mais importante da parte inferior da zona fissurada por efeito de pistão?) ou, ao contrario, uma diminuição da CE (infiltração de água mais doce ?). Durante o período seco, a CE tende em aumentar junto com a descida do nível até atingir um valor em torno de 8000 µS/cm. Como não há muito arvores nas proximidades imediatas do poço, é pouco provável que o aumento da salinidade na estação seca seja devido à evapotranspiração das águas pelas raízes da vegetação. O aumento de CE observado poderia talvez corresponder ao fato que a entrada de água de CE 5000 µS/cm observada nos perfis de condutividade para de ser alimentada na estação seca. De qualquer forma, os dados de CE oriundo de poços não equipados são dados como uma indicação, vistos os vieses existentes devido ao método de amostragem e a variabilidade vertical da CE existentes nestes poços.

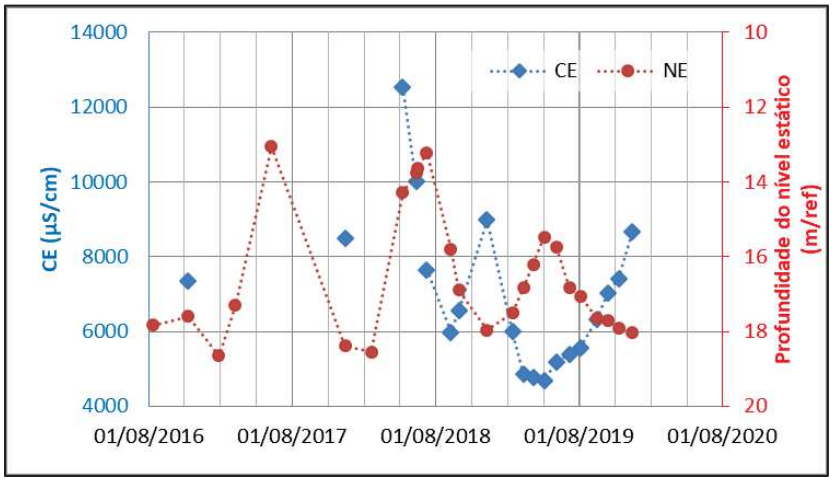


Figura 61: Relação entre a variação mensal de nível piezométrico e a condutividade elétrica observada em IBI P24.

1.1.1.3 VA 128

Contexto ambiental

O poço VA 128 é um poço particular que foi escavado até 100 m de profundidade. Como a vazão deste poço é fraca, nunca foi usado ou equipado por uma bomba. Localizado a ≈252 m de altitude, este poço é inserido nas formações cristalinas do complexo Cruzeta, e se encontra numa zona de relevo suavo.

A 80 m ao Norte de VA 128 se encontra um outro poço (VA 206), de 60 m de profundidade, equipado por uma bomba e localizado a ≈247 m de altitude. Além disso, o poço VA 128 se localisa a 130 m ao Sul de um talvegue (rio) que está intersectado por várias pequenas barragens (formando pequenos açudes), e a 225 m ao Sul-Oeste de um açude >0,5 ha (na parte a jusante do açude; Figura 62).

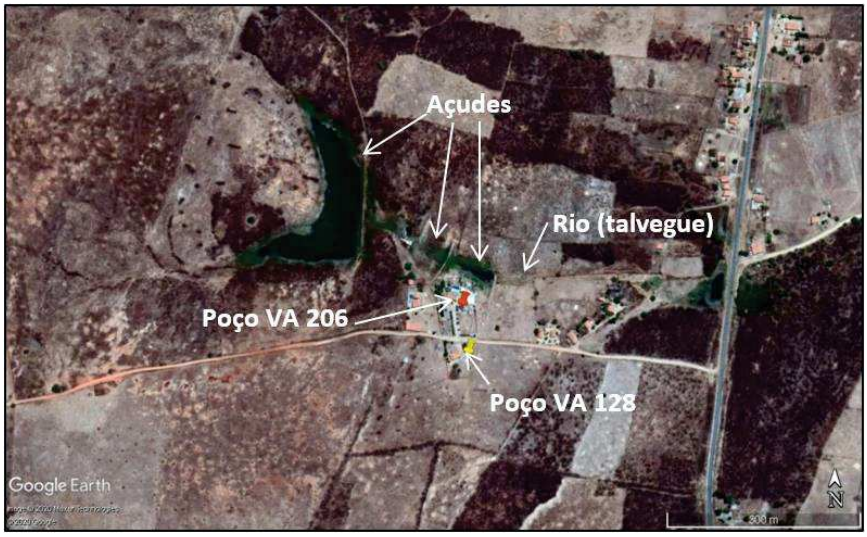


Figura 62: Vista aérea do poço VA 128 (09/2018). Fonte: Google Earth

Observações gerais

Durante o período de monitoramento 2018-2019, a profundidade do nível de água no poço profundo VA 128 varia entre 7,50 e 28,52 m/solo, mas este limite inferior não corresponde a um nível estático de águas baixas: corresponde a um nível dinâmico (Figura 63) correspondente à influência do cone de rebaixamento do poço vizinho (VA 206), localizado a 80 m do poço VA 128 em direção do rio. Isto destaca a conexão hidráulica existente entre esses dois poços. A reconstituição do nível estático (linha pontilhada vermelha da Figura 63) sugere que o nível de águas baixas deve estar em torno de 14 a 15 m de profundidade. Isto significa que o nível estático no poço VA 128 fica em torno de 237 a 245 m de altitude dependendo do período hidrológico.

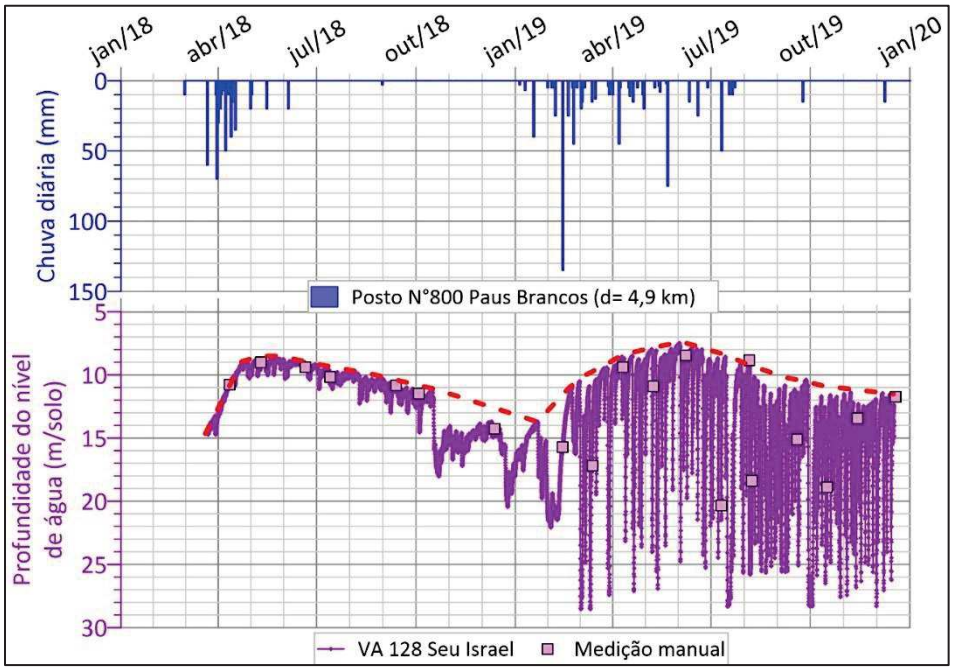


Figura 63: Monitoramento piezométrico horário 2018-2019 do poço VA 128 e a chuva diária associada. A linha pontilhada vermelha representa a reconstituição do nível estático do poço

Até outubro 2018, o bombeamento do poço vizinho era desprezível, o nível de água em VA 128 tendo relativamente o tempo para retornar a um nível estático antes do próximo bombeamento. Após desta data, a bomba do poço vizinho foi trocada (maior potência) e o tempo de bombeamento aumentou (as necessidades de água do vizinho cresceram), criando maiores perturbações sobre o nível estático com maiores cones de rebaixamento. O maior bombeamento do poço VA 206 revelou que o nível dinamico do poço VA 128 atinge uma limite a 28,50 m de profundidade (≈224 m de altitude), onde o nível de água estabiliza-se até o bombeamento parar (Figura 65). Vamos demonstrar posteriormente que esta estabilização do nível sugere um limite de alimentação, oriunda provavelmente da rede hidrografica vizinha que se localisa acima do lençol freático em termos de altitude (o rio se localisa entre ≈241 e 246 m de altitude, enquanto o açude > 0,5 ha e em água durante o monitoramento se localisa a ≈248 m de altitude). Maiores interpretações são dadas no âmbito do teste de bombeamento realizado neste poço, cujos resultados estão apresentados no parágrafo V.0 (p.153).

A perturbação do nível piezométrico de VA 128 não permitiu analisar com precisões o impacto da repartição e das quantidades diárias de precipitações sobre o nível piezométrico. Contudo, observamos na Figura 64 e na Figura 65 abaixo uma flutuação suave, gradual e sazonal do nível piezométrico devida à infiltração da água durante a estação chuvosa, seguida por um rebaixamento do nível durante a estação seca.

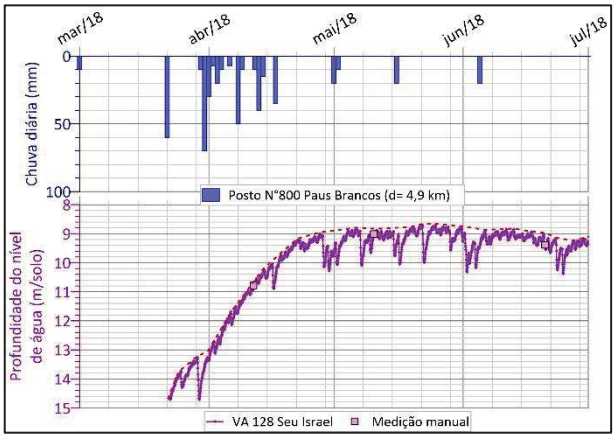


Figura 64: Monitoramento piezométrico 2018 do poço VA 128 e chuva diária associada (posto 800)

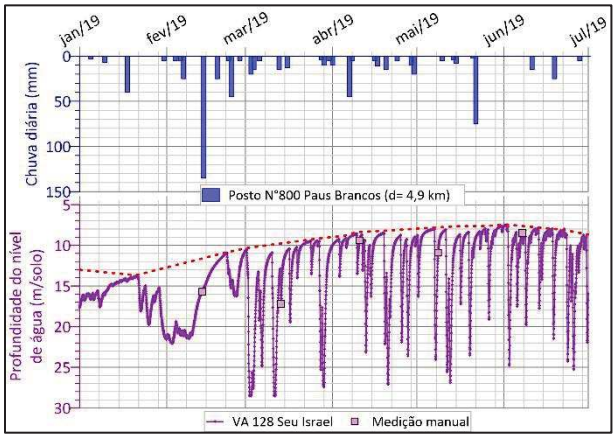


Figura 65: Monitoramento piezométrico 2019 do poço VA 128 e chuva diária associada (posto 800)

Considerando o caráter evaporado (mas variável, 1,9 < d-exc < 9,1 ‰) das águas do poço VA 206 (que esta em conexão hidráulica com o poço VA 128), podemos supor que uma parte da recarga é ligada a infiltração indireta das águas a partir do leito do rio (talvegue) ou dos reservatórios superficiais localizados ao Norte do poço VA 128, o que é coerente com o limite de alimentação observada. Nota-se que é possível observar um enriquecimento dos dados isotópicos em ^{18}O das águas de rio [Matsui, 1978], o que destaca que é possível ter fenômenos de evaporação nas águas de rio.

1.1.1.4 FOR 150

Contexto ambiental

O poço FOR 150 de 42 m de profundidade (profundidade original ou colapso do poço?) é localizado a ≈231 m de altitude e é inserido nas formações cristalinas do complexo Cruzeta numa zona de relevo suave a moderado. O poço foi criado provavelmente no ambito de eleções politicas, mas nunca foi equipado por uma bomba. O poço é localizado a 90 m de um rio/açude (rio cujo talvegue é intersectado por um vau/pequena barragem), acima de um pequeno morro e perto de umas casas, em torno de 10 m acima do rio (Figura 66).

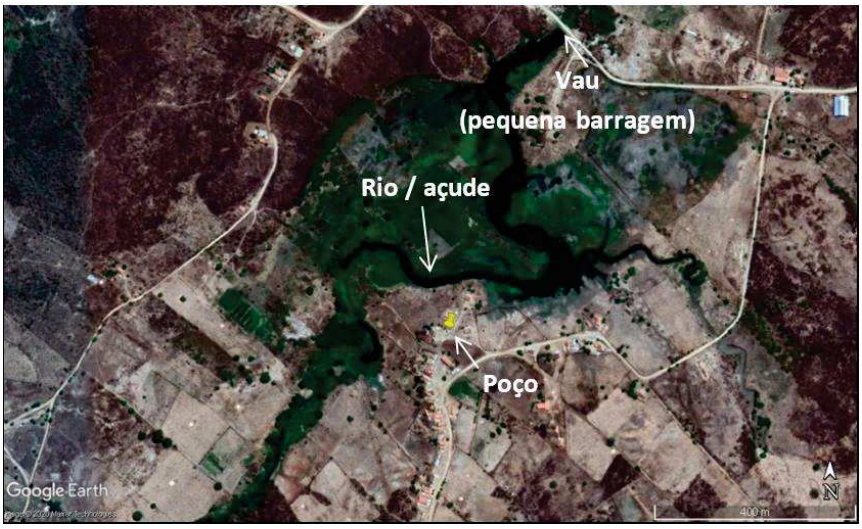


Figura 66: Vista aérea do poço FOR 150 (09/2018). Fonte: Google Earth

Observações gerais

Durante o monitoramento 2018-2019, a profundidade do nível de água no poço profundo FOR 150 varia entre 10,60 e 8,80 m/solo (Figura 67).

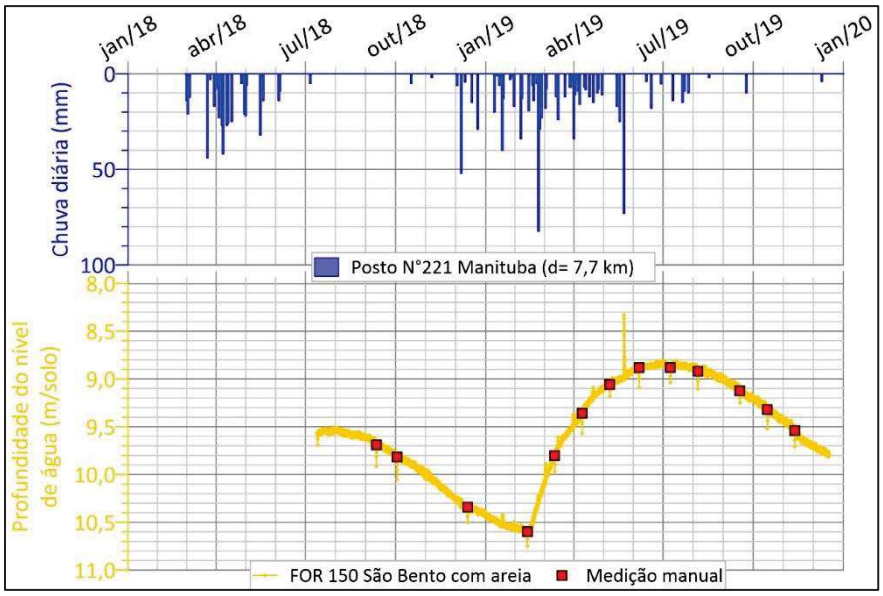


Figura 67: Monitoramento piezométrico horário 2018-2019 do poço FOR 150 e a chuva diária associada

Os pequenos rebaixamentos que observam-se durante cada campanha de medição mensal correspondem ao rebaixamento oriundo da amostragem manual da água que esta feito após da medição piezométrica. A amostragem manual da água retira do poço 75 a 90 litros em media de água e provaca um rebaixamento do nível de 20 cm. Portanto, significa que a transmissividade T e a porosidade efetiva do poço é muito baixa. Da mesma forma, podemos observar pequenas subidas do nível piezométrico, como a do dia 22/05/2019 (Figura 68 abaixo), que ocorrem geralmente após de eventos chuvosos significativos. Estas subidas pontuais são provavelmente devidas a infiltração direta vertical da chuva ao longo do revestimento PVC do poço ou de caminhos preferenciais.

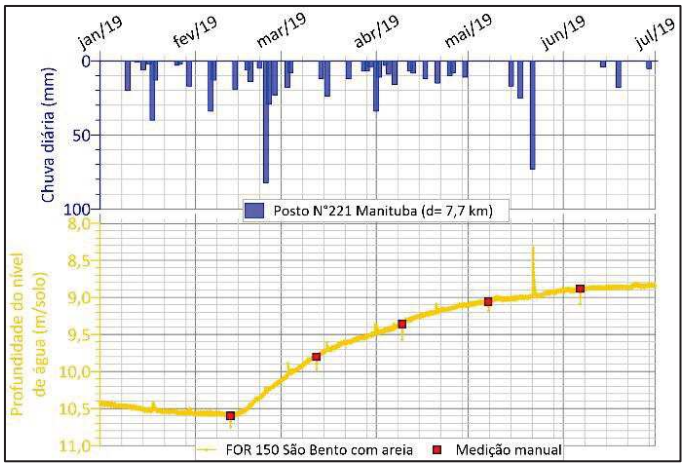


Figura 68: Monitoramento piezométrico horário 2019 do poço FOR 150 e a chuva diária associada

Contudo, estas pequenas subidas do nível piezométrico não ocorrem sempre. Por exemplo, não se observe uma reação do nível à chuva de 82 mm do dia 24/02/2019, enquanto foi o caso para à chuva de 73 mm do dia 22/05/2019 ou à chuva de 40 mm do 18/01/2019 (Figura 68). Nota-se que a correspondência entre os eventos chuvosos e o monitoramento de FOR 150 não é muito clara. Por exemplo, as primeiras chuvas do ano 2019 (150 mm de chuva entre o 01/01/2019 e o 15/02/2019 com 3 eventos > 20 mm) não provocaram uma subida do nível piezométrico neste período, e a subida sazonal do nível começou antes do evento significativo do dia 24/02/2019. Sem informações adicionais (vazão do rio, altura de água), podemos imaginar que estas inconsistências são devidas à uma baixa representatividade do posto pluviometrico (quem é o mais próximo do poço).

Apesar destas inconsistências, podemos observar, da mesma forma que para o poço VA 128, uma subida suave e continua do nível piezométrico durante o período chuvoso, seguido por um rebaixamento gradual do nível da ordem de 5-7 mm/dia. O poço não sendo equipado por uma bomba, podemos supor que esta velocidade de descida corresponde à velocidade de esvaziamento do aquífero (via os escoamentos de base do aquífero e/ou a evapotranspiração do lençol). O carácter evaporado das águas deste poço (d-exc= 8,8 ‰) e a forma gradual da variação piezométrica evidencia que, da mesma forma que para os outros poços, uma parte da recarga do

aquífero é ligada a infiltração de água em zonas de infiltrações preferenciais, tal que o rio no caso de FOR 150. Outra parte da recarga é relacionada às infiltrações verticais diretas.

1.1.2 Monitoramento piezométrico mensal

Um monitoramento piezométrico manual mensal foi desenvolvido sobre uma rede de 56 poços a partir do mês de abril 2018, com medições simultâneas da condutividade, temperatura e pH. Além disso, entre agosto 2016 e março 2018 foram feitas campanhas esporádicas de medição piezométricas. Este capítulo sendo dedicado ao estudo da piezometria, todas as observações em relação à salinidade e sua variação espaço-temporal estão feitas no Capítulo VI (p.202).

Durante o período de monitoramento piezométrico (entre 08/2016 e 12/2019), a profundidade do nível de água do aquífero cristalino é situada entre 0,4 e 21,4 m/solo em função dos poços. Trata-se então de um lençol freático, raso.

Os gráficos relativos à evolução piezométrica dos poços do monitoramento são dados em Anexo VII. Nestes gráficos, as evoluções piezométricas são representadas em metros de altitude. Nota-se que as altitudes foram deduzidas a partir de um MNT de 30 m de precisão, e não a partir do nívelamento dos poços. Em consequência, os dados de altitudes estão relativamente imprecisos. Entre o início do monitoramento piezométrico dos poços (08/2016, 01/2017 ou 12/2018 dependendo dos poços, para comparar um nível de águas baixas) e o final do monitoramento em dezembro 2019, observamos no Anexo VII que as reservas subterrâneas tendem a ser reconstituidas (aumento dos níveis de água em mais de 90% dos poços) em seguida à seca de 2012-2016. Durante a estação chuvosa, observe-se uma subida geral dos níveis piezométricos relativamente síncrona entre os diferentes poços, mas de magnitude variável (Anexo VII). De fato entre 08/2016 e 12/2019, a amplitude total das variações piezométricas (ΔNE) pode variar de 0,6 a 11,7 m em função dos poços, sem que há relação entre a profundidade do nível e a amplitude das variações. Esta diferença de comportamento poderia estar ligada a diferentes taxas de recarga entre os diferentes poços, às diferenças na porosidade, ou à maior ou menor distância da zona de recarga.

Vamos considerar nas análises seguinte unicamente os poços sem bomba para evitar de introduzir viés (n= 33 poços). Quando olhar em escala sazonal (variação do nível observada durante 1 ano civil), observe-se uma certa heterogeneidade das variações piezométricas entre os diferentes poços (Tabela 28). Entre 65 a 70% dos poços mostram uma variação sazonal anual > 1 m, enquanto 25% dos poços mostram uma variação sazonal anual > 2 m.

Tabela 28: Amplitude sazonal mínima e máximal das variações piezométricas (ΔNE) observadas

Escala	ΔNE mínimo observado (m)	ΔNE máximo observado (m)
ΔNE Sazonal (ano 2018)	0,3	5,9
ΔNE Sazonal (ano 2019)	0,2	4,7

A análise da amplitude da variação do nível de água observada de um mês para o seguinte (ΔNE mensal) entre 2018 e 2019 permite também destacar forte diferenças de comportamento entre os diferentes poços. Assim durante a estação chuvosa, a ΔNE mensal varia de 0,1 à 3,1 m em função dos poços, com somente 20 a 30 % dos poços que apresentam uma ΔNE mensal podendo ser superior a 1 m (altura correspondente a uma infiltração de água de 10 mm se consideramos uma porosidade de 1%), enquanto 50 % dos poços apresentam uma variação mensal de nível muito atenuada (< 0,5 m).

Os poços que mostram variações mensais de nível > 1 m estão localizados a proximidade (entre 10 até 300 m de distância) de potenciais zonas de recarga mais propicias à infiltração, tais que o leito de um rio (talvegue), as margens de um açude, as zonas de depressão local ou até mesmo uma recarga pelos aluviões. 64 % destes poços se localizam a menos de 200 m de potenciais zonas de infiltração. O poço VA 19 por exemplo, que apresentou a maior ΔNE mensal do monitoramento (de 3,1 m entre abril e maio 2018, associado com uma diminuição da CE) e cujo nível passou de 19,8 m/solo em abril 2018 até 11,6 m/solo em dezembro 2019, localiza-se a ≈170 m de um açude de ≈4 ha que era seco em 2016 (final da seca) e que voltou a ser em água provavelmente em 2018 (o açude era em água em junho de 2019 segundo Google Earth, nenhuma imagem sendo disponível entre as duas datas apresentadas na Figura 69). Isto destaca ainda a provável influência dos açudes (e de forma estendida, dos recursos superficiais) nos processos de recarga das águas subterrâneas, em coerência com o sinal isotópico evaporado das águas.

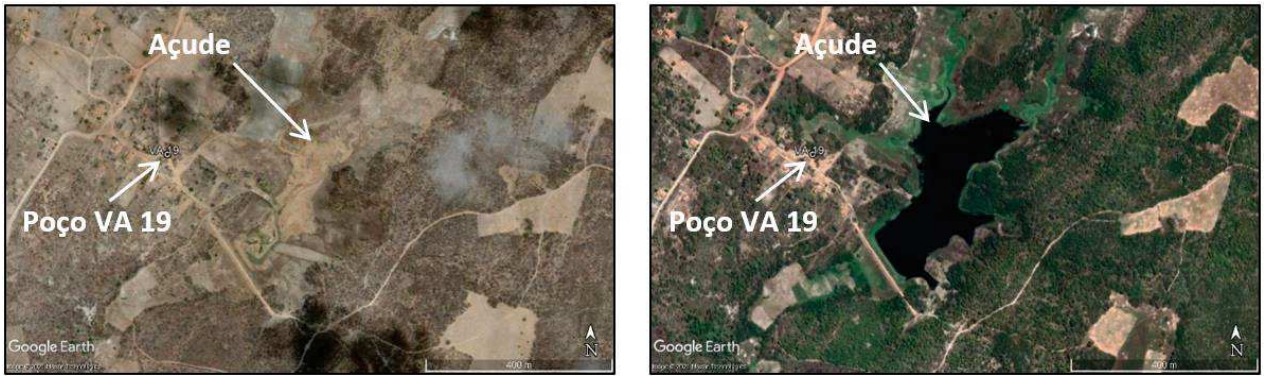


Figura 69: Vista do açude ao lado de VA 19, seco em novembro de 2016 (esquerda) e em água em 06/2019 (direta)

Nota-se contudo que alguns poços que mostraram variações mensais mais fracas podem também se encontrar perto de potenciais zonas de infiltração (entre 30 a 500 m). Perto de 60% dos poços cujo ΔNE mensal é inferior a 1 m se localizam a menos de 200 m de uma potencial zona de recarga. Assim, as fracas variações de nível observadas para alguns poços poderia talvez explicar-se pela presença de uma zona alterada (saprolito) mais desenvolvida com maior porosidade. Para verificar esta hipótese, teria que adquirir os perfis litoestratigraficos dos poços para estimar a espessura do saprolito.

De forma geral, a zona de estudo é caracterizada pela presença de solos rasos pouco permeáveis que favorecem escoamentos de tipo Hortonianos, o que leva a um escoamento superficial (*runoff*) predominante em comparação à infiltração direta durante eventos de chuva intensa ou eventos de chuva concentrados em curtos períodos de tempo. O aumento das taxas de escoamento superficial com a degradação dos solos em zona semi-arida pode implicar uma recarga mais alta do lençol freático e um aumento subsequente no lençol freático [Leduc et al., 2001], o que destaca o papel das infiltrações indiretas nos processos de recarga. Em nosso caso, a geomorfologia da área de estudo e a presença de numerosas lagoas temporárias (naturais ou artificiais) facilitam o acumulo de água, e pois um endorreísmo localizado. Considerando a marca evaporada das águas subterrâneas (e.g. paragrafo V.2.1.2, p.172) , significa que uma parte da recarga dos aquíferos cristalinos é então favorecida pelo acúmulo de água nessas áreas propícias à infiltração (ou seja, os talvegues dos rios, os aluviões, as margens dos açudes, os baixios topograficos, etc.).

1.1.3 Dinâmica piezométrica interanual

A fim de avaliar o impacto da seca 2012-2016 (Figura 70) sobre os níveis do aquífero, dados históricos oriundos da zona de estudo foram recuperados e adicionados à banca de dados atuais (Figura 71).

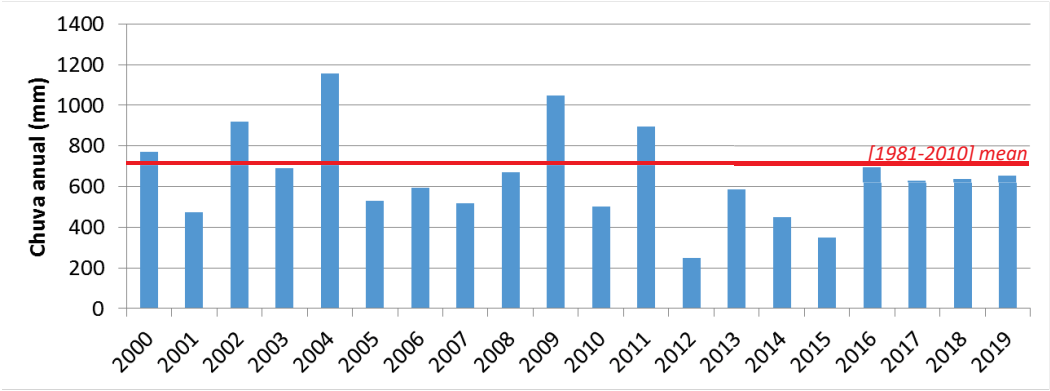


Figura 70: Chuva anual (em mm) no municipio de Quixeramobim (Thiessen). Fonte: dados da FUNCEME

Mesmo se a chuva anual não tem relação direta com a recarga dos aquíferos, observamos que a diminuição da chuva anual em torno de 35% em relação à média histórica durante 2012-2016 provocou uma redução geral dos níveis piezométricos até cerca 7 m em função dos poços (n= 7 poços), os anos anteriores a 2012 não sendo particularmente excedentes (Figura 71). Apesar disso, o monitoramento de FOR Y22 permite de evidenciar que mesmo em anos de precipitação abaixa da média ocorre uma recarga do aquífero cristalino (exceto em 2016).

A seca severa de 2012-1016 causou uma queda do nível das águas subterrâneas em razão da diminuição das taxas de recarga. Assim, as fracas recargas entre 2012 e 2016 não permitiram compensar a drenagem lateral do aquífero. Em 2019, após três anos de chuva quase dentro da

normal, observa-se um aumento geral dos níveis (Figura 71). De fato, o retorno às condições climáticas mais normais deve resultar em uma reconstituição das reservas subterrâneas, como pode ser observado nas regiões do Sahel [Leduc et Loireau, 1997]. Contudo, a maioria dos poços não recuperaram os níveis de pré-seca (no final da estação seca em 2019, o nível é mais baixo de 0 a 5 m dependendo dos poços em função do nível no final da estação seca de 2011). Isso implica que os recursos hídricos subterrâneos dependem fortemente da capacidade atual de recarga e são muito sensíveis à seca. Assim, os sistemas aquíferos locais são bem conectados com a superfície, mas altamente heterogêneos.

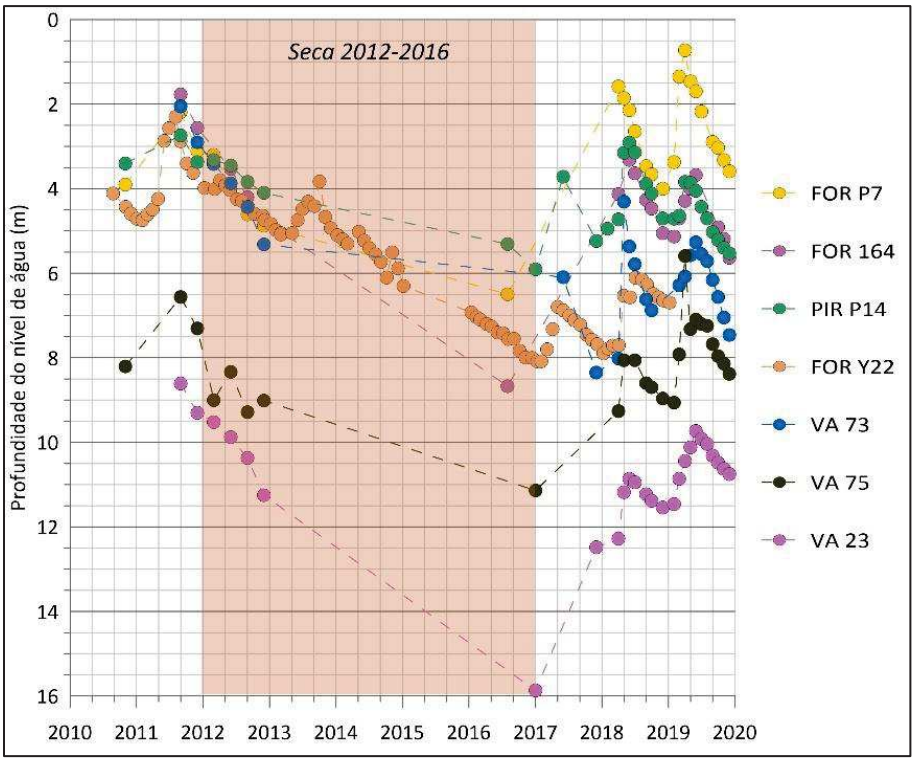


Figura 71: Impacto da seca 2012-2016 sobre os níveis do aquífero cristalino.

1.1.4 Avaliação das taxas de recarga dos aquíferos através do método WTF

O método do balanço hídrico é frequentemente usado para estimar a recarga dos aquíferos e tem uma sólida base teórica [Moon et al., 2004]. No entanto, em áreas semiáridas, é difícil determinar a quantidade de recarga usando o balanço hídrico convencional e/ou métodos hidráulicos [Ahmed et al., 2019]. De fato, o uso da escala mensal para os calcúlos do balanço hidráulico não é adaptado visto as condições climáticas variáveis da região estudada (e.g. parágrafo II.2.3.2 p.32). Assim, os cálculos de balanço hídrico feitos na escala mensal na região de estudo, como no trabalho de Araújo (2017) por exemplo, não são realisticos (foi medido taxas de recarga de até 12% da chuva anual). Ademais, é geralmente utilizados nestes calcúlos mensal uma capacidade de retenção do solo de 100 mm. Contudo, este valor de 100 mm é superestimado: já observamos que uma recarga do aquífero pode acontecer mesmo com uma chuva mensal de 61 mm, o que significa que este valor deve estar bem inferior a 100 mm.

Considerando a dificuldade para estimar as reservas utéis do solo na escala diária, foi decidido estimar a recarga do aquífero livre utilizando o método Water Table Fluctuation (WTF), a partir dos monitoramentos piezométricos horários que foram feitos no ambito desta pesquisa. A aplicação deste método é relativamente simples e necessita apenas dados de variação do nível piezométrico (*ΔNE*) e de porosidade efetiva (anotado aqui Sy). A incerteza nas estimativas geradas por este método está relacionada à precisão limitada com a qual *Sy* pode ser determinado e até que ponto as premissas inerentes ao método são válidas [Healy et Cook, 2002].

Assim, este método é aplicável quando: (i) trata-se de aquíferos livres, (ii) o coeficiente de armazenamento do aquífero pode ser estimado, e (iii) o aumento dos níveis de água subterrânea deve-se à água de recarga que chega na superfície livre do lençol freático.

A recarga R é calculada como: $$\mathrm{R} = \mathrm{Sy} * \frac{dNE}{dt} = \mathrm{Sy} * \frac{\Delta NE}{\Delta t}$$

Este método é tradicionalmente aplicado para calcular um valor de recarga para cada aumento individual do nível da água, mas pode eventualmente ser aplicado para intervalos de tempo mais longos (sazonal ou anual) para calcular um valor de recarga efetiva [Healy et Cook, 2002; Crosbie et al., 2005; Maréchal et al., 2006]. Além disso, este metodo é mais adaptado aos aquíferos cujo recarga é devida a uma infiltração vertical, que seja de forma diffusa na ZNS ou através de caminhos de escoamentos preferenciais [Healy et Cook, 2002]. No entanto, este metodo já foi utilizado para sistemas com ZNS espessas que exibem apenas flutuações sazonais do nível da água [Healy et Cook, 2002]. Assim, a estimativa das taxas de recarga através do método WTF foi feita neste trabalho de forma exploratória, considerando que os monitoramentos piezométricos do presente estudo sugerem a influência de um fluxo sub-horizontal oriundo de uma infiltração distante.

ΔNE é igual à diferença entre o pico da subida do nível e o ponto baixo da curva da recessão antecedente extrapolada no momento do pico. A curva de recessão antecedente é o traço que o hidrograma do poço teria seguido na ausência da precipitação que produz o aumento (Figura 72). O desenho deste traço é subjetivo.

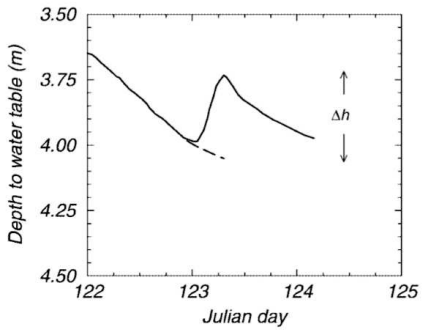


Figura 72: Elevação hipotética do nível da água no poço em resposta às chuvas. Fonte: Healy et Cook, 2002.

Uma avaliação da recarga do aquífero foi feita a partir das crônicas de alta resolução oriundas de IBI P24 e PIR P14, na escala sazonal. Foram consideradas as chuvas que cairam durante o período de subida do nível piezométrico.

Considerando que a porosidade *Sy* do aquífero fraturado cearense não é conhecida (a porosidade total varia de 0,002 % a 0,28 % segundo Manoel Filho (1996), foi decidido avaliar a recarga do aquífero a partir de 2 valores arbitrários de *Sy*: 0,3 % e 1 %. Os resultados são apresentados na Tabela 29.

Tabela 29: Avaliação da recarga do aquífero pelo método WTF

Ponto	Ano	Período de observação	Chuva do período de observação (mm)	ΔNE (mm)	Δt (ano)	Sy	Recarga (mm/ano)	Recarga efetiva (%)
PIR P14	2017	25/01/2017 até 07/06/2017	561	2600	0,3644	0,003	8	1,4
						0,01	26	4,6
	2018	24/01/2018 até 18/05/2018	494	3340	0,3123	0,003	10	2,0
						0,01	33	6,8
	2019	01/01/2019 até 01/05/2019	340	2070	0,3288	0,003	6	1,8
						0,01	21	6,1
IBI P24	2017	18/12/2016 até 17/06/2017	661	7260	0,4959	0,003	22	3,3
						0,01	73	11,0
	2018	21/01/2018 até 10/07/2018	688	6960	0,4658	0,003	21	3,0
						0,01	70	10,1
	2019	11/12/2018 até 22/05/2019	730	4170	0,4438	0,003	13	1,7
						0,01	42	5,7

Para a hipótese de porosidade de 1% (hipótese alta considerando que a porosidade das fraturas em diversas partes do mundo apresentam geralmente valores < 0,5 %), a recarga do aquífero cristalino fica, em função dos anos, em torno de 5 a 11% da chuva anual (ou seja, em torno de 20 a 70 mm/ano). Estes valores de recarga parecem altos em comparação às outras regiões (semi)áridas do mundo. De fato, as taxas médias de recarga estimadas em grandes áreas (semi)áridas variam de 0,2 a 35 mm/ano, o que representa 0,1 a 5% da chuva média anual [Scanlon, 2006]. Se considerarmos uma porosidade de 0,3 %, a recarga do aquífero cristalino fica em torno de 1 a 3 % da chuva anual, ou seja, em torno de 8 a 22 mm/ano (Tabela 29), o que já parece mais adequado em relação aos valores mencionados por Scanlon (2006) ou ao estoque teórico de água no aquífero (considerando a baixa porosidade do embasamento). Veremos que estes resultados são coérentes com os dados obtidos pelo tritio (e.g. parágrafo V.2.2.2, p.181), que evidenciaram taxas de recarga na faixa de 0,5% a 3% en função dos poços. Assim, apesar da incerteza que temos na definição da porosidade efetiva do meio fraturado cristalino para a determinação das taxas de recarga com o método WTF, podemos supor como primeira aproximação que o valor de porosidade o mais credível fica em torno de 0,3 %, e que a recarga do aquífero é provavelmente na faixa de 1 a 3% da chuva anual. Isto significa que as taxas de evapotranspiração da chuva total anual são minino de 88% em média se considerarmos que 9% da chuva sai pelos rios.

Mesmo se os resultados obtidos parecem realisticos, vale-se ressaltar que o monitoramento piezométrico sugeriu a presença de um fluxo sub-horizontal oriundo da infiltração de água em zonas localizadas mais distantes, o que implica uma certa fragilidade dos valores de recarga obtidos por o método WTF (condições de aplicação do método).

1.2 Caracterização dos parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos cristalinos

1.2.1 Teste de bombeamento: contexto de realização

A determinação dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero (permeabilidade K, transmissividade T, coeficiente de armazenamento S[11]) é obtida pela implementação de testes de bombeamento (teste de aquífero). Este tipo de teste consiste em bombear um poço de forma continua e por um tempo suficientemente longo (entre 24 h e 72 h se possivel), monitorando as variações do nível piezométrico em função do tempo. Permite testar o comportamento do aquífero, medir as características do aquífero quando os níveis podem ser monitorados em piezômetros influenciados, mas também, identificar a presença de limites (limite impermeável, limite de alimentação, etc.) e determinar a distância deste limite com o poço bombeado.

Numa região onde a falta de água é um problema comum, é difícil implementar este tipo de teste com a aprovação da população rural (que pode ver isso com um desperdício de água, a água bombeada sendo jogada “no chão”). Por isso, foi importante poder implementar este teste de bombeamento num local equipado com um reservatório de água.

Durante as campanhas de campo, foi encontrado na bacia de Vista Alegre dois poços conectados hidráulicamente e apresentando o equipamento adaptado (bomba submersa e reservatórios de água). Assim, a presença de reservatórios neste local estimulou a realização de um teste de bombeamento com vazão constante e de longa duração.

Além disso, dados de testes de bombeamento já realizados nas zonas do presente estudo foram solicitados ao Serviço Geológico do Brasil (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM) para avaliar a distribuição dos valores e os comparar com os resultados obtidos.

[11] O coeficiente de armazenamento S pode ser assimilado a porosidade efetiva quando se trata de aquiferos livres.

1.2.2 Teste de bombeamento realizado em Vista Alegre (Quixeramobim)

Um teste de bombeamento com vazão constante e de longa duração foi realizado no poço VA206 em data do 05/08/2019 (início da estação seca) as 17h20, por um período de aproximadamente 12 horas (inicialmente previsto para ser de 24h).

O poço VA 206 (Figura 73) é um poço particular de 60 m de profundidade, equipado por uma bomba e utilizado para fins domesticos e industriais (o proprietário do poço possui uma pequena empresa de construção de filtros de dessalinização e de tanques de água).

Figura 73: Localização do poço e do piezômetro utilizados para a realização do teste de bombeamento

Devido à impossibilidade de medir o nível piezométrico no poço de bombeamento VA206 (risco de enganchar o medidor com o equipamento da bomba), as variações do lençol freático foram monitoradas no poço vizinho VA128, “piezômetro” localizado a 80 m do poço de bombeamento. O poço VA 128 é um poço particular que não foi equipado em razão da baixa vazão de produção. Os dois poços VA206 e VA128 se localizam a proximidade de um talvegue (rio) que está intersectado por algumas barragens (formando pequenos açudes) e por um açude maior. Estes reservatórios de água estavam cheio de água no momento do teste de bombeamento (Figura 73).

O monitoramento do rebaixamento e da recuperação em VA128 foi feito graças ao sensor de pressão *Rugged TROLL®* já instalado (intervalo de medição ajustado para 5 min), além de medições manuais pontuais. As características dos poços são detalhadas na Tabela 30 seguinte.

Tabela 30: Teste de bombeamento em Vista Alegre – Características dos poços

	VA128	VA206
Altitude* (m de altitude)	252 m	247 m
Profundidade da obra (m)	100 m	60 m
Diâmetro da obra (polegadas)	6”	6”
Profundidade da bomba (m)	Poço não equipado	57 m
Profundidade das entradas de água (m)	51 e 75m (comunicação oral)	49 m (ou 51 m?) (comunicação oral)
Altitude das entradas de água (m)	201 e 177 m	188 m (ou 196 m?)
Referência da obra (m/solo)	0,37 m/solo	0,77 m/solo
Profundidade do nível estático antes do bombeamento (m)	9,2 m/referência (05/08/2019)	4,4 m/referência (05/08/2019)
* As altitudes foram extraídas do MNT Alos Palsar, de malha 12,5 m * 12,5 m		

A vazão de exploração foi medida na entrada do reservatório de água através do uso de um balde de 10 litros e de um cronometro. Nota-se que uma atenção especial deve ser dada ao local de descarga das águas bombeadas para evitar de criar um viés ligado a uma recarga artificial do lençol freático por estas águas durante o bombeamento. Em nosso caso, a presença de reservatórios permitiu descartar esse potencial viés. O detalhe das medições de vazões é dado na Tabela 31.

Tabela 31: Teste de bombeamento em Vista Alegre – Medição da vazão

Tempo desde o início do bombeamento (min)	Vazão (l/h)	Erro de medição $\Delta Q = \left(\frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta t}{t}\right) * Q$
11	3236	± 614 l/h
21	3262	± 618 l/h
35	3030	± 558 l/h

Devido à leve variação da vazão durante o bombeamento e ao erro associado ao método da sua medição, optou-se por interpretar o teste de bombeamento com uma vazão de exploração constante e igual a 3000 l/h.

O controle da condutividade e da temperatura das águas de descarga foi feita com uma sonda multiparamétrica Aquáread AP 700, com um intervalo de tempo de 5 min durante os primeiros 30 minutos, e depois com um intervalo de tempo de 30 min durante as 3 horas seguintes. A ausência de variações significativas da condutividade ($CE_{média}$= 2068 µS/cm, desvio padrão = 29 µS/cm) durante o bombeamento levou à interrupção deste monitoramento. Contudo, não foi possível verificar o valor de condutividade no final do teste de bombeamento devido à parada descontrolada do bombeamento.

De fato, o bombeamento foi interrompido de maneira indesejada pelos proprietários do poço, após o transbordamento dos tanques de armazenamento da água de descarga durante a noite. A parada do bombeamento foi, portanto, estimada a partir da crônica piezométrica do poço VA128, e foi avaliada às 5:55 da manhã (± 15 min) do dia 06/06/2019 (ou seja, ≈12horas de bombeamento).

O monitoramento do rebaixamento e da recuperação do nível piezométrico (em profundidade) em função do tempo t de bombeamento é ilustrado na Figura 74 abaixa. Podemos ver nesta figura que o período de recuperação foi perturbado duas vezes com bombeamentos (de 2h e 4h respectivamente).

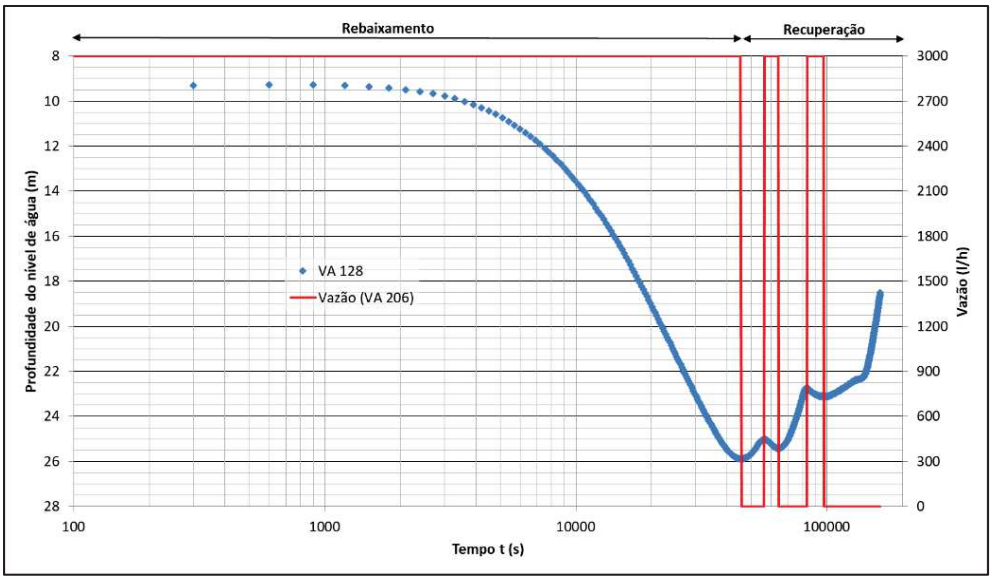


Figura 74: Teste de bombeamento do 05/08/2019 em Vista Alegre – Evoluição da profundidade do nível piezométrico e vazão de bombeamento

Os parâmetros hidrodinâmicos do sistema aquífero e as condições de contorno foram estimados usando a equação de Theis e, mais particularmente, a simplificação de Cooper-Jacob, que é comumente usada para esse tipo de interpretação.

As premissas da equação de Theis são as seguintes:

- Aquífero confinado;
- Aquífero horizontal homogêneo, isotrópico, infinito, de espessura constante;
- Toda a água bombeada provém do armazenamento no aquífero e é liberada instantaneamente ao variar da pressão intersticial;
- O poço é totalmente penetrante no aquífero e seu diâmetro é infinitamente pequeno;
- A vazão é constante;
- O fluxo é laminar e respeita a lei de Darcy.

A derivada simplificada da fórmula de Theis (a aproximação de Cooper-Jacob) permite determinar rápidamente a transmissividade sem que o nível do aquífero seja estabilizado como em regime estacionário. Assim, a transmissividade T e o coeficiente de armazenamento S obtêm-se pelas equações seguintes:

$$\mathrm{T}\ (\mathrm{m}^2/\mathrm{s}) = \frac{0{,}183\ Q}{\Delta s} \qquad \mathrm{S} = \frac{2{,}25 T t_0}{r^2}$$

Onde: *Δs: diferença de rebaixamento entre dois ciclos logarítmicos consecutivos*
r: distância entre o poço de bombeamento e o piezômetro de observação
t_0: ponto onde a reta que contém os dados plotados intercepta o eixo dos tempos

A aproximação de Cooper-Jacob é válida para valores de u <0,02 (ou seja, para valores pequenos de *r* e grandes valores de *t*), tal que:

$$\frac{1}{u} = t * (\frac{4T}{r^2 S})$$

1.2.2.1 Determinação dos parâmetros T e S durante o rebaixamento

O gráfico do rebaixamento de VA128 (piezômetro) em função do logaritmo do tempo e os resultados associados, relativos ao teste de bombeamento realizado no dia 05/08/2020, são dados na Figura 75.

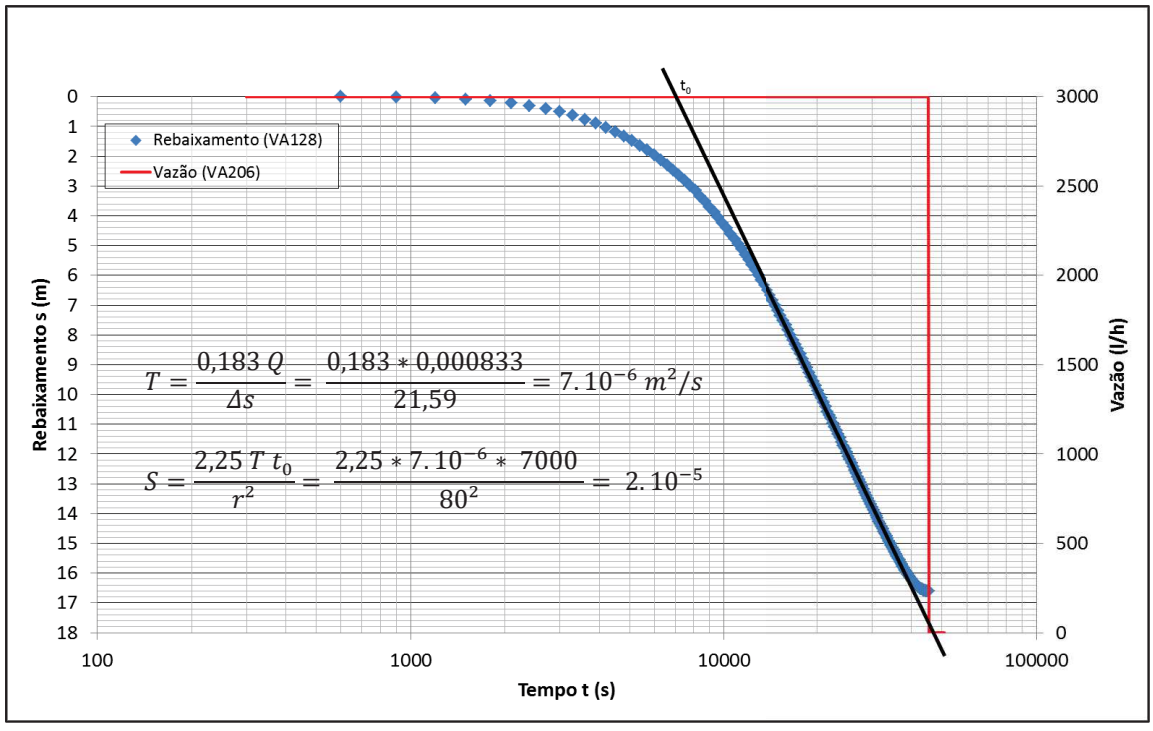


Figura 75: Teste de bombeamento do 05/08/2019 em Vista Alegre– Rebaixamento em função do logaritmo do tempo

O valor de transmissividade obtido, de 7.10^{-6} m²/s, é relativamente baixo, mas fica em conformidade com os valores determinados por Manoel Filho (1996) e com o meio geológico considerado.

A porosidade efetiva é de 0,002 %, o que corresponde à gama baixa da faixa de valores dada por Manoel Filho (1996).

Considerando que o poço VA206 é regularmente bombeado e que o poço VA128 é equipado com um sensor de pressão (frequência de medição horária), foi possível analisar o rebaixamento do poço VA128 durante outros períodos, como em maio 2019 (Figura 76).

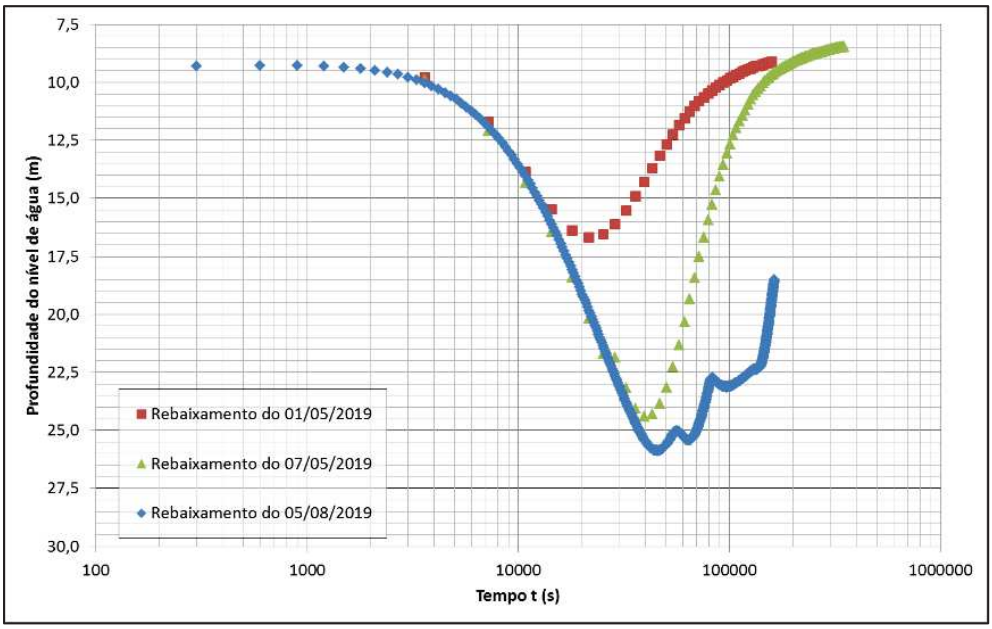


Figura 76: Testes de bombeamento em Vista Alegre – Rebaixamento do poço VA 128 durante diferentes períodos

A forte semelhança das inclinações entre os diferentes bombeamentos durante o rebaixamento permite dizer que a vazão dos bombeamentos feitos em maio de 2019 deve ser sensivelmente igual à de agosto de 2019 (ou seja, de 3000 l/h; Figura 76). Assim, se considerarmos uma vazão de 3000 l/h para os bombeamentos de maio, obte-se os resultados seguintes (Tabela 32):

Tabela 32: Testes de bombeamento em Vista Alegre – Resultados (rebaixamento)

Data	T (m^2/s)	S
01/05/2019	1.10^{-5}	2.10^{-5}
07/05/2019	8.10^{-6}	1.10^{-5}
05/08/2019	7.10^{-6}	2.10^{-5}
MÉDIA	**9.10^{-6}**	**2.10^{-5}**

Estes valores médios de T e S (Tabela 32), relativamente baixos, representam aproximações dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero (o aquífero cristalino sendo fraturado, descontínuo e livre). Se considerar uma espessura molhada de 50 m, a permeabilidade aparente do aquífero, no local do teste, seria de 2.10^{-7} m/s, ou seja, de ≈ 2 cm/j, com toda a fragilidade de um tal cálculo em um meio fraturado.

1.2.2.2 *Determinação do parâmetro T durante a recuperação*

A interpretação dos dados de recuperação foi feita a partir das crônicas não perturbadas por bombeamentos durante a recuperação (Figura 77). Os resultados associados são dados na Tabela 33.

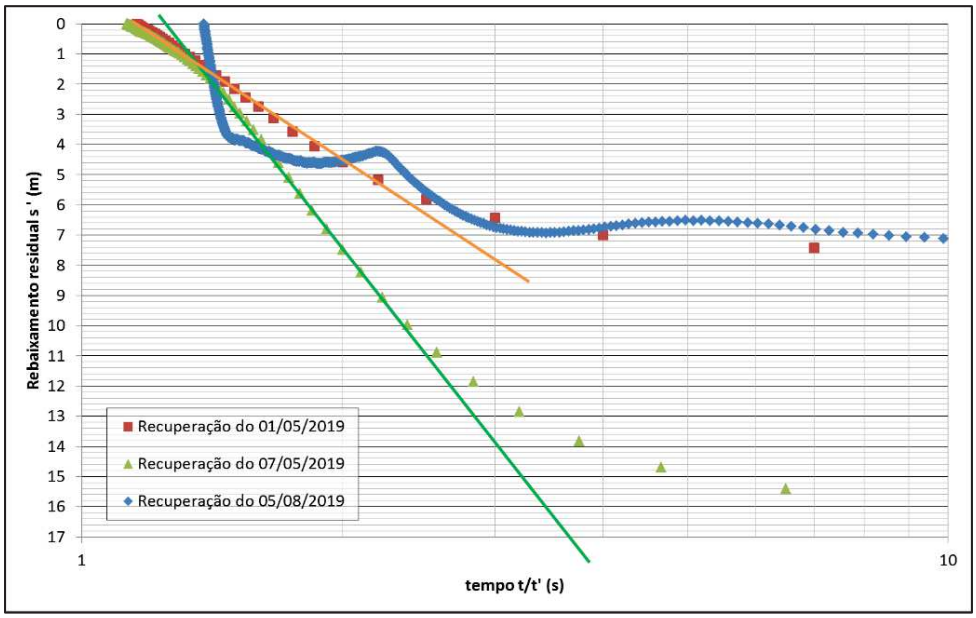


Figura 77: Testes de bombeamento em Vista Alegre – Recuperação: rebaixamento residual em função do logaritmo do tempo t/t'

Tabela 33: Testes de bombeamento em Vista Alegre – Resultados (recuperação)

Data	T (m^2/s)
01/05/2019	8.10^{-6}
07/05/2019	4.10^{-6}
05/08/2019	-
MÉDIA	6.10^{-6}

Os resultados de transmissividade obtidos durante a recuperação do poço são semelhantes aos do rebaixamento. Assim, no local do teste, podemos supor que a transmissividade do aquífero cristalino é da ordem de 6.10^{-6} a 9.10^{-6} m²/s, com um valor médio de 8.10^{-6} m²/s.

1.2.2.3 *Determinação da distância ao limite de alimentação*

Durante o monitoramento piezométrico de VA128, observou-se que os bombeamentos do mês de março 2019 duraram o tempo suficiente (bombeamento >20h) para evidenciar a presença de um limite de alimentação (fonte de recarga). De fato, o nível piezométrico diminui durante os bombeamentos até atingir uma limite, em torno de 28,5 m de profundidade (Figura 78).

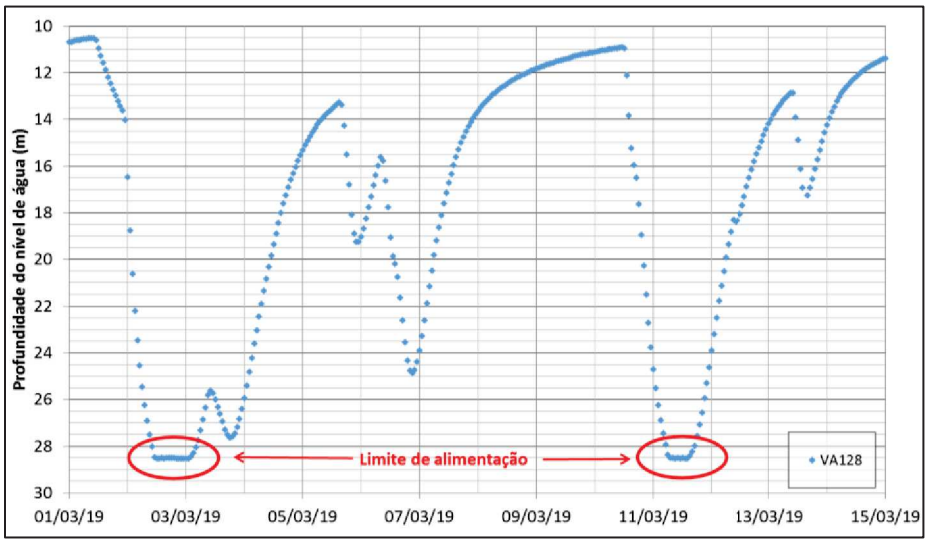


Figura 78: Monitoramento piezométrico do poço VA128 durante o mês de março 2019

Se calcularmos a distância do limite de alimentação *r'*, segundo:

$$r' = \sqrt{\frac{2{,}25Tt_i}{S}}$$

Com T = 8.10^{-6} m²/s e S = 0,002 %, Obtemos:

01/03/2019	$r' = \sqrt{\frac{2{,}25 * T * 90000}{S}}$	= 284 m
10/03/2019	$r' = \sqrt{\frac{2{,}25 * T * 70000}{S}}$	= 250 m

O poço VA 206 e o piezómetro VA 128 são localizados a respectivamente 60 e 130 m de um rio, mas também, a 175 e 225 m a jusante de um açude de 1,5 ha e localizado a 248 m de altitude (Figura 73). Assim, a distância do açude corresponde com a distância da limite de alimentação calculada. Portanto, o açude poderia constituir uma das fontes de alimentação do lençol freático, o que é coérente com o carácter isotopicamente evaporado das águas subterraneas. Vale-se notar que a condutividade medida no açude em questão (CE de 645 µS/cm) é bem inferior à CE dos poços VA206 e VA128, cujo valor de CE fica na ordem de 2000 µS/cm. Isto significa que o enriquecimento em sais deve ocorrer durante a infiltração da água através dos sedimentos, da ZNS, ou ser devido a misturas com águas mais salgadas do embasamento.

Apesar do aquífero cristalino não satisfazer totalmente às condições de aplicação das equações de Theis ou de Jacob, é possível avaliar os valores de transmissividade e de coeficiente de armazenamento utilizando-se este método de interpretação. Contudo, deve-se ressaltar que estes parâmetros não devem ser extrapolados e representam apenas as condições ao redor do poço testado.

1.2.3 Testes de bombeamento realizados pela CPRM

Para ter uma imagem mais regional das propriedades hidrodinâmicas do aquífero cristalino e das faixas de valores, foi decidido recuperar dados de testes de bombeamentos feitos pela CPRM na região de estudo. Assim, os dados fornecidos pela CPRM provêm dos municípios de Quixeramobim (23 poços, cujos FOR 161, FOR 164, VA 113, VA 136 e PIR 52) e de Ibicuitinga (6 poços, cujo IBI 5).

Nota-se que as medições piezométricas feitas pela CPRM são realizadas no propio poço de bombeamento, e que os testes de bombeamentos feitos apresentam vazões não constantes (Figura 79). De fato, ao início do teste, a vazão é sempre mais alta que no final do teste: parece que eles baixam a vazão gradualmente até que o nível dinâmico seja estabilizado. Após estabilização, o bombeamento para e a recuperação do nível é também monitorada. Considerando a variabilidade da vazão, a interpretação dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero é feita unicamente durante a recuperação do nível. A vazão utilizada para o cálculo dos parâmetros, pois, é então igual à média das vazões (ponderadas com o tempo de bombeamento) medidas durante a descida.

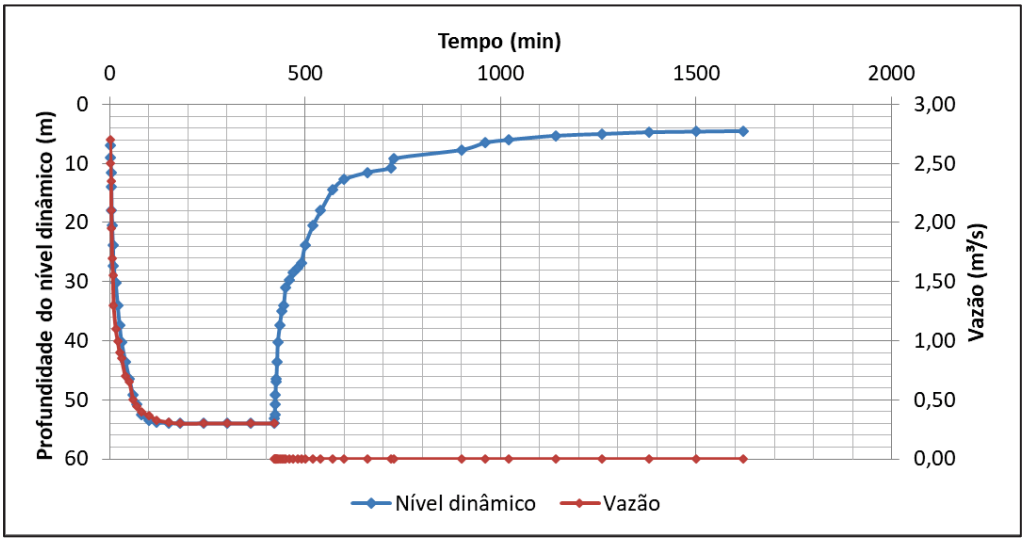


Figura 79: Exemplo típico de teste de bombeamento feito pela CPRM

A síntese dos resultados de transmissividade é dada em Anexo VIII, enquanto os resultados médios e medianos são dados na Tabela 34 abaixa. São apresentados no anexo unicamente as interpretações que foram feitas em pelo menos um ciclo logarítmico.

Tabela 34: Testes de bombeamento feitos pela CPRM: interpretação da recuperação

Município (e número de observações)	T média (m²/s)	T mediana (m²/s)
Quixeramobim (n=18)	$1{,}52.10^{-5}$	$3{,}96.10^{-6}$
Ibicuitinga (n=6)	$2{,}96.10^{-6}$	$2{,}18.10^{-6}$

Os valores de transmissividade calculados são variáveis e ficam em torno de 7.10^{-7} a 1.10^{-5} m²/s em função dos poços (Anexo VIII), o que destaca da heterogeneidade do aquífero fraturado.

Além disso, observa-se na Tabela 34 que a transmissividade média e mediana é menor em Ibicuitinga que em Quixeramobim. Os valores de transmissividade obtidos durante o teste de bombeamento realizado em Vista Alegre (no municipio de Quixeramobim) são conforme com as faixas de valor obtidas em Quixeramobim e Ibicuitinga. Podemos supor, então, que a transmissividade do aquífero cristalino é relativamente fraca e da ordem de 10^{-6} m²/s. A porosidade, por enquanto, é muito baixa nos redores de VA128, e da ordem de 0,002 %. Talvez é por isso que a vazão do poço VA 128 é fraca e que este poço não foi equipado.

1.3 Resumo das informações hidrodinâmicas obtidas

Os recursos hídricos contidos nos aquíferos freáticos cristalinos cearenses dependem fortemente da capacidade atual de recarga e, então, são muito sensíveis à seca. Períodos prolongados de precipitação abaixa da média annual vão provocar uma diminuição geral dos níveis de água (em razão de taxas de recarga mais baixas e, eventualmente, de taxa de evapotranspiração maiores), e isso mesmo se ocorre uma recarga do aquífero durante estes anos mais secos.

O monitoramento piezométrico horário de ≈2 a 3 anos realizado durante este estudo constitui as primeiras medições de alta frequência realizadas no embasamento cristalino cearense (ao nosso conhecimento), sendo que as únicas medições piezométricas horárias realizadas no Ceará foram feitas nos aluviões por Burte et al. (2009). Assim, este estudo piezométrico representa um trabalho que mereceria ser continuado por um período mais longo a fim de refinar a caracterização hidrodinâmica do embasamento cristalino. No entanto, o monitoramento piezométrico mostrou que os níveis de águas altas são atingidos após a estação chuvosa, entre abril e julho dependendo dos anos, enquanto os níveis de águas baixas são atingidos no final da estação seca, por volta de dezembro/fevereiro. A análise das variações piezométricas evidenciou que a recarga do aquífero não depende diretamente da quantidade de chuva anual ou mensal em si (uma chuva mensal de 61 mm podendo, ou não, impactar o nível piezométrico, por exemplo). De fato, a análise sublinhou que a amplitude e a velocidade de variação do nível estático no cristalino é função da forma de distribuição das chuvas diárias (aumento significativo do lençol freático quando os eventos chuvosos são significativos ou cumulativos em um tempo limitado). No estado atual das coisas, é dificil estabelecer um valor limite de chuva para qual o aquífero vai reagir.

A comparação da amplitude das variações piezométricas sazonais com os volumes anuais estocados nos reservatórios sugere que quanto maior for os escoamentos superficiais, maior será a recarga efetiva do aquífero. Assim, estas observações sugerem que a amplitude de variação do nível estático do aquífero é função da frequência e da intensidade de chuva, dois parâmetros que vão influenciar a criação de escoamentos superficiais e, pois, a recarga efetiva do aquífero.

Observou-se uma forte reatividade do aquífero às chuvas, com uma resposta do aquífero às chuvas em menos de 24 h após de um evento chuvoso significativo. Geralmente, observa-se um aumento progressivo e continuo do nível freático durante o período chuvoso (mesmo se não chover durante 2 ou 3 semanas as vezes), seguido por um rebaixamento mais suave durante a estação seca, que sugere que o aumento piezométrico é principalmente devido às transferências de pressão horizontais (oriundas da infiltração da água a partir de zonas distantes), e não à infiltração vertical direta (através da ZNS). Nota-se que alguns poços mostram contudo variações bruscas do nível piezométrico em resposta a eventos chuvosos de forte intensidade e/ou após vários eventos de chuva consecutivos, o que poderia sublinhar a maior participação dos fluxos de infiltração direta durante os eventos de chuva significativos. Mesmo se as informações piezométricas disponíveis não nos permitiram de caracterizar com precisão os processos de recarga, veremos na parte a seguir que as ferramentas isotópicas nos permitiram entender melhor os diferentes processos de infiltração e de circulação.

O desenvolvimento de medições piezométricas horárias tornou possível calcular taxas de recarga dos aquíferos. Os cálculos de recarga feitos pelo método do WTF em dois poços profundos (e em três anos de observação) sublinham no entanto as incertezas ligadas ao valor de porosidade. Mesmo se as condições de aplicações deste método são um pouco desrespeitadas (a recarga é constituida em parte por infiltrações indiretas), estes cálculos permitiram avaliar aproximadamente que as taxas de recarga são provavelmente na faixa de 1 a 3 % da chuva anual (se considerarmos o valor de porosidade equivalente mais credível de 0,3 %).

Testes de bombeamentos realizados na região de estudo mostraram que a transmissividade dos aquíferos cristalinos é baixa e da ordem de 7.10^{-7} a 1.10^{-5} m²/s, com um valor mediano em torno de 3.10^{-6} m²/s. A porosidade do cristalino é baixa (< 0,5%). Se considerarmos uma espessura saturada de 50 m, a permeabilidade aparente do cristalino é de alguns centimetros por dia.

As análises hidrodinâmicas oriundas deste monitoramento piezométrico poderiam ser mais completas através, por exemplo, de cálculos estatisticos e deterministos da chuva diária para tentar de definir um valor limite para qual observe-se uma recarga efetiva do aquífero, cálculos de diffusividade para determinar a distância entre o ponto de infiltração e o poço de observação (que necessitam a aquisição de outros dados tais que as alturas de águas acumuladas em superficie por exemplo), da realização de modelos para avaliar a parte de chuva que poderia teoricamente infiltrar-se, etc. Contudo, este estudo piezométrico representa um trabalho pioneiro e exploratorio, que mereceria anos de estudos para melhorar a caracterização hidrodinâmica do embasamento cristalino. De fato, as áreas cristalinas da região são ainda pouco estudadas (por longos períodos ou com uma frequência de observação adequada) e muitos dados devem ser estimados ou aproximados por faixa de valores, como a porosidade do cristalino, a espessura da saprolita, a permeabilidade do solo, a reserva util diária do solo, a intensidade das chuvas, a vazão dos rios, a dinâmica dos açudes a proximidade, as alturas de água *etc*.

2 Determinação da origem, dos processos de recarga e de circulação e dos tempos de residência das águas dos aquíferos cristalinos

2.1 A contribuição dos isótopos estáveis da água (^{18}O, ^{2}H)

2.1.1 Caracterização isotópica das chuvas: estudo do sinal de entrada

2.1.1.1 Chuvas mensais

Durante o monitoramento mensal realizado entre 2011 e 2019, a precipitação média anual na bacia do Banabuiú é de 537 mm (dados Funceme espacializados segundo os poligonos de Thiessen). Os anos 2012-2016 foram particularmente afetados pela seca, com uma diminuição da chuva em torno de 40 % em relação à média histórica da bacia hidrográfica do Banabuiú ($P_{média\ anual\ Banabuiú\ 2012\text{-}2016}$ = 434 mm; **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

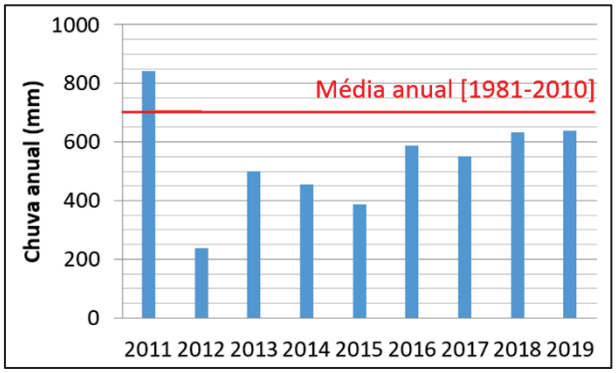


Figura 80: Precipitação anual (Thiessen) da bacia do Banabuiú durante o período 2011-2019.

Para o monitoramento da composição em isótopos estáveis da água de chuva, chuvas mensais foram amostradas mensalmente entre 2011 e 2019 sob três estações pluviométricas (Inmet-Quixeramobim, Algodões-ZéNobre, Vista Alegre), entre os meses de janeiro a julho (período que concentra 95 % das chuvas anuais). Em total, 172 amostras mensais foram analisadas.

Definição da Reta Meteorica Local

A análise da composição em isótopos estáveis das 172 amostras de chuva mensal mostrou um sinal de reta isotópica muito evaporado em comparação a Reta Meteórica Mundial (RMM, ou GMWL em inglês), com um coeficiente angular de reta de 6,41 (r^2= 0,90; Figura 81). Ademais, mais de 51 % dos dados mensais apresentam valores com um excesso em deutério (d-exc) inferior a 10 ‰, e isso independentemente da quantidade de precipitação mensal.

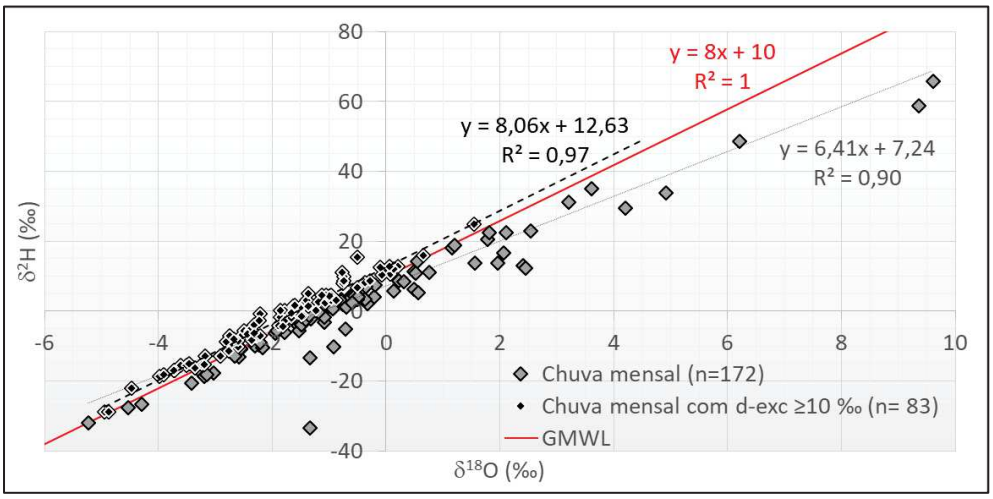


Figura 81: Composição em $\delta^{18}O$ e $\delta^{2}H$ das chuvas mensais. Linha vermelha : RMM; linha cinza : reta isotópica de Quixeramobim; linha pontilhada preta : Reta Meteórica Local de Quixeramobim.

Este sinal evaporado (caracterizado pelo coeficiente angular da reta isotópica de 6,41 e valores de d-exc < 10 ‰) poderia indicar processos de evaporação durante a queda da chuva, mas poderia também representar um viés devido ao mau condicionamento das chuvas durante a coleta mensal (evaporação dentro do coletor). De fato, quando analisamos os dados isotópicos oriundos do posto AIEA-GNIP de Fortaleza (Tabela 35), observamos que o valor do coeficiente angular da reta isotópica de Fortaleza é de 7,64 se consideramos todos os dados disponíveis, ou de 7,81 se considerarmos os dados teoricamente não evaporados com um d-exc ≥ 10 ‰. Lembra-se que equação da RMM é caracterizada por um coeficiente angular de 8 em razão dos fracionamentos em equilíbrio do hidrogênio e do oxigênio durante o processo de condensação da precipitação, enquanto o valor do intercepto y (com o eixo $\delta^{2}H$), é caracterizado por um valor de 10 ‰.

Tabela 35: Análise dos dados isotópicos oriundos do posto Fortaleza. Fonte: AIEA-GNIP, website Wiser.

Período	Coeficiente angular de reta	Coeficiente de correlação r^2	Intercepto y	Numero de dados	Observação
1965-1985	7,64	0,90	9,19	96	Todos os dados
1965-1984	7,81	0,97	12,7	50	Valores não evaporados com d-exc ≥ 10 ‰

Para tirar a dúvida sobre a existencia de um viés nas medições da rede mensal, foi decidido desenvolver uma rede de monitoramento diário da chuva para obviar estes possíveis problemas de evaporação durante o armazenamento mensal da água. A comparação dos dados isotópicos mensais obtidos a partir do posto Algodões-ZéNobre da rede mensal (valores de $\delta^{18}0$ mensais) e do posto Riacho Verde da rede diára (valores de $\delta^{18}0$ ponderados mensais) para um mesmo período e entre duas estações de características semelhantes (em termos de distância à costa e altitude) revelou que os dados da rede mensal apresentam valores geralmente mais enriquecidos e evaporados em comparação à rede diária (Figura 82). Além disso, a maioria das amostras da chuva diária não mostrou um sinal evaporado, a exceção de algumas amostras

(≈ 13 % dos dados com d-exc <10 ‰) correspondentes a pequenos eventos pluviométricos e a sub-saturação da atmosfera. Isto significa que os valores evaporados da rede mensal (com d-exc < 10 ‰) não estão relacionados somente à processos de evaporação durante a queda da gota de água, mas sim à fenômenos de evaporação e fracionamento isotópico no coletor de água durante o armazenamento mensal.

A demonstração deste viés isotópico nos dados mensais é algo que poderia mudar a compreensão fundamental dos processos de recarga dos aquíferos cristalinos do NEB. De fato, a maioria dos estudos realizados no NEB brasileiro trabalham com dados isotópicos mensais de chuva. Assim, observe-se com frequência retas isotópicas (definidas como RML[12]) com coeficiente angular em torno de 6 e um valor de d-exc muito evaporado, o que implica um viés no entendimento dos processos de recarga dos aquíferos.

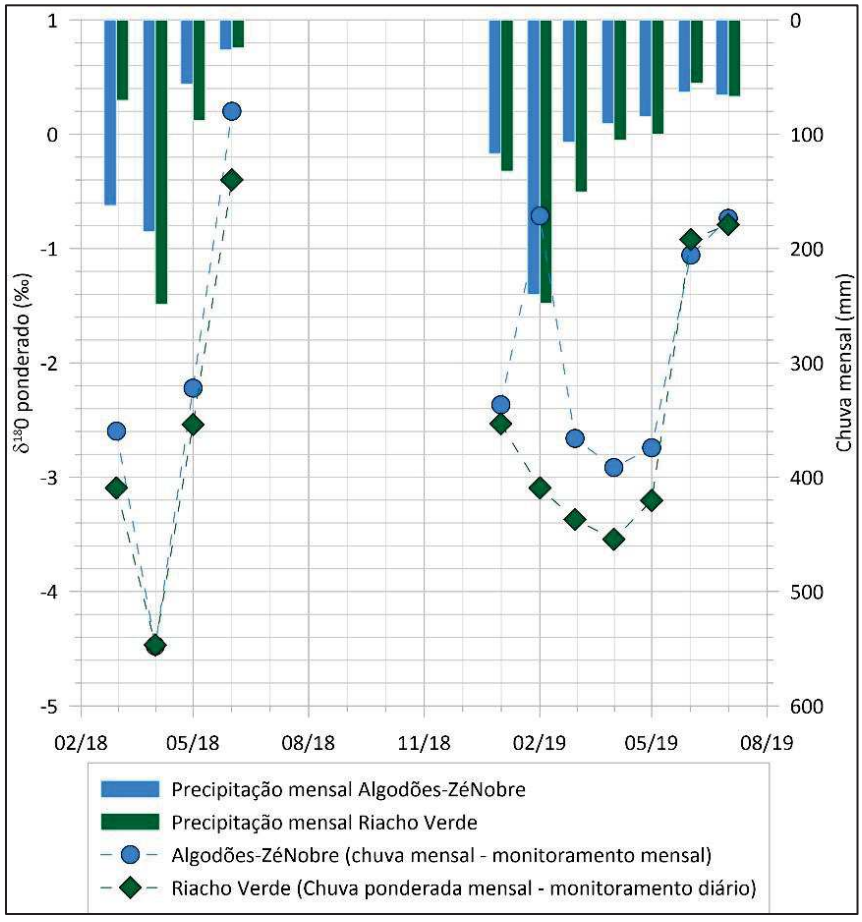


Figura 82: Comparação dos dados isotópicos mensais em função da frequência de amostragem. Dados oriundos do monitoramento diário (estação Riacho Verde) e mensal (estação Algodões-ZéNobre) para o período 2018-2019. Os valores em oxigênio-18 diários estão ponderados com a quantidade de chuva.

[12] A RML deve ser construida a partir dos pontos cujo sinal isotopico corresponde unicamente aos processos de condensação da nuvem, sem considerar, pois, os pontos que podem ser eventualmente marcados por processos de evaporação durante a queda da gota (com um d-exc < 10 ‰ teoricamente).

Para este estudo e considerando a presença deste viés nos dados mensais, o valor do sinal de entrada das águas subterrâneas foi definido unicamente a partir dos dados diários. Contudo, é possivel utilizar os dados mensais para compreender melhor os processos hidrológicos do ciclo da água, além de avaliar a RML da zona de estudo.

A reta meteorica local de Quixeramobim obtida a partir dos dados mensais 2011-2019 da rede mensal cujo d-exc é superior ou igual a 10 ‰ (Figura 81) é definida pela equação [2] seguinte :

$$\delta^2H = 8{,}06*\delta^{18}O + 12{,}63 \ (r^2 = 97\ \%,\ n = 83) \qquad [2]$$

O valor do intercepto y sugere tem presença de reciclagem de vapor de água. Veremos que as medições isotópicas das chuvas diárias mostram esta mesma tendência.

Análise das variações isotópicas

Sabendo que a composição isotópica da precipitação é um parâmetro que depende da origem e do histórico das massas de ar (e do grau de esvaziamento das nuvens), é normal observar variações na sua composição, que seja em escala de eventos, em escala sazonal ou até interanual. De fato, variações na composição isotópica da chuva são devidas a parâmetros meteorológicos locais, tais que os efeitos de quantidade[13], de temperatura, de altitude, de continentalidade ou de umidade relativa. No entanto, a composição isotópica da chuva pode também depender de parâmetros meteorológicos regionais, como mudanças sazonais da circulação atmosférica (ZCIT, ventos do Leste, El Niño, La Niña, *etc*.), da origem das massas de ar, da fonte de umidade (oceânica, continental), ou ainda, da amplitude dos fenômenos convectivos. Esse último parâmetro é geralmente estimado em meteorologia através da medida da emissão para o espaço de radiação de ondas longas (ROL, ou OLR em inglês): quanto mais alto estiver o topo de uma nuvem, mais baixa será a emissão de ondas longas ROL [Ferreira et al., 2002]. O desenvolvimento convectivo vertical favorece assim uma condensação da água em alta altitude, o que vai implicar um sinal isotópico mais empobrecido [Taupin et al., 2002].

Apesar do artefato visível na rede mensal (sinal mais enriquecido), observamos na Figura 82 que as variações relativas dos dados mensais são consistentes com as dos dados diários. A partir disso, é sempre interessante observar as variações interanuais e mensais que ocorreram entre 2011 e 2019. Os valores isotópicos a seguir **(oriundos da rede mensal)**, pois, não devem estar tomados em termos de valores absolutos, mas podem ser considerados em termos de valores relativos entre eles.

[13] A notar a distinção entre o efeito da "quantidade local" ligada à intensidade da chuva, da "quantidade regional" relacionada à quantidade de precipitação que a massa de ar já perdeu durante o transporte desde a fonte de umidade até o ponto de amostragem (grau de esvaziamento da nuvem).

Em escala anual entre 2011 e 2019, observa-se que a seca de 2012-2016 provocou um enriquecimento do sinal isotópico (em $\delta^{18}O$) das chuvas, conforme Tabela 36 e Figura 83.

Tabela 36: Variações dos teores em $\delta^{18}O$ anuais ponderados oriundos da rede mensal entre 2011 e 2019. Dados de chuva oriundos do posto INMET Quixeramobim n°82586. Os valores de $\delta^{18}O$ sofrem de um leve viés, pois, não devem estar utilizados em termos de valores absolutos.

Ano (janeiro até julho)	$\delta^{18}O$ ponderado médio (‰)				d-exc (‰)	Chuva "anual" (de janeiro a julho) do posto INMET Quixeramobim n°82586 (mm)
	Inmet-Quixeramobim	Algodões-ZéNobre	Vista Alegre	Média	Média	
2011	-2,31	-1,70	-2,61	-2,24	5,1	939
2012	-0,97	-0,94	-0,80	-0,91	7,9	299
2013	-1,49	-2,00	-1,21	-1,57	6,3	513
2014	-0,99	-1,84	-1,45	-1,48	9,6	431
2015	-1,49	-1,88	-1,80	-1,73	9,0	416
2016	1,18	-0,40	0,33	0,33	7,5	389
2017	-1,87	-2,19	-2,07	-2,03	11,8	653
2018	-3,09	-2,87	-2,22	-2,75	10,5	688
2019	-2,87	-1,75	-2,43	-2,28	12,8	616

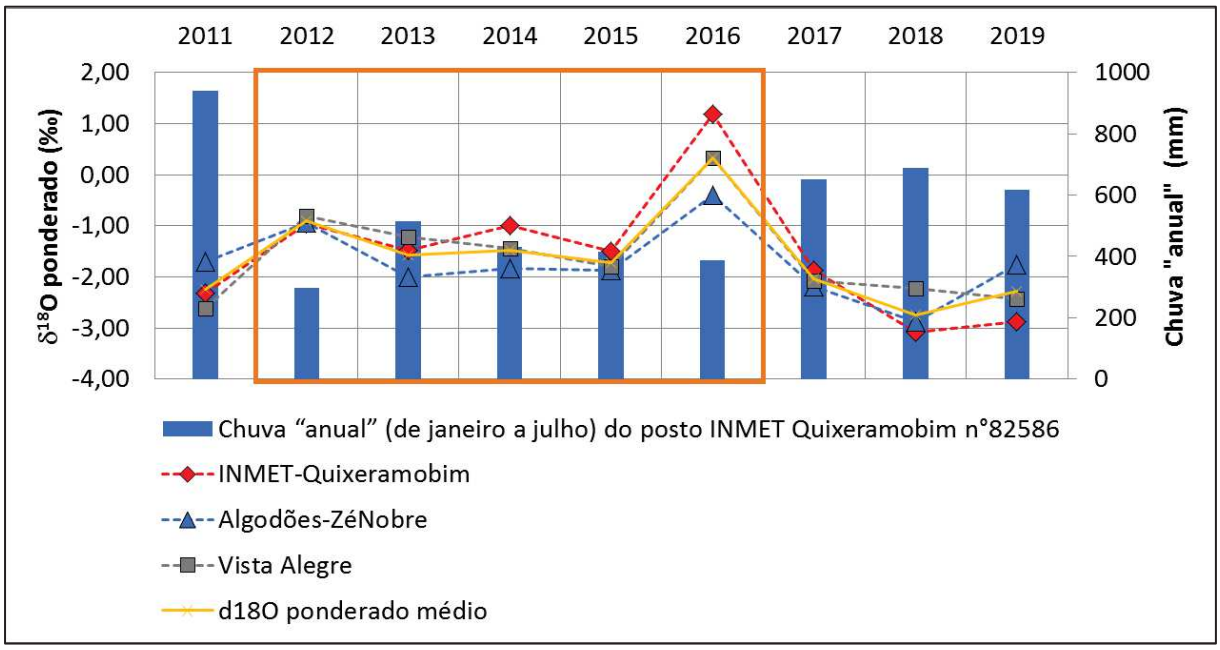


Figura 83: Variações dos teores em $\delta^{18}O$ anuais ponderados oriundos da rede mensal entre 2011 e 2019. Os valores de $\delta^{18}O$ sofrem de um leve viés, pois, não devem estar utilizados em termos de valores absolutos.

Em escala anual, a correlação r^2 entre os valores médios ponderados de $\delta^{18}O$ (da rede mensal) e a temperatura média anual é de 51 %, enquanto é de apenas 47 % para a quantidade (local) de chuva. Não há relação significativa com a humidade relativa ($r^2 < 0,1\%$) ou com a ROL ($r^2 = 29\%$).

Nota-se na Tabela 36 que o monitoramento mensal feito entre 2011-2019 apresentou valores muito mais evaporados no início do monitoramento que no final. De fato, a partir de 2017,

observe-se valores menos evaporados com médias anuais em d-exc superiores a 10 ‰, apesar que nenhuma mudança foi observada na amostragem da chuva.

Em escala mensal, a correlação r^2 entre os valores médios de $\delta^{18}O$ (da rede mensal) e os diferentes parâmetros afetando a composição isotópica da chuva (para o período menos afetado por viés de amostragem, entre 2017 e 2019 pois, de janeiro a julho) é de 88 % para a humidade relativa, de 84 % para o efeito de quantidade, de 71 % para a ROL e de apenas 2 % para a temperatura local. Isto significa que os parâmetros influenciando a composição isotópica da chuva são dependentes da escala de observação. Nota-se que Matsui (1978) não achou correlação significativa entre a quantidade de chuva mensal e os respectivos valores de $\delta^{18}O$. Os dados de temperatura, umidade e quantidades de precipitação são oriundas do posto INMET n°82586.

2.1.1.2 Chuvas diárias

Considerando os problemas de evaporação observados na rede mensal, a composição isotópica da água de chuva foi, portanto, determinada a partir da análise de 212 amostras diárias de chuva (> 1 mm), coletadas em 2 estações pluviométricas (Riacho Verde e Radar) entre o 23/03/2018 e o 22/10/2019 (19 meses). O monitoramento das chuvas diárias foi em andamento até o 31/12/2019 para a estação Riacho Verde e Radar.

Lembra-se que os eventos de chuva inferiores a 1 mm não foram amostrados (<5 % dos eventos de chuva entre 2018 e 2019).

Definição da Reta Meteorica Local

A análise da composição em isótopos estáveis das 212 amostras de chuva diária mostrou uma faixa de valor entre -12,97 e +2,27 ‰ para o $\delta^{18}O$, e entre -98,5 e +20,2 ‰ para o $\delta^{2}H$ (Figura 84). Essa importante variabilidade do conteúdo isotópico é uma característica das regiões tropicais secas com fortes contrastes sazonais [Taupin et al., 1997].

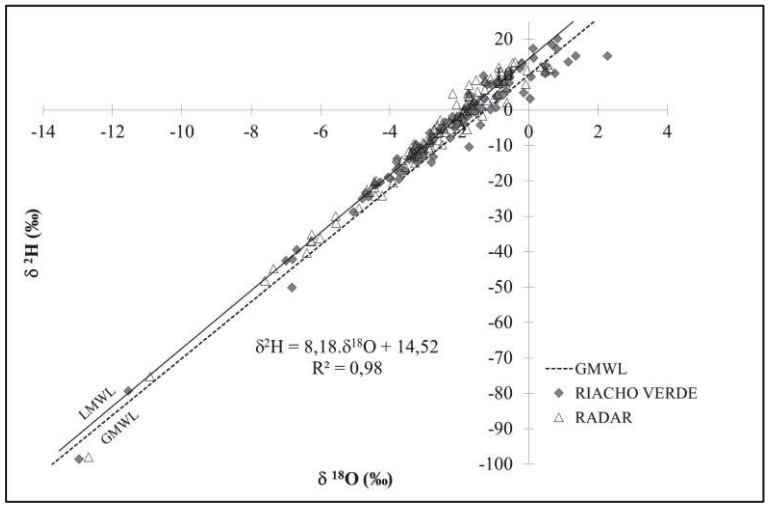


Figura 84: Composição em $\delta^{18}O$ e $\delta^{2}H$ das chuvas diárias (n=212). Fonte: Kreis et al., 2020

Amostras evaporadas com d-exc < 10‰ (≈ 13 % do total dos dados), correspondentes a pequenos eventos pluviométricos (geralmente <10 mm/dia) e devidas à sub-saturação da atmosfera, não foram levadas em consideração para o cálculo da Reta Meteórica Local (RML, ou LMWL em inglês). Assim, a RML preliminar[14] de Quixeramobim, obtida a partir da rede de monitoramento diário (entre 03/2018 e 10/2019), é definida pela seguinte equação:

$$\delta^2H = 8{,}18*\delta^{18}O + 14{,}52 \ (r^2 = 98\ \%,\ n = 184) \qquad [3]$$

O coeficiente angular da RML preliminar é coerente com o da RMM. No entanto, o valor do intercepto *y* da equação [3] acima mostra um d-exc notavelmente maior do que +10‰, o que foi também observado a partir da análise dos dados oriundos da rede mensal entre 2011 e 2019. A proximidade da zona de estudo com a costa Atlântica (≈ 180 km) e, portanto, com a fonte de umidade oceânica, deveria implicar uma forte similaridade entre a RMM e a RML. Contudo, dados obtidos da crônica de precipitação não evaporada de Fortaleza (AIEA-GNIP, período 1965-1984, n= 50) também mostraram um valor de intercepto y maior do que o da RMM, igual a +12,7‰ (r^2 = 97%). Da mesma forma, os dados não evaporados oriundos do trabalho de graduação feito por Moura (2013) na bacia do Banabuiú (período 2011-2012, n= 8), mostraram um valor de d-exc de +12,3‰ (r^2 = 98%). Em consequência, o alto valor do intercepto y obtido durante este projeto de pesquisa provavelmente indica que a precipitação local resulta em parte de uma reciclagem de vapores continentais induzida pela evaporação do solo, das plantas ou de massas de água tais que as águas superficiais [Gastmans et al., 2017]. Uma mistura da umidade oceânica com vapores continentais reciclados, provenientes das numerosas lagoas artificiais ou naturais presente na bacia do estudo ou da evapotranspiração vegetal, é provavelmente a primeira causa do alto valor de d-exc observado. No entanto, uma reciclagem ocasional com vapores continentais oriundas da região amazônica [Gastmans et al., 2017] poderia também ser adicionada a esta primeira causa. De qualquer forma, esses 19 meses de monitoramento diário representam uma primeira estimativa do sinal de entrada das águas subterrâneas. Idealmente, estas medições diárias deveriam ser continuadas para validar a presente definição preliminares da RML de Quixeramobim.

A presente definição da RML de Quixeramobim (equações [2] e [3]) indica que valores de d-exc < 12‰ evidenciam a presença de água que sofreu de processos de fracionamento isotópico cinetico devido a evaporação. Esta presente observação tem grandes consequencias no entendimento dos processos de recarga dos aquíferos cristalinos do NEB.

[14] A RML definida a partir dos dados diários é préliminar, considerando que foi calculada a partir de um periodo inferior a dois anos, e que as RML devem normalmente integrar vários anos de monitoramento para evitar os vieses sazonais.

Definição dos valores característicos e análise das variações isotópicas

A composição isotópica média anual da precipitação, ponderada pela quantidade de chuva (e determinada a partir de dados diários), é de -3,21‰ para o $\delta^{18}O$ e -12,0‰ para o $\delta^{2}H$ (n = 212; Tabela 37). Estes valores isotópicos correspondem ao sinal de entrada teórico médio para as águas subterrâneas. No entanto, existe uma certa variabilidade interanual do sinal isotópico das chuvas, o ano 2019 mostrando um sinal em $\delta^{18}O$ levemente mais enriquecido do que em 2018 (Tabela 37), conforme observado entre 2018 e 2019 a partir dos dados da rede mensal (Tabela 36). Considerando a variabilidade interanual do sinal isotópico das chuvas, que já foi evidenciada com os dados da rede mensal (Figura 83), estes valores médios anuais correspondem à valores preliminares que só poderão ser validados após vários anos de monitoramento.

Tabela 37: Composição isotópica média anual da precipitação das estações Riacho Verde e Radar, ponderada pela quantidade de chuva e determinada a partir de dados diários.

	Riacho Verde (RV)			Radar (RAD)			Média	
	$\delta^{18}O$ médio ponderado	Chuva RV	N° de dados	$\delta^{18}O$ médio ponderado	Chuva (mm) RAD	N° de dados	$\delta^{18}O$ médio ponderado	N° de dados
Altitude	278 m			663 m			-	
Distância à costa	212 km			165 km			-	
2018 (ano incompleto)	-3,19 ‰	507 mm	45	-3,64 ‰	525 mm	41	-3,42 ‰	86
2019 (ano completo)	-2,80 ‰	858 mm	62	-3,38 ‰	792 mm	64	-3,08 ‰	126
2018 - 2019	-2,95 ‰	-	107	-3,48 ‰	-	105	-3,21 ‰	212

Nota-se na Tabela 37 acima que os dados isotópicos ponderados anuais oriundos da estação Radar apresentam valores mais empobrecidos do que a estação Riacho Verde (0,45‰ < $\Delta\delta^{18}O$ < 0,58‰). Este empobrecimento em isótopos pesados na estação Radar deve ser principalmente ligado as diferenças de altitude entre as duas estações, e de forma menor ao efeito de continentalidade (os outros parâmetros ambientais sendo aproximadamente semelhantes entre as duas estações na escala anual).

Em escala mensal, o monitoramento da precipitação diária permite observar a variabilidade sazonal das composições isotópicas, com concentrações médias mensais ponderadas mais empobrecidas durante os meses mais chuvosos (de fevereiro a maio; Figura 85 e Tabela 38). O mesmo comportamento foi evidenciado em Fortaleza durante o período de 1965 a 1984 [Da Silva Nobre et al., 2019]. Nota-se, ainda uma vez, que os dados isotópicos ponderados mensais são geralmente mais empobrecidos para a estação Radar (Figura 85 e Tabela 38), do que a estação Riacho Verde (0,02‰ < $\Delta\delta^{18}O$ < 3,13‰). Esta diferença de composição isotópica na escala mensal entre as duas estações poderia ser relacionada, por um lado, ao efeito de quantidade e, por outro lado, aos efeitos de altitude e continentalidade.

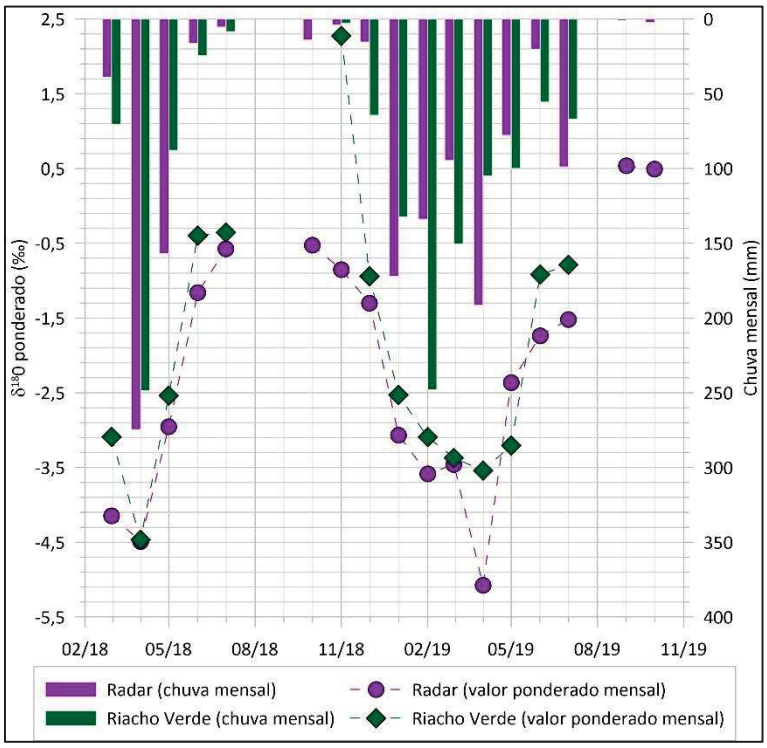


Figura 85: Valores isotópicos médios ponderados mensais da precipitação e valores mensais da precipitação obtidos nas duas estações do monitoramento diário (Riacho Verde RV e Radar RAD).

Se considerarmos que a recarga efetiva do aquífero cristalino ocorre somente durante a quadra-chuvosa, conforme às observações piezométricas feitas, a composição isotópica média "sazonal" (de fevereiro a maio) da precipitação seria neste caso de -3,71‰ para o $\delta^{18}O$ e -15,9‰ para o $\delta^{2}H$ (n= 143).

Tabela 38: Valores isotópicos médios ponderados mensais da precipitação e valores mensais da precipitação obtidos nas duas estações do monitoramento diário (Riacho Verde RV e Radar RAD). Fonte: Kreis et al., 2020.

	Data	01/18	02/18	03/18	04/18	05/18	06/18	07/18	08/18	09/18	10/18	11/18	12/18
RV	$\delta^{18}O$ médio ponderado (‰)	-	-	**-3,09**	**-4,47**	**-2,54**	-0,40	-0,36	-	-	-	2,27	-0,94
	Chuva mensal (mm)	-	-	70	249	88	25	8	0	0	0	3	64
RAD	$\delta^{18}O$ médio ponderado (‰)	-	-	**-4,15**	**-4,49**	**-2,95**	-1,16	-0,57	-	-	-0,53	-0,85	-1,30
	Chuva mensal (mm)	-	-	39	275	157	16	5	0	0	14	4	15
	Date	01/19	02/19	03/19	04/19	05/19	06/19	07/19	08/19	09/19	10/19	11/19	12/19
RV	$\delta^{18}O$ médio ponderado (‰)	-2,53	**-3,09**	**-3,37**	**-3,54**	**-3,20**	-0,92	-0,79	-	-	-	-	-
	Chuva mensal (mm)	132	248	150	105	100	56	67	0	0	-	-	-
RAD	$\delta^{18}O$ médio ponderado (‰)	-3,07	**-3,58**	**-3,46**	**-5,08**	**-2,36**	-1,74	-1,52	-	0.54	0.49	-	-
	Chuva mensal (mm)	172	134	95	191	78	20	99	0	1	2	-	-

De maneira geral, as variações mensais observadas, consistentes com o padrão clássico que controla a composição isotópica da precipitação durante o ano nos trópicos, são relacionadas ao efeito de massa, que é teoricamente o principal fator que afeta a assinatura isotópica da precipitação no Nordeste do Brasil [Bertrand et al., 2017].

Contudo, outros fatores podem influenciar o sinal isotópico. Se analisarmos a correlação r², em escala mensal e para os dados diários desta vez, entre os valores ponderados de $\delta^{18}O$ e os diferentes parâmetros afetando a composição isotópica da chuva, observamos que a correlação r² é de 86 % para a humidade relativa, de 59 % para a ROL, enquanto é de ≈62 % para o efeito de quantidade (Tabela 39). Não há relação significativa com a temperatura locale atmosférica (r² = 20%).

Tabela 39: Coeficientes de correlação r² entre os valores de $\delta^{18}O$ médios mensais e os parâmetros ambientais.

Coeficiente de correlação r²	Valores de $\delta^{18}O$ médios mensais oriundos da rede mensal	Valores de $\delta^{18}O$ médios mensais oriundos da rede diária
Precipitação mensal	84 %	62 %
Humidade relativa mensal	88 %	86 %
ROL	71 %	59 %
Temperatura	2 %	20 %

Seria interessante desenvolver um estudo meteorológico mais detalhado para estudar os fatores na origem das variações isotópicas observadas nas águas de chuva de Quixeramobim. No entanto, o âmbito deste estudo sendo focado nas águas subterrâneas, não é necessário detalhar esses processos por enquanto, o sinal isotópico das águas subterrâneas representando uma suavização do sinal da chuva a longo prazo, e mais especificamente ao sinal da chuva durante o período principal de recarga do aquífero.

2.1.2 Caracterização isotópica das águas subterrâneas

A caracterização isotópica das águas subterrâneas do cristalino é baseada na análise de 205 amostras de água, cujas 199 amostras provenientes de 78 poços profundos, 4 amostras provenientes de 3 cacimbões e 2 amostras provenientes de uma fonte de água. Todos os resultados analíticos são disponíveis em Anexo IX.

Nota-se que 16 poços e 3 cacimbões sem bomba foram amostrados manualmente (22 amostras, ≈11% dos dados), conforme a descrição feita no capítulo IV.2.2.4.1 (p.115). Os valores isotópicos oriundos destas obras não equipadas não apresentam valores extremas ou duvidosas. A caracterização isotópica das águas subterrâneas pode então incluir estes dados sem introduzir viés significativos.

Assim, a composição em isótopos estáveis da água subterrânea varia de -4,19 a +1,76 ‰ para o $\delta^{18}O$, de -25,1 a +8,0 ‰ para o $\delta^{2}H$, e de -8,6 a +11,6 ‰ para o d-exc (n= 205). Os valores médios e os desvios padrão são respectivamente de -2,24 ± 1,14 ‰ para o $\delta^{18}O$, de -13,3 ± 6,0 ‰ para $\delta^{2}H$ e de 4,6 ± 4,0 ‰ para d-exc.

A composição isotópica da água subterrânea foi confrontada aos dados oriundos de água de chuva, mas também de águas superficiais. Lembra-se que a análise do sinal em isótopos estáveis das águas superficiais foi feita a partir da amostragem de 3 pequenos açudes e de dados

históricos adquiridos por Rebouças e Taupin em grandes açudes (artigo em andamento de publicação). Assim, o banco de dados do sinal isotópico das águas superficiais da região é constituído por 65 amostras oriundas da bacia do Banabuiú.

Ao plotar dos dados isotópicos da água subterrânea, da água superficial e da chuva em um diagrama $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ (Figura 86), podemos observar que os dados relativos à água subterrânea e à água superficial estão espalhados ao longo de linhas de regressão linear definidas pelas seguintes equações:

- Por um lado, uma linha de regressão linear correspondente aos dados da água subterrânea:

$$\delta^{2}H = 5{,}01\ (\pm 0{,}12) * \delta^{18}O - 2{,}11\ (\pm 0{,}30) \qquad (r^2 = 89\%,\ n = 205) \qquad [4]$$

- Por outro lado, uma linha de regressão linear correspondente aos dados da água superficial:

$$\delta^{2}H = 4{,}92\ (\pm 0{,}09) * \delta^{18}O - 2{,}31\ (\pm 0{,}48) \qquad (r^2 = 98\%,\ n = 65) \qquad [5]$$

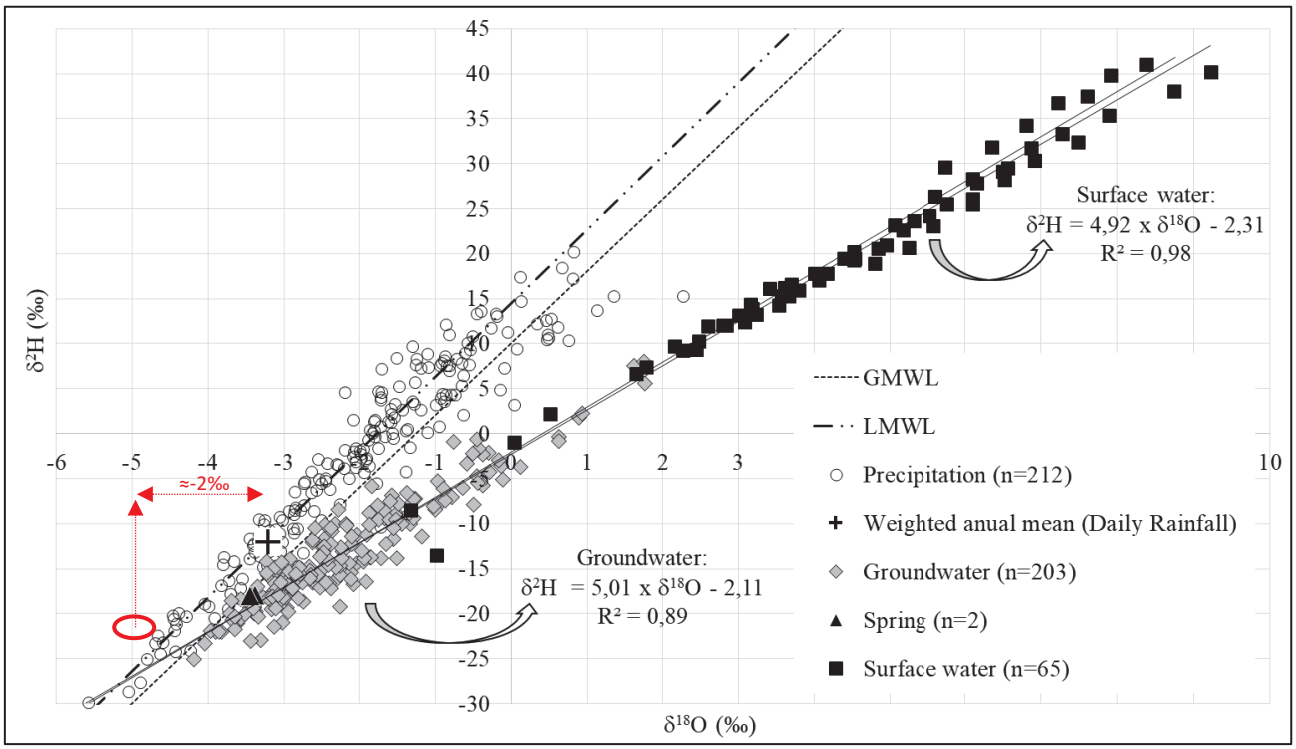


Figura 86: $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ – Composição isotópica da água subterrânea, da água superficial e da chuva (chuva diária). GMWL = RMM, LMWL = RML, Wheighted anual mean = média anual ponderada das precipitações diárias. Fonte: Kreis et al., 2020

A evaporação das águas superficiais é óbvia a partir dos seus valores de $\delta^{18}O$ variando entre -1,32 e +9,23‰ e do coeficiente angular de 4,92 da equação [5]. Nota-se que as regressões lineares obtidas por Matsui (1978) e por Stolf et alii. (1977, in Matsui 1978) em águas de açude no interior do NEB são respectivamente as seguintes: $\delta^{2}H = 4{,}6*\delta^{18}O - 0{,}5$ ($r^2 = 97\%$) e $\delta^{2}H = 4{,}75*\delta^{18}O - 1{,}3$. Comparando-se a equação [5] com aquelas obtidas por Matsui e Stolf e alii, observa-se que as três equações são equivalentes. A equação [5] simboliza, pois, a reta de evaporação regional da nossa zona de estudo.

Da mesma forma que as águas superficiais, as amostras de água subterrânea são alinhadas ao longo de uma reta de inclinação 5,01 (Equação [4]), o que indica que as águas meteóricas sofreram evaporação antes da sua infiltração no aquífero [Chatton et al., 2016]. De fato, todas as amostras de água subterrânea apresentam valores isotópicos marcados pela presença de água evaporada se comparados à definição atual da RML feita a partir de dados de chuva diários (Figura 86). A igualdade entre a equação [4] e a equação [5] destaca que a recarga das águas subterrâneas é principalmente realizada indiretamente, através de um processo de mistura com águas superficiais evaporadas [Hao et al., 2018]. Esta hipótese é provável em razão dos numerosos açudes, lagoas e redes de drenagem temporárias existentes na bacia de estudo.

Entretanto, o ponto de interseção entre a linha de regressão linear das águas subterrâneas e a da RML no diagrama $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ (Figura 86) mostra um deslocamento de cerca de -2 ‰ em $\delta^{18}O$ em relação à presente definição da média anual ponderada das precipitações (ou seja, do sinal isotópico de entrada). Este deslocamento poderia corresponder à variabilidade interanual natural da composição isotópica média anual ponderada das chuvas, mas poderia também destacar que apenas os eventos intensos de chuvas da estação chuvosa (ou seja, de fevereiro a maio, teoricamente) realmente participam à recarga do aquífero. Esta última hipótese é corroborada pelo monitoramento dos níveis piezométricos (recarga efetiva do aquífero durante este período) e pela composição isotópica média mensal ponderada da chuva mais empobrecida durante estes meses mais chuvosos (Tabela 38). Em 2018 por exemplo, a recarga do aquífero cristalino aconteceu essencialmente no mês de abril 2018 (*e.g.* monitoramentos piezométricos), para qual os valores médios ponderados mensais em $\delta^{18}O$ são em torno de -4,5 ‰. Ademais, a análise da distribuição das chuvas na região de estudo (Figura 8) revelou que o mês de abril é o mês mais chuvoso do ano, seguido por o mês de março. Este período (isotopicamente mais empobrecido) corresponde então ao périodo mais susceptivel de implicar uma recarga do aquífero.

A dispersão dos pontos de água subterrânea observada na Figura 86 entre o pólo pluvial e as águas superficiais evidencia as diferentes taxas de contribuição entre a parte de água infiltrada diretamente através da ZNS, e aquela ligada à infiltração indireta de águas superficiais evaporadas. Assim, os pontos de água subterrânea que ficam perto da intersecção entre a linha de regressão linear das águas subterrâneas e a da RML possuem uma recarga que é principalmente alimentada por as infiltrações verticais diretas, enquanto os outros pontos, mais afastados em direção do sinal isotópico das águas superficiais, possuem uma recarga principalmente alimentada por as infiltrações indiretas. Para estimar aproximadamente a taxa de infiltração direta em comparação com a infiltração indireta, precisa-se estimar o valor médio em $\delta^{18}O$ das águas de chuva e das águas superficiais. Por isso, vamos supor que o sinal isotópico da chuva é da ordem de ≈ -5‰, considerando que a recarga dos aquíferos occore esssecialmente durante os mêses mais chuvosos da quadra-chuvosa. Em relação ao sinal isotópico das águas superficiais, nota-se que os grandes açudes que não secam apresentam valores isotópicos muito

mais enriquecidos (+1,78‰ < $\delta^{18}O$ < +9,23‰), e isso apesar da contribuição das chuvas na estação chuvosa, do que os pequenos açudes (-1,32‰ < $\delta^{18}O$ < +1,65‰). Contudo, os pequenos açudes são mais difundidos [Molle et Cadier, 1992], e são provavelmente mais propicios a perder água por infiltrações devido à provavel ausência de um método de construção rigoroso. Em consequencia, vamos supor que o sinal isotópico das águas superficiais varia entre -1 e +1‰. Respectivamente, isto significa que entre 67 a 32 % dos poços apresentam uma taxa de infiltração indireta superior a 50%. A taxa de infiltração indireta é, em média, de 65% ou 44% respectivamente segundo as hipóteses feitas no valor isotópico das águas superficiais.

Note-se, como um detalhe, que o sinal isotópico da fonte de água (spring) é também marcado por efeitos de evaporação (Figura 86), e isso, apesar que o $\delta^{18}O$ apresenta valor semelhante ao do sinal isotópico de entrada da chuva. Os teores isotópicos observados poderiam simbolizar os leves fenômenos de evaporação que afetam os escoamentos de subsuperfície, considerando a localização desta fonte na encosta da Serra do Radar de Quixeramobim (ausência de rio, açude, ou aluvião perto da fonte).

A Figura 87 abaixa mostra os teores em $\delta^{18}O$ medidos nos poços e nas diferentes sub-bacias durante a campanha de junho 2018.

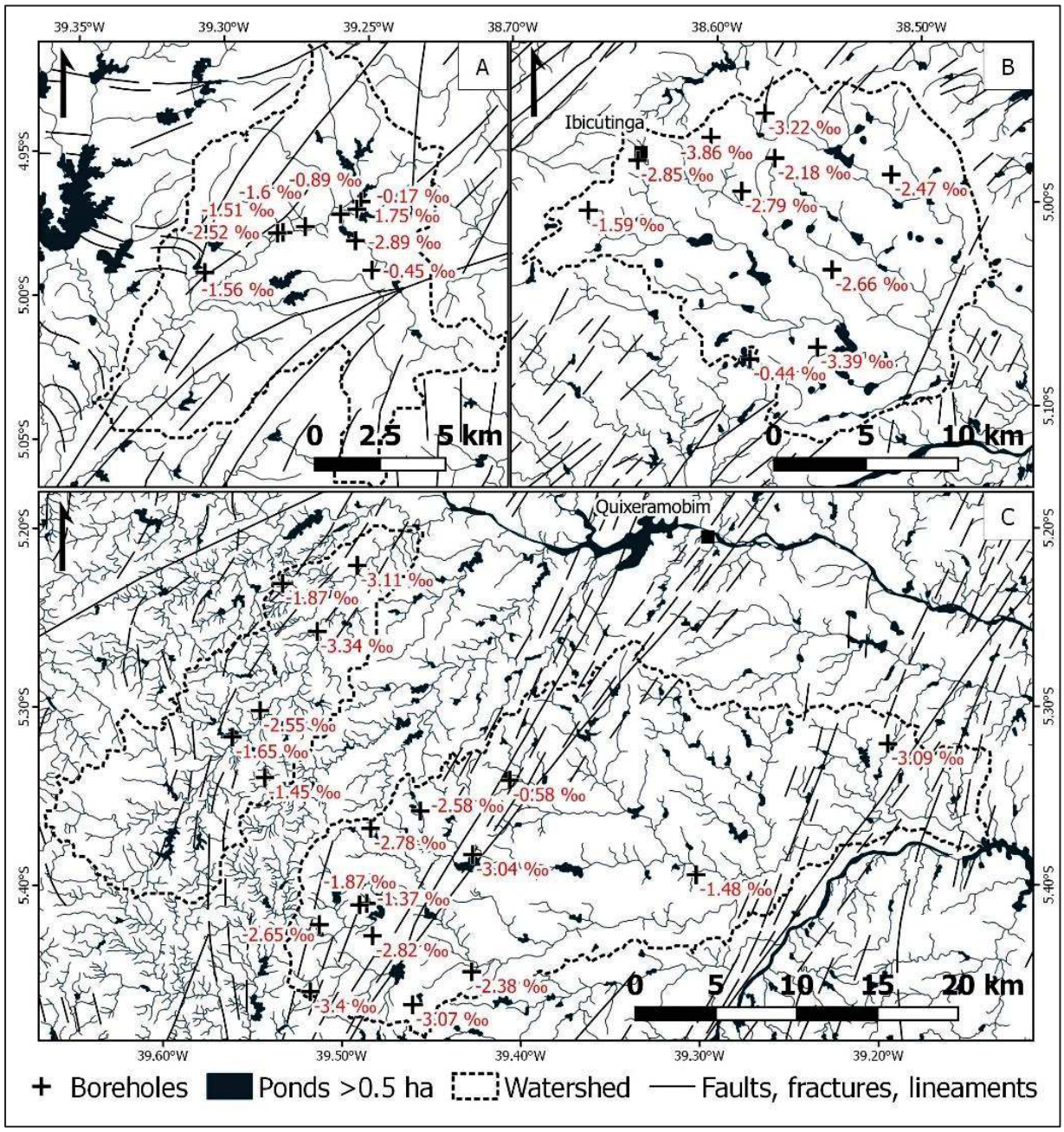


Figura 87: Distribuição espacial da composição isotópica dos poços (dados de junho 2018) em A) Pirabibú B) Ibicuitinga C) Forquilha (a esquerda) e Vista Alegre (a direita). Fonte: Kreis et al., 2020

A heterogeneidade espacial da composição isotópica das águas subterrâneas existente entre dois poços vizinhos (Figura 87) sugere que os poços exploram sistemas de fratura espacialmente pouco conectadas (compartimentação lateral), e que os processos de recarga ocorrem localmente. Essas observações sustentam a hipótese de que não há fluxo subterrâneo regional nos aquíferos cristalinos cearenses.

Além disso, os dados em isótopos estáveis dos poços mostram uma variação sazonal das concentrações em $\delta^{18}O$ de até 3,90‰ dependendo do poço (Figura 88). Portanto, a variabilidade sazonal ou (inter)anual do sinal isotópico das águas subterrâneas observada na maioria dos poços sugere que os processos de recarga e de circulação no aquífero são rápidos.

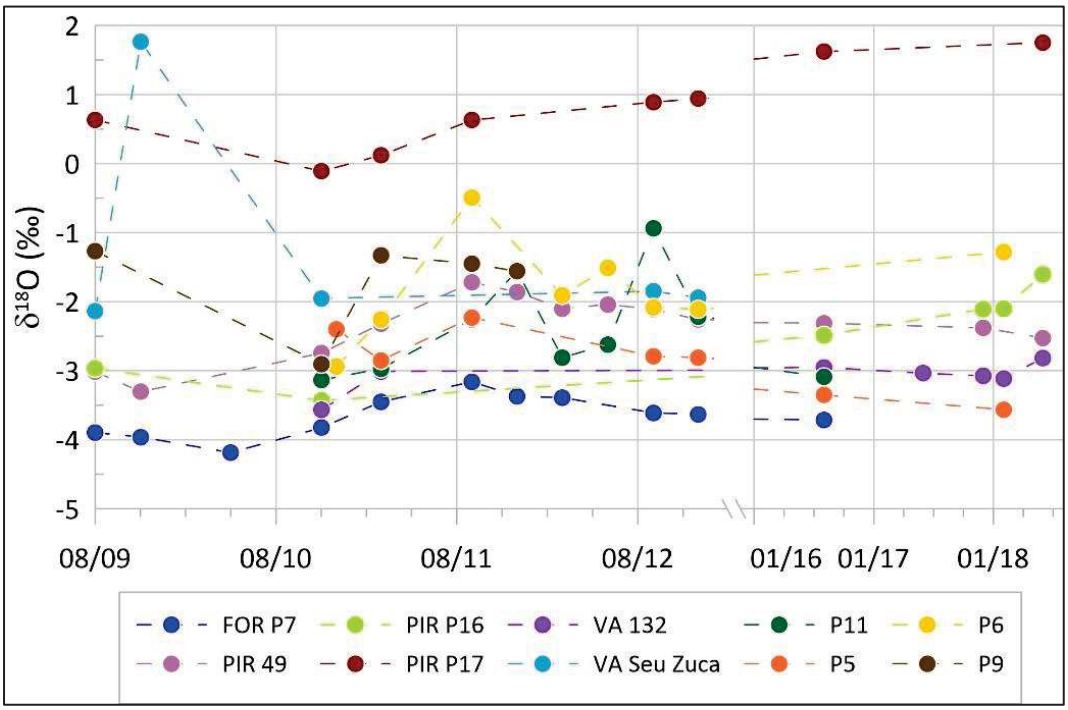


Figura 88: Variabilidade sazonal do conteúdo em $\delta^{18}O$ dos poços do cristalino. Os dados entre 08/2009 e 12/2012 foram adquiridos por Julien Burte, enquanto os dados a partir de 2016 foram adquiridos pela autora.

A variabilidade temporal do sinal isotópico destaca que as águas subterrâneas correspondem a uma mistura de massas de água cujas proporções respectivas variam no tempo e no espaço (em função das fontes de recarga e das estações). Seria interessante monitorar as variações isotópicas temporais das águas subterrâneas com uma frequência mais alta (< mensal, e no ideal, < diária) para entender melhor as fluctuações isotópicas.

Um artigo intitulado "Isotopic characterisation and dating of groundwater recharge mechanisms in crystalline fractured aquifers: example of the semi-arid Banabuiú watershed (Brazil)" foi publicado em 2020 no âmbito deste projeto de doutorado e é disponibilizado em Anexo X. O DOI desta publicação é o seguinte: 10.1080/10256016.2020.1797275.

2.2 Determinação dos tempos de residência das águas do embasamento cristalino

A Tabela 40 a seguir resume os diferentes poços que foram objetos de datação pelos diferentes traçadores. O objetivo da datação multi-traçadores é de afinar a datação obtida pelo ^{14}C e ^{3}H, e em particular da fração jovem da água, graças a medida dos CFC e SF_6. Infelizmente em 2019, não foi possível reamostrar o conjunto dos 10 poços já datados em 2009 ou 2018 devido a problemas técnicos (bomba quebrada, problemas de pressão ou de presença de bolhas de ar impedindo a amostragem de CFC e SF_6). Em consequência, novos pontos foram amostrados para a medição dos CFC e SF_6, permitindo uma cobertura mais ampla da área de estudo.

Tabela 40: Poços amostrados para a datação das águas subterrâneas

	Novembro 2009	Fevereiro 2018	Junho 2019
PIR P15 Novo livramento	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	-	-
VA seu Zuca	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	-	-
FOR P7 Balanças	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	-	-
FOR 144	-	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	CFCs, SF_6, gases nobres
FOR 151 Boa Vista	-	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	CFCs, SF_6, gases nobres
IBI 89	-	-	CFCs, SF_6, gases nobres
IBI 96	-	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	CFCs, SF_6, gases nobres
IBI 152	-	-	CFCs, SF_6, gases nobres
IBI 160	-	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	-
PIR P16 Algodões	-	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	-
PIR 44bis – Faz. Mario	-	-	CFCs, SF_6, gases nobres
PIR 45 – Vicente Lessa	-	-	CFCs, SF_6, gases nobres
PIR 52	-	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	CFCs, SF_6, gases nobres
VA 123	-	-	CFCs, SF_6, gases nobres
VA 132 Carnaúba	-	^{14}C, ^{13}C, ^{3}H	CFCs, SF_6, gases nobres

2.2.1 Datação pelo ^{14}C

Três amostras de água subterrânea foram coletadas em novembro de 2009, além de 7 amostras em fevereiro de 2018, para a determinação do tempo de residência pelo ^{14}C. Nota-se que as bombas se localizam no fundo do poço.

Os resultados brutos da análise em ^{14}C nas águas subterrâneas da área de estudo estão sintetizados na Tabela 41 abaixa.

Os valores de ^{14}C das águas subterrâneas variam de 73,2 a 126,7 pMC. A exceção do poço IBI 96 (e de menor forma dos poços IBI 160 e FOR 151), os valores de ^{14}C obtidos são superiores ou em torno de 100 pMC, o que corresponde a águas infiltradas após os testes nucleares dos anos 1950.

Tabela 41: Resultados analíticos da datação pelo ^{14}C

Poço	Data de amostragem	$A^{14}C$ (pMC)	Erro (pMC)	$\delta^{13}C$ (‰ vs PDB)	Erro (‰ vs PDB)	pH
PIR P15	11/2009	124,4	±0,6	-16,84	±0,1	7,44
VA Seu Zuca	11/2009	119,5	±0,5	-15,69	±0,1	6,93
FOR P7 Balanças	11/2009	126,7	±0,5	-16,62	±0,1	7,30
FOR 144	02/2018	103,6	±0,5	-15,91	±0,1	8,23
FOR 151	02/2018	98,3	±0,5	-15,42	±0,1	8,07
IBI 96	02/2018	73,2	±0,6	-17,84	±0,1	7,61
IBI 160	02/2018	91,8	±0,5	-17,2	±0,1	7,18
PIR 52	02/2018	105,6	±0,5	-14,02	±0,1	7,80
PIR P16	02/2018	105,3	±0,5	-16,73	±0,1	7,97
VA 132	02/2018	110,1	±0,5	-16,94	±0,1	7,80

2.2.1.1 *Determinação das fontes de ^{14}C*

A boa implementação da datação pelo ^{14}C necessita determinar as diferentes fontes de carbono presentes na água para deduzir a atividade inicial em carbono A_0 oriunda da atmosfera (Anexo IV). Para isto, tem-se utilizado a análise do isótopo estável do carbono: o $\delta^{13}C$. Os resultados obtidos mostram valores em $\delta^{13}C$ do CID da água subterrânea que variam de -17,84 ‰ a -14,02 ‰.

Os solos da Caatinga do Ceará apresentam um valor em $\delta^{13}C$ de tipo C3, da vegetação atual, mas podem apresentar em profundidade uma mistura C3-C4, que corresponde a ecossistemas antropizados no passado por uso agrícola [Mendonça et al., 2010]. De forma geral, os solos da Caatinga apresentam valores em $\delta^{13}C$ que varia de ≈ -24 a -27 ‰ [Mendonça et al., 2010]. Assim, para um sistema aberto, considerando a ausência de rochas carbonatadas e o pH das águas subterrâneas (pH $_{médio}$ = 7,22) na região de estudo, podemos supor que o CO_2 gasoso do solo é a principal fonte de bicarbonatos na água. O $\delta^{13}C$ do CO_2 do solo pode então ser aproximado pela equação [IAEA, 2001]:

$$\delta^{13}C_{CO2(g)} = \delta^{13}C_{CID} + \varepsilon_{HCO3-CO2(g)}$$

Com : $\delta^{13}C_{CID} = \frac{H_2CO_3}{CID} * \delta^{13}C_{H_2CO_3} + \frac{HCO_3^-}{CID} * \delta^{13}C_{HCO_3^-} + \frac{CO_3^{2-}}{CID} * \delta^{13}C_{CO_3^{2-}}$

e : $\varepsilon_{HCO3-CO2(g)} = -\frac{9483}{T} + 23{,}89\ ‰$

O termo $\varepsilon_{HCO3-CO2(g)}$ representa o fator de enriquecimento entre a fase gasosa e os bicarbonatados, e é igual a -7,70 ‰ se consideramos uma temperatura de 27°C (= 300,15 K). Isto significa que o $\delta^{13}C_{CID}$ teórico da água subterrânea, se derivar unicamente da respiração das plantas tipo C3 da Caatinga, deve estar na faixa de -16 ‰ a -19 ‰.

Isto significa, pois, que os valores em $\delta^{13}C$ do CID da água subterrânea obtidos correspondem à respiração das plantas de tipo C3 e que a proporção de plantas de tipo C4 é insignificante (os valores sendo teoricamente em torno de -10 ‰ a -15 ‰; e.g. Figura 1 do Anexo IV). Assim, os dados de $\delta^{13}C$ não apresentam uma perturbação do sinal por causa de uma origem mista das fontes de carbono e da dissolução de carbonatos primários ($\delta^{13}C$=0‰ e $A^{14}C$=0 pMC).

2.2.1.2 *Cálculos das idades aparentes obtidas com o ^{14}C*

Assim, o sinal de ^{14}C não está alterado por um carbono inorgânico dissolvido adicional, e podemos considerar que o CID é diretamente derivado do CO_2 do solo. Portanto, a atividade A_0 não precisa ser corrigida, e as as idades aparentes podem ser calculadas a partir da equação de decaimento radiativo (Anexo IV e Equação [6]). Considera-se que o valor em ^{14}C do solo é de

97%, considerando os fracionamentos isotópicos. Os resultados estão apresentados na Tabela 42.

Tabela 42: Idade aparente obtida pela datação em ^{14}C

Nome	Data	^{14}C (pMC)	Idade aparente (anos)
PIR P15	11/2009	124,4	atual
VA Seu Zuca	11/2009	119,5	atual
FOR P7 Balanças	11/2009	126,7	atual
FOR 144	02/2018	103,6	atual
FOR 151	02/2018	98,3	atual
IBI 96	02/2018	73,2	2327
IBI 160	02/2018	91,8	456
PIR 52	02/2018	105,6	atual
PIR P16	02/2018	105,3	atual
VA 132	02/2018	110,1	atual

Assim, à exceção dos poços IBI 96 e IBI 160, as idades aparentes obtidas são assimiladas a águas de recarga moderna/atual, ou seja, a águas que se infiltraram após os anos 1950. Isso significa que o tempo de residência aparente das águas do cristalino é de algumas décadas. A mesma observação foi feita num estudo realizado por Frischkorn et al. (1989) na bacia do rio Acaraú no Ceará (contexto geológico e climático similar a aquele do presente estudo). As águas em Ibicuitinga tendem em mostrar que a recarga é anterior a 1950, e occoreu há entre ≈450 e 2300 anos BP (*Before Present*).

Os três poços amostrados em novembro de 2009 (durante a estação seca) apresentam valores de ^{14}C superiores aos poços amostrados durante a estação chuvosa de 2018 (Tabela 42). Considerando que o pico atmosférico em ^{14}C era superior a 100 pMC em 1963/1964 e que a atmosfera atual tem um teor em ^{14}C em torno de 100 pMC, isto significa que a diferença de atividade observada entre os poços amostrados em 2009 (> 120 pMC) e 2018 (< 110 pMC) é devida a uma menor proporção de águas muito atuais durante o ano 2009 (ou seja, uma maior proporção de água infiltrada em torno do pico de 1963/1964). A menor contribuição de águas atuais em 2009 poderia ser devida a uma menor contribuição de fluxos de infiltração verticais de circulação rapida no momento da amostragem, visto que a amostragem foi feita fora do período de recarga dos aquíferos cristalinos (em novembro, estação seca). De fato, veremos que os CFC sublinharam a presença de uma mistura binária de água entre uma porção de água moderna infiltrada durante o ano (que poderia ser interpretada como um fluxo vertical de circulação rápida), e uma porção de água mais velha que ocorre provavelmente na forma de fluxos horizontais.

De forma geral, os dados de carbono-14 destacam o tempo de renovação rápida das águas do cristalino (algumas décadas). Contudo, podemos observar pontualmente águas cujo tempo de residência é bem maior, como é o caso para os poços IBI 96 e IBI 160, destacando a menor taxa de renovação destes poços e a heterogeneidade do meio cristalino.

Não há relação entre as atividades em ^{14}C e os parâmetros seguintes: CE (r^2=24%), $\delta^{18}O$ (r^2=4%) e o d-exc (r^2=21%). Considerando as idades obtidas pelo carbono 14, a hipótese de salinização das águas subterrâneas devida a presença de água do mar oriunda da transgressão mesozoica não é plausível.

2.2.2 Datação pelo ^{3}H

Os resultados brutos da análise em ^{3}H nas águas subterrâneas da área de estudo estão sintetizados na Tabela 43 abaixa.

Tabela 43: Resultados analíticos da datação pelo ^{3}H

Poço	Data de amostragem	^{3}H (UT)	Erro (UT)
PIR P15	11/2009	1	±0,4
VA Seu Zuca	11/2009	0,9	±0,5
FOR P7 Balanças	11/2009	0,7	±0,6
FOR 144	02/2018	0,6	±0,3
FOR 151	02/2018	≤0,7	-
IBI 96	02/2018	≤0,4	-
IBI 160	02/2018	≤0,3	-
PIR 52	02/2018	≤0,5	-
PIR P16	02/2018	0,7	±0,3
VA 132	02/2018	≤0,7	-

As concentrações de trítio nas águas subterrâneas do cristalino são baixas (variam de ≤0,3 UT a 1 UT) e inferiores à concentração atmosférica natural atual, apesar de serem detectadas (Tabela 43). O limite de detecção do trítio é variável porque é função da contagem do ruído de fundo da amostra.

Desde os últimos grandes testes nucleares, as concentrações de trítio na atmosfera vêm sendo atenuadas, e os níveis atuais estão basicamente associados às produções atmosféricas. Considerando que o teor de ^{3}H na precipitação retornou ao seu nível natural, sua aplicação como traçador de infiltração direta se torna limitada [De Montety, 2008]. O trítio permanece, no entanto, um marcador adequado para caracterizar a infiltração rápida de água nos aquíferos [De Montety, 2008].

2.2.2.1 Reconstrução da curva atmosférica em ^{3}H

A datação das águas subterrâneas pelo ^{3}H necessita a reconstrução de um registro local de trítio na atmosfera, devido aos vários processos meteorológicos que podem influenciar a concentração em ^{3}H inicialmente presente nas precipitações [Plummer, 2005].

A reconstrução do registro local de trítio é baseada nos dados mensais fornecidos pela International Atomic Energy Agency (IAEA; https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx). As principais estações estudadas para a reconstrução da curva atmosférica de entrada fazem parte da rede global de monitoramento dos isótopos nas precipitações (*Global Network of Isotopes in Precipitation* - GNIP), e são detalhadas na Tabela 44 abaixa. O tratamento dos dados para a reconstrução do registro local de trítio é discutido nos parágrafos seguintes.

Tabela 44: Localização e período de medição das estações do GNIP consultadas.

Estação	Latitude	Longitude	Período disponível	N° de dados disponíveis	Valor médio anual ponderado máximo de ^{3}H (UT)	Valor médio anual ponderado mínimo de ^{3}H (UT)
Fortaleza (Brasil)	-3,72	-38,55	1965-1976	108	28,5	3,2
Ceará Mirim (Brasil)	-5,80	-35,20	1962-1982	148	47,1	2,2
Belém (Brasil)	-1,43	-48,48	1965-1982	189	31,3	3,0
Manaus (Brasil)	-3,12	-60,20	1965-1987	178	35,6	3,0
Belo Horizonte (Brasil)	-19,87	-43,97	2009	10	3,1	3,1
Kinshasa (R.D. Congo)	-4,37	15,25	1961-1966	39	116	22
Bogotá (Columbia)	4,70	-74,13	1971-2009	287	21,1	2,3
Ottawa (Canada)	45,32	-75,67	1953-2018	744	2900,1	11,4

Nos dados disponíveis fornecidos pela IAEA (Tabela 44), foram apagados os valores mensais de trítio cujo erro era superior ao valor de trítio na chuva. Foram também apagados os dados que não tinham valores de precipitações associados. Por último, os dados de trítio mensais foram ponderados com a quantidade de chuva para calcular as médias ponderadas anuais, para os anos que tiveram mais de 50% da precipitação anual. Os resultados das estações localizadas na América do Sul são apresentados na Figura 89.

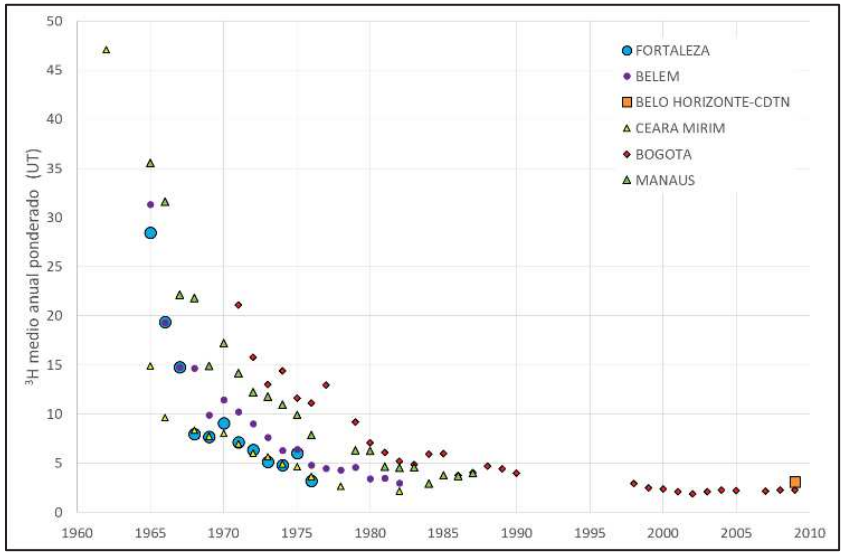


Figura 89: Concentração anual ponderada em ^{3}H da precipitação para as estações perto da zona de estudo.

O período de 1965 a 1982 está bem monitorado nas zonas a proximidade de nosso estudo (estação Fortaleza e Ceará Mirim e, de forma menor, Belém e Manaus). Observe-se uma boa

correlação entre a estação de Fortaleza com Belém (r^2= 0,94), Ceará Mirim (r^2= 0,89) e Manaus (r^2= 0,88). Não há correlação entre Fortaleza e Bogotá (r^2 = 0,54). A análise dos dados revelou que a estação de Fortaleza apresenta melhor correlação com a estação de Ottawa no Canada (r^2= 0,96), mesmo se estas estações são distantes e localizadas em hemisférios diferentes. Durante o período 1965 a 1976 em Fortaleza (de latitude -3,72), a tendência geral é uma diminuição exponencial do conteúdo em ^{3}H da atmosfera (de 28,5 UT a 3,2 UT), mesmo se se observe pequenos picos em 1970 e 1975 (Figura 89 acima).

Constata-se que a estação Ceará Mirim (de latitude -5,80), que é a estação monitorada mais próxima de Fortaleza, apresentou um valor de ^{3}H de 47 UT em 1962, enquanto o valor era de 15 UT em 1965. Além disso, a estação Ceará Mirim tende em apresentar concentrações atmosféricas anuais menores do que em Fortaleza (Figura 89). Isso nos indica, por um lado, que o pico atmosférico de ^{3}H aconteceu em Fortaleza entre 1963 ou 1964 (mesmo se esta estação se localiza no hemisfério Sul), e que o pico deve ser > 47 UT. A estação de Kinshasa (Republica Democrática do Congo, África, hemisfério Sul), que se localiza a uma latitude equivalente de Fortaleza, evidencia que o pico atmosférico aconteceu em 1963 com um valor de 116 UT (Figura 90), enquanto o valor era de 74 UT em 1965 (ou seja, superior ao observado em Fortaleza).

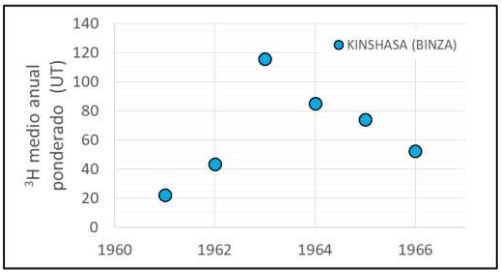


Figura 90: Concentração anual ponderada em ^{3}H da precipitação para a estação Kinshasa durante o pico atmosférico no hemisfério Sul.

Assim, podemos supor para Fortaleza que o pico atmosférico ocorreu em 1963, com um valor inferior a 116 UT.

Apos a análise dos dados das diferentes estações da Tabela 44, a análise das correlações entre as diferentes estações, e a análise do método de reconstrução da curva atmosférica segundo Doney et al. (1992), a reconstrução da curva atmosférica em ^{3}H no Ceará foi baseada nas considerações seguintes:

- A estação de Fortaleza é a estação de referencia para a região de estudo entre 1965 e 1976.

- Durante o período de 1953-1960, a única estação de medição operacional no mundo era a estação de Ottawa, no Canadá. Observe-se uma boa correlação entre as estações de Fortaleza e Ottawa entre 1965 e 1976 (r^2 = 0,96). O método de Doney et al. (1992) permite reconstruir as concentrações anuais em trítio na atmosfera para o período entre 1960 e 1986 a partir de um modelo de função global, mas os resultados deste método mostraram valores mais baixos em relação ao método de correlação linear entre Fortaleza e Ottawa para o período de 1960 a 1970

(Figura 91). Além disso, a curva oriunda do método de correlação apresenta uma boa continuidade com os dados observados na estação GNIP de Fortaleza (Figura 91). Portanto, foi usado o método de correlação linear [Jerbi et al., 2019] entre Ottawa e Fortaleza para reconstituir a atividade de trítio na precipitação no Ceará entre 1953 e 1961.

- Para o ano 1962, observamos uma concentração média anual ponderada em ^{3}H de 47 UT para a estação Ceará Mirim e de 44 UT para a estação Kinshasa. Consideramos então o valor de 47 UT para o ano 1962.

- Para o período em torno do pico atmosférico, ou seja, entre 1963 e 1964, já observamos que o valor do pico deve estar teoricamente entre 47 < 3H < 116 UT. Os valores de ^{3}H atmosférico reconstituídos segundo o método de correlação linear entre Fortaleza e Ottawa para os anos 1963 e 1964 são respectivamente 101 e 54 UT. Em 1965, esse valor é de 28 UT, o que é conforme com o valor observado na estação GNIP de Fortaleza (de 29 UT; Figura 91). Os valores obtidos com o método de correlação linear entre Fortaleza e Ottawa parecem, portanto, plausíveis. Contudo segundo a IAEA [IAEA, 2001], a curva atmosférica em trítio pode mostrar no hemisfério Sul um máximo de 30 UT em torno dos anos 1963-65, com picos ocasionais de até 80 UT. Portanto, foi decidido considerar três hipóteses para o valor do pico da curva atmosférica. Uma primeira hipótese segundo qual o valor do pico em 1963 é igual a 101 UT (H1), uma segunda hipótese segundo qual o valor do pico em 1963 é limitado a 80 UT (H2), e uma terceira hipótese com um valor arbitrário de 60 UT (H3). A posição do pico em 1963 ou 1964 não muda fundamentalmente os resultados em termos de datação.

- Para o período de 1977 a 2018, a regressão linear entre Fortaleza e Ottawa foi também usada para modelizar os teores em ^{3}H, considerando a melhor correlação entre Fortaleza e Ottawa ($r^2 = 0,96$) do que entre Fortaleza e Bogotá ($r^2 = 0,54$), além da coerência com os dados das demais estações.

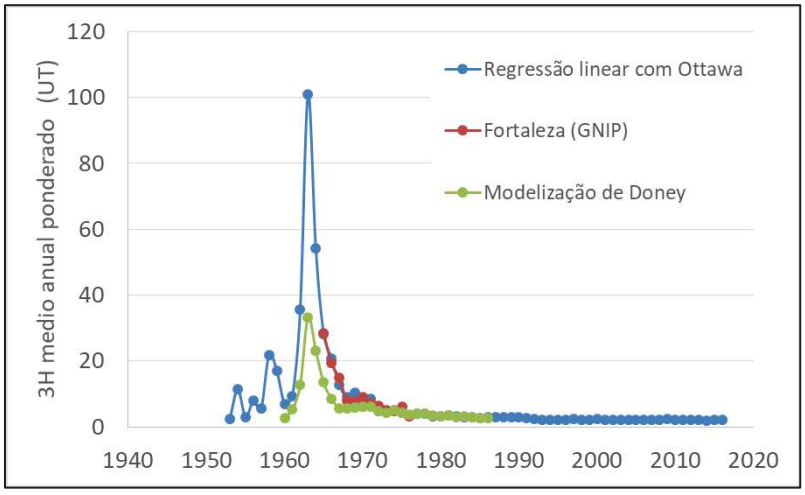


Figura 91: Comparação dos métodos de regressão linear ou de Doney et al. (1992) para a reconstrução da curva atmosférica de ^{3}H, e comparação com os dados oriundos da estação de Fortaleza (GNIP)

Em relação à definição do valor natural de trítio na atmosfera, nota-se que a estação Ceará Mirim apresenta valores de trítio de 2,2 UT em 1982. Como os valores modelizados a partir da regressão linear entre Ottawa e Fortaleza mostram que a concentração em trítio em Fortaleza era de 2,5 UT em 1953, enquanto oscila em torno de 2,0 UT entre os anos 2010 e 2018, podemos supor que o valor natural de trítio na atmosfera é da ordem de 2 UT, o que é coerente com a hipótese de Manciati (2014) ou os valores observados em Bogotá. Assim, aplicamos o valor de 2 UT para os períodos < 1953 e > 2018, sem influência dos testes nucleares. Nota-se que o valor de trítio de 1,5 UT para a atmosfera em 1989 mencionado por Frischkorn et al., (1989) parece subestimado em comparação a presente análise.

A reconstrução da curva atmosférica na zona de estudo, feita a partir dos argumentos relatados acima, é ilustrada na Figura 92.

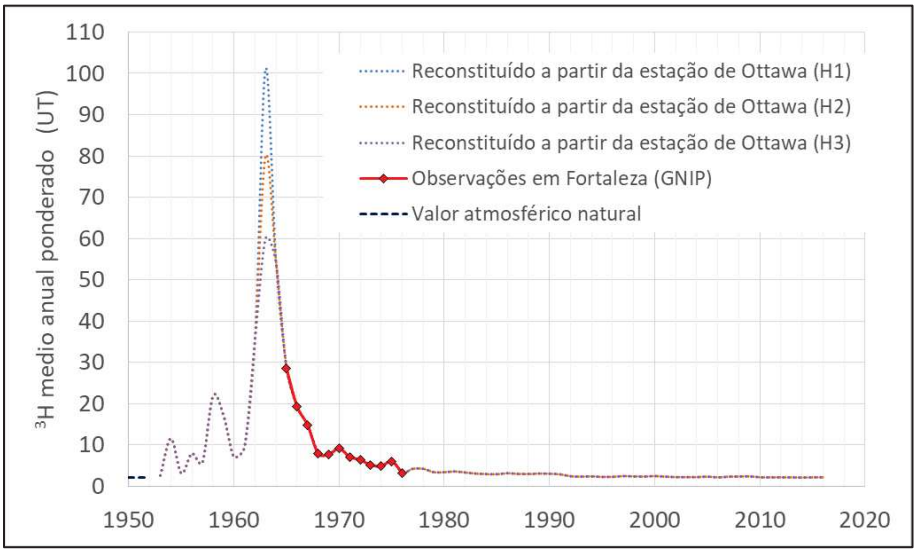


Figura 92: Reconstrução da curva atmosférica em ^{3}H para a zona de estudo segundo as hipóteses H1, H2 e H3

2.2.2.2 Cálculos das idades aparentes obtidas com o ^{3}H

A partir desta reconstrução, o tempo de residência da água subterrânea no aquífero pode ser desenvolvido através de dois modelos: Um modelo de Fluxo Pistão (MFP) com base na equação de decaimento radioativo (Equação [6]), e um modelo de mistura completa (Equação [7]), que assume um estoque constante ao longo do tempo e uma mistura isotópica perfeita no aquífero [Leduc et al., 1996] :

$$An_i = Ap_j \times e^{(-\frac{Ln2}{T}\times(i-j))} \quad [6]$$

$$An_i = (1 - Tr_i) \times An_{i-1} \times e^{-Ln2/T} + Tr_i \times Ap_i \quad [7]$$

com An_i : Teor em tritio do aquífero durante o ano i

Tr_i : Taxa de renovação do aquífero durante o ano i

T : Tempo de meia-vida do trítio de 12,32 anos

Ap_i : Teor em tritio da precipitação durante o ano i

Os resultados das simulações segundo o modelo MFP ou o modelo de mistura completa são apresentados nas Figura 93 e Figura 94. As diferentes hipóteses em relação ao posicionamento do pico atmosférico e o valor deste último (hipótese H1, H2 ou H3) não muda os resultados.

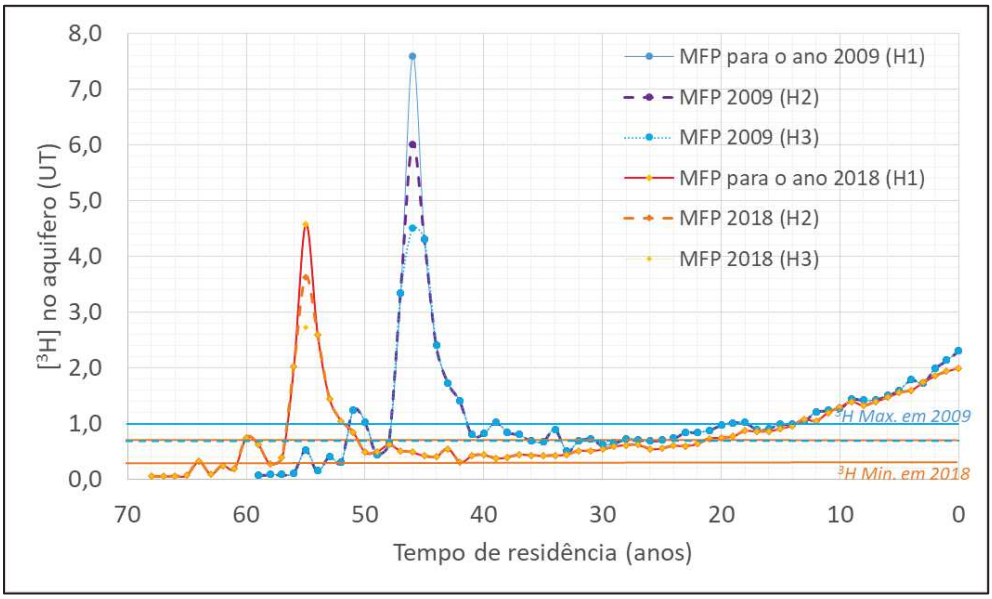


Figura 93: Curvas de saída das concentrações em trítio do aquífero em 2009 (em azul) ou em 2018 (em laranja) segundo do modelo de fluxo pistão e segundo as hipóteses H1, H2 e H3

A idade da água subterrânea pode ser aproximada a partir das curvas de saída simuladas segundo o modelo de fluxo pistão, que é tradicionalmente usado para os sistemas confinados (Figura 93). Considerando a forma das curvas de saída das concentrações em ^{3}H do aquífero, a concentração em trítio observada em 2009 ou em 2018 pode corresponder a diferentes datas de infiltração. Portanto, são mencionadas abaixo as idades máximas e mínimas possíveis.

A idade estimada para os pontos amostrados em 2009 (com 0,7 UT < $[^{3}H]_{aq}$ < 1 UT) varia entre 14 e 51 anos, ou seja, corresponde às águas que se infiltraram entre 1958 ou 1995, enquanto os pontos amostrados em 2018 (com valores detectados de 0,6 UT < $[^{3}H]_{aq}$ < 0,7 UT) mostram uma idade que varia de 21 a 60 anos (infiltração entre os anos 1958 ou 1997). De maneira geral, concentrações de trítio > 0,6 UT em 2018 evidenciam águas pós-1950. Nota-se que cinco pontos amostrados em 2018 mostraram valores de trítio correspondentes ao limite de detecção do trítio (variando de ≤0,3 UT a ≤0,7 UT), o que poderia dizer que essas águas foram infiltradas antes dos testes nucleares. Contudo, os valores de ^{14}C permitem matizar esta visão: as águas com valores de trítio variando de ≤0,5 UT a ≤0,7 UT correspondem a águas essencialmente derivadas de infiltrações pos-1950 (o valor de ^{14}C fica em torno ou > a 100 pMC), enquanto valores de trítio inferiores a ≤0,4 UT indicam uma maior proporção de água mais velha, infiltrada antes de 1950 (^{14}C < 92 pMC).

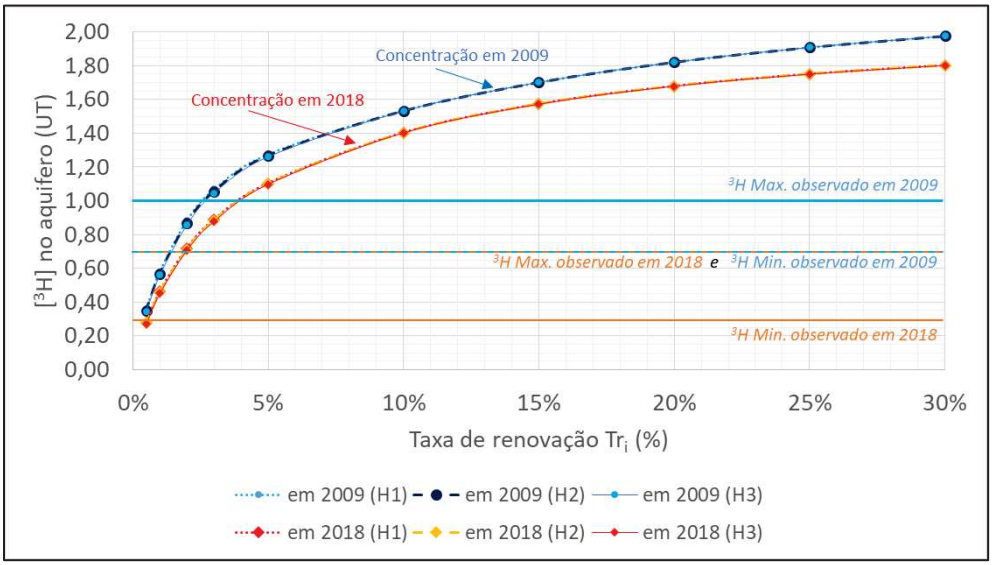


Figura 94: Resultados do modelo de mistura completa para diferentes taxa de renovação e segundo as hipóteses H1, H2 e H3

O modelo de mistura completa (Figura 94) proposto por Leduc et al. (1996), que é mais aplicado para os aquíferos livres, mostra que as taxas de recarga eram da ordem de 1,5 a 3 % em 2009 (valor mediano de 2,2 %), enquanto são da ordem de 0,5 a 2 % em 2018 (valor mediano de 1,5 %). Isto significa que o tempo médio de residência da água subterrânea era de 33 a 67 anos em 2009 (valor mediano de 45 anos) enquanto era de 50 a 200 anos em 2018 (valor mediano de 67 anos).

Os resultados de datação dos dois modelos são sintetizados na Tabela 45 abaixa.

Tabela 45: Idade aparente obtida pela datação em ^{3}H segundo o modelo de fluxo pistão (MFP) e exponencial (ME)

Ponto	Ano de referencia	^{3}H (UT)	Erro (UT)	ME		MFP	
				Tri (%)	Idade aparente (anos)	Idade aparente máxima (anos)	Idade aparente minima (anos)
PIR P15	2009	1	±0,4	3	33	51	14
VA Seu Zuca	2009	0,9	±0,5	2,20	45	51	17
FOR P7 Balanças	2009	0,7	±0,6	1,50	67	51	25
FOR 144	2018	0,6	±0,3	1,50	67	60	23
FOR 151	2018	≤0,7	-	2	50	60	21
IBI 96	2018	≤0,4	-	0,9	111	61	38
IBI 160	2018	≤0,3	-	0,5	200	64	42
PIR 52	2018	≤0,5	-	1	100	61	32
PIR P16	2018	0,7	±0,3	2	50	60	21
VA 132	2018	≤0,7	-	2	50	60	21

Assim, os dois modelos de trítio sublinham a presença de água que parece levemente mais jovem em 2009 em comparação a 2018. Esta observação parece contraditória com os dados de ^{14}C que indicaram a menor contribuição de águas muito atuais em 2009. Seria interessante

reamostrar estes poços em diferentes períodos hidrológicos para ver as diferentes evoluções temporais possiveis. Em qualquer caso, a presença de trítio detectável nas águas é um bom indicador para destacar a presença de pelo menos uma fração da água pós-1950 [Plummer, 2005]. A relação proporcional observada entre os valores de ^{14}C e de ^{3}H (Figura 95) sugere que a presença de trítio com concentrações ≥0,5 UT é ligada a presença de águas recentes pos-1950, misturadas com uma fração menore de água mais antiga. A relação entre ^{14}C e ^{3}H sublinha que os valores de ^{3}H detectados correspondem em realidade a águas recentes "mais antigas" (infiltradas em torno do pico atmosférico de 63/64) do que as águas com valores em limite de detecção ≥0,5 UT (infiltradas nos últimos anos).

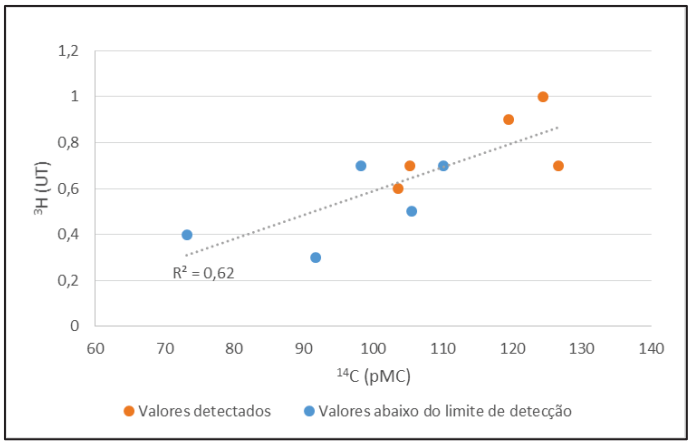


Figura 95: Relação entre os teores de ^{14}C e de ^{3}H nas águas subterrâneas.

Podemos observar na Tabela 45 que os pontos localizados na bacia de Ibicuitinga (IBI 96 e IBI 160) são os poços que apresentam o menor sinal detectado de tritio (≤ 0,4 UT). Os dados de ^{14}C mostraram que a recarga para estes dois poços é anterior a 1950, e occoreu há entre ≈450 e 2300 anos AP. Assim, a deteção de trítio com concentrações ≤0,4 UT (em limite de detecção) poderia destacar a baixa taxa de renovação das águas por águas recentes pos-1950.

2.2.3 Datação pelos CFC e SF_6

Como explicado no Anexo IV, a determinação dos tempos de residência e das condições de recarga pelos gases dissolvidos requer primeiro estimar a temperatura e a altitude de recarga [Busenberg et Plummer, 1992; Ayraud, 2005; De Montety et al., 2018].

Em teoria, a temperatura de recarga pode ser razoavelmente assimilada à temperatura atmosférica média anual da área de estudo a ±1°C [Cook et al., 2006; Herzberg et Mazor, 1979 in de Montety et al., 2018]. Assim, optou-se por uma temperatura de recarga de 27°C, correspondente à temperatura média anual obtida em Quixeramobim entre 1981-2010 (dados do INMET).

Em relação à altitude de recarga para as diferentes bacias estudadas, foi decidido tomar a altitude máxima observada em cada uma das bacias hidrográficas, indicada na Tabela 46, considerando que as zonas de recarga do aquífero fraturado heterogêneo não são conhecidas neste momento. Mesmo que esses valores de altitude sejam aproximados e tenham alguma incerteza, a sua influência nos resultados da datação é mínima (alguns anos) porque as variações altimétricas nas bacias são da ordem da centenas de metros [IAEA, 2006].

Tabela 46: Altitude de recarga aplicada para a determinação da temperatura de recarga e do excesso de ar

Bacia	Poços	Altitude máxima da bacia (m)	Altitude mínima da bacia (m)	Altitude de recarga considerada (m)
Forquilha	FOR 144; FOR 151	650	215	650
Ibicuitinga	IBI 89; IBI 96; IBI 152	250	60	250
Pirabibú	PIR 44bis; PIR 45; PIR 52	550	230	550
Vista Alegre	VA 123; VA 132	330	140	330

2.2.3.1 Determinação das condições de recarga (NGT, EA) pelo uso dos gases nobres

As 10 amostras de água foram submetidas à análise de gases dissolvidos e nobres (He, Ne, H_2, Ar, O_2, N_2, CH_4, CO_2, N_2O, H_2S). Os resultados analíticos dos gases nobres (e estáveis) possibilitaram estimar a temperatura de recarga (Noble Gas Temperature - NGT) e o Excesso de Ar (EA).

Assim, a NGT foi estimada através do uso de dois métodos: (i) um modelo de inversão que utiliza os dados de Ne, Ar e N_2 para calcular os parâmetros de recarga [Chatton et al., 2016] e (ii) o uso do gráfico Ar/Ne [Heaton e Vogel, 1981]. Para este segundo método, uma altitude média de 445m (altitude média entre as 4 bacias) foi usada para calcular as concentrações atmosféricas equivalente em Ar e Ne.

O EA utilizado para a correção das concentrações em SF_6 foi calculado a partir do excesso relativo em Neon (Ne), de acordo com o método proposto por Aeschbach-Hertig (2004, in De Montety et al., 2018). De fato, o Neon é o gás nobre mais adequado para a detecção de EA [Aeschbach-Hertig et al., 1999]. O Ne é então expresso em excesso relativo de Ne (ΔNe), e representa a porcentagem de excesso em Neon ($C_{Ne,exc}$) em relação à concentração de equilíbrio com a atmosfera ($C_{Ne,eq}$), como:

$$\Delta\mathrm{Ne} = \frac{C_{Ne,exc}}{C_{Ne,eq}}\ X\ 100\%$$

Para o cálculo do excesso em Neon, foi considerado um valor de temperatura de 27°C. Nota-se que uma alta porcentagem de excesso de Ne pode indicar uma recarga rápida [Busenberg et Plummer, 1992; Cook et Solomon, 1995].

Os resultados de NGT obtidos de acordo com o modelo de inversão e os valores de EA obtidos pelo método de excesso relativo em Neon são apresentados na Tabela 47. Os resultados de NGT e EA do método gráfico são mostrados na Figura 96 abaixa.

Tabela 47: Valores de NGT (método de inversão) e valores de EA (método de excesso relativo em Neon)

	FOR 144	FOR 151	IBI 89	IBI 96	IBI 152	PIR 44bis	PIR 45	PIR 52	VA 123	VA 132
NGT (°C)	25	31	25	30	30	32	32	32	25	25
EA (%)	185	110	161	150	169	104	103	136	176	161

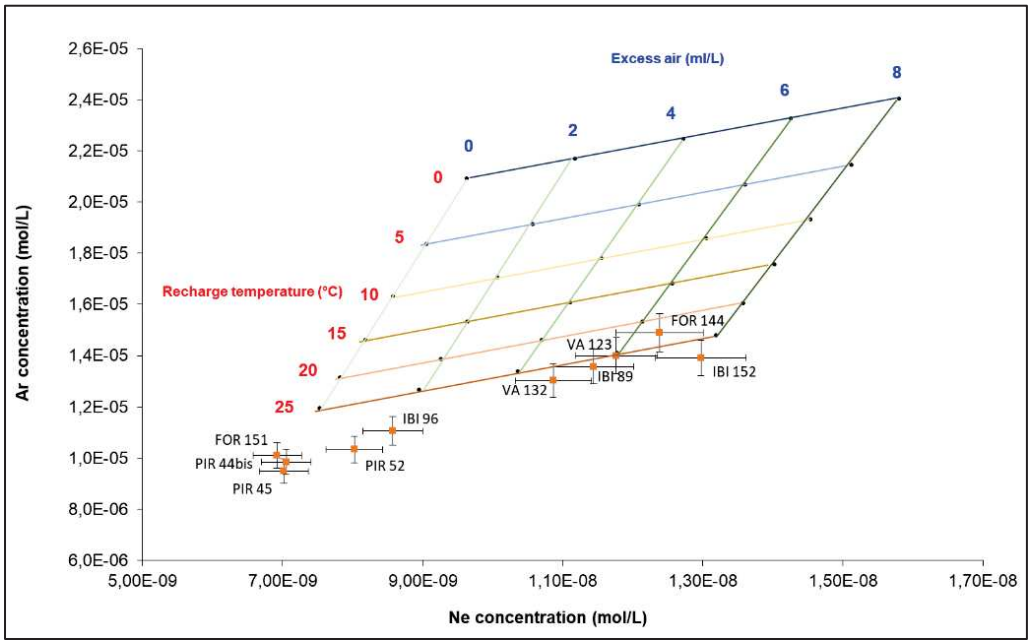


Figura 96: Valores de NGT e EA calculados pelo método gráfico para uma altitude média de 445 m

Observe-se que os diferentes métodos de determinação da NGT levam a resultados similares. Considerando uma incerteza na medição de 5%, os valores de NGT calculados ($NGT_{média}$= 28,7±3,0°C) são consistentes com os da temperatura média anual.

Em relação ao EA, observe-se na Figura 96 três "grupos" de água. Um grupo constituído por FOR 151, PIR 44bis e PIR 45, caracterizado por uma quase ausência de excesso de ar (sem excesso em relação aos valores atmosféricos). Um grupo constituído por VA 132, VA 123, IBI 89, FOR 144 e IBI 152, caracterizado por altos valores de EA (entre 4 e 8 mol/l ou entre 161 e 185%), e um grupo intermediário (PIR 52 e IBI 96). Contudo, nem as idades aparentes e nem as características ambientais ou geológicas podem explicar estas diferenças.

Além disso, a influência do EA nos teores de CFC verificou-se ser desprezível. Portanto, apenas os dados em SF_6 foram corrigidos por um fator proporcional à quantidade de EA.

2.2.3.2 *Determinação dos tempos de residência pelo uso dos CFC e SF_6*

As concentrações equivalentes de CFC e SF_6 foram calculadas com base na lei de Henry, para uma temperatura de 27°C (média anual 1981-2010, validada pelos valores de NGT obtidos). Como mencionado no capítulo anterior, a presença de excesso de ar foi considerada apenas para corrigir os dados do SF_6, os valores do CFC não sendo significativamente impactados pela EA [Dunkle et al., 1993; Cook et al., 1996; Chambers et al., 2019].

Os dados analíticos brutos e corrigidos são dados na Tabela 48 a seguir.

Tabela 48: Resultados brutos das análises em CFC e SF_6 realizadas no laboratório de Rennes (França).

Ponto	Alt. estimada	Temp. de recarga estimada	CFC-12		CFC-11		CFC-113		SF6 corrigido pelo EA	
	m	°C	pmol/L	pptv	pmol/L	pptv	pmol/L	pptv	pmol/L	pptv
FOR 144	650	27	0,80	330,2	0,95	111,2	0,10	42,4	0,0013	6,2
FOR 151	650	27	0,89	368,9	1,21	141,9	0,14	58,4	0,0008	4,1
IBI 89	250	27	*	*	0,89	98,8	0,09	35,5	0,0004	2,0
IBI 96	250	27	0,03	11,0	0,32	35,4	0,03	13,7	0,0071	34,5 **
IBI 152	250	27	0,17	68,5	0,37	41,4	0,03	13,7	0,0040	19,6 **
PIR 44bis	550	27	1,35	550,9	1,49	172,6	0,19	78,9	0,0021	11,1
PIR 45	550	27	0,98	400,3	1,16	133,7	0,14	55,5	0,0015	8,3
PIR 52	550	27	0,33	133,4	0,59	67,8	0,06	26,4	0,0008	4,3
VA 123	330	27	0,44	174,5	0,93	104,6	0,12	46,0	0,0006	3,0
VA 132	330	27	0,39	155,6	0,95	106,9	0,07	29,6	0,0004	4,2

** Devido a um problema técnico, não foi possível recuperar um valor de CFC12 para o ponto IBI 89.*
*** As amostras IBI 96 e IBI 152 apresentaram uma contaminação em SF_6 (valores superiores às concentrações atmosféricas).*

Observe-se na Tabela 48 que as amostras IBI 96 e IBI 152 apresentaram valores em SF_6 superiores às concentrações atmosféricas atuais, o que significa que estas amostras estão contaminadas em SF_6. Esta contaminação é provavelmente de origem terrígena, considerando o contexto rural da zona de estudo (ausência de grandes indústrias utilizando isolante elétrico) e o contexto geológico (rochas cristalinas). Além disso, essas amostras correspondem aos dois poços que apresentaram as menores concentrações em CFC, o que destaca a presença de águas mais antigas. O maior tempo de contato com as rochas do embasamento poderia explicar por que essas duas amostras são marcadas por esta contaminação em SF_6, ao contrário das outras amostras.

Os valores de CFC e SF_6 foram comparados com as curvas atmosféricas para estimar a idade aparente das águas de acordo com os diferentes tipos de modelo: (i) Modelo de Fluxo Pistão (MFP), (ii) Modelo de Mistura Exponencial (MME) e (iii) Modelo de Mistura binária (MMB). Para os dois primeiros modelos, optou-se por apresentar apenas as idades médias resultantes da interpretação de todos os traçadores (exceto para as amostras contaminadas em SF_6 ou sem

valor de CFC associado). De fato, nenhum argumento permitiu discriminar um marcador em relação a outro (tal que uma possível degradação, etc ...). Assim, a interpretação dos dados de acordo com o modelo MFP é dada na Tabela 49, enquanto os resultados do modelo MME são dados na Tabela 50.

Tabela 49: Interpretações das idades aparentes obtidas pelos CFC e SF_6 segundo o Modelo de Fluxo Pistão.

	SF6	CFC12	CFC-11	CFC-113	Modelo de fluxo pistão (todos os traçadores)			
Point	**Idade MFP (anos)**	**Idade MFP (anos)**	**Idade MFP (anos)**	**Idade MFP (anos)**	**Data de infiltração média**	**Idade média (anos)**	**Desvio-médio**	**CV (%)**
FOR 144	10	38	44	34	1988	32	11	34%
FOR 151	15	35	42	32	1988	31	8	26%
IBI 89	30	SD	45	34	1983	36	6	16%
IBI 96	Cont.	66	51	41	1966	53	9	17%
IBI 152	Cont.	53	50	41	1971	48	5	10%
PIR 44bis	0	17	38	14 ou 26	2002 ou 1999	17 ou 20	10 ou 12	60% or 58%
PIR 45	4	32	42	31	1992	27	12	43%
PIR 52	19	48	47	36	1982	38	10	27%
VA 123	26	47	45	34	1981	38	8	21%
VA 132	21	48	45	37	1981	38	9	23%

« Cont. » - Amostra Contaminada. « SD » - Amostra sem dados para esse parâmetro (problema técnico). « CV » - coeficiente de variação.

As idades aparentes médias calculadas a partir do modelo de fluxo pistão variam em função dos poços entre 17 e 53 anos (correspondendo a uma infiltração variando entre 2002 e 1966). Os desvios-padrão e os coeficientes de variação variam respectivamente entre 5 e 13 anos e entre 10 e 60%. Nota-se na Tabela 49 que duas idades distintas foram obtidas para o ponto PIR 44bis devido à forma das curvas atmosféricas dos CFC (e.g. Anexo IV). De fato, desde o Protocolo de Montreal e a proibição do uso de CFC na década de 1990, as concentrações de CFC na atmosfera diminuíram desde os anos 2000 (e.g. Anexo IV). Consequentemente, uma mesma concentração pode representar duas datas distintas nas curvas atmosféricas.

Em relação às idades aparentes calculadas a partir do modelo exponencial, temos geralmente idades aparentes mais velhas que variam de 10 a 300 anos, com desvios padrão entre 9 e 133 anos e coeficientes de variação em geral mais altos, entre 14 e 133% (Tabela 50).

Tabela 50: Interpretações das idades aparentes obtidas pelos CFC e SF_6 segundo o Modelo Mistura Exponencial.

	SF6	CFC12	CFC-11	CFC-113	Modelo de mistura exponencial (todos os traçadores)			
Point	**Idade MME (anos)**	**Idade MME (anos)**	**Idade MME (anos)**	**Idade MME (anos)**	**Data de infiltração média**	**Idade média (anos)**	**Desvio-médio**	**CV (%)**
FOR 144	12	40	70	45	1977	42	16	38%
FOR 151	19	35	50	25	1987	32	10	32%
IBI 89	70	SD	70	50	1956	63	9	14%
IBI 96	Cont.	500	200	200	1719	300	133	44%
IBI 152	Cont.	300	100	200	1819	200	67	33%
PIR 44bis	0	SD	30	0	2009	10	13	133%
PIR 45	4	27	45	27	1993	26	11	42%
PIR 52	27	200	70	70	1927	92	54	59%
VA 123	45	100	70	40	1955	64	21	33%
VA 132	25	100	70	70	1953	66	21	31%

« Cont. » - Amostra Contaminada. « SD » - Amostra sem dados para esse parâmetro (problema técnico). « CV » - coeficiente de variação.

Tendo em vista a complexidade do sistema fraturado, é muito provável que os modelos de interpretações simples como os apresentados acima não sejam suficientes para descrever o sistema hidrogeológico. O uso de um Modelo de Mistura Binária pode ser mais adequado para descrever eventuais processos de mistura entre águas recentes e antigas. Ademais, perfis de condutividade realizados em vários poços mostraram que um mesmo poço pode apresentar diferentes entradas de água de qualidade distintas, o que justifica ainda mais o uso de um MMB.

A interpretação do MMB é baseada num método gráfico representando as curvas de evolução das pressões parciais atmosféricas (pptv) dos gases estudados de acordo com os diferentes modelos de fluxo (MFP ou MME em nosso caso). Dependendo da posição das amostras no gráfico, é então possível determinar a porcentagem de mistura entre uma água antiga e uma água recente, ou ainda, o modelo de fluxo mais adaptado (Figura 97).

A vantagem do método gráfico é de fornecer visibilidade em relação a validade dos dados medidos. De fato, na Figura 97, observe-se por exemplo que o ponto PIR 44bis apresenta um excesso em SF_6 (e talvez em CFC113). Também, observa-se que o MME parece ser mais adequado para os pontos FOR 151, IBI 89 e VA 123. A principal desvantagem do método gráfico, contudo, é que não permite processar os quatros traçadores num mesmo gráfico. Assim, com doze combinações gráficas possíveis, torna-se difícil e entediante definir o modelo de fluxo, as taxas de mistura e a idade da água.

Por esta razão, o laboratório de Rennes desenvolveu um método gráfico inovador, baseado na comparação direta dos 4 traçadores entre si (modelo Condateau). Quando um ou dois dos marcadores não permitem obter as mesmas idades aparentes e as mesmas proporções de

mistura, eles são excluídos: a interpretação é então baseada nos traçadores que permitiram obter um resultado confiável.

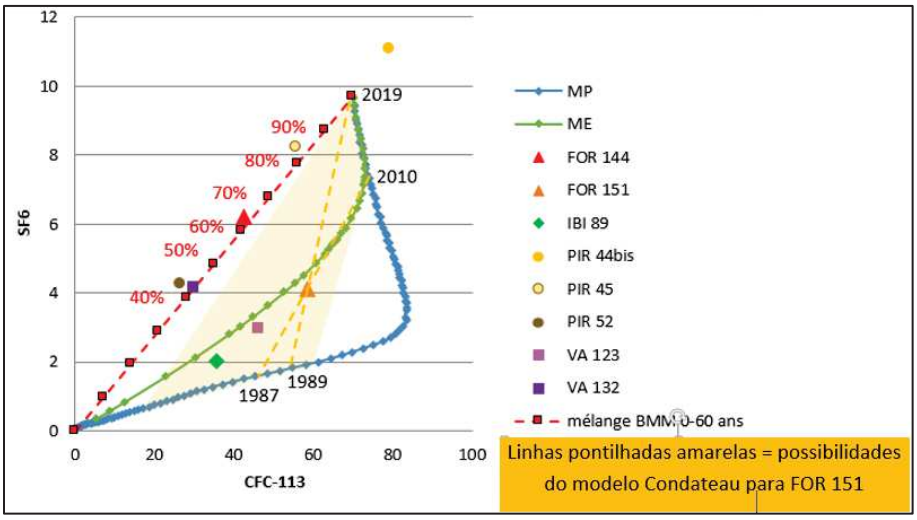


Figura 97: Evolução do CFC113 em função do SF_6 de acordo com os três modelos de fluxo (MP- pistão em azul, ME- exponencial em verde e BMM-modelo de mistura binare em vermelho)

Assim, os resultados do MMB oriundos deste novo método gráfico são detalhados na Tabela 51. Os traçadores que permitiram obter idades aparentes são específicados, além do grau de incerteza qualitativo associado à interpretação feita. Destaca-se que o poço PIR44bis não é interpretável com este método.

Tabela 51: Interpretações das idades aparentes obtidas pelos CFC e SF_6 segundo o Modelo de Mistura Binária

	Polo recente (%)	Idade polo recente (anos)	Polo antigo (%)	Idade polo antigo (anos)	Traçadores considerados	Grau de incerteza	Outras possibilidades
FOR 144	65	0	35	>60	SF6, CFC12, CFC 113	+	
FOR 151	50	0	50	30-40	Todos	-	75% de uma água de 10 anos com uma água >60 anos
IBI 89	40	15	60	>60	SF6, CFC11, CFC 113	-	
IBI 96	20	0	80	>60	CFC11, CFC 113	+	
IBI 152	15	0	85	>60	CFC11, CFC12, CFC 113	+	
PIR 44bis	/	/	/	/	/	/	/
PIR 45	85	0	15	>60	SF6, CFC12, CFC 113	-	
PIR 52	35	0	65	>60	Todos	-	
VA 123	25	0	75	>40	Todos	-	
VA 132	45	0	55	>60	SF6, CFC11, CFC 113	+	

Observe-se na Tabela 51 três grupos de água. Um primeiro grupo caracterizado por uma forte proporção de águas recentes infiltradas no ano (superior a 65%, tal que FOR 144 e PIR 45), um segundo grupo caracterizado por uma baixa contribuição de águas recentes (inferior a 25%, tal que IBI 96, IBI 152 e VA 123) e, por fim, um terceiro grupo caracterizado por uma situação intermediária (proporção de águas recentes variando de 40 a 50%, como é o caso de FOR 151,

IBI 89, PIR 52 e VA 132). Contudo, o melhor modelo de interpretação para este terceiro grupo de água (exceto para PIR 52), é o modelo de mistura exponencial (Figura 97).

As observações piezométricas permitiram evidenciar que a recarga sazonal do aquífero não depende da quantidade total de chuva do ano, mas da intensidade e da distribuição dos eventos chuvosos, além de sugerir uma relação positiva com a presença de escoamentos superficiais. No mesmo tempo, as variações sazonais isotópicas em $\delta^{18}O$ e $\delta^{2}H$ observadas sugeriram processos de circulação rápidos. As informações piezométricas (aumento progressivo e continuo do nível freático durante a estação chuvosa) e isotópicas (infiltração de um fluxo de água evaporada cujas proporções variam no tempo e no espaço) sugerem que o aumento piezométrico é devido às transferências de pressão horizontais a partir de zonas de acumulação de água distantes, e de forma menor à infiltração vertical direta (através da ZNS). Lembra-se que nas áreas cristalinas onde o saprolito é pouco espesso, a recarga e a circulação das águas subterrâneas ocorrem com fluxos principalmente verticais no saprólito ou nas zonas de recarga preferenciais (como fraturas preservadas no saprólito) e, abaixo, com fluxos horizontais na zona fissurada [Lachassagne et al., 2021]. Como a percolação vertical direta é limitada ao período de recarga, as águas recentes de recarga se misturam com as águas dos fluxos verticais ou horizontais do aquifero, o que implica que diferentes massas de água de hidroquímica variada podem então ser distinguidas dentro do aquífero, evoluindo de acordo com as condições hidrológicas e as estruturas de recarga [Lachassagne et al., 2021]. Neste contexto, os CFC permitiram evidenciar que o modelo de interpretação mais adequado para o aquífero cristalino é o modelo de mistura binária entre uma porção de água moderna infiltrada durante o ano (que poderia ser interpretada como um fluxo vertical sazonal de circulação rápida), e uma porção de água mais velha que ocorre provavelmente na forma de transferências horizontais (mais profundos).

2.2.4 Discussão sobre os tempos de residência das águas (datação multi-traçadores)

As idades aparentes obtidas pelos diferentes traçadores foram sintetizadas e agrupadas na Tabela 52 abaixo. Uma certa consistência é observada entre as datações obtidas pelos CFC e as resultantes da datação pelo ^{14}C e ^{3}H. De fato, os CFC destacaram que as águas do poço IBI 96 são constituidas por uma proporção muito baixa de águas recentes (20%), o que foi também destacado com a datação pelo ^{14}C (pMC = 73,2 ± 0,6), e numa medida menor pelo trítio (com um valor de ≤0,4 UT correspondente ao limite de detecção). Isso significa que o poço IBI 96 é menos sujeito a infiltrações de águas atuais. Para os outros poços, esta consistência é menor, mas coerente.

A datação das águas por meio de uma abordagem multi-traçadores permitiu sublinhar a complexidade dos fluxos no sistema cristalino fraturado e, em particular, a influência de uma mistura de água entre um polo antigo de trânsito mais longo (interpretado como transferências horizontais) e um polo recente correspondente a uma recarga moderna (fluxos verticais).

Tabela 52: Idades aparentes obtidas pelos diferentes traçadores.

Ponto	Ano de referencia	^{14}C		^{3}H (MFP)		CFC (MMB)			
		a^{14}C (pMC)	Data de infiltração (anos)	^{3}H (UT)	Data de infiltração (anos)	Pólo recente (%)	Ano de infiltr.	Pólo antigo (%)	Ano de infiltr.
PIR 44bis	2019	-	-	-	-	/	/	/	/
PIR 45	2019	-	-	-	-	85	2019	15	<1960
FOR P7	2009	126,7	atual	0,7	25 a 51				
PIR P15	2009	124,4	atual	1	14 a 51	-	-	-	-
VA S. Zuca	2009	119,5	atual	0,9	17 a 51	-	-	-	-
PIR P16	2018	105,3	atual	0,7	21 a 60	-	-	-	-
FOR 144	2018/9	103,6	atual	0,6	23 a 60	65	2019	35	<1960
VA 132	2018/9	110,1	atual	≤0,7	21 a 60*	45	2019	55	<1960
PIR 52	2018/9	105,6	atual	≤0,5	32 a 61*	35	2019	65	<1960
FOR 151	2018/9	98,3	atual	≤0,7	21 a 60*	50	2019	50	1984
IBI 89	2019	-	-	-	-	40	2004	60	<1960
VA 123	2019	-	-	-	-	25	2019	75	<1980
IBI 96	2018/9	73,2	2347	≤0,4	38 a 61*	20	2019	80	<1960
IBI 152	2019	-	-	-	-	15	2019	85	<1960
IBI 160	2018	91,8	456	≤0,3	42 a 64*	-	-	-	-

*Os valores de tritio com "≤" correspondem ao valor do erro de medição, portanto, as idades são sujeitas a erros.

Por um lado, pode-se observar poços com tempos de residência curtos que indicam uma recarga moderna (pós-1950). Estes são os poços PIR 44 bis, PIR 45, FOR P7, PIR P15, VA Seu Zuca, PIR P16 e FOR 144 (Tabela 52). Os valores de pMC> 100%, a presença de trítio e a alta proporção de água moderna (> 65% de acordo com os resultados obtidos pelos CFC) indicam uma influência mais

forte dos processos de transferência vertical em comparação às transferências horizontais. O curto tempo de permanência dessas águas (algumas décadas) implica uma inércia menor do sistema, o que é consistente com o fato de observar uma alta variabilidade dos parâmetros físico-químicos, que seja em termos de condutividade ou de isótopos estáveis (Tabela 53).

Tabela 53: Avaliação da inercia do sistema através da análise das variações de condutividade (CE média e desvio-médio) e de $\delta^{18}O$ ($\delta^{18}O$ médio e desvio-médio) para os poços que foram datados. Os valores destacados em negrito correspondem aos valores cujo desvio-médio é superior à 10% da CE média para o parâmetro CE, ou cujo desvio-médio é superior à 0,1‰ para o parâmetro $\delta^{18}O$.

	CE (µS/cm)	Desvio-médio	$\delta^{18}O$ médio	Desvio-médio	Inercia do sistema
FOR 144	1308	**287**	-2,54	**0,20**	Fraca
FOR 151	1286	69	-3,06	0,04	Forte
FOR P7	1946	170	-3,65	**0,30**	Média
IBI 89	13045	**4184**	-2,44	0,03	Média
IBI 96	5111	519	-3,19	0,05	Forte
IBI 152	10335	568	-2,52	-	Forte
IBI 160	10625	271	-3,01	0,12	Forte
PIR P15	3087	**674**	-2,36	**0,45**	Fraca
PIR P16	2628	**770**	-2,45	**0,66**	Fraca
PIR 44bis	3152	**519**	-2,89	-	Fraca
PIR 45	1352	49	-0,54	**0,19**	Média
PIR 52	6292	**1226**	-1,56	**0,25**	Fraca
VA Seu Zuca	2045	**389**	-1,22	**1,67**	Fraca
VA 123	1832	77	-3,46	0,08	Forte
VA 132	2556	**975**	-3,08	**0,24**	Fraca

Por outro lado, existem poços com idades aparentes mais antigas devido a uma maior contribuição de água antiga. Para estas obras (VA 123, IBI 96, IBI 152 e IBI 160), os valores de pMC são inferiores a 100% e os valores de trítio são fracamente detectados (≤0,4 UT; Tabela 52). Os CFC e o SF_6 tornaram possível evidenciar uma contribuição significativa de mais de 75% da água antiga infiltrada antes de 1980 para o VA 123 e antes de 1960 para os outros poços. O maior tempo de trânsito implica uma melhor mistura das águas no aquífero (maior inércia do sistema), o que explica por quê estes poços têm uma certa estabilidade em termos de CE ou $\delta^{18}O$ (Tabela 53). Para esse tipo de sistema, as transferências horizontais dominam em comparação às transferências verticais, o que implica menores taxas de renovação.

Por fim, podemos observar poços correspondentes a uma situação intermediária (VA 132, PIR 52, FOR 151 e IBI 89). Para estas obras, a idade aparente calculada representa uma mistura entre uma contribuição de água antiga infiltrada antes de 1960 (da ordem de 50 a 65%) e uma água moderna (de 35 a 50 %). Os valores de trítio são apenas detectados (≤0,7 UT; Tabela 52), mas os valores de pMC são próximos ou superiores a 100%. Isso poderia indicar que o polo antigo da mistura de água é menos velho daquele as águas do grupo precedente.

A Figura 98 mostra os resultados da datação multi-traçadores num mapa de localização. Os três grupos de água identificados são :

→ Um grupo cuja águas apresentam valores de ^{14}C >100 pMC, com ^{3}H detectavel e uma forte fraçcão de águas recentes > 65 % (em azul);

→ Um grupo cuja águas apresentam valores de ^{14}C ≈100 pMC, ^{3}H não detectavel e uma fraçcão de águas recentes entre 35 e 50 % (em laranja), e;

→ Um grupo cuja águas apresentam valores de ^{14}C <100 pMC, ^{3}H não detectavel e uma fraçcão de águas recentes < 25 % (em vermelho).

Observe-se nesta Figura 98 que a bacia de Ibicuitinga (a leste) é a bacia que apresenta maiores tempos de residência em comparação às outras bacias. Esta observação é coerente com os dados de testes de bombeamentos, que também destacaram que a transmissividade equivalente é mais fraca nesta bacia. Além disso, a presença de uma cobertura sedimentar areno-argilosa e argilo-arenosa em Ibicuitinga poderia contribuir para um aumento dos tempos de residência, os fluxos verticais devendo ser reduzidos em comparação às outras bacias. Segundo o mapa de solo da Figura 15, os pontos com maiores tempos de residência se localizam em zona de Argissolos.

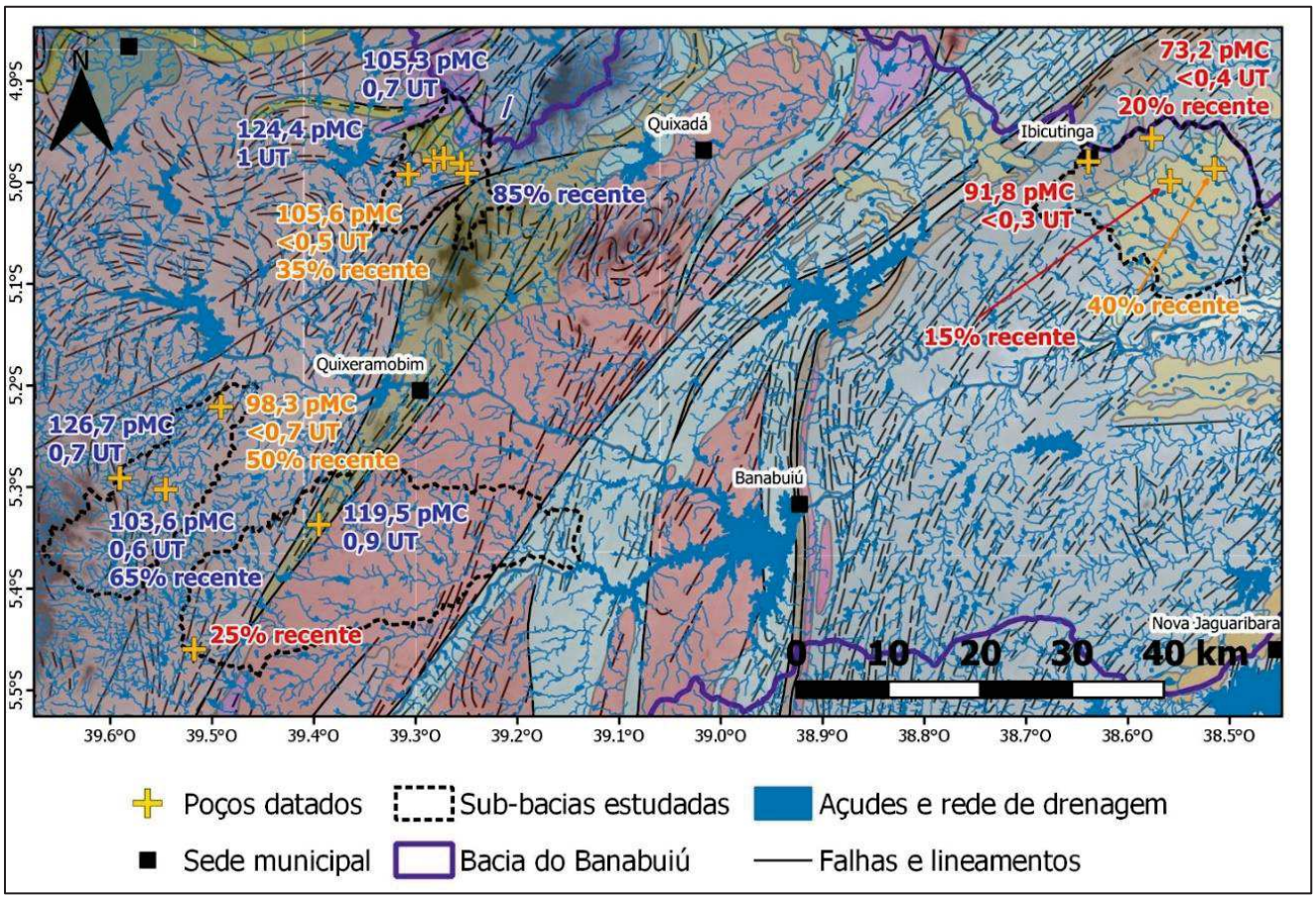


Figura 98: Datação multi-traçadores. Três grupos de água podem ser identificados: (i) ^{14}C >100 pMC, ^{3}H detectavel e uma fração de águas recentes > 65 % (em azul); (ii) ^{14}C ≈100 pMC, ^{3}H não detectavel e uma fração de águas recentes entre 35 e 50 % (em laranja); (iii) ^{14}C <100 pMC, ^{3}H não detectavel e uma fração de águas recentes < 25 % (em vermelho).

Nota-se que não há correlações significativas entre as atividades em ^{14}C, ^{3}H e as concentrações em CFC/SF_6 com a CE, o $\delta^{18}O$ ou o d-exc. Significa que a salinidade ou o grau de evaporação das águas não são diretamente relacionados com a idade aparente das águas. Contudo, ao plotar da porcentagem de águas do polo recente (infiltradas no ano), com a CE (Figura 99), com o $\delta^{18}O$ (Figura 100) ou com o d-exc, pode se observar uma certa tendência :

- Mais a proporção de água atual (infiltrada no ano) é fraca, mais a água é salgada, e;
- As águas cuja proporção de água atual é menor tendem em ser menos marcadas pela evaporação.

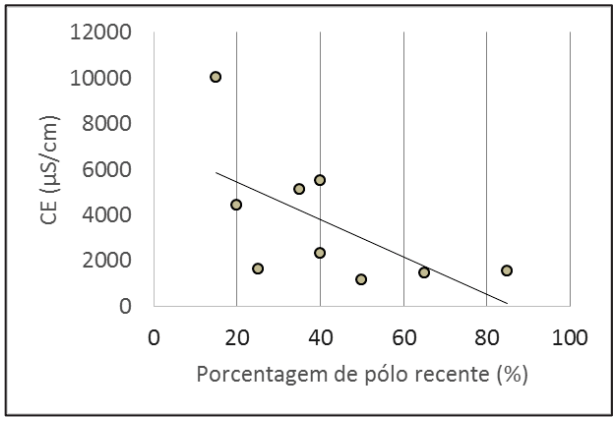


Figura 99: Relação entre a porcentagem de polo recente determinada pelo CFC e a CE.

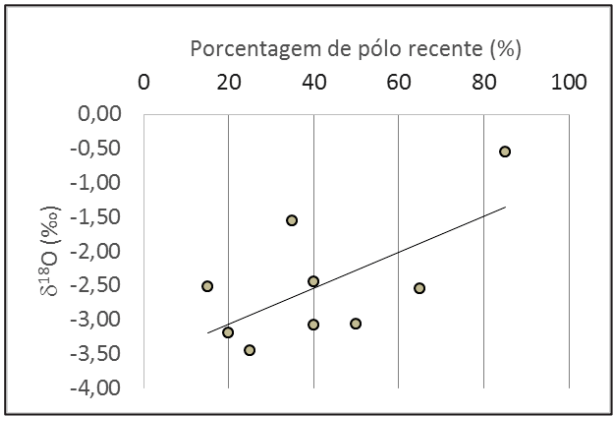


Figura 100: Relação entre a porcentagem de polo recente determinada pelo CFC e o $\delta^{18}O$.

Apesar desta tendência, não é possivel estabelecer uma relação clara entre a CE e o tempo de residência. Seria interessante datar mais poços de alta salinidade (> 4000 µS/cm) para verificar se as altas salinidade correspondem às zonas onde há fracas taxas de renovação pelos fluxos verticiais do polo atual. Além disso, seria interessante datar as diferentes entradas de água de um mesmo poço, caso este poço apresenta uma estratificação vertical (e.g. perfis de salinidade; Anexo XI), e isso para verificar a possivel relação entre a evolução química das águas em profundidade e os tempos de residência associados. A mistura de água de idade e de química distinctas deve, com certeza, implicar numerosos vieses no entendimento da relação entre a salinidade e o tempo de residência das águas. No entanto, a presença de fenômenos de transpiração do lençol freático pelas raizes da vegetação poderia implicar uma ausência de relação entre a idade e a salinidade das águas.

A Figura 100 sugere que as águas do polo recente derivam de águas mais enriquecidas (por evaporação), o que poderia destacar que a renovação do aquífero é favorecida pela infiltração de fluxos de infiltração indireta. Contudo, esta tendência deveria ser confirmada através da datação de um numero maior de poços marcados por uma forte evaporação.

3 Modelo conceptual de circulação das águas subterrâneas

A observação de uma forte variabilidade espaço-temporal das respostas piezométricas e isotópicas (e físico-químicas como veremos na parte seguinte da tese), associada a fracas condições hidrodinâmicas do aquífero (baixa permeabilidade, transmissividade e porosidade) e aos curtos tempos de residência evidencia que não existe fluxo regional na escala da sub-bacia hidrográfica e que os diferentes sistemas aquíferos são bastante reduzidos no espaço (compartimentação lateral, além da estratificação vertical existente). Os aquíferos cristalinos são então caracterizados por uma alta heterogeneidade, que seja em termos hidrodinâmicos, de fluxos de recarga ou de circulação. Assim, o sistema seria composto por uma multidão de aquíferos de tamanho reduzido. Podemos imaginar que, da mesma maneira que foi observado para os aquíferos graniticos da região Andra Pradesh em India [Lachassagne et al., 2021], a compartimentação lateral dos aquíferos cristalinos é da ordem de 100 a 650 m, ou até 1000 m (a extensão do aquífero podendo variar com a posição do nível piezométrico no perfil de alteração), o que é coérente com os dados de datação e de transmissividade obtidos neste estudo.

De fato, a estimativa dos tempos de residência das águas subterrâneas por meio de uma abordagem multi-traçadores (^{14}C, ^{3}H, CFC, SF_6) permitiu evidenciar a heterogeneidade dos fluxos subterrâneos e avaliar a idade aparente das águas subterrâneas do cristalino. As análises em ^{14}C e ^{3}H destacaram uma grande contribuição de água pós-1950, com valores de ^{14}C geralmente superiores a 100 pMC e concentrações detectáveis de trítio (≤0,3 <^{3}H <1 UT). Entretanto, as análises em CFC e SF_6 mostraram que o modelo mais coerente para quase todas as amostras foi um Modelo de Mistura Binária (MMB; do tipo fluxo pistão) entre um polo antigo (<1960) e um polo atual, consistente com os dados de ^{14}C e ^{3}H. O MMB sugere a existência de diferentes caminhos de fluxo de águas subterrâneas, com contribuições variáveis entre um fluxo vertical rápido (polo atual, de 15 a 85%) e um fluxo horizontal mais lento (polo antigo <1960). A forte contribuição de recarga atual valida a hipótese de processos de circulação e de recarga rápidos observada com os dados em isótopos estáveis.

Além do mais, a consequente análise realizada a partir dos dados em isótopos estáveis permitiu específicar que os aquíferos pré-cambrianos da região semiárida cearense são recargados principalmente por infiltração indireta de águas superficiais evaporadas, e de forma menor por infiltração direta de água de chuva. Assim, as infiltrações indiretas e diretas devem corresponder às águas do polo atual identificado pelos CFC. A variabilidade sazonal da composição isotópica das águas subterrâneas pressupõe que a proporção de mistura entre a infiltração direta e indireta varie ao longo do ano, enfatizando mais uma vez a heterogeneidade espaço-temporal desses processos, além da rapidez dos processos de circulação de água.

Esta pesquisa prova que os sistemas aquíferos locais são altamente heterogêneos, mas bem conectados à superfície da terra. Isso implica que os aquíferos são muito sensíveis à seca e à poluição, dois parâmetros importantes para a gestão sustentável destes recursos hídricos.

Um modelo conceitual básico dos processos de circulação e de recarga é proposto na Figura 101.

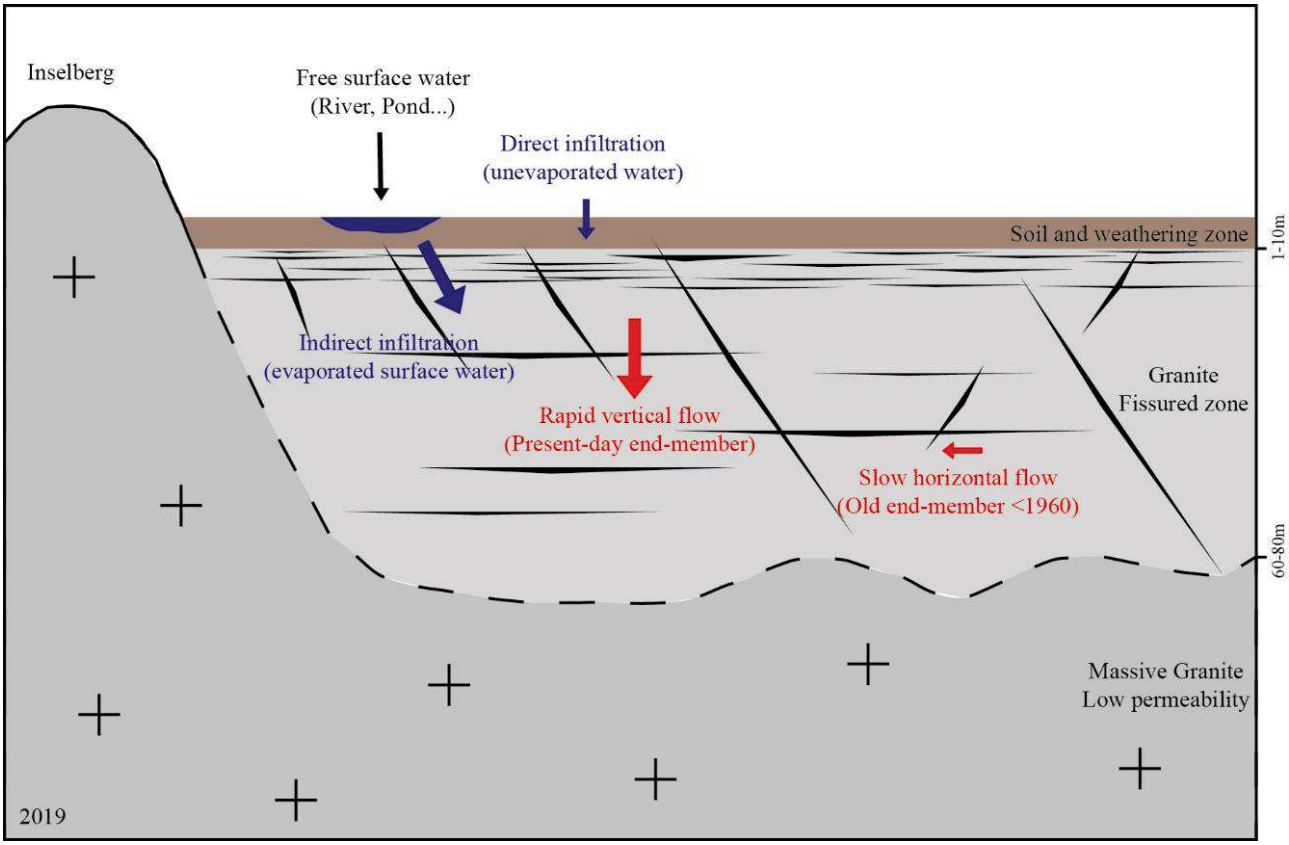


Figura 101: Modelo conceitual dos processos de recarga, circulação e dos tempos de residência das águas subterrâneas contidas nos aquíferos cristalinos fraturados do semiárido Cearense. Os resultados de datação são baseados no ano de 2019. As setas grandes correspondem a um predomínio do processo em relação ao outro.

Capítulo VI. Caracterização hidroquímica e origem da salinidade das águas subterraneas

1 Caracterização da assinatura hidroquímica das águas do embasamento cristalino

1.1 Caracterização físico-química

Os parâmetros físico-químicos, medidos no campo, referem-se à temperatura (T°), ao pH e a condutividade eléctrica (CE).

1.1.1 Temperatura (T°)

As temperaturas das águas do cristalino variam de 29,7 a 34,3°C em função dos poços. A média registrada é de 31,4°C ± 1,0°C para o conjunto de poços.

Os altos valores de temperatura estão provavelmente superestimados devido ao método de medição (medição feita em superfície, num balde e ao ar livre) e aos altos valores da temperatura atmosférica no momento da medição. De fato, a temperatura atmosférica local diária varia de 18,0 a 38,2°C na área de estudo, com uma temperatura média anual de 27°C (estação INMET Quixeramobim n°82586). Ademais, é comumente aceito uma variação de ±4 °C em relação a temperatura média anual atmosférica para as águas subterrâneas. Assim, estes altos valores de temperatura não refletem processos geotermais.

1.1.2 pH

O pH das águas do cristalino é globalmente neutro, com um valor médio de 7,22 ± 0,49 e valores variando de 5,80 a 8,45 em função dos poços (Tabela 54). Esta faixa de valores é conforme a aquelas encontradas na literatura. Nota-se que a estação chuvosa provoca na maioria dos casos um aumento do pH, o que poderia destacar fenômenos de lixiviação de sais da ZNS que tendem a ter um pH neutro ou básico para carbonatos.

A bacia de Ibicuitinga se destaca das outras bacias pela presença de águas um pouco mais ácidas (pH médio = 6,71 ± 0,50), apesar da presença de termos geológicos teoricamente “mais” basicos. Os baixos valores de pH (5 amostras com pH < 6,5) poderiam ser devidos ao fato que tem pouca ou nenhuma calcita para tamponar o pH das águas subterrâneas, ou a processos biogeoquímicos naturais (criação de CO_2 no solo através da respiração vegetal e efeito da lixiviação de ácidos

orgânicos da decomposição da matéria orgânica). A redução do pH por oxidação da pirita (FeS_2) não é provavel em nosso caso considerando a ausência de relação entre o pH e o íon Fe.

Tabela 54: pH das águas do cristalino

pH	FOR	IBI	PIR	VA	TOTAL
Mín.	6,92	5,80	7,04	6,68	5,80
Máx.	8,06	7,37	7,97	8,45	8,45
Mediana	7,28	6,71	7,45	7,23	7,25
Média	7,36	6,71	7,44	7,30	7,22
Desvio padrão	0,34	0,50	0,31	0,48	0,49
N° de amostras	11	14	18	22	65
N° de poços	6	10	11	14	41

1.1.3 Condutividade Elétrica (CE)

1.1.3.1 Faixa de valores

As campanhas de campo realizadas em 85 poços distintos entre 2016 e 2019 permitiram adquirir mais de 1000 dados de CE nas áreas cristalinas do estudo (Tabela 55). Contudo, estas medidas foram feitas em poços desativados (sem bomba) como ativados (com bomba), para garantir uma melhor distribuição espacial das observações sobre a bacia hidrográfica.

Quando comparamos os dados de condutividade oriundos do conjunto de poços (ativos e desativados) e aqueles oriundos dos poços ativos, podemos ver que levar em conta a amostragem manual leva a desvios-padrão maiores, bem como valores extremos (Tabela 55). Além disso, a realização de perfis de condutividade em poços desativados mostrou que as amostragens manuais, feitas nos primeiros metros abaixos do nível estático, podem não ser representativas do aquífero (cf. Anexo XI). De fato, os perfis de condutividade mostraram que a condutividade medida nos primeiros metros pode não ser representativa da coluna de água do poço, entre outros. Em consequencia, decidiu-se de não levar em consideração os dados oriundos dos poços desativados para a caracterização físico-química e química deste estudo, e isso a fim de limitar os vieses.

Assim, os valores de CE das águas do embasamento cristalino medidos entre 2016 e 2019 variam de 886 a 19310 µS/cm em função dos poços, com um valor mediano de 2854 µS/cm e um desvio padrão em torno de 3000 µS/cm para o conjunto dos poços ativos (Tabela 55). A grande gama de variação, o alto desvio-padrão, e as diferenças de salinidade que podem ser encontradas entre dois poços vizinhos demonstra a forte heterogeneidade espacial existente no embasamento cristalino.

Tabela 55: Dados de condutividade a 25°C das águas subterrâneas do embasamento cristalino

Condutividade Elétrica (µS/cm)	Monitoramento 2016-2019 (campanhas mensais e químicas)		Monitoramento pontual (campanhas químicas)	
	Conjunto de poços	**Só os poços ativos equipados com uma bomba**	Conjunto de poços	**Só os poços ativos equipados com uma bomba**
MIN	304	886	886	1059
MAX	25 070	19 310	19 900	14 260
MEDIANA	3127	2854	3498	3260
MÉDIA	4394	3561	4970	4039
DESVIO-PADRÃO	3877	3064	3887	2923
N° de dados	1039	458	91	65
N° de poços	85	49	56	41

Não há relação direita entre a distribuição dos valores de CE e a profundidade do nível estático dos poços. Isto significa que é possível observar altos valores de CE para lençóis poucos profundos (<5 m de profundidade) como para lençóis mais profundos (NE até 20 m de profundidade). No entanto, perfis de salinidade realizados mostraram que em certas zonas do embasamento, as fraturas que alimentam o poço podem apresentar qualidade de águas bem distintas, com valores de CE mais altos no fundo do poço do que em superfície (estratificação vertical). Este aumento de CE com a profundidade não é linear: se apresenta na forma de uma escada e, por isso, foi interpretado como fraturas desconectadas entre elas, cujas zonas de recarga e de circulação são diferentes (Anexo XI). Esta hipótese é coerente com os dados de datação (CFC e SF_6) que mostraram a existência de uma mistura de água com tempos de residência diferentes.

Nota-se que os poços ativos selecionados para a realização das campanhas químicas (íons maiores, menores e elementos traços) são representativos da amostra global (Tabela 55).

1.1.3.2 Relação STD-CE

Análises do conteúdo em STD foram feitas no laboratório da CAGECE durante a campanha química de dezembro 2017 (n=27 poços) a fim de avaliar a relação STD-CE das águas do cristalino. Estas análises permitiram evidenciar que a relação média entre os STD e a CE é a seguinte:

$$STD\ (mg/L) \approx 0{,}69 \pm 0{,}08 * CE\ (\mu S/cm) \qquad [8]$$

Assim, os valores de CE medidos permitem classificar as águas do embasamento cristalino como águas salobras ou salinas, segundo a resolução CONAMA n°357/2005 (Tabela 56). Segundo a

relação descrita na equação [8], 88% dos poços apresentam águas fora do padrão aceitado para o consumo humano (a concentração em STD deve ser <1000 mg/L).

Tabela 56: Resolução CONAMA n°357/2005

Classificação	Faixa de valores
Águas doces	salinidade ≤ 0,5 ‰ (STD < 500 mg/L)
Águas salobras	0,5 < salinidade < 30 ‰ (500 < STD < 1500 mg/L)
Águas salinas	salinidade ≥ 30 ‰ (STD > 1500 mg/L)

1.1.3.3 Variação espacial e sazonal da condutividade elétrica

A Figura 102 abaixo representa a distribuição e a evolução sazonal das condutividades por bacia, na forma de box-plot, para os 25 poços equipados com bomba que puderam ser amostrados durante as duas campanhas de medição química (ante e pós-estação chuvosa).

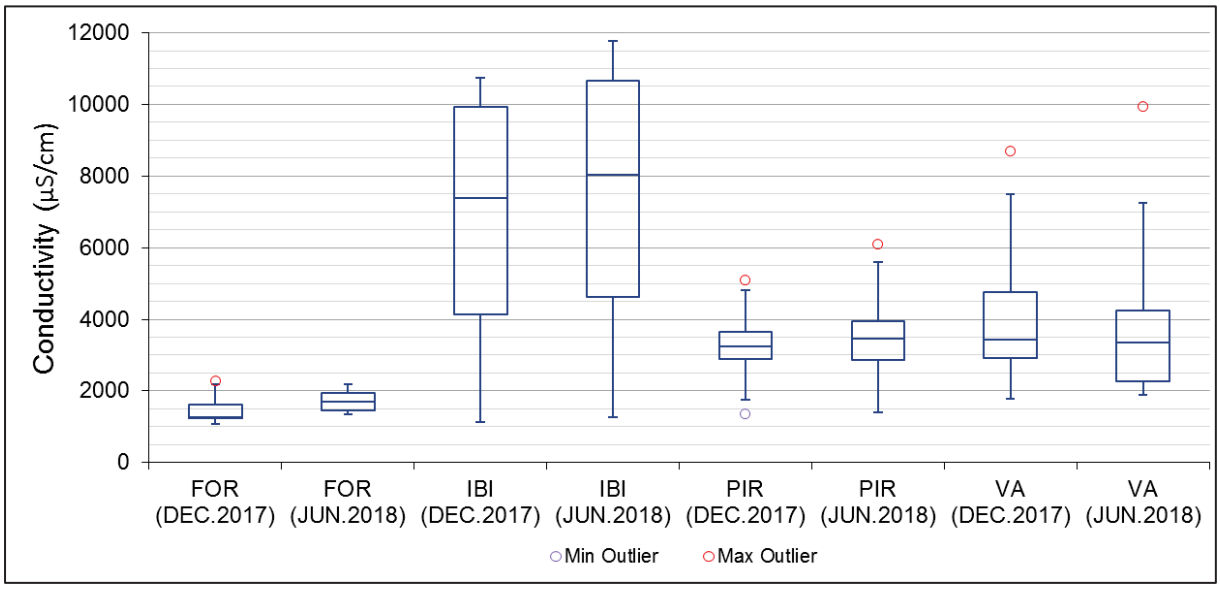


Figura 102: Box-Plot - Distribuição e evolução da condutividade nas diferentes bacias de estudo. FOR = bacia de Forquilha: n=5 amostras. IBI = bacia de Ibicuitinga: n=4 amostras. PIR = bacia de Pirabibú: n=8 amostras. VA = bacia de Vista Alegre: n=8 amostras.

A bacia de Forquilha (FOR) apresenta as águas mais "doces", com um valor de condutividade mediano em torno de 1400 µS/cm, enquanto a bacia de Ibicuitinga (IBI) apresenta as águas mais salgadas, com uma ampla distribuição de valores e um valor mediano em torno de 7700 µS/cm (Figura 102). As bacias de Pirabibú (PIR) e de Vista Alegre (VA) possuem mineralizações medianas intermediárias, da ordem de 3400 µS/cm. É dificil estabelecer uma relação com a geologia no estado atual das coisas (má adequação entre a escala estudo e a precisão dos mapas geológicos, ausência de perfis litologicos detalhados). No entanto, os parâmetros hidrodinâmicos (transmissividade e tempos de residência) mostraram condições de drenagem do aquífero menos favoraveis em Ibicuitinga que nas demais bacias localizadas em Quixeramobim, o que poderia sublinhar o papel da geologia no controle dos processos de alteração da rocha e pois, na estrutura do aquífero, no desenvolvimento do perfil de alteração e na circulação das águas.

Lembra-se que os poços que mostraram maiores tempos de residência se localizam em zona de solos pouco permeaveis, tais que os argissolos (infiltração vertical reduzida ?).

A bacia de Forquilha representa a bacia cujo relevo é o mais ondulado, enquanto a bacia de Ibicuitinga representa a bacia cuja topografia é predominantemente plana. A ausência de relevos pode promover a estagnação e evaporação das águas superficiais. De fato, foi observada em Ibicuitinga a presença de lagoas de forma arredondadas, que sugerem processos de endorréismo superficial mais pronunciado que nas outras sub-bacias do estudo. Da mesma forma, podemos facilmente imaginar que a ausência de relevo favorece uma forte estratificação vertical do lençol freático e condições de endorreísmo subterrâneo devido à falta de circulação, considerando que as diferenças de altitude não são suficientes para poder criar uma diferença de carga hidráulica e, pois, um fluxo de água subterrânea. As bacias de Pirabibú e de Vista Alegre, por outro lado, apresentam um relevo levemente ondulado. O papel do relevo no grau de evaporação das águas e, por extensão, nos processos de salinização das águas de recarga, é suportado pelos dados isotópicos ($\delta^{18}0$ e d-exc), que mostraram valores menos enriquecidos e menos evaporados em Forquilha cujo relevo é mais ondulado (FOR; Tabela 57). O relevo poderia também ter um papel nos processos de circulação e fluxos de água subterrânea.

Tabela 57: $\delta^{18}0$ mediano e d-exc mediano calculados a partir dos valores medios de cada poço para as diferentes sub-bacias do estudo.

Bacia	$\delta^{18}0$ mediano (‰) (calculado a partir dos valores medios de cada poço)	d-exc mediano (‰) (calculado a partir dos valores medios de cada poço)
FOR	-3,06	7,53
IBI	-2,44	6,59
PIR	-1,96	3,05
VA	-2,62	6,61

Na escala da sub-bacia hidrográfica, não se observa gradiente de salinidade nas águas subterrâneas do embasamento cristalino, que seja entre a parte a montante ou a jusante da bacia ou espacialmente. Esta observação, associada à ausência de fluxo regional indicado pelos dados piezométricos (ou os dados químicos), implica que as diferenças de salinidade observada entre as diferentes sub-bacias são ligadas a condições ambientais locais.

Quando comparamos os valores de condutividade em função do período hidrológico, vemos na Figura 102 que a estação chuvosa causa, geralmente, um aumento da condutividade. De fato, dos 25 poços onde há dados físico-químicos disponíveis entre dezembro de 2017 e junho de 2018, 12 poços (48 %) viram sua condutividade aumentar significativamente (variação da CE ≥ 10 %), enquanto 4 poços (16 %) apresentaram um comportamento oposto e 9 poços (36 %) não apresentaram variações significativas da CE (variação da CE <10 %). O valor de 10 % foi escolhido devido ao erro admitido na calibração da sonda multiparamétrica.

A estação chuvosa parece, portanto, afetar a composição das águas por meio de um aporte externo de sal, que poderia corresponder a uma lixiviação de sais armazenados nos sedimentos,

no solo ou na zona não saturada (ZNS) durante períodos mais secos. Ao contrário, a diminuição da CE observada em 16% dos poços poderia ser devida a um fenômeno de diluição por águas de infiltração pouco mineralizadas, tais que águas de chuva ou de superfície. A ausência de variação significativa da condutividade poderia indicar processos de transferência mais lentos.

Destaca-se que não há relação entre o valor de CE e o valor em oxigênio-18 ou o d-excesso, e nem com suas variações respectivas: a diminuição de salinidade após a estação chuvosa não é necessariamente ligada a um empobrecimento do sinal em ^{18}O ou ao aporte de águas menos evaporadas. Isto significa que as águas que recargam o aquífero podem ser evaporadas e salgadas, evaporadas e doces, não evaporadas e salgadas ou não evaporadas e doces. Nota-se contudo que as águas que tem um d-exc muito evaporado tendem a apresentar águas mais doces (diluição das águas salgadas do aquífero pelas águas superficiais mais doces).

O monitoramento mensal da condutividade (CE), esquematizado por bacia nas Figura 103 a Figura 106, permite illustrar que a amplitude das variações mensais de condutividade nos poços é variável no espaço e no tempo, destacando o caráter local dos processos envolvidos na salinização sazonal do aquífero, e especialmente durante a estação chuvosa (retângulos azuis).

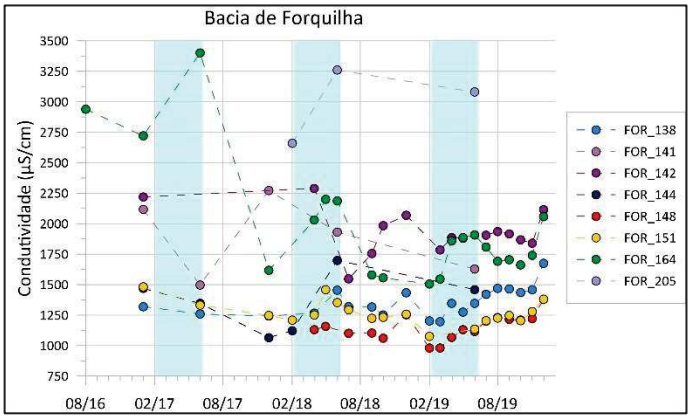


Figura 103: Monitoramento mensal da CE em Forquilha*

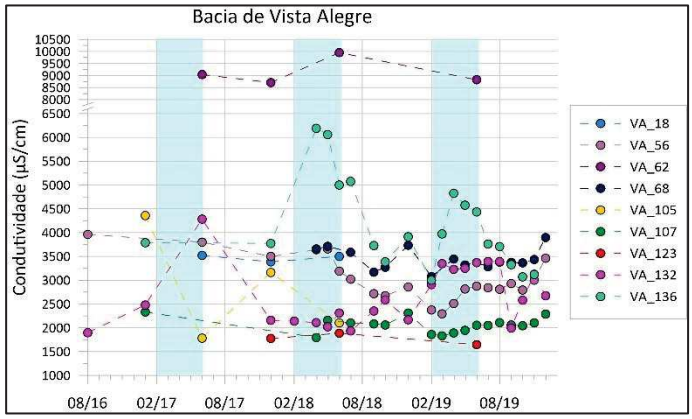


Figura 104: Monitoramento mensal da CE em Vista Alegre*

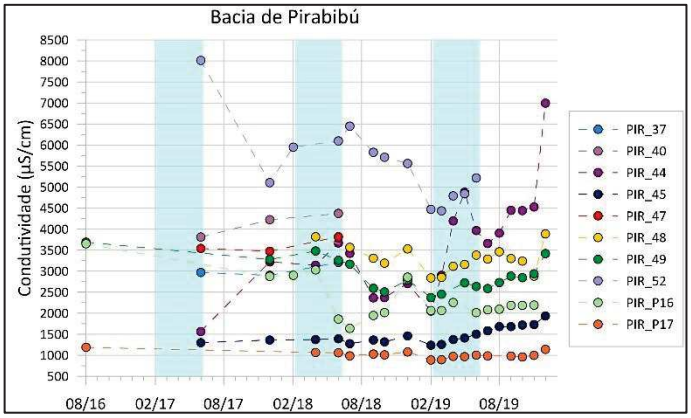


Figura 105: Monitoramento mensal da CE em Pirabibú*

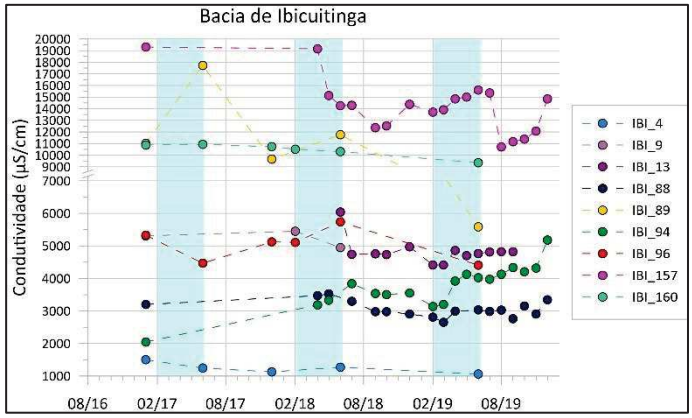


Figura 106: Monitoramento mensal da CE em Ibicuitinga*

**Os retângulos azuis simbolizam o período da quadra-chuvosa*

Por exemplo, a CE do poço VA 136 (Figura 104) aumentou de ≈2500 µS/cm durante a estação chuvosa de 2018, enquanto aumentou de ≈1800 µS/cm em 2019.

No mesmo tempo, para o poço IBI 157 (Figura 106), a CE diminuiu de ≈4900 µS/cm durante a estação chuvosa de 2018, enquanto aumentou de ≈1900 µS/cm em 2019. Estas variações refletem provavelmente as variações anuais ocorrendo na qualidade das águas de recarga.

Enquanto as variações mensais da condutividade parecem ser muito heterogêneas entre os diferentes poços durante a estação chuvosa, elas parecem ser mais síncronas durante a estação seca. De fato, observamos que a CE apresenta geralmente um leve aumento durante a estação seca, e particularmente durante o mês de dezembro (final da estação seca), na maioria dos poços. Considerando o rebaixamento do nível piezométrico e a ausência de precipitação durante este período, este aumento de salinidade poderia ser explicado por fenômenos de transpiração do lençol freático pelas raízes das plantas: a quantidade de sal fica a mesma, mas o volume de água diminui. De fato, ao longo da estação seca, a extração de águas profundas pelas plantas aumenta com a intensidade da seca [Carrière e al., 2020]. A vegetação natural que cobre maior parte dos solos na zona de estudo é caracterizada pela presença de xerófitos, que podem transportar água desde profundidades maiores do que 5 metros até a atmosfera através da evapotranspiração [Matsui, 1978]. Uma outra possibilidade seria a menor contribuição dos fluxos de infiltração vertical que alimentam as fraturas superficiais teoricamente menos salgadas e mais renovadas do que as fraturas profundas durante a estação seca.

De maneira geral, a variação da condutividade que podemos observar em escala sazonal destaca as transferências rápidas que reinam no aquífero fraturado, o que já foi observado com os dados isotópicos ou os dados de datação. Além disso, a forte variabilidade espacial observada, as vezes entre dois poços vizinhos, reflete a grande heterogeneidade e anisotropia do meio cristalino, com sistemas de fraturas e fendas com frequência desconectadas entre elas. Em fim, a variabilidade interanual observada durante a estação chuvosa para um mesmo poço mostra que a quantidade anual de sal que se armazena na ZNS é também variável, e deve provavelmente depender da distribuição das chuvas do período chuvoso. Seria interessante calcular um balanço de água a partir dos dados diários de chuva para ver a relação entre as pequenas chuvas e as quantidades de sais armazenados e lixiviados cada ano.

1.2 Caracterização química

Campanhas químicas foram desenvolvidas a fim de caracterizar os sais na origem da salinidade e de identificar os processos e as potenciais fontes dos sais implicados na salinização das águas, além de avaliar a qualidade da água em relação aos usos. Os parâmetros químicos, medidos no laboratório, referem-se aos íons maiores (*e.g.* Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^- e NO_2^-) e aos íons menores, elementos traços e terras raras (*e.g.* Br, Li, B, Al, Si, P, S, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Rb, Sr, Y, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Tl, Pb, Th, U).

Este parágrafo é dedicado à descrição da química das águas do embasamento e das suas variações sazonais. A análise critica da origem dos sais e dos processos implicados na salinização das águas subterrâneas dos aquíferos cristalinos em zona semiárida é feita na segunda parte deste capítulo.

1.2.1 Conteúdo em íons maiores

1.2.1.1 Avaliação da qualidade dos dados adquiridos

Considerando que o conjunto das 65 análises oriundas de 41 poços ativos está em equilíbrio iônico (balanço iônico com um erro inferior a 10%), todos os resultados foram usados para a interpretação química. Este limite de 10% é superior ao padrão admitido (tradicionalmente de 5%), mas foi usado para ter um número suficiente de poços para a análise química. Além disso, 62% destas análises apresentam um erro iônico inferior a 5%, e 85% com um erro < 7%. A escolha de um limite de 10%, portanto, não introduz vieses significativos na interpretação das fácies químicas ou dos diferentes processos geoquímicos na origem da salinização, o erro na medição sendo provavelmente oriundo de erros analíticos ou pelo fato que os bicarbonatos não foram medidos in situ (em 70% dos casos, o balanço iônico mostra em desequilíbrio em aníons). Ademais, as medições feitas no laboratório da UM (por espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente e por cromatógrafo de íons) evidenciaram uma boa coerência com as medições de cloretos, calcio, magnesio, sódio e potassio feitas no laboratório da UFC (por titrimetria e por fotometria de emissão de chama).

1.2.1.2 Caracterização geral

De maneira geral, as análises químicas revelaram que as águas dos aquíferos fraturados cristalinos cearenses exibem altas concentrações iônicas para o contexto geológico considerado, que seja em termos de cátions ou de ânions. Quimicamente, as águas subterrâneas apresentam uma abundância dos íons cloreto e sódio em relação a outros íons, com concentrações que podem alcançar valores de até 5,1 e 1,8 g/L respectivamente, enquanto os outros íons apresentam concentrações sempre inferiores a 1 g/L (Tabela 58).

A análise estatística do conteúdo em íons maiores das águas do cristalino e os valores máximos permitidos (VMP) segundo os usos (resolução CONAMA n°396/2008) são resumidos na Tabela 58, e são discutidos mais abaixo. O detalhe dos resultados analíticos é disponibilizado em Anexo XII.

Tabela 58: Caracterização do conteúdo em íons maiores das águas do cristalino e valores máximos permitidos (VMP) associadas oriundas da resolução CONAMA n°396/2008

	Mediana	Desvio padrão	Mín.	Máx.	N° de amostras	Padrão Consumo Humano	Padrão Irrigação
Ca^{2+} (mg/L)	154,11	182,74	40,64	896,08	65	-	-
Mg^{2+} (mg/L)	117,25	123,52	19,21	758,23	65	-	-
Na^{+} (mg/L)	275,00	318,22	98,00	1800,00	65	200	-
K^{+} (mg/L)	15,00	12,14	2,00	49,00	65	-	-
Cl^{-} (mg/L)	702,10	1024,30	29,00	5125,96	65	250	100-700
HCO_3^{-} (mg/L)	468,24	190,78	54,07	941,40	65	-	-
CO_3^{2-} (mg/L)	9,70	8,40	9,67	24,24	3	-	-
SO_4^{2-} (mg/L)	44,94	56,73	4,00	317,00	63	250	-
NO_3^{-} (mg/L)	71,36	113,09	2,34	689,62	64	44,3	-
NO_2^{-} (mg/L)	0,17	0,15	0,03	0,67	26	3,3	-

1.2.1.3 Teores em aníons

As concentrações em aníons em mg/L foram representadas na forma de box-plot na Figura 107 a fim de visualizar e de comparar a distribuição dos teores em aníons.

Na região de estudo, a concentração mediana de cloreto é de 702 ± 1024 mg/L, e apresenta uma larga distribuição de valores (de 29 até 5126 mg/L). Os cloretos representam em media 60% do total aniônico (em meq/L), e podem alcançar valores de até 96%.

A alcalinidade é essencialmente representada na forma de HCO_3 (bicarbonatos) considerando o pH das águas. A concentração mediana registrada dos bicarbonatos é de ≈470 ± 190 mg/L.

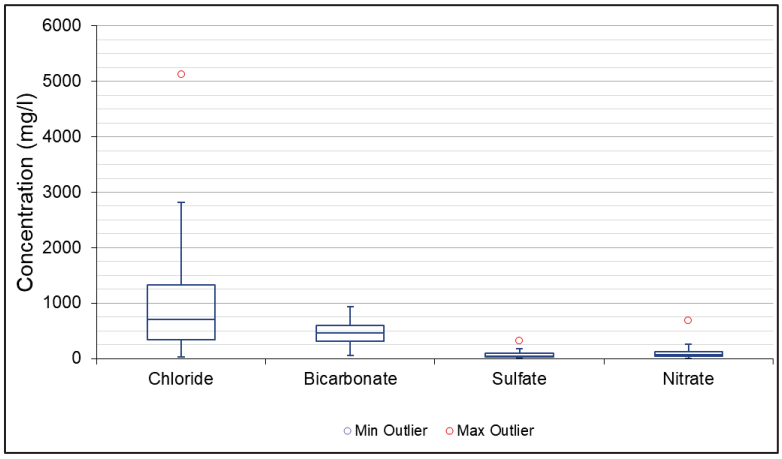


Figura 107: Box-plot dos teores em aníons (em mg/L) - Amostragem das águas subterrâneas do cristalino (n=65)

A distribuição dos aníons em meq/L para as águas do cristalino cearense apresenta a ordem de abundância seguinte: Cl^- (60%) > HCO_3^- (30%) > NO_3^{2-} (5%) > SO_4^{2-} (5%).

Segundo as portarias n°2914/2011 e a resolução CONAMA n°396/2008, que dispõe sobre a classificação e diretrizes ambientais para o enquadramento do uso das águas subterrâneas, aparece que 80 % das amostras apresentam valores em cloretos fora dos limites aceitáveis para o consumo humano (Cl^- < 250 mg/L), enquanto 50% das amostras apresentam valores acima da faixa indicada para a irrigação (100 – 700 mg Cl/l).

Nota-se que as águas subterrâneas da região de estudo são contaminadas pela presença de nitratos, com teores mediano e máximo de ≈71 e ≈690 mg/L respectivamente (Tabela 58). Estes altos teores em nitrato, bem acima das concentrações máximas permitidas para o consumo humano ou a dessedentação animal (de 10 ou 90 mg $N\text{-}NO_3$/l respectivamente) limita também os usos da água. Apenas 8% das análises possuem concentrações em nitrato < 10 mg $N\text{-}NO_3$/l.

Quanto aos sulfatos, eles apresentam concentrações medianas registradas de ≈45 ± 57 mg/L, que permanecem dentro dos limites aceitáveis para o consumo humano (SO_4 <250 mg/L), com exceção de uma amostra que também é a que apresentou o maior valor de nitrato. Somente 2% das amostras apresentam valores acima do limite de potabilidade (SO_4 < 250 mg/L).

1.2.1.4 Teores em cátions

Em termos de cátions (Figura 108), as águas do cristalino cearense são caracterizadas pela dominância dos íons sódio, que representam em media 40% do total catiônico (em meq/L) , e podem alcançar valores de até 75 %. A concentração mediana e o desvio-padrão de sódio são de 275 ± 318 mg/L (de 98 até 1800 mg/L).

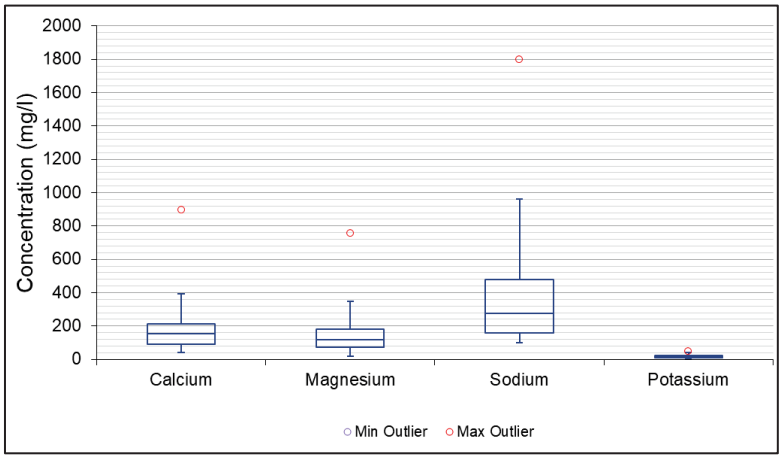


Figura 108: Box-plot dos teores em cátions (em mg/L) - Amostragem das águas subterrâneas do cristalino (n=65)

Para o cálcio, o magnésio e o potássio, as concentrações medianas e o desvio-padrão associado são respectivamente de 154 ± 183 mg/L, 117 ± 124 mg/L e 15 ± 12 mg/L (Tabela 58).

A distribuição dos cátions para as águas do cristalino cearense apresenta a ordem de abundância seguinte: Na^+ (40%) > Mg^{2+} (30%) > Ca^{2+} (25%) > K^+ (5%).

Segundo as portarias n°2914/2011 e a resolução CONAMA n°396/2008, 70% das amostras mostram valores em sódio acima do limite de potabilidade (Na < 200 mg/L).

1.2.1.5 Marcadores da salinidade

Para as baixas concentrações salinas (CE < 1600 µS/cm), a proporção de bicarbonato é geralmente maior à do cloreto (Figura 109). No entanto, as proporções de cloreto aumentam com a salinidade e ultrapassam as do bicarbonato até atingir níveis percentuais de até 50% do total iônico para as águas mais salinas. A diminuição da proporção de bicarbonato com o aumento da salinidade é talvez favorecido por fenômenos de precipitação de sais de carbonatos (calcita ou dolomita, entre outros). Esta hipótese é coerente com os índices de saturação medidos (e.g. parágrafo VI.1.2.1.7, p.216), que mostraram condições favoráveis à precipitação destes sais (I_S > 0,5).

Em relação aos cátions, o sódio apresenta-se sempre em maiores proporções, qualquer que seja a faixa de condutividade. Contudo, para as duas soluções mais salinas, a proporção em sódio diminuiu a favor do cálcio e magnésio. O magnésio e o cálcio raramente excedem 20% da composição iônica, possivelmente devido aos fenômenos de precipitação da calcita ou da dolomita.

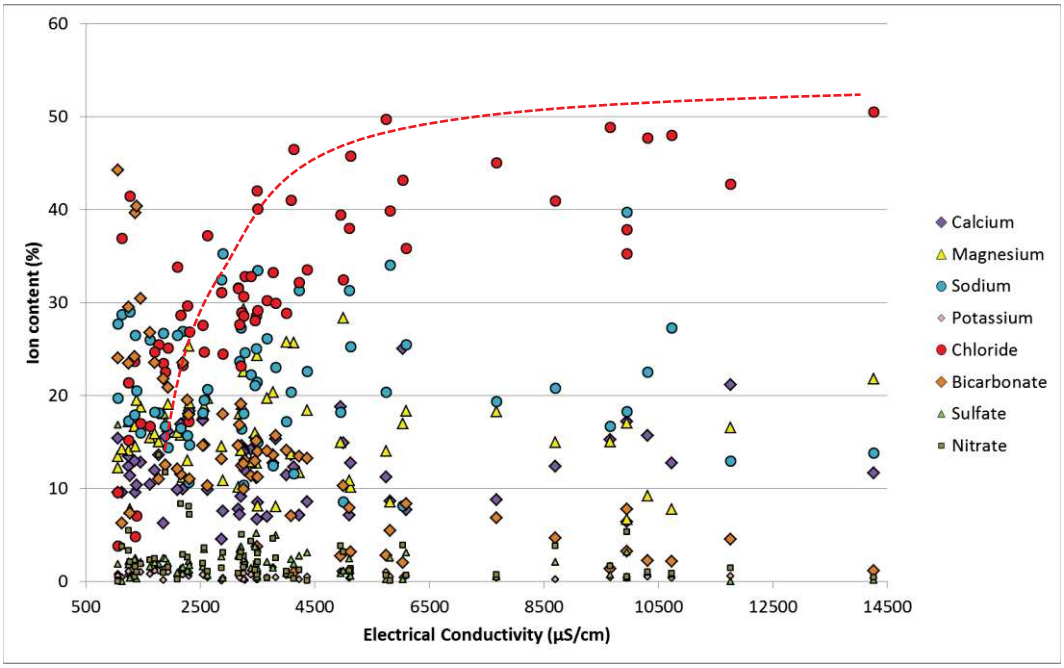


Figura 109: Composição iônica percentual das águas do cristalino (calculadas a partir das concentrações em meq/L) em função do incremento da salinidade (expressada pela CE). O traço em vermelho destaca a tendência dos cloretos com o aumento da salinidade

A correlação muito boa observada entre a CE e os cloretos (r^2 = 0,96; Figura 110) indica que a salinidade (representada aqui pela CE) é oriunda dos cloretos. Assim, os marcadores da da salinidade são os cloretos e, de forma menor, o cálcio (r^2 = 0,79), o magnésio (r^2 = 0,69), e o sódio (r^2 = 0,68 ; Tabela 59).

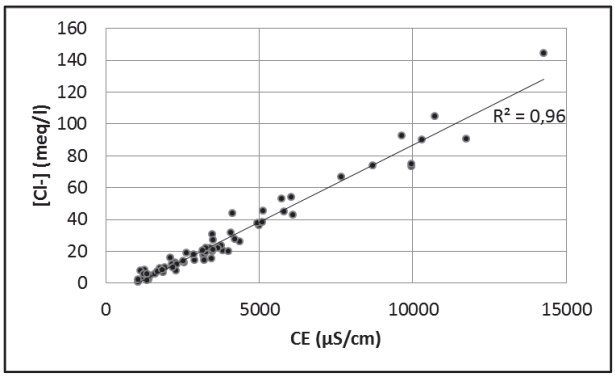


Figura 110 : Relação entre a condutividade elétrica (CE em µS/cm) e o cloreto (em meq/l)

A correlação observada entre o cálcio e o magnésio (r^2 = 0,63; Tabela 59) poderia indicar uma origem comum entre eles (hidrólise dos silicatos e/ou dissolução de sais acumulados na ZNS?). O sódio, por enquanto, mostra apenas uma correlação significativa com os cloretos (r^2 = 0,62). A ausência de correlação entre a CE e/ou os cloretos com os nitratos e/ou os sulfatos, sugere uma fraca influência das atividades antrópicas nos processos de salinização. Os diferentes coeficientes de correlação r^2 são detalhados na Tabela 59 abaixa. As potenciais fontes dos diferentes íons são discutidas no parágrafo VI.0 (p.224).

Tabela 59: Matriz de correlação r^2. Os valores em alaranjado correspondem a valores significativos (r^2 ≥0,60).

	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3
Ca	0,79	1							
Mg	0,69	0,63	1						
Na	0,68	0,31	0,22	1					
K	0,52	0,50	0,44	0,24	1				
HCO_3	0	0,04	0,01	0,02	0,02	1			
Cl	0,96	0,76	0,70	0,62	0,51	0,04	1		
SO_4	0,07	0,05	0,04	0,12	0	0,04	0,04	1	
NO_3	0,13	0,31	0,15	0,03	0,08	0,01	0,09	0,16	1

1.2.1.6 Fácies das águas subterrâneas

O diagrama de Piper foi utilizado para diferenciar os diferentes tipos de água, a partir das concentrações iônicas dos diferentes constituintes. As amostras foram diferenciadas em função da bacia de estudo, e separadas em função do período da coleta (ante ou pós-estação chuvosa) para avaliar a efeito da chuva e da recarga anual sobre a composição das águas (Figura 111).

Assim, o diagrama de Piper indica a predominância de águas do tipo cloretada mista (49%), cloretada sódica (22%) e mista-mista (11%) para o conjunto das 65 amostras. Pontualmente, podemos encontrar água com uma fácies bicarbonatada mista (6%), cloretada magnesiana (5%), mista sódica (4%) ou bicarbonatada-sódica (3%).

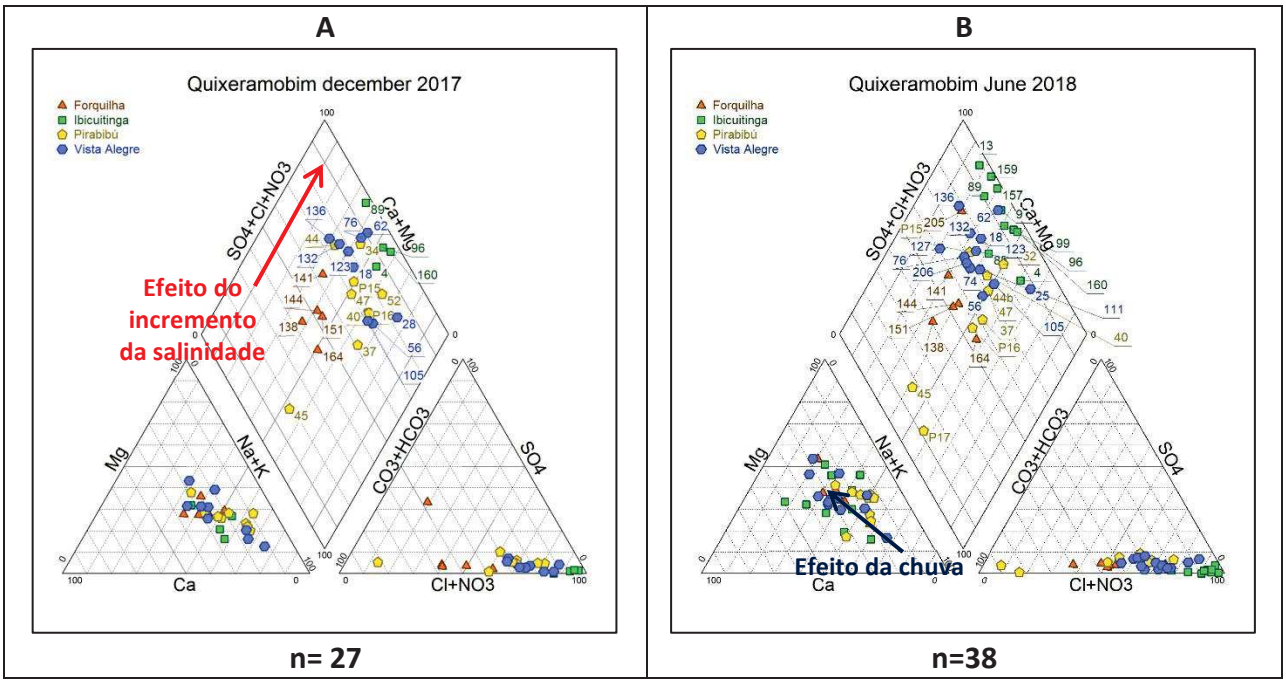


Figura 111: Fácies químicas (diagrama de Piper) das águas do cristalino. (A) campanha de dezembro de 2017 (ante-estação chuvosa). (B) campanha de junho de 2018 (pós-estação chuvosa).

Quando analisamos a distribuição das fácies por bacia (Figura 111), observamos que a bacia de Ibicuitinga (bacia apresentando maiores condutividades, com 1129 < CE < 14260 µS/cm; pontos verdes) apresenta águas muito cloretadas, enquanto Forquilha (bacia apresentando menores condutividades, com 1066 < CE < 3260 µS/cm; pontos alaranjados) apresenta águas bicarbonatadas ou mistas. Pirabibú (1059 < CE < 6100 µS/cm; pontos amarelos) e Vista Alegre (1777 < CE < 9952 µS/cm; pontos azuis) têm fácies intermediárias em comparação com as outras duas sub-bacias, com, no entanto, uma tendência cloretada.

Assim, águas de tipo bicarbonatada são exclusivamente correlacionadas com as menores condutividades elétricas (até 1600 µS/cm, ou seja ≈1100 mg/L), enquanto as águas de tipo cloretada são correlacionadas com as maiores condutividades. Nenhuma relação direta foi observada entre a CE e o grau de evaporação da água. Vale-se ressaltar que um poço em Ibicuitinga (IBI 4), com leves sinais de evaporação (d-exc ≈ 8 ‰), apresentou uma fácies cloretada apesar de ter uma CE média de ≈1200 µS/cm (ou seja ≈830 mg/L), o que evidencia que mesmo para valor de STD <1000 mg/L, processos de salinização (e não de mineralização pela hidrólise mineral dos silicatos) estão implicados (e.g. parágrafo VI.2.1, p.224).

O aumento da salinidade é associado, pois, a um aumento das proporções em cloreto, tornando as fácies das águas cristalinas do polo bicarbonato para o polo cloretado. Constatamos assim uma certa semelhança com o comportamento das águas superficiais da região do NEB semiárido. De fato, as águas dos açudes com um teor em STD < 300 mg/L apresentam uma fácies bicarbonatada cálcica e sódica, enquanto águas com STD > 300 mg/L apresentam uma fácies essencialmente cloretada sódica [Laraque, 1991]. O acumulo de sais nas águas superficiais é essencialmente devido à lixiviação dos sais acumulados na bacia pelas chuvas, às altas taxas de

evaporação, ao mau dimensionamento dos reservatórios, bem como o uso irregular das águas contidas neles [Laraque, 1991; Santos et al., 2000].

Em termos de evolução de fácies, vemos na Figura 111 que, para alguns poços, os cátions evoluíram do polo sódico (final da estação seca) para o polo misto (final da estação chuvosa). Assim, a estação chuvosa causou geralmente um aumento das proporções em magnésio e cálcio (e, em menor grau, em potássio) em relação ao sódio, e isso no conjunto das 4 sub-bacias. Esta observação, associada ao incremento da salinidade, poderia sublinhar fenômenos de dissolução de sais de cálcio e/ou de magnésio, como a calcita ou a dolomita, bem como de sais de cloreto (NaCl, ou até $MgCl_2$). Entretanto, o fato de o conteúdo de sódio diminuir após a estação chuvosa (19 casos em 25 poços, ou seja, 76% dos poços) sugere que há também fortes efeitos de trocas catiônicas reversas durante a estação chuvosa, com as argilas do solo, das zonas alteradas do cristalino ou dos sedimentos dos açudes. Esta hipótese é provavel considerando que as análises granulométricas feitas neste estudo (e.g. parágrafo VI.2.5.2, p.245) mostraram que os solos podem ser constituidos por até 38% de argila. A discussão sobre o ocorrência de trocas catiônicas é feita no parágrafo VI.2.2 (p.234).

Para os ânions, a evolução em função do período hidrológico é mais misturada, com comportamentos diferenciados de acordo com os poços em termos de proporções de cloretos e bicarbonatos, mesmo se observamos geralmente um aumento dos íons cloretos comparado aos bicarbonatos entre dezembro 2017 e junho 2018 (em coerencia com o aumento da CE). Como o aumento das proporções de cloretos não está necessariamente ligado a um aumento dos teores de nitrato ou de sulfato, isso sugere que o aumento sazonal da salinidade não está associado a problemas de poluição antrópica (infiltração de água poluída), mas sim a fenômenos de lixiviação de sais durante a recarga do aquífero. A poluição antrópica pode, no entanto, implicar anomalias químicas sazonais. A discussão sobre a poluição antrópica é feita no parágrafo VI.2.3 (p.236).

Observamos na Figura 111 que 3 poços em dezembro de 2017 (PIR 45, FOR 138 e FOR 164) e 3 poços em junho de 2018 (PIR 45, PIR P17 e FOR 138) mostram "uma anomalia de fácies" em comparação com os outros pontos: as fácies são bicarbonatadas mistas ou bicarbonatadas sódicas. Trata-se de 4 poços cuja condutividade é baixa, em torno de 1000 até 1600 µS/cm, e cujo sinal isotópico é enriquecido ($\delta^{18}O$> -1,76 ‰) e marcado pela evaporação (d-exc < 6,1 ‰). Quando olhar as condições ambientais dos poços, observamos que eles são localizados a proximidade de açude (a menos de 250m, a montante ou jusante) e de talvegues que possuem vegetação de core verde mesmo em estação seca (exceto o poço PIR P17 que esta mais longe, a 130m, do talvegue a jusante do açude). Estes talvegues verdes, cuja core da vegetação foi observada no campo e via as imagens de satélites, são chamados aqui de "via verde", e correspondem a talvegues cujos escoamentos superficiais ocorrem eventualmente durante a estação chuvosa, e cuja vegetação fica verde durante a estação seca, provavelmente em razão da existência de um fluxo de água em sub-superfície (perdas da barragem ou escoamentos de base nos sedimentos/aluviões ?). Ademais, o poço PIR P17 é um poço conhecido por possuir (pelo

menos) duas entradas de água distintas: uma primeira entrada de água doce em torno de 16 m de profundidade, que corresponde muito provavelmente a uma fratura alimentada diretamente pelo açude não salgado do lado (esta entrada de água para de fluir quando o açude for seco, o que indica a conexão hidráulica existente entre o poço e o açude do lado) e, uma segunda entrada de água mais salgada em torno de 36m de profundidade (informações transmitidas pelo proprietário do poço). Essas entradas demostram da existência de fraturas de qualidade distintas, cujas águas são oriundas de zonas de circulações diferentes, além de evidenciar que águas de açudes podem constituir reais zonas preferenciais de recarga dos aquíferos (via a infiltração indireta). Além disso, o poço PIR 45 foi o poço que evidenciou as águas com menores tempos de residência, com 85% da recarga oriunda das infiltrações sazonais. A marca evaporada das águas destes poços (-6,1 ‰ < d-exc < 6,1 ‰) implica que boa parte da recarga é constituida por infiltrações indiretas de águas evaporadas. Os curtos tempos de residência, por enquanto, sublinham a forte capacidade de renovação do estoque de água. Portanto, em nosso caso, estes poços estão provavelmente essencialmente alimentados pelas águas dos açudes e rios circundantes. A anomalia de fácies observada para estes 4 poços poderia ser explicada pela altas taxas de renovação e pelo fato que as águas na origem da recarga são derivadas, por uma lado, da infiltração indireta de águas superficiais poucos mineralizadas e de fácies bicarbonatada e, por outro lado (de forma bem menor), da infiltração direta de água de chuva em zonas propicias à infiltração e circulação da água (como zonas fraturadas ou zonas mais permeáveis na ZNS).

1.2.1.7 Índice de Langelier (Índice de saturação)

Os índices de Langelier (Saturation Index) calculados para o conjunto das amostras (Figura 112) demonstram que a maioria das amostras fica supersaturada (I_S > 0,5) em relação à dolomita, à calcita e à aragonita, enquanto fica subsaturada (I_S < 0,5) em relação à anidrita, gipso e halita (o que é normal considerando as concentrações medidas). A supersaturação em relação à calcita e dolomita sugere que essas fases minerais carbonatadas são presentes na ZNS.

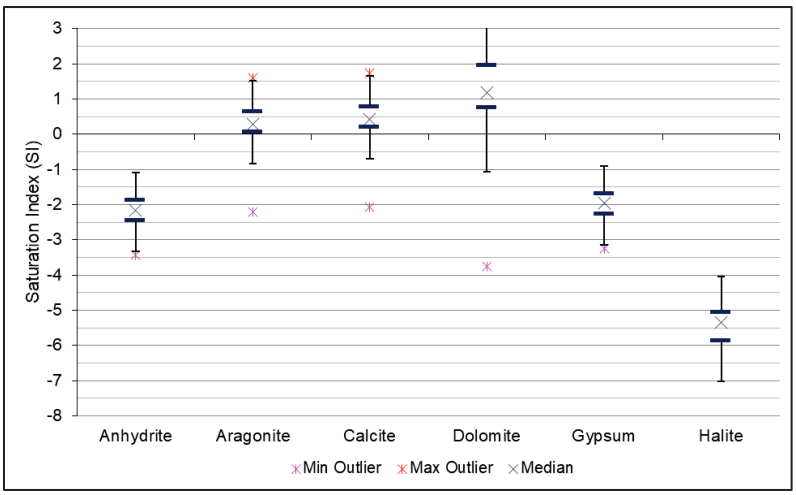


Figura 112: Índice de saturação das águas do cristalino cearense (n=65)

Diferenças espaciais foram observadas entre as diferentes sub-bacias do estudo, e em particular para a bacia de Ibicuitinga, que apresenta condições menos saturadas em relação à calcita e a dolomita (ou seja, em condição de equilíbrio ou de dissolução; Tabela 60).

Além disso, observe-se que a estação chuvosa provoca, de maneira geral, um aumento do valores de I_s (que traduze um aporte de magnésio e de cálcio consequente ao período de chuva).

Tabela 60: Índice de saturação para as diferentes bacias do estudo e para diferentes períodos hidrológicos.

Bacia	Calcita		Dolomita		Gipso		Halita	
	IS	Obs.	IS	Obs.	IS	Obs.	IS	Obs.
FOR dez. 2017	0,15	Equilíbrio	0,55	Precipitação	-2,16	Dissolução	-6,25	Dissolução
FOR jun. 2018	0,71	Precipitação	1,76		-2,19		-6,01	
IBI dez. 2017	-0,82	Dissolução	-1,47	Dissolução	-1,72		-4,79	
IBI jun. 2018	-0,06	Equilíbrio	0,17	Equilíbrio	-2,23		-4,92	
PIR dez. 2017	0,53	Precipitação	1,43	Precipitação	-1,89		-5,30	
PIR jun. 2018	0,78		1,99		-2,03		-5,59	
VA dez. 2017	0,27	Equilíbrio	0,84	Precipitação	-1,89		-5,06	
VA jun. 2018	0,80	Precipitação	1,94		-1,84		-5,44	

1.2.2 Conteúdo em íons menores, elementos traços e terras raras

1.2.2.1 Silício (Si)

O Si presente na maioria das águas é derivado de minerais aluminossilicatos, como feldspatos e silicatos ferromagnésicos [Shand et al., 2007].

As águas da zona de estudo revelaram concentrações medianas de sílica (Si^{4+}) em torno de 40 ± 9,87 mg/L, com uma faixa de valores relativamente próximos que se estendem de 28 até 62 mg/L (Tabela 61). Estes valores são mais altos do que as concentrações usualmente encontradas em águas naturais, que se distribui numa faixa de 1 a 20 mg/L [Shand et al., 2007], mas são ainda sugestivos da interação água-rocha (hidrólise). Não tem relação entre a CE e a [Si^{4+}].

1.2.2.2 Brometo (Br)

As concentrações em Brometo (Br) variam de 0,21 a 16,16 mg/L (Tabela 61), que é uma faixa de valores mais estendida do que aquela medida no trabalho de tese de Araújo (2017). A geoquímica do Br é semelhante ao do Cl, e os dois íons são geralmente altamente correlacionados [Shand et al., 2007]. De fato em nosso caso, observamos uma excelente correlação entre os cloretos e os brometos (r^2 = 0,99; Figura 113) e entre a CE e os brometos (r^2 = 0,96). A análise da relação Cl/Br, usada para definir a origem da salinidade, é feita no parágrafo VI.2.4.2 (p.239).

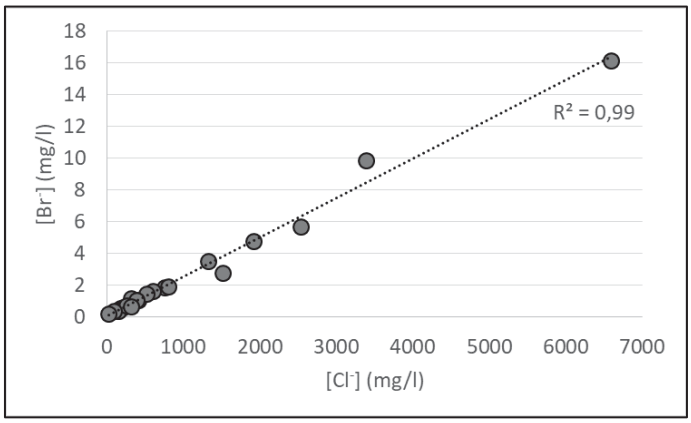


Figura 113: Relação Cl versus Br (em mg/L) para as águas do cristalino cearense (n=20)

1.2.2.3 Elementos traços

Os elementos traços têm uma origem principalmente litológica. A concentração dos elementos traços é inferior à dos íons maiores ou menores e, portanto, é expressa em µg/L. Nota-se que alguns elementos traços podem ser tóxicos, dependendo de sua concentração, como o arsênico ou certos metais (cobre, níquel, prata, etc.). Os elementos traços cujo concentração mediana é superior a 1 µg/L são aprentados na Tabela 61, enquanto o conjunto dos resultados analíticos está dado em Anexo XII.

Tabela 61: Caracterização do conteúdo em íons menores e em elementos traços das águas do cristalino (n = 20) e valores máximos permitidos (VMP) associados oriundos da resolução CONAMA n°396/2008

Elemento	Unid.	Mín.	Máx.	Média	Mediana	Desvio-padrão	Padrão Consumo Humano	Padrão Irrigação
Br	mg/L	0,21	16,16	2,85	1,34	3,92	-	-
Si	mg/L	27,74	61,67	43,98	44,53	9,87	-	-
Sr	µg/L	197,01	8933,07	1925,62	976,88	2356,05	-	-
Ba	µg/L	35,65	12922,59	1316,24	514,16	2899,63	**700**	-
Mn	µg/L	0,17	1694,97	197,80	51,73	394,80	**100**	200
Fe	µg/L	3,00	710,58	119,42	22,09	222,06	**300**	5000
Li	µg/L	9,57	573,02	82,90	37,85	127,20	-	2500
B	µg/L	59,30	723,28	178,43	142,19	144,55	**500**	500
Al	µg/L	3,06	444,37	96,23	21,41	144,67	**200**	5000
P	µg/L	23,75	298,24	136,87	131,28	75,50	-	-
V	µg/L	0,61	191,85	44,12	16,33	53,03	**50**	100
Ti	µg/L	0,22	52,01	7,03	1,49	12,82	-	-
Ni	µg/L	0,23	14,61	3,08	1,56	3,64	20	200
Cu	µg/L	0,76	16,06	3,59	2,47	4,04	2000	200
Zn	µg/L	1,05	140,92	19,16	7,78	32,34	5000	2000
Se	µg/L	0,11	3,91	1,29	1,12	0,94	10	20
Rb	µg/L	0,42	203,99	18,86	4,40	44,93	-	-
Mo	µg/L	0,28	26,02	5,06	2,34	6,14	70	10
U	µg/L	0,22	64,92	15,37	6,17	20,23	15	10-100

A medição dos elementos traços evidenciou que algumas amostras apresentam teores em Bário, Manganês, Ferro, Boro, Alumínio e Vanádio superiores ao limite aceitado para o consumo humano (Tabela 61). A origem destes 6 elementos é principalmente ligada a hidrólise dos minerais das rochas ígneas, metamórficas ou carbonatadas, a exceção do Boro que pode também ter uma origem antrópica. De maneira geral, os desvios-padrões são elevados (Tabela 61), e grandes diferenças de concentrações podem ser observadas entre dois poços, o que traduze a forte variabilidade litológica espacial dos aquíferos.

Em termos de elementos traços, as águas subterrâneas são caracterizadas pela presença de Estrôncio (Sr) > Bário (Ba) > Boro (B) > Fósforo (P) > Manganês (Mn) > Lítio (Li) > Ferro (Fe) > Alumínio (Al) > Vanádio (V) > Zinco (Zn) > Urânio (U) > Rubídio (Rb) > Cobre (Cu) > Molibdênio (Mo) > Níquel (Ni) > Titânio (Ti) > Selênio (Se), com concentrações medianas superiores a 1 µg/L. São elementos que são tradicionalmente encontrados nos minerais silicatados e carbonatados.

O Sr e o Li podem ter uma origem litológica e podem ser oriundo da hidrólise dos feldspatos ou da dissolução de salmouras naturais (minerais evaporíticos). A determinação da origem do Sr e Li poderia dar indîcios quanto aos processos de salinização da água. Neste sentido, boas correlações são observadas entre a CE e o lítio (r^2 = 0,87) ou o estrôncio (r^2 = 0,84). Observamos também boas correlações entre o lítio e o magnésio (r^2 = 0,95), ou entre o lítio e o cálcio (r^2 = 0,93). O estrôncio é também correlacionado com o cálcio (r^2 = 0,90) e o magnésio (r^2 = 0,84).

No estado atual das coisas, nenhum elemento ou relação entre íons permitiu identificar a fonte desses elementos com certeza, mesmo se a Análise de Componentes Principais (e.g. parágrafo VI.1.2.3, p.221) parece indicar que o Sr, Li, Ca, Mg, Na, K, Cl e Br têm uma origem comum que não derive da hidrólise das rochas silicatadas. Uma análise dos isótopos do Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$) e do Li (δ^7Li), por exemplo, poderia ser útil para confirmar a eventual origem evaporitica destes elementos [Kloppmann et al., 2010].

1.2.2.4 Terras raras (REE)

Entre os elementos traços, podemos distinguir o grupo dos Lantanídeos. Também chamado de terras raras (REE), esta categoria de elementos varia de ^{57}La a ^{71}Lu. As terras raras podem ser usadas para caracterizar as interações água/rocha (hidrólise mineral) e identificar misturas de água, porque sua origem principal é geogênica [Johannesson et al., 1997]. A análise das terras raras foi automaticamente disponibilizada pelo laboratorio de análise (análises incluidas no pacote de análise dos elementos traços). Assim, o estudo da assinatura química das terras raras não foi usada aqui para responder à pergunta de pesquisa. Em consequencia, os resultados são somente apresentados no objetivo de constituir um banco de dados para a região de estudo e eventuais futuros estudos.

Todas as terras raras foram representadas por um único perfil e normalizadas em relação a um material geológico de referência (em nosso caso: NASC-North American Shale Composite) na Figura 114. O objetivo desta padronização é poder comparar amostras com diferentes concentrações entre si e, assim, definir suas respectivas assinaturas e as características da litologia de onde se originam. Permite também suavizar o sinal obtido para superar as variações das concentrações ligadas ao número atômico de cada elemento.

De forma geral, a heterogeneidade dos resultados obtidos em termos de concentrações demostra a forte heterogeneidade do meio cristalino, que seja em termos de litologia ou de tempo de trânsito. De fato, altas concentrações podem atestar um longo tempo de interação água/rocha, quando não forem o resultado de uma litologia específica. Por enquanto, nenhuma relação foi observada para as amostras que foram datadas.

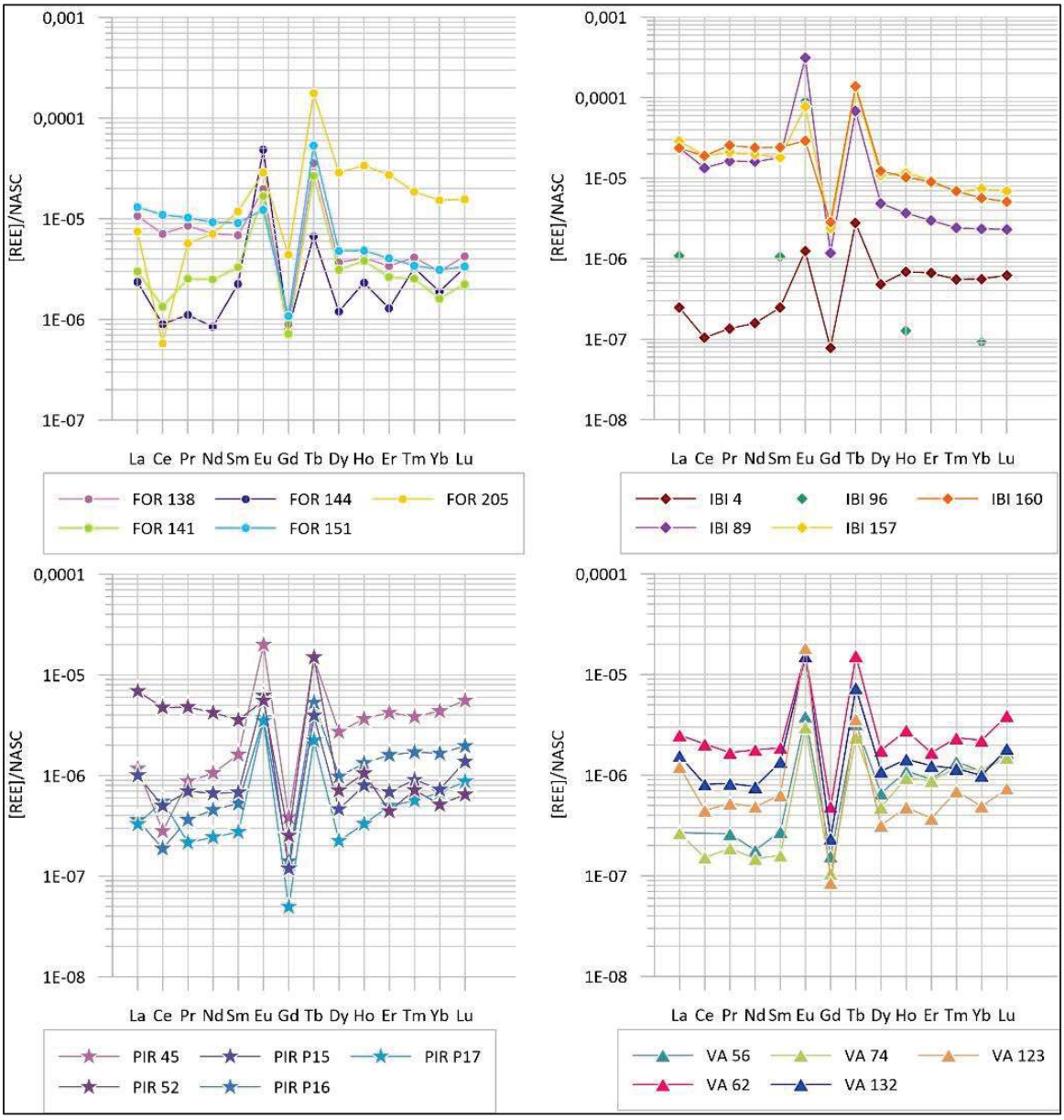


Figura 114: Perfis das terras raras normalizadas (NASC) obtidos para as águas do embasamento cristalino (n = 20)

Observe-se que o conjunto dos poços apresentam anomalias positivas em Eu e Tb, enquanto apresentam uma anomalia negativa em Gd (Figura 114). Anomalia negativa de Eu é uma característica geralmente herdada da interação com a rocha hospedeira e é frequentemente relatada em granitóides [Mathurin et al., 2014].

A leve anomalia negativa de Ce poderia testemunhar de condições oxidantes (formação de Ce^{4+} que se liga aos óxidos de Fe e Mn e pode precipitar na forma de CeO_2).

1.2.3 Análise de Componentes Principais (ACP)

A ACP permite de avaliar estatisticamente as variáveis responsaveis das variações observadas, e assim explicar as diferenças entre os poços.

Assim, Análises de Componentes Principais (ACP) foram feitas a partir das variáveis detalhadas na Tabela 62 para identificar os principais fatores na origem das variações observadas, selecionar as variáveis mais pertinentes e agrupar os individuos que apresentam similaridades em relação às variáveis observadas.

Nota-se que a variável HCO_3 foi retirada para a campanha de dezembro de 2017 para obter melhores correlações.

Tabela 62: Variáveis consideradas para a ACP

Campanha	Variáveis consideradas
Dezembro 2017 (final estação seca)	CE, STD, Ca, Mg, Na, K, Cl, NO_3, SO_4
Junho 2018 (final estação chuvosa)	CE, Ca, Mg, Na, K, HCO_3, Cl, NO_3, SO_4
Junho 2019 (final estação chuvosa)	CE, Ca, Mg, Na, K , Cl, Br, Si, Ba, Sr, Li
Junho 2019 (final estação chuvosa)	CE, Ca, Mg, Na, K , Cl, Br, Sr, Li

Os resultados da ACP centrada reduzida de dezembro de 2017 (final de estação seca, 27 amostras), junho 2018 (final de estação chuvosa, 38 amostras) e junho 2019 (final de estação chuvosa, 20 amostras) são apresentados respectivamente nas Figura 115 a Figura 117.

Estes resultados permitem observar as relações entre as variáveis, além de evidenciar a participação de cada variáveis na constituição dos eixos fatoriais.

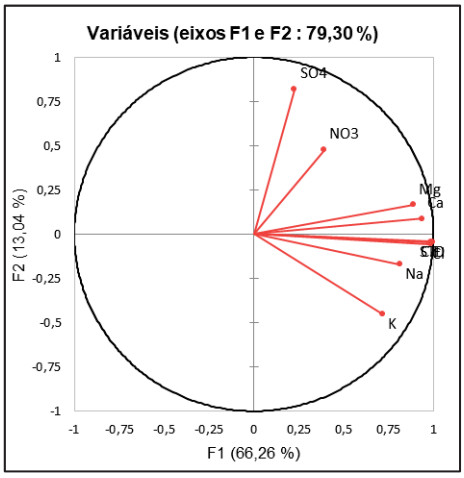


Figura 115: ACP – Projeção das variáveis para a campanha de dezembro de 2017 (n= 27)

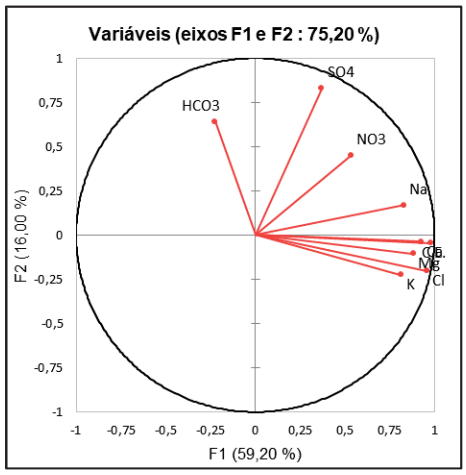


Figura 116: ACP - Projeção das variáveis para a campanha de junho de 2018 (n= 38)

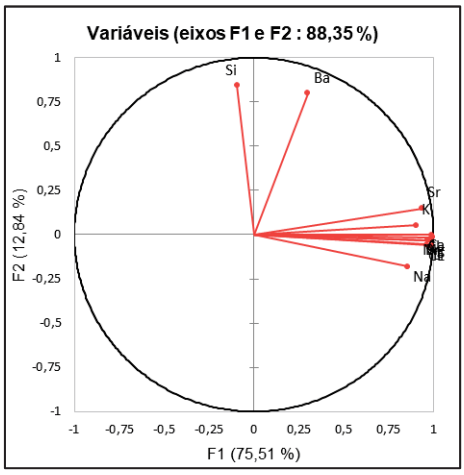


Figura 117: ACP – Projeção das variáveis para a campanha de junho de 2019 (n= 20)

A variância expressa pelos eixos fatoriais F1-F2 é bastante significativa (> 75% da informação inicial) para observar o comportamento geral das amostras [Babaye et al., 2016].

O eixo F1 é o mais importante: controla mais de 60% da variância para as três campanhas. Este eixo é définido pela maiora das variáveis em presença, ou seja pela CE, STD, Cl, Br, Ca, Mg, Na, K, Sr e Li. O agrupamento destes elementos em torno do eixo F1 simboliza uma origem comum, e traduze a mineralização da água devida a dissolução de sais evaporíticos.

O eixo F2 explica apenas 13 a 16% da inercia total e é definido, por um lado, pelos NO_3 e/ou SO_4, que representam o impacto das atividades antrópicas e, por outro lado, pelos HCO_3, Si, Ba e/ou SO_4, que traduzem a mineralização da água devida a hidrólise dos minerais silicatos ou sulfuretos (tipo pirita).

Assim, a ACP apoia a hipótese segundo qual as fortes concentrações encontradas nas águas do cristalino não são devidas a hidrólise das rochas, mas sim a dissolução de sais evaporíticos (eixo F1).

Se considerarmos as variáveis do eixo F1 em uma nova ACP (Figura 118), observamos que todas as variáveis (e.g. CE, Cl, Br, Ca, Mg, Na, K, Sr e Li) são agrupadas em torno do eixo F1, que explica quase a totalidade da variância (96%). No entanto, o íon Na parece ser menos correlado aos outros íons, o que poderia indicar uma outra fonte de sódio (feldspatos plagioclásios ?).

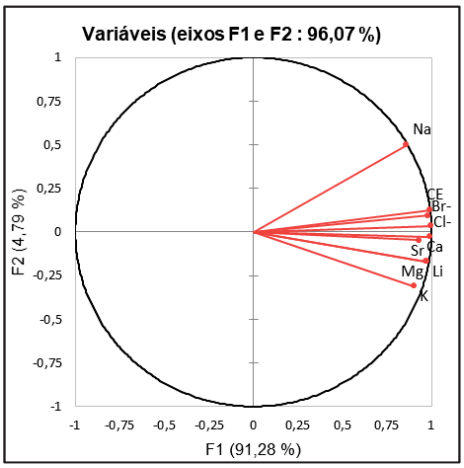


Figura 118: ACP – Projeção das variáveis CE, Cl, Br, Ca, Mg, Na, K, Sr e Li da campanha de junho de 2019 (n= 20)

A projeção dos indivíduos no plano fatorial F1 x F2 mostra que as amostras estão agrupadas de acordo com o grau de salinidade e de poluição (Figura 119 e Figura 120). As águas muito salgadas (como as da bacia de Ibicuitinga) se localizam no polo positivo do eixo F1 enquanto aquela com baixas mineralizações se localizam no lado oposto. Da mesma forma, as águas marcadas pela poluição antrópica se localizam no polo positivo do eixo F2.

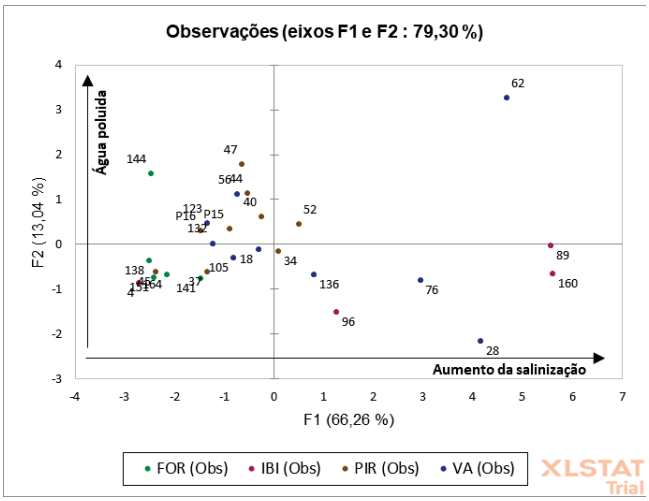


Figura 119: ACP - Gráficos de observação para a campanha de dezembro de 2017 (n= 27)

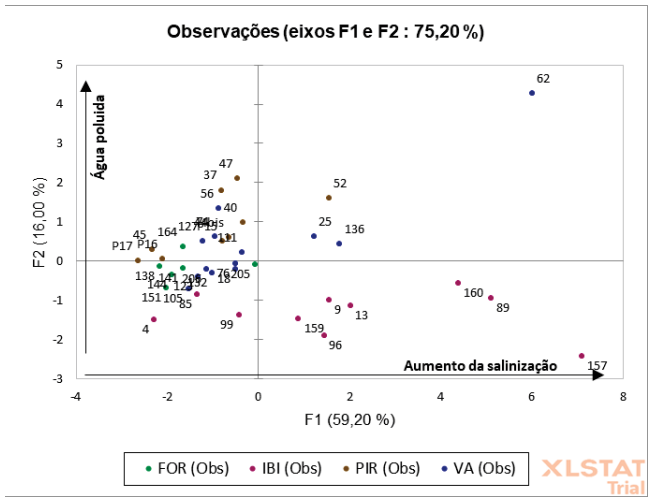


Figura 120: ACP - Gráficos de observação para a campanha de junho de 2018 (n= 38)

A caracterização da assinatura hidroquímica das águas do embasamento cristalino evidenciou a **presença generalizada de águas cloretadas** em área de embasamento cristalino (93% dos poços estudados). A análise das variações químicas seguintes à estação chuvosa sugere que processos de dissolução de sais e de trocas catiônicas impactam a composição química da água.

2 Analise e critica dos diferentes processos na origem da salinização das águas subterrâneas

As concentrações em íons dissolvidos da água subterrânea são geralmente governadas pela litologia, pela velocidade e quantidade do fluxo de água, pela natureza das reações geoquímicas, a solubilidade dos sais e as atividades humanas [Jalali, 2007]. A discussão a seguir demonstra quais processos são susceptíveis de afetar as águas de nossa área de estudo.

2.1 A hidrólise mineral

A abundância dos cloretos e a predominância de águas subterrânea de fácies cloretada em ambiente cristalino é um fenômeno observado em escala regional no nordeste Semiárido Brasileiro [Costa, 1986; Asomaning, 1992; Júnior et al., 1999; Santiago, 2000; De Britto Costa et al., 2006; Burte, 2008; Araújo, 2017]. Ademais, as águas do embasamento cristalino no NEB são mais carregadas em STD e contêm mais cloreto do que as águas subterrâneas das áreas sedimentares da mesma região, e isso mesmo se a superfície específica de contato entre a água e a rocha é menor nas rochas cristalinas [Cruz e Melo, 1968, in Matsui, 1978].

No entanto, altas concentrações em cloreto não são características dos meios cristalinos. Rochas ígneas ou metamórficas exibem normalmente águas pouco mineralizadas (100 – 300 mg/L), com uma predominância dos íons bicarbonato e cálcio, ou mesmo dos cátions magnésio ou sódio, que seja em clima temperado [Gustafson et Krásný, 1994; Blum et al., 2001] ou em condições climáticas semiáridas semelhantes a aquela do presente estudo [Ousmane et al., 1984; Asomaning, 1992; Babaye et al., 2019]. De fato, quando analisar a composição de águas contidas em rochas cristalinas de diferentes zonas climáticas do mundo (semiáridas ou temperadas), observem-se, geralmente, teores de cloreto na faixa de uma dezena de miligramas por litro (Tabela 63).

Tabela 63: Concentrações médias (em mg/L) medidas em ambiente cristalino sob diferentes climas.

Rochas ígneas ou metamórficas do embasamento : Valores médios de referência	**TDS**	**Ca^{2+}**	**Mg^{2+}**	**Na^{+}**	**K^{+}**	**Cl^{-}**	**HCO_3^{-}**	**SO_4^{2-}**	**NO_3^{-}**
Embasamento Précambriano / Clima semiárido (Níger – P = 410 mm)	386	**52**	18	**50**	3	17	**229**	20	96
Embasamento Précambriano / Clima Tropical semi-úmido (Gana - 900-1300 mm)	336	**40**	21	23	4	10	**103**	47	-
Embasamento Précambriano / Clima Tropical úmido (São Paulo – 1300 mm)	170	15	3	**41**	3	7	**182**	0,4	-
Granito / Clima temperado (França – 500-1800 mm)	-	**9**	3	5	1	5	**20**	5	-

Além disso, SCHOFF (1967, in Matsui 1978), analisando o resultado de 212 análises químicas de amostras de água e de rocha da Paraíba (Brasil), afirmou que não há como explicar a predominância de Cl^- através da hidrólise mineral para a maioria das águas cuja concentração de resíduo seco é superior a 2000 mg/L. Portanto, a hipótese segundo qual a hidrólise mineral seria um fator determinante na salinização das águas parece muito pouco provável para explicar a presença de altas concentrações e a predominância de cloretos nas águas oriundas das rochas ígneas ou metamórficas, ainda mais em um contexto onde observamos curtos tempos de residência.

Nota-se, no entanto, que maiores concentrações em STD podem ser encontrados em climas tropicais: as águas são ainda de tipo bicarbonatadas, mas concentrações em STD de até 1000 mg/L tendem a prevalecer [Gustafson et Krásný, 1994].

Nas águas subterrâneas, a concentração em carbonatos é causada pelo CO_2 presente na zona do solo, e é formado a partir do intemperismo dos materiais originais. Assim, o HCO_3^- presente nas águas é geralmente derivado da dissolução de minerais silicatos e carbonatados.

A predominância de íons sódio nas águas do embasamento cristalino (observada em nosso caso ou em outras zonas do mundo; Tabela 63) é geralmente explicada pela presença de feldspatos alcalinos (como plagioclases polo albita, ou anortoclases por exemplo), por fenômenos de trocas catiônicas reversas (substituição de Ca^{2+} ou Mg^{2+} por Na^+) ou por fenômenos de precipitação da calcita e de dolomita (precipitação de Ca^{2+} ou Mg^{2+}). A presença de cálcio, de magnésio e de potássio, por enquanto, é geralmente atribuída a hidrólise dos plagioclásios (fonte de Na e Ca), dos K-feldspatos e/ou dos minerais ferromagnesianos como a biotite (fonte de K e Mg), os anfibólios, piroxênios ou olivina (fontes de Mg e Ca), entre outros (Tabela 64).

Tabela 64: Composição dos principais minerais primários

Mineral	Composição	Grupo
Feldspatos plagioclásicos (Albita)	$NaAlSi_3O_8$	Silicatos
Feldspatos alcalinos (Anortoclase)	$(Na,K)AlSi_3O_8$	
Feldspatos plagioclásicos (Anortita)	$CaAl_2Si_2O_8$	
Feldspatos potássicos	$KAlSi_3O_8$	
Biotite	$K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	
Muscovita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	
Olivina	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	
Piroxênios	$Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$	
Anfibólios	$Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ (com Na e Al também)	
Calcita	$CaCO_3$	Carbonatos
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$	
Gipso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Sulfatos
Anidrita	$CaSO_4$	
Pirita	FeS_2	Sulfuretos
Halita	NaCl	Haloides

Além das altas concentrações em cloreto, observou-se neste estudo altas concentrações em cátions em relação a o que é tradicionalmente observado nos aquíferos cristalinos em outras zonas climáticas do mundo (semiáridas ou temperadas; Tabela 63). Ademais, os cátions (Ca, Mg, Na, K) são mais correlacionados com os cloretos do que com os bicarbonatos.

Neste estudo, foi constatado uma ausência de correlação entre o HCO_3^- e os diferentes cátions ($r^2 < 0,04$, Tabela 59), entre HCO_3^- e a condutividade elétrica (mesmo para as baixas condutividades), além da ausência de correlação entre a sílica (Si) e a CE ($r^2 \approx 0,01$). Isto implica uma fraca participação da hidrólise mineral como vetor de salinidade (mesmo se os bicarbonatos podem ser envolvidos em processos de precipitação ou re-dissolução).

A análise das correlações entre íons para identificar as potenciais fontes de mineralização e/ou de salinização das águas subterrâneas foi realizada agrupando as amostras em 10 grupos de acordo com as tendências de fácies (Tabela 65). Lembra-se que se trata de aquíferos cristalinos, que são caracterizados por uma forte heterogeneidade espacial além de possuir uma rede de fraturas que podem apresentar águas de origem distintas (com uma qualidade diferente, uma salinidade diferente, tempos de residência diferentes, etc.). A amostra de água coletada em um poço corresponde então, na maioria dos casos, a uma mistura de água. Portanto, a análise de correlação entre íons deve sempre ser considerada com um certo cuidado, porque pode corresponder a uma mistura de água e, então, a uma potencial mistura de processos. Além disso, não foram encontrados dados confiáveis da composição química da água chuva local, que pode apresentar uma química bem diferente daquela do mar -- *padrão tradicionalmente usado para estimar os aportes em íons oriundos da chuva* -- por conta da reciclagem continentais de sais.

Tabela 65: Grupos da água identificados de acordo com as tendências de fácies

Codigo do grupo	Fácies anion	Fácies cation
1	HCO_3 → quando [HCO_3]> 50% dos anions	Mista (geralmente Na > Mg > Ca em proporções ≈ equivalentes)
2		Na (quando [Na]> 50% dos cations)
3	$HCO_3 - SO_4$	Mista (Na > Ca > Mg em proporções ≈ equivalentes)
4	Mista (HCO_3 > Cl) → quando [HCO_3] e [Cl] >40% dos anions	Mista (geralmente Na ≥ Mg > Ca)
5	Mista (Cl > HCO_3) → quando [Cl] e [HCO_3] >40% dos anions	Mista (geralmente Na > Mg > Ca)
6	Mista (Cl ≥ HCO_3 > NO_3) → quando [Cl] >40% dos ânions e presença de nitratos	Mista (geralmente Mg > Ca > Na em proporções ≈ equivalentes)
7	Cl (quando [Cl]> 50% dos anions)	Mista (geralmente Na > Mg > Ca em proporções ≈ equivalentes)
8		Na (quando [Na]> 50% dos cations)
9	Cl ++ (quando [Cl]> 60% dos anions)	Mista (geralmente Na ≥ Mg > Ca)
10		Na (quando [Na]> 50% dos cations)

A evolução da relação em meq/L entre a alcalinidade[15] e o cálcio, ou entre a alcalinidade e os sulfatos versus o cálcio e o magnésio foram ilustradas nas Figura 121 A e B para avaliar a parte da carga iônica que poderia ser oriunda da hidrólise dos minerais silicatados ou carbonatados (e, eventualmente, de minerais de tipo pirita ou gipso para a origem dos sulfatos, mesmo se este íon não domina nas águas). De maneira geral, aparece na Figura 121B que as águas com uma fácies bicarbonatada dominante tendem a mostrar um déficit em cálcio e magnésio enquanto a maioria das águas de fácies cloretada cai acima da linha de equilíbrio 1:1 (linha apontilhada preta).

O fato que a 80% das amostras apresentam um excesso de cálcio e de magnésio (Figura 121B) nos indica, então, que a hidrólise dos silicatos não é suficiente para explicar as altas concentrações em cálcio e magnésio observadas para as águas cuja CE >1100 µS/cm. De fato, as amostras cujo teor em cloreto representa mais de 60% do total aniônico (em meq/L) e cuja CE varia de 1129 até 14260 µS/cm (Grupos 7, 8 e 9), são as águas que apresentaram este maior excesso de cátion.

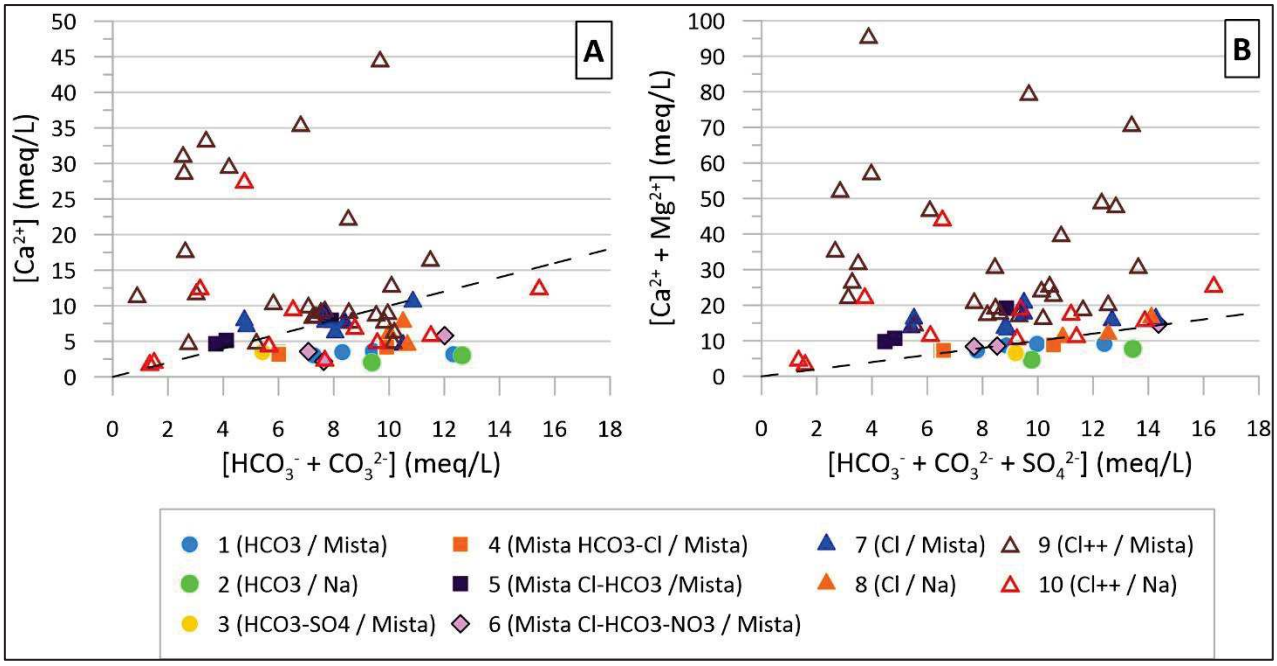


Figura 121: A) [HCO_3 + CO_3] versus [Ca] em meq/L. B) [HCO_3 + CO_3 + SO4] versus [Ca + Mg] em meq/L. (n=65)

O excesso de cátions (Ca+Mg+Na+K) em relação os bicarbonatos observada para todas as amostras do embasamento sugere a existência de uma outra fonte de cátions além daquela relacionada à interação água/silicatos [Rabemanana et al., 2005]. Nota-se que este excesso de cátions em relação à alcalinidade foi também observado para as águas contidas nos aluviões da bacia de Forquilha [Burte et al., 2009].

[15] Representada aqui quase exclusivamente pelos bicarbonatos considerando o pH das aguas.

De maneira geral, na ausência comprovada de carbonatos primários ou secundários, podemos razoavelmente supor em nosso contexto que os bicarbonatos refletem a hidrólise dos minerais silicatos (mesmo que seja necessário levar em consideração o efeito da evaporação que concentra todos os elementos da água incluindo os bicarbonatos).

De fato para águas dos grupos 1, 2, 3 e 4 cujo ânion dominante é o HCO_3^- (CE ≈ 1000 – 2200 µS/cm, ou seja, STD ≈ 700 - 1500 mg/L), observamos na Figura 122A abaixo que a relação entre os bicarbonatos-sulfatos e os cátions fica próxima da equilinha 1:1, ou abaixo dela (traduzindo um déficit em cálcio e magnésio). Constatamos também que as águas que apresentam o déficit em cálcio e magnésio (FOR 144, FOR 164, PIR P17 e PIR 45) são também as águas que apresentaram um excesso de sódio em relação aos cloretos (Figura 122B), o que nos indica uma fonte de sódio adicional a aquela oriunda dos aportes atmosféricos (linha apontilhada em azul) ou da dissolução de halita (linha apontilhada preta na Figura 122B). A fonte adicional de sódio parece ser essencialmente ligada a fenômenos de trocas reversas catiônicas entre o cálcio e magnésio com o sódio (Figura 125), mas poderia também ser oriunda da hidrólise de feldspatos plagioclasios como a albita.

Por informação, o poço FOR 144 é localizado abaixo da equilinha 1:1 na Figura 122A por conta de uma elevada concentração de sulfato (que corresponde a um sinal de dissolução do gipso para este ponto em particular).

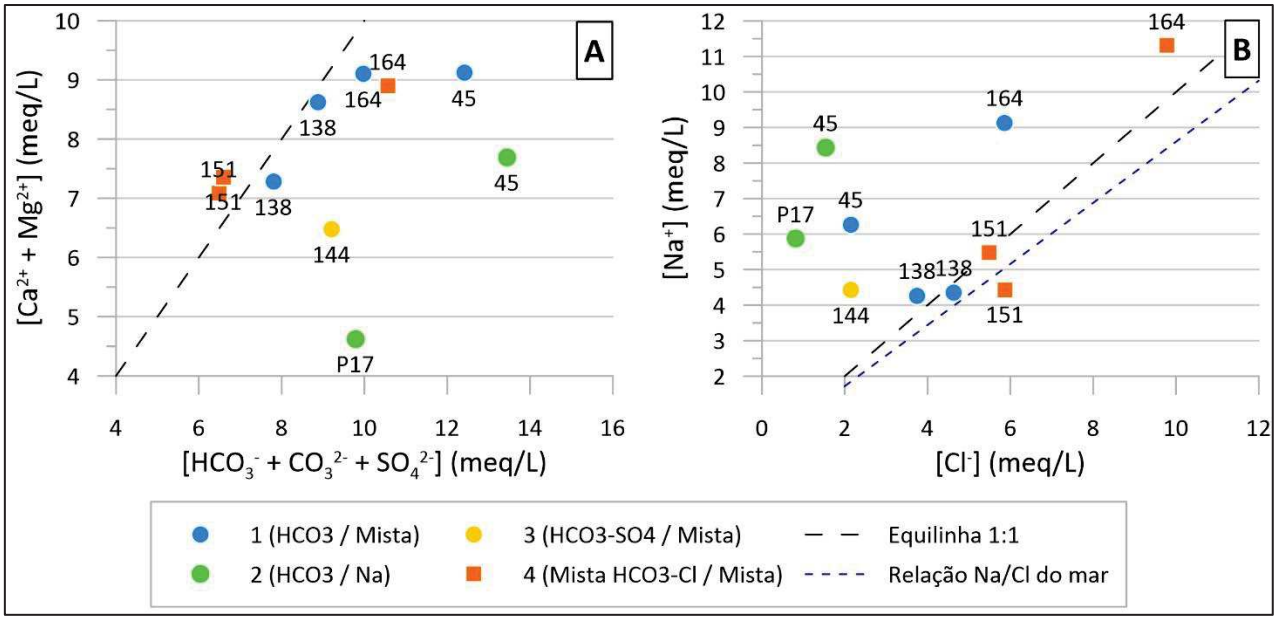


Figura 122: Foco nas águas com baixas condutividades: A) Relação [HCO_3 + CO_3 + SO4] vs [Ca + Mg] e B) Relação [Na] vs [Cl]

Assim, estas observações nos demostram que o principal processo de mineralização para as águas mais "doces" de fácies bicarbonatadas (grupos 1 e 2), e aquelas que mostram maior concentrações de HCO_3^- em relação aos cloretos (grupos 3 e 4) é oriundo da hidrólise das rochas silicatadas.

O poço PIR P17 correspondante ao menor valor de CE (CE ≈ 1000 µS/cm) é o único poço perfeitamente equilibrado que não apresenta problemas de contaminações por nitrates: os teores em cloreto e uma parte do sódio são derivados dos aportes atmosféricos enquanto os outros íons (incluindo a outra parte de sodio) são essencialmente derivados da alterações dos silicatos e das trocas de base. Mesmo se este poço é isotopicamente marcado pela evaporação (d-exc < -6 ‰), indicando provavelmente uma certa concentração dos elementos por evaporação, podemos supor que os valores de referencia para as águas subterrâneas do cristalino cearense (que não são submetidas a problemas de salinização ou poluição) são caracterizadas por uma fácies HCO_3-Na, por um STD em torno de 700 mg/L e concentrações em cloreto < 30 mg/L (Tabela 66).

Tabela 66: Valores de referência para as águas do cristalino cearense não submetidas a problemas de poluição ou de salinização

CE (µS/cm)	**Ca^{2+}** (mg/L)	**Mg^{2+}** (mg/L)	**Na^{+}** (mg/L)	**K^{+}** (mg/L)	**Cl^{-}** (mg/L)	**HCO_3^{-}** (mg/L)	**SO_4^{2-}** (mg/L)	**NO_3^{-}** (mg/L)
1059	41	32	135	5	29	573	19	0

Mesmo se as águas dos grupos 1 a 4 são essencialmente controladas pela hidrólise mineral, constata-se no entanto um leve excesso de cátions (e geralmente de sodio) em relação a alcalinidade. Este excesso é ligado em parte aos erros analiticos. Por outro lado, poderia sublinhar a existência de processos de salinização adicionais (dissolução de sais de tipo halita ou de atividades antrópicas, por exemplo).

Assim, os cloretos não são encontrados em proporções importantes nas rochas cristalinas. No entanto, as águas salgadas dos grupos 5 a 10 são caracterizadas por um excesso cloretos e em cátions que não pode ser explicado pela hidrólise das rochas cristalofilianas (Figura 121). Os cloretos podem ser derivados da chuva, de águas de irrigação, de inclusões fluidas e/ou da dissolução de minerais evaporíticos de tipo halita (ou de outros sais mais evoluidos de cloretos como o $MgCl_2$).

Para avaliar a fonte do excesso em cátions observado nas águas cujo ânion dominante é o Cl^{-} (Figura 123 A e B abaixo), é interessante observar a relação entre os cloretos (Cl) com o sódio (Na), onde a relação Na/Cl (linha pontilhada em azul) simboliza os aportes oriundos do mar (transportados pelas chuvas), enquanto a dissolução de sais de tipo halita (que podem ser encontrados nas margens ou nos sedimentos dos açudes secos [Laraque, 1991; Araújo, 2017]) é simbolizada pela relação de estequiometria 1:1 (Figura 123 C e D).

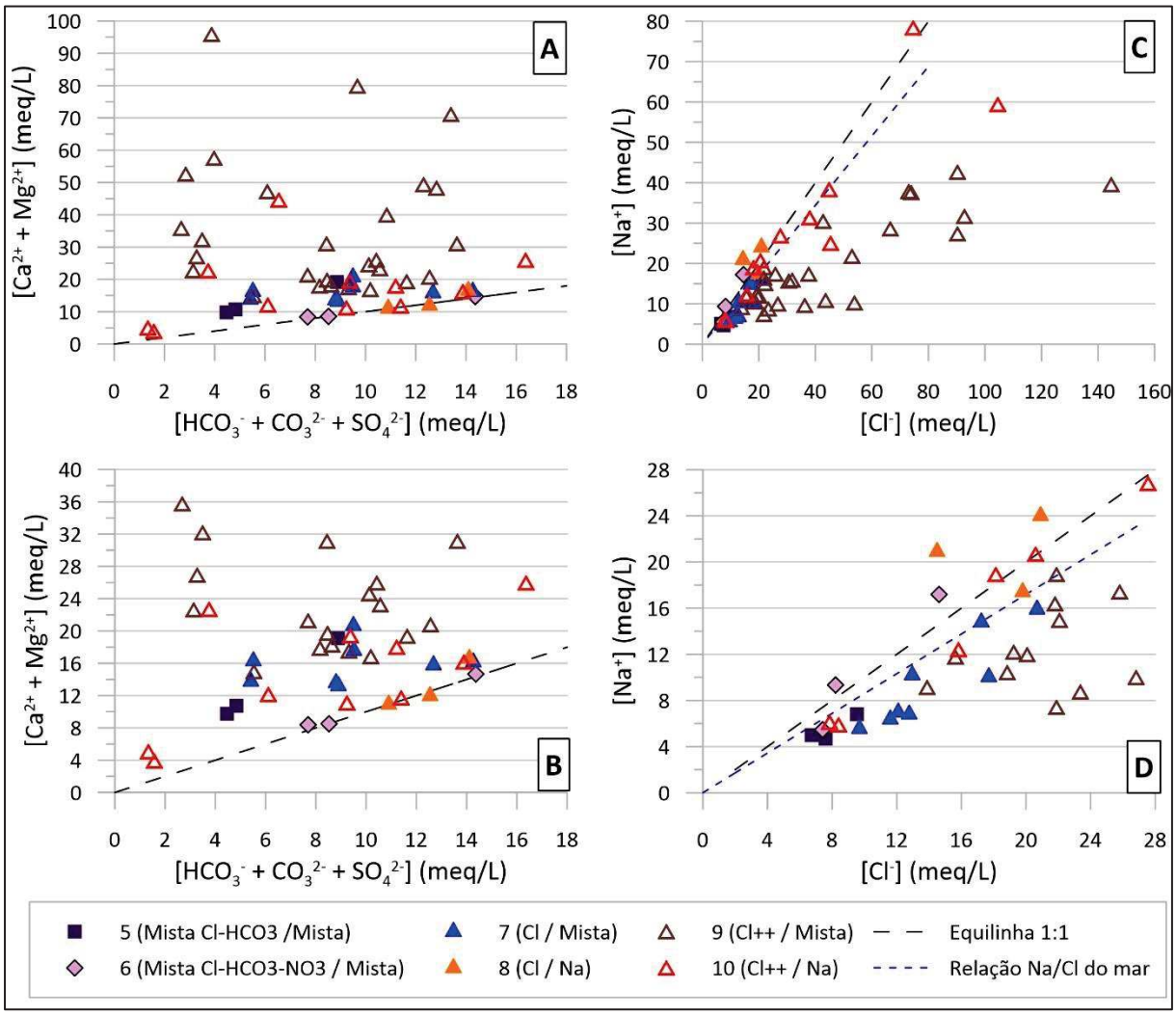


Figura 123: Foco nas águas de fortes condutividades: Relação [HCO_3 + CO_3 + SO4] vs [Ca + Mg] (A) com um zoom nas águas de CE menor (B) ; Relação [Na] vs [Cl] (C) com um zoom nas águas de CE menor (D)

Observa-se nas Figura 123 B e D que as amostras dos grupos 6 e 8 (≈1700 < CE < 3500 µS/cm) se localizam sobre ou em torno da equilinha 1:1, o que nos indica que boa parte da mineralização das águas destes grupos tem por origem hidrólise dos silicatos com, no entanto, uma salinização adicional ligada a dissolução de halita, e de forma menor, a uma poluição ligada a presença de nitratos (de origem antrópica ou natural, e.g. capítulo VI.2.3, p.236). Assim, processos de dissolução de sais de halita afetaram estas águas, tornando as do polo bicarbonato para o polo cloretado.

Para as águas dos grupos 5, 7, 9 e 10 (≈1100 < CE < 14 300 µS/cm), observa-se que todas as amostras caiem acima da equilinha 1:1, o que significa que tem uma fonte adicional de Ca^{2+} e Mg^{2+} que não é ligada a hidrólise dos silicatos ou carbonatos (Figura 123 A e B), e que é capaz de trazer entre 2 até 90 meq/L de Ca^{2+}+Mg^{2+} adicionais. Quando olhar a evolução dos teores em cloreto em relação ao sódio para estes mesmos pontos (Figura 123 C e D), observamos que as amostras que apresentam uma fácies sódica ([Na^+] > 50% do total cationico), ou seja, as amostras do grupo 10, tendem em apresentar teores de sódio e cloreto que derivam da

dissolução de halita, e isso da mesma forma que foi observado para as águas do grupo 8 (de fácies sódica também). Assim para estas águas, a salinização adicional é essencialmente ligada a dissolução de sais de carbonatos e de halita na ZNS que precipitaram durante a estação seca (o leve excesso em Ca^{2+} e Mg^{2+} correspondendo ao erro analítico). Para as demais amostras (grupos 5, 7 e 9) de fácies cationico mista (geralmente $Na^{+} > Mg^{2+} > Ca^{2+}$), as amostras caiem abaixo da equilinha 1:1 e da linha do sinal da água do mar, o que sublinha um déficit de sódio e/ou um excesso de cloreto nas águas subterrâneas. Este excesso de cloreto em relação ao sódio và de alguns meq/L até 100 meq/L, e é particularmente significativo para soluções acima de 20 meq_{Cl^-}/L (corresponde a soluções cuja CE > 3200 µS/cm). Vale-se ressaltar que o excesso em cloreto em relação ao sódio foi também observado nos extratos aquosos de solo (Figura 131).

Assim, as águas mistas cujo ânion dominante é o Cl^- são caracterizadas por uma fonte adicional de Ca^{2+}, de Mg^{2+} e um déficit de Na^{+}. *A priori*, a fonte adicional de cálcio não é ligada a dissolução de sais de sulfatos (de tipo gipso), considerando a ausência de relação entre estes dois elementos e o excesso de Ca^{2+} em relação a SO_4^{2-} (Figura 124). Contudo, o sinal do gispo poderia ser perturbado pelos outros processos envolvidos (as trocas catiônicas, por exemplo).

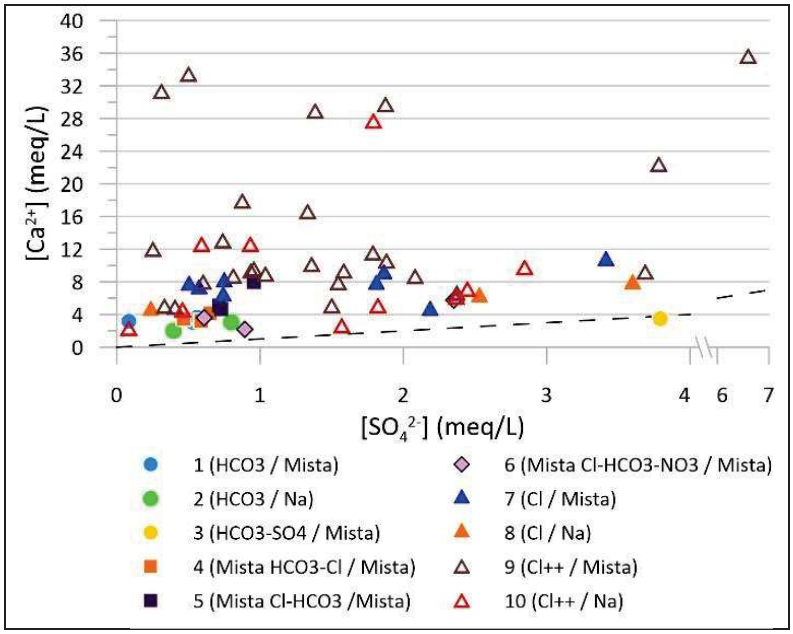


Figura 124: Relação [Ca] vs [SO_4] em meq/L

Se o cloreto surgir unicamente dos sais aerotransportados ou da dissolução de sais de tipo halita (como parece ser o caso para as águas de fácies sódica), o déficit de sódio observado para as águas cloretadas mistas (grupo 5, 7 e 9) deveria ser compensado pela presença de cálcio e magnésio. Em nosso caso, este déficit de sódio pode efetivamente ser explicado por fenômenos de trocas reversas catiônicas, ou seja, por substituição do sódio pelo cálcio e/ou magnésio pelas argilas do solo e da ZNS nas áreas de infiltração (e.g. capítulo VI.2.2, p.234). Outra possibilidade é que o déficit de sódio (ou seja, o excesso de cloreto) é ligado a dissolução de sais de $MgCl_2$ (ou de $CaCl_2$ = fertilizantes ?), o que é possivél considerando a boa correlação destes cátions com os cloretos ($r^2 > 0,7$).

Na luz destas análises e observações, aparece que a hidrólise dos minerais das rochas cristalofilianas não é um argumento viável para explicar a alta salinização das águas e a presença predominante de cloreto, já que o cloreto não é um elemento que ocorre naturalmente em rochas cristalinas[16], e que as águas apresentam tempos de residência de algumas décadas. Foi evidenciado neste estudo que a parte da hidrólise mineral poderia explicar a presença de concentrações teóricas em sais na ordem de 700 mg/L de STD (CE ≈ 1000 µS/cm), e fácies de tipo bicarbonatado-sodico (influência da albita ?). Considerando a existancia de águas cloretadas (que sublinham processos de dissolução de sais de halita, e pois, de processos de salinização) com valores de CE em torno de ≈ 1000 µS/cm, o valor de 700 mg/L de sais trazidos pela hidrólise mineral corresponde provavelmente a uma hipótese alta de mineralização.

Assim, a mineralização observada para as águas de CE > 1000 µS/cm não provém só da hidrólise mineral. As análises químicas demostraram que a salinidade e a fácies destas águas é controlada pela dissolução de sais de cloretos (de tipo halita), que vão tornar as águas do polo bicarbonato para o polo cloretado, além de processos de dissolução de sais de $MgCl_2$ (em certos casos) e/ou de trocas câtionicas, que vão tornar as águas do polo sodico para o polo misto (e também, eventualmente, com uma leve salinização adicional ligada a poluição antrópica). Nota-se que a fácies cloretada-sódica das águas poderia ser atribuída à lixiviação preferencial de sais altamente solúveis (como NaCl), que são completamente dissolvidos durante lixiviação, em comparação ao sais menos solúveis (como o gipso e a calcita) que são parcialmente dissolvidos [Drever and Smith, 1978 in Nkotagu, 1996a].

O cloreto, ao contrario do bicarbonato, do cálcio, do magnésio e do sódio, é o único elemento teoricamente conservativo, considerando que nõ está implicado em processos hidrogeobioquímicos. Mesmo se neste caso, os cloretos são implicados em reações de precipitação/dissolução de sais (o que interfere com o carácter conservativo deste elemento), podemos considerar que a determinação da origem dos cloretos permite entender a origem da salinidade das águas.

Segundo Mazor (1997), as fontes de cloretos nas águas subterrâneas são oriunda da dissolução de rochas salinas de tipo halita, da presença de águas marinhas (ou de intrusões marinhas no caso de aquíferos costeiros), de inclusões fluidas, ou dos sais aerotransportados derivados dor mar, além dos cloretos potencialmente oriundos da poluição antrópica.

Se considerar as potenciais fontes de salinização descritas no capítulo III.1 (p.84) e na Figura 40 (p.85) e as observações que já foram feitas, a saber:

- A fraca ocorrência de cloretos nos minerais das rochas cristalinas;

[16] Existem inclusões fluidas contendo altos teores de cloreto em rochas cristalinas, mas essas inclusões tendem em dissolver-se no caso de águas profundas e em meio estático. Portando, o nosso contexto geológico não se aplica a esta teoria, e nenhum relatos de inclusões fluidas foram achados na literatura local.

- A boa correlação observada entre a CE, os cloretos e os cátions, além da ausência de correlação entre a CE e os bicarbonatos ou a sílica, que implica que a salinidade está ligada aos cloretos e, pois, à presença de sais externos ao aquífero cristalino;

- A variabilidade espacial da qualidade das águas (que seja em termos de CE, Cl, $^{18}0$, ou d-exc) que demostra da forte heterogeneidade do aquífero cristalino (compartimentação lateral);

- A sazonalidade e a dinâmica interanual dos teores em sais (indicando na maioria dos casos fenômenos de lixiviação de sais durante a estação chuvosa), sem que haja relação com o grau de evaporação ou com o tempo de residência aparentes das águas;

- A presença de águas jovens, de origem meteórica, e cujos valores isotópicos estáveis e radioativos descartam a hipótese de águas marinhas presas durante as transgressões marinhas passadas;

- A presença de águas sistematicamente evaporadas, testemunho da recarga dos aquíferos pela rede de águas superficiais submetidas à evaporação ou pela infiltração lenta de águas através da ZNS onde ocorrem fenômenos de evapotranspiração.

As hipóteses prováveis para explicar a origem da salinidade e a composição química das águas subterrâneas cloretadas deste estudo são que a salinidade é devida à acumulação, dissolução e lixiviação de sais aerotransportados (sais de cloretos, de cálcio, magnésio ou de sódio), além de processos de trocas catiônicas que ocorrem com as argilas dos horizontes superficiais e subsuperficiais do solo, da ZNS e/ou dos sedimentos dos açudes. Sublinha-se que os processos de trocas câtionicas implicam a presença de solos ricos em argila, o que é coérente com a presença de solos caracterizados por uma baixa permeabilidade e fortes riscos de salinização.

Estes diferentes processos de salinização, como a hipótese de uma contribuição antrópica, estão discutidos nos parágrafos seguintes. No entanto, veremos no restante da discussão (Capítulo VII) que, na realidade, esses processos de salinização levam apenas em concentrações de cloreto de algumas centenas de mg/L, no máximo, enquanto foi observado nas águas subterraneas teores em cloreto acima do g/L. Assim, isso significa que outros processos devem impactar a salinidade das águas subterrâneas. A ausência de exutórios conhecidos para o aquífero cristalino (não há fluxo regional, todos os rios são temporários e os níveis piezométricos são em média a 10m de profundidade) sugere que o endorréismo subterrâneo pode ser um argumento viável na salinização das águas do sertão cearense, através da concentração dos sais no aquífero via a evapotranspiração do lençol pelas raízes das plantas.

2.2 As trocas catiônicas

Para testar a hipótese de que a troca catiônica afeta significativamente a composição da água subterrânea, foi examinada na Figura 125 a relação em meq/l entre (Na + K - Cl) e (Ca + Mg - SO_4 - HCO_3). (Na + K - Cl) representa a quantidade de Na ganha ou perdida em relação àquela fornecida pela dissolução de halita, enquanto Ca e Mg representa a quantidade ganha ou perdida em relação àquela fornecida pela dissolução de gipso, calcita e dolomita [Fisher et al., 1997]. Se a troca catiônica é um processo significativo de controle da composição das águas, a relação entre esses dois parâmetros deve ser linear com uma inclinação de -1,0 [Fisher et al., 1997]. Na ausência de processos de trocas iônicas, os dados devem estar próximos da origem [Garcia, 2001]. Em presença de processos de trocas catiônicas, índices de (Na + K - Cl) negativos indicam trocas catiônicas reversas (adsorção de sódio e liberação de cálcio) enquanto índices positivos indicam processos de trocas catiônicas normais (liberação de sódio).

O conjunto de dado apresenta uma inclinação de -0,92 (r^2 = 0,93), o que nos indica que os íons Na, Ca e Mg estão efetivamente envolvidos em processos de trocas catiônicas.

Observamos índices de (Na + K - Cl) geralmente positivos para as águas dos grupos 1, 2, 3 e 4 cujo ânion dominante é o HCO_3^- . Assim, fenômenos de trocas catiônicas normais poderiam explicar o leve excesso de sódio em relação ao cloreto, além do leve déficit de cálcio e magnésio em relação aos bicarbonatos que foi observado para estas águas.

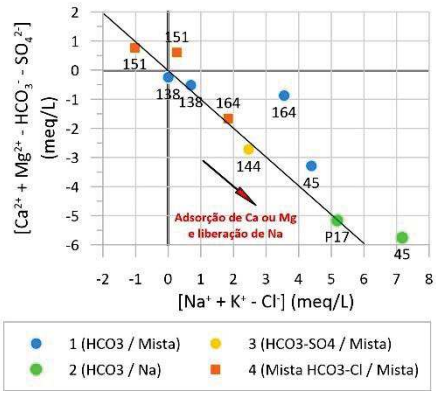


Figura 125: Relação entre (Ca+Mg-HCO3-SO4) e (Na+K-Cl) para as águas do grupo 1 a 4

Para as águas cujo ânion dominante é o Cl^- (grupo 5 a 10), foi observado que existe uma fonte adicional de Ca^{2+}, de Mg^{2+} (em relação a hidrólise). Ademais, as águas dos grupos 5, 7, 9 e 10 apresentam também um déficit de sódio em relação ao cloreto, o que poderia indica uma fonte adicional de Cl^- (em relação aos aportes atmosféricos ou da dissolução de halita). Contudo na Figura 126, observamos que os pontos dos grupos 9 e 10 tendem em ficar próximos da inclinação de -1,0 e apresentam índices de (Na + K - Cl) negativos. Isto significa que processos de trocas reversas câtionicas podem ocorrer, e que o excesso de Ca^{2+} e de Mg^{2+} pose ser relacionado ao déficit de sódio (liberação de cálcio e magnésio contra adsorção de sódio).

Para as demais amostras (grupos 5, 6, 7 e 8), a localização dos pontos perto da origem indica que os processos de dissolução e de hidrólise são mais significativos do que as trocas câtionicas no controle da composição química das águas (Figura 126).

Nota-se que as leves variações observadas em relação a reta de inclinação -1,0 poderiam sugerir uma associação de fenômenos.

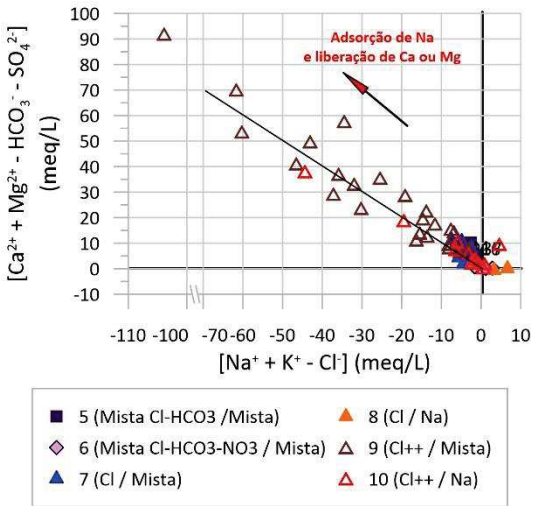


Figura 126: Relação entre (Ca+Mg-HCO3-SO4) e (Na+K-Cl) para as águas do grupo 5 a 10

De fato, se consideramos as quantidades de Ca^{2+} e de Mg^{2+} que não são ligadas aos bicarbonatos, observamos para as águas (dos grupos 9 e 10) um déficit de cálcio e de magnésio em relação aos cloretos, enquanto o sódio esta também em déficit. Neste caso, o déficit em cálcio e magnésio poderia ser explicado pela precipitação de calcita ou de dolomita, considerando os índices de saturação superiores a 0,5 e as altas taxas de evapotranspiração demostrada pelos valores isotópicos sistematicamente marcados pela evaporação (com d-exc < 10 ‰).

Assim, fenômenos de trocas de câtionicas normais ou reversas podem pontualmente acontecer durante a infiltração das águas no embasamento cristalino, com as argilas oriundas da alteração destas rochas. No entanto, os sinais químicos estão bastante perturbados, provavelmente em razão da multiplicidade dos processos que devem atuar de forma heterogênea em função do local da recarga e da repartição das chuvas, tal que a precipitação e dissolução de calcita, de dolomita ou dos sais de cloretos (NaCl, $MgCl_2$, e até $CaCl_2$?), além das trocas câtionicas. Nota-se que as trocas câtionicas tendem em modificar a fácies das águas, tornando as do polo sodico para o polo misto, mas não modificam a salinidade das águas em si.

Seria interessante avaliar a presença de argila de tipo esmectita (como a montmorilonita) para verificar a influência das argilas do solo no controle da química da água, além de verificar se as argilas são capazes de trocar importantes quantidades de cations, tais que observadas em nosso estudo. Por enquanto, análises de raios X feitas por Laraque (1991) mostraram que argilas de tipo esmectita existem nos solos e sedimentos dos açudes do NEB.

2.3 As poluições antrópicas

Foi encontrado nas águas de estudo altas concentrações em nitrato, com teores em nitrato acima do limite de 50 mg/L recomendado pela OMS para o consumo humano. E interessante ressaltar que altas concentrações de nitrato nas águas subterrâneas (até 700 mg/L) são também encontradas em outras zonas áridas e semiáridas do mundo [Tredoux et al., 2009; Babaye et al., 2016], e que a poluição em nitrato pode também ter uma origem natural (*e.g.* capítulo III.1.11 p.93).

Para as águas deste estudo, as concentrações de nitrato observadas (valor médio de 107,5 mg/L e 50% dos dados que apresentam concentrações entre 71,4 e 689,6 mg/L), não mostram correlações significativas com outros elementos. Além disso, se admitirmos que os nitratos sejam de origem superficial, o aquífero teria, portanto, seu teor máximo de nitrato no final da estação chuvosa, o que nem sempre é o caso, visto que o teor em nitrato baixou após a estação chuvosa para 18 dos 25 casos (ou seja, 72% dos casos), e mesmo para poços cuja CE aumentou.

Destaca-se que o poço com maior concentração de nitrato medida corresponde a um poço cuja concentração em nitrato passou de 425 mg/L em dezembro 2017 até 690 mg/L em junho 2018 (após o período das chuvas), juntamente com o aparecimento de nitrito. Além disso, foi também o poço que mostrou a maior concentração em sulfato (314 mg/L). Este poço VA 62 (cuja CE é da ordem de 9000 µS/cm) é localizado numa fazenda, em uma área marcada por fraturamento (zona de cisalhamento dextral e transcorrente dextral), e a proximidade de um açude. Portanto, é altamente provável que essa contaminação em nitrato seja devida a presença de excrementos de animais e a infiltração rápida de águas poluídas.

Além disso, deve-se notar que todos os poços com uma concentração de nitrato superior a 1 meq/L (≈60 mg/L) estão todos localizados perto de áreas agrícolas (pecuária, agricultura ou irrigação) ou de áreas residenciais (embora a densidade permaneça limitada). Significa que parte dos nitratos/nitritos presentes na água pode resultar do uso de fertilizantes orgânicos (KNO_3) e de esterco, de contaminação fecal de animais, de sistemas sépticos deficientes ou até mesmo da decomposição de matéria vegetal e animal. Assim, a contribuição antrópica não pode ser eliminada como fonte potencial de nitrato (além das fontes naturais existentes), especialmente em um contexto onde as transferências de água são rápidas. Apesar de tudo, a ausência de correlação entre os nitratos e os cloretos nos permite afirmar que a salinidade das águas do sertão não é ligada a problemas de poluições antrópicas, mas não exclui o fato que a poluição antrópica pode contribuir como fonte adicional de sais.

A presença de nitrito ($0,03 < [NO_2^-] < 0,67$ mg/L) em 40 % das amostras (19 poços) sugere condições redutoras (redução dos nitratos).

2.4 A dissolução de sais evaporíticos

2.4.1 Ocorrência de sais

A presença de salmouras ou evaporitos não corresponde aos tipos litológicos da região estudada [Araújo, 2017]. Ademais, no estado atual de conhecimento, nenhum relato de evaporitos foi achado nos relatos litoestratigráficos dos poços escavados na região estudada.

No entanto, é comum observar no sertão semiárido a ocorrência de baixios topográficos de extensão métrica a decamétrica, onde a água se acumula em lâminas rasas durante o período chuvoso em razão da baixa permeabilidade do substrato [Araújo, 2017]. A evaporação completa destas águas leva à formação de crosta salina.

Assim, minerais evaporíticos podem ser encontrados nas margens dos açudes secos, bem como nas argilas e nos sedimentos dos açudes (e provavelmente na ZNS). De fato, análises de raios X da composição em sais da crosta salina mostraram a predominância de halita, seguida por minerais de gipso (que ocorrem na forma de grânulos, inclusos ou não em cristais de halita). As crostas salinas evidenciaram também a presença de sais de magnésio (e provavelmente de bischofita $MgCl_2$-$6H_2O$), enquanto mostraram que a presença de carbonatos era rara [Araújo, 2017]. De forma um pouquinho oposta, foi achado por Laraque (1991) que as argilas e sedimentos dos açudes secos do NEB semiárido apresentam de forma dominante a calcita, como mineral precipitado, além da presença esporádica de gipso e de halita [Laraque, 1991].

As análises feitas neste estudo mostraram a influência de minerais carbonatados (calcita, dolomita) e de sais de cloretos (de tipo halita) na composição química das águas. Destaca-se que nenhuma relação foi achada entre o cálcio e o sulfato ($r^2 = 0,1$), mostrando que há teoricamente pouca probabilidade de dissolução de gipso em nosso contexto, e que os sulfatos presentes na águas poderiam ser ligados a hidrólise das rochas sulfatadas (tipo pirita), ou a problemas de poluição antrópica. No entanto, é possivél que esta ausência de relação seja um artefato devido ao fato que o cálcio está implicado em outros processos, tal que processos de precipitação ou de trocas câtionicas, perturbando assim o sinal teórico do gipso.

Minerais de albita e outros silicatos foram evidenciados nos sedimentos [Araújo, 2017], o que poderia sugerir que uma parte do sódio é oriundo da hidrólise destes minerais (o que é coérente com a tendência sódica observada para as águas subterrâneas bicarbonatadas deste estudo), enquanto outra parte é ligada aos aportes atmosféricos e à dissolução de halita. A análise dos elementos traços não permitiu confirmar se o cálcio e o magnesio observado nas águas é dérivado da hidrólise dos silicatos ou da dissolução dos minerais carbonatados. Contudo, nota-se que sais de $MgCl_2$ poderiam também ser implicados nos processos de precipitação e lixiviação dos sais na superficie do solo ou na ZNS, visto a boa correlação entre estes elementos e o fato que sais de magnésio, e provavelmente de bischofita ($MgCl_2$ - $6H_2O$) foram evidenciados associados ao conjunto mineral de halita, gipso e carbonatos dolomíticos em certos sedimentos da região [Araújo, 2017].

Vale-se ressaltar que os tipos de sais formados dependem de muitos fatores, tal que a composição inicial da água, a temperatura, as taxas de evaporação e a umidade relativa do ar, entre outros [Araújo, 2017]. Para águas derivadas do mar, observe se geralmente a ordem seguinte de precipitação de sais, na ordem crescente (Figura 127): calcita, gipso, halita, seguido de sais de magnésio que precipitam nos últimos estágios da evaporação [Araújo, 2017].

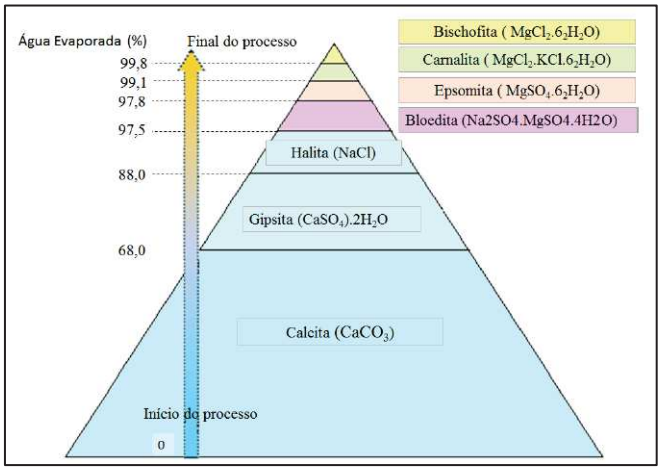


Figura 127: Ordem de precipitação de evaporitos na água do mar. Fonte: Araújo, 2017, adaptado de Ancient Minerals (2014). Disponível em http://www.ancientminerals.eu/index.html. Acessado em 12/11/14.

De qualquer forma, estas observações demostram a existência de sais de cálcio, de magnésio, de sódio e de cloreto, que tendem a precipitar no fundo das redes de escoamentos superficiais (e provavelmente na ZNS também) como consequência da alta taxa de evapo(transpi)ração das águas superficiais e subsuperficiais. Além disso, o fato de ver os teores e proporções de magnésio aumentar após a estação chuvosa poderia sublinhar o fato que sais de magnésio conseguiram precipitar na ZNS durante a estação seca, e ser lixiviados após a estação chuvosa. A presença desses sais demostra que ocorreram eventos chuvosos para quais mais de 97% da água se evaporou (Figura 127), senão esses sais não poderiam ter se formado. Trata-se possivelmente dos eventos chuvosos isolados ou fora da estação chuvosa, para quais a água nunca chega ao lençol freático porque é quase totalmente absorvida pela evapotranspiração.

Considerando a baixa permeabilidade dos solos e a presença de escoamentos de tipo Hortoniano, a maior parte dos cloretos depositados no solo deve ser carregada pelos escoamentos superficiais para os recursos hídricos superficiais (rios, açudes) [Öberg, 2002 e Keene, 1996, in Araújo 2017] sujeitos à evaporação. Considerando a presença de águas evaporadas nos aquíferos do presente estudo, é muito provável que os sais de cloretos que precipitaram por conta da evaporação das águas sejam redistribuídos para o aquífero através da recarga indireta e da lixiviação dos sais evapoconcentrados nas ZNS.

As potenciais origens dos sais estão discutidas no parágrafo seguinte.

2.4.2 Determinação da origem dos cloretos : Relação Cl/Br

A excelente correlação entre a CE e os cloretos (r^2 = 0,96), ou os brometos (r^2 = 0,96), além daquela entre os cloretos e os brometos (r^2 = 0,99; Figura 113) que são dois elementos conservativos, nos indica que a salinidade das águas do cristalino tem uma origem única. A interação água/silicatos não altera as concentrações destes elementos, ao contrario da maioria dos demais íons [Kloppmann et al., 2011].

Entre as espécies químicas dissolvidas, os cloretos, bem como os brometos, são os elementos mais conservadores na fase aquosa [Nordstrom et al., 1989b], e apresentam um comportamento semelhantes e conservativo no caso da diluição de águas salinas com águas doces [Kloppmann et al., 2011]. A proporção Cl/Br é frequemente usada como indicador da fonte de salinidade, quaisquer desvios em relação à proporção da água do mar sendo indicativos de fontes não marinhas ou de processos geoquímicos [Shand et al., 2007].

Assim, a medição da razão iônica entre os cloretos e os brometos permite dar indicações quanto à origem e as contribuições diversas naturais ou antrópicas destes elementos nas águas [Alcalá e Custodio, 2004; Alcalá e Custodio, 2008]. De fato, as razões molares Cl/Br das precipitações costeiras são próximas às da água do mar, ou seja de Cl/Br ≈ 655 (razões de massa Cl/Br ≈ 290), mas variam com a localização [Blum et al, 2001; Cartwright, 2006]. De fato, a razão Cl/Br tende em diminuir com a distância a costa, e isso, especialmente em climas áridos ou semiáridos, devido à deposição de aerossóis marinhos nas áreas costeiras [Cartwright, 2006], ou a incorporação de Br devido à atividade biológica do solo ou às queimadas de vegetação [Alcalá e Custodio, 2008]. Contudo, esta tendência pode ser invertida em áreas costeiras áridas e ventosas, com valores da razão Cl/Br podendo atingir 1000 [Alcalá e Custodio, 2008]. Vale-se ressaltar também que a evapoconcentração salina que ocorre durante a recarga não altera as razões Cl/Br nas águas subterrâneas [Alcalá e Custodio, 2008]. Ao contrario, a dissolução de halita pode produzir um aumento rápido da razão Cl/Br com o aumento das concentrações em Cl [Cartwright, 2006], considerando que a halita é muito pobre em brometo (molar Cl/Br até 6500).

As razões molares Cl/Br versus as concentrações em cloreto foram representadas na Figura 128. De forma geral neste tipo de grafico, a evaporação da água sem formação de sais solidos são traduzidos por uma tendancia horizontal [Kloppmann et al., 2011]. Mudanças das razões Cl/Br traduzem então processos de precipitação de minerais evaporíticos ou fenômenos de diluções por águas cuja razão Cl/Br é bem diferentes do sinal marinho [Kloppmann et al., 2011].

Exceto a amostra oriunda do poço PIR P17 que mostrou uma razão molar Cl/Br baixa (de 255), as demais amostras apresentaram uma razão média de 815, com valores que se estendem de 564 até 1217 e que ficam, na maioria, com uma razão molar superior à da água do mar. Não foi observado relação entre a CE e a razão iônica das amostras.

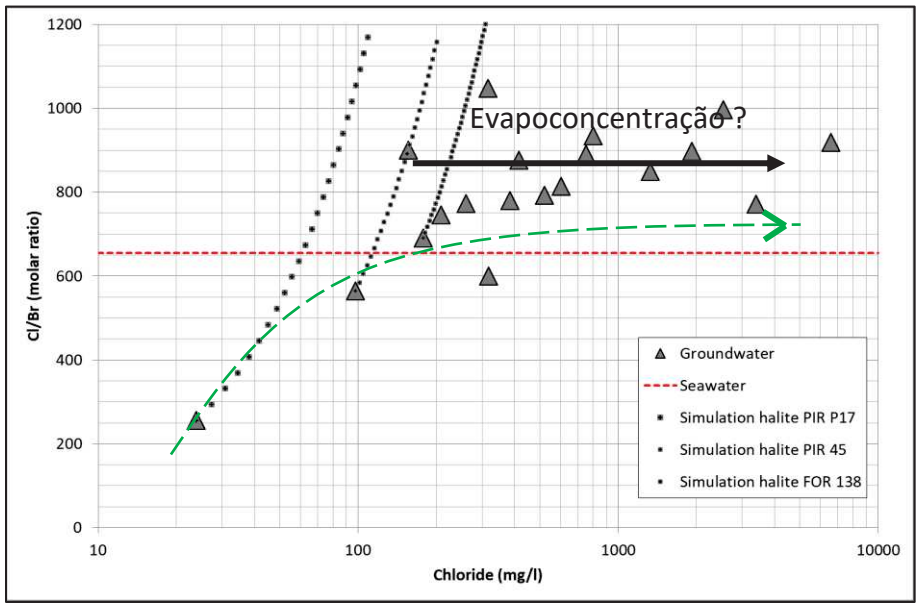


Figura 128: Razão molar Cl/Br versus Cl (em mg/L) para as águas do cristalino cearense (n=65). As linhas apontilhadas em preto correspondem a evoluição teorica da razão molar Cl/Br quando se adiciona halita.

O poço PIR P17 apresentou as águas com menor valor de CE (CE ≈ 1000 µS/cm) dentro do conjunto das amostras, com fácies bicarbonatada-sódica, e cuja alimentação é provavelmente oriunda, por maior parte, do açude não salgado localizado a proximidade. Este poço é o único poço onde não foi identificado processos de salinização adicionais : a mineralização é explicada pela hidrólise mineral. Nota-se que águas subterrâneas com baixas razões Cl/Br são especialmente encontradas em rochas cristalinas onde os solos são rasos e contem pouca matéria orgânica, e onde a recarga rápida da água via o sistema de fratura ocorre [Cartwright, 2006]. Portanto, o valor da razão de 255 observado é interpretado como a razão de águas de chuva ou superficiais continentais, que não sofreram de problemas de salinização.

Para as demais amostras, observe-se um incremento da razão Cl/Br com o aumento do cloreto entre 20 e 200 mg/L de [Cl^-], que poderia sugerir processos de dissolução de halita [Cartwright, 2006]. Simulação foram feitas adicionando 0,1 mol de NaCl até atingir a razão molar média de 815 (Figura 128). Foi evidenciado que para atingir este valor médio de razão, entre 53 e 187 mg/L de halita deveriam ser dissolvidos. Assim, a salinidade das águas poderia derivar da dissolução dos sais evaporíticos precipitados na superficie do solo ou na ZNS. A hipótese das inclusões fluidas como fonte de cloreto é pouco provavel em nosso caso considerando que o lençol é pouco profundo e que não foi encontrado na literatura referências à ocorrência de inclusões fluidas (podendo conter halita e levar a alta salinização da água) nas rochas da região estudada [Araújo, 2017]. Também, segundo Aquilina (2011), as inclusões fluidas podem mostrar um enriquecimento em ^2H, o que não é o nosso caso. Portanto, as ocorrências de halita devem ocorrer, se houver, na ZNS do solo ou nos sedimentos dos açudes.

Acima de 200 mg de Cl/l, observe-se uma certa estabilidade do valor da razão Cl/Br com o incremento das concentrações em cloreto, o que poderia sugerir fenômenos de

evapoconcentração [Alcalá e Custodio, 2008]. Segundo Cartwright (2006), as leves variações da razão Cl/Br podem ser interpretadas como devida a pequenas diferenças no volume de halita soprado pelo vento e dissolvido pela água durante a recarga. Em nosso caso, estas variações poderiam também sugerir que outros tipos sais, mais evoluidos (os sais dos últimos estagios de evaporação, como a biscofita, sendo mais pobres em brometo) são também implicados [Kloppmann et al., 2011].

Em conclusão, **o estudo das razões Cl/Br evidenciou a boa probabilidade da dissolução de sais de halita (entre outros) na origem dos cloretos**, e pois, da salinidade das águas do cristalino. A halita não sendo um mineral característico das rochas cristalinas, é muito provável ela ser oriunda dos aportes atmosféricos que vão acumulando-se nas águas superficiais ou nas zonas não saturadas de baixa permeabilidade, e sofrer de evapo(transpi)ração até precipitar, para ser re-lixiviados para as camadas inferiores durante os eventos de recarga (após eventos chuvosos intensos da quadra chuvosa). Além disso, fenômenos de evapoconcentração foram também destacados pela razão Cl/Br. Análises de Cl/Br feitas por Araújo (2017) na mesma região demostraram resultados e conclusões semelhantes.

2.5 A ocorrência de sais no solo

No Ceará, vários municípios são conhecidos por apresentar problemas de solos salgados, como em Morada Nova (ao lado de Ibicuitinga) [Costa e Herrera, 2016]. Ademais, os solos dos municípios estudados são essencialmente representados pelos planossolos (que apresentam naturalmente altos teores de sais), pelos luvissolos (que correspondem à solos pouco permeáveis) e pelos argisolos.

Para verificar a hipótese segundo qual a salinidade das águas subterrâneas poderia ser relacionada ao acúmulo de sais no solo e na ZNS (redissolvidos pela lixiviação durante episódios chuvosos intensos ou por irrigação), perfis de solo foram amostrados durante esta pesquisa. Assim, com o objetivo de ter uma primeira avaliação da salinidade do solo e da sua evolução em profundidade, os perfis foram escolhidos em afloramentos ou em solos de morfologia aparentemente diferente. A amostragem de solo foi realizada no início da estação chuvosa (em fevereiro de 2018, antes das chuvas significativas da quadra-chuvosa), do mais profundo à superfície, com o cuidado de não misturar dois horizontes distintos. Em total, 11 perfis de solos (de 0,25 a 2,50 m de profundidade, em solo e zona alterada do cristalino) foram amostrados no campo, a razão de 2 perfis na bacia de Ibicuitinga e de 3 perfis nas demais sub-bacias. Medições da CE, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^- e SO_4^{2-} foram feitas a partir do extrato aquoso 1:5 do solo para avaliar a quantidade de sais e os tipos de sais presente no solo.

A descrição dos perfis amostrados, das técnicas analíticas e os resultados analíticos são dados em Anexo XIII.

Considerando que tinha a possibilidade de fazer análises granulométricas pelo pessoal do laboratório de solo da UFC, foi aproveitado da oportunidade para fazer estas análises nas amostras de solo recolhidas, a fim de avaliar modestamente as características físicas dos solos.

2.5.1 Avaliação da salinidade (CE) e dos sais contidos nos solos

Com relação aos objetivos, decidiu-se medir a condutividade elétrica e os sais do solo em um extrato aquoso de solo na proporção de 1:5 ($CE_{1:5}$ = 1 parte de solo diluído por 5 partes de água), e não a partir de um extrato de pasta saturada (método de referência). De fato, hoje em dia, a medição da CE em uma solução obtida a partir de uma extração aquoso 1:5 de solo é usada para descrever a salinidade do solo em quase todos os periódicos internacionais [Guang-Ming et al., 2006]. Além disso, esta escolha foi feita devido à facilidade de implementação deste método em comparação com a de um extrato saturado, mas também de acordo com os seguintes critérios: (i) efeito de diluição insignificante sobre os sais de cloreto, (ii) possibilidade de filtrar o extrato de solo sem usar um sistema de sucção a vácuo [USSL, 1954; He et al., 2012].

Medições de CE, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} foram feitas a partir do extrato aquoso 1:5 do solo para avaliar a quantidade de sais e os tipos de sais presente no solo. A medição da CE e do Cl^- foi feita nas 74 amostras oriundas dos 11 perfis (Figura 129), enquanto as medições dos demais íons maiores foram feitas somente sob 22 amostras representativas do conjunto, a fim de limitar o número e o tempo de análise.

Vale-se ressaltar que as amostragens de solo não foram feitas em companhia de pedólogos, pois não foi possível identificar com precisão o tipo de solo amostrado. Em consequência, a avaliação dos sais contidos no solo é apenas uma avaliação qualitativa, e não pretende assimilar certas quantidades de sais com certos tipos de solo. Contudo, um trabalho de levantamento de solo feito pela Funceme na escala 1:100.000 no município de Quixeramobim permite ter uma ideia dos solos provavelmente envolvidos para as amostras recolhidas neste município (Tabela 67), o que já não é mais o caso para as amostras oriundas de Ibicuitinga.

Tabela 67 : Tipo de solo dos perfis amostrados

Id do perfil	Bacia	Tipo de solo	Observação
S1, S2, S3	PIR	Vertissolo ebânico + Luvissolo crômico	Os luvissolos são solos pouco permeáveis
S4, S5	FOR	Luvissolo crômico + Neossolo litólico	-
S6	FOR	Neossolo Litólico + Planossolo Nátrico	Os planossolos nátricos apresentam naturalmente altos teores de sais
S7	VA	Planossolo Nátrico + Neossolo Litólico	-
S8	VA	Luvissolo Crômico + Neossolo Litólico	-
S9	VA	Neossolo Litólico	-

Id do perfil	Bacia	Tipo de solo	Observação
S10	IBI	?	-
S11	IBI	?	-

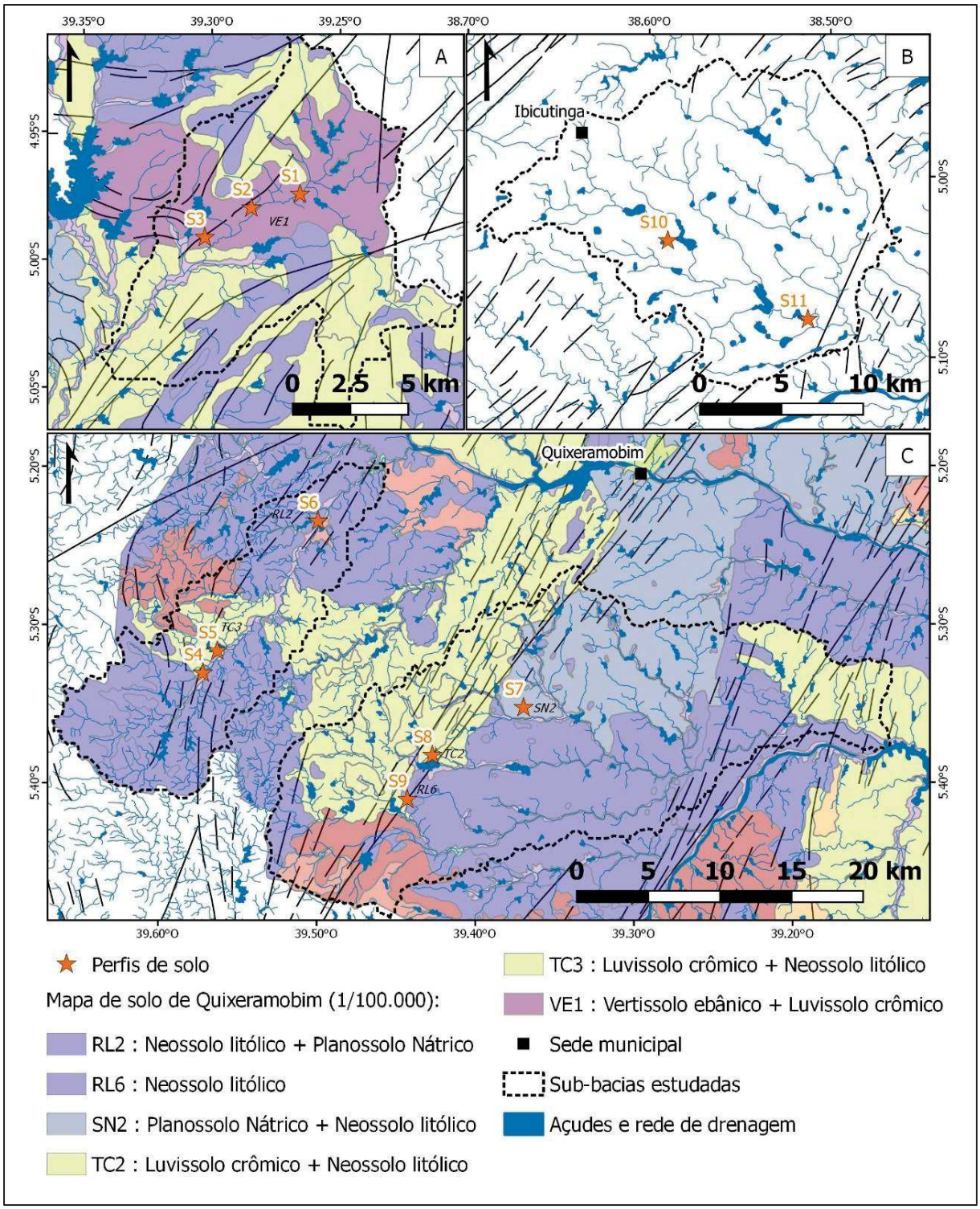


Figura 129 : Localização dos perfis de solo amostrados.

Em termos de CE e de Cl^-, os extratos aquoso 1:5 de solo apresentaram valores de CE e de Cl^- variando de 35 até 4600 µS/cm (0,4 até 41 meq de Cl^-/L), com valor médio de 642 µS/cm (5,3 meq de Cl^-/L) e um valor mediano de 130 µS/cm (0,9 meq de Cl^-/L). A correlação entre a CE e os cloretos é muito forte (r^2=0,99), e a equação da reta é próxima a aquela encontrada para as águas subterrâneas.

A evolução dos cloretos em função da profundidade do solo é apresentada na Figura 130 abaixa.

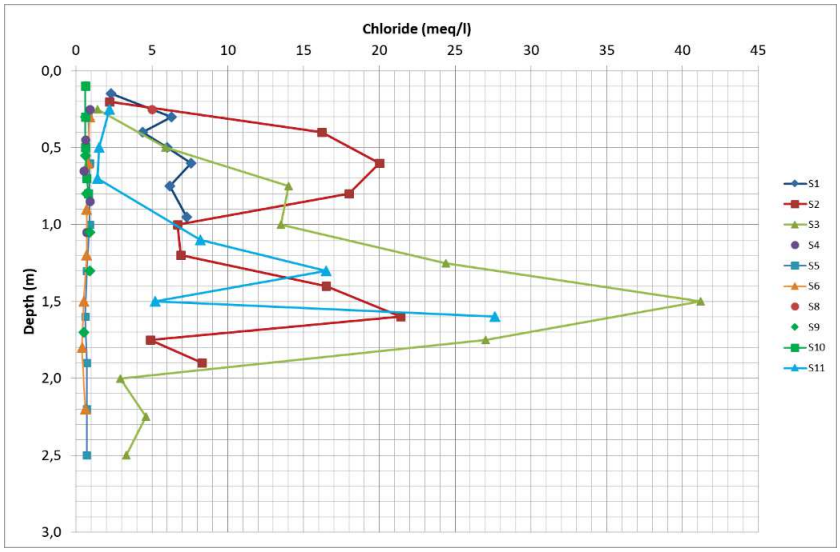


Figura 130 : Concentração em cloreto (meq/l) dos extratos aquosos de solo 1:5 em função da profundidade de amostragem dos diferentes perfis de solo amostrados

Na verdade, são os solos das sub-bacias de Pirabibú e de Ibicuitinga que mostraram os solos mais salgados (Perfis S1, S2, S3 e S11), os demais perfis mostrando valores abaixo de 1 meq/L (≈200 µS/cm). Vale-se anotar que o perfil S3, que mostrou o maior valor de CE, se localiza a ≈500 m dos poços PIR P13 e PIR P14, dois poços cuja salinidade fica em torno de 10 000 µS/cm. O perfil S11 em Ibicuitinga fica também a 1000 m de um poço cuja salinidade fica em torno de 10 000 µS/cm. Lembra-se que fortes relações foram evidenciadas entre a salinidade dos solos e a da água, com a presença de água salgada no caso de solos salgados e vice-versa [De Britto Costa et al., 2006].

De forma geral, os sais foram encontrados nos horizontes do saprolito da rocha cristalina. Assim, aparece que alguns solos apresentam alta capacidade para acumular e lixiviar os sais, o que significa que fenômenos de lixiviação de sais apos a estação chuvosa são possiveis. No estado atual das coisas, não foi possível identificar e explicar as diferenças de salinidade observadas entre os diferentes perfis, não há relação óbvia com a granulometria.

Em termos de química, vale-se anotar que a análise da relação Na/Cl dos extratos aquosos de solo mostraram geralmente um excesso de cloreto em relação ao sódio, com uma relação Na/Cl < 1 (Figura 131), o que corresponde ao observado nas águas subterrâneas do estudo. Este excesso de cloreto é maior para as soluções mais salgadas (>10 meq/L de cloreto), o que poderia

indicar a participação de sais de $MgCl_2$ (e de $CaCl_2$ devido aos fertilizantes?) ou de processos de trocas catiônicas.

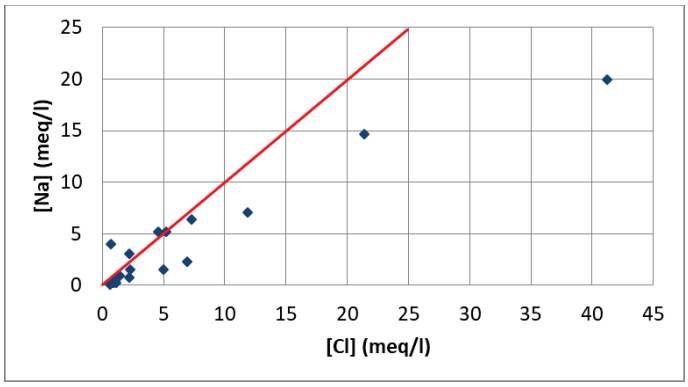


Figura 131 : Relação Na/Cl dos extratos aquosos 1:5 de solo. A linha em vermelho corresponde à equilinha 1:1.

A distribuição dos cátions para os extratos aquosos de solo apresenta uma ordem de abundância semelhante (em meq/L) à das águas subterrâneas: $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+$.

A semelhança observada entre a química das águas dos extratos aquosos de solo e das águas subterrâneas apoia a hipótese segundo qual a salinidade das águas subterrâneas seria oriunda da lixiviação de sais acumulados no solo e nas ZNS, e sustenta a hipótese segundo qual os cloretos são de origem atmosférica.

2.5.2 Análise granulométrica do solo

Foi aproveitado da oportunidade para fazer análises granulométricas e avaliar qualitativamente o comportamento do solo em relação à infiltração e suas potenciais implicações na retenção de sais. As análises foram feitas pelos técnicos do laboratório de solo da UFC (do departamento de ciências do solo). Todo o material utilizado é descrito no capítulo 10.3 do Manual de Métodos de Análise de Solo da Embrapa [Teixeira et al., 2017].

A granulometria expressa as proporções relativas das diferentes partículas minerais menores que 2 mm, agrupadas por classe de frações granulométricas tal que: areia grossa (0,2 a 2 mm), areia fina (0,053 a 0,2 mm), silte (0,002 a 0,053 mm) e argila (<0,002 mm). Este tipo de análise permite estimar a textura de um solo e, pois, avaliar parâmetros tais que a taxa de drenagem, a capacidade de retenção de água, a susceptibilidade à compactação, *etc*.

73 análises granulométricas de solos foram desenvolvidas a partir da amostragem de 11 perfis de solo. O tamanho dos perfis varia de 0,25 a 2,50m de profundidade.

As classes texturais dos solos apresentam, de forma geral, solos francos de textura média a moderadamente fina, com maiores teores de argila em superfície (de 10 a 40%) do que em profundidade (Figura 132). Assim, observem-se em superfície solos variando de franco arenoso a franco argilo arenoso, enquanto observem-se em profundidade (abaixo de 1,5 m de

profundidade), solos com maiores proporções de areia, variando de areia franca a franco arenoso.

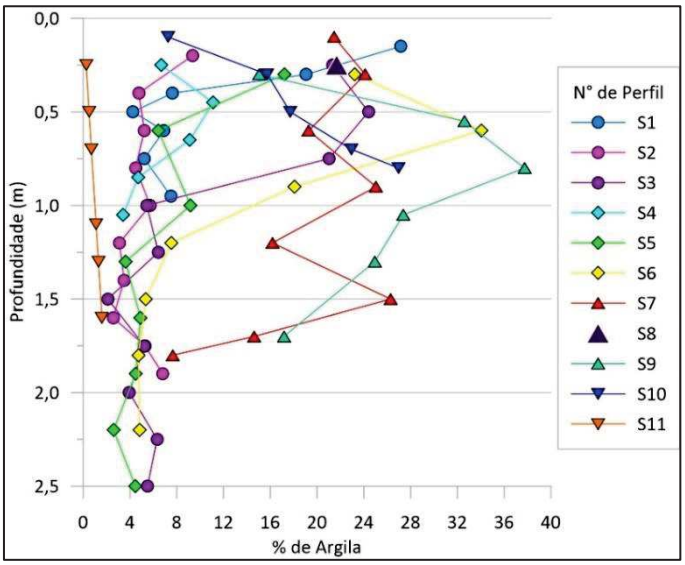


Figura 132: Proporções de argila em função da profundidade.

O fato de os solos apresentarem mais argila em superfície sugere que a velocidade com que a água pode entrar e percolar no solo fica muito limitada, facilitando a criação de escoamentos superficiais em relação à infiltração e pois, escoamentos de tipo Hortonianos. Seria interessante determinar o tipo de argila presente e as capacidades de trocas catiônicas delas.

A granulometria de um solo pode ser mais formalmente caracterizada pelo coeficiente de uniformidade Cu, parâmetro que expressa o espalhamento da curva granulométrica segundo:

$$Cu = \frac{D_{60}}{D_{10}}$$

Com: D_{60}: diâmetro efetivo das partículas que corresponde a 60% da passagem
D_{10}: diâmetro efetivo das partículas que corresponde a 10% da passagem

Como resultado, as amostras de solos apresentam valores de Cu>2, variando de 6 até 220, o que corresponde a uma granulometria espalhada. Isto significa que os poros do solo são ocupados em parte por uma fração fina, o que pode reduzir a permeabilidade do solo. O fato de os solos apresentarem uma textura fina e espalhada pode envolver problemas de hidromorfia e de salinização dos solos, a capacidade de drenagem sendo limitada. Não foi achado relações entre a granulometria do solo ou a proporção de argila e a salinidade dos extratos aquosos.

De forma geral, o encrostamento superficial e a baixa espessura dos solos que podem ser observados nas zonas semiáridas implica um escoamento do tipo Hortoniano caracterizado pela saturação do solo por cima. Esta atitude do solo em relação à criação de escoamentos superficiais sugere que a infiltração direta e difusa da chuva deve ser limitada em relação à infiltração indireta da água nas zonas de infiltração preferenciais (falhas, baixios topográficos, talvegues, margens dos açudes, etc.), o que vai favorecer uma salinização das águas de recarga.

Capítulo VII. Modelização da dinâmica de salinidade das águas subterrâneas cristalinas

1 Principais achados deste estudo

Dentro dos processos que levam à salinização das águas subterrâneas, as intrusões marinhas e a presença de rochas evaporíticas marinhas são descartadas, considerando a distância da zona de estudo à costa do mar (≈180 km) e a ausência de termos evaporíticos primários nas rochas do embasamento cristalino précambriano da região.

Dos resultados apresentados sobre as águas subterrâneas, a datação das águas via uma abordagem multi-traçadores (^{14}C, ^{3}H, CFC e SF_6) e às variações sazonais dos isótopos estáveis (^{18}O e ^{2}H) não somente evidenciaram que o tempo de residência e de circulação das águas subterrâneas são rápidos (de algumas décadas a centenas de anos, com uma grande contribuição de água pós-1950), mas também que a idade aparente das águas do cristalino fraturado anisotrópico e a reserva de água disponível vão ser função da taxa de renovação anual do aquífero via os fluxos verticais. De fato, o uso dos CFC e SF6 permitiu sublinhar a complexidade dos fluxos subterrâneos no sistema cristalino fraturado e, em particular, a existência de diferentes caminhos de fluxo de água subterrânea, com contribuições variáveis entre um fluxo vertical rápido (polo atual, de 15 a 85%) e um fluxo horizontal de trânsito mais longo (polo antigo <1960).

Se considerarmos que a porosidade do aquífero cristalino é de 10% (hipótese alta para o meio considerado, sabendo que em teoria, a porosidade das rochas cristalinas do Ceará é ≤0,28% [Manoel Filho, 1996], e que a recarga efetiva do aquífero é de 1% (hipótese baixa) da chuva média anual (709 mm), significa que a totalidade da água subterrânea do Banabuiú (19 647 km² e e uma espessura molhada de 50 m) é renovada em apenas 705 anos. Portanto, a hipótese de uma transgressão marinha passada é incompatível com as idades aparentes das águas medidas, considerando que a ultima transgressão marinha que atingiu o interior do Ceará, se for, data do Cretáceo superior (70 Ma). Ademais, o estudo dos isótopos estáveis descartaram as hipóteses de mistura com água do mar, de fluxos geotérmicos ou de inclusões fluidas como potenciais processos de salinização da água.

A hidrólise mineral das rochas do embasamento, tal como está, pode explicar uma parte da mineralização da água, mas não contribui à salinização das águas em si. De fato, foi demonstrado neste estudo que a hidrólise mineral pode apenas levar à mineralizações baixas (cujo STD <700 mg/L) e a águas de fácies bicarbonatada. Portanto, a presença de águas salobras ou salinas

com CE > 1000 µS/cm (até 25070 µS/cm em poços não equipados) e com fácies cloretada ou mista no seio do embasamento cristalino é a consequência da existência de outros processos de salinização, e não de mineralização como tal. Como os cloretos não são representativos das rochas do embasamento, e que presença de salmoura, de inclusões fluidas ou de rochas evaporíticas não corresponde aos tipos litológicos da região estudada [Araújo, 2017], significa que as fontes de cloreto são externas ao aquífero cristalino.

Foi evidenciado neste estudo que a poluição antrópica não é um fator determinante nos processos de salinização da água, mesmo se pode contribuir a uma degradação local da qualidade das águas[17], e mais especificamente em termos de nitratos. As contribuições antrópicas não permitem explicar, então, as fontes de cloreto e a salinidade das águas.

Portanto, a hipótese a mais provável em nosso contexto é que a fonte de cloreto e, pois, da salinidade das águas subterrâneas, é derivada dos aportes meteóricos, que seja na forma de aerossóis úmidos (durante a estação chuvosa) ou secos (durante a estação seca, onde ocorrem mais ventos). Vale-se destacar que a distribuição dos aerossóis no interior das terras do NEB semiárido deve provavelmente ocorrer de forma muito heterogênea, que seja em termos de quantidade ou de distribuição geográfica. Matsui (1978), por exemplo, mediu a 300 km da costa brasileira (no Pernambuco) concentrações em cloreto nas águas de chuva que variam de 0,7 a 5 mg/L, valores bem acima da teoria para a zona considerada. Não foram achados estudos locais sobre a quantidade de sais trazidos pelos aerossóis secos durante a estação seca, mas esta quantidade de sais pode ser significativa, considerando que há um aumento dos ventos na estação seca [Lima et al., 2010; Da Silva et al., 2017] e que, Segundo Lima et al. (2010), há fortes indícios da penetração da brisa marítima no interior do continente dos estados do norte do NEB.

O aumento da CE observado na maioria das amostras de águas subterrâneas após a estação chuvosa, associado à subida do nível estático, sugere que a dinâmica sazonal de salinidade das águas é oriunda da lixiviação de sais oriundos da superfície. Este aumento é variável de ano em ano, e nos indica que a quantidade anual de sais lixiviados para o aquífero (ou seja, a salinidade das águas de recarga) deve ser muito variável no tempo, e função da distribuição espaço-temporal das chuvas (por exemplo, se as chuvas forem poucas significativas e espaçadas no tempo, e pois, mais sujeitas a ser evaporadas, favorecera a precipitação de sais no solo e na ZNS que serão lixiviados nas próximas chuvas intensas).

[17] Nota-se que as águas subterrâneas da zona de estudo apresentam, de maneira geral, altos teores em nitrato (>50 mg/L), de origem provavelmente natural. As águas com as maiores concentrações de nitrato possuem, no entanto, uma origem pecuária.

Por outro lado, a marca isotópica evaporada observada em todas as águas subterrâneas do cristalino nos indica que uma parte geralmente predominante[18] das águas de recarga do aquífero, de origem meteórica, sofreu de evaporação antes de infiltrar-se no aquífero, enquanto outra parte das águas de recarga teve tempo de infiltrar-se diretamente sem subir processos de evaporação (infiltração direta através da ZNS ou de uma fratura/fissura preservada na saprolite por exemplo). Isto sublinha a dicotomia existante em termos de processos de recarga, com, por um lado, uma infiltração direta, e, por outro lado, uma infiltração indireta de uma água que teve tempo de evaporar-se antes de se infiltrar. A análise da piezométria e das variações isotópicas sazonais sugeriu que os aquíferos são significativamente recargados após eventos chuvosos que permitiram a criação de escoamentos superficiais e a estocagem de água em superficie (ou seja, após eventos intensos ou distribuídos num curto período de tempo), o que indica então que a infiltração indireta de águas evaporadas é favorecida pela infiltração de fluxos de águas superficiais através de zonas de infiltrações preferenciais, tais como os leitos dos rios (talvegues), as margens de um açude, as zonas de depressão local ou até mesmo através dos aluviões. Estes fluxos de recarga anuais (diretos e indiretos) são a relacionar com os fluxos verticais do polo atual (ou seja, os fluxos que ocorrem durante a estação chuvosa) evidenciados pela datação CFC.

Os pequenos eventos chuvosos são completamente absorvido pela evaporação e não participam a recarga. Considerando a baixa permeabilidade dos solos e a presença de escoamentos de tipo Hortoniano, a maior parte dos cloretos depositados na superficie do solo deve ser carregada pelos escoamentos superficiais para os recursos hídricos superficiais (rios, açudes) [Öberg, 2002 e Keene, 1996, in Araújo 2017] sujeitos à evaporação. Em termos de processos de salinização, estas observações apoiam a hipótese segundo qual a salinidade das águas de recarga seria devida a acumulação de sais em zonas localizadas, que vão concentrar-se progressivamente, que seja nas águas superficiais (rios, açudes), no solo ou na ZNS, em razão das altas taxas de evaporação associadas ao clima semiárido, e ser lixiviados até o aquífero após eventos chuvosos mais significativos.

Nota-se que o clima semiárido, considerado de maneira individual, não leva necessariamente a uma salinização das águas subterrâneas, tendo em vista que existem zonas cujas condições climáticas e geológicas são semelhantes à nossa zona de estudo (como no Níger, por exemplo) que não apresentam águas salgadas nem cloretadas. Além disso, as águas contidas nos aluviões ou nas rochas sedimentares da região de estudo não sofrem de problemas de salinização. Destaca-se também que o clima semiárido não implica sistematicamente a presença de água subterrânea isotopicamente marcada pela evaporação [Ousmane et al., 1984].

[18] Se considerarmos que o sinal isotopico das águas superficiais pode variar entre -1 e +1‰, foi calculado que, em média, a taxa de infiltração indireta representa respectivamente 65% a 45% da recarga (e.g. parágrafo V.2.1.2).

Portanto, o grau de salinização e a marca evaporada das águas subterraneas do embasamento cristalino Cearense não seriam devidos ao clima propriamente dito, mas às más características aquíferas do reservatório subterrâneo e ao mecanismos de recarga. A salinidade das águas de recarga, por enquanto, seria devida às características ambientais da zona de recarga do aquífero (que seja em termo de superfície drenada, de pedologia, de geologia ou de morfologia do relevo) que favorecem a concentração progressiva de sais por evaporação nos solos, na ZNS e nas zonas de infiltração preferenciais.

Esta afirmação parece ser coerente com o que podemos observar para as águas superficiais contidas nos açudes. Além dos problemas de salinização ligados à evaporação destas águas (devidos, principalmente, ao mau dimensionamento dos açudes), o caráter físico dos solos e a morfologia da bacia teriam também seu papel na salinização destas águas superficiais [Laraque, 1991]. De fato, solos argilosos pouco permeáveis facilitam a criação de um escoamento superficial imediato (escoamento Hortoniano) com uma água que não teve tempo de carregar-se em sais. Este escoamento superficial será ainda mais consequente se o relevo da zona for pronunciado. Ao contrario, solos pouco argilosos e mais profundos facilitam a infiltração vertical da água de chuva além de um escoamento hipodérmico lateral (sub-superfícal) seguindo o maior declive da zona [Laraque, 1991]. O maior tempo de contato entre a água e o solo permite uma maior mineralização destas águas sub-superfícais, que vão alimentar os rios e os açudes da região [Laraque, 1991]. Este fenômeno será amplificado se a área de drenagem for estendida e se o relevo for suave. Assim, Laraque (1991) observou que a salinidade dos açudes cresce entre a parte a montante e a parte a jusante da bacia de drenagem, em razão da maior área de drenagem e da maior distância percorrida pelas águas de escoamentos superficiais.

Além disso, um estudo feito por Matsui (1978) no NEB semiárido evidenciou que as variações das concentrações em cloreto das águas dos rios (rio Pajeú, PE/Brasil) são bruscas e que, portanto, devem ser estudadas num passo de tempo inferior ao semanal para melhor entender os processos de lixiviação de sais. Ele demostrou que a concentração média de Cl^- do rio aumenta gradualmente a partir de 45 mg/L no início das primeiras enchentes, até atingir cerca de 150 mg/L, e provavelmente mais, no final do período das chuvas. Ele evidenciou que as águas do fluxo sub-superfícal são mais salgadas do que as águas do escoamento superficial, e que é a contribuição destas águas sub-superfícais à vazão do rio que leva à salinização deste último [Matsui, 1978]. Todo isso nos indica que ocorre uma lixiviação de sais durante a estação chuvosa, e que estes sais são principalmente retidos nas zonas sub-superfícais do solo, e então, na ZNS, antes de ser lixiviados para os rios, os açudes e até as camadas inferiores.

Para as águas subterrâneas de nosso estudo, a variação espaço-temporal que pode ser observada entre dois poços vizinhos, que seja em termos de nível piezométrico, de CE, de ^{18}O, ou ainda, de tempo de residência, sustenta a hipótese feita por Santiago et al. (2000) segundo qual não existe um fluxo regional nas áreas cristalinas do Ceará, e que os sistemas aquíferos são bastante limitados no espaço, cada “sistema de fratura” podendo evoluir de maneira distinta

(compartimentação lateral). Além disso, não foi observado um gradiente da salinidade das águas subterrâneas na escala da sub-bacia hidrográfica (entre a parte a montante ou a jusante, ou espacialmente). Considerado que foi observado salinidades bem maiores, em média, na sub-bacia de Ibicuitinga localizada na parte a jusante da bacia do Banabuiú, do que as demais sub-bacias localizadas nas partes a montante da bacia do Banabuiú, poderíamos supor que este aumento é devido a maior distância percorrida pelas águas superficiais, e pois, a maior superfície de drenagem e de sais lixiviados. Contudo, a sub-bacia de Ibicuitinga é constituída por rios de primeira e segunda ordem. Portanto, a maior salinidade observada em Ibicuitinga sugere que ela não é devida a uma água de recarga mais salgada, mas ao fato que o relevo particularmente plano desta bacia favorece uma salinização das águas subterraneas por conta de condições locais de endorréismo subterraneo.

No Ceará, todos os rios são naturalmente intermitentes. A grande variabilidade dos escoamentos dos rios e o tempo de recessão curto dos rios do Ceará mostra a pouca permeabilidade e a pequena espessura dos solos. Assim, uma fraca permeabilidade e drenagem da ZNS implica, além de um tempo de contato água/rocha maior, uma recuperação evaporativa da água mais importante antes da infiltração (via a evapotranspiração), traduzida por um acúmulo de sais e/ou uma precipitação de sais no solo ou na ZNS. Da mesma forma, a concentração das águas precipitadas em baixios topográficos ou em açudes, submetidas à evaporação, vão também levar a um aumento das concentrações em sais destas águas. No NEB semiárido, os rios são caracterizados por uma vazão específica baixa correspondente à ≈9% da chuva média [Rebouças, 1973], enquanto o rio Quixeramobim apresenta um coeficiente de runoff médio de 5,6% [Rebouças, 1973]. Lembra-se que estes valores são muito variáveis e dependem da intensidade e das distribuições das chuvas. Seria interessante desenvolver medições de vazão ao nível dos exutórios superfíciais de cada uma das sub-bacias para tentar avaliar melhor o balanço hídrico. Mesmo assim, isto nos permite deduzir que pelo menos, na bacia do Banabuiú, entre 91 a 96% da água de chuva deve ser perdida por evapotranspiração. Isto é coérente com a taxa de recarga de 1 a 3 % calculada neste estudo (método WTF e ^{3}H). Ademais, foi visto neste estudo que sais de magnésio podem ocorrer, o que pode sugerir que localmente, esta porcentagem de água perdida por evaporação pode ser ainda mais elevada (> 97,5%), se considerar a ordem de precipitação dos sais apresentada na Figura 127. Em períodos de secas severas, os rios do NEB podem permanecer secos, apesar de ocorrerem chuvas esparsas >200 mm/ano [Matsui, 1978]. Todos estes argumentos tendem em mostrar que a maioria do volume de chuva que cai anualmente vai sair da bacia via os fenômenos de evaporação, deixando assim os sais acumular-se na bacia.

Além de todo isso, a inexistência de exutórios significativos do aquífero cristalino associada à intermitência dos rios apoia também a hipótese segundo qual o aquífero cristalino apresentaria condições locais de endorréismo. De fato, se observe um rebaixamento do nível piezométrico do cristalino durante a estação seca, enquanto os rios permanecem secos (os escoamentos nos rios

occorem somente durante a estação chuvosa, e os aluviões têm uma espessura de 7 a 10 m nas zonas mais expressas enquanto o nível estático do cristalino fica em média a 10 m de profundidade). Contudo, precisa-se que, segundo Burte (2008), existiria uma descarga do aquífero cristalino para o aquífero aluvial durante a estação seca, favorecida pelos bombeamentos feitos no aquífero aluvial, e que, na estação chuvosa, este fluxo seria revertido. No entanto, vale-se destacar que isto deve ser verdade para as zonas cristalinas localizadas perto de zonas aluvionares significativas ou nas zonas de relevo. Ademais, após períodos de seca prolongados, a descarga do aquífero cristalino para o aquífero aluvial não deve ser mais valida em razão do rebaixamento do nível estático no seio do cristalino (inversão de fluxo).

Todos estes argumentos vão no sentido que os sais, cujo cloreto é o melhor traçador por ser menos envolvido em reações biogeoquímicas, são originados dos aportes meteóricos, e vão evapoconcentrar-se progressivamente no solo, na ZNS e nas águas superficiais antes de serem lixiviados para o aquífero, onde vão também acumular-se caso observe-se no aquífero condições locais de endorréismo subterraneo. Considerando a complexidade dos fluxos e o caráter muito compartimentado do aquífero cristalino, simulações de balanço de cloreto são feitas no parágrafo a seguir para avaliar de maneira quantitativa estas hipóteses e a influência dos diferentes processos na salinização das águas subterrâneas do aquífero cristalino.

2 Modelização da dinâmica de salinidade

2.1 Noções sobre o funcionamento dos aquíferos do embasamento

Em condições "naturais", a maioria dos fluxos de água subterrânea dos aquíferos do embasamento resulta da recarga que ocorre a partir da camada superior do aquífero (saprólito). No entanto, apenas uma pequena proporção desses fluxos de recarga atinge as fraturas mais profundas devido à baixa condutividade hidráulica regional e à compartimentação da zona fissurada [Lachassagne, 2021]. Consequentemente, a idade da água subterrânea no aquífero e o conteúdo em minerais dissolvidos aumentam com a profundidade, e o aquífero pode exibir uma forte estratificação hidrogeoquímica vertical [Lachassagne, 2021].

Deve-se notar que quando o saprólito é pouco espesso ou inexistente (devido à erosão), os fluxos de recarga de água subterrânea resultarão em dois tipos de fluxo [Lachassagne, 2021]. Por um lado, fluxos verticais, sejam difusos através do saprólito ou localizados através de fraturas preservadas no saprólito, e, por outro lado, abaixo, fluxos preferenciais horizontais profundos através da zona fissurada [Lachassagne, 2021]. A percolação vertical ocorre após o período de chuva e, então, a água recém-recargada se mistura com a água subterrânea do aquífero tanto vertical quanto horizontalmente. Diferentes "águas" de hidroquímica variada podem então ser distinguidas dentro do aquífero, evoluindo de acordo com as condições hidrológicas e as estruturas de recarga [Lachassagne, 2021].

Neste estudo, a realização de perfis de condutividade confirmou (na maioria dos casos) um aumento da condutividade com a profundidade. Embora a datação das águas tenha sido feita em poços cuja bomba está localizada na parte inferior do poço, ou seja, na parte inferior da zona fissurada, a idade aparente da água mostrou águas recentes, geralmente infiltradas apos 1950. Os modelos de mistura binária resultantes do uso dos CFC/SF_6 permitiram, no entanto, de melhor qualificar esta visão, sublinhando a dicotomia e a presença de uma mistura de água entre águas essencialmente infiltradas durante o ano (interpretados como fluxos verticais rápidos) e águas mais velhas infiltradas antes de 1960 (interpretados como fluxos horizontais lentos). Seria interessante realizar datações em diferentes profundidades, a fim de confirmar se o aumento da salinidade observado com os perfis de condutividade corresponde também a um aumento dos tempos de residência.

Considerando a forte heterogeneidade dos aquíferos cristalinos, que seja em termos de compartimentação e de propriedades hidrodinâmicas, de hidrogeoquímica, de tempo de residência ou de tipo de recarga (entre as infiltrações diretas e indiretas), as simulações de balanço de água e de Cl^- realizadas no restante deste estudo são baseadas em valores médios ou medianos, a fim de avaliar a validade das hipóteses.

2.2 Modelo conceitual de simulação da dinâmica de salinidade

2.2.1 Objetivo

Simulações de balanço de água e de Cl^- foram feitas segundo o modelo conceitual baseado num modelo de mistura perfeita é proposto na Figura 133 para avaliar a hipótese segundo qual a fonte de cloreto e, pois, da salinidade das águas subterrâneas, é derivada dos aportes meteóricos que vão evapoconcentrar-se nos diferentes compartimentos do ciclo da água, antes de serem lixiviados para o aquífero.

Num primeiro tempo, estas simulações têm por objetivo de calcular o numero de anos necessário para atingir as concentrações em Cl^- medidas nas águas subterrâneas (Tabela 68), avaliando quais são os parâmetros do modelo que vão levar a alta salinização da água, e sob quais proporções. Num segundo tempo, as simulações procuram explicar a dinâmica da salinidade das águas subterrâneas do embasamento cristalino e determinar qual é a tendência atual: salinização ou dessalinização.

Tabela 68: Valores medianos de Cl e resumo das datações para as diferentes sub-bacias do estudo

Bacia	[Cl^-] mediano (mg/L)	Observação sobre a idade aparente das águas
FOR	208	Águas infiltradas após 1950. Contribuição forte de águas atuais. Se considerar o modelo pistão ou exponencial oriundo dos dados de CFC, as águas têm entre 30 e 40 anos.
IBI	1744	Águas infiltradas antes 1950. Contribuição baixa de águas atuais. Se considerar o modelo pistão ou exponencial oriundo dos dados de CFC, as águas têm entre 40 e 300 anos.

Bacia	[Cl^-] mediano (mg/L)	Observação sobre a idade aparente das águas
PIR	692	Águas infiltradas após 1950. Contribuição forte a média de águas atuais. Se considerar o modelo pistão ou exponencial oriundo dos dados de CFC, as águas têm entre 30 e 50 anos.
VA	721	Águas infiltradas após 1950. Contribuição forte a média de águas atuais. Se considerar o modelo pistão ou exponencial oriundo dos dados de CFC, as águas têm entre 40 e 60 anos.

A descrição da construção do modelo é dada no parágrafo seguinte. Para resumir, três premissas foram adotadas para realizar as simulações do modelo conceitual:

- o volume de água do aquífero V_{aq} é constante ao longo dos anos (condições de equilíbrio) e apresenta uma mistura perfeita;

- considerando a intermitência dos rios e a grande variabilidade dos escoamentos superficiais, uma parte fixa dos escoamentos superficiais (Esc) sai do sistema pelo rio (Rio), enquanto o restante do volume (estocado na bacia nos açudes) é totalmente perdido por evaporação (E) e por infiltração indireta (I_{ind});

- a infiltração indireta localizada é superior à infiltração direta difusa, considerando a marca evaporada das águas demostrada pelo estudo isotópico.

Assim, as saídas da água que entram anualmente na bacia (P_{tot}) são constituídas pelo rio (Rio) e pelo escoamento de base do aquífero (V_{out}), mas também, pela evapotranspiração das chuvas pouco significativas (ETR), pela evaporação das águas superficiais e das superfícies livres (E), e pela evapotranspiração das águas subterrâneas via as raízes profundas da vegetação (T).

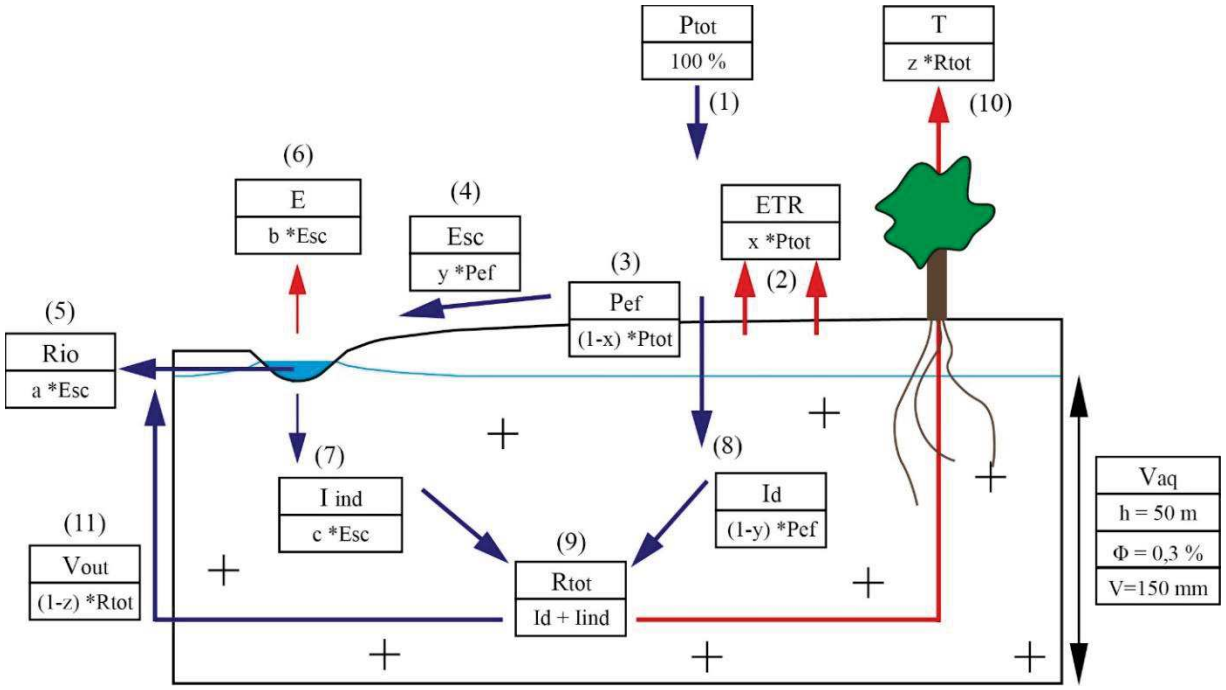


Figura 133: Modelo conceitual usado para as simulações de balanço de água e de Cl^-. As letras "a", "b", "c", "x", "y" e "z" são expressas como porcentagem.

São considerados, no modelo proposto, os termos seguintes (os volumes são expressos em mm de lâmina de água):

P_{tot} = Volume de precipitação média anual (mm)

ETR = Volume de evapotranspiração real (solo, plantas) da precipitação média anual (mm)

P_{ef} = Volume de precipitação efetiva (mm)

Esc = Volume dos escoamentos superficiais (mm)

I_d = Volume de infiltração direta (difusa) no aquífero (mm)

Rio = Parte do volume dos escoamentos superficiais que sai do sistema pelo rio (mm)

E = Parte do volume dos escoamentos superficiais que sai do sistema por evaporação (mm)

I_{ind} = Parte do volume dos escoamentos superficiais que vai infiltrar-se indiretamente no aquífero (recarga localizada) em mm

V_{aq} = Volume do aquífero (= constante; em mm)

R_{tot} = Volume de recarga total anual do aquífero (mm)

T = Volume de água que sai do sistema via a evapotranspiração pelas raizes das plantas (mm)

V_{out} = Volume de água do aquífero que sai do sistema via os escoamentos de base do aquífero (exutorio hidráulico natural; em mm)

2.2.2 Descrição passo a passo do modelo conceitual

2.2.2.1 Etapa 1

O modelo considera que todas as entradas de cloreto no sistema são oriundas da precipitação total (P_{tot} ; passo "1" da Figura 133). A quantidade de cloretos eventualmente trazida pelos aerossóis secos durante a estação seca não estão tomados em conta. Boa parte do volume P_{tot} é perdida[19] (solo, plantas) e sai do sistema pela evapotranspiração real (ETR; passo "2"). O restante do volume corresponde à precipitação efetiva (P_{ef} ; passo "3"). A chuva evapotranspirada não contém Cl^-. Assim neste modelo, consideramos que os cloretos deixados pela ETR ficaram na superfície do solo ou na ZNS. Uma parte destes cloretos vai ser lixiviada em profundidade via as infiltrações diretas, enquanto outra parte vai ser lixiviada pelos escoamentos superficiais. Portanto, o modelo considera que o volume da P_{ef} retoma os sais deixados pela ETR, ou seja, que a quantidade de cloretos contida na precipitação efetiva (P_{ef}) corresponde à quantidade de cloretos oriunda da P_{tot}.

[19] Perdida pela transpiração das plantas e evaporação da água do solo (representa em média 60% do balanço hídrico nos continentes).

As simulações feitas permitem simular várias proporções “x” de ETR (com “x” em %) para avaliar a consequência destas proporções na distribuição dos volumes e dos cloretos no sistema. Veremos nos parágrafos seguintes que uma certa percentagem de ETR deve ser aplicada para obter uma taxa de recarga do aquífero realística, considerado o clima semiárido da região estudada.

Assim, o modelo considera as equações seguintes:

Balanço de volume	$\mathbf{P_{tot} = ETR + P_{ef}}$	[9]
Com:	$ETR = x.P_{tot}$	
e:	$P_{ef} = (1-x).P_{tot}$	
Balanço de massa	$\mathbf{[Cl^-]_{Ptot} * P_{tot} = [Cl^-]_{Pef} * P_{ef}}$	[10]

Nota-se que os termos P_{tot} e $[Cl^-]_{Ptot}$ precisam ser conhecidos e fixados para lançar as simulações.

2.2.2.2 Etapa 2

O volume e os cloretos contidos na P_{ef} vão ser distribuídos entre os escoamentos superficiais (Esc; passo “4”) e a infiltração direta difusa (I_d ; passo “8”). As simulações feitas permitem simular várias proporções “y” (em %) de Esc (em relação à infiltração direta), para avaliar a consequência destas proporções em termos de salinização.

A etapa 2 do modelo considera as equações seguintes:

Balanço de volume	$\mathbf{P_{ef} = Esc + I_d}$	[11]
Com:	$Esc = y.P_{ef}$	
e:	$I_d = (1-y).P_{ef}$	
Balanço de massa	$\mathbf{[Cl^-]_{Pef} * P_{ef} = [Cl^-]_{Esc} * Esc + [Cl^-]_{Id} * I_d}$	[12]
Com:	$[Cl^-]_{Pef} = [Cl^-]_{Id} = [Cl^-]_{Esc}$	

Considerando que as águas do aquífero cristalino são isotopicamente marcadas pela evaporação, isto significa que a recarga do aquífero é feita em maior proporção pelas infiltrações indiretas (I_{ind}) em relação à infiltração direta. As hipóteses feitas sobre o valor isotópico das águas superficiais (de -1‰ a +1‰) no capítulo V.2.1.2 (p.172) mostraram que 67 a 32 % dos poços respectivamente apresentam uma taxa de infiltração indireta superior a 50%. Por isso, as simulações foram feitas de tal jeito que $I_d < I_{ind}$.

2.2.2.3 Etapa 3

Os escoamentos superficiais (Esc ; passo “4”) escorrem na bacia, e vão acumulando-se nos baixios topográficos da bacia (talvegues e açudes). Constituem os recursos superficiais. O volume e os cloretos dos escoamentos superficiais vão ser distribuídos em três componentes:

- o rio “Rio” (ou seja, corresponde ao volume de água e de cloretos que vão sair do sistema anualmente ; passo “5”),
- a evaporação das superfícies livres “E” (volume de água que vai também sair da bacia, mas deixando desta vez os cloretos no volume de água residual ; passo “6”), e,
- a infiltração indireta “I_{ind}” (volume restante de água que vai infiltrar-se no aquífero, lixiviando e/ou arrastando os cloretos deixados pela evaporação E ; passo “7”).

As simulações foram feitas com proporções “a”, “b” e “c” (em %) definidas conforme a justificação feita no parágrafo VII.2.2.3 “*Fixação dos parâmetros iniciais*” (p.258) considerando a dificuldade para avaliar as proporções de cada termos ligados aos escoamentos superficiais.

A etapa 3 do considera as equações seguintes:

Balanço de volume $\mathbf{Esc = Rio + E + I_{ind}}$ [13]

Com: $Rio = a.Esc$

e: $E = b.Esc$

e: $I_{ind} = c.Esc$

e: $a + b + c = 1$

Balanço de massa $\mathbf{[Cl^-]_{Esc} * Esc = [Cl^-]_{Rio} * Rio + [Cl^-]_{Iind} * I_{ind}}$ [14]

Com: $[Cl^-]_{Esc} = [Cl^-]_{Rio}$

e: $[Cl^-]_{Iind} = (I_{ind}.[Cl^-]_{Esc} + E.[Cl^-]_{Esc})/ I_{ind}$

2.2.2.4 Etapa 4

Deste jeito, a recarga anual do aquífero (R_{tot} ; passo “9”) é constituída por as infiltrações direitas e indiretas. Ao longo dos anos, o volume do aquífero pode ser considerado como constante no tempo. Para implementar isso, significa que o volume de água que chega ao aquífero (R_{tot}) sai do sistema por dois processos possíveis: através do escoamento de base do aquífero (V_{out} : saída de volume de água e de cloreto) e/ou da evapotranspiração das plantas (T), cujas raízes profundas atingindo a zona saturada do aquífero podem transpirar a água, deixando assim os cloretos na água residual do aquífero. De fato, como a vegetação exclui geralmente o sal durante a absorção de água, a transpiração aumenta a salinidade da água residual [Fass et al., 2007].

Sabendo que o volume dos escoamentos de base do aquífero (o termo V_{out}) não é conhecido, simulações são feitas para avaliar o comportamento da salinidade ao longo dos anos em função do grau de evapotranspiração “z” (em %) que afeta as águas dos aquíferos.

A etapa 4 do modelo considera as equações seguintes:

Balanço de volume $R_{tot} = I_d + I_{ind}$

e: $V_{aq_n} = \text{constante} = V_{aqn-1} + R_{tot} - (V_{out} + T)$

Então: $\mathbf{R_{tot} = I_d + I_{ind} = V_{out} + T}$ [15]

Com: $T = z.R_{tot}$

e: $V_{out} = (1-z).R_{tot}$

Balanço de massa $\mathbf{[Cl^-]_R = ([Cl^-]_{Id} * I_d + [Cl^-]_{Iind} * I_{ind})/R_{tot}}$ [16]

e: $\mathbf{[Cl^-]_{aq_n} . Vaq = [Cl^-]_{aq_n-1} . Vaq + [Cl^-]_R . R_{tot} - [Cl^-]_{Vout} . V_{out}}$ [17]

2.2.3 Fixação dos parâmetros iniciais

2.2.3.1 Concentração de Cl- nas águas de chuva

O volume anual de P_{tot} considerado (expresso em lâmina de água) é de 700 mm (≈ média anual histórica de precipitação calculada segundo o método dos polígonos de Thiessen entre 1981-2010).

A concentração de Cl^- nas águas de chuva não foi medido durante este estudo. Contudo, é necessário estimar este valor para poder fazer simulações de balanço de sais, porque representa a quantidade de cloretos que vai entrar no sistema anualmente. Portanto, a confiabilidade dos resultados desta simulação vai depender da confiabilidade nesta quantidade de cloreto trazida pela chuva.

Segundo a relação definida por Santiago (1984), o teor de cloreto nas chuvas do Sertão que caiam a 180 km da costa seria em torno de 0,2 mg/L, enquanto segundo as medições feitas pela Funceme, este valor seria, em mediana, de 4,1 mg/L. Segundo Kloppmann et al. (2010), este valor seria de 3,1 mg/L. Medições feitas por Matsui (1978), no Sertão do Pernambuco e a mais de 200 km da costa, mostraram que o valor de Cl^- nas chuvas varia de 0,7 a 5,0 mg/L. Considerando estas observações, foi escolhido, para as simulações, que a concentração média em Cl^- da chuva é igual a 2 mg/L.

2.2.3.2 Concentração inicial de Cl- nas águas subterrâneas e características hidrogeológicas

Para lançar as simulações, é necessário definir a concentração inicial de Cl^- nas águas do aquífero. Para isso, foi decidido usar a concentração mínima de cloreto observadas nas águas bicarbonatadas deste estudo, ou seja, $[Cl^-]_{aq\ inicial} = 29$ mg/L.

Para a definição do volume de água contido no aquífero, que é constante, é necessário avaliar a porosidade do aquífero, bem como a espessura saturada. Considerando que a zona fissurada apresenta uma profundidade média de 60 m e que o nível estático das águas fica, geralmente, em torno de 10 m de profundidade [Da Silva et al., 2007], significa que a altura saturada do aquífero é de 50 m. Segundo Manoel Filho (1996), a porosidade total do cristalino no Ceará fica

na faixa de 0,0022 a 0,28%. Contudo, estes valores foram obtidos a partir de testes de bombeamento realizados em poços sem piezómetros de observação, e devem então ser tomados com cuidados. O teste de bombeamento realizado no âmbito deste estudo mostrou um valor de porosidade igual a 0,0017%. No entanto, este valor muito baixo de porosidade (tipico de aquífero confinados) pode talvez explicar porque este poço (de observação) não é produtivo e nunca foi equipado. A estimativa da recarga do aquífero segundo o método WTF e os dados de datação sugerem que a porosidade do aquífero cristalino é inferior a 1%, e que pode ser da ordem de 0,3%. De qualquer forma, mais a porosidade do aquífero é baixa, mais o acúmulo de sais, para mesmas condições de simulação, vai ser rápido. Portanto, o valor de porosidade escolhido corresponde à hipótese mais alta de Manoel Filho (1996), ou seja, 0,3 %, o que leva a um modelo menos "reativo", portanto não exagerando os conteúdos em Cl^-. Nestas condições, o volume de água no aquífero (expresso em lâmina de água) é de 150 mm.

2.2.3.3 Repartição dos volumes oriundos dos escoamentos superficiais

Os rios da zona de estudo são caracterizados por uma grande variabilidade interanual em termos de volume [Costa, 2007; Burte, 2008; Nascimento, 2016]. A determinação da relação chuva-vazão representa, ainda hoje em dia, um real desafio para a gestão dos recursos hídricos da região.

Considerando a dificuldade para avaliar a parte dos diferentes termos ligados aos escoamentos superficiais, foi decidido, para o presente estudo, fixar as proporções dos três termos (Rio, E e I_{ind}), com base em na literatura e avaliações próprias do volume do rio Banabuiú, para contornar este problema.

Para avaliar o volume médio de água que sai do sistema pelo rio, foi decidido de calcular a relação entre a lâmina de água escoada no rio Banabuiú e a precipitação efetiva da região. O cálculo da precipitação efetiva ($P_{ef} = P_{tot} – ETR$) foi feito a partir dos dados diários de ETP e de precipitação total cujas médias anuais foram interpoladas na bacia do Banabuiú pelo método dos polígonos de Thiessen. Como a precipitação efetiva depende da evapotranspiração real (ETR, e não da ETP), os valores de ETR foram deduzidos da maneira seguinte:

$$ETR = ETP \text{ se } P_{tot} > ETP$$

$$ETR = P \text{ se } P_{tot} < ETP$$

A lâmina de água escoada anualmente no rio Banabuiú foi calculada a partir da estação fluviométrica que se localiza no afluente do açude Banabuiú. Esta estação não se localiza no exutório da bacia hidrográfica do Banabuiú, mas foi escolhida porque os rios a jusante deste açude estão artificialmente perenizados, o que leva a um maior viés em termos de relação chuva/vazão. Assim, aparece que a lâmina de água escoada pelo rio varia entre 0,2 e 32,6% da

precipitação efetiva, com um valor mediano de 3%. Em consequência, o modelo foi construído de tal jeito que Rio = 3% * P_{ef}. Como este valor é bem inferior aos valores achados na bibliografia (Rebouças, 1973; Costa, 2007; Nascimento, 2016) , que são geralmente em torno de 5 a 10% da chuva média anual, simulações com Rio = 10% *P_{tot} foram também feitas para ver a sensibilidade do modelo.

A avaliação dos termos E e I_{ind} foi baseada num estudo feito pela SUDENE [Molle, 1989] sobre as perdas por evaporação e infiltração dos pequenos açudes, cuja presença caracteriza nossa zona de estudo. Este estudo demonstrou que a taxa de infiltração dos açudes representa 20% do rebaixamento do volume (valor mediano), o que significa que o restante do rebaixamento é devido à evaporação. Para as simulações, foi considerado que o volume dos escoamentos que não saiu da bacia através do rio (Esc - Rio) é distribuído entre a evaporação das superfícies livres, com uma taxa de 80%, e a infiltração indireta, com uma taxa de 20%. Simulações com valores de 50% foram também feitas para ver a sensibilidade do modelo.

2.2.4 Condições do modelo

Nota-se que as simulações foram feitas cuidando que:

- A infiltração indireta representa proporções maiores do que a infiltração direta.
- A recarga do aquífero não ultrapassa 10% da chuva total anual.

Nota-se que este valor limite de recarga corresponde a uma hipótese alta para a região climática considerada, visto que nas regiões (semi)áridas do mundo, as taxas médias de recarga do aquífero são mais da ordem de 0,1 a 5% da chuva média anual [Scanlon, 2006], e que as taxas de recarga estimadas neste estudo foram da ordem de 1 a 3 % da chuva anual, ou seja, em torno de 7 a 21 mm/ano (para uma chuval anual de 700 mm). Uma maior taxa de recarga tende em diminuir a concentração em Cl^- da recarga.

2.3 Simulações e avaliação dos parâmetros que influenciam a salinidade das águas

Num primeiro tempo, simulações foram realizadas para avaliar quais são os parâmetros do modelo que levam a uma forte salinização da água e em que proporções, mas também, para calcular o número de anos necessários para atingir as concentrações de Cl^- medidas neste estudo.

2.3.1 Sem fenômenos de endorreismo

As simulações realizadas nas condições fixadas enunciadas anteriormente evidenciaram que, caso não existe fenômenos de endorreismo do aquífero (ou seja, toda água que entra no aquífero sai do sistema através dos escoamentos de base do aquífero), a concentração em cloreto do aquífero evolui geralmente em menos de 50 anos até atingir uma assíntota que corresponde à concentração da recarga (Figura 134, Tabela 69). O aquífero é então em estado de equilíbrio, e a quantidade de cloretos trazidos pela recarga anual corresponde a quantidade anual de cloretos que sai do aquífero pelos escoamentos de base.

O estado de equilíbrio é alcançado mais ou menos rapidamente dependendo da taxa de evapotranspiração total (e.g. ETR + E) e do volume que saia do sistema pelo rio (e.g. Rio): quanto maior for essas taxas, menor será o volume de recarga do aquífero e, portanto, o estado de equilíbrio será alcançado menos rapidamente.

Um valor de porosidade maior (de 1%, no caso) implica um modelo menos "reativo" para uma mesma recarga e, então, implica também que o estado de equilíbrio sejá alcançado menos rapidamente (Figura 135, Tabela 69).

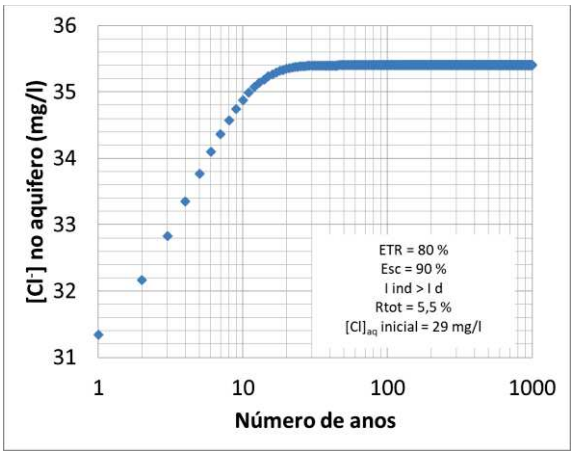


Figura 134: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%*P_{tot} ; Esc = 90%*P_{ef} e T = 0%*R. A concentração inicial em cloreto do aquífero é de 29 mg/L. A porosidade do aquífero é de 0,3 %.

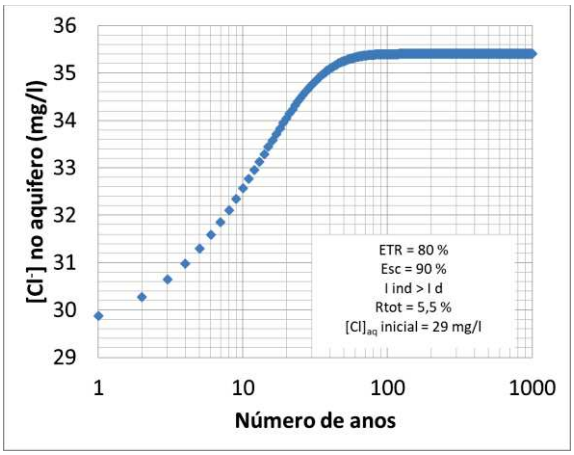


Figura 135: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%*P_{tot} ; Esc = 90%*P_{ef} e T = 0%*R. A concentração inicial em cloreto do aquífero é de 29 mg/L. A porosidade do aquífero é de 1%.

Nota-se que, mesmo se assumirmos que 97,4% da precipitação total anual sai da bacia pela evapotranspiração ETR e pela evaporação das superficies livres E (caso ETR= 90% e Esc= 95%), o que corresponde a uma recarga baixa de 2,3% da P_{tot} (Tabela 69), a concentração em cloreto das águas de recarga não ultrapassa a centena de mg/L (na hipótese que a concentração inicial da chuva seja de 2 mg Cl^-/l). Isso significa que a aridez não é um parâmetro que irá controlar a alta salinização do aquífero. O fato de que as águas subterraneas mais salgadas não são as mais evaporadas isotopicamente (Figura 136) confirma esta hipótese. Se a concentração inicial em cloreto da P_{tot} for de 5 mg Cl^-/l, poderíamos contudo explicar as concentrações encontradas nas águas subterrâneas de Forquilha (a bacia menos salgada deste estudo cujo $[Cl^-]_{aq}$ ≈200 mg/L).

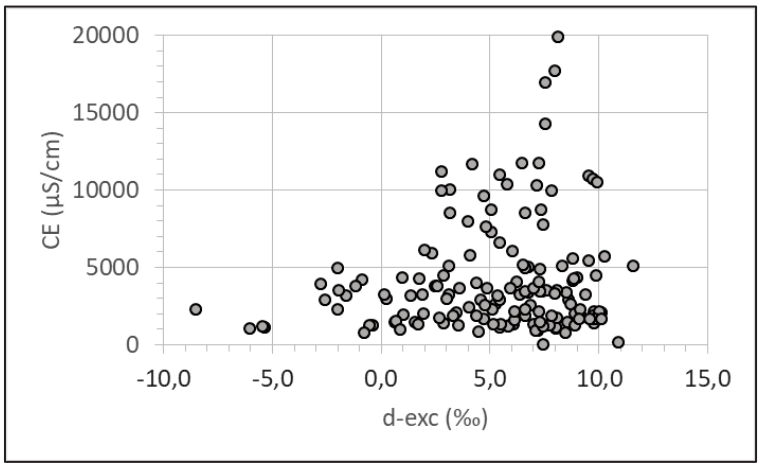


Figura 136: Relação entre a CE e o valor de d-exc (n= 205).

A concentração da recarga depende dos parâmetros do modelo. Assim, a concentração em cloretos da recarga aumenta com as taxas seguintes :

→ ETR : mais a taxa de evapotranspiração é alta, mais a concentração em cloreto dos escoamentos superficiais, da infiltração direta e indireta aumentam, o que implica uma água de recarga mais salgada (Tabela 69).

→ Esc : uma maior taxa de escoamentos superficiais implica um aumento dos volumes de água disponíveis para a infiltração indireta de águas superficiais (além da diminuição dos volume disponíveis para a infiltração direta), cujas águas são mais salgadas ($[Cl]I_{ind} > [Cl]I_d$) devido a evaporação parcial das superficies livres antes da infiltração no aquífero (Tabela 69).

Ao contrario, a concentração em cloretos da recarga vai diminuir com o volume que saia do sistema pelo Rio (caso Rio = 10%*P_{tot}; Tabela 69). De fato, mais os volumes que saiam da bacia pelo rio aumentam, mais a quantidade de cloretos capazes de ser transportados para fora da bacia aumenta, o que implica uma menor concentração em cloreto da água de recarga.

Da mesma forma, se as taxas de infiltração indireta ao nível dos açudes aumentam (em relação à evaporação das superficies livres), menos água será perdida por evaporação (a água residual será menos carregada em cloretos) enquanto maiores volumes de água serão infiltrados indiretamente no aquífero (caso E = I_{ind} = 50% *(Esc-Rio)).

Nota-se que a hipótese E = I_{ind} = 50% *(Esc-Rio) leva a taxas de recarga altas (acima de 10%) para o meio considerado (Tabela 69).

Tabela 69: Resultados das simulações para a condição T = 0% de Rtot

Parâmetros testados		Resultados			
ETR	**Esc**	**ETR + E**	**R_{tot}**	**$[Cl]_{Rtot}$ (mg/L)**	**N° de anos para atingir o equilíbrio (nova condição)**
60 % de P_{tot} (420 mm)	85 % de P_{ef} (238 mm)	86,2% de P_{tot} (604 mm)	12,6% de P_{tot} (88 mm)	15,45	15 anos
					45 anos (ϕ = 1 %)
		79,2% de P_{tot} (554 mm)	10,8% de P_{tot} (76 mm)	13,89	19 anos (Rio = 10%*P_{tot})
80 % de P_{tot} (560 mm)	85 % de P_{ef} (119 mm)	93,1% de P_{tot} (652 mm)	6,3% de P_{tot} (44 mm)	30,89	21 anos
					66 anos (ϕ = 1 %)
		88,2% de P_{tot} (617 mm)	11,2% de P_{tot} (78 mm)	17,32	19 anos (E = I_{ind} = 50% *(Esc-Rio))
		85,6% de P_{tot} (599 mm)	4,4% de P_{tot} (31 mm)	22,73	35 anos (Rio = 10%*P_{tot})
	90 % de P_{ef} (126 mm)	93,9% de P_{tot} (657 mm)	5,5% de P_{tot} (38 mm)	35,40	30 anos
					93 anos (ϕ = 1 %)
		88,7% de P_{tot} (621 mm)	10,7% de P_{tot} (75 mm)	18,13	56 anos (E = I_{ind} = 50% *(Esc-Rio))
		86,4% de P_{tot} (605 mm)	3,6% de P_{tot} (25 mm)	27,78	104 anos (Rio = 10%*P_{tot})
	95 % de P_{ef} (133 mm)	94,7% de P_{tot} (663 mm)	4,7% de P_{tot} (33 mm)	41,45	37 anos
					115 anos (ϕ = 1 %)
		89,2% de P_{tot} (624 mm)	10,2% de P_{tot} (71 mm)	19,02	19 anos (E = I_{ind} = 50% *(Esc-Rio))
		87,2% de P_{tot} (610 mm)	2,8% de P_{tot} (20 mm)	35,71	53 anos (Rio = 10%*P_{tot})
90 % de P_{tot} (630 mm)	95 % de P_{ef} (67 mm)	97,4% de P_{tot} (682 mm)	2,3% de P_{tot} (16 mm)	82,91	105 anos
					338 anos (ϕ = 1 %)
		94,6% de P_{tot} (662 mm)	5,1% de P_{tot} (36 mm)	38,04	35 anos (E = I_{ind} = 50% *(Esc-Rio))

Assim, mesmo se as simulações com T = 0%*R_{tot} não permitem explicar a quantidade de cloretos observada nas águas subterrâneas do estudo (≈200-5000 mg/L de Cl^-), evidenciaram que a salinidade da água de recarga depende da quantidade de cloretos contidos na chuva, da taxa de evapotranspiração (ETR+E), e da distribuição entre os fluxos oriundos das infiltrações diretas e indiretas.

2.3.2 Com fenômenos de endorreismo

A evolução da salinidade das águas subterrâneas é diferente quando implementamos fenômenos de transpiração da água do aquífero. Isto significa que uma parte ou a totalidade das saídas do aquífero não é constituída pelos escoamentos de base do aquífero V_{out}, mas pela transpiração das plantas T que excluem o sal durante a absorção de água, o que leva, então, ao aumento da salinidade da água residual. Neste caso, significa que não há mais relação entre a idade aparente da água e o grau de salinização, visto que uma parte dos cloretos ficaram accumulados no aquífero (na água residual) apesar que houve uma renovação de uma parte do estoque de água.

Vamos considerar nos exemplos a seguir uma ETR de 80% (ETR= 80% *P_{tot}) e um Esc de 85% (Esc= 85% *Pef). Nas condições enunciadas do modelo, isto corresponde a uma evapotranspiração total (e.g. ETR + E) de 93,1% da chuva anual, a uma taxa de recarga do aquífero de 6,3% da chuva anual ($[Cl]_{Rtot}$ = 30,89 mg/L), além de implicar que as proporções de I_{ind} sejam superiores a I_d (conforme cálculo isotópico feito neste estudo). Os 0,6% restantes correspondem ao volume de água que saiu pelo rio (que correspondem à 3% da precipitação efetiva P_{ef}). Este valor parece baixo, mas não implica grandes diferenças em termos de concentrações ou de reatividade do modelo para o objetivo destas simulações (caso Rio = 10%*P_{tot}; Tabela 69 acima).

Assim, para taxa de transpiração T > 85%* R_{tot}, as concentrações em cloreto no aquífero aumentam até atingir um valor > 200 mg/L (estado de equilíbrio). Para uma taxa de transpiração que corresponde a 99% da recarga total, as concentrações em cloreto podem atingir as concentrações medianas encontradas nas diferentes sub-bacias, a saber, 200, 700 e 1700 mg/L em ≈20, 85 e 270 anos respectivamente (Figura 137). De forma geral, para valores de T < 100 % do volume da recarga, a concentração em cloreto evolui até atingir uma assíntota, que no caso de T=99% *R_{tot}, é de ≈3100 mg/L (Figura 137), ou no caso de T=99,99% *R_{tot}, é de ≈ 54 000 mg/L. Destaca-se que a porosidade do meio vai influenciar a quantidade de sal acumulada: menor é a porosidade e mais as águas ficarão salgadas rápidamente.

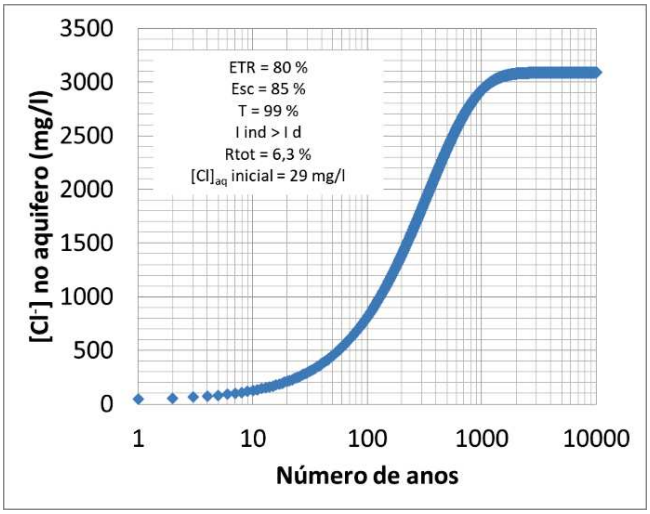


Figura 137: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%*P_{tot} ; Esc = 85%*P_{ef} e T = 99%*R_{tot}. A concentração inicial em cloreto do aquífero é de 29 mg/L. A porosidade do aquífero é de 0,3 %.

Assim, estas condições permitem explicar a maioria das concentrações encontradas, mas não permitem explicar as concentrações extremas em cloretos que puderam ser medidas no âmbito deste estudo ([Cl] de até 6590 mg/L, correspondente a uma CE de 15780 µS/cm).

É só no caso de T=100% *R_{tot} (ou seja, não existe escoamento de base do aquífero, e toda a quantidade de água que chega ao aquífero sai do sistema através da transpiração das plantas) que as concentrações em cloreto aumentam de maneira continua, sem limitações (a limite real

sendo provavelmente a limite fisiobiologicas das plantas). Neste caso, observem-se concentrações que podem chegar até mais de 6500 mg/L em 700 anos (Figura 138).

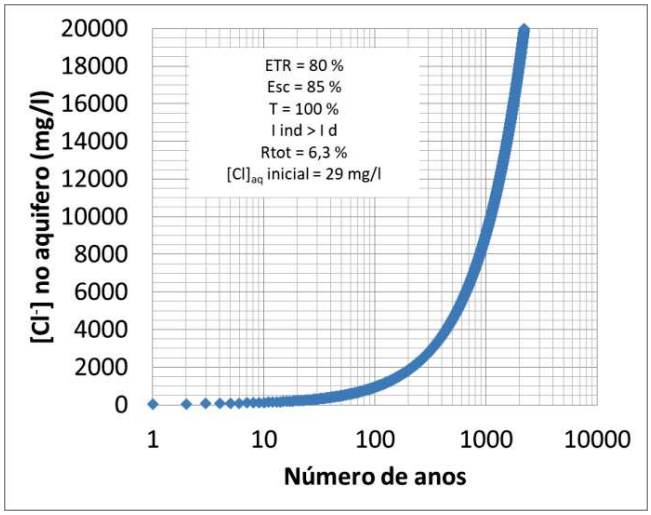


Figura 138: Evolução da concentração em cloreto ao longo do tempo com os parâmetros ETR = 80%*P_{tot} ; Esc = 85%*P_{ef} e T = 100%*R_{tot}. A concentração inicial em cloreto do aquífero é de 29 mg/L. A porosidade do aquífero é de 0,3 %.

Nota-se que os valores de $[Cl]_{aq}$ > 3000 mg/L medidos neste estudo são associados à presença de nitrato, nitrito e sulfato, o que indica uma fonte adicional antrópica de cloretos em relação aos aportes atmosféricos.

O modelo de mistura perfeito aqui apresentado foi feito com valores médios, e não pretende modelar as fortes heterogeneidades espaço-temporais que podem ser encontradas neste tipo de contexto (seja em termos de química ou de tempo de trânsito) devido à forte anisotropia dos aquíferos cristalinos fraturados (compartimentação vertical e horizontal). De qualquer forma, as simulações mostraram que taxas de transpiração semelhantes a taxas de recarga levam a uma alta salinização da água subterrânea. Isso nos demonstra que o forte acúmulo de cloretos na água subterrânea não é condicionado pelas altas taxas de evapotranspiração das águas superficiais, mas sim pelo fenômeno de endorréismo subterraneo (T) e às fracas características hidráulicas do aquífero, representadas aqui pela porosidade.

2.3.3 Identificação dos parâmetros que condicionam a salinidade das águas

As simulações demostraram que os fatores que controlam a salinização do aquífero não é o grau de aridez (evapotranspiração e evaporação), mas sim as condições de endorréismo do aquífero (ou seja, as saídas do aquífero são devidas à transpiração das plantas).

A salinidade da recarga, por enquanto depende da quantidade de sais trazidos pelos aerossóis atmosféricos úmidos ou secos (a contribuição por depósitos secos não tendo sido considerada neste modelo), da taxa de evapotranspiração e de evaporação das águas, e dos processos de recarga do aquífero (distribuição entre os fluxos de infiltração que favorecem uma recarga

indireta mais salgada em comparação com a infiltração direta). De fato, uma proporção maior de escoamento superficial (Esc) em relação à infiltração direta favorece a lixiviação dos cloretos depositados na superfície do solo e sua concentração gradual nas águas superficiais (evaporação parcial da água antes de sua infiltração). Apesar disso, a salinidade da água de recarga não permite explicar a alta salinidade do aquífero.

2.4 Simulações da dinâmica da salinidade das águas subterrâneas

O objetivo desta parte é explicar a dinâmica da salinidade das águas subterrâneas do embasamento cristalino e determinar qual é a tendência atual: salinização ou dessalinização?

2.4.1 Elementos-chave de mudanças climáticas, uso do solo e práticas de gestão da água

Os efeitos da variabilidade natural do clima e da colonização na paisagem são descritos desde o início do século XVI no Brasil. No entanto, poucas informações são fornecidas sobre seus efeitos sobre os recursos naturais [Ledru et al., 2020]. A Figura 139 resume os elementos-chave que podem influenciar o ciclo hidrológico da região estudada e, portanto, a salinidade de suas águas subterrâneas:

→ O clima é considerado como relativamente estável e semiárido desde ≈13 Ma [Peulvast et al., 2008] com, no entanto, flutuações entre períodos mais áridos e mais úmidos, os dois últimos ocorrendo por volta de 18.000 (último máximo glacial que teria causado a existência de uma drenagem endorreica) e 12.000 anos atrás, respectivamente [Barreto et al., 1999].

→ A ocupação do solo (vegetação) também mostra uma relativa estabilidade. A Caatinga está estabelecida desde o final do Terciário no NEB há pelo menos ≈2,6 Ma [Leal et al., 2003], e sua distribuição não parece ser afetada pela alternância de episódios de seca ou de alta umidade [Ledru et al., 2020]. Assim, o principal destaque está ligado à colonização (e, em particular, as práticas agrícolas atuais [Leal et al., 2003]) que marca o início do "desmatamento", com uma regressão gradativa da Caatinga em favor das pastagens [Ledru et al., 2020], mesmo se ilhotas da Caatinga ficam ainda hoje remanescentes. Por informação, o Brasil foi colonizado pelos portugueses em 1500 e conquistou a independência em 1822.

→ As práticas de gestão da água também começam de forma contemporânea com a criação de açudes (século XIX). Acredita-se que anteriormente, o ciclo da água não era influenciado pelas atividades humanas.

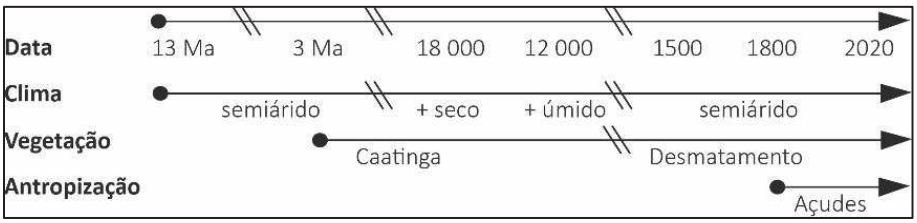


Figura 139: Elementos-chave que podem influenciar o ciclo hidrológico da região estudada

2.4.2 Antes a colonização

Para entender a dinâmica de longo prazo da salinidade da água, decidiu-se levar em consideração as grandes mudanças na paisagem e, em particular, na vegetação.

Foi demonstrado anteriormente que fortes salinidades são condicionadas pelas condições endorreicas do aquífero, ou seja, pelo fato que a saída hidráulica do aquífero de embasamento é constituída pela transpiração do lençol freático pelas raízes das plantas, o que implica que a caatinga arbórea (nativa) seja presente. Assim, de acordo com os elementos apresentados por Ledru et al. (2020), podemos considerar que nos últimos milênios passados, a maior mudança na vegetação ocorreu após a colonização do Brasil, ou seja, após os anos 1500.

Antes a chegada dos colonos, a Caatinga arbórea já estava firmemente implantada na terra. Assim, a simulação considera as hipóteses seguintes (Figura 140):

- A evapotranspiração (ETR) está no seu máximo, enquanto os escoamentos superficiais (Esc) são muito limitados em relação à infiltração direta difusa (I_d), devido a solos menos degradados ainda não sujeitos à desertificação.

- A presença de drenagem exoréica implica que parte da água e dos cloretos saem do sistema via os rios (Rio). No entanto, nenhuma barragem de águas superficiais é construída (a presença de zonas endorréicas superficiais naturais não sendo um parâmetro determinante em termos de salinização do aquífero). Como resultado, todos os escoamentos superficiais (Esc) são exportados para fora da bacia pelos rios (Esc = Rio) e não há infiltração indireta.

- A forte resiliência da caatinga a períodos de seca é favorecida pela absorção das águas do aquífero pelas raizes das plantas ($T = 100\%*R_{tot}$). Como o volume de água do aquífero é constante no tempo (equilíbrio), isso implica que não há escoamento de base do aquífero ($V_{out} = 0\%*R_{tot}$).

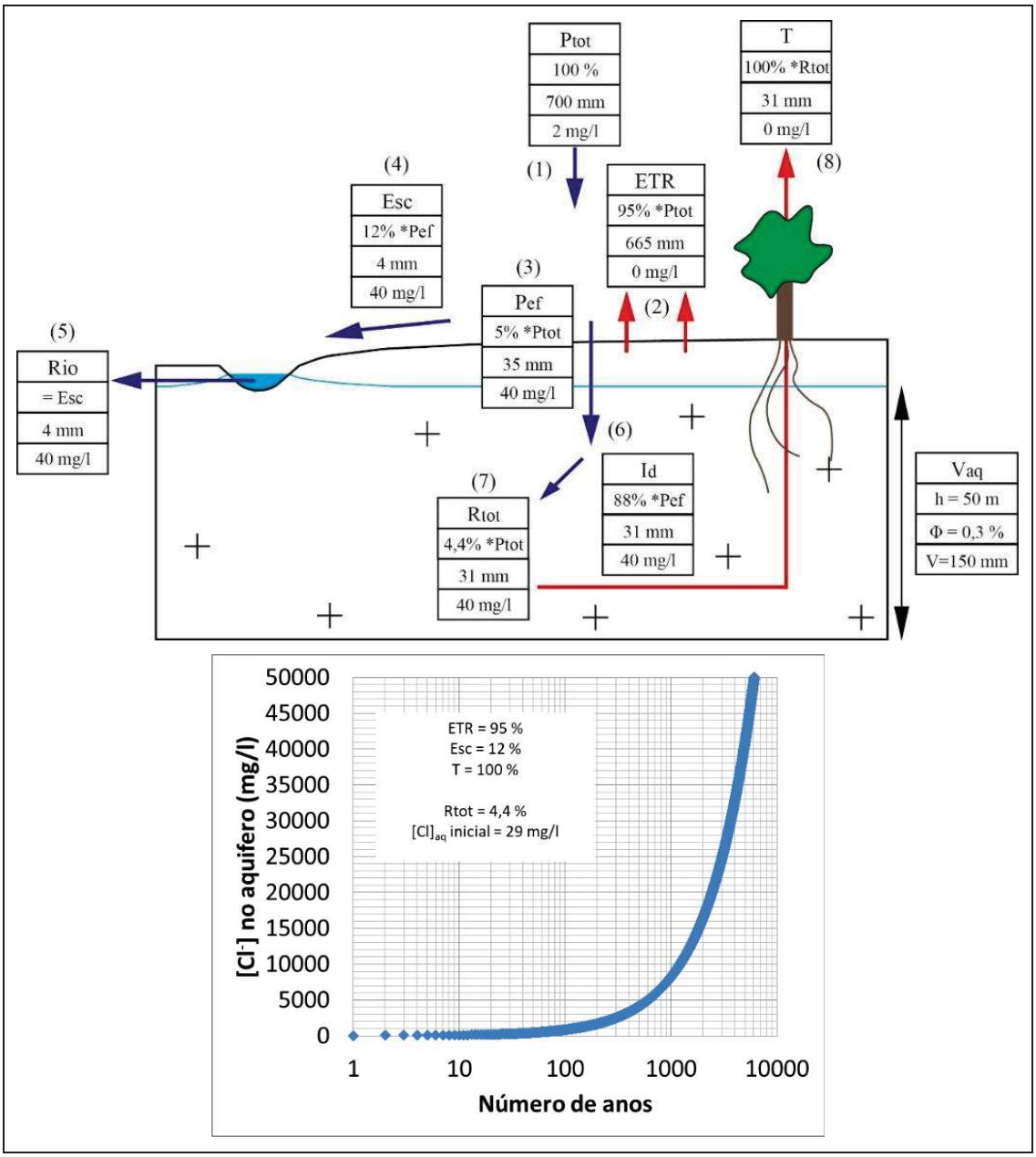


Figura 140: Modelo conceitual da situação antes da colonização do Brasil e evolução associada da concentração em cloreto ao longo do tempo no aquífero. A concentração inicial em cloreto do aquífero é de 29 mg/L. A porosidade é de 0,3 %.

Assim antes da colonização do Brasil (Figura 140), observamos uma salinização progressiva do aquífero devido à transpiração das árvores da Caatinga. A água é produzida com uma concentração de Cl^- em torno de 10 000 mg/L em 1000 anos. Neste modelo, a concentração em cloreto pode aumentar indefinidamente ao longo do tempo, mas podemos supor que existe um limite fisiobiológico em termos de NaCl para qual a Caatinga não pode mais se desenvolver. Sem argumentos para definir este limite, assumiremos que este limite fisiobiológico é 50 000 mg/L de cloreto.

2.4.3 Apos a colonização

A colonização causou a destruição da caatinga e, em particular, das espécies arbóreas (Figura 141). Como hipóteses, podemos supor que a ETR diminuiu e que não há mais absorção do lençol freático pela vegetação (T = 0% e V_{out} = 100%). Como os solos são degradados pela colonização, o escoamento superficial (Esc) é amplamente dominante sobre a infiltração direta (Figura 141). Além disso, a construção de açudes para combater a seca modificou o balanço hídrico. Em consequencia, o escoamento é distribuído entre os três termos Rio/Evaporação/infiltração indireta, conforme definido no parágrafo VII.2.2.3.3 “Repartição dos volumes oriundos dos escoamentos superficiais” (p.259)”.

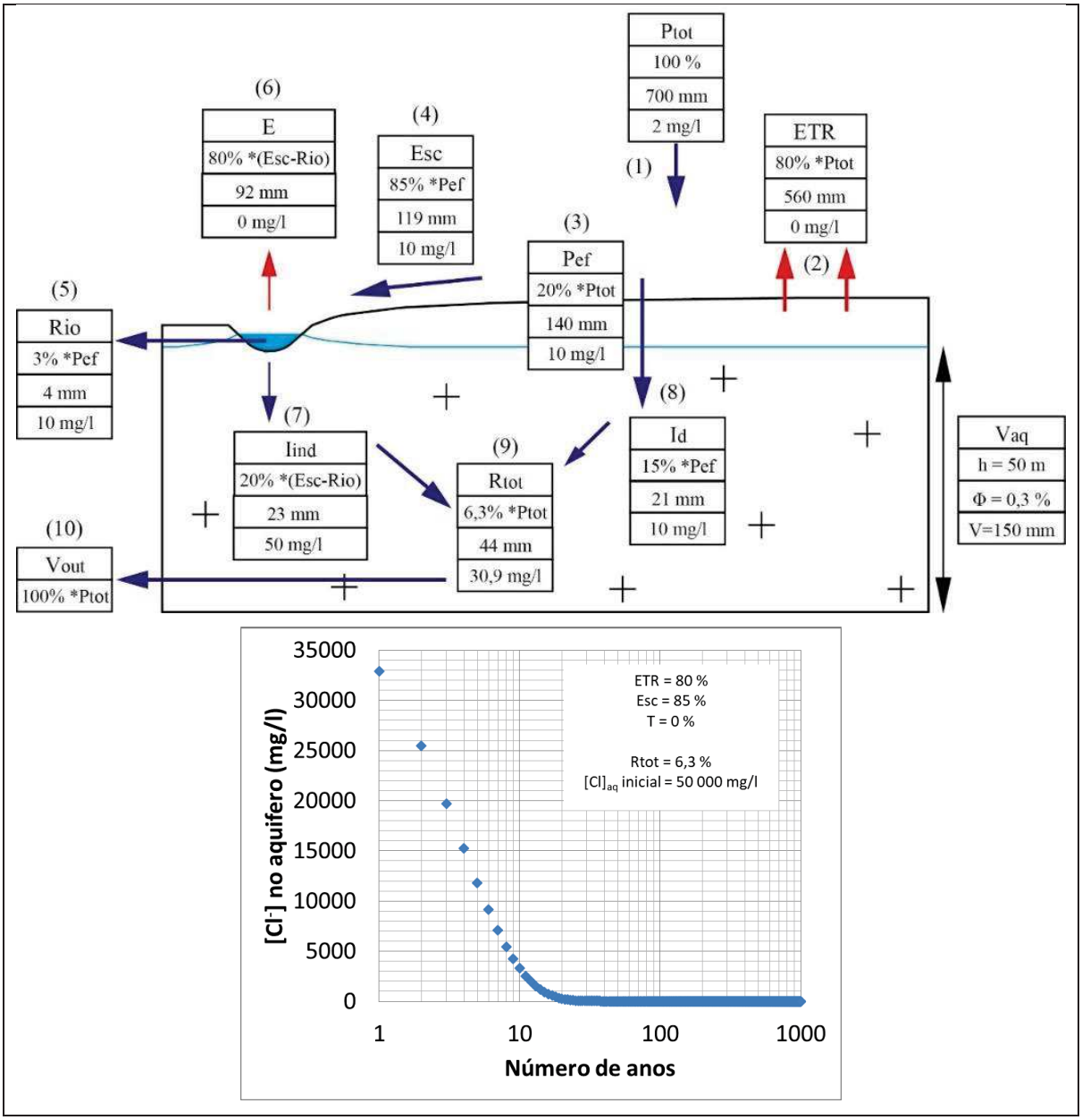


Figura 141: Modelo conceitual da situação apos a colonização do Brasil e evolução associada da concentração em cloreto ao longo do tempo no aquífero. A concentração inicial em cloreto do aquífero é de 50000 mg/L. A porosidade é de 0,3 %.

Após a colonização, os volumes de água no aquífero não são mais transpirados pela Caatinga arbórea (T = 0%* R_{tot}) e podem formar um escoamento de base. A degradação da caatinga e das terras, associada à construção de açudes, modificou teoricamente os termos do balanço hídrico (em proporções semelhantes a aquelas da simulação atual). Como resultado do modelo de mistura perfeita, observe-se uma dessalinização rapida do aquífero se as taxas de transpiração são inferiores aos escoamentos de base. Assim, se o aquífero fosse salgado no passado, demoraria apenas 30 anos para dessalinizá-lo caso T = 0%* R_{tot} (Figura 141 e Tabela 70).

Tabela 70: Tempo para dessalinizar o aquífero nas condições ETR= 80% e Esc=85%.

	Tempo para dessalinizar	**Concentração atinginda**
T = 0%* R_{tot}	≈ 30 anos	≈ 30 mg/L
T = 90 %* R_{tot}	≈ 300 anos	≈ 300 mg/L
T = 95 %* R_{tot}	≈ 600 anos	≈ 600 mg/L
T = 99 %* R_{tot}	≈ 3000 anos	≈ 3000 mg/L

A maior taxa de escoamentos superficiais e pois, de estocagem da água nos açudes, leva à criação de uma infiltração indireta que é mais salgada do que a infiltração direta. Portanto, se considerarmos menores taxas de escoamentos superficiais (e pois, de infiltração indireta), esta dessalinização seria ainda mais rápida. No modelo, a maior taxa de escoamentos superficiais não leva à maiores taxas de recarga do aquífero. Contudo, vale-se destacar que o aumento das taxas de escoamentos superficiais observado no Niger (devido à degradação dos solos) provocou uma recarga mais importante do lençol freático e um aumento subsequente do lençol freático ao longo dos anos [Leduc et al., 2001]. Neste sentido, a criação de açude apos a colonização na região de estudo poderia ter provocado um aumento das taxas de recarga do aquífero, e neste sentido, acelerar a dessalinização do aquífero. No estado atual dos conhecimentos, nenhum elementos nos permitem dizer, por enquanto, que a criação dos açudes levou a maiores taxas de recarga do aquífero. Contudo, mesmo se as águas dos açudes são submetidas a evaporação, as informações isotópicas evidenciam que a infiltração destas águas permite diluir as águas mais salgadas do aquífero (Figura 136).

2.5 Hipóteses sobre a origem da alta salinidade das águas subterrâneas dos aquíferos cristalinos

2.5.1 Processo de salinização

As simulações realizadas mostram que apenas as condições de endorreísmo permitem atingir salinidades elevadas, de vários g/L a várias dezenas de g/L. Todas as outras hipóteses consideradas, e em particular a evaporação atual dos açudes, conduzem apenas a teores de algumas dezenas de mg/L, 100 a 200 mg/L no máximo (e.g. parágrafo VII.2.3.1).

Dentre os principais elementos de mudanças climáticas, de ocupação do solo e de práticas de gestão da água (Figura 139), considerando à falta de evidências da presença de zonas de evaporação direta das águas subterrâneas (playas, sebkha, etc.) devido à sua profundidade (10 m em média), o único elemento que pode gerar tais condições de salinidade corresponde à **evapotranspiração da água do lençol freático pela vegetação**, e neste caso pela Caatinga. Ainda mais do que a evapotranspiração da água do lençol freático, **o fator chave é uma evapotranspiração com uma taxa de quase 100% da recarga anual**. Nesse contexto, o processo deve ter sido o seguinte:

- Captação pela vegetação do lençol freático em uma taxa igual ou mesmo temporariamente maior do que a recarga.

- Diminuição do nível piezométrico e aumento gradual da salinidade :
  Devido ao rebaixamento do nível piezométrico, apenas o estrato arbóreo (devido ao seu enraizamento profundo) deve ser capaz de acomodar a queda do nível piezométrico após a captação e continuar a subsistir. As simulações mostram que, levando em consideração o baixo estoque de água dos aquíferos de embasamento ligado às suas características hidrogeológicas (baixa porosidade efetiva, espessura reduzida a algumas dezenas de metros), a obtenção de altas salinidades é atingida após um período de tempo entre algumas centenas e alguns milhares de anos no máximo deste regime. Essas ordens de grandeza de tempo são muito mais baixas, pelo menos de um fator de 1000, em relação às variações climáticas e de ocupação do solo (que são expressas em milhões de anos). Isso confirma que essas variações (clima e vegetação) não são a causa da salinidade das águas subterrâneas. É a conjunção de um clima semiárido durável, “exigindo” à vegetação de captar no lençol freático para garantir seu metabolismo, e a capacidade da vegetação (adaptação) para captar o lençol freático, que explica a salinização do mesmo.

- O aumento da salinidade deve ter sido um fator limitante no crescimento das plantas, considerando que fortes salinidades provocam a redução generalizada do crescimento das plantas e/ou a morte das espécies menos tolerantes. De fato, o excesso de sais solúveis nas plantas vai aumentar a pressão osmótica e impedir à planta de absorver água. O menor consumo de água leva então a um aumento do nível piezométrico e uma diminuição da salinidade, que vai permitir um novo aumento da vegetação, resultando novamente em um aumento da salinidade, etc.

  Durante este período, a salinidade do lençol freático deve, portanto, ter flutuado dentro de uma faixa de valores elevados, no entanto, compatível com a tolerância das plantas à salinidade.

  A tolerância da vegetação a fortes salinidades deve ter sido um fator limitante mais importante do que o rebaixamento do nível piezométrico, a profundidade máxima do

aquífero sendo limitada pela extensão vertical do aquífero do embasamento na região de estudo (≈ 60 m de profundidade abaixo da superfície topográfica, ou até 80 m pontualmente). No entanto, a vegetação necessariamente deve ter adaptado sua densidade e seu consumo de água à quantidade de água extraível em média no lençol freático e, portanto, à recarga que prevalecia na época.

- No final, essas condições devem ter gerado um regime pseudo-estabilizado que durou até a colonização. De fato, as simulações de "dessalinização" (parágrafo VII.0 p.269) mostram uma dinâmica de dessalinização muito rápida (de algumas dezenas de anos) que não pode ser correlacionada com variações climáticas recentes (históricas). As possíveis variações climáticas não podem, portanto, explicar a salinização ou dessalinização do aquífero, e em particular, o período mais úmido observado por volta de -12.000 anos atrás, demais antigo se o compararmos com esta dinâmica de dessalinização rápida.

Seria interessante buscar dados de arquivo para saber se os primeiros colonos cavaram poços que se mostraram salgados, ou "secos" (em razão de um nível piezométrico muito profundo), o que os levaram a desenvolver o sistema de armazenamento de águas superficiais (açudes).

2.5.2 Diminuição da salinidade das águas subterrâneas

A única evolução que permite a redução da salinidade das águas subterrâneas é o desmatamento que iniciou durante a colonização. A eliminação quase total da Caatinga reduziu a captação do lençol freático pela vegetação, o que permitiu a elevação do nível piezométrico, a interrupção das condições de endorreísmo e, consequentemente, a redução da salinidade da água do lençol freático. Simulações realizadas com o mesmo modelo e as mesmas configurações hidrogeológicas e climáticas da simulação do aumento da salinidade mostram que esta hipótese é válida. Na verdade, o desmatamento, a criação de pastagens e as atividades agrícolas extensivas começaram há algumas centenas de anos [Ledru et al., 2020], teoricamente a partir da chegada dos colonos há 500 anos, e provavelmente de forma mais intensiva a partir do século XVII (há 200 anos), que é uma ordem de magnitude semelhante à queda teórica da salinidade do aquífero que ocorre em algumas décadas (cerca de 30 anos) com o modelo utilizado. A mudança da ocupação do solo devido ao desmatamento levou a uma diminuição da captação de água subterrânea pela vegetação, ao fim das condições de endorreísmo e à redução da salinidade da água subterrânea.

O modelo de mistura perfeita utilizado leva a uma dessalinização significativamente mais rápida do que é observado na realidade porque, em teoria, toda a salinidade deveria ter desaparecido em algumas dezenas de anos de acordo com os resultados do modelo utilizado. Os seguintes elementos podem, no entanto, explicar a dinâmica real da diminuição da salinidade, que é mais lenta na realidade :

1) O desmatamento certamente não ocorreu de forma instantânea desde o início da colonização e de forma síncrona em todo o território estudado. É provável que ela tenha progredido com uma certa linha do tempo espacial (desmatamento perto da rede hidrográfica em primeiro lugar, por exemplo, seguido das áreas mais afastadas). Seria interessante reconstruir essa cronologia com documentos históricos (dados de arquivo, mapas coloniais) para melhor simular a dinâmica temporal e espacial do desmatamento. Simulações mostraram que manter uma transpiração da planta equivalente a um volume de pelo menos 90 % da recarga anual permite a dessalinização do sistema em algumas centenas de anos (Tabela 70).

2) As velocidades de circulação no aquífero são inversamente proporcional à profundidade, portanto, a parte superficial do aquífero é lixiviada em totalidade enquanto fica uma salinidade residual possível em profundidade (o que explicaria por que observamos um aumento da salinidade nos perfis de condutividade feitos). Assim, o modelo de mistura perfeita aqui apresentado otimiza a taxa de lixiviação da salinidade.

3) A variabilidade espacial da dinâmica de lixiviação é devida a morfologia da zona, as regiões planas sem relevo possuindo linhas de fluxo descendo menos profundamente do que nas zonas com relevo.

2.5.3 Evolução atual da salinidade da água subterrânea

Esses resultados mostram que o lençol freático está atualmente em uma dinâmica de diminuição da salinidade. É certo que os açudes concentram as águas dos fluxos superficiais e hipodérmicos por evaporação, mas os resultados isotópicos mostram que essas águas evaporadas contribuem, por recarga indireta, para a recarga do aquífero e, portanto, para a diluição da água do lençol freático (e não para a sua salinização). Obviamente, a recarga indireta é mais mineralizada do que a recarga direta (de 5 mg/L a 40 mg/L para o último e de 50 mg/L a 200 mg/L para o primeiro), mas não é suficiente para explicar a alta salinidade do lençol freático (em g/L).

3 Discussões paralelas

3.1 A transpiração das plantas

Segundo o modelo apresentado, apareceu que as altas salinidades observadas em alguns poços implantados no cristalino cearense, se derivadas unicamente dos aportes meteóricos, seriam devidas às condições endorreicas do aquífero e pois, à transpiração das plantas. As simulações mostraram que esta transpiração deve corresponder a um volume anual equivalente a recarga anual do aquífero. A pergunta seria então de saber se existem ou se houvesse realmente plantas da Caatinga susceptíveis de extrair a água do aquífero cujo nível estático fica, em média, em torno de 10 m de profundidade, e se uma taxa de evapotranspiração da ordem de 10 a 40 mm por ano é realística.

A vegetação da região de estudo é caracterizada pela presença de Caatinga, cujas adaptações à escassez hídrica incluem folhas reduzidas ou modificadas em espinhos para reduzir a transpiração, queda das folhas durante a estação seca (para as plantas caducifólias), raízes profundas para absorver a água do solo, além de sistema de armazenamento de água modificado no caule, nas raízes e nas suculências[20] (tecido especializado no armazenamento de água).

A transpiração vegetal é um processo contínuo nas plantas devido à evaporação de água a partir dos estômatos das folhas e, numa medida bem menor, dos galhos e das flores. Assim, para poder transpirar quantidades significativas de água, a vegetação precisa de folhas. Ademais, caso a disponibilidade hídrica do solo for fraca, as plantas necessitam possuir um sistema de raiz profundo o suficiente para poder atingir o lençol freático e transpirar.

Durante a estação de seca, a camada herbácea da Caatinga desaparece e a maioria das plantas perdem as folhas para diminuir a transpiração e evitar a perda de água armazenada. Contudo, o monitoramento mensal da CE e do nível estático do cristalino feito neste estudo sugeriu que ocorrem fenômenos de transpiração durante a estação seca. Além disso, durante a estação chuvosa, a transpiração das plantas a partir do lençol freático deve provavelmente ser reduzida em comparação a transpiração a partir do solo devido à melhor disponibilidade hídrica nesta época.

Embora menos abundantes, as espécies perenifólias[21] da Caatinga, como a Ziziphus joazeiro (juazeiro), Capparis yco (icó), Copernicia prunifera (carnaúba), Maytenus rígida (bom-nome) e Licania rigida (oiticica) habitam principalmente os locais de maior disponibilidade hídrica do solo, e preferencialmente às margens dos rios e riachos [Leal et al., 2003]. Ao contrario, os cactos e bromélias, cuja suculência permite a estocagem de água, ocorrem em regiões mais secas, onde os solos são rasos e pedregosos.

[20] A suculência é observada principalmente nos cactos e bromélias.
[21] Cujas folhas velhas não caem antes de as novas já se terem desenvolvidas.

A alta tolerância à seca das plantas perenifólias deve ser motivada pelas raízes que atingem grandes profundidades. Algumas espécies de perenifólias, como a oiticica, podem apresentar raízes principais com 18 metros de profundidade e ocorrer mesmo nas margens de um rio seco [Leal et al., 2003]. Outras espécies da região, como o juazeiro por exemplo, são também caracterizadas por possuir raízes profundas.

Para aprofundar a hipótese da transpiração das águas, um censo dos tipos de arvores perenifólios deveria ser feito nas áreas de recarga dos poços mais salgados para identificar o numero de arvores susceptível de transpirar através de raízes profundas, além de avaliar a taxa de absorção de água das diferentes espécies de plantas (sensoriamento remoto ?). Estas perguntas de pesquisa representam análises que fogem do escopo deste estudo e requer, então, uma nova linha de pesquisa própria. De fato, a literatura existente relatando o uso de água subterrânea pelas raízes é extensa, o que jà não é mais o caso para a avaliação quantitativa destas taxas de captação [Barbeta et Peñuelas, 2017]. No entanto, uma análise feita a partir de imagens aéreas mostra que numerosos arvores que ficam verdes são observados na diferentes sub-bacias de estudo, e isso mesmo no final da estação seca. Assim, é possivel que existe fenômenos de evapotranspiração pelas raizes da vegetação, mas não foi observado diferenças muito visiveis entre as quatro sub-bacias do estudo, em termos de desmatamento, par explicar as diferenças de salinidade observadas (velocidades de circulações ? morfologia da zona ?).

3.2 Análise do contexto ambiental local dos diferentes poços

Uma análise de contexto ambiental foi feita para cada poço analisado neste estudo para tentar explicar as diferenças de salinidade observadas entre dois poços. Assim, parâmetros relacionados ao poço tais que: a fácies das águas, a vazão do poço, a profundidade do nível de água, a faixa de valor de CE, ^{18}O e d-exc foram confrontados ao contexto ambiental do poço.

Para cada poço, foi observado a distância e a posição do poço em relação à rede hidrografica (poço a montante ou a jusante de um açude, dentro ou fora da “via verde[22]”), a vegetação, o relevo da paisagem, o tipo de solo, a geologia, além da presença de falhas ou de outras estruturas tectonicas e de fatores antropicos (tais que atividade pécuraria, agricole, *etc*.).

Infelizmente, esta análise poço por poço não permitiu discriminar um parâmetro em vez de outro para explicar as diferenças espaciais observadas dentro de uma mesma sub-bacia em termos de salinidade de água. Isto é provavelmente devido à alta complexidade dos fluxos e dos processos de recarga que ocorrem em zona de embasamento cristalino, sem falar da alta variabilidade das propriedades hidrodinâmicas (horizontais e verticais). Além disso, a resolução dos mapas disponivéis (1:100.000 no maximo) não é muito adaptado considerando que os

[22] Talvegue com vegetação que fica verde mesmo durante a estação seca.

sistemas aquíferos devem ter uma compartimentação lateral reduzida, teoricamente em torno de várias centenas de metros [Lachassagne et al., 2021], e que foi observado no campo uma grande variabilidade espacial em termos de solo ou de geologia.

Assim, a variabilidade geoquímica observada entre dois poços poderia ser função das diferenças espaço-temporais existentes no embasamento cristalino em termos de hidrodinâmica (porosidade, transmissividade, permeabilidade), de variações espaciais dos tipos de solo (relação entre tipo de solo e as velocidades de infiltração ou circulação), das diferenças entre os volumes de recarga (taxas de renovação), da repartição entre os fluxos de recarga direta ou indireta (enriquecimento por evaporação e/ou a extensão da lixiviação de sais superficiais), além do tipo de vegetação presente na area de recarga do poço (taxas de transpiração).

Apesar que a análise poço por poço não permitiu explicar variabilidade geoquímica local, a análise feita na escala das sub-bacias evidenciou que os parâmetros hidrodinâmicos do aquífero, o relevo e o tipo de solo podem ter um certo papel na salinidade das águas subterraneas. Na sub-bacia de Ibicuitinga por exemplo (de maiores salinidades, menores transmissividades e maiores tempos de trânsito), conta-se um relevo muito plano e solos poucos permeaveis que favorecem condições de endorréismo superficial, evidenciado pela presença de lagoas temporárias de forma arredondada durante a estação chuvosa. Podemos facilmente imaginar que a ausência de relevo favorece uma forte estratificação vertical do aquífero, as circulações profundas (na parte inferior da zona fissurada) devendo ser mais limitadas em um ambiento plano do que em um ambiente com relevo e declive. Ademais, a presença de argissolos e/ou de solos mais espessos (em razão da presença de uma cobertura sedimentar em Ibicuitinga) são parâmetros que devem reduzir ou limitar os fluxos de infiltração verticais, o que poderia explicar os maiores tempos de residência medidos. Assim, todas as condições são reunidas para reduzir as velocidades de circulação e diminuir a velocidade de dessalinização do aquífero.

Ao contrario na sub-bacia de Forquilha (de menores salinidades, maiores transmissividades e menores tempos de trânsito), observamos um relevo ondulado e solos menos argilosos. Assim, é possivél que o relevo ondulado e a presença de solos mais rasos favorecem a infiltração vertical e a presença de fluxos de circulação profundos e pois, uma lixiviação mais rapida dos sais para fora da sub-bacia. Vale-se ressaltar que as águas subterrâneas da bacia de Forquilha apresentaram tempos de trânsito menores, traduzindo maiores taxas de renovação do aquífero pelos fluxos verticais, além de dados isotópicos menos evaporados (Tabela 57) que traduzem uma maior capacidade de infiltração vertical através da ZNS ou processos de infiltração mais rápidos.

Seria interessante analisar se a altitude poderia ter um papel nas características hidrodinâmicas regionais do aquífero. De fato, podemos imaginar que a erosão diferencial do embasamento cristalino implica que as zonas de depressão correspondem às zonas mais erodidas do embasamento (em comparação às zonas de relevo) e, pois, correspondem às zonas onde a parte superficial (e mais permeavel) da zona fissurada foi mais erodida.

Capítulo VIII. Conclusões e perspectivas

Este estudo relata um extenso trabalho de coleta de dados de campo e pretende fornecer novas informações sobre a compreensão hidrogeológica dos sistemas aquíferos contidos nas rochas cristalinas do embasamento (e.g. rochas metamórficas e ígneas) do sertão cearense semiàrido, e mais especificamente sobre os processos de salinização das águas subterraneas do cristalino, graças ao desenvolvimento de monitoramentos piezométricos, hidrogeoquímicos (CE, íons maiores, Cl/Br, elementos traços), isotópicos (^{18}O, ^{2}H) e de uma datação multi-traçadores (^{14}C, ^{3}H, CFC, SF_6).

O desenvolvimento de uma rede de monitoramento piezométrico de frequência horária e mensal permitiu estudar as evoluições piezométricas dos aquíferos freáticos cristalinos da região, cujo lençol se localiza entre 0,4 e 21,4 m/solo em função dos poços. Assim, o monitoramento piezométrico evidenciou uma forte reatividade dos aquíferos em resposta às chuvas, além de uma recarga sazonal que ocorre mesmo durante os anos mais secos que a média historica (a recarga ficando, no entanto, menos significativa durantes os anos mais secos). A subida piezométrica tende em apresentar um aumento continuo e inercial do nível durante a estação chuvosa, mas variações bruscas do nível (provavelmente ligadas à infiltração vertical rapida) podem ser detectadas em alguns poços em resposta aos eventos chuvosos mais significativos (forte acumulação diária e/ou eventos de chuva concentrados num curto período de tempo). Nota-se que as variações bruscas do lençol passam despercebidas se a frequência de medições é insuficiente (semanal até mensal).

Da mesma forma que para outras regiões semiáridas do mundo [Leduc et al., 1998; Babaye et al., 2019; Lachassagne et al., 2021], a taxa de recarga efetiva dos aquíferos cristalinos cearenses não depende da quantidade de chuva anual ou mensal, mas da intensidade e da distribuição dos eventos chuvosos diários, paramêtros que vão ambos influenciar a produção de escoamentos superficiais e, neste caso, a recarga do aquífero. De fato, mesmo se a análise das variações piezométricas não permitiram identificar com certeza os processos implicados no aumento do nível piezométrico (por falta de dados complementares essenciais a robustez dos cálculos, como a vazão dos rios, as alturas de água nos açudes, reserva útil diária dos solos, etc.), os dados em isótopos estáveis demostraram que a recarga localizada de tipo indireta tende a prevalecer sobre a recarga direta difusa. Todos estes elementos sugerem que a hidrodinâmica superficial influencia a recarga dos aquíferos e que as variações piezométricas sazonais observada nos poços são principalmente devidas a fluxos sub-horizontais a partir de zonas localizadas distantes propícias ao acúmulo e infiltração de água.

Nenhuma tendancia geral de rebaixamento ou subida do lençol dos aquíferos foi observada nos aquíferos entre 2011 e 2020. Contudo, anos consecutivos de seca (como a seca 2012-2016 que representou uma diminuição da chuva anual em torno de 35% em relação à média histórica)

implicam uma diminuição das taxas de recarga, com uma diminuição do nível do aquífero que pode atingir 7 m. Esta diminuição do nível é temporaria pois anos chuvosos dentro da normal permitem uma reconstrução parcial ou total dos estoques de água. Assim, os sistemas aquíferos cristalinos são altamente heterogêneos, mas bem conectados à superfície da terra. Isso implica que os aquíferos são muito sensíveis à seca e à poluição, dois parâmetros importantes para a gestão sustentável destes recursos hídricos. Em áreas semiáridas, é difícil determinar a quantidade de recarga usando o balanço hídrico convencional e/ou métodos hidráulicos [Ahmed et al., 2019], e especialmente por causa da extrema variabilidade climática deste tipo de região. Em consequencia, o desenvolvimento deste tipo de cálculos deve então considerar uma alta frequência (≤ diária), o que complica o desenvolvimento deste metodo na falta de dados confiaveis relativos a reserva útil diária dos solos. Mesmo se não há relação direta entre a chuva total anual (ou mensal) e a recarga dos aquíferos, cálculos feitos a partir dos monitoramentos piezométricos de alta frequência (método WTF) mostraram que a recarga sazonal é fraca e representa entre 1 a 3% da chuva anual, o que é consistente com os dados de datação, mesmo que as condições para a aplicação do método WTF não sejam totalmente respeitadas.

As transmissividades dos aquíferos cristalinos calculadas a partir de testes de bombeamento realizado na região de estudo são baixas e da ordem de 7.10^{-7} a 1.10^{-5} m²/s, com um valor mediano em torno de 3.10^{-6} m²/s. Considerando uma espessura saturada de 50 m, a permeabilidade aparente do cristalino é então de alguns centimetros por dia. A porosidade do cristalino é baixa (< 0,5%). De maneira geral, as grandes variabilidades espaciais observadas entre dois poços (ou na escala das sub-bacias), que seja em termos hidrodinâmicos ou hidrogeoquímicos, conjugada às fracas condições hidrodinâmicas do aquífero (baixa permeabilidade, transmissividade e porosidade) e aos curtos tempos de residência evidenciou que os sistemas aquíferos cristalinos são reduzidos no espaço e possuem uma forte compartimentação lateral (de dimensões provavelmente < 1000 m x 1000 m), o que impede a presença de um fluxo regional no seio do embasamento cristalino.

A investigação dos isótopos estáveis nas águas de chuva permitiu evidenciar que a frequência de amostragem das chuvas pode implicar a presença de um viés isotópico. De fato, os dados isotópicos oriundos da amostragem mensal das chuvas mostraram que os coletores de água são submetidos a evaporação durante a estocagem mensal, o que provoca um fracionamento isotópico das amostras mensais e leva geralmente a uma definição errada da Reta Meteorica Local (RML) além de um viés na compreensão dos processos de recarga dos aquíferos cristalinos do NEB. Assim, o desenvolvimento de uma rede de monitoramento isotópico diário das chuvas entre 2018 e 2019 permitiu demostrar que a RML preliminares de Quixeramobim é caracterizada pela equação δ^2H (‰) = 8,18*$\delta^{18}O$ (‰) + 14,5. Idealmente, as medições isotópicas diárias deveriam ser continuadas para validar a presente definição da RML de Quixeramobim, e em particular o valor do intercepto y (que corresponde ao d-exc). Contudo, este alto valor de d-exc > 10 ‰ foi confirmado pelos dados mensais (retrabalhados) obtidos entre 2011-2019 e revelou

que a precipitação local resulta de uma mistura entre vapores marinhos e vapores continentais oriundas da evaporação do solo, das plantas ou de massas de água continentais.

A consequente análise realizada a partir dos dados em isótopos estáveis permitiu revelar que os aquíferos pré-cambrianos da região semiárida cearense são sistematicamente marcados pela evaporação, e que as águas dos aquíferos são oriundas de uma mistura entre águas superficiais evaporadas infiltradas indiretamente a partir dos baixios topograficos e, de forma menor, de águas de chuvas infiltradas diretamente através da ZNS. Esta observação, baseada em 205 análises isotópicas de água do aquífero cristalino, 384 análises de água de chuva, e 65 amostras de água superficial é contrária às conclusões feitas em Frischkorn et al. (1989), Santiago et al. (2001) ou em Moura (2013), que estipulam que a recarga do aquífero se efetue por infiltração direta sem sinal resultante da evaporação de águas superficiais. Assim, infiltrações preferenciais a partir de zonas localizadas mais propicias à infiltração, tais que o leito de um rio (talvegue), os aluviões, as margens de um açude ou as zonas de depressão local, participem a recarga dos aquíferos cristalinos. De forma geral, a variabilidade sazonal ou (inter)anual do sinal isotópico das águas subterrâneas observada na maioria dos poços sublinhou que os processos de recarga e de circulação nos aquíferos cristalinos são rápidos, o que foi confirmado pela datação multi-traçadores.

De fato, a determinação dos tempos de residência das águas subterrâneas, por meio de uma abordagem multitraçadores (^{14}C, ^{3}H, CFC, SF_6), evidenciu que as águas do embasamento são constituidas por uma grande contribuição de água pós-1950. No entanto, o uso dos traçadores temporais CFC e SF_6 (correspondentes às primeiras medições de CFC e SF6 realizadas no Ceará) permitiu sublinhar a complexidade dos fluxos nos sistemas cristalinos fraturados e, em particular, a influência de uma mistura de água entre: (i) um polo de água recente (cuja contribuição pode varia de 15 a 85% em função dos poços) correspondente à recarga atual sazonal e interpretado como fluxos verticais, e; (ii) um polo de água antiga de trânsito mais longo (infiltração anté-1960) interpretado como fluxos horizontais. Três grupos de água foram assim identificados em função do grau de contribuição do polo de água recente: (i) um grupo consituido por águas atuais (pós-1950), com valores de ^{14}C >100 pMC, com ^{3}H detectavel e uma forte fraçcão de águas recentes > 65 % (determinada pelos CFC/SF_6) ; (ii) um grupo consituido por águas modernas (≈50 - 200 anos) com valores de ^{14}C <100 pMC, ^{3}H não detectavel e uma fraçcão baixa de águas recentes < 25 %, e; (iii) um grupo consituido por águas intermédiarias, com valores de ^{14}C ≈100 pMC, ^{3}H não detectavel e uma fraçcão de águas recentes entre 35 e 50 %. Seria interessante verificar se a presença de solos mais argilosos e/ou menos permeaveis pode explicar os maiores tempos de residência medidos (em razão de uma taxa de infiltração vertical reduzida ?), como sugerido neste estudo.

Apesar que as águas do cristalino da região de estudo são aparamente jovens, elas são caracterizadas por altas salinidades. Além disso, perfis de condutividade realizados em vários poços mostraram que os aquíferos possuem uma forte estratificação vertical da salinidade com a

profundidade (revelando provavelmente a menor renovação das águas das fraturas mais profundas). Isso implica que muito cuidado deve ser tomado para avaliar a representatividade das amostras. O monitoramento físico-químico e químico (CE, íons maiores, menores, relação Cl/Br) realizado em poços ativos (e equipados com bomba) revelou a forte heterogeneidade espacial das águas do cristalino com valores de CE variando de 886 a 19 310 µS/cm em função dos poços ativos (valor mediano de 2854 µS/cm ± 3000 µS/cm). A dinâmica de CE sazonal é influenciada (em parte) pela lixiviação (durante a estação chuvosa) de sais acumulados (durante a estação seca) na ZNS ou nos sedimentos dos açudes. As quantidades de sais lixiviados anualmente para o aquífero são variáveis e devem depender da variabilidade climática interanual (distribuição das chuvas ao nível local). Nota-se que outra parte da variação sazonal da CE poderia ser ligada a contribuição mais ou menos importantes das fraturas profundas (mais salgadas) à vazão do poço, em resposta a carga hidráulica trazida pela recarga sazonal. Durante a estação seca, observe-se um leve aumento da CE junto com a subida dos niveis piezométricos que poderiam sublinhar a presença de fenômenos de evapotranspiração do lençol pela raizes das plantas.

As águas do cristalino cearense são constituidas por uma abundância dos íons cloreto (29 mg/L até 5 g/L) e sódio (98 mg/L até 2 g/L) e por fácies essencialmente cloretada-mista ou cloretada-sódica. No entanto, as interpretações quimicas revelaram que as águas do cristalino não submetidas à processos de salinização exibem originalmente uma fácies bicarbonatada-mista ou bicarbonatada-sódica (influência da geologia e de plagioclasios de tipo albita? trocas catiônicas?), com valores de CE que não ultrapassam 1000 µS/cm. Contudo, 90% dos poços analizados neste estudo destacaram problemas de salinização: o aumento das concentrações em íons dissolvidos acima de 1000 µS/cm não é mais ligado à hidrólise das rochas do embasamento cristalino, mas essencialmente a dissolução e lixiviação de sais evaporíticos continentais evapoconcentrados (no solo, na ZNS, nos sedimentos e/ou nas águas superficiais) que tornam as águas do polo bicarbonato para o polo cloretado. Os sais evaporíticos envolvidos são consituidos pela calcita, dolomita, gipso e halita, e até mesmo por sais mais evoluidos como o $MgCl_2$, indicando as fortes taxas de evaporação que podem localmente afetar as águas antes da sua infiltração. Considerando os processos de recarga dos aquíferos e as evidências de campo, é muito provável que estes sais sejam oriundos da evaporação das massas de água acumuladas nos baixios topograficos. De qualquer forma, as análises Cl^-/Br^- apoiam a hipótese segundo qual os sais derivem de aportes atmosféricos.

Os processos de trocas reversas câtionicas podem afetar a composição da água, mas não o grau de salinização em si. A poluição antrópica, por enquanto, pode contribuir a uma degradação local da qualidade das águas (e mais especificamente em termos de nitratos), mas não foi identificado com um fator determinante nos processos de salinização da água.

Assim, as interpretações geoquimicas permitiram mostrar que a salinização da água subterranea dos aquíferos cristalinos é oriunda da dissolução de sais evaporíticos continentais (oriundos dos

aportes atmosféricos) que foram evapoconcentrados no solo e na ZNS antes de ser lixiviados. Contudo, as simulações de balanço de sal realizadas neste estudo evidenciaram que o grau de aridez e as taxas de evapotranspiração e de evaporação das águas superficiais não pode levar a uma forte salinização do aquífero, mas as concentrações em cloretos na ordem de algumas dezenas de mg/L, 100 a 200 mg/L no máximo. Dentro os principais elementos de mudanças climáticas, de ocupação do solo e de práticas de gestão da água, o único elemento que pode gerar altas condições de salinidade corresponde à evapotranspiração do lençol freático pela Caatinga arbórea, com uma taxa de quase 100% da recarga anual. Assim, as simulações realizadas mostraram que apenas as condições de endorreísmo permitem atingir concentrações em cloretos elevadas, de vários g/L a várias dezenas de g/L (o limite devendo depender dos limites físio-biológicos da vegetação).

A presença de condições endorréicas subterrâneas implica que o exutório hidráulico seja constituido pela evapotranspiração do lençol freático pelas raizes das plantas. Isto explicaria porque não tem relação entre a idade aparente da água e o grau de salinização das águas. A forte compartimentação lateral dos aquíferos cristalinos, a ausência de exutórios conhecidos e a intermitência dos cursos de água superficiais apoiam a hipótese segundo qual o embasamento cristalino pode apresentar condições de endorreísmo.

As simulações sugerem que a única evolução que permite a redução da salinidade das águas subterrâneas é o desmatamento que iniciou durante a colonização do Brasil, o que provocou a diminuição das taxas de evapotranspiração do lençol freático, a elevação do nível piezométrico, a interrupção das condições de endorreísmo e, consequentemente, a redução da salinidade da água do lençol freático. Assim, os aquíferos cristalinos seriam atualmente numa dinâmica de dessalinização, e isso apesar da influência da infiltração indireta mais salgada oriunda das águas evaporadas dos açudes ou rios. As diferenças espaciais de salinidade observadas poderiam ser explicadas pelas diferenças locais em termos de desmatamento, de propriedade hidrodinâmica (estratificação vertical do aquífero) e/ou de geomorfologia (influência do relevo sobre as circulações de fluxo, as zonas de relevo devendo favorecer as circulações profundas, ao contrario das zonas de planícies). Lembra-se que os perfis de condutividade realizados mostraram um aumento da CE com a profundidade enquanto os CFC e SF_6 evidenciaram a presença de fluxos verticais rápidos. Seria interessante datar as diferentes entradas de água de um mesmo poço para verificar se as fraturas mais profundas são mais salgadas por conta de uma menor proporção de mistura com os fluxos de infiltração verticais sazonais (recarga sazonal) identificados pelos CFC/SF_6.

Um modelo conceitual hidrodinâmico e geoquímico é proposto na Figura 142 abaixo, enquanto as perspectivas são apresentadas na página seguinte.

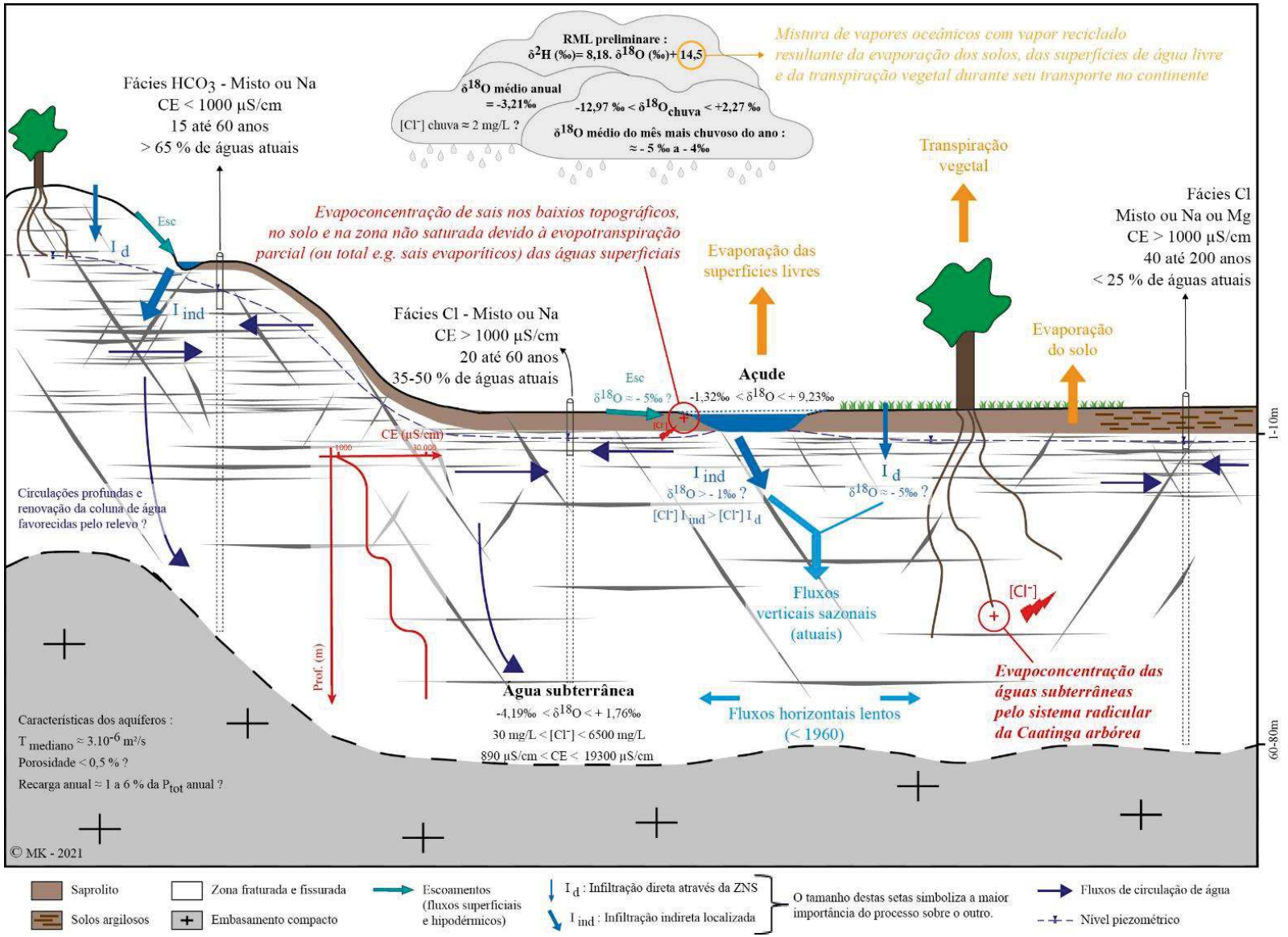


Figura 142: Modelo conceitual dos processos de circulação e de salinização das águas subterrâneas nos aquíferos cristalinos das áreas semiáridas cearenses.

Em conclusão, este estudo representa um extenso trabalho exploratorio, considerando que os monitoramentos e os dados disponíveis sobre as águas do aquíferos cristalinos da região são geralmente muito pontuais (a frequência de medição sendo geralmente insuficiente em comparação com a velocidade dos processos) e não permitem apreciar as evoluições e o comportamento complexos dos aquíferos do embasamento. Ademais, a compartimentação lateral reduzida dos aquíferos cristalinos da região implica que numerosos dados ambientais devem ser estudados com uma escala e uma frequência de medição adaptada (chuva, rios, açudes, solos, aquíferos etc.) para entender melhor as relações entre os diferentes termos do ciclo hidrológico.

Assim, muitas perspectivas poderiam ser imaginadas para melhorar : (i) a caracterização dos processos de recarga, (ii) a caracterização da origem dos sais e a compreensão dos processos de salinização dos aquíferos cristalinos da região semiarida cearense, ou ainda para (iii) avaliar a capacidade de transpiração da Caatinga. As principais ideias estão relatadas abaixo.

1) Melhorar a caracterização dos processos e das taxas de recarga:

- Continuar o monitoramento isotópico diário da chuva para confirmar a RML de Quixeramobim e o carácter evaporado das águas subterraneas;

- Criar um monitoramento isotópico regular das águas subterrâneas em simultâneo com os rios e açudes localizados a proximidade;

- Melhorar a definição dos sinal isotópico mediano das águas superficiais dos pequenos e medios açudes;

- Realizar monitoramentos piezométricos horários (ou semanais) em simultâneo com medidas de vazão de rio e alturas de água nos açudes para poder analizar e identificar as variações bruscas que ocorrem no sistema cristalino (infiltrações verticais através da ZNS ou fluxos horizontais oriundos da infiltração de uma massa de água numa zona distante/redistribuição espacial e propagação da onda de pressão, função da diffusividade do aquífero);

- Realizar datação da água e medições isotópicas em diferentes profundidades no mesmo poço;

- Quantificar a reserva útil diário do solo para desenvolver cálculos de balanço hídrico realisticos;

2) Melhorar a caracterização da origem dos sais e a compreensão dos processos de salinização:

- Avaliar a real quantidade de sais trazidos pelos aportes atmosféricos (umidos e secos) através de medições de Cl^- e Br^-;

- Realizar medições horárias da CE da água subterrânea em poços representativos;

- Realizar análises de isótopos ambientais, principalmente dos isótopos do Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$) e do Li (δ^7Li) para verificar se a origem principal dos cátions vem da dissolução minerais evaporíticos continentais (como sugerido aqui) ou da hidrólise de feldspatos;

- Determinar o tipo de argilas presentes e as capacidades de trocas catiônicas respectivas;

- Trabalhar com poços cujas características litoestratigráficas são conhecidas (espessura de saprólito, da zona fissurada, tipo de rocha, qualidade e vazão das diferentes entradas de água);

3) Avaliar a capacidade de transpiração da Caatinga:

- Estudar a influência da transpiração vegetal sobre a salinização das águas, e mais especialmente, avaliar quais seriam as quantidades anuais de água que a Caatinga é capaz de transpirar durante a estação seca (sensoriamento remoto ?).

De maneira geral, os aquíferos fraturados do embasamento cristalino são extremamente heterogêneos, que seja verticalmente ou horizontalmente. Assim, trata-se de uma multidão de pequenos sistemas aquíferos bem conectados à superfície da terra. Isso significa que uma compreensão completa de um sistema aquífero necessita estudar os processos ambientais com uma frequência e uma escala de observação adaptada.

Referências

Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., & Kipfer, R. (1999). Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters. Water Resources Research, 35(9), 2779-2792.

AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION (APHA). (2012) Standard methods for the examination of water and wastewater. 22th edition. Wahington, DC. 2012. 1100p**.**

Ahmed, A. A., Shabana, A. R., & Saleh, A. A. (2019). Using hydrochemical and isotopic data to determine sources of recharge and groundwater evolution in arid region from Eastern Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences, 151, 36-46.

Alcalá, F. J., & Custodio, E. (2004). Use of the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in some coastal aquifers of Spain. In Groundwater and Saltwater Intrusion: Selected Papers from the 18th saltwater intrusion meeting.

Alcalá, F. J., & Custodio, E. (2008). Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. Journal of Hydrology, 359(1-2), 189-207.

Almeida, A.R.; Parente, C.V.; Arthaud, M.H. (2008). Geologia da folha Quixeramobim SB.24-V-D-III. Programa geologia do Brasil, levantamentos geológicos básicos. Escala 1:100.000, nota explicativa integrada com Boa Viagem e Itatira. CPRM/UFC. 196p.

Aquilina, L., & De Dreuzy, J. R. (2011). Relationship of present saline fluid with paleomigration of basinal brines at the basement/sediment interface (Southeast basin–France). Applied geochemistry, 26(12), 1933-1945.

Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Les Landes, A. A., Pauwels, H., Davy, P., Pételet-Giraud, E., ... & Barbecot, F. (2015). Impact of climate changes during the last 5 million years on groundwater in basement aquifers. Scientific reports, 5(1), 1-12.

Arai, M. (1999). A transgressão marinha mesocretácea: sua implicação no paradigma da reconstituição paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. Simpósio Sobre O Cretáceo Do Brasil, 5(1999), 577-582.

Arana, A. A. (2009). A composição elementar do aerossol atmosférico em Manaus e Balbina. Tese de mestrado. UEA, Manaus. 98p.

Araújo A. (2017) – Mecanismos dominantes na salinização de água em rochas anisotrópicas com base em razões iônicas e número fuzzy, em área do sertão central no Ceará. PhD thesis. Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, 188p.

Asomaning G. (1992) – Estudo comparativo sobre as condições hidrogeológicas das rochas pré-cambrianas nos estados da Paraíba e São Paulo, Brasil e Gana, África ocidental. PhD Thesis, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências (Brasil).

Ayraud V. (2005). Détermination du temps de résidence des eaux souterraines : application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes. Hydrologie. Université Rennes 1, 2005. Français. <tel-00088100>

Babaye, M. S. A., Sandao, I., Saley, M. B., Wagani, I., & Ousmane, B. (2016). Comportement hydrogéochimique et contamination des eaux des aquifères fissurés du socle précambrien en milieu semi-aride (Sud-Ouest du Niger). International Journal of Biological and Chemical Sciences, 10(6), 2728-2743.

Babaye, M. S. A., Orban, P., Ousmane, B., Favreau, G., Brouyère, S., & Dassargues, A. (2019). Characterization of recharge mechanisms in a Precambrian basement aquifer in semi-arid south-west Niger. Hydrogeology journal, 27(2), 475-491.

Barbeta, A., & Peñuelas, J. (2017). Relative contribution of groundwater to plant transpiration estimated with stable isotopes. Scientific reports, 7(1), 1-10.

Barreto, A.M.F.; Suguio, K.; Oliveira, P.E.; Tatumi, S.H. (1999). O campo de dunas inativas do médio Rio São Francisco, Bahia. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Disponível em : http://sigep.cprm.gov.br/sitio056/sitio056.htm.

Bayari, S. (2002). TRACER: an EXCEL workbook to calculate mean residence time in groundwater by use of tracers CFC-11, CFC-12 and tritium. Computers & geosciences, 28(5), 621-630.

Benetti, M., 2015. Les isotopes stables de l'eau en Atlantique Nord. Géochimie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. Français.

Bertrand, G., Hirata, R., Auler, A., Cruz, F., Cary, L., Petelet-Giraud, E., ... & Celle-Jeanton, H. (2017). Groundwater isotopic data as potential proxy for Holocene paleohydroclimatic and paleoecological models in NE Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 469, 92-103.

Blavoux B., &Berthier F. (1985) – Les originalités hydrogéologique et technologique des eaux minérales. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), t.I, n°7, p.1033-1044.

Blum A., Barbier J., Chery L., Petelet-Giraud E. (2001) – Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines. Outils et méthodologie. Rapport BRGM/RP-51093-FR, 286p, 6ann., 78fig., 56 tabl.

Blum A., Chery L., Barbier J., Baudry D, Petelet-Giraud E. (2002). — Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines. Outils et méthodologie, Rapport final. Rapport BRGM/RP-51549-FR, 5 volumes.

Burte, J. D. P. (2008) – Os pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semiáridas: funcionamento e estratégias de gestão. Estudo de caso no Nordeste Brasileiro. PhD Thesis, Universidade Federal do Ceará (Brasil)-Université Montpellier 2 (França). 194p.

Burte, J. D. P., Marlet, S., Möbus, G., Coudrain, A., Frischkorn, H., De Araujo, J. C., & Passos Rodrigues Martins, E. S. (2009) – Contribuição de argumentos geoquímicos a análise do funcionamento hidrológico de uma pequena bacia hidrográfica no nordeste semiárido. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.

Busenberg, E., & Plummer, L. N. (1992). Use of chlorofluorocarbons (CCl3F and CCl2F2) as hydrologic tracers and age-dating tools: The alluvium and terrace system of central Oklahoma. Water resources research, 28(9), 2257-2283.

Caitano, R. F., Lopes, F. B., & Teixeira, A. S. (2011). Estimativa da aridez no Estado do Ceará usando Sistemas de Informação Geográfica. XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBSR, Curitiba-PR.

Canellas J., & Blavoux B. (1995) – Relations entre les structures géologiques, la composition chimique des eaux minérales et leurs orientations thérapeutiques. EDP Sciences. La houille Blanche/N°2/3-1995. p.81-86.

Carrière, S. D., Ruffault, J., Cakpo, C. B., Olioso, A., Doussan, C., Simioni, G., ... & MartinSt-Paul, N. K. (2020). Intra-specific variability in deep water extraction between trees growing on a Mediterranean karst. Journal of Hydrology, 590, 125428.

Cartwright, I., Weaver, T. R., & Fifield, L. K. (2006). Cl/Br ratios and environmental isotopes as indicators of recharge variability and groundwater flow: an example from the southeast Murray Basin, Australia. Chemical Geology, 231(1-2), 38-56.

Cavalcante, I. N. (1998) – Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada de recursos hídricos na Região Metropolitana de Fortaleza, Estado do Ceará. 1998. PhD Thesis - Universidade de São Paulo (Brasil).

Cavalcanti, J.A.D.; José Carvalho Cavalcante, J.C. (2014). Evoluição geológica in: Geodiversidade do estado do Ceará. CPRM. 19-34.

Chambers, L. A., Gooddy, D. C., & Binley, A. M. (2019). Use and application of CFC-11, CFC-12, CFC-113 and SF6 as environmental tracers of groundwater residence time: A review. Geoscience Frontiers, 10(5), 1643-1652.

Chatton E, Aquilina L, Petelet-Giraud E, et al. (2016). Glacial recharge, salinization and anthropogenic contamination in the coastal aquifers of Recife (Brazil). Sci. of the Total Environ. 2016; 569, 1114-1125.

Collard, A-L, Burte, J, Pinton, F, Jacobi, P.D, et Jamin, J-Y. (2013). *Accès à l'eau et clientélisme dans le Nordeste brésilien*, in EDP Sciences (Ed.), Natures Sciences Sociétés 2013/1,Vol. 21, p.35-44.

Conceptualization, H. (2012). TracerLPM (Version 1): An Excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data.

Cook, P. G., & Solomon, D. K. (1995). Transport of atmospheric trace gases to the water table: Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and krypton 85. Water Resources Research, 31(2), 263-270.

Cook, P. G., Love, A., & Dowie, J. (1996). Recharge estimation of shallow groundwaters using CFC age dating. MESA Journal, 3, 32-33.

Cook, P. G., Plummer, L. N., Busenberg, E., Solomon, D. K., & Han, L. F. (2006). Effects and processes that can modify apparent CFC age. In Use of chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook.

Costa, A. C. (2007). Hidrologia de uma bacia experimental em caatinga conservada no Semiárido Brasileiro.

Costa, C.S.B., & Herrera, O.B., (2016). Halophytic life in Brazilian Salt Flats: Biodiversity, Uses and Threats. In: Khan, M. A., Boër, B., Özturk, M., Clüsener-Godt, M., Gul, B., & Breckle, S. W. (Eds.). Sabkha Ecosystems: Volume V: The Americas (Vol. 48). Springer.

Costa W. D. (1986). Analise dos fatores que atuam no aquífero fissural – Área piloto dos estados da Paraíba e R.G. do Norte-. PhD Thesis, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências (Brasil). 233p.

Costa, F.G. (2017). Geologia e recursos minerais das folhas Quixadá - SB.24-V-B-IV e Itapiúna – SB.24-X-A-IV: estado do Ceará. Escala 1:100.000. Felipe Grandjean da Costa, Edney Smith de Moraes Palheta -Fortaleza: CPRM, 2017. 133p.

Coudrain, A., Talbi, A., Ledoux, E., Loubet, M., Vacher, J., & Ramirez, E. (2001). Subsurface Transfer of Chloride After a Lake Retreat in the Central Andes. Ground Water, Vol.39, No.5, 751–759.

Coudrain-Ribstein, A., Pratx, B., Talbi, A., & Jusserand, C. (1998). Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics? L'évaporation des nappes

phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA-Earth and Planetary Science, 326(3), 159-165.

Craig, H. (1961a). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133(3467), 1833-1834.

Craig, H. (1961b). Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133(3465), 1702-1703.

Crosbie, R. S., Binning, P., & Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. Water Resources Research, 41(1).

Da Silva A.J.P., Lopes R.C.L., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.C (2003). Capítulo II – Bacias sedimentares paleozoicas e meso-cenozoicas interiores in: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM: Brasília. 55-85.

Da Silva, F. J. A., de Araújo, A. L., & de Souza, R. O. (2007). Águas subterrâneas no Ceará–poços instalados e salinidade. *Revista Tecnologia*, *28*(2).

Da Silva, G. K., dos Santos, A. C. S., da Silva, M. V. M., Brabo Alves, J. M., Barros Barbosa, A. C., de Oliveira Freire, C., ... & Sombra, S. S. (2017). Estudo dos Padrões de Ventos Offshore no Litoral do Ceará Utilizando Dados Estimados pelo Produto de Satélites BSW. *Revista Brasileira de Meteorologia*, *32*(4), 679-690.

Da Silva, M.J., Galvincio J.D., Costa, V.S.O. (2017). Abordagem interdisciplinar sobre a influência da zone de convergência intertropical – ZCIT no Nordeste Brasileiro. Revista Movimentos Sociais e Dinâmicas Espaciais, Recife, V.6, N.1, 107-117.

Da Silva Nobre, M. E., Gomes, D. F., Vasconcelos, S. M. S., de Lima Neto, I. O., Ferreira, S. K., & de Ponti Souza, D. (2019). Estudo hidroquímico-ambiental do aquífero aluvionar do baixo Jáguaribe, Itaiçaba–Ceará. Revista do Instituto Geológico, 39(3), 77-92.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. Tellus, Denmark, v.16, p.436-468.

De Brito Neves, B. B., & Albuquerque, J. D. P. T. (2004). Tectônica e água subterrânea em rochas pré-cambrianas do Nordeste do Brasil: a diversidade do sistema aqüífero. Geologia USP. Série Científica, vol. 4, n°2, p. 71-90.

De Britto Costa, A. M. , De Melo, J. G., et Da Silva, F. M. (2006) – Aspectos da salinização das águas do aquífero cristalino no estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. Águas Subterrâneas, 2006, vol. 20, no 1.

De Lima, E. A., do Nascimento, D. A., Guilera, S. C., & Brandão, L. C. R. (2008) – Mapa de variação da concentração total de sais das águas subterrâneas da região Nordeste do Brasil. In :XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. 11p.

De Montety, V. (2008). Salinisation d'un aquifère captif côtier en contexte deltaïque-Cas de la Camargue (delta du Rhône, France)- (Doctoral dissertation).

De Montety, V., Aquilina, L., Labasque, T., Chatton, E., Fovet, O., Ruiz, L., ... & De Dreuzy, J. R. (2018). Recharge processes and vertical transfer investigated through long-term monitoring of dissolved gases in shallow groundwater. Journal of hydrology, 560, 275-288.

Demoisson A. (2014) – Etude de la source et du transport des aérosols marins en zone côtière méditerranéenne. Océan, Atmosphère. Université de Toulon, 2014. Français. <NNT: 2014TOUL0018>.<tel-01314438>.

Doney, S. C., Glover, D. M., & Jenkins, W. J. (1992). A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation, 1960–1986. Journal of Geophysical Research: Oceans, 97(C4), 5481-5492.

Dunkle, S. A., Plummer, L. N., Busenberg, E., Phillips, P. J., Denver, J. M., Hamilton, P. A., ... & Coplen, T. B. (1993). Chlorofluorocarbons (CCl3F and CCl2F2) as dating tools and hydrologic tracers in shallow groundwater of the Delmarva Peninsula, Atlantic Coastal Plain, United States. Water Resources Research, 29(12), 3837-3860.

Edmunds, W. M., Shand, P., Hart, P., & Ward, R. S. (2003). The natural (baseline) quality of groundwater: a UK pilot study. Science of the Total Environment, 310(1-3), 25-35.

Fass, T., Cook, P. G., Stieglitz, T., & Herczeg, A. L. (2007). Development of saline ground water through transpiration of sea water. Groundwater, 45(6), 703-710.

Feitosa, F. A. C., Manoel Filho, J., FEITOSA, E. C., & DEMETRIO, J. G. A. (2008). Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3. ed. Revisada e ampliada. Rio de Janeiro: CPRM: LABHID, 2008. 812p.

Ferreira, N. J., & Gurgel, H. D. C. (2002). Variabilidade dos ciclos anual e interanual da radiação de ondas longas emergentes sobre a América do Sul e vizinhanças. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, 6(3), 453-457.

Fisher, R. S., & Mullican III, W. F. (1997). Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA. Hydrogeology journal, 5(2), 4-16.

Fontes, J.-C. (1992). Chemical and Isotopic Constraints on 14C Dating of Groundwater. Radiocarbon After Four Decades, 242–261. doi:10.1007/978-1-4757-4249-7_17.

Frischkorn, H., Santiago, M. F., & Serejo, A. N. (1989). Isotope study of wells in crystalline rock of the semi-arid northeast of Brazil. Regional Seminar for Latin America on the Use of Isotope Techniques in Hydrology (pp. 73-89).

Frischkorn, H. & Santiago, M.M.F. (2000) – Paleoáguas em bacias sedimentares do Nordeste. 1o Congresso Mundial Integrado de Águas Subterrâneas. Fortaleza, 31/07 a 4/08/2000.

Funceme (2007). Mapeamento e Avaliação do Potencial Hídrico Subterrâneo dos Aluviões em Zonas SemiÁridas Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto e SIG. Fortaleza: Governo do Estado do Ceará. Disponível em: http://www.funceme.br/wp-content/uploads/2019/02/Aluviao.pdf

Funceme (2018). Para entender melhor a previsão climática para a estação chuvosa no Ceará e glossário de termos meteorológicos. Fortaleza: FUNCEME. 23p.

García, G. M., Hidalgo, M. D. V., & Blesa, M. A. (2001). Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province, Argentina. Hydrogeology Journal, 9(6), 597-610.

Gastmans, D., Santos, V., Galhardi, J. A., Gromboni, J. F., Batista, L. V., Miotlinski, K., ... & Govone, J. S. (2017). Controls over spatial and seasonal variations on isotopic composition of the precipitation along the central and eastern portion of Brazil. Isotopes in Environmental and Health Studies, 53(5), 518-538.

Gat, J., Mook, W. et Meijer, H. (2001). Isotopes de l'Environnement dans le Cycle Hydrologique, Volume II. Eau Atmosphérique. IAEA - UNESCO, 114 pp.

Gomes, M. D. C. R., & Cavalcante, I. N. (2017). Aplicação da análise estatística multivariada no estudo da qualidade da água subterrânea. Águas subterrâneas, 31(1), 134-149.

Gourcy, L., & Petelet-Giraud, E. (2011). Utilisation des outils isotopiques pour la délimitation des aires d'alimentation des captages destinés à l'alimentation en eau potable (p.62). Rapport BRGM/RP-59729-FR, Orleans. Disponível em: https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/44/025/44025991.pdf

Guang-Ming, LIU, Jing-Song, YANG, & Rong-Jiang, YAO (2006). Electrical conductivity in soil extracts: chemical factors and their intensity. Pedosphere, 16(1), 100-107.

Guia Lima G.M.D. (2008). A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações paleoclimaticas e tectônicas. Tese de doutorado. UFRN, Natal. 594p.

Guihéneuf, N. (2014). Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés: Application au site de Choutuppal (Inde du Sud) (Doctoral dissertation, Rennes 1).

Guihéneuf N, Boisson A, Bour O, et al. (2014). Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezométric variations and depth-dependent fracture connectivity. J. of Hydrol. 2014;511:320-334.

Gustafson G, Krásný J. (1994). Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. Appl. Hydrogeol. 1994;2(2):64-75.

Hao, S., Li, F., Li, Y., Gu, C., Zhang, Q., Qiao, Y., ... & Zhu, N. (2018). Stable isotope evidence for identifying the recharge mechanisms of precipitation, surface water, and groundwater in the Ebinur Lake basin. Science of the Total Environment, 657, 1041-1050.

Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapotranspiration. Journal of the irrigation and Drainage Division, 108(3), 225-230.

He, Y., DeSutter, T., Prunty, L., Hopkins, D., Jia, X., & Wysocki, D. A. (2012). Evaluation of 1: 5 soil to water extract electrical conductivity methods. Geoderma, 185, 12-17.

Healy, R. W. & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology journal, 10(1), 91-109.

Heaton, T. H. E., & Vogel, J. C. (1981). "Excess air" in groundwater. Journal of Hydrology, 50, 201-216.

IAEA (2001). Environmental Isotopes in the hydrological cycle.Principles and applications.IHP-V Technical Documents in Hydrology, Nº 39. UNESCO – IAEA 2001

IAEA (2006). Use of chlorofluorocarbons in hydrology : a guidebook. — Vienna : International Atomic Energy Agency, 2006. 291 p; ISBN 92-0-100805-8.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Disponível em https://cidades.ibge.gov.br/brasil/panorama. Acessado em 18/07/2018.

INCTSal (2016). Manejo da salinidade na agricultura: Estudo básico e aplicados / 2.ed. Editores: Hans Raj Gheyi, Nildo da Silva Dias, Claudivan Feitosa de Lacerda, Enéas Gomes Filho. Fortaleza, INCTSal, 2016. 504p. il.; 28 cm. ISBN: 978-85-420-0948-4

INESP (2009). Caderno regional da sub-bacia do Banabuiú. Volume 2.Fortaleza: INESP; 116p.

Instituto Nacional de Meteorologia - INMET (2018). Normais climatológicas do Brasil, 1981-2010. Instituto Nacional de Meteorologia-INMET, Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento-MAPA, Edição digital, Brasília-DF. Disponível em: http://www.inmet.gov.br/portal/normais_climatologicas/mobile/index.html#p=4. Acessado em 28/01/2020.

Jacomine, P. K. T. (2013). A nova classificação brasileira de solos. Anais da Academia Pernambucana de Ciência Agronômica, 5, 161-179.

Jalali, M. (2007). Salinization of groundwater in arid and semi-arid zones: an example from Tajarak, western Iran. Environmental Geology, 52(6), 1133-1149.

Jerbi, H., Hamdi, M., Snoussi, M., Ben Abdelmalek, M., Jnoub, H., & Tarhouni, J. (2019). Usefulness of historical measurements of tritium content in groundwater for recharge assessment in semi-arid regions: application to several aquifers in central Tunisia. Hydrogeology Journal, 1645–1660. https://doi.org/10.1007/s10040-019-01937-w

Johannesson, K. H., Stetzenbach, K. J., & Hodge, V. F. (1997). Rare earth elements as geochemical tracers of regional groundwater mixing. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(17), 3605-3618.

Júnior, L. G. D. A. S., Gheyi, H. R., & Medeiros, J. F. D. (1999). Composição química de águas do cristalino do Nordeste Brasileiro. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, 3(1), 11-17.

Kamai, T., & Assouline, S. (2018). Evaporation from deep aquifers in arid regions: Analytical model for combined liquid and vapor water fluxes. Water Resources Research, 54(7), 4805-4822.

Kloppmann, W., Bourhane, A., & Schomburgk, S. (2010). Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer. Rapport BRGM/RP-59496-FR.

Kloppmann, W., Bourhane, A., & Asfirane, F. (2011). Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et geéophysiques. BRGM.

Kreis, M., Taupin, J. D., Patris, N., & Martins, E. S. (2020). Isotopic characterisation and dating of groundwater recharge mechanisms in crystalline fractured aquifers: example of the semi-arid Banabuiú watershed (Brazil). Isotopes in Environmental and Health Studies, 56(5-6), 418-430.

Labasque T., Vergnaud V. And Aquilina L. (2008). Recent methodology developed in Rennes (France) at Geosciences laboratory in groundwater dating using CFCs, SF6 and dissolved gases (Ne, Ar, O2, N2, CH4, CO2 and N2O). G-DAT 2008 proceedings, Leipzig, Germany.

Lachassagne, P., Wyns, R., & Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova, 23(3), 145-161.

Lachassagne, P., Dewandel, B., & Wyns, R. (2014). The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical applications (Vol. 20, pp. 13-46). Boca Raton, FL: CRC Press.

Lachassagne P., Dewandel B., Wyns R. (2019), Groundwater in granitic and metamorphic rocks? Encyclopedia of the Environment, [online ISSN 2555-0950] url: https://www.encyclopedie-environnement.org/en/water/groundwater-in-granitic-and-metamorphic-rocks/.

Lachassagne, P., Dewandel, B., & Wyns, R. (2021). Hydrogeology of weathered crystalline/hard rock aquifers – Guidebook for the operational survey and management of their groundwater resources. *Article in revision for publication*

Laraque, A. (1991). Comportements hydrochimiques des" açudes" du Nordeste brésilien semi-aride: évolutions et prévisions pour un usage en irrigation. PhD Thesis, Université de Montpellier 2 (França). 446p.

Leal I.R., Tabarelli M., da Silva J.M.C. (2003) Ecologia e conservação da caatinga. Recife: Universitária da UFPE. 822p.

Leduc, C., Taupin, J., & Le Gal, C. (1996). Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger). GÉOSCIENCES DE SURFACE, 599–605.

Leduc, C., & Loireau, M. (1997). Fluctuations piézométriques et évolution du couvert végétal en zone sahélienne (sud-ouest du Niger). IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences, 240, 193-200.

Leduc, C., Salifou, O. U. S. S. E. I. N. I., Leblanc, M., & Servat, E. (1998). Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). IAHS PUBLICATION, 281-288.

Leduc, C., Favreau, G., & Schroeter, P. (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in south-west Niger. Journal of hydrology, 243(1-2), 43-54.

Ledru, M. P., Jeske-Pieruschka, V., Bremond, L., Develle, A. L., Sabatier, P., Martins, E. S. P. R., ... & Araújo, F. S. (2020). When archives are missing, deciphering the effects of public policies and climate variability on the Brazilian semi-arid region using sediment core studies. Science of the Total Environment, 723, 137989.

Lima, F. J. L., Amanajás, J. C., de Souza Guedes, R. V., & da Silva, E. M. (2010). Análises de Componente Principal e de Agrupamento para estudo de ventos para a geração de energia eólica na região do Ceará, Paraíba, Pernambuco e Rio Grande do Norte, Brasil. *Ambiente & Água-An Interdisciplinary Journal of Applied Science*, *5*(2), 188-201.

Lira, M. A. T., Da Silva, E. M., Alves, J. M. B., & Veras, G. V. O. (2014). Estimation of wind resources in the coast of Ceará, Brazil, using the linear regression theory. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 39, 509-529.

Lopes, J. W. B., de Araújo Neto, J. R., & Pinheiro, E. A. R. (2015). Produção de sedimentos e assoreamento em reservatório no semiárido: o caso do açude Marengo, Ceará. Geoambiente On-line, (24).

Mabesoone, J. M., & Lobo, H. R. (1980). Paleosols as stratigraphic indicators for the cenozoic history of northeastern Brazil. Catena, 7(1), 67-78.

Maloszewski, P., & Zuber, A. (1996). Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data.

Manciati, C. J. (2014). Modélisation de l'interaction surface–souterrain du système aquifère Tumbaco-Cumbayá en Equateur, avec une approche hydrodynamique et géochimique. Tese de Doutorado. Montpellier 2.

Manoel Filho, J. (1996). Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Maréchal, J. C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., & Zaidi, F. K. (2006). Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. Journal of Hydrology, 329(1-2), 281-293.

Martins, E.S.P.R. e Vasconcelos Júnior, F. D. C. (2017). O clima da Região Nordeste entre 2009 e 2017: Monitoramento e previsão. Parcerias Estratégicas, 22(44), 63-79.

Mathurin, F. A., Åström, M. E., Drake, H., Maskenskaya, O. M., & Kalinowski, B. E. (2014). REE and Y in groundwater in the upper 1.2 km of Proterozoic granitoids (Eastern Sweden)–Assessing the role of composition and origin of groundwaters, geochemistry of fractures, and organic/inorganic aqueous complexation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 144, 342-378.

Matsui, E. (1978). Origem e dinâmica de salinização da água do nordeste brasileiro – Bacia do rio Pajeú/PE. Tese de Doutorado. USP: Piracicaba/SP.

Mazor, E. (1997). Chemical and isotopic groundwater hydrology: the applied approach (No. Ed. 2). Marcel Dekker Inc..

Meireles, A. J. D. A., Arruda, M. G. C. D., Gorayeb, A., & Thiers, P. R. L. (2005). Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense.

Mendonça, L. A., Frischkorn, H., Santiago, M. F., Camargo, P. B. D., de Lima, J. O., & Mendes Filho, J. (2010). Identificação de mudanças florestais por 13C e 15N dos solos da Chapada do Araripe, Ceará. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, 14(3), 314-319.

Merlivat, L. e Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship in precipitation. J. Geophys. Res. 84, 5029-5033.

Ministério da Integração Nacional - MI (2017). Análise de recursos – Grupo de trabalho para delimitação do Semiárido. Brasília/DF, Brasil. 345p. Disponível em http://sudene.gov.br/images/arquivos/conselhodeliberativo/documentos/analise-recursos-semiárido-GTsemiárido-nov2017.pdf. Acessado em18/07/2018.

Ministério de Minas e Energia– MME (1998a). Programa de recenseamento de fontes de abastecimento por água subterrânea no Estado do Ceará. Diagnóstico do município de Quixeramobim. CPRM: Fortaleza. 15p.

Ministério de Minas e Energia– MME (1998b). Programa de recenseamento de fontes de abastecimento por água subterrânea no Estado do Ceará. Diagnóstico do município de Ibicuitinga. CPRM: Fortaleza. 13p.

Ministério do Desenvolvimento Agrário- MDA (2010). Plano Territorial de Desenvolvimento Rural Sustentável: Território Cidadania do Sertão Central – MDA/SDT/UNITACE. Fortaleza: Instituto Agropolos do Ceará.V1;262p.

Ministério do Meio Ambiente – MMA (2007). Atlas das áreas susceptíveis à desertificação do Brasil. Santana, M. O. (organizador). Brasília: MMA/SRH/UFPB. 134p.

Molle, F. (1989). Perdas por evaporação e infiltração em pequenos açudes. Recife : SUDENE, 1989, 175 p. (Hidrologia - SUDENE ; 25).

Molle, F., & Cadier, E. (1992). Manual do pequeno açude. Recife : SUDENE ; ORSTOM ; TAPI, 1992, 521 p.

Molle, F. (1994). Politique de l'eau, irrigation et société : le cas du Nordeste brésilien, Les Cahiers de la Recherche Développement, 37, 19-32.

Moon, S. K., Woo, N. C., & Lee, K. S. (2004). Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. Journal of Hydrology, 292(1-4), 198-209.

Moura, I. B. M. D. (2013). Estudos das águas da bacia hidrográfica do Rio Banabuiú no trecho entre Quixeramobim e Banabuiú, Ceará, Brasil (Doctoral dissertation).

Nascimento, F. J. D. S. C. (2016). Zoneamento da magnitude e da variabilidade temporal dos escoamentos como indicador do potencial de regularização de vazão através de açudes. Dissertação (Mestrado) - Instituto Federal do Ceará, Tecnologia em Gestão Ambiental, Campus Fortaleza.

Nogueira, J. F. (2004). Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senandor Pompeu-Ceará central.

Nkotagu, H. (1996a). The groundwater geochemistry in a semi-arid, fractured crystalline basement area of Dodoma, Tanzania. Journal of African Earth Sciences, 23(4), 593-605.

Nkotagu, H. (1996b). Application of environmental isotopes to groundwater recharge studies in a semi-arid fractured crystalline basement area of Dodoma, Tanzania. Journal of African Earth Sciences, 22(4), 443-457.

Nordstrom, D. K., Lindblom, S., Donahoe, R. J., & Barton, C. C. (1989) – Fluid inclusions in the Stripa granite and their possible influence on the groundwater chemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 53, n°8, p. 1741-1755.

Nordstrom, D. K., Ball, J. W., Donahoe, R. J., & Whittemore, D. (1989b). Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53(8), 1727-1740.

Oliveira, S. P. B. & Batista, J. J. (1998). Influência do índice de aridez e da litologia nos processos de salinização das águas do aquífero fissural na região semiárida do Nordeste. X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. 13p.

Osorio, D. B. (2018). *Hidrogeologia do semiárido Cearense*. Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo.

Ousmane, B., Fontes, J. C., Aranyossy, J. F., & Joseph, A. (1984). Hydrogéologie isotopique et hydrochimie des aquifères discontinus de la bande sahelienne et de l'Aïr (Niger). In International Symposium on isotope hydrology in water resources development. 6 (pp. 367-395).

Perrin, J., Mascré, C., Pauwels, H., & Ahmed, S. (2011). Solute recycling: An emerging threat to groundwater quality in southern India?. Journal of Hydrology, 398(1-2), 144-154.

Peulvast, J. P., Sales, V. C., Bétard, F., & Gunnell, Y. (2008). Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change*, *62*(1-2), 39-60.

Pinéo, T.R.G. (2017). Geologia e recursos minerais da folha Banabuiú – SB.24-X-C-I: estado do Ceará. Escala 1:100.000. Tércyo Rinaldo Gonçalves Pinéo - Fortaleza: CPRM, 2017. 66p.

Plummer, L. N. (2005). Dating of young groundwater. In Isotopes in the Water Cycle (pp. 193-218). Vienna: International Atomic Energy Agency. Springer, Dordrecht.

Plummer, N., & Glynn, P. D. (2013). Isotope Methods for Dating Old Groundwater — Vienna: International Atomic Energy Agency.

Pontes Filho, J. D., Souza Filho, F. D. A., Martins, E. S. P. R., & Studart, T. M. D. C. (2020). Copula-Based Multivariate Frequency Analysis of the 2012–2018 Drought in Northeast Brazil. Water, 12(3), 834.

Rabemanana, V., Violette, S., De Marsily, G., Robain, H., Deffontaines, B., Andrieux, P., ... & Parriaux, A. (2005). Origin of the high variability of water mineral content in the bedrock aquifers of Southern Madagascar. Journal of Hydrology, 310(1-4), 143-156.

Rao, N. S. (2008). Factors controlling the salinity in groundwater in parts of Guntur district, Andhra Pradesh, India. Environmental monitoring and assessment, 138(1-3), 327-341.

Rebouças, A.D.C. (1973). Le problème de l'eau dans la zone semiaride du Brésil: evaluation des ressources, orientation pour la mise en valeur. L'Universite Louis Pasteur de Strasbourg.

Risacher F. & Fritz B. (1991) –Geochemistry of Bolivian salars, Lipez, southern Altiplano: Origin of solutes and brine evolution. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.55, 687–705.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. GMS, 78, 1-36.

Sales Neto, P. (2002). Estudo da salinidade das águas em pequenas bacias hidrográficas. Fortaleza: FUNCEME.

Santiago, M. M. F. (1984). Mecanismos de Salinização em região semiárida. Estudo de açudes Pereira de Miranda e Caxitoré no Ceará. Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Geral e de Aplicação da Universidade de São Paulo, 176p.

Santiago, M. M. F., Frischkorn, H., & Mendes Filho, J. (2000). Mecanismos de salinização em águas do Ceará, Rio Grande do Norte e Piauí. Águas Subterrâneas.

Santiago, M. M. F., Frischkron, H., Neto, P. S., & Mendes Filho, J. (2001). The recharge mechanisms in an alluvial aquifer zone in northeast Brazil. Ground water, 39(1), 18-23.

Santoni, S., Huneau, F., Garel, E., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Aquilina, L., ... & Celle-Jeanton, H. (2016). Residence time, mineralization processes and groundwater origin within a carbonate coastal aquifer with a thick unsaturated zone. Journal of Hydrology, 540, 50-63.

Santos, J. S. D., Oliveira, E. D., & Massaro, S. (2000). Avaliação da salinização de açudes no Semiárido Brasileiro por ICP-AES. Química nova, 23(4), 453-456.

Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. Hydrological Processes: An International Journal, 20(15), 3335-3370.

Schobbenhaus, C. et al. (1984). Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2 500 000. Brasília: MME/DNPM, 1984. XXII, 501 p. ilust.

Schobbenhaus, C.; Brito Neves, B.B. (2003). A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM, 2003, p. 5-25.

Schwiede, M., Duijnisveld, W. H. M., & Böttcher, J. (2005). Investigation of processes leading to nitrate enrichment in soils in the Kalahari Region, Botswana. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 30(11-16), 712-716.

Shand, P., Edmunds, W. M., Lawrence, A. R., Smedley, P., & Burke, S. (2007). The natural (baseline) quality of groundwater in England and Wales. Environment Agency.

Silva, A. A. N. (1984) – Evolução química das águas subterrâneas. Águas Subterrâneas. n.7, p. 5.

Silva, S. G. D. (2003)– Aquíferos fissurais em clima semiárido (caso do estado do RN, NE do Brasil): uma análise dos processos de salinização em escala regional e local. PhD Thesis. Universidade Estadual Paulista, Brasil.

Souza Filho, O. A., Veríssimo, L. S., Silva, C. M. S. V., & Santiago, M. M. F. (2004). Medidas hidroquímicas nas águas subterrâneas da região de Irauçuba, norte do Ceará. Águas Subterrâneas, (1).

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A. C., DOMINGUEZ, J. M., FLEXOR, J. M., & DE AZEVEDO, A. E. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15(4), 273-286.

Sukhija, B. S., Reddy, D. V., Nagabhushanam, P., Bhattacharya, S. K., Jani, R. A., & Kumar, D. (2006). Characterisation of recharge processes and groundwater flow mechanisms in weathered-fractured granites of Hyderabad (India) using isotopes. Hydrogeology Journal, 14(5), 663-674.

Szikszay M. (1993) – Geoquímica das águas. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Boletim IG-USP. Série Didática, 1993 revistas.usp.br. 166p.

Taupin, J. D., Dever, L., Fontes, J. C., Guero, Y., & Ousmane, B. (1991). Evaluation de l'évaporation à travers les sols par modélisation des profils isotopiques sous climat sahélien: exemple de la vallée du Niger. IAHS-AISH publication, (199), 159-171.

Taupin, J. D., Gallaire, R., & Arnaud, Y. (1997). Analyses isotopiques et chimiques des précipitations sahéliennes de la région de Niamey au Niger: implications. Hydrochemistry, (244), 151.

Taupin, J. D., Gaultier, G., Favreau, G., Leduc, C., & Marlin, C. (2002). Variabilité isotopique des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999: implication climatique. Comptes Rendus Geoscience, 334(1), 43-50.

Teixeira, Z. A. (2015). Processos determinantes da qualidade das águas subterrâneas da Formação Jandaíra na Chapada do Apodi/CE. Tese de doutorado. UFC, Fortaleza. 144p.

Teixeira, P. C., Donagemma, G. K., Fontana, A., & Teixeira, W. G. (2017). Manual de métodos de análise de solo. 3. ed. ver. e ampl. – Brasilia, DF: Embrapa, 2017.

Terzer, S., Wassenaar, L. I., Araguás-Araguás, L. J., & Aggarwal, P. K. (2013). Global isoscapes for δ18O and δ2H in precipitation: improved prediction using regionalized climatic regression models. Hydrology and Earth System Sciences, 17(11), 4713-4728.

Tredoux, G., Engelbrecht, P., & Israel, S. (2009). Nitrate in Groundwater. Why is it a hazard and how to control it.

USSL (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Agriculture Handbook, 60, 83-100.

Vasconcelos S.M.S., Cordeiro V.F., Filho C.G.M., Cavalcante I.N. (2010). Caracterização hidrogeológica da aluvião do Rio Banabuiú, Morada Nova, Ceará, Brasil. Revista de Geologia, Vol.23, n°2, 182-190, 2010.

Wyns R., Baltassat J.-M., Lachassagne P., Legtchenko A., Vairon J. and Mathieu F. (2004). - Application of Proton Magnetic Resonance Soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 175 (1), 21-34.

Yurtsever, Y. (1975). Worldwide survey of stable isotopes i precipitation. Rep. Sect. Isotope Hydrol., IAEA.

Zakaria, M.G ; Taupin, J.D ; Ranaivoarisoa A. & Robison L.R. (2015) Caractérisation géochimique et bactériologique des nappes d'une région à climat tropical sec au centre Sud de Madagascar, Hydrological Sciences Journal, 60:4, 746-759, DOI: 10.1080/02626667.2014.932052.

Zhang, D. D., Peart, M. R., Jim, C. Y., & La, J. (2002). Alkaline rains on the Tibetan Plateau and their implication for the original pH of natural rainfall. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107(D14), ACH-9.

Zoby, J.L.G. (2008). Panorama da qualidade das águas subterrâneas no Brasil. XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Disponível em: https://águassubterrâneas.abas.org/asubterrâneas/article/viewFile/23802/15867. Acesso o 23/11/2017.

ANEXO I. Censo e identificação dos poços do estudo

A seleção dos pontos que foram objeto de monitoramento (piezométrico ou geoquímico) foi realizada a partir do inventário de todos os poços profundos implantados no embasamento cristalino e localizados nas diversas sub-bacias do presente estudo.

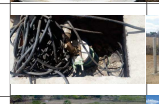
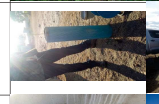
A primeira etapa deste censo consistiu na recuperação dos dados de poços cadastrados até 2016 nos diferentes serviços dedicados do Estado (CPRM, SOHIDRA) ou registrados pela FUNCEME (no âmbito dos projetos BEER e AQUIFAZ). Após disso, a localização destes poços foi identificada em um mapa para organizar uma visita e um controle destas obras. Para reduzir o tempo gasto em campo (aspectos econômicos), todas as rotas (estradas e caminhos) a serem percorridos foram previamente definidas usando imagens de satélite.

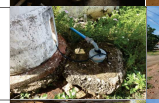
Durante as investigações de campo (duas semanas inteiras de campo realizadas no início de 2017), todos os poços registrados foram visitados (embora alguns poços não tenham sido encontrados), bem como todos aqueles que foram encontrados em campo (poços novos ou poços não cadastrados, comunicados pelos habitantes locais). Em total, são mais de 200 poços que foram visitados na área de estudo.

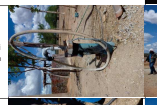
Este censo permitiu coletar vários dados relacionados aos poços, tais quais:

- Características geográficas: coordenadas GPS, município, distrito, localidade;
- Características da obra: tipo de obra (poço profundo, poço misto, cacimbão), profundidade da obra, diâmetro do tubo, proprietário da obra, data de perfuração, empresa da perfuração;
- Equipamento da obra: presença ou não de um sistema de bombeamento, estado do material de bombeamento e/ou do poço;
- Características hidrodinâmicas e químicas: possibilidade de medição, ponto de referência da medição (altura da boca do poço ou ponto de amostragem), profundidade do nível estático, profundidade do nível dinâmico, vazão, frequência de bombeamento e/ou horários de bombeamento, condutividade elétrica e temperatura da água;
- Fotos da obra e do ambiente do poço.

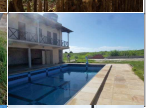
O resultado deste censo é disponível na Tabela abaixo.

Nome	Identificação		Data da visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
138	138	NOVO	12/06/2018	439850	9409763	Quixeramobim	-	Sitio Oiticica do chagas	Forquilha	poço profundo (misto alluvioes +cristal. ??)	09/2016	60 (bomba:52m) (PVC 6m tube plein puis crépinde jusqu'au fond)	Não foi medido	Ricardo (88)99884765	SAAE ?	Bomba submersível	Bom (poço colapsou em 05/2018 e foi refeito em 02/2019)	SIM	06/06/2017 08:30 13/12/2017 08:30 11/04/2018 07:50 12/06/2018 08:10 09/04/2019 08:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,69	--- --- 1,37 1,21 1,08	-	3200	NÃO (Bomba 1h/dia)	SIM	Saida do poço	1260 1242 1267 1455 1347	-	30,1 29,78 28,0 29,7 29,40		
139	139	NOVO	06/06/2017	437236	9412061	Quixeramobim	-	Lagoa Cercada	Forquilha	poço profundo	2016 ?	84	175	Communidade (contato : Otavio Vicente (88)99904-1418)	?	Bomba submersível (sem energia)	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	08/02/2017 13:50	Acima do tubo PVC	0,3	22,75	-	6000	NÃO	SIM	Saida do poço	752	-	29,2		
140	140	NOVO	08/02/2017	437693	9411705	Quixeramobim	-	Lagoa Cercada	Forquilha	poço profundo	2016 ?	120	175	Communidade (contato : Otavio Vicente (88)99904-1418)	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	08/02/2017 13:56	Fechamento temporário antes da instalação	-	-	-	1500	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-		
141	141	NOVO	12/06/2018	437836	9412266	Quixeramobim	-	Lagoa Cercada	Forquilha	poço profundo	2016 ?	120 (bomba : 90m)	175	Communidade (contato : Otavio Vicente (88)99904-1418)	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	06/06/2017 09:14 13/12/2017 10:32 12/06/2018 08:45	Acima do tubo PVC	0,81	33,79 --- ---	-	1500	NÃO (Bomba 3-4h/dia)	SIM	Saida do poço	1498 2272 1931	-	30,9 31,66 31,1		
142	142	NOVO	11/04/2018	437893	9412303	Quixeramobim	-	Lagoa Cercada	Forquilha	poço profundo	2016 ?	86	175	Communidade (contato : Otavio Vicente (88)99904-1418)	?	Bomba	Bom	SIM	08/02/2017 14:07 11/04/2018 10:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,27 0,30	21,66 21,41	-	1500	NÃO (Bomba 5h/dia máximo, entre 6h até 11h)	SIM	Torneira na casa do vizinho	-	2,22 2,29	29,3 29,1		
143	143	NOVO	06/06/2017	437136	9413331	Quixeramobim	-	Lagoa Cercada	Forquilha	poço profundo	2016 ?	92	175	Communidade (contato : Otavio Vicente (88)99904-1418)	?	Bomba submersível (sem energia)	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	08/02/2017 14:23	Acima do tubo PVC	0,57	16,38	-	60000 ?!	NÃO	SIM	Saida do poço	844	-	30,2		
144	144	NOVO	12/06/2018	439549	9413907	Quixeramobim	-	Forquilha	Forquilha	poço profundo	2014	60 (canais PVC até 60m)	120	Deusimar Candido de Oliveira	?	Bomba submersível	Bom	SIM (risco de esmagar o cabo)	08/02/2017 15:02 06/06/2017 09:58 13/12/2017 12:00 21/02/2018 11:30 12/06/2018 10:40	Acima do tubo PVC	0,36	13,40 --- --- --- 7,69	-	4800	SIM (Bomba 10h/dia)	SIM	Saida do poço	1469 1346 1066 1122 1699	-	33,1 31 34,26 30,8 31,0		
145	145	NOVO	11/04/2018	439584	9413732	Quixeramobim	-	Forquilha	Forquilha	poço profundo	2016	80	175	Deusimar Candido de Oliveira	Exército Brasileiro	Bomba submersível desde 09/2018	Bom	SIM	08/02/2017 15:13 11/04/2018 11:40 11/09/2018 10:45	Acima da tampa metal	0,32 (nova ref. De 0,33 a partir de 09/2018)	16,84 14,54 16,65	-	4000	NÃO	SIM	Chegada no tanque de 5000L	1706 1486 ---	-	30,5 29,5 ---		
146	146	NOVO	08/02/2017	439528	9413644	Quixeramobim	-	Forquilha	Forquilha	poço profundo	2016	100	175	Deusimar Candido de Oliveira	Exército Brasileiro	Bomba submersível	Quebrada	SIM	08/02/2017 15:21	Acima do tubo PVC	0,675	27,48	-	4000	NÃO	SIM	Saida do poço	-	-	-		
147	147	NOVO	08/02/2017	439520	9413695	Quixeramobim	-	Forquilha	Forquilha	poço profundo	2016	100	175	Deusimar Candido de Oliveira	Exército Brasileiro	Fechamento temporário	Bom	NÃO (temporário ?)	08/02/2017 15:31	Fechamento temporário	-	-	-	1500	NÃO	NÃO (temporário ?)	?	-	-	-		
148	148	70 (ID 2300011552 - Nome QUE/CE/093)	11/04/2018	442204	9414589	Quixeramobim	-	Malhadinha	Forquilha	poço profundo	?	?	175	Communidade	GOVERNO DO ESTADO /SRH	Nada	Bomba subm. desequipado desde 12/2018	SIM	08/02/2017 15:45 11/04/2018 12:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,05	17,33 14,41	-	?	NÃO	NÃO	Poço 148 bis	-	-	-		
149	149 (=P20 São Bento)	79	08/02/2017	444849	9420599	Quixeramobim	-	São Bento	Forquilha	poço profundo	?	37*	175	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	08/02/2017 16:16	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	1600*	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
150	150 (=P21 São Bento com areia)	NOVO	12/06/2018	444738	9420646	Quixeramobim	-	São Bento	Forquilha	poço profundo	2016 ?	42 (confirmado com perfil CTD)	175	Communidade	?	Nada --- Sensor de pressão (DIVER) entre 13/07/2018	Bom	SIM	06/06/2017 11:22 13/12/2017 15:50 10/04/2018 15:45 12/06/2018 12:20	Acima do tubo PVC	0,76	11,42 12,37 12,72 10,50	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	8,84 5,409 5,56 5,59	31,3 30,99 30,6 31,6		
151	151 (Boa Vista)	90	12/06/2018	445576	9422900	Quixeramobim	-	Boa Vista	Forquilha	poço profundo	2015	60*	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	06/06/2017 13:38 13/12/2017 14:30 21/02/2018 09:36 10/04/2018 14:30 12/06/2018 14:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	Não foi medido	--- --- --- 6,70 5,90	-	500	NÃO (Bomba manual, 14h-15h30 cada dia + uma noite inteira/mês)	SIM	Chegada no tanque de 5000L	1333 1247 1209 1251 1354	-	32,5 32,88 31,6 30,0 31,7		
161	161 (Lagoa Nova - Projeto CIFAS - piezo)	74 (ID 2300018522 - Nome QUE/CE/133)	12/06/2018	436785	9417292	Quixeramobim	-	Lagoa Nova	Forquilha	poço profundo	26/08/1998	60	Não foi medido	Associação dos assentados da fazenda lagoa nova	SOHIDRA	Catavento	Quebrado	SIM	06/06/2017 10:40 11/04/2018 11:15 12/06/2018 10:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,17	--- 18,27 18,09	-	400*	SIM	SIM (mas catavento quebrado na ultima visita)	Saida do poço	1483 --- ---	-	31 --- ---		

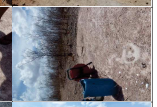
Nome	Identificação		Data da visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
163	163	NOVO	09/02/2017	436843	9417303	Quixeramobim	-	?	Forquilha	poço profundo	2016 ?	?	175	?	Exército Brasileiro	Fechamento temporário	Bom	NÃO (temporário ?)	09/02/2017 16:40	Fechamento temporário	-	-	-	?	NÃO	NÃO (temporário ?)	?	-	-	-		
164	164 (=P18 Minador) (Projeto CIFAS - piezo)	85 (ID 2300021820 - Nome PS247/2008 - SOHIDRA)	12/06/2018	440947	9421786	Quixeramobim	-	Minador	Forquilha	poço profundo	15/10/2008	28*	Não foi medido	Communidade --> Gonsalo (88)994490310 (3e casa chemin /croix)	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	06/06/2017 12:55 13/12/2017 14:15 10/04/2018 15:30 12/06/2018 13:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,29	--- --- 4,13 3,32	-	10800*	NÃO (bomba 6h/dia entre 5h-11h)	SIM	Torneira na casa do Seu adriano (saida do poço a mais proxima)	-	3,4 1,618 2,031 2,188	31,8 32,80 30,0 31,9		
P5	P5 (Boa Fe - Projeto CIFAS - quimica)	?	10/08/2016	421285	9411319	Boa viagem	-	Boa Fe	Fora da bacia de Forquilha	poço profundo	?	48	Não foi medido	Alex (casa na frente da igreja)	?	Bomba submersível	Bom (poço e tanque fechados com cadeados)	SIM	10/08/2016 10:00 20/02/2018 16:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,24	1° chegada por 17m e 2° por 31m	33 >34	< 7000	SIM (Bomba 11h por um tanque de 5000L - consumo 1,5 tanque/dia)	SIM	Saída do tanque de 20000 L ou Chegada no tanque de 5000 L	1690 1679	-	31,7 28,6		
P6	P6 (Piedade - Projeto CIFAS - piezo+quimica)	76 (ID 2300009863 - Nome BOV/CE/104)	20/02/2018	424425	9417455	Boa viagem	-	Piedade	Fora da bacia de Forquilha	poço profundo	?	42	Não foi medido	Communidade	?	Bomba submersível	Bom	SIM	10/08/2016 11:00 20/02/2018 15:22	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	17,65 ----	-	2400	NÃO (bomba 2h/dia de manhã)	SIM	Chegada no tanque de 5000L	--- ---	964	-	--- 29,2		
P7	Poço prof. Balanças P7 (Projeto CIFAS - quimica)	72 (ID 2300018527 - Nome QUE/CE/138)	12/06/2018	434582	9415113	Quixeramobim	-	Balanças	Ao lado da bacia de Forquilha	poço profundo	29/11/1998	46*	Não foi medido	?	SOHIDRA	Catavento	Quebrado	SIM	10/08/2016 12:00 11/04/2018 10:45 12/06/2018 09:30	Acima da Tampa metal	0,13	6,5 1,58 2,14	-	1800*	NÃO	SIM (mas catavento quebrado na ultima visita)	Chegada no tanque de 5000L	1879 --- ---	-	32,1 --- ---		
P8	Cacimbão P8	P8	12/06/2018	433565	9410258	Quixeramobim	-	Varzea de Cima	Forquilha	Cacimbão	?	8,42	5000	?	?	Nada	Bom	SIM	10/08/2016 12:30 13/12/2017 09:45 11/04/2018 09:15 12/06/2018 07:30	Borda esquerdo do cacimbão	0,43	5,62 5,14 1,70 1,95	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	1075 913 723 792	-	26,4 25,43 26,3 26,7		
P19	Manituba P19 Fazenda Bom Dia 1 (Projeto CIFAS - quimica)	86 (ID 2300011554 - Nome QUE/CE/095)	21/02/2018	437574	9421891	Quixeramobim	Manituba	Fazenda Bom Dia 1	Fora da bacia de Forquilha	poço profundo	1980	80*	Não foi medido	José (Zé) Alfredo (88)99956-2896	GOVERNO DO ESTADO	Catavento	Quebrado	SIM	11/08/2016 15:30	Acima da Tampa metal	Não foi medido	24,42	-	300*	NÃO	NÃO	Saida do poço	3680	-	33,6		
Y22	Poco Prof. N°22 Varzea do Meio (Projeto BEER 2010)	Monitoramento Yuri - Y22	12/06/2018	442165,1	9416911	Quixeramobim	-	Varzea do Meio	Forquilha	poço profundo	?	18 ? (CTD)	Não foi medido	?	?	Nada	Bom	SIM	13/12/2017 17:00 10/04/2018 16:00 12/06/2018 11:30	Acima do tubo PVC	0,17	7,7 7,62 6,02	-	-	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	3,963 3,75 4,33	30,46 29,7 31,2		
Manituba - PV	Manituba - Pista de Vaquejada - Nico Galdino (Projeto CIFAS - piezo)	Monitoramento Julien	21/02/2018	434498	9420950	Quixeramobim	-	?	Fora da bacia de Forquilha	poço profundo (misto alluvioes +cristal.)	?	? ?	Não foi medido	Nico Galdino ?	SOHIDRA ?	Nada	Bom	SIM	21/02/2018	Acima do tubo PVC	Não foi medido	raso	?	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	?	?	?	-	-
Castelo Cirilo	Castelo Cirilo (Projeto CIFAS - piezo)	Monitoramento Julien	21/02/2018	447610	9415440	Quixeramobim	-	Fazenda Castelo Cirilo	Fora da bacia de Forquilha	poço profundo	?	?	Não foi medido	?	?	Bomba submersível	Quebrada	?	?	Não foi visto	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	-	-
205	-	-	12/06/2018	443094	9418806	Quixeramobim	-	São Bento - Fabrica de doces	Forquilha	poço profundo	2015	81 (bomba = 70 m)	175	Fabrica de doces --> Raymondo Fernando	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	27/02/2018 15:44 12/06/2018 12:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	12-13m* (1° chegada por 18m, 2° por 36m, e 3° por 71m)	?	14600	NÃO (Bomba 11h/dia de 6h-17h)	SIM	Chegada no tanque ao lado da fabrica	---	2,66 3,26	30,5 30,2		
148 bis	-	-	11/04/2018	442207	9414584	Quixeramobim	-	Malhadinha	Forquilha	poço profundo	?	?	175	Communidade	?	Nada	Vai ser equipado	SIM	11/04/2018 12:00	Acima do tubo PVC	0,48	15,10	-	Fraco	NÃO	SIM	Dentro do poço	1130	-	31	-	

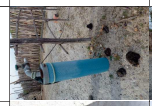
Nome	Identificação		Data da ultima visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
1	1	NOVO	13/09/2018	557318	9443908	Morada Nova	-	Sitio Forquilha	Ibicuitinga	poço profundo	≈ 12/2016	79 (≈10m de PVC)	175	Communidade	YVEL	Bomba submersível	Bom	SIM	05/06/2017 12:55 18/12/2017 12:22 09/04/2018 10:56 11/06/2018 10:50	Acima do tubo PVC	0,72 (0,61 desde 09/2018)	5,74 5,72 5,64 4,64	-	900	NÃO	SIM	?	1078 1242 852 1261	-	33,00 32,62 32,4 32,8		
2	2	120 (ID 2300006638 - Nome MON/CE/194)	23/01/2017	557069	9443865	Morada Nova	-	Sitio Forquilha	Ibicuitinga	poço profundo	01/01/1983	78*	140	Communidade	SOEC - DEPT. DE MINAS	Bomba submersível	Quebrada (reparação planejada)	SIM	23/01/2017 11:09	Acima do tubo PVC	0,385	6,29	-	160*	NÃO	NÃO	Saida do poço ?	-	-	-		
3	3	NOVO	14/06/2018	553004	9438480	Morada Nova	-	Assentamento Aroeira	Ibicuitinga	poço profundo	15/08/2016	85	175	Associação Aroeira	YVEL	Nada	Provavel-mente não vai ser instalado porque a vazão é fraca	SIM	09/06/2017 12:40 18/12/2017 13:40 14/06/2018 12:00	Acima do tubo PVC	0,7	3,41 2,46 1,17	-	100	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	11,02 10,96 11,22	33,4 33,22 30,1		
3bis	3bis	NOVO	06/08/2019	553004	9438480	Morada Nova	-	Assentamento Aroeira	Ibicuitinga	poço profundo	?	?	175	Associação Aroeira	YVEL	Nada	Provavel-mente não vai ser instalado porque a vazão é fraca	SIM	06/08/2019 12:10	Acima do tubo PVC	Não foi medido	2,08	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	10,6	-	-	-
4	4	NOVO	14/06/2018	549761	9439445	Morada Nova	-	Sitio Coronha	Ibicuitinga	poço profundo	≈ 09/2016	80 (bomba:70m)	175 ?	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	09/06/2017 11:43 18/12/2017 14:40 14/06/2018 14:15	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	1200	SIM	SIM	Chegada no tanque de 5000L	1245 1129 1269	-	32 32,62 31,8		
5	5	NOVO	13/04/2018	545391	9442961	Ibicuitinga	-	Sitio lagoa das marrecas	Ibicuitinga	poço profundo	≈ 11/2016	85	175	Luzia Nobre de Freitas	YVEL	Nada	Vai ser equipado	SIM	09/06/2017 10:56 13/04/2018 11:38	Acima do tubo PVC	0,35	20,26 20,54	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	10,94 11,15	31,6 29,5		
6	6	105 (ID 2300006637 - Nome MON/CE/193)	09/06/2017	550989	9438621	Ibicuitinga	-	-	Ibicuitinga	poço profundo	01/01/1973	80*	Não foi medido	Communidade ?	SOEC - DEPT. DE MINAS	Bomba submersível	Quebrada	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	23/01/2017 12:45	Acima da Tampa metal (tubo metal) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	-	SIM	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	10,94	33		
7	7	NOVO	23/01/2017	550352	9441230	Ibicuitinga	-	Alto vermelho	Ibicuitinga	poço profundo	≈ 2013 ?	80	Não foi medido	José Nilson (mora em fortaleza)	?	Bomba submersível	Bom	NÃO	23/01/2017 13:30	-	Não foi medido	≈ 7m ?	-	-	SIM	NÃO	Saida do tanque	1474	-	Não foi medida		
8	8	112 (ID 2300006636 - Nome MON/CE/192)	10/05/2018	547029	9441248	Ibicuitinga	-	Sitio subicapa ?	Ibicuitinga	poço profundo	01/01/1994	60*	175	Francisca do nascimento Rabelo Lopes	PHD - GEOTECNICA E CONST. LTDA	Nada	Catavento desativado	SIM	23/01/2017 13:50 10/05/2017 11:20	Acima do pequenho tubo PVC / Acima do tubo PVC	0,47 0,31	4,57 1,98	-	-	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
9	9	107 (ID 2300023383)	14/06/2018	546109	9438799	Morada Nova	-	Lagoa das Carnaúbas	Ibicuitinga	poço profundo	01/02/2014	72*	175	Prefeitura	?	Bomba submersível	Bom	SIM (dificuldade pois equipado)	23/01/2017 14:25 19/02/2018 12:05 14/06/2018 13:30	Acima do tubo PVC (ou buraco no PVC)	0,69 --- 0,43	26,7 --- 11,40	-	6000*	NÃO (poço bombeado 1h a vespera)	SIM	Chegada no tanque de 5000L	-	5,31 5,45 4,95	31 31,5 32,4		
10	10	109 (ID 2300006618 - Nome MON/CE/190)	23/01/2017	545434	9438898	Morada Nova	-	Lagoa das Carnaúbas	Ibicuitinga	poço profundo	28/11/1995	63*	175	Abidaon Alves Maia	PHD - GEOTECNICA E CONST. LTDA	Bomba submersível	Quebrada	SIM	23/01/2017 15:00	Acima do tubo metal (sem a tampa)	0,2	≈ 7,83	-	?	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
11	11	115 ???? (ID 2300006215 - Nome IBG/CE/028)	23/01/2017	545423	9443372	Ibicuitinga	-	Sitio lagoa das marrecas	Ibicuitinga	poço profundo	01/01/1976 ?	60*	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Poço SECO	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	23/01/2017 15:50	-	-	-	-	?	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
12	12	NOVO	23/01/2017	547639	9442594	Ibicuitinga	-	-	Ibicuitinga	poço profundo	2016 ?	?	Não foi medido	?	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	23/01/2017 16:06	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	-	-	-	-	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
13	13	116 (ID 2300006214 - Nome IBG/CE/027)	14/06/2018	550558	9443648	Ibicuitinga	-	Flamenga	Ibicuitinga	poço profundo	15/06/1996	50* (bomba instalada a 40m)	Não foi medido	Communidade ?	SOHIDRA	Bomba submersível (catavento desativado)	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	23/01/2017 16:19 14/06/2018 13:00	Acima do tubo PVC	≈ 0,05 atual ?	--- ---	20,43 ---	1200*	SIM (Bomba de manha 2h e de tarde 2h)	SIM	Chegada no tanque de 5000L	--- ---	--- 6,04	--- 31,4		
77	77	159	27/01/2017	539839	9449612	Ibicuitinga	-	-	Ibicuitinga	poço profundo	2015	80	175	Communidade	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	27/01/2017 09:30	Fechamento temporário antes da instalação	-	-	-	1000	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-		

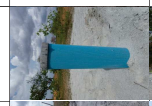
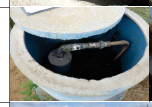
Nome	Identificação		Data da ultima visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua									Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
78	78	NOVO	27/01/2017	539720	9449603	Ibicuitinga	-	-	Ibicuitinga	poço profundo	2015	80	175	Communidade	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	27/01/2017 09:32	Fechamento temporário antes da instalação	-	-	-	< 1000 (Fraco)	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-		
79	79	NOVO	14/06/2018	540151	9448713	Ibicuitinga	-	Canaçu	Ibicuitinga	poço profundo	?	?	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Quebrada	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	27/01/2017 09:45	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	?	NÃO	SIM	Chegada no tanque	-	-	-		
80	80	147 (ID 2300018779 - Nome IBG/CE/035)	14/06/2018	539906	9448291	Ibicuitinga	-	Canaçu	Ibicuitinga	poço profundo	15/09/1998	60*	175	Communidade	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	27/01/2017 09:48 13/04/2018 11:15	Acima do tubo PVC	0,12	11,57 10,63	-	350*	NÃO	SIM	Dentro do poço	--- 617	-	--- 29,8		
81	81	128 (ID 2300006216 - Nome IBG/CE/029)	14/06/2018	538774	9445429	Ibicuitinga	-	?	Ibicuitinga	poço profundo	01/01/1976	60*	143	Communidade	?	Nada (catavento desativado)	Bom (limpeza ano passado)	SIM	27/01/2017 10:05 15/12/2017 10:37 14/06/2018 10:30	Acima do tubo metal	0,165	6,34 5,24 4,58	-	2000*	NÃO	SIM	Dentro do poço	--- --- 886	--- 11,15 ---	--- 31,73 31,2		
82	82	122 (ID 2300021710 - Nome PS115/2008 - SOHIDRA)	08/06/2017	538222	9444443	Ibicuitinga	-	Lagoa dos porcos	Ibicuitinga	poço profundo	26/07/2008	57*	175	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Quebrada	SIM	27/01/2017 10:24	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,48	17,27	-	1000*	NÃO	SIM	Chegada no tanque	-	-	-		
83	83	NOVO	27/01/2017	538365	9444386	Ibicuitinga	-	Lagoa dos porcos	Ibicuitinga	poço profundo	2016 ?	80	175	?	?	Nada	Bom	SIM	27/01/2017 10:43	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,47	15,02	-	Fraco (não deu agua)	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
84	84	133 (ID 2300006319 - Nome IBG/CE/031)	27/01/2017	537374	9446421	Ibicuitinga	-	Sitio Alto Bonito	Ibicuitinga	poço profundo	18/06/1998	60	175	Communidade	?	Nada	Bom	SIM	27/01/2017 10:57	Acima do tubo PVC	0,235	7,83	-	Fraco (não deu agua)	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
85	85	ANTIGO	14/06/2018	537342	9446870	Ibicuitinga	-	Sitio Alto Bonito	Ibicuitinga	poço profundo	?	46	175	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	27/01/2017 11:09 14/06/2018 09:50	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,15	18,8 2,46	-	≈ 1200	NÃO (Bomba 2 vz/dia entre 5h-7h e 13h-17h)	SIM	Chegada no tanque de 5000L	--- ---	--- 2,63	--- 31,1		
86	86	NOVO	08/06/2017	535141	9444387	Quixada	-	Buenos Aires	Ibicuitinga	poço profundo	2015 ?	58	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Quebrada	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	27/01/2017 11:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	700	NÃO (Bomba todo o dia, cada vez que o nivel no tanque baixa um pouco) (Não tem interruptor manual!	SIM	Chegada no tanque de 5000L	-	-	-		
88	88	136 (ID 2300006207 - Nome IBG/CE/020)	09/04/2018	554272	9446830	Ibicuitinga	-	Sitio Antonio Pereira	Ibicuitinga	poço profundo	28/04/1996	50	175	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	06/02/2017 11:22 09/04/2018 11:20	Acima do tubo PVC	0,08	11,84 12,45	-	1200*	NÃO (Bomba automatica)	SIM	Saida do tanque	-	3,2 3,47	34,4 26,8		
89	89	NOVO	11/06/2018	553765	9448810	Ibicuitinga	-	Lagoa do Luiz	Ibicuitinga	poço profundo	2016	35 (bomba:35m) (80m mas o poço colapsou -> 35m de PVC com filtros)	Não foi medido	Francisco Nideval de Oliveira	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	05/06/2017 13:58 12/12/2017 13:40 11/06/2018 11:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	500	NÃO (Bomba 1h/dia de manha cedo - 7h)	SIM	Saida do poço	-	17,72 9,654 11,76	32 32,92 32,2		
90	90	157 (ID 2300006206 - Nome IBG/CE/019)	06/02/2017	553403	9449457	Ibicuitinga	-	Lagoa do Luiz II	Ibicuitinga	poço profundo	31/10/1990	70*	Não foi medido	Communidade	PHD - GEOTECNICA E CONST. LTDA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	06/02/2017 12:10	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	5000	NÃO (Bomba 1h/dia de manha cedo)	SIM	Chegada no tanque de 5000L	-	15,41	30,5		
91	91	164 (ID 2300006205 - Nome IBG/CE/018)	11/06/2018	552822	9449864	Ibicuitinga	-	Boa Vista Canindezinho	Ibicuitinga	poço profundo	20/03/1991	72 (35* ?!)	175	Communidade	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	06/02/2017 12:15 09/04/2018 11:40 11/06/2018 11:50	Acima do tubo PVC	0,02	14,53 14,68 14,52	-	1320*	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	7,77 7,70 8,52	31,1 29,7 31,7		
93	93	NOVO	06/02/2017	552759	9451276	Ibicuitinga	-	Boa Vista Canindezinho	Ibicuitinga	poço profundo	2016 ?	80	171	Gutenbergue Leite Rolim	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	06/02/2017 12:50	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,55	-	-	3000	NÃO (Bomba 3-4 vz/dia entre 6h-10h, 12h-16h e 18h-24h)	SIM	Chegada no tanque (escada..)	-	3,23	32		
94	94	NOVO	09/04/2018	553455	9451935	Ibicuitinga	-	Assentamento Favela	Ibicuitinga	poço profundo	2015	85	175	Edinaldo da silva barreto e Marinete	?	Bomba submersível	Bom	SIM	06/02/2017 13:04 09/04/2018 11:55	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,515	--- 12,33	-	Fraco (não deu agua)	NÃO (200 l/dia em 20min de bombeamento)	SIM	Saida do poço / bebedouro	2044 3190	-	37,5 27,3		

Nome	Identificação		Data da ultima visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
95	95	181 ??? (ID 2300023816 - Nome PAD-CE4003)	06/02/2017	554192	9451687	Ibicuitinga	-	Assentamento Favela	Ibicuitinga	poço profundo	11/04/2014 * (1980 ?!)	45* (90 ?!)	Não foi medido	Communidade	?	Bomba submersível	Bom (sem eletrici-dade)	NÃO	06/02/2017 13:21	-	-	-	-	3000	-	NÃO	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	-	-		
96	96	183 ??? (ID 2300005809 - Nome IBG/CE/009)	11/06/2018	546925	9452136	Ibicuitinga	-	Assentamento Renacer Longá	Ibicuitinga	poço profundo	?	60 (bomba:50m)	≈ 190	Communidade --> Raimundo Leini (88)994002172	SOHIDRA ?	Bomba submersível (catavento desativado)	Bom (limpeza em 2014)	SIM	08/06/2017 15:05 12/12/2017 15:00 23/02/2018 11:30 11/06/2018 12:50	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,25	--- --- --- 14,35	-	2500 ?	NÃO (Bomba 2 vz/dia entre 6h-8h e 15h-17h)	SIM	Chegada no tanque	-	4,47 5,122 5,11 5,74	30,8 30,48 30,8 30,5		
97	97	184 (ID 2300005804 - Nome IBG/CE/008)	06/02/2017	548410	9453397	Ibicuitinga	-	Assentamento Renacer Longá	Ibicuitinga	poço profundo	?	60*	Não foi medido	Communidade	?	Nada (catavento desativado)	Accesso complicado (atravessar 3 campos)	SIM	06/02/2017 14:37	Acima do tubo PVC	Não foi medido	-	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
98	98	172 (ID 2300005805 - Nome IBG/CE/010)	09/04/2018	546531	9450840	Ibicuitinga	-	?	Ibicuitinga	poço profundo	01/01/1982	60*	140	Communidade	?	Nada	Bom	SIM	06/02/2017 14:55 09/04/2018 13:30	Acima do tubo PVC	0	4,42 2,98	-	400*	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	10,63 10,59$_{DUP}$	30,6 30,6		
99	99	NOVO	11/06/2018	547451	9449698	Ibicuitinga	-	Viçosa	Ibicuitinga	poço profundo	2015	100	Não foi medido	Oscar (da CAGECE)	?	Bomba submersível	Bom	SIM	06/02/2017 15:18 11/06/2018 13:35	Buraco no PVC	0	--- 11,16	-	?	NÃO	SIM	Saida do poço	-	7,08 3,49	36,2 31,3		
100	100	153 (ID 2300005808 - Nome IBG/CE/013)	09/04/2018	549273	9448975	Ibicuitinga	-	Boi Redondo	Ibicuitinga	poço profundo	16/02/1992	55*	150	Zacarias Lima da Silveira	TERRA PERFURACOES LTDA.	Nada	Bom	SIM	06/02/2017 15:40	Acima da base de concreto	Não foi medido	-	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	11,94	31,5		
152	152	NOVO	11/06/2018	548917	9447451	Ibicuitinga	-	Currais	Ibicuitinga	poço profundo	?	70 (bomba:65m) (PVC 10m e rocha dura depois)	177	Gilmar	?	Bomba submersível / Nada (qd estação chuvosa)	Bom	SIM (quando desequipado)	08/06/2017 16:03 20/12/2017 15:45 09/04/2018 10:14 11/06/2018 14:05	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,53	9,73 9,73 9,85 9,00	-	3500	NÃO (Bomba 5h/dia, entre 7h-10h e 15h-17h)	SIM	Saida do poço ou dentro do poço	-	10,45 10,90 11,25 11,78	31 30,59 30,4 31,2		
154	154	NOVO	09/02/2017	549761	9446725	Ibicuitinga	-	Currais	Ibicuitinga	poço profundo	12/2016	60	175	Aureliano Ferreira de Sena	?	Nada	Poço SECO ???	SIM	09/02/2017 10:38	Acima do tubo PVC	Não foi medido	> 50 m	-	< 40 (Fraco)	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
155	155	NOVO	09/02/2017	549746	9446535	Ibicuitinga	-	Currais	Ibicuitinga	poço profundo	12/2016	60 (canais PVC de 0 até 4m)	175	Aureliano Ferreira de Sena	?	Nada	Bom	SIM	09/02/2017 10:48	Acima do tubo PVC	0,71	44,54	-	< 40 (Fraco)	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	5,22	31		
156	156	NOVO	09/02/2017	546096	9447664	Ibicuitinga	-	Currais	Ibicuitinga	poço profundo	11/2016	80	175	Antonio Cleudo Perreira Pontes	Jocelho perfuraçoes (88) 99926-9810	Bomba injetora	Bom	SIM	09/02/2017 11:15	Acima do tubo PVC	0,52	8,85	-	< 1000 (Fraco)	NÃO (Bomba 1h/dia, obte 1000 litros?)	SIM	Dentro do poço	-	12,45	31,3		
157	157	NOVO	18/06/2018	545661	9447904	Ibicuitinga	-	Currais	Ibicuitinga	poço profundo	12/2016	72 (bomba:66m) (PVC de 0 até 30m)	175	Juvenal Castelo Branco	?	Bomba submersível	Bom	SIM	07/02/2017 11:00 08/06/2017 16:45 09/04/2018 14:20 18/06/2018 11:35	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,66 (nova referencia com bomba ?)	7,96 4,5 6,06 3,43	(1° chegada por 6m - tampada, 2° por 32m)	1500	NÃO (bomba 30min e param a bomba com medo de desaguar a bomba)	SIM	Saída do poço	--- 981 --- ---	19,31 --- 19,16 14,26	30,7 31,1 31,5 32,2		
158	158	155 (ID 2300006211 - Nome IBG/CE/024)	09/04/2018	545227	9449081	Ibicuitinga	-	Currais	Ibicuitinga	poço profundo	?	60*	167	Communidade	SOHIDRA ?	Nada	Bom	SIM	09/02/2017 11:40 09/04/2018 15:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,295	8,36 6,51	-	2000*	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	9,62 15,05	30,8 30,5		
159	159	173 (ID 2300005783 - Nome IBG/CE/004)	11/06/2018	543990	9450829	Ibicuitinga	-	Sitio Serrote	Ibicuitinga	poço profundo	02/07/1994	58*	140	Communidade	?	Bomba submersível (catavento desativado)	Bom	SIM	09/02/2017 12:02 11/06/2018 14:50	Acima da coroa de bicicleta (tubo metal)	0,38	-	23,63 20,40	570*	SIM (Bomba entre 9h e 14h30/15h)	SIM	Chegada no tanque	-	3,96 4,13	31,2 31,5		
160	160	NOVO	18/06/2018	540016	9449586	Ibicuitinga	-	-	Ibicuitinga	poço profundo	2014	70	175	Francisco Erivaldo maia (Recanto das Mangueiras) (88)992228871	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	08/06/2017 17:35 15/12/2017 11:35 19/02/2018 14:00 18/06/2018 13:10	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	7000	NÃO (Não bomba cada dia)	SIM	Saida do poço	-	10,94 10,73 10,52 10,31	30,9 31,08 31,5 31,3		
P24	Seriema posada P24	NOVO	14/06/2018	536054	9447584	Ibicuitinga	Cipó dos Anjos ?	Seriema ?	Ibicuitinga	poço profundo	2015 ?	60	166	Nenê do Marcelo Mavinier (88)99289-4815	?	Nada --- Sensor de pressão (DIVER)	Bom	SIM	10/11/2016 16:30 15/12/2017 08:21 19/02/2018 15:20 14/06/2018 09:04	Acima do tubo PVC	0,18	17,60 18,385 18,555 13,745	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	7350 8503 ---- ----	--- --- --- 10,01	30,1 30,35 ---- 31,0		

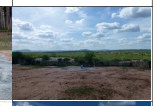
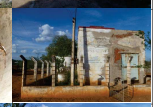
Nome	Identificação		Data da ultima visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua							Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
208	-	-	13/04/2018	549500	9443224	Ibicuitinga	-	Flamenga ?	Ibicuitinga	poço profundo	?	?	175	?	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	-	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	-	NÃO	SIM	Chegada no tanque branco	-	-	-		

Nome	Identificação		Data da ultima visita	Características geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua							Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
14	14	68 (ID 2300011527 - Nome QUE/CE/068)	13/06/2018	468358	9413725	Quixeramobim	-	Fazenda GAUCA	Vista Alegre	poço profundo	01/01/1982	80*	167	?	?	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 09:15 12/04/2018 07:15	Acima do tubo PVC	0,41	7,09 5,78	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	10,71 ?? 1,685	31 ?? 29,3		
15	15	NOVO	24/01/2017	474181	9411315	Quixeramobim	-	Lagoa da Pedra	Vista Alegre	poço profundo	2016 ?	80	172	?	?	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 10:50	Acima do tubo PVC	0,73	47,10	-	Poço não produtivo	NÃO	NÃO	Dentro do poço	-	-	-		
16	16	NOVO	24/01/2017	474223	9411148	Quixeramobim	-	Lagoa da Pedra	Vista Alegre	poço profundo	2016 ?	76	178	Francisco Fernandes Ramos	?	Bomba submersível	Bom	SIM	24/01/2017 11:10	Acima do tubo PVC	0,64	49,90	-	Poço não produtivo (<400 l/h)	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
17	17	NOVO	24/01/2017	477609	9411363	Quixeramobim	-	Assentamento Guaruja	Vista Alegre	poço profundo	2016 ?	?	177	Communidade	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 11:44	Acima do tubo PVC	0,3	17,14	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
18	18	NOVO	19/12/2017	478440	9411863	Quixeramobim	-	Assentamento Tapajos	Vista Alegre	poço profundo	2015 ?	66	Não foi medido	Communidade --> Antonio de padoa da Silva (88)993695087	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	08/06/2017 12:35 19/12/2017 08:40	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	2500	NÃO	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (5000L)	-	3,52 3,387	- 32,35		
19	19	62	12/04/2018	478447	9411762	Quixeramobim	-	Assentamento Tapajos	Vista Alegre	poço profundo	2014	64	177	Communidade	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 12:09 12/04/2018 08:30	Acima do tubo PVC	0,50	20,22 20,34	-	400*	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	--- 3,70	--- 30,9		
20	20	61 (ID 2300011493 - Nome QUE/CE/053)	24/01/2017	480997	9411735	Quixeramobim	-	Lagoa do sal	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	?	90	176	Communidade	?	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 12:30	Acima do tubo PVC (parte inferior do PVC quebrado)	0,24	35,05	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
21	21	ANTIGO	13/06/2018	477462	9408473	Quixeramobim	-	Riacho dos cavalos	Vista Alegre	poço profundo	2004 ?	80	176	Irié Ribeiro da Silva	?	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 13:40 12/04/2018 08:00 13/06/2018 09:00	Acima do tubo PVC	0,56	11,265 8,49 6,97	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	--- 1889 899	-	--- 29,8 32,3		
22	22	59 (ID 2300011512 - Nome QUE/CE/044)	12/04/2018	468052	9411465	Quixeramobim	-	Monte Verde / Canhotinho	Vista Alegre	poço profundo	?	?	172	?	?	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 14:10 12/04/2018 09:15	Acima do tubo PVC	0,61	14,58 14,33	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	--- 3,41	--- 30,1		
23	23 (Canhotinho - Projeto CIFAS - piezo)	46 ??? (ID 2300011510 - Nome QUE/CE/042)	13/06/2018	469841	9408126	Quixeramobim	-	Fazenda Canhotinho (facal@fazendacanhotinho.com.br)	Vista Alegre	poço profundo	? Antigo	70	160	Fazenda Canhotinho	?	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 14:38 19/12/2017 09:20 12/04/2018 09:40 13/06/2018 10:30	Acima da base de concreto	0,16	15,87 12,48 12,28 10,86	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	- -	- 7,285 7,83 7,05	- 31,6 30,2 31,1		
24	24	47 ??? (ID 2300011511 - Nome QUE/CE/043)	24/01/2017	469770	9408161	Quixeramobim	-	Fazenda Canhotinho (facal@fazendacanhotinho.com.br)	Vista Alegre	poço profundo	? Antigo	60	Não foi medido	Fazenda Canhotinho	?	Bomba submersível	Bom (limpeza ano passado)	SIM (difícil)	24/01/2017 14:55	Acima do tubo	0,33	37,67	37,67	500 ? Fraco	NÃO (bombeamento 3vz/dia - 30 min)	SIM	Chegada no tanque (escada..)	-	-	-		
24bis	25	NOVO	24/01/2017	470125	9408061	Quixeramobim	-	Fazenda Canhotinho (facal@fazendacanhotinho.com.br)	Vista Alegre	poço profundo	2016	70	Não foi medido	Fazenda Canhotinho	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	24/01/2017 15:05	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	300	NÃO	SIM	Chegada no tanque (escada..)	-	-	-		
25	25	ANTIGO	13/06/2018	466561	9403735	Quixeramobim	Lacerda	Bom futuro	Vista Alegre	poço profundo	2011 ?	73	Não foi medido	Communidade	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	24/01/2017 15:46 13/06/2018 11:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	Fraco	SIM	SIM	Chegada no tanque	salgada	--- 5,81	--- 32,7		
26	26	11 ??? (ID 2300021070)	13/06/2018	465099	9399441	Quixeramobim	-	-	Vista Alegre	poço profundo	05/01/2007 ?	88* ?	175	?	GEOHIDRO	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 16:05 28/02/2018 13:00 12/04/2018 10:35 13/06/2018 12:00	Acima do tubo PVC	0,075	16,07 16,05 16,03 16,30	-	Muito fraco (seco?)	NÃO	SIM	Dentro do poço	--- --- 1005 (H2S) 1181 (H2S)	-	--- --- 30,8 32,3		
27	27	20	12/04/2018	463457	9401499	Quixeramobim	-	Muchuré Velho	Vista Alegre	poço profundo	2014	60*	178	Communidade ?	?	Nada	Bom	SIM	24/01/2017 16:17 12/04/2018 10:15	Acima do tubo PVC	0,70	19,68 16,48	-	100*	NÃO	SIM	Dentro do poço	--- 331	-	--- 30,9		

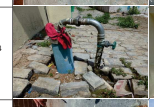
Nome	Identificação		Data da ultima visita	Características geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
28	28	28	13/06/2018	465596	9403387	Quixeramobim	-	Muchuré Velho	Vista Alegre	poço profundo	2014	60	176	Communidade	?	Bomba submersível	Quebrada (junho 2018)	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	08/06/2017 10:15 19/12/2017 11:10 22/02/2018 09:23 13/06/2018 11:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,65	--- --- --- 6,40	-	200/300	NÃO (bomba para após de 13 min de bombeamento)	SIM	Saida do poço	-	4,89 9,952 10,40 ---	32,3 32,17 32,2 ---		
29	29	30 ??? (ID 2300018517 - Nome QUE/CE/128)	13/06/2018	464723	9404629	Quixeramobim	-	Muchuré Velho	Vista Alegre	poço profundo	1998* ?	48*	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Quebrada (junho 2018)	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	24/01/2017 16:40	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	5,5*	22*	3600*	SIM	SIM	Chegada no tanque	-	-	-		
30	30/31/32	42	28/02/2018	463901	9407131	Quixeramobim	-	Assentamento Nova Canaã	Vista Alegre	poço profundo	2014	60* Obstruído a 5,5m	175	Communidade	SOHIDRA	Nada	Obstruído a 5,5m	NÃO	24/01/2017 17:00 28/02/2018 12:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,515	30,16 Obstruído	-	400 (Fraco)	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
32	32	60 (ID 2300011498 - Nome QUE/CE/058)	07/06/2017	463241	9411524	Quixeramobim	Lacerda	Fazenda Guarany	Vista Alegre	poço profundo	2016	70	171	Fazenda Guarany	?	Bomba submersível	Quebrada	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	24/01/2017 17:33	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,6	-	-	300 (Fraco)	NÃO (Bomba 500l e toma 3 dias para recuperar)	SIM	Saida do poço	-	-	-		
56	S6 (VA - Irmão Sr Zuca - Projeto CIFAS - piezo)	Irmão senhor Zuca (Antonio) P12	20/06/2018	455012	9409597	Quixeramobim	-	-	Vista Alegre	poço profundo	?	> 50	165	Communidade --> Irmão senhor Zuca	?	Bomba de superfície	Bom	SIM	10/08/2016 12:00 07/06/17 15:35 19/12/2017 14:30 12/04/2018 15:00 20/06/2018 09:15	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,25	16,8 --- --- 16,15 15,40	-	4400	NÃO (Bomba ligada cada dia de 6h30 até 10h)	SIM	Chegada no tanque	-	--- 3,8 3,498 3,64 3,19	--- 31,9 33,19 29,9 32,3		
57	57	51 (ID 2300011497 - Nome QUE/CE/057)	13/06/2018	460736	9409341	Quixeramobim	-	Fazenda belo Norte*	Vista Alegre	poço profundo	?	?	175	?	?	Nada	Bom	SIM	08/06/2017 09:25 19/12/2017 15:50 12/04/2018 15:30 13/06/2018 15:50	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,265	3,48 4,60 4,38 3,00	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	13,76 14,80 15,48 19,90	30 30,47 29,9 30,8		
58	58	44 (ID 2300019629 - Nome 37/2003-SOHIDRA)	26/01/2017	454573	9407536	Quixeramobim	-	Vista Alegre	Vista Alegre	poço profundo	10/07/2003	54*	175	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	26/01/2017 10:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,06	14,30	-	<3000 (fraco)	NÃO (bomba desligada as 6h, liga de novo por as 12h / bomba 40 min, poço seca, aguarda 20 min e liga de novo)	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (5000L)	-	-	-		
59	59	39 e 40 (ID 2300023984 - Nome ORD-341)	26/01/2017	454908	9407006	Quixeramobim	-	Assentamento Vista Alegre (estrada)	Vista Alegre	poço profundo	01/07/2015	80	176	?	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	26/01/2017 10:15	Acima do tubo PVC	0,335	6,26	-	100*	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
60	60	NOVO	07/06/2017	454581	9407115	Quixeramobim	-	Assentamento Vista Alegre	Vista Alegre	poço profundo (num açude, misto ?)	2016 ?	60	175	Communidade	?	Bomba submersível	Bom quando fora da agua do açude	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	26/01/2017 10:20	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	4000	NÃO	SIM	Chegada no tanque	-	-	-		
61	61	41	12/04/2018	454379	9407094	Quixeramobim	-	Assentamento Vista Alegre	Vista Alegre	poço profundo	2014*	82	176	Communidade	?	Nada	Bom	SIM	26/01/2017 10:30 12/04/2018 16:05	Acima do tubo PVC	0,37	11,245 7,64	-	200	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	--- 8,48	--- 30,1		
62	62	32 (ID 2300020671)	20/06/2018	452720	9404981	Quixeramobim	Paus Brancos	Fazenda Riachos dos cavalos	Vista Alegre	poço profundo	16/07/1999	65 (poço sem tubulação, rochas duras)	Não foi medido	--> Silvio de castro (dono) (85)3261-4433 Av,Rui Barbosa,780. Lojas 1 a 4	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	07/06/2017 16:30 19/12/2017 17:00 20/06/2018 10:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	1° chegada de água por 18m	-	3500	SIM	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	9,04 8,707 9,95	31,3 31,27 31,6		
63	63 (Paus Brancos - Seu Antonio - Projeto CIFAS - piezo)	18 (ID 2300011505 - Nome QUE/CE/035)	26/01/2017	450328	9400568	Quixeramobim	Paus Brancos	-	Vista Alegre	poço profundo	01/01/1986 (ao mesmo tempo que posto de saude)	72	Não foi medido	Communidade	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	26/01/2017 11:11	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	?	NÃO	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	-	-		
64	64	NOVO	26/01/2017	450265	9400541	Quixeramobim	Paus Brancos	-	Vista Alegre	poço profundo	2016 ?	60	173	Colegio	?	Nada	Bom	SIM	26/01/2017 11:27	Acima do tubo PVC	0,54	6,90	-	1200	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
65	65	12 (ID 2300021772 - Nome PS259/2008 - SOHIDRA)	26/01/2017	448550	9399531	Quixeramobim	Paus Brancos	-	Vista Alegre	poço profundo	13/11/2008	60	175	Antonio Lopes Pinheiro	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	26/01/2017 12:00	Acima do tubo PVC	0,51	7,22	-	12000	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		
66	66	16	26/01/2017	449812	9400072	Quixeramobim	Paus Brancos	(para chegar ao ponto, passar atras do cemitério)	Vista Alegre	poço profundo	2015	80*	177	Antonio Lopes Pinheiro	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	26/01/2017 12:23	Acima do tubo PVC	0,36	7,76	-	900	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	-	-		

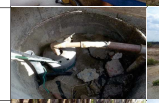
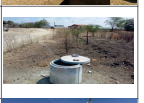
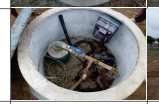
Nome	Identificação		Data da ultima visita	Características geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua							Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
67	67	NOVO	12/04/2018	450885	9400039	Quixeramobim	Paus Brancos	-	Vista Alegre	poço profundo	2016 ?	73	175	Oneida / Mauro Nobre ? Dono fazenda. Mauro=gerente	?	Nada	Bom	SIM	26/01/2017 13:25 23/03/2018 08:48 12/04/2018 15:55	Acima do tubo PVC	0,63	14,56 14,89 14,86	--- ---	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	--- --- 1614	--- ---	--- --- 31,0		
68	68	NOVO	12/04/2018	452794	9397333	Quixeramobim	Paus Brancos	Sitio Aracaju	Vista Alegre	poço profundo	09/2016	60	173	Raimundo Fernandes (chamado Raimundo Felizberto)	?	Bomba submersível	Bom	SIM	26/01/2017 13:51 12/04/2018 12:15	Acima do tubo PVC	0,415 0,36	16,19 15,49	-	900	NÃO (bomba <1h/dia senão poço seca)	SIM	Saida do poço	-	--- 3,66	--- 30,9		
69	69	ANTIGO	26/01/2017	453008	9397083	Quixeramobim	Paus Brancos	Sitio Aracaju	Vista Alegre	poço profundo	2006	42	Não foi medido	José Luis teodosio Rebolsas	?	Bomba submersível	Bom	SIM	26/01/2017 14:06	Acima do tubo PVC	0,34	19,00	19,00	8000 - 10000	SIM (acabou de desligar a bomba)	SIM	Saida do poço	-	-	-		
70	70	8	26/01/2017	453285	9397213	Quixeramobim	Paus Brancos	Sitio Aracaju	Vista Alegre	poço profundo	2014	54*	176	Communidade	?	Bomba submersível	Bom	SIM	26/01/2017 14:15	Acima do tubo PVC	0,51	10,60	-	13800*	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
72	72	NOVO	26/01/2017	460137	9397600	Quixeramobim	Lacerda	Jerico	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	2014	60	175	Communidade	?	Bomba submersível	Bom	SIM	26/01/2017 15:07	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,655	29,12	-	5000	NÃO (Só a noite)	NÃO	-	salgada +/-	-	-		
73	73 (Lacerda - Jose Rolim - Projeto CIFAS - piezo)	13 (ID 2300011515 - Nome QUE/CE/047)	13/06/2018	460635	9399601	Quixeramobim	Lacerda	-	Vista Alegre	poço profundo	01/01/1986	55 - 60 ?	165	Communidade	?	Nada	Bom	SIM	08/06/2017 10:44 19/12/2017 12:20 12/04/2018 11:00 13/06/2018 12:40	Acima do tubo PVC	0,195	6,095 8,35 8,02 5,37	-	200 (Fraco)	NÃO (Bomba 40 min e o poço seca. 3 dias de recuperação)	SIM	Dentro do poço	2017 2149 386 1425	-	32,7 31,58 31,3 32,2		
74	74	NOVO	13/06/2018	452664	9397732	Quixeramobim	Paus Brancos ?	Fazenda Morada Nova	Vista Alegre	poço profundo	05/2016	60 (bomba : 54m)	Não foi medido	Fazenda Morada Nova	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	26/01/2017 16:13 13/06/2018 14:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	<6m	-	6000	NÃO (Bomba 3 vz/dia durante 1 hora)	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	--- 2,57	--- 31,5		
75	75 (Oiticica - Casa Grande - Projeto CIFAS - piezo)	22 (ID 2300011504 - Nome QUE/CE/034)	12/04/2018	447725	9401859	Quixeramobim	Oiticica	-	Vista Alegre	poço profundo	01/04/1998	56	168	Communidade	SRH / SOHIDRA	Nada	Bom (limpeza foi feita)	SIM	26/01/2017 16:57 12/04/2018 13:15	Acima do tubo metal	0,23	11,14 9,26	-	4200	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	--- 2,25	--- 30,8		
76	76 (CE040 - Oiticica - Projeto CIFAS - piezo)	24 (ID 2300021822 - Nome PS246/2008 - SOHDRA)	20/06/2018	446152	9401959	Quixeramobim	Oiticica	-	Vista Alegre	poço profundo	23/10/2008	40*	Não foi medido	Communidade (Neuraci ou Danilo - moram do outro lado da pista)	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom (limpeza ano passado)	SIM	26/01/2017 17:13 20/12/2017 09:55 20/06/2018 12:45	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,27	--- --- 1,36	9,38 --- ---	9000	SIM (bombeamento todo o dia, entre 6h-9h30 e 15h-16h)	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (5000L)	--- --- ---	--- 7,674 4,00	--- 31,02 30,6		
101	101	53 (ID 2300011560 - Nome QUE/CE/101)	21/02/2018	448864	9410003	Quixeramobim	Paus Brancos	Bonito	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	?	72	175	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	07/02/2017 08:54 21/02/2018 13:03	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,215	1° chegada por 14m e 2° por 45m	-	3500	SIM (Bomba 2 vz/dia entre 3h-10h e 14h30-17h)	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (5000L)	1701 2047	-	30,8 30,1		
102	102	NOVO	07/02/2017	449082	9408643	Quixeramobim	Paus Brancos	Bonito	Vista Alegre	poço profundo (num açude, misto ?)	2016 ?	?	171	Communidade	?	Nada	Bom	SIM	07/02/2017 09:05	Acima do tubo PVC	0,27	8,70	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	1953	-	29,5		
103	103	NOVO	07/02/2017	449025	9407828	Quixeramobim	Paus Brancos	Varzea Grande	Vista Alegre	poço profundo	2016 ?	?	Não foi medido	Antonio Filho (Faleceu 05/02/17)	?	Bomba submersível	Bom (entrada fechada com cadeado)	?	07/02/2017 09:15	?	?	-	-	-	?	?	?	-	-	-	-	-
104	104	NOVO	07/02/2017	449009	9407771	Quixeramobim	Paus Brancos	Varzea Grande	Vista Alegre	poço profundo	2016	106	175	Communidade	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	07/02/2017 09:23	Fechamento temporário antes da instalação	-	-	-	1000 / 1500	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-		
105	105	ANTIGO	20/06/2018	449475	9407682	Quixeramobim	Paus Brancos	Varzea Grande	Vista Alegre	poço profundo	?	?	Não foi medido	Associação communitaria	?	Bomba de superficie	Bom	NÃO	07/06/2017 17:15 20/12/2017 11:05 20/06/2018 11:00	-	-	-	-	-	?	NÃO	SIM	Saida do poço (Perto da cerca ao lado do caminho)	1781 --- 2104	--- 3,165 ---	30,1 31,20 30,5		
107	107	50 (ID 2300011562 - Nome QUE/CE/103)	12/04/2018	450702	9408704	Quixeramobim	-	Romelia	Vista Alegre	poço profundo	?	?	Não foi medido	Fazenda Romelia ---> Jacqueline Furtado de andrade	?	Bomba submersível (catavento desativado)	Bom	SIM	07/02/2017 10:04 12/04/2018 17:00	Acima da base de concreto	0,52	21,38 14,62	-	?	NÃO (bomba algumas horas de dia ou de noite)	SIM	Saida do poço	---	2,33 1,796	32,5 25,8		

Nome	Identificação		Data da ultima visita	Características geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
108	108	NOVO	07/02/2017	448413	9407618	Quixeramobim	Paus Brancos	Varzea Grande	Vista Alegre	poço profundo	2016	80	175	Communidade (perto do colegio)	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	07/02/2017 10:20	Fechamento temporário antes da instalação	-	-	-	3000	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-		
109	109	NOVO	07/02/2017	448455	9407654	Quixeramobim	Paus Brancos	Varzea Grande	Vista Alegre	poço profundo	2016	80 ?	175	Communidade (perto do colegio)	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	07/02/2017 10:25	Fechamento temporário antes da instalação	-	-	-	1500	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-		
110	110	ANTIGO	07/02/2017	449244	9403269	Quixeramobim	Paus Brancos	Jerimum	Vista Alegre	poço profundo	?	?	168	Prop. Faleceu (chave disponivel na casa em cima com Sr. Francisco dos reis)	?	Bomba de superfície	Bom (reativado)	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	07/02/2017 10:43	Acima da Tampa metal (tubo metal) (Fazer um furo antes)	0,43	-	-	-	NÃO	?	Bebedouro	-	-	-		
111	111	NOVO	20/06/2018	449000	9395681	Quixeramobim	Carnauba	Barra Serra d'água lajes	Vista Alegre	poço profundo	2015	100	175	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO	07/02/2017 11:23 20/06/2018 12:10	-	0,21	--- 10,26	--- ---	600	NÃO	SIM	Chegada no tanque de 5000L	-	2,71 3,46	29,3 31,5		
112	112	4 (ID 2300019631 - Nome 36/2003-SOHIDRA)	07/02/2017	448939	9395504	Quixeramobim	Carnauba	Barra Serra d'água lajes	Vista Alegre	poço profundo	12/07/2003	60*	Não foi medido	Chico	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom (tampa de cimento muito pesada)	NÃO	07/02/2017 11:50	Acima da Tampa metal	Não foi medido	-	-	400	SIM (bomba entre 3h-6h e 14h-17h)	NÃO	-	-	-	-		
113	113	3 (ID 2300018521 - Nome QUE/CE/132)	11/04/2018	448943	9395502	Quixeramobim	Carnauba	Barra Serra d'água lajes	Vista Alegre	poço profundo	27/09/1998	38,9	177	Communidade	SOHIDRA	Nada	Bom	SIM	07/02/2017 12:00 11/04/2018 13:20 12/09/2018 13:50	Acima do tubo PVC	0,25	28,74 ? 22,14 ? 17,85	28,74 ? 22,14 ? ---	Fraco	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	5,77 4,22 2,980	31,7 30,5 31,35		
114	114	1 (ID 2300007177 - Nome SEP/CE/018)	22/02/2018	451030	9393812	Quixeramobim	-	Fazenda Serrote da Madeira	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	?	60?	141	Communidade	?	Bomba submersível (catavento desativado)	Desativada	SIM	07/02/2017 12:21 22/02/2018 11:55	Acima do tubo metal	0,425	15,60 12,67	-	?	NÃO	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	5,33	31		
115	115	NOVO	07/02/2017	451200	9393744	Quixeramobim	-	Fazenda Serrote da Madeira	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	2015 ?	60	171	Mauricio Pinheiro	?	Bomba de superfície	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	07/02/2017 12:32	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,435	1° chegada por 40m	-	400	NÃO	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	5,45	37,9		
116	116	ANTIGO	22/02/2018	451247	9393727	Quixeramobim	-	Fazenda Serrote da Madeira	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	?	48	140	Mauricio Pinheiro	?	Bomba submersível	Bom	SIM	07/02/2017 12:34 22/02/2018 11:55	Acima do tubo metal	0,62	--- 2,66	14,94 ---	> 400	NÃO	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	5,5 4,25	34,9 32,2		
117	117	ANTIGO	07/02/2017	446477	9393816	Senador Pompeu	Bonfim	Santa Inês	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	2003 ?	95	Não foi medido	Zé Lucio	?	Bomba submersível	Bom	NÃO	07/02/2017 13:25	-	-	-	-	3500	NÃO	SIM	Na torneira	-	-	-		
118	118	NOVO	07/02/2017	446527	9393853	Senador Pompeu	Bonfim	Santa Inês	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	2016 ?	?	175	Zé Lucio	?	Nada	Bom	SIM	07/02/2017 13:27	Acima do tubo PVC	0,49	33,67	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	1487	-	31,2		
119	119	ANTIGO	07/02/2017	446468	9394066	Senador Pompeu	Bonfim	Santa Inês	Ao lado da bacia de Vista Alegre	4 poços profundo	? ? ? ?	47 --> 120 m	? ? ? ?	HIALINA empresa de agua mineral : Francisco Mota (88)99668-8081 *fcomotaa@hotmail.com*	Nordrill	Bomba submersível	2 poços desativado / 4 poços	? ? ? ?	07/02/2017 13:35	? ? ? ?	? ? ? ?	? ? ? ?	? ? ? ?	? ? ? ?	? ? ? ?	SIM	? ? ?	? ? ? ?	? ? ? ?	? ? ? ?	-	-
120	120	NOVO	07/02/2017	442758	9396408	Quixeramobim	São Miguel	Sitio Lages	Vista Alegre	poço profundo	2016	100	175	Communidade	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	07/02/2017 14:00	Fechamento temporário antes da instalação	-	-	-	Fraco	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-		
121	121	NOVO	11/04/2018	442761	9396383	Quixeramobim	São Miguel	Sitio Lages	Vista Alegre	poço profundo	2016	?	175	Angela	?	Nada	Bom	SIM	07/02/2017 14:06 11/04/2018 13:20	Acima do tubo PVC	0,89 0,43 (desde 01/12/2018)	19,75 17,52	-	Fraco (não deu agua)	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	4,15 6,09	31,3 30,3		
122	122	NOVO	07/02/2017	442730	9396469	Quixeramobim	São Miguel	Sitio Lages	Vista Alegre	poço profundo	?	60	Não foi medido	Francisco José Leite Sá	?	Bomba submersível	Bom	SIM	07/02/2017 14:15	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,77	37,06	-	800 (Fraco)	NÃO (Bomba 15 min e o poço seca, 2vz/dia)	NÃO	-	-	-	-		

Nome	Identificação		Data da ultima visita	Características geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua							Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
123	123 (= poço 200 deste censo)	NOVO	20/06/2018	442671	9396496	Quixeramobim	São Miguel	Sitio Lages	Vista Alegre	poço profundo	2016	80	175	Francisco José Leite Sá	Exército Brasileiro	Bomba submersível	Bom	SIM	07/02/2017 14:22 20/06/2018 15:30	Acima do tubo PVC / buraco no PVC	0,69 0,50	18,32 16,39	-	Fraco	NÃO	SIM	Dentro do poço	1853 1886	-	32,2 30,9		
124	124	9 (ID 2300018515 - Nome QUE/CE/126)	06/06/2017	442769	9397278	Quixeramobim	São Miguel	Sitio Lages	Vista Alegre	poço profundo	17/08/1998	54*	195	Associação communitaria --> Graça (88)993207236 (88)999061919	SOHIDRA	Bomba submersível	Quebrada em 09/2017 (reparação planejada)	SIM	07/02/2017 14:45:00 06/06/2017 16:30:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,15	7,73 ----	-	3600*	NÃO	SIM	Chegada no tanque	----- 1405	2,54 ----	32,6 30,0		
125	125	6 (ID 2300011506 - Nome QUE/CE/038)	07/02/2017	442362	9397057	Quixeramobim	São Miguel	Sitio Lages	Vista Alegre	poço profundo	?	?	175	Communidade	?	Bomba submersível	Quebrado ? Desativado?	SIM	07/02/2017 15:05	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,14	-	-	800*	NÃO	SIM	Chegada no tanque (mas tanque seco)	-	-	-		
126	126	17 (ID 2300007208 - Nome SEP/CE/045)	07/02/2017	443057	9400149	Quixeramobim	-	Fazenda Pau d'Arco	Vista Alegre	poço profundo	07/05/1996	32*	168	Vandick (gagueja muito)	?	Bomba submersível	Bom	SIM	07/02/2017 15:35	Acima da Tampa metal (tubo metal)	0,37	9,10	-	11000 ?	NÃO (Bomba 3h/dia, entre 7h-10h)	NÃO	-	-	-	-		
127	127	19	20/06/2018	443219	9400641	Quixeramobim	-	Pau d'Arco	Vista Alegre	poço profundo	2015	85*	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	07/02/2017 15:43 20/06/2018 16:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	720*	SIM	SIM	Chegada no tanque de 5000L	1956 2300	-	31 30,3		
128	128	NOVO	20/06/2018	445719	9401799	Quixeramobim	Oiticica	-	Vista Alegre	poço profundo	2016	100	175	Israel (85)99971-8514 whatsapp: (85)988480907	?	Nada --- Sensor de pressão (DIVER)	Bom	SIM	07/02/2017 16:00 28/02/2018 08:50 22/03/2018 13:55 11/04/2018 15:00 20/06/2018 17:06	Acima do tubo PVC	0,37	28,83 15,71 15,055 11,15 9,755	1° chegada por 51m, 2° por 75m	140	NÃO (influencia do bombeamento do poço 206 sobre o N.E. --> monitoramento piezometrico)	SIM	Dentro do poço	2015 ---- ---- 1796 2440	-	30,7 ---- ---- 30,1 30,7		
129	129	7 ??? (ID 2300011507 - Nome QUE/CE/039)	07/02/2017	446555	9397047	Quixeramobim	-	?	Vista Alegre	poço profundo	?	49	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom (limpeza em 10/2016)	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	07/02/2017 16:28	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	800	NÃO (Bomba 1h, 2vz/dia, entre 6h-7h e 17h-18h)	SIM	Chegada no tanque de 5000L	-	4,17	30,8		
130	130	NOVO	11/04/2018	446491	9397804	Quixeramobim	-	?	Vista Alegre	poço profundo (misto alluvioes +cristal.?)	2016 ?	?	175	? Empresa ?	Paulo Filho poços (88)99604-8084	Nada	Bom	SIM	07/02/2017 16:47 11/04/2018 14:45	Acima do tubo PVC	0,53	7,79 3,79	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	2033 1936	-	29,9 30,3		
131	131	NOVO	07/02/2017	446565	9397771	Quixeramobim	-	?	Vista Alegre	poço profundo (misto alluvioes +cristal.?)	2016 ?	?	175	? Empresa ?	Paulo Filho poços (88)99604-8085	Bomba submersível	Bom	SIM	07/02/2017 16:53	Acima do tubo PVC	0,6	8,52	-	?	NÃO	NÃO	-	-	-	-		
132	132 (Carnauba) (Projeto CIFAS - quimica)	15 ??? (ID 2300011509 - Nome QUE/CE/041)	19/06/2018	446519	9399955	Quixeramobim	-	Carnauba	Vista Alegre	poço profundo	?	60	165	Communidade --> Teresinha (88)997130342	CONESP	Bomba submersível	Bom	SIM	10/08/2016 09:00 06/06/2017 15:35 20/12/2017 09:30 22/02/2018 11:05 11/04/2018 14:25 19/06/2018 16:15	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,25	21,04 --- --- --- 21,21 20,15	-	5000	NÃO (Bomba 2h/dia)	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (5000L)	-	--- 4,28 2,155 2,139 2,11 2,31	--- 31,4 31,23 30,0 29,2 30,5		
133	133	NOVO	08/02/2017	446671	9402231	Quixeramobim	-	Oiticica	Vista Alegre	poço profundo	09/2016	?	175	Communidade	?	Nada	Vai ser equipado	SIM	08/02/2017 08:50	Acima do tubo PVC	0,23	14,45	-	3500	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	2,69	30,2		
135	135	31 (ID 2300022105 - Nome PS170/2009 - SOHIDRA)	06/06/2017	447865	9404845	Quixeramobim	-	Fazenda Viração	Vista Alegre	poço profundo	22/08/2009	60	Não foi medido	Roberto	SOHIDRA	Bomba submersível	Quebrada em 12/2017 (reparação planejada)	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	06/06/2017 17:15	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	1200*	SIM (Bomba 30 min 4vz/dia, de manha e de tarde)	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	-	3,31	30,6		
136	136	37 (ID 2300019767)	19/06/2018	446397	9406606	Quixeramobim	São Miguel	Fazenda Pereiro	Vista Alegre	poço profundo	12/07/2001	72	Não foi medido	Communidade --> Francisco Nobre camara	NORCON - NORONHA CONSTRUCOES LTDA	Bomba submersível	Bom (limpeza em 12/2016)	SIM	08/02/2017 09:40 20/12/2017 12:00 11/04/2018 16:00 19/06/2018 15:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,31	--- --- 3,18 2,26	-	600	NÃO (Bomba entre 16h-19h)	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (5000L) (escada..)	-	3,79 3,774 6,190 5,00	29,1 30,50 29,4 30,2		
137	137	38 (ID 2300011519 - Nome QUE/CE/051)	08/02/2017	446027	9406688	Quixeramobim	São Miguel	Fazenda Pereiro	Vista Alegre	poço profundo (num açude, misto ?)	?	?	170	Communidade	?	Nada	Bom	SIM	08/02/2017 09:56	Acima do tubo PVC	0,295	3,72	-	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	874	-	30,3		
P11	Campina P11 (Projeto CIFAS - quimica)	58 ??? (ID 2300022106 - Nome PS173/2009)	11/08/2016	451476	9411395	Quixeramobim	-	Mosquitos dos Marreiros	Ao lado da bacia de Vista Alegre	poço profundo	24/08/2009 *	93*	Não foi medido	Antônio Marreiro	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO	11/08/2016 15:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	Não foi medido	-	-	1200*	SIM	NÃO	Fugas do poço em bombea - mento	1477	-	32	-	

Nome	Identificação		Data da ultima visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição quimica					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
P9	Parada Mil P9 (Projeto CIFAS - quimica)	48 (ID 2300022563 - Nome PS123/2009)	21/02/2018	446217	9408535	Quixeramobim	São Miguel	Parada 1000	Fora da bacia de Vista Alegre	poço profundo	14/07/2009	40	Não foi medido	?	SOHIDRA	Bomba submersível	Quebrada	SIM	10/08/2016 15:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	Não foi medido	25,90	-	1500*	NÃO	NÃO	?	-	-	-	-	-
Maloca	Maloca (Projeto CIFAS - piezo)	Monitoramento Julien	Não visitado	449161	9401813	Quixeramobim	-	-	Vista Alegre	poço profundo (misto alluvioes +cristal.)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	-	-
VA- Sr Zuca	Bela Vista - Seu Zuca (Projeto CIFAS - quimica)	Monitoramento Julien	Não visitado	456246	9410071	Quixeramobim	-	-	Vista Alegre	poço profundo	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	-	-
200	=123 deste censo (poço visto pela 2a vez)	NOVO	20/06/2018	442672	9396493	Quixeramobim	-	Sitio Lages	Vista Alegre	poço profundo	2016	80	175	Maria Leni Tores Sár	Exército Brasileiro	Bomba submersível	Bom	SIM	20/12/2017 08:45 20/06/2018 15:30	Buraco no tubo PVC	0,5	--- 16,39	-	< 1000	NÃO (bomba todos os dias entre 5h-7h)	SIM	Bebedouro (saida do poço a mais proxima)	1777 1886	-	31,16 30,9		
204	-	-	21/02/2018	478925	9416073	Quixeramobim	-	Assentamento Crisantamo	Fora da bacia de Vista Alegre	poço profundo	2014	64	175	Communidade --> José Hamilton candido da Silva (casa com tanque de leite)	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	21/02/2018 15:51	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	27*	32*	< 5000	NÃO (bomba 5-10h/dia)	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (5000L)	---	8,74	31,8	-	-
206	-	-	20/06/2018	445710	9401872	Quixeramobim	-	São Miguel - Rancho LIRA	Vista Alegre	poço profundo	?	60 (bomba : 57m e 3m de tubo PVC)	175	Cícero Airton Soares de Lira (88)99988-9622 (88)99737-2638 (88)99995-1436 / Graça (Mãe)	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	28/02/2018 09:00 20/06/2018 17:30	Acima da Tampa metal (buraco no tubo PVC)	0,77	--- 6,30	1° chegada por 49m	2800 (Bomba: 1500-1800)	NÃO	SIM	Chegada no tanque	--- ---	2,27 2,54	29,2 30,8		

Nome	Identificação		Data da visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
34	34	NOVO	19/06/2018	473632	9446330	Quixeramobim	-	-	Pirabibú	poço profundo	08/2016	100	171	Osaias	?	Bomba submersível	Bom (bomba desligada em 04/2018)	SIM	07/06/2017 07:45 14/12/2017 07:45	Acima do tubo PVC	0,52	26,51 33,18	-	Fraco 120	NÃO	SIM	Saida do poço	-	5,06 4,082	30,9 30,21			
35	35	NOVO	25/01/2017	473922	9446379	Quixeramobim	-	-	Pirabibú	poço profundo	08/2016	64	171	Osaias	?	Bomba submersível	Bom	SIM	25/01/2017 08:57	Acima do tubo PVC	0,59	23,79	-	200 (Fraco)	NÃO	SIM	Saida do poço	-	-	-			
36	36	NOVO	19/06/2018	473942	9446248	Quixeramobim	-	-	Pirabibú	poço profundo	08/2016	60	172	Osaias	?	Nada	Bom	SIM	25/01/2017 09:05 10/04/2018 06:50 19/06/2018 08:00	Acima do tubo PVC	0,45	5,33 3,47 1,85	-	60 ??	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	--- 4,49 6,62	--- 28,8 30,3			
37	37	NOVO	19/06/2018	471977	9450913	Quixeramobim	-	Fazenda Novo livramento	Pirabibú	poço profundo	09/2016	60	Não foi medido	Fazenda livramento (Ailson Gurgel) (85)999816098 (85)991852460	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	07/06/2017 09:52 14/12/2017 09:45 19/06/2018 09:45	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	>3000	?	SIM	Saida do poço ao lado do poço antigo	-	2,97 2,899 3,21	30,9 31,13 31,0			
38	38	174 ??? (ID 2300011292 - Nome QUE/CE/017)	25/01/2017	471998	9450943	Quixeramobim	-	Fazenda Novo livramento	Pirabibú	poço profundo	01/01/1985 ?	60* ? (16 de acordo com o agricultor)	Não foi medido	Fazenda livramento	?	Bomba submersível	Bom	SIM	25/01/2017 09:52	Acima do tubo	≈ 0,15	14,50	-	Fraco (poço de reserva)	NÃO	NÃO	-	-	-	-			
39	39	NOVO	25/01/2017	470867	9450267	Quixeramobim	-	Santa Luzia	Pirabibú	poço profundo (misto alluvioes +cristal.?)	01/06/2016	45	172	Diego ? (rapaz quem fez visitar varios poços do setor)	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	25/01/2017 10:06	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,685	-	-	3000	NÃO	NÃO	-	Salgada	-	-			
40	40	NOVO	19/06/2018	471188	9450435	Quixeramobim	-	Santa Luzia	Pirabibú	poço profundo (misto alluvioes +cristal.?)	?	?	?	José Mario	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	07/06/2017 10:26 14/12/2017 11:00 19/06/2018 10:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	-	SIM	SIM	Saida do poço	-	3,81 4,223 4,37	32 30,90 30,3			
42	42	NOVO	25/01/2017	470484	9451546	Quixeramobim	-	Fazenda Santa Luiza	Pirabibú	poço profundo (misto alluvioes +cristal.?)	?	?	?	Raimundo Januario (mora em Maraguape)	?	Bomba submersível	Dentro duma cabana com cadeados	?	25/01/2017 10:50	?	?	?	?	> 15000	?	SIM	Chegada no tanque (bebedouro)	não salgada	-	-			
43	43	NOVO	27/02/2018	470453	9450121	Quixeramobim	-	Santa Luzia	Pirabibú	poço profundo	2016	42	175	Joacy (A mulher dele não sei nada)	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	25/01/2017 10:58	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	≈12m segundo o dono	?	?	NÃO	?	?	Salgada	-	-			
44	44	NOVO	13/09/2018	471536	9449481	Quixeramobim	-	Fazenda José Mario (Santa Luiza)	Pirabibú	poço profundo	≈ 2006 ?	116 ?? (alterite atingidas a 1m de prof.)	178	Fazenda José Mario	?	Bomba submersível	Quebrada em abril 2018- Reinstalada em set. 2019	SIM	25/01/2017 11:22 07/06/2017 08:58 14/12/2017 08:00 10/04/2018 09:20 19/06/2018 09:25 13/09/2018 08:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,33	9,20 --- --- 7,10 4,25 4,73	-	2,5	SIM (bomba 8h/dia? entre 4h-10h e 14h-16h)	SIM	Saida do poço	--- 1566 3223 3140 --- 2365	-	--- 31,8 31,88 29,2 --- 29,55			
44bis	Substituição poço 44	NOVO	13/09/2018	471760	9449417	Quixeramobim	-	Fazenda José Mario (Santa Luiza)	Pirabibú	poço profundo	?	?	175	Fazenda José Mario	?	Bomba submersível	Bom	NÃO	19/06/2018 09:30 13/09/2018 08:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	Não foi medido	-	-	-	NÃO	SIM	Saida do poço	--- 2935	3,67 ---	31,1 28,73		-	-
45	45	NOVO	19/06/2018	472395	9448287	Quixeramobim	-	São Miguel	Pirabibú	poço profundo	12/2015	60	172	Vicente Lessa	Prefeitura	Bomba submersível	Bom	SIM	07/06/2017 08:20 14/12/2017 08:20 10/04/2018 09:00 19/06/2018 08:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,98	--- --- 4,22 1,42	-	800	NÃO (bomba de manhã 1h30/dia)	SIM	Saida do poço	1298 1364 1373 1393	-	30,4 31,58 27,7 29,8			
46	46	NOVO	25/01/2017	469143	9449925	Quixeramobim	-	Algodões	Pirabibú	poço profundo	2016 ?	?	Não foi medido	Communidade	Exército Brasileiro	Fechamento temporário antes da instalação	Bom	NÃO (Aguardar instalação)	25/01/2017 12:20	Fechamento temporário antes da instalação	Não foi medido	-	-	?	NÃO	NÃO (Aguardar instalação)	?	-	-	-			
47	47	163 ??? (Nome QUE/CE/019)	19/06/2018	468988	9449732	Quixeramobim	-	Algodões	Pirabibú	poço profundo	≈ 2002 ?	35 ?	175	Communidade (Francisco)	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	07/06/2017 11:10 14/12/2017 13:05 10/04/2018 11:15 19/06/2018 11:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,405	15,5 --- --- 7,71	--- --- --- 7,71	≈ 1000	NÃO (a vezes entre 17h até 5h e outra entre 6h-11h)	SIM	Agua da torneira contra a parede na casa do Francisco (connexão direta)	-	3,54 3,475 3,670 3,82	30,1 31,24 29,1 30,2			
48	48	NOVO	10/04/2018	468929	9449799	Quixeramobim	-	Algodões	Pirabibú	poço profundo	11/2016	60 (≈6m de PVC)	176	Communidade (Airton Carneiro)	?	Bomba	Bom	SIM	25/01/2017 13:10 10/04/2018 11:15	Buraco no PVC em baixo da tampa metal	0,45 0,59	9,25 8,72	-	3600	NÃO (Bomba ligada entre 17h e 20h)	SIM	Saida do poço	--- 3820	-	--- 30,4			

Nome	Identificação		Data da visita	Caracteristicas geografias						Obra						Equipamento		Medição do nivel de agua								Medição química					Foto da obra	Foto do ambiente
	N° GPS (01/2017 e 02/2017)	N°pocos pra censo (doc. do 26/12/2016)		X GPS	Y GPS	Municipio	Distrito	Localidade	Bacia hidrografica	Tipo de obra	Data de perfuração	Profundidade da obra	Diametro externo (mm)	Proprietario	Empresa da perfuração	Equipamento	Estado	Possibilidade	Data e hora	Ponto de medição	referência (m/terreno)	N.E.	N.D.	Vazão (l/h)	Bombeamento ?	Possibilidade	Ponto de medição	Cond. (µS/cm)	Cond. (mS/cm)	Temp. (°C)		
49	49 (=P15 Algodões Novo livramento) (Projeto CIFAS - quimica)	160 (ID 2300011295 - Nome QUE/CE/020)	19/06/2018	468770	9449705	Quixeramobim	-	Algodões - Novo livramento	Pirabibú	poço profundo	?	50-60	Não foi medido	Fazenda novo livramento (Claudio)	?	Bomba de superfície	Bom	SIM	11/08/2016 10:30 14/12/2017 13:35 10/04/2018 11:30 19/06/2018 12:00	Acima da Tampa de madeira	0,12	--- -- 5,66 3,36	- - - -	> 10000 estimado	NÃO (Bomba ligada entre 2h/dia entre 7h-8h e 13h-14h)	SIM	Saida do poço	3690 3277 3480 3260	--- ---	31,4 32,88 28,1 31,1		
50	50	NOVO	25/01/2017	466363	9448703	Quixeramobim	-	Varzea da Russa	Pirabibú	poço profundo	2015	70	175	Fazenda Varzea das Russas (Renato Araujo Carneiro)	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	25/01/2017 14:08	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,32	-	-	< 10000	SIM	NÃO	-	-	-	-		
51	51	146 (ID 2300011296 - Nome QUE/CE/021)	25/01/2017	466300	9448287	Quixeramobim	-	Varzea da Russa	Pirabibú	poço profundo	?	60	175	Fazenda Varzea das Russas (Renato Araujo Carneiro)	?	Bomba de superfície	Bom	SIM	25/01/2017 14:26	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,36	-	15,93	Forte	SIM (bombeamento 24h/24)	NÃO	-	-	-	-		
52	52	144 (ID 2300019630 - Nome 35/2003-SOHIDRA)	19/06/2018	465991	9448193	Quixeramobim	-	Varzea da Russa (Escola Fco. Bernardino do Nascimento)	Pirabibú	poço profundo	09/07/2003	60	175	Communidade --> Fatima ou João Junho (88)981504395	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	SIM	25/01/2017 14:41 07/06/2017 12:45 14/12/2017 14:15 26/02/2018 17:06 10/04/2018 11:45 19/06/2018 13:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,1	21,25 ? ---- --- 17,565 17,77 15,78	21,25 ---- --- -- --- -	500*	NÃO (bomba varias horas por dia)	SIM	Saida do poço	-	--- 8,01 (H2S) 5,106 5,95 --- 6,10	--- 32,7 33,74 32,1 --- 32,1		
53	53	NOVO	25/01/2017	466237	9447594	Quixeramobim	-	Varzea da Russa	Pirabibú	poço profundo	09/2016	60	175	João Verissimo de Sá	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	25/01/2017 15:21	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	0,22	-	-	1500	NÃO (bombeamento 2vz/dia 30min)	NÃO	-	-	-	-		
54	54	NOVO	07/06/2017	464771	9446716	Quixeramobim	-	Marrecas	Pirabibú	poço profundo	?	?	Não foi medido	Communidade	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	25/01/2017 15:50	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	-	-	< 3500	SIM (bombeamento 1h30/dia)	NÃO (local da bomba fechado com cadena)	Chegada no tanque	-	-	-		
55	55	NOVO	07/06/2017	462689	9444142	Quixeramobim	-	-	Pirabibú	poço profundo	2016 ?	?	175	?	SOHIDRA ?	Bomba submersível	Bom	NÃO	25/01/2017 16:09	Acima do tubo PVC	0,47	10,93	-	?	NÃO	NÃO	Chegada no tanque (acima do hospital)	-	-	-		
P13	Varzea da Russa P13 ou Sao Joao (Projeto CIFAS - piezo)	140 (ID 2300011297 - Nome QUE/CE/022)	10/04/2018	466254	9447182	Quixeramobim	-	Varzea da Russa	Pirabibú	poço profundo	?	60	Não foi medido	Antônio Claudio Augustin Santos	?	Catavento	Quebrado	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	11/08/2016 09:00 25/01/2017 15:31 10/04/2018 12:15	Acima do tubo PVC (sem a tampa)	0,225	--- 5,68 ---	--- --- ---	?	NÃO	SIM	Chegada no tanque (usar uma escada)	--- --	--- 17,26 --- ---	--- 29,9 --- ---		
P14	Varzea da Russa desalinizador P14 (Projeto CIFAS - piezo)	P14	19/06/2018	466323	9447715	Quixeramobim	Damião Carneiro	Varzea da Russa	Pirabibú	poço profundo	?	68	175	Fátima Girão Presidente da associação (88)99279-2124	?	Nada --- Sensor de pressão (DIVER) entre 10/11/2016-11/07/2018	Bom	SIM	07/06/2017 13:07 14/12/2017 14:32 20/02/2018 09:37 10/04/2018 12:00 19/06/2018 14:00	Acima do tubo PVC	0,22	3,72 5,235 4,945 4,73 2,91	- - - - -	?	NÃO	SIM	Dentro do poço	-	14,24 11,68 --- 11,01 11,02	--- 30,65 -- 31,6 31,2		
P16	Poço prof. Desalinizador - algodoes- P16 (Projeto CIFAS - piezo)	P16	19/06/2018	469840	9449955	Quixeramobim	-	Algodões	Pirabibú	poço profundo	?	?	175	Communidade -->Joelmi (88)981341400	?	Bomba submersível	Bom	SIM	11/08/2016 10:50 14/12/2017 12:00 20/02/2018 08:36 10/04/2018 10:36 19/06/2018 11:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,16	-	11,31 ---- ---- 10,22 7,70	?	SIM	SIM	Chegada no tanque de agua salgada (2000L)	3650 2877 2900 3030 1858	-	31,8 31,65 27,5 27,3 30,6		
P17	Livramento P17 (Projeto CIFAS - quimica)	P17	19/06/2018	471815	9450626	Quixeramobim	-	Fazenda Livramento	Pirabibú	poço profundo	?	100 (PVC de 0 a 42m)	175	Raymondo Januario de Lima (dono) ou Giovanni	?	Bomba submersível	Bom	SIM	11/08/2016 11:30 10/04/2018 09:50 19/06/2018 10:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	0,17	--- 8,88 7,22	17,51 --- --	1500	NÃO (Bomba 1h cada 4 dias)	SIM	Saída do poço	1187 1066 1059	-	32,6 28,7 30,6	-	
201	-	-	20/02/2018	446049	9456800	Madalena	Paus branco	Macaut ?	Fora da bacia de Pirabibú	poço profundo	2014	80	Não foi medido	José Vieira da Silva	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	20/02/2018 13:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	Não foi medido	1° chegada por 40m e 2° por 70m	-	500	NÃO (Bomba 30min, poço seca, aguarda 1h para bombear de novo 10-15 min)	SIM	Saída do poço	-	3,3	29,1		
202	-	-	20/02/2018	447050	9445003	Quixeramobim	-	Assentamento Pedras Altas	Fora da bacia de Pirabibú	poço profundo	2014	62	Não foi medido	Associação Massapé Pirabibú --> Antonio Lagrima Jacinto Farias	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	20/02/2018 13:30	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	Não foi medido	22* (1° chegada por 42m)	40*	4200	NÃO (Bomba 5h cada dois dias)	SIM	Chegada no tanque de 5000 L	-	3,48	31,3		
203	-	-	20/02/2018	458452	9439210	Quixeramobim	-	Assentamento Poço cercado	Fora da bacia de Pirabibú	poço profundo	2014	60*	Não foi medido	Maria Farias ou José	SOHIDRA	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	20/02/2018 10:57	Acima da Tampa metal (tubo PVC)	Não foi medido	12*	42,25*	1700	NÃO (Bomba =2h/dia)	SIM	Chegada no tanque de 5000 L	-	6,19	31		
207	-	-	13/09/2018	471885	9450609	Quixeramobim	-	Fazenda Livramento	Pirabibú	poço profundo	01/2018	60 (PVC de 0 a 36m)	175	Raymondo Januario de Lima (dono) ou Giovanni	?	Bomba submersível	Bom	NÃO (Possibilidade de fazer um furo)	10/04/2018 09:50 13/09/2018 11:00	Acima da Tampa metal (tubo PVC) (Fazer um furo antes)	Não foi medido	(1° chegada de água por 12m e 2° por 18m)	--- ---	4000	NÃO (Bomba 7h/dia)	SIM	Saída do poço	--- 1807	2,27 ---	28,5 31,90	-	-

ANEXO II. Critérios de seleção dos poços a serem monitorados e lista dos poços monitorados

1) Monitoramento piezométrico mensal

Para garantir que as medidas sejam representativas, as observações devem ser feitas em poços implantados no cristalino, conectados com o aquífero e não perturbados por bombeamentos. Também, o acesso ao poço precisa ser viável durante todo o período de monitoramento (rotas acessíveis, acordo dos proprietários ou da comunidade para acessar ao local do poço e fazer a medição).

Uma dificuldade em definir a rede de monitoramento foi que a maioria das obras não possuem dados técnicos ou litoestratigráficos. Assim, próximo à rede hidrográfica superficial, os poços interceptem o aquífero cristalino, mas é possível que alguns poços interceptem também o aquífero aluvial (poço misto). Observações de campo podem, no entanto, dar indicações quanto à presença de poços misturados, possibilitando assim de evitar esse tipo de obras (na medida do possível). Outra dificuldade foi de obter informações precisas sobre os horários de bombeamento. Em consequência, uma atenção especial foi dada na hora da medição do nível piezométrico para saber quando o ultimo bombeamento ocorreu ou para verificar que o nível era bem estável durante a medição.

Foi escolhida uma meta de 10 pontos de medição mínimo por bacia hidrográfica. Este número corresponde a um valor arbitrário, escolhido para ter um mínimo de representatividade, mas também para realizar campanhas de campo viáveis ao longo do tempo (a campanha de campo deve durar menos de 5 dias por mês, ou seja, uma semana útil, viagem incluída). O numero de poços a serem monitorados foi adaptado, de acordo com o tamanho da bacia, a fim de ter uma boa distribuição geográfica, na medida do possível.

Com base nos dados disponíveis, no conhecimento atual dos poços anteriormente monitorados (dados históricos dos projetos BEER e AQUIFAZ, por exemplo) e considerando as dificuldades descritas acima, a seleção dos poços objetos do monitoramento piezométrico foi baseada em critérios favorável e desfavorável, tais quais:

- Critérios favoráveis:
    - Poços beneficiando de um histórico de dados;
    - Poços não equipados (ausência de bomba, catavento etc.) e/ou poços acessíveis à medição piezométrica;
    - Se o poço for equipado, bombeamento <6h por dia (exceto pontos com histórico de dados);
    - Discriminação geográfica dos poços (posição a montante/a jusante da bacia, distribuição homogênea dos pontos de observação na bacia hidrográfica).

- Critérios desfavoráveis:
    - Poços localizados fora das áreas de estudo;
    - Poços não acessíveis à medição (poços fechados, obstruídos...)
    - Poços cujo acesso é complicado (acesso à obra);
    - Poços cujo bombeamento >6h por dia;
    - Poços com risco elevado de prender a sonda manual piezométrica durante a medição;

Assim, os poços apresentando critérios desfavoráveis foram diretamente descartados, enquanto os poços apresentando critérios favoráveis (ou apresentando nenhum critério desfavorável) foram guardados como potenciais poços para o monitoramento piezométrico. A seleção final dos poços a serem monitorados, dentro dos poços favoráveis, foi baseada em critérios geográficos.

A Tabela 1 abaixa resume os números de poços observados e selecionados por bacia. Alguns poços equipados não apresentavam acesso para a medição do nível piezométrico (ausência de um buraco na tampa da boca do poço). Para estes poços, uma missão de campo foi planejada a fim de perfurar as tampas através do uso de uma furadeira manual alimentada via extensões elétricas. Contudo, alguns poços muito afastados de uma fonte de eletricidade não puderam ser furados. Em consequência, o número de poços realmente monitorados difere do número inicial de poços a ser monitorado (Tabela 1).

Finalmente, 56 poços foram monitorados no âmbito do monitoramento piezométrico mensal (ressalta-se que a rede de monitoramento mensal da condutividade elétrica dos poços corresponde aos poços da rede de monitoramento piezométrico). A lista dos poços do monitoramento piezométrico é disponível na Tabela 4.

Tabela 1: Números de poços observados e selecionados por bacia para o monitoramento piezométrico.

	Forquilha	Ibicuitinga	Vista Alegre	Pirabibú	TOTAL
Número de poços encontrados (censo 2017)	17	46	77	23	163
Número de poços com dados históricos (projeto BEER e AQUIFAZ)	8	0	4	4	16
Poços novos achados em 2018	2	1	3	4	10
Número de poços potencialmente disponíveis	13	16	29	12	70
Número de poços selecionados	12	16	21	10	59
Número de poços realmente monitorados	**11**	**16**	**20**	**9**	**56**

2) Monitoramento piezométrico horário

Sendo limitado pelo número de sensores de pressão a disposição (três sensores só), foi decidido instrumentalizar um poço por bacia a fim de observar com mais precisão (medições horarias) as respostas locais dos aquíferos às variações pluviométricas.

A rede de poços instrumentalizados foi selecionada de maneira exploratória, escolhendo poços com características diferentes (de nível piezométrico ou de condutividade, por exemplo) e, sobretudo, tomando em conta o risco de o material ser roubado. Assim, poços que puderam ser fechados com um cadeado e poços apresentando condições favoráveis para ser instrumentalizados durante um período estendido (de 1 até 2 anos) foram escolhidos.

A rede de poços instrumentalizados e os parâmetros do equipamento estão detalhados na Tabela 2 abaixa.

Tabela 2 : Descrição dos poços equipados com um sensor de pressão

Nome do ponto	Coordenadas geográficas (WGS84 UTM24S)	Nível estático (m)	Gama de CE (µS/cm)	Data de instalação / Data de desinstalação	Frequência de medição (hora)	Posto pluviométrico
PIR P14 (Várzea da Russa Dessalinizador)	466323 9447715	≈ 3-6	≈ 8000-15000	10/11/2016 até 11/07/2018	12h (10/11/2016 até 14/02/2017) 1h (14/02/2017 até 11/07/2018)	N° 802 (6,9km)
IBI P24 (Seriema Pousada)	536054 9447584	≈ 13-19	≈ 5000-12000	10/11/2016 até 11/11/2019	12h (10/11/2016 até 15/02/2017) 1h (15/02/2017 até 11/11/2019)	N° 202 (5,7km)
VA 128 (Seu Israel)	445719 9401799	≈ 8-14	≈ 1700-2400	22/03/2018 até 31/12/2020	1h	N° 800 (4,9km)
FOR 150 (São Bento com areia)	444738 9420646	≈ 9-11	≈ 3500-5500	13/07/2018 até até 31/12/2020	1h	N° 221 (7,7km)

3) Monitoramento químico (íons maiores)

Para garantir que as medidas sejam representativas, as observações devem ser feitas em poços implantados no cristalino, conectados com o aquífero e regularmente usado (por bombeamento). Também, o acesso ao poço precisa ser viável durante todo o período de monitoramento (rotas acessíveis, acordo dos proprietários ou da comunidade para acessar ao local do poço e fazer a medição).

Da mesma forma que para o monitoramento piezométrico, foi escolhida uma meta de 10 pontos de medição mínimo por bacia hidrográfica para o monitoramento químico (íons maiores). Este valor foi adaptado, de acordo com o tamanho da bacia, a fim de ter uma boa distribuição geográfica, na medida do possível.

Com base nos dados disponíveis, no conhecimento atual dos poços anteriormente monitorados e considerando as dificuldades do campo, a seleção dos poços objetos do monitoramento químico foi baseada em critérios favorável e desfavorável, tais quais:

- Critérios favoráveis:
    - Poços beneficiando de um histórico de dados;
    - Poços equipados, bombeamentos frequentes e/ou poços acessíveis à medição química (a amostragem deve poder ser feita antes de qualquer sistema de estocagem da agua);
    - Se o poço for equipado, bombeamento >6h por dia ou pelo menos 2 a 3 dias antes da amostragem (exceto pontos com histórico de dados);
    - Discriminação química dos poços (para observar poços apresentando gamas de condutividade diferentes);
    - Discriminação geográfica dos poços (posição a montante/a jusante da bacia, distribuição homogênea dos pontos de observação na bacia hidrográfica).

- Critérios desfavoráveis:
    - Poços localizados fora das áreas de estudo;
    - Poços não acessíveis à medição (sem acesso à saída do poço)
    - Poços cujo acesso é complicado (acesso à obra);
    - Poços má conectados com o aquífero (vazões extremamente baixas, tempo de recuperação muito longo, etc*.)*

Poços apresentando critérios desfavoráveis foram diretamente descartados, enquanto os poços apresentando critérios favoráveis (ou apresentando nenhum critério desfavorável) foram guardados como potenciais poços para o monitoramento químico. A seleção final dos poços a serem monitorados, dentro dos poços favoráveis, foi baseada em critérios geográficos e qualitativos (gama de CE).

A Tabela 3 abaixa resume os números de poços observados e selecionados por bacia.

Tabela 3: Números de poços observados e selecionados por bacia para o monitoramento químico.

	Forquilha	Ibicuitinga	Vista Alegre	Pirabibú	TOTAL
Número de poços encontrados (censo 2017)	17	46	77	23	163
Número de poços com dados históricos (projeto BEER e AQUIFAZ)	8	0	4	4	16
Poços novos achados em 2018	2	1	3	4	10
Número de poços potencialmente disponíveis	19	34	62	19	134
Número de poços monitorados em 2017	**8**	**9**	**12**	**10**	**39**
Número de poços monitorados em 2018	**9**	**16**	**18**	**11**	**54**

A lista dos poços do monitoramento piezométrico e químico é disponível na Tabela 4 abaixa.

Tabela 4 : Lista dos poços monitorados (Químico = íons maiores; Piezométrico = NE e CE)

N°	Nome	X (m)	Y (m)	BH	Tipo de obra	Equipamento	Monitoramento
FOR 138	-	439850	9409763	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
FOR 141	-	437836	9412266	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Químico
FOR 142	Lagoa Cercada	437893	9412303	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Piezométrico
FOR 144	-	439549	9413907	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Químico
FOR 145	-	439584	9413732	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Piezométrico
FOR 148	-	442204	9414589	FOR	poço profundo	Nada	Piezométrico
FOR 150	São Bento com areia	444738	9420646	FOR	poço profundo	Nada (+Sensor de pressão)	Químico + piezométrico
FOR 151	Boa Vista	445576	9422900	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
FOR 161	Lagoa Nova (AQUIFAZ)	436785	9417292	FOR	poço profundo	Catavento	Piezométrico
FOR 164	Minador (AQUIFAZ)	440947	9421786	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
FOR P7	Balanças (AQUIFAZ)	434582	9415113	FOR	poço profundo	Nada	Piezométrico
FOR P8	Cacimbão	433565	9410258	FOR	cacimbão	Nada	Químico + piezométrico
FOR Y22	Várzea do Meio (BEER)	442165 ,1	9416911	FOR	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
FOR 205	-	443094	9418806	FOR	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 1	-	557318	9443908	IBI	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
IBI 3	-	553004	9438480	IBI	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
IBI 4	-	549761	9439445	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 5	-	545391	9442961	IBI	poço profundo	Nada	Piezométrico
IBI 8	-	547029	9441248	IBI	poço profundo	Nada	Piezométrico
IBI 9	-	546109	9438799	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 13		550558	9443648	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
IBI 80	-	539906	9448291	IBI	poço profundo	Nada	Piezométrico

N°	Nome	X (m)	Y (m)	BH	Tipo de obra	Equipamento	Monitoramento
IBI 81	-	538774	9445429	IBI	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
IBI 85	-	537342	9446870	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 88	-	554272	9446830	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Piezométrico
IBI 89	-	553765	9448810	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 91	-	552822	9449864	IBI	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
IBI 94	-	553455	9451935	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Piezométrico
IBI 96	-	546925	9452136	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 98	-	546531	9450840	IBI	poço profundo	Nada	Piezométrico
IBI 99	-	547451	9449698	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 100	-	549273	9448975	IBI	poço profundo	Nada	Piezométrico
IBI 152	-	548917	9447451	IBI	poço profundo	Bomba submersível ou Nada (quando estação chuvosa)	Químico + piezométrico
IBI 157	-	545661	9447904	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
IBI 158	-	545227	9449081	IBI	poço profundo	Nada	Piezométrico
IBI 159	-	543990	9450829	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI 160	-	540016	9449586	IBI	poço profundo	Bomba submersível	Químico
IBI P24	Siriema Pousada	536054	9447584	IBI	poço profundo	Nada (+Sensor de pressão)	Químico + piezométrico
PIR 34	-	473632	9446330	PIR	poço profundo	Bomba submersível	Químico
PIR 36	-	473942	9446248	PIR	poço profundo	Nada	Piezométrico
PIR 37	-	471977	9450913	PIR	poço profundo	Bomba submersível	Químico
PIR 40	-	471188	9450435	PIR	poço profundo (misto ?)	Bomba submersível	Químico
PIR 44	-	471536	9449481	PIR	poço profundo (misto ?)	Bomba submersível	Químico + piezométrico
PIR 45	-	472395	9448287	PIR	poço profundo (misto ?)	Bomba submersível	Químico + piezométrico
PIR 47	-	468988	9449732	PIR	poço profundo	Bomba submersível	Químico
PIR 48	-	468929	9449799	PIR	poço profundo	Bomba submersível	Piezométrico
PIR 49	Algodões - Novo Livramento (AQUIFAZ)	468770	9449705	PIR	poço profundo	Bomba de superfície	Químico + piezométrico
PIR 52	-	465991	9448193	PIR	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
PIR P14	Várzea da Russa dessalinizador (AQUIFAZ)	466323	9447715	PIR	poço profundo	Nada (+Sensor de pressão)	Químico + piezométrico
PIR P16	Algodões - Poço profundo dessalinizador (AQUIFAZ)	469840	9449955	PIR	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
PIR P17	Livramento (AQUIFAZ)	471815	9450626	PIR	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
VA 14	-	468358	9413725	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 18	-	478440	9411863	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 19	-	478447	9411762	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 21	-	477462	9408473	VA	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico

N°	Nome	X (m)	Y (m)	BH	Tipo de obra	Equipamento	Monitoramento
VA 22		468052	9411465	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 23	Canhotinho (AQUIFAZ)	469841	9408126	VA	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
VA 26	-	465099	9399441	VA	poço profundo	Nada	Químico ~~(+ piezométrico~~)
VA 27	-	463457	9401499	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 28	-	465596	9403387	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 56	VA-Irmão Seu Zuca (AQUIFAZ)	455012	9409597	VA	poço profundo	Bomba de superfície	Químico + piezométrico
VA 57	-	460736	9409341	VA	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
VA 61	-	454379	9407094	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 62	-	452720	9404981	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 67	-	450885	9400039	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 68	-	452794	9397333	VA	poço profundo	Bomba submersível	Piezométrico
VA 73	Lacerda - Jose Rolim	460635	9399601	VA	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
VA 74	-	452664	9397732	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 75	Oiticica Casa grande (AQUIFAZ)	447725	9401859	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 76	CE040 – Oiticica (AQUIFAZ)	446152	9401959	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 105	-	449475	9407682	VA	poço profundo	Bomba de superfície	Químico
VA 107	-	450702	9408704	VA	poço profundo	Bomba submersível	Piezométrico
VA 111	-	449000	9395681	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 113	-	448943	9395502	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 121	-	442761	9396383	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 123	-	442671	9396496	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 127	-	443219	9400641	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico
VA 128	-	445719	9401799	VA	poço profundo	Nada (+Sensor de pressão)	Piezométrico
VA 130	-	446491	9397804	VA	poço profundo	Nada	Piezométrico
VA 132	Carnauba (AQUIFAZ)	446519	9399955	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico + piezométrico
VA 136	-	446397	9406606	VA	poço profundo	Nada	Químico + piezométrico
VA 206	-	445710	9401872	VA	poço profundo	Bomba submersível	Químico

ANEXO III. Descrição das estações pluviométricas (isótopos)

Três estações pluviométricas experimentais (estações Inmet-Quixeramobim, Algodões-Zé Nobre e Vista Alegre) foram operadas entre janeiro de 2011 e julho de 2019 pela Funceme no município de Quixeramobim para implementar um monitoramento mensal da composição em isótopos estáveis da água de chuva. Estas três estações estão compostas de um pluviômetro caseiro constituído por um funil de diâmetro 14 cm (S=153,9 cm²) e localizado a 1,5m acima do solo, cuja saída (parte baixa do funil) é conectada com uma mangueira a um coletor de água. Devido à impossibilidade de enterrar o sistema de coleta, o coletor de água foi armazenado dentro de uma caixa isotérmica revestida com papel alumínio, a fim de minimizar os efeitos da evaporação durante o armazenamento mensal.

Contudo, devido ao alto risco de evaporação que pode ocorrer dentro do coletor de água durante o armazenamento mensal (fato reconhecido no âmbito desta pesquisa), duas estações pluviométricas convencionais existentes de Quixeramobim foram adaptadas durante este projeto de tese (em 2018) para implementar um monitoramento diário do sinal isotópico da água da chuva (nas estações Radar e Riacho Verde). Para o monitoramento diário, os coletores de água foram adaptados com a mesma técnica utilizada para o monitoramento mensal (Fotografia 1).

Fotografia 1 : Vista do sistema de coleta das aguas de chuva elaborado para monitorar a composição isotópica das chuvas

Por razões técnicas e econômicas, a amostragem mensal foi realizada por volta do 1º dia do mês (± 48h) entre janeiro e julho, período em que 95% da precipitação anual está concentrada. A amostragem diária da chuva está sendo realizada todos os dias do ano por volta das 7h da manhã, desde o 23 de março de 2018.

ANEXO IV. Datação da água: uma abordagem multi-traçadores (^{14}C, ^{3}H, CFC e SF_6)

1. Vantagens da datação geoquímica

O tempo de residência da água é um parâmetro essencial para definir as taxas de renovação do aquífero, entender o tempo de resposta do ecossistema a uma perturbação ambiental, predizer os fluxos horizontais, ou ainda, calibrar os modelos hidrológicos. A datação das águas subterrâneas é uma ferramenta poderosa para entender as mudanças da qualidade química das águas subterrâneas. A informação obtida sobre a idade da água constitui então uma ferramenta essencial para otimizar a gestão sustentável dos recursos hídricos [Ayraud, 2005 e referências nele].

Entende-se por tempo de residência, ou idade aparente da água, o tempo que uma molécula de água precisa para atravessar o sistema aquífero (na zona saturada) e chegar até o ponto de amostragem (poço). Este tempo de residência, quando for medido no exutório natural do sistema (fonte, rio...), é chamado de tempo de transito, que é o termo usado para sublinhar o fato que a água se deslocou através de todo o sistema. O tempo de transito da água, num ponto determinado, depende do caminho percorrido e da velocidade com qual a água se deslocou. **Considerando que uma amostra de água subterrânea corresponde a uma integração de várias linhas de fluxo, o resultado da datação não representa uma idade "única", mas uma média ponderada de uma distribuição de tempos de transito. Por isso, falamos em geral de idade aparente da água.**

Existem diferentes métodos para estimar os tempos de residência. Os métodos clássicos exigem o conhecimento das cargas hidráulicas e das permeabilidades para calibrar os modelos hidrológicos. Contudo, em meios heterogêneos, a dificuldade de conhecer com precisão estes parâmetros envolve uma grande incerteza sobre as idades calculadas [Ayraud, 2005]. O uso de traçadores ambientais permite então uma abordagem direta para medir os tempos de residência da água. Diferentes modelos de interpretação (pistão, exponencial, mistura binária) podem ser usados para descrever o comportamento das linhas de fluxos e calcular as idades aparentes [Maloszewski et Zuber, 1996; Bayari, 2002; Conceptualization, H., 2012].

2. Os diferentes traçadores

Para ser ideal, o traçador da idade da água deve ser inerte em relação aos processos biológicos e químicos, ubiquista, e facilmente mensurável [Ayraud, 2005]. Três grandes tipos de traçadores podem ser utilizados:

- Os traçadores radioativos, cuja concentração num tempo *t* é proporcional a sua concentração inicial e a sua constante de decaimento (^{14}C, ^{32}S, ^{39}Ar, ^{81}Kr, …);
- Os traçadores acumulativos oriundos do decaimento radioativo dos elementos contidos nos minerais das rochas (^{4}He, ^{40}Ar, ^{222}Rn,…), e;
- Os traçadores de eventos ligados a um aporte abrupto ou contínuo dentro do aquífero (^{3}H, CFC, SF_6, ^{36}Cl, ^{85}Kr, Nitrato, pesticidas, …).

O carbono-14 permite medir águas antigas (até 40 000 anos em teoria, e até 30 000 anos para ter datações corretas) enquanto os traçadores de eventos, tais que o trítio, os CFC ou o SF_6, são utilizados para medir o tempo de residência de águas modernas (post-1940), em particular no caso de aquíferos freáticos pouco profundos.

Vários autores recomendam o uso de uma abordagem multi-traçadores para realizar datações de qualidade [Ayraud, 2005 e referências nele]. Por isso, no âmbito deste estudo, os diferentes traçadores utilizados são o ^{14}C, o ^{3}H, os CFC e o SF_6.

3. Origem do traçador, princípios de datação e parâmetros que influenciam a datação

3. 1. Carbono 14 (^{14}C)

O carbono-14 é um isótopo radioativo do carbono naturalmente presente na atmosfera superior a partir da interação de raios cósmicos e de átomos de nitrogênio. O seu tempo de meia-vida é de 5730 ± 40 anos [IAEA, 2001]. Considerando o tempo de meia-vida do ^{14}C, é possível datar águas de até teoricamente 40 000 anos [Plummer et Glynn, 2013], mas na prática, o ^{14}C pode ser usado para estimar tempos médios de residência de água subterrânea até 30 000 anos, devido a fatores geoquímicos que afetam a resolução e interpretação das idades [Fontes, 1985 e Clark et Fritz, 1997; in Montety, 2008]. Vale-se ressaltar que o pico de ^{14}C que ocorreu durante os testes nucleares atmosféricos oferece a possibilidade de datar as águas subterrâneas recentes, considerando que as atividades atmosféricas em ^{14}C eram maiores que 100%. Este traçador é então adaptado a nosso estudo.

A datação das águas subterrâneas pelo método do ^{14}C foi desenvolvida por Libby (1946) para amostras orgânicas. De acordo com o modelo de Libby, o ^{14}C produzido pelos raios cósmicos é oxidado em CO_2 na atmosfera. O ^{14}C integra assim o ciclo global de CO_2, cujas etapas mais importantes são a captação pelas plantas e a liberação pelas raízes e pela mineralização

através do ciclo do carbono na fase aquosa (CO_2 - H_2CO_3 - HCO_3 - CO_3 - $CaCO_3$). Assim, o carbono-14 é incorporado nas águas subterrâneas durante a recarga através da interação entre a água e o CO_2 do solo oriundo da respiração das plantas e da degradação microbiana da matéria orgânica. Após a infiltração na zona saturada, esse carbono, que está na forma de Carbono Inorgânico Dissolvido (CID; equação 1), é isolado do sistema planta-solo gás-ar e vai decair radioativamente com o tempo.

$$CID = CO_{2(aq)} + H_2CO_3 + HCO_3^- + CO_3^{2-} \quad (1)$$

Em consequência, é possível determinar o tempo de residência das águas subterrâneas a partir da medição das concentrações em ^{14}C contido no CID. Nota-se que na zona não saturada (ZNS), a pressão parcial em CO_2 é superior à da atmosfera, devido à atividade biológica e à respiração das plantas (atividade do ^{14}C do solo= 100%, mas o valor de 97% é geralmente utilizado devido ao fracionamento isotopico). O CO_2 do solo contribui então a um aumento do CO_2 contido nas águas infiltradas e, pois, do CID. Além das fontes de CO_2 biogênicas, as águas de infiltração podem eventualmente reagir com formações carbonatadas de origem marinha ou continental [Plummer et Glynn, 2013], ou com o CO_2 de origem vulcânica (fontes minerais[1], cuja atividade do ^{14}C = 0%), o que vai também provocar um aumento do CID na composição das águas infiltradas. Assim, no aquífero, pode ter duas fontes de carbono, que acabarão por dar uma atividade de radiocarbono que dependerá da mistura dos dois pólos. Neste caso, não é possível transformar a atividade de ^{14}C em idade apenas a partir da equação de decaimento radiativo, e é necessário corrigir a atividade inicial ($A_0 \neq 100$) para datar as águas corretamente.

Para a datação com o ^{14}C, o tempo de meia-vida convencional usado nos cálculos da idade aparente é de 5568 anos, e corresponde ao tempo de meia-vida definido por Libby em 1946 [Plummer et Glynn, 2013]. Apesar de ser um valor menos preciso, foi esse valor que foi escolhido pelos laboratórios de datação no objetivo de conservar uma certa homogeneidade com as datações realizadas nos estudos anteriores. A idade de ^{14}C convencional t (em anos) é então igual a:

$$\mathrm{t\ (anos)} = \frac{T_{1/2}}{ln2} \ln \frac{A}{A_0} = 8033\ \ln \frac{A}{A_0} \quad (2)$$

Com: A_0 : Atividade específica inicial de ^{14}C (em Bq/kg)
A : Atividade específica em ^{14}C da amostra

Contudo, quando se trata de águas subterrâneas, aplicamos o verdadeiro período de meia-vida [IAEA, 2001]. A equação (2) torna-se então em:

$$\mathrm{t\ (anos)} = 8267 \ln (\mathrm{A}/\mathrm{A_0})$$

[1] As fontes de CO_2 mineral, pela sua grande idade, têm uma atividade de carbono-14 de 0%.

A atividade específica em ^{14}C da amostra é expressa como uma percentagem em relação a um padrão de Carbono Moderno (pMC[2]), como descrito na equação (3). O padrão de Carbono Moderno (ou seja, a atividade específica inicial A_0) foi estabelecido como igual a 100% (100 pMC) por referência à atividade de um árvore de carvalho vivo em 1950 [Montety, 2008]. Como o radiocarbono tem uma origem atmosférica natural e uma origem artificial resultante de atividades nucleares, a atividade em ^{14}C pode ultrapassar 100% nas águas contendo trítio, seja por memória dos testes termonucleares dos anos 60, seja por influência de uma central nuclear. Assim, águas infiltradas depois de 1950 terão então um valor de ^{14}C >100 pMC.

$$\mathrm{pMC} = \frac{A}{A_{0\,(1950)}} \times 100 \qquad (3)$$

Uma das dificuldades na datação das águas subterrâneas pelo ^{14}C é de conhecer o conteúdo inicial em ^{14}C, ou seja, a atividade inicial A_0 [Feitosa et al., 2008]. De fato, o uso da equação 2 suponha que a atividade em ^{14}C do CID no momento da recarga seja conhecido e fixo através do tempo, além que a diferença entre A e A_0 seja unicamente ligada ao decaimento radioativo [Montety, 2008]. Contudo, o ^{14}C está envolvido em muitas reações geoquímicas, e as fontes minerais de carbono podem influenciar a datação das águas via um envelhecimento artificial da água. Em consequência, a atividade inicial oriunda do CID difere, em geral, da atividade inicial oriunda da atmosfera. A boa determinação de A_0 necessita então de conhecer as diferentes fontes de carbono presentes na água para deduzir a atividade inicial oriunda da atmosfera A_0.

Vários modelos foram desenvolvidos para estimar o valor de A_0, tais que os modelos de Vogel, Tamers, Pearson, Eichinger, IAEA, Evans, Mook, ou ainda, Fontes e Garnier. Estes modelos usam o equilíbrio químico das espécies carbonatadas ou a composição isotópica em ^{13}C, que tem um papel muito importante na quantificação da interação água/rocha para a correção da idade do ^{14}C [Vogel et Ehhalt 1963; in Manciati, 2014] e que inclui o fracionamento isotópico e as possibilidades de mistura dos dois pólos biogênicos e minerais. A partir das mesmas informações hidroquímicas e isotópicas, as correções de idade podem variar em alguns milhares de anos dependendo do modelo. Portanto, é importante verificar a consistência dos resultados e a escolha do modelo. Todos os detalhes destes modelos são descritos em Plummer e Glynn (2013) e resumidos na Tabela 1.

Tabela 1 : Modelos de correção de A_0. Fonte: Plummer e Glynn, 2013

Nome do modelo	Hipóteses de base
Vogel model	A_0 = 85 ± 5 pMC

[2] 1pcm ≡ 13,56 desintegração por minuto (dpm) por grama de carbono.

Nome do modelo	Hipóteses de base
Tamers model	A quantidade de CID é derivada de um balanço de massa entre o carbono oriundo do $CO_{2(g)}$ e dos minerais de carbono (calcita, ou calcita+dolomita).
Pearson model	Baseado no modelo de Tamers, mas usando dessa vez os valores ^{13}C e ^{14}C para calcular os balanços de massa isotópicos.
Eichinger model	Consiste em uma modificação do modelo de Pearson para incluir os casos de trocas isotópicas parciais.
IAEA model	O modelo de Pearson é considerado dessa vez em duas etapas: (i) equilíbrio de HCO_3^- com a fase gasosa e (ii) dissolução dos sólidos de carbonatos.
Evans model	O modelo considera o fracionamento isotópico durante a recristalização (dissolução-precipitação) do carbonato de cálcio nas águas subterrâneas. Supõe-se que a calcita esteja em equilíbrio isotópico com HCO_3^-.
Mook model	O modelo considera o equilíbrio isotópico (parcial ou completo) no solo entre o $CO_{2(g)}$ e todas as espécies aquosas que contêm carbono. Esse modelo é mais adaptado para os sistemas nos quais as reações com os minerais carbonatados não são dominantes.
Fontes and Garnier model	Consiste em um "modelo global de mistura-troca em sistema fechado" para estimar A_0. Este modelo considera a mistura de dois membros finais, o $CO_{2(g)}$ e o mineral sólido de carbonato, que é acompanhado por uma troca parcial isotópica num sistema fechado durante a mistura.

O modelo de Fontes e Garnier é o modelo geoquímico mais completo, e permite produzir geralmente estimativas razoáveis de A_0 [Plummer e Glynn, 2013]. Contudo, os valores modelados de A_0 são sensiveis aos valores de $\delta^{13}C$ do $CO_{2(g)}$ do solo.

Nota-se que, da mesma forma que para os isótopos estáveis ^{18}O e ^{2}H, os valores de $\delta^{13}C$ são exprimidos em ‰ vs PDB (Pee Dee Belemnite), que é o material de referência internacional para as medidas de carbono [IAEA, 2001]. $\delta^{13}C$ é definido como :

$$\delta^{13}\mathrm{C}\ (‰) = \left(\frac{\left({}^{13C}/_{12C}\right)_{sample}}{\left({}^{13C}/_{12C}\right)_{standard}} - 1\right) \times 1000 \qquad (4)$$

$$\text{Com: } \left({}^{13C}/_{12C}\right)_{standard} = 0{,}011237\ (VPDB)$$

Assim, é possível corrigir o valor de A_0 através da medição de $\delta^{13}C$ e da determinação da razão $^{13}C/^{12}C$. De fato, a análise do $\delta^{13}C$ permite identificar as fontes de CO_2[3] envolvidas no sistema carbonato-CO_2 e os fracionamentos isotópicos ocorrendo ao longo do caminho da água em função do pH da solução. Cada uma das fontes de carbono tem um conteúdo

[3] As fontes de CID são o CO_2 do solo, o CO_2 de origem geogênica ou magmática (da crosta profunda ou manto), de inclusões fluidas, matéria orgânica, metano e minerais carbonatos.

isotópico em ^{13}C diferente e pode contribuir para o carbono dissolvido total. Por esta razão, o valor de $\delta^{13}C$ mostra uma variação bastante ampla, mas permite distinguir o CO_2 oriundo da atmosfera, daquele da respiração das plantas ou ainda, daquele oriundo da dissolução de carbonatos (Figura 1).

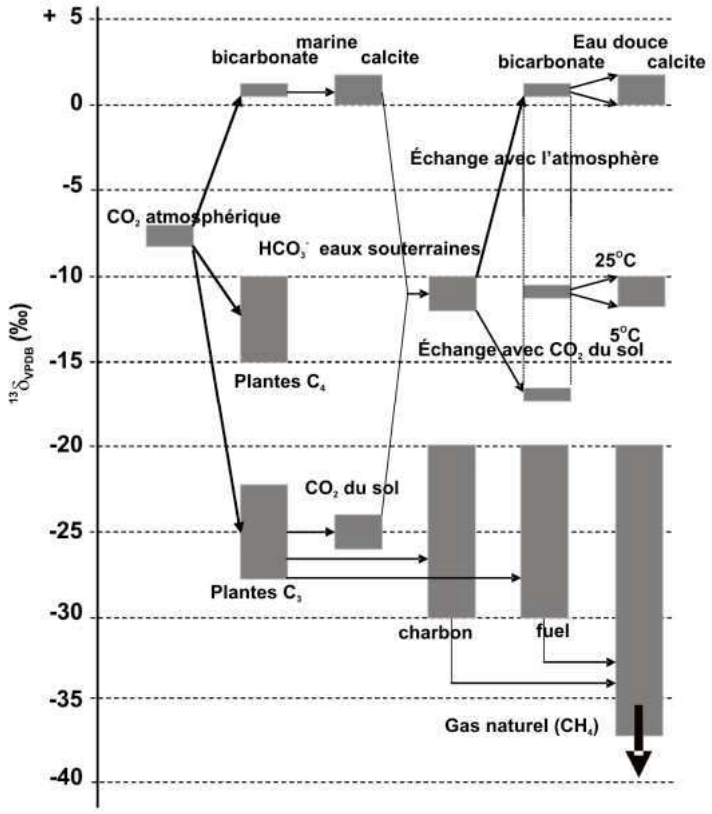


Figura 1 : Representação esquemática de variações de $^{13}\delta$ ($\delta^{13}C$) na natureza, especialmente para os compostos importantes do ciclo hidrológico. Fonte: IAEA, 2001.

O CO_2 oriundo da atmosfera apresenta um valor em $\delta^{13}C$ atual na ordem de -8‰ v-PDB, enquanto o CO_2 oriundo das plantas apresenta valores em $\delta^{13}C$ menores devido à existência de fracionamento durante a fotossíntese [Clark et Fritz, 1997 e Mook et Vries, 2000; in Montety, 2008]. Assim, dependendo do modo de fotossíntese, o $\delta^{13}C$ das plantas varia de -12 ± 3 ‰ para as plantas de tipo C4[4] a -27 ± 3 ‰ para plantas de tipo C3 [Vogel, 1993; in Montety, 2008], que correspondem à vegetação natural de florestas tropicais, de regiões temperadas e de alta altitude. Após a dissolução do CO_2 gasoso do solo, a água de chuva que se infiltra é capaz de dissolver os carbonatos do solo (ou dos silicatos, em nosso caso), produzindo bicarbonatos. Assim, o HCO_3^- que se forma no solo é trocado, em primeiro lugar, com o excesso de CO_2 gasoso presente no solo. Em consequencia nas águas subterrâneas, o valor de $\delta^{13}C$ do CID é geralmente de -16 a -11‰ [IAEA, 2001]. Esse valor de $\delta^{13}C$ do CID é

[4] Gramíneas do tipo savana e a maioria das plantas cultivadas nos trópicos e na zona temperada, como o milho, a cana-de-açúcar e o sorgo, fixam carbono via C4

função do pH, e então, das concentrações relativas de cada espécie em solução (equilíbrio calco-carbônico), segundo a relação [Montety, 2008]:

$$\delta^{13}C_{CID} = \frac{H_2CO_3}{CID} * \delta^{13}C_{H_2CO_3} + \frac{HCO_3^-}{CID} * \delta^{13}C_{HCO_3^-} + \frac{CO_3^{2-}}{CID} * \delta^{13}C_{CO_3^{2-}}$$

Quando as aguas apresentam um pH > 6,5 ou pH< 8,3, os termos em H_2CO_3 e CO_3^{2-} são respectivamente despreziveis e o primeiro e ultimo termo da equação acima podem ser eliminados. Nota-se que os principais fatores de fracionamento do isótopos do carbono é a temperatura e as condições do sistema (sistema aberto com um reservatório infinito de CO_2 do solo ou sistema fechado).

A determinação do $\delta^{13}C$ do $CO_{2(g)}$ do solo pode ser feita através de medições diretas ou de modelos que são descritos em Plummer e Glynn (2013). Estes modelos são: (i) balanço de massa em sistema fechado sem fracionamento; (ii) um processo de duas etapas em que o balanço de massa é resolvido assumindo que o CO_2 gasoso dissolvido na água inicial mantenha o equilíbrio isotópico com o CO_2 dissolvido aquoso (sistema aberto), seguido pela dissolução dos carbonatos em um sistema fechado; e (iii) um sistema completamente aberto no qual o $\delta^{13}C$ do CO_2 gasoso do solo é calculado como sendo em equilíbrio isotópico com a composição química e isotópica da solução inicial.

3. 2. Trítio (^3H)

O trítio (^3H), isótopo radioativo do hidrogênio, é um elemento naturalmente presente na atmosfera e produzido na alta atmosfera pela interação entre os raios cósmicos e os átomos de nitrogênio. O seu tempo de meia-vida é de 4500 ± 8 dias, ou seja, de 12,32 anos [Lucas & Unterweger, 2000; IAEA, 2006]. As unidades de medida deste elemento são geralmente expressadas em Unidades de Trítio (UT[5]).

As concentrações naturais de trítio na água de chuva são de alguns UT, dependendo da latitude. Contudo, a partir da década de 1950, as concentrações de ^3H aumentaram bruscamente em seguida aos testes termonucleares efetuados a partir da década de 1950. Assim desde 1952, as concentrações de trítio antrópico ultrapassaram as concentrações naturais, formando uma série de picos de concentração (Figura 2), cujo maior pico aconteceu em 1963-1964 [IAEA, 2006]. Após a moratória de 1963 e o fim destes testes, as concentrações de trítio na atmosfera diminuíram até atingir um valor estabilizado, próximo ao valor natural. No hemisfério Sul, a evolução do ^3H foi semelhante àquela observada no hemisfério Norte, só que com níveis bem menores e uma defasagem de até 2 anos. O nível

[5] 1UT ≡ um átomo de ^3H para 10^{18} átomos de hidrogênio, ou 1,185 Bq/L.

natural de ^{3}H na zona tropical do hemisfério sul é baixo, e fica na ordem de 2 a 3 TU em média anual [Manciati, 2014].

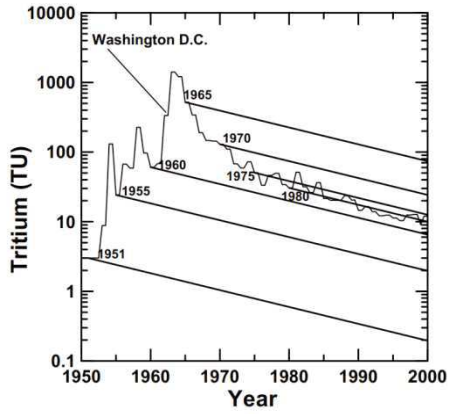


Figura 2 : Exemplo de registro suavizado de ^{3}H na precipitação (Washington, D.C, EUA). As Linhas paralelas mostram o caminho do decaimento do ^{3}H para águas subterrâneas recarregadas pela precipitação nos anos 1951, 1955, 1960, 1965, 1970, 1975 e 1980. Fonte: IAEA, 2006.

Considerando os vários processos meteorológicos existentes, o sinal de trítio na precipitação é função da localização geográfica da área de estudo. Em consequência, o uso deste traçador para a medida do tempo de residência das águas necessita a reconstituição precisa da curva local de entrada, ou seja, da evolução das concentrações de trítio na chuva ao longo do tempo e na zona de interesse. Por outro lado, as temperaturas e altitudes de recargas não precisam ser conhecidas.

A dificuldade de reconstituir com precisão a curva de entrada local, apesar da IAEA ter implantado várias estações de medição através do mundo, implica que o uso deste traçador permite desenvolver uma datação mais qualitativa do que quantitativa [Ayraud, 2005], e isso especificamente a partir dos anos 2000, quando o sinal de trítio voltou a ser próximo dos valores naturais. Além disso, no hemisfério Sul e nas regiões de baixa latitude ou equatoriais, o sinal de trítio nas precipitações é muito mais fraco, o que dificulta ainda mais a datação com este traçador [IAEA, 2006].

As fontes terrígenas de trítio não são significativas, e o trítio é o único isótopo radioativo que apresenta um comportamento similar ao da água [IAEA, 2006]. Em consequência, os impactos ligados aos processos de retardamento, de sorção ou de degradação microbiana (que podem acontecer com outros traçadores durante as transferências de água através da zona vadosa ou saturada) são muito limitados, ou até insignificantes. Apesar da existência de uma imprecisão ligada a dificuldade da reconstrução da curva atmosferica, o uso do trítio é um bom indicador para destacar a presença de pelo menos uma fração da água pós-1950 [Plummer, 2005].

3.3. Clorofluorocarboneto (CFC)

Os CFC (CloroFluoroCarboneto) são compostos orgânicos voláteis que foram criados para substituir os antigos fluidos refrigerantes, tóxicos e inflamáveis, utilizados na indústria. Os CFC mais utilizados, e em consequência, mais encontrados no meio ambiente, são os CFC-11 ($CFCl_3$), CFC-12 (CF_2Cl_2) e CFC-113 ($C_2F_3Cl_3$). Estes compostos foram comercialmente produzidos nos anos 1936, 1930 e 1944 respectivamente [IAEA, 2006]. Os tempos de residência dos CFC na atmosfera são de 45 ± 7 anos, 87 ± 17 anos, e 100 ± 32 anos para o CFC-11, CFC-12 e CFC-113 respectivamente.

Em razão das numerosas propriedades (inodoro, incolor, estável, inerte, não inflamável) e do baixo custo de fabricação, os CFC foram utilizados e produzidos como gases para refrigeração (CFC-12), mas também como solventes (CFC-113) ou gases propulsores de aerossóis (CFC-11), até a aplicação do Protocolo de Montreal para a proteção da camada de ozônio nos anos 90 [Ayraud, 2005; IAEA, 2006]. De fato, apesar da não toxicidade para o ser humano, os CFC revelaram ser gases destrutivos da camada de ozônio, através da liberação de átomos de cloro.

Considerando a responsabilidade destes compostos perante o aquecimento global, as concentrações dos diferentes CFC e suas evoluções atmosféricas foram monitoradas desde 1978 pela NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)/ESRL e pela rede de monitoramento global ALE/GAGE/AGAGE. Os dados atmosféricos anteriores aos anos 1978 foram reconstituídos a partir da coleta dos dados de produção, entre outros [IAEA, 2006]. A Figura 3 mostra a evolução das concentrações em CFC na atmosfera oriunda deste monitoramento. As concentrações estão exprimidas em pptv (partes por trilhão em volume).

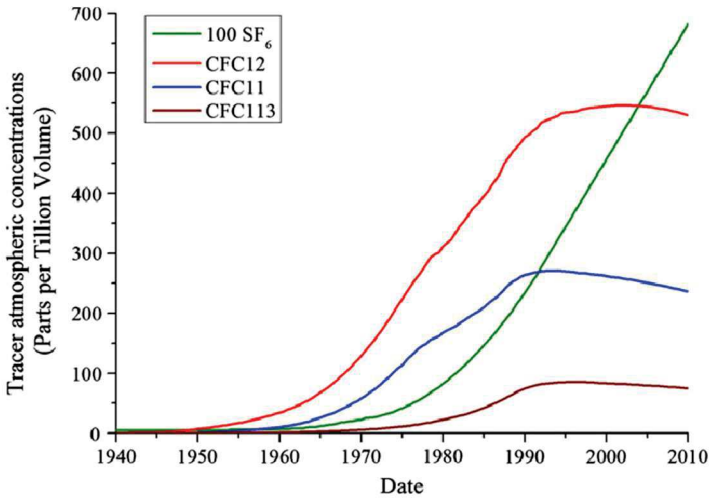


Figura 3 : Concentrações históricas na atmosfera dos CFC-11, CFC-12, CFC-113 e 100*SF6 para o hemisfério Norte. Fonte: IAEA, 2006.

Do mesmo jeito que para o trítio, a datação das águas pelos CFC necessita o conhecimento das concentrações atmosféricas temporais[6]. O conhecimento preciso das concentrações de cada CFC na atmosfera faz que esses elementos representem ferramentas poderosas para a medição dos tempos de residência das águas infiltradas após os anos 1945 [IAEA, 2006], mas também para a estimação das porcentagens de mistura de água.

Assim, a datação das águas pelos CFC é possível em razão [Ayraud, 2005; IAEA, 2006]:

- do conhecimento das concentrações históricas dos CFC na atmosfera;
- do conhecimento da solubilidade destes elementos através da Lei de Henry, que é função da temperatura, da pressão e da salinidade;
- da possibilidade de medir as concentrações de CFC no ar e na água.

Os princípios de datação pelos CFC (que são os mesmos para o SF_6) são baseados na lei de Henry, e assumem as hipóteses seguintes [Ayraud, 2005; IAEA, 2006]:

- No momento da recarga, a amostra de água é em equilíbrio com a atmosfera da ZNS, essa última sendo também em equilíbrio com a atmosfera da troposfera;
- Os CFC não foram alterados por processos geoquímicos, biológicos ou hidrológicos;
- O aquífero não está contaminado por fontes antrópicas de CFC (industriais, urbanas ou agrícolas), e as amostras, no momento da amostragem, não estiveram em contato com a atmosfera atual, nem com outra fonte de CFC (no momento da estocagem por exemplo);
- A temperatura e a altitude da recarga podem ser estimadas.

Assim, o princípio consiste em converter as concentrações medidas nas águas subterrâneas em frações molares atmosféricas equivalentes, segundo a lei de Henry:

$$C_i = K_{Hi}.p_i \qquad (5)$$

Com:

C_i : Concentração de gás dissolvido ($mol.l^{-1}$);

P_i : pressão parcial do gás P_i (atm)

$P_i = x_i.P$ -->x_i sendo a fração molar do gás p_i na atmosfera e P a pressão atmosférica total (atm);

K_{Hi} : constante de Henry, que é uma função da temperatura, da salinidade, e das propriedades do líquido.

A temperatura e a altitude da recarga devem ser estimadas, porque são dois parâmetros necessários para resolver a equação de Henry (equação 5). De fato, a temperatura de

[6] Ao contrario do trítio, as crônicas temporais de concentração em CFC (e SF_6) não dependem da latitude ou da região de estudo, apenas do hemisfério Norte ou Sul.

recarga entra no cálculo da constante de Henry K_{Hi}, enquanto a altitude de recarga permite calcular a pressão atmosférica total P.

A determinação do conteúdo em gases nobres e/ou dissolvidos de uma água subterrânea permite deduzir informações de natureza paleoclimática. De fato, as temperaturas de recarga podem ser estimadas a partir dos gases nobres (Ne) ou do N_2[8] e Ar [IAEA, 2006]. Destaca-se que uma temperatura de recarga subestimada resulta em um aumento da solubilidade dos gases, e então, em um envelhecimento artificial da idade da água (Figura 4).

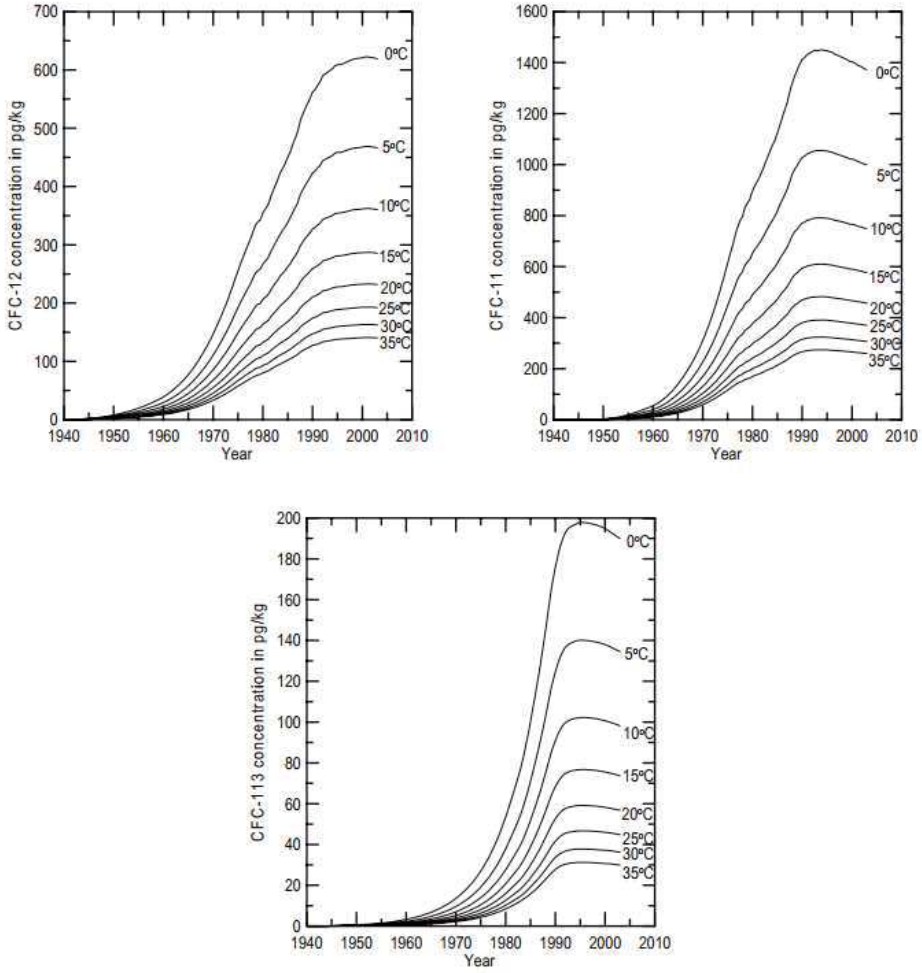


Figura 4 : Concentração dos CFC na água em função da temperatura em condições de equilíbrio com a atmosfera Norte-Americana. Fonte: IAEA, 2006.

A estimação da altitude de recarga é, ao contrário, unicamente obtida a partir do conhecimento da área de estudo. Caso a altitude seja subestimada, a pressão atmosférica total P será então sobrestimada, e as águas artificialmente envelhecidas. Contudo, esse efeito é muito menor nas áreas com baixos relevos, do que nas zonas montanhosas. Para os CFC, por exemplo, um erro de 1000 metros na estimação da altitude pode resultar em um erro de alguns anos para águas infiltradas antes de 1987, e até mais se as águas foram

[8] Se não tiver fenômenos de desnitrificação.

infiltradas depois de 1990 [IAEA, 2006]. Para o SF_6, esse impacto é menor, um erro de 300 m correspondendo a um erro de 0,5 ano na datação.

Após o cálculo das frações molares atmosféricas equivalentes, elas devem ser reportadas nas curvas de evolução das concentrações na atmosfera (Figura 5) para determinar a idade aparente de recarga, segundo o modelo de infiltração escolhido (modelo pistão, exponencial, de mistura...).

Destaca-se que as idades aparentes obtidas não tomam em conta o tempo de trânsito da água dentro da zona não saturada [Ayraud, 2005].

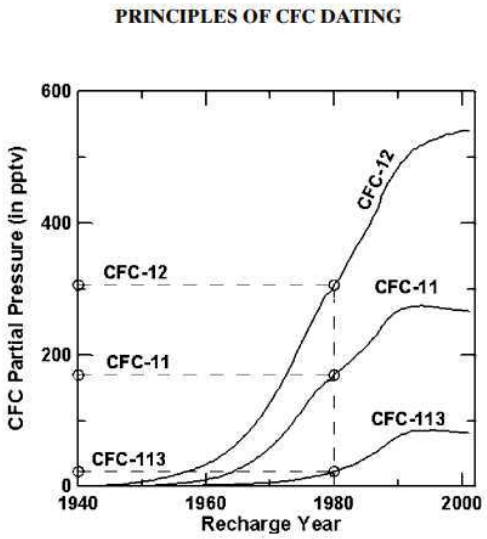


Figura 5 : Exemplo de determinação de uma recarga aparente datando de 1980 a partir das análises independente dos CFC-12, CFC-11 e CFC-113.

O conhecimento da zona de estudo é a única opção para interpretar do melhor jeito os dados adquiridos. De fato, apesar de que os CFC permitem oferecer um certo grau de precisão na determinação dos tempos de residência, existem fenômenos que podem alterar as concentrações em CFC da água, tais que:

- **A ocupação do solo:**

A infiltração de água oriunda de fossas sépticas ou de resíduos industriais, a presença de aterros ou lixos que contêm CFC, a recarga por rios contaminados em CFC, ou o uso de agrotóxicos na agricultura, são vários exemplos que podem levar a uma contaminação da água subterrânea [IAEA, 2006]. Essa contaminação é facilmente observável, porque tem por efeito de apresentar concentrações em CFC na água (sobre um dos CFC ou mais) em excesso em relação às concentrações atmosféricas [IAEA, 2006], o que impossibilita a datação. Contudo, considerando as diferentes aplicações industriais por cada um dos três CFC, torna-se muito pouco provável a existência de uma contaminação local envolvendo os três traçadores ao mesmo tempo [Ayraud, 2005].

- **A natureza da zona não saturada**:

A heterogeneidade da zona não saturada pode influenciar as transferências dos gases, e assim, complicar a interpretação dos dados de CFC [Ayraud, 2005 e referências nele]. De fato, a espessura da ZNS, o teor de água no solo, a tortuosidade, e as variações do nível do

lençol freático são vários processos que podem levar a um atraso dos traçadores para chegar à zona saturada, influenciar a temperatura de recarga, ou ainda, favorecer a volatilização dos CFC. Entretanto, é relativamente difícil de avaliar o efeito da natureza da ZNS sobre as transferências de gases [Ayraud, 2005 e referências nele].

- **O ambiente geológico:**

Enquanto os tempos de residência são relativamente homogêneos nos aquíferos porosos, eles são cada vez mais complexos no caso de aquíferos fraturados. De fato, a heterogeneidade dos fluxos ligada à rede de fraturamento, à porosidade matricial ou aos coeficientes de difusão leva a uma heterogeneidade dos processos de recarga e portanto, dos tempos de residência da água. Ademais, as trocas entre o meio matricial e as fraturas pode levar a um atraso diferencial dos traçadores em relação à idade hidráulica do meio (atraso diferencial que é tradicionalmente interpretado como fenômenos de misturas) [Ayraud, 2005 e referências nele].

No caso de aquíferos fraturados e de fenômenos de mistura, a idade aparente obtida pode ser considerada como a idade máxima ou mínima da fração de água jovem [Ayraud, 2005 e referências nele]. Os fenômenos de mistura dentro de um mesmo poço podem apresentar diferenças de idade em torno de 5 anos entre o CFC-12 e o CFC-11, enquanto fenômenos de mistura com água de tempo de residência maior ou com água contaminada apresentariam diferenças maiores.

- **A temperatura de recarga:**

Como já visto acima, a temperatura de recarga influencia o cálculo da pressão parcial do gás na água. Contudo, o impacto da temperatura é menor nos anos 1960 do que nos anos 2000 (Figura 4). Esse parâmetro pode ser estimado a partir da medição dos gases nobres tal que o Ne, N_2 e Ar por exemplo [Chatton, 2016].

- **O excesso de ar:**

A estrutura física da ZNS, a velocidade de recarga ou a rápida subida do nível freático podem levar à detenção de bolhas de ar nos poros do meio. Essas bolhas de ar vão dissolver-se nas camadas mais profundas, o que vai aumentar as concentrações dos gases e criar um excesso de ar. Esse excesso de ar, no caso dos CFC, pode resultar em um rejuvenescimento da idade da água [Ayraud, 2005]. Contudo, a medição dos gases nobres (N_2, Ar, Xe, Ne…) permite estimar a quantidade de excesso de ar e de corrigir as idades aparentes. Destaca-se que o efeito do excesso de ar é mais significativo para o CFC-12 do que o CFC-11 ou CFC-113 [IAEA, 2006]. Contudo, o excesso de ar influencia mais o SF_6 do que os CFC [Chambers et al., 2019].

- **A degradação:**

Condições anaeróbicas favorecem a degradação biológica dos CFC, e especialmente do CFC-11 (CFC-11 > CFC-113 > CFC-12). Assim, podemos observar uma degradação do CFC-11 a partir do momento que as condições redutoras necessárias à degradação dos nitratos estão reunidas. Esse fenômeno pode ser observado em termos de datação porque o CFC-11 sempre mostrará idades mais antigas (concentrações mais baixas) do que as do CFC-12 e CFC-113. As condições redutoras necessárias à redução dos sulfatos permitem uma degradação do CFC-113, enquanto somente condições metanogênicas podem degradar o CFC-12. Em caso de condições redutoras dos nitratos, as concentrações de CFC-11 deverão ser descartadas no momento da interpretação.

- **A adsorção e dessorção:**

Fenômenos de adsorção/dessorção poderiam afetar diferencialmente os CFC durante a transferência na ZNS, e parecem ser atribuídos às porcentagens de argila e de matéria orgânica contidas no solo [Russel and Thompson, 1983, in Ayraud, 2005]. A adsorção parece afetar mais o CFC-113 do que o CFC-11 ou o CFC-12 [IAEA, 2006]. Apesar disso, é difícil de quantificar esses eventuais fenômenos.

- **As concentrações atmosféricas em CFC.**

Existem variações temporais das concentrações atmosféricas em CFC na escala sazonal, mensal e até diária. Existem também variações espaciais. De fato, o hemisfério Norte é a zona que produz mais CFC, e em consequência, as variações temporais de concentração são mais importantes nessa parte do globo. As variações locais em CFC estão tamponadas na troposfera [Ayraud, 2005]. Além disso, as variações de concentrações atmosféricas estão também tamponadas na zona não saturada do aquífero. Esse fenômeno deve ser apenas considerado no caso de estudos que envolvem uma amostragem de alta frequência.

Em conclusão, as diferenças de propriedades e de uso entre os diferentes CFC implicam que esses traçadores não são afetados do mesmo jeito pelos fenômenos acima citados. O uso conjugado desses três traçadores permite diminuir as incertezas sobre as idades aparentes determinadas [Ayraud, 2005]. Isso implica que as incertezas obtidas nas idades aparentes são essencialmente função da incerteza analítica, mas também, do erro na determinação da temperatura de recarga e do excesso de ar.

Destaca-se que desde a aplicação do Protocolo de Montreal em 1987, as concentrações de CFC na atmosfera estagnaram, e estão diminuindo desde as duas últimas décadas (≈ anos 2000). Em consequência, a concentração de CFC de uma água jovem pode corresponder a duas datas diferentes de recarga (parte ascendente ou descendente da curva atmosférica) [De Montety et al., 2018]. O uso conjunto de outros traçadores, tal que o SF_6, permite reduzir essas incertezas.

3. 4. Hexafluoreto de enxofre (SF6)

Da mesma maneira que para os CFC, o SF_6 (Hexafluoreto de enxofre) é um gás inodoro, incolor, estável, inerte, não inflamável e não tóxico. O SF_6 é essencialmente oriundo da indústria e é utilizado por sua propriedade de isolante elétrico. Por causa do seu alto potencial de gás de efeito estufa (que é estimado a 23900 vezes o de CO_2; IAEA, 2006), as concentrações de SF_6 na atmosfera foram monitoradas em vários lugares do mundo.

A Figura 3 mostra a evolução das concentrações desse gás na atmosfera, que não parou de aumentar desde o início da sua produção industrial em 1953. Como a evolução exponencial das concentrações em SF_6 corresponde ao período de estagnação dos CFC, o SF_6 constitui um excelente traçador para datar águas modernas (a partir de 1970), e particularmente para águas muito jovens (após 1993; IAEA, 2006). O uso da razão SF_6/CFC é particularmente útil para determinar o tempo de residência das águas infiltradas após 1990 (Figura 6; IAEA, 2006).

O princípio de datação das águas pelo SF_6, baseado na lei de Henry, é o mesmo que o para os CFC. Assim, da mesma forma que para os CFC, a datação com o SF_6 necessita o conhecimento da temperatura (Figura 7) e da altura de recarga.

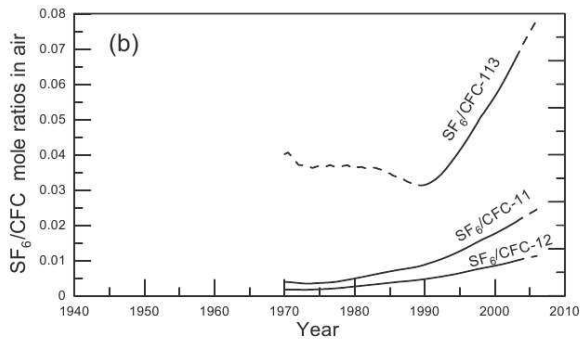


Figura 6 : Proporções históricas das concentrações em SF_6/CFC na atmosfera Norte-Americana. Fonte: IAEA, 2006.

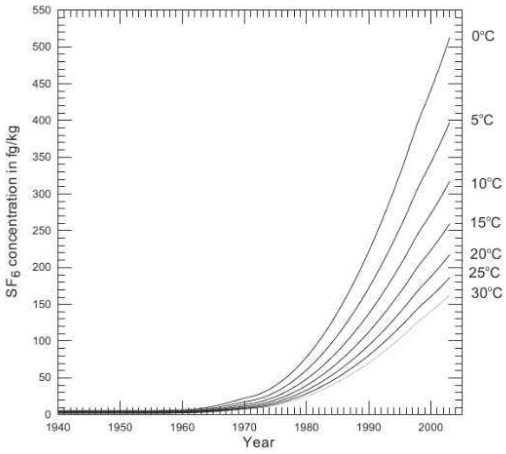


Figura 7 : Concentração de SF_6 (em femtogramas por quilograma) na água em função da temperatura em equilíbrio com a atmosfera Norte-Americana para uma pressão total de 1013,25 hPa. Fonte: IAEA, 2006.

Apesar do SF_6 ter essencialmente uma origem antropogênica, esse elemento pode ter também uma origem natural. De fato, alguns minerais podem apresentar pequenas concentrações (mas significativas) de enxofre, tais que os minerais das rochas ígneas metamórficas (as concentrações são maiores nas rochas ígneas félsicas do que máficas), ou das rochas de origens hidrotermais ou sedimentares [IAEA, 2006]. Nesse tipo de contexto geológico, as amostras de água podem apresentar contaminações em SF_6 (rejuvenescimento

da água). Falamos nesse caso de contaminação terrígenas. Em consequência, o SF_6 é um traçador menos adaptado no caso de águas subterrâneas oriundas de rochas fraturadas ígneas ou de aquíferos carbonatados, porque o sinal natural pode ser significativo, e pode até ultrapassar as concentrações antrópicas.

Em conclusão, o SF_6 apresenta menos processos capazes de alterar a sua concentração, em comparação aos CFCs. Além disso, é difícil encontrar águas subterrâneas contaminadas (poluição antrópica) pelo SF_6 no meio rural, considerando que este composto não tem nenhuma aplicação doméstica. Caso a amostra não apresente contaminações terrígenas, os únicos parâmetros capazes de influenciar significativamente a determinação das idades aparentes são a temperatura de recarga e o excesso de ar. De fato, o efeito do excesso de ar é mais importante para o SF_6 (em comparação aos CFC), considerando a sua baixa solubilidade [IAEA, 2006].

3. 5. Determinação das condições de recarga para a datação com CFC e SF_6

A constante de dissolução K_H (da lei de Henry) é dependente da temperatura de recarga, da salinidade e da altitude. Em consequência, estas condições de recarga devem ser determinadas antes do cálculo das pressões parciais dos gases equivalentes às concentrações dissolvidas medidas nas amostras.

Os gases dissolvidos naturalmente presentes nas águas, tais que o nitrogênio (N_2), o oxigênio (O_2), o dióxido de carbono (CO_2) e os gases nobres (He, Ne, Ar, ...), são essencialmente oriundos da atmosfera [Chatton, 2017]. O comportamento desses gases é função de processos físicos bem conhecidos, e as suas frações molares atmosféricas são constantes e conhecidas.

Por isso, os gases nobres constituem ferramentas geoquímicas de qualidade [Aeschbach-Hertig et al., 1999], e especialmente em hidrogeologia, porque permitem estimar a temperatura de recarga das águas e quantificar o excesso de ar.

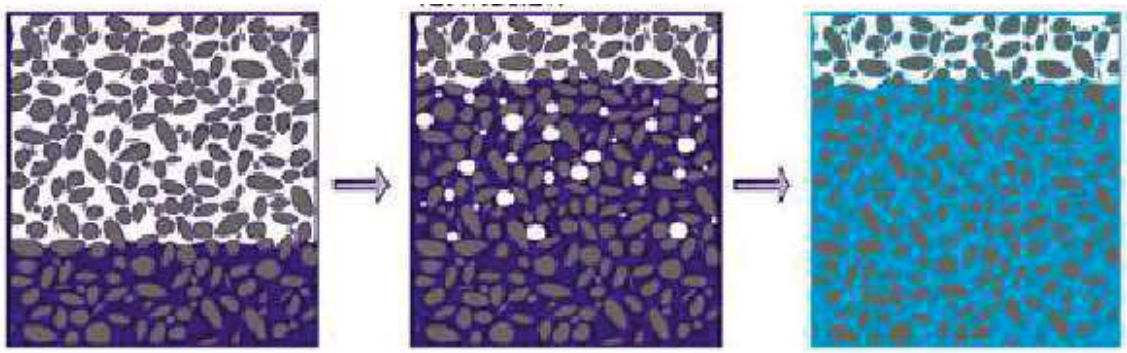
- **Temperatura de recarga**

A solubilidade dos gases é função da temperatura de equilíbrio entre o ar e a água no momento da recarga. Conhecendo as pressões parciais p_i, a altitude da recarga, e as concentrações C_i de cada um dos gases nobres, podemos aplicar a lei de Henry e obter o valor da temperatura de recarga. Assim, a medida das concentrações em gases nobres, através o uso da lei de Henry, permite estimar a temperatura de recarga (Noble Gas Temperature, NGT).

Destaca-se que o cálculo da NGT necessita a determinação da quantidade de excesso de ar.

- **Excesso de Ar (EA)**

O excesso de ar corresponde às concentrações de gases na água superiores as concentrações estimadas pelo equilíbrio com a pressão atmosférica no momento da recarga. Este fenômeno é ligado à recarga rápida do aquífero. Assim, a formação de excesso de ar é ligada à captura de pequenas bolhas de ar (nas fraturas, fissuras ou poros) que serão dissolvidas sob o efeito do aumento da carga hidráulica [Wilson e Mc Neill, 1997], conforme Figura 8. Esse fenômeno ainda não está bem entendido, mas é função da estrutura da ZNS, dos processos de recarga, e dos processos biogeoquímicos que afetam a composição do ar do solo [Chatton, 2017].



A água está em equilíbrio com a atmosfera	Subida brusca do nível freático e criação de bolhas de ar	Dissolução dos gases contidos nessas bolhas

Figura 8 : Ilustração de um processo originando um excesso de ar na água subterrânea. Fonte: Aeschbach-Hertig & Solomon, 2013; adaptado pela autora.

A solubilidade do néon (Ne) é pouco influenciada pela temperatura e este gás é pouco solúvel em relação aos outros gases nobres (exceto o Hélio). Por isso, o Ne é um bom indicador do EA.

Existem vários modelos para calcular a formação de EA. No caso mais simples (Unfractionned Air model), as bolhas são completamente dissolvidas. O EA tem, portanto, a mesma composição que a do ar atmosférico.

- **Outras aplicações ligadas aos gases dissolvidos**

Os gases dissolvidos nas águas subterrâneas, como o N_2, o O_2 e o CO_2, têm uma origem atmosférica. Contudo, as suas concentrações nas águas subterrâneas podem ser significativamente afetadas (consumo ou produção) por processos biogeoquímicos nos quais outros gases reativos podem ser produzidos (CO, CH_4, N_2O, NO, NH_3, SO_2, H_2S, H_2) [Chatton, 2017].

Assim, os gases dissolvidos permitem a compreensão de vários processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem em diferentes escalas espaciais e temporais na hidrologia de subsuperfície [Chatton, 2017].

Além disso, o He permite estimar a presença de água antiga na amostra. De fato, valores superiores ao equilíbrio teórico conjugados à idades aparentes antigas permitem confirmar a presença de uma proporção de água antiga no sistema [comunicação oral, Virginie Ayraud; Labasque, 2020 in press].

4. Os modelos de interpretação

Para interpretar o tempo de residência das águas subterrâneas a partir dos valores obtidos pelos diferentes traçadores, é necessário ter um conhecimento prévio sobre o funcionamento hidrogeológico dos aquíferos amostrados no objetivo de escolher o modelo de fluxo o mais adaptado à situação.

Esses modelos são representados matematicamente por funções de distribuição dos tempos de residência que são mais ou menos complexas de acordo com os conceitos físicos que devem representar. Assim, diferentes modelos de interpretação (pistão, exponencial, mistura binária, entre outros...) podem ser usados para descrever o comportamento das linhas de fluxo e calcular as idades aparentes. São apresentados a seguir os modelos utilizados no âmbito deste estudo.

4. 1. Modelo de Fluxo Pistão (MFP)

Esse modelo se aplica aos aquíferos confinados que apresentam uma área de recarga localizada ou aos aquíferos freáticos com poços que possuem uma área restrita de investigação (Figura 9). Nesse modelo, as linhas de fluxo têm o mesmo tempo de trânsito (mesma velocidade) e os fenômenos de dispersão hidrodinâmica e de difusão são considerados como desprezíveis [Mook, 2001]. Consideramos também que o traçador se move com a velocidade média da água. Assim, o traçador não sofre de mistura da entrada até a saída do aquífero: o sinal é simplesmente deslocado no tempo. O valor obtido por esse método representa uma idade aparente média das águas desde o momento da infiltração na zona saturada.

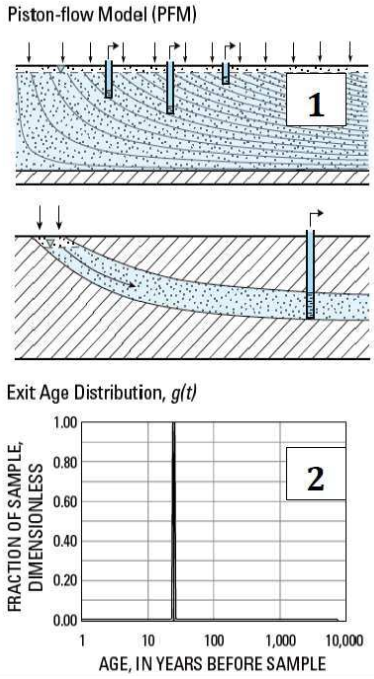


Figura 9 : Esquema conceitual do fluxo de água pistão (1) e curva de distribuição de idade ligada a este modelo (2). Fonte: Conceptualization, H., 2012

A função de saída das distribuição de idade do modelo de fluxo pistão é do seguinte modo [Conceptualization, H., 2012]:

$$C_{out}(t) = C_{in}(t-\tau_s)e^{(-\lambda-\tau_s)}$$
$$\text{for } t = \tau_s;\ 0 \text{ for } t \neq \tau_s$$

4.2. Modelo de Mistura Exponencial (MME)

Esse modelo se aplica aos aquíferos livres, homogêneos e de espessura constante, que apresentam uma recarga difusa e aos poços que interceptem o aquífero em toda a espessura. As linhas de fluxo seguem uma distribuição exponencial dos tempos de trânsito (Figura 10). Ou seja, a linha de fluxo mais curta tem um tempo de trânsito teórico igual a zero, enquanto a linha de fluxo mais longa tem um tempo de trânsito infinito. Consideramos também que o traçador não se mistura entre as diferentes linhas de fluxo durante o trânsito, exceto no poço.

Neste caso, o aquífero conserva a memória de todas as recargas anteriores, perfeitamente e completamente misturadas entre elas no ponto de amostragem. O valor obtido por esse método representa um tempo de residência médio.

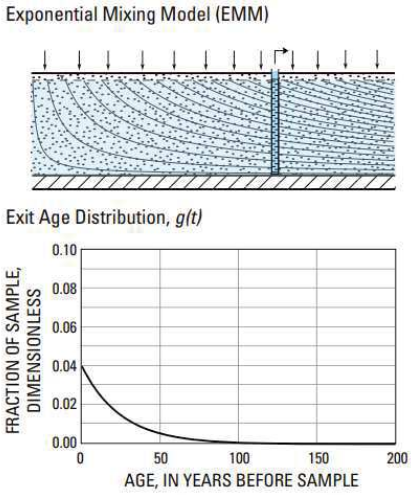


Figura 10 : Esquema conceitual do fluxo de água de acordo com um modelo exponencial (1) e curva de distribuição de idade relacionada a este modelo (2). Fonte: Conceptualization, H., 2012

A função de saída das distribuição de idade do modelo MME é a seguinte [Conceptualization, H., 2012]:

$$C_{out}(t) = \sum_{t'=-\infty}^{t-\Delta t} C_{in}(t')\frac{1}{\tau_s}\frac{1}{\frac{1}{\tau_s}+\lambda}\left[e^{-\left(\frac{1}{\tau_s}+\lambda\right)(t-t'-\Delta t)} - e^{-\left(\frac{1}{\tau_s}+\lambda\right)(t-t')}\right]$$

4.3. Modelo de Mistura binária (MMB)

O modelo de mistura binária é um dos modelos mais simples para avaliar os processos de mistura entre águas jovens e antigas. O MMB descreve misturas de dois componentes em que cada componente pode ser descrito por um dos modelos descritos acima (Figura 11). Este tipo de modelo é apropriado para poços que interceptem diferentes aquíferos e para os aquíferos heterogêneos cujas linhas de fluxo resultam em misturas de idades significativamente diferentes, tais que os aquíferos cársticos, fraturados.

Em nosso caso, consideramos uma fração de água jovem contendo CFC, e outra fração de água antiga (>60 anos) sem nenhum CFC. A datação resulta em uma porcentagem de água recente.

Assim, a fração de mistura f_1 corresponde ao primeiro modelo listado do modelo composto. Modelos binários de mistura são calculados usando a seguinte equação [Conceptualization, H., 2012]:

$$C_{out} = f_1 C_1 + (1 - f_1) C_2$$

where

C_1 is concentration of tracer in first component,
C_2 is concentration of tracer in second component, and
f_1 is fraction of first component in the overall binary mixture.

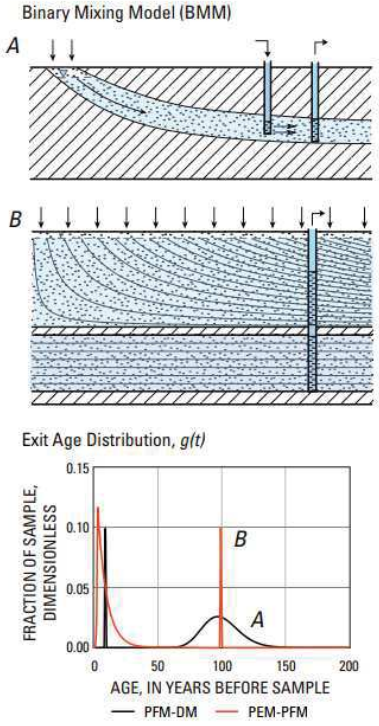


Figura 11 : Esquema conceitual do fluxo de água de acordo com um modelo MMB (A e B) e curva de distribuição de idade relacionada a este modelo. Fonte: Conceptualization, H., 2012

ANEXO V. Método de amostragem para ^{14}C

Determinação da quantidade de agua a ser amostrada

A datação pelo ^{14}C (e $\delta^{13}C$) necessita uma certa quantidade de carbono para ser realizada (2,5g de C no mínimo).

Por isso, antes de realizar a amostragem, a concentração em íons carbono da agua deve ser conhecida para calcular quantos litros de agua devem ser amostrados (para obter, no fim, 2,5g de C). Destaca-se que a quantidade de agua a ser amostrada pode ser importante (até 60 litros ou mais) no caso de águas com baixa alcalinidade.

Neste presente estudo, a análise química previa dos pontos a serem amostrados já dava uma indicação quanto ao conteúdo de bicarbonato[1] (HCO_3). Contudo, um controle foi feito no campo antes da amostragem, graças ao desenvolvimento de uma titulação dos carbonatos em uma amostra de 50 mL de água. Esta titulação foi feita a partir de uma solução de ácido clorídrico (HCl) a 0,05N e do indicador colorido alaranjado de metila, e permitiu definir o numero de litro a ser amostrado (entre 20 até 60l).

Limpeza dos tanques e frascos

A precipitação do carbono é geralmente feita em um tanque de 60 litros equipado com dois orifícios (Fotografia 1). O orifício superior permite encher o tanque, enquanto o orifício inferior (a torneira), permite recuperar o precipitado de carbono após sua sedimentação no fundo do tanque.

Assim, 4 tanques de 60 litros e 8 frascos de 3 litros (em PVC) foram emprestados pelo departamento de física da UFC para desenvolver a campanha de datação. Os frascos PET de 1L foram fornecidos pela FUNCEME.

Fotografia 1 : Tanque de 60L utilizados para a amostragem – datação pelo ^{14}C

Considerando que estes equipamentos já foram utilizados, é necessário limpar o material com uma solução ácida (ácido clorídrico a 1N) para dissolver qualquer resíduo de carbonato precipitado. Após disso, o material deve ser enxaguado por tempo suficiente com a água do poço a ser amostrado.

[1] Forma principal dos íons de carbono considerando o pH de nossas águas

Determinação da quantidade de cloreto de bário a ser utilizada

O cloreto de bário faz precipitar o carbono, mas também os sulfatos. Por isso, é necessário botar a quantidade suficiente de $BaCl_2$ para ter certeza que todos os íons de carbono sejam precipitados. A quantidade de HCO_3^- foi determinada a partir da titulação no campo, enquanto a quantidade de SO_4^{2-} foi estimada a partir das análises químicas já realizadas. A estas quantidades foi adicionado um excesso de 20% de $BaCl_2$ para garantir a precipitação total do carbono e/ou compensar quaisquer erros de cálculo ou de análise. Nesta amostragem, entre 100 e 120g de $BaCl_2$ por amostra foi usado.

Modo operacional para a amostragem

1) Bombear o poço até a estabilização dos parâmetros físico-químicos (CE, pH, T°) e durante 30 minutos mínimo.
2) Enxaguar (3 vezes mínimo) o tanque de 60L com a água do poço.
3) Preencher o tanque até obter o número desejado de litros, cuidando que a torneira de baixo do tanque fica bem fechada.
4) Despejar uma solução concentrada de hidróxido de sódio (NaOH) até obter um pH básico (basificação da solução para permitir a reação entre o $BaCl_2$ e o carbono). Em geral, precisa-se de 25mL de NaOH para 20L de amostra.
5) Despejar a quantidade calculada de $BaCl_2$
6) Fechar o orifício superior do tanque com a tampa.

Uma vez que o $BaCl_2$ está em contato com a amostra basificada, a reação de precipitação começa. É recomendado aguardar um mínimo de 5 horas antes de transferir o precipitado de carbono para frascos menores (para facilitar o transporte das amostras). No nosso caso, o tempo de sedimentação foi de 12 horas mínimo (fim de tarde + noite inteira).

Destaca-se que para limitar o contato e o aprisionamento do CO_2 atmosférico, a amostragem deve ser feita num tanque de PVC fechado, limitando na medida do possível o contato da amostra com a atmosfera. Por estas razões, cuidados especiais devem ser tomados durante a transferência entre os tanques de 60l e os frascos menores de 3l.

Assim, para transferir o conteúdo do tanque em frascos menores, é preciso abrir a torneira de baixo para que a solução esbranquiçada (correspondente ao precipitado de carbono) possa fluir, mas também a tampa de cima (para restaurar a pressão e permitir o fluxo). Para evitar o contato com o CO_2 atmosférico, a tampa de cima é substituída por uma tampa equipada com um filtro feito para limitar o contato entre o ar e a amostra (Fotografia 2). O mesmo procedimento é feito para transferir os frascos de 3L em frascos de 1L.

Fotografia 2 : Tanques de 60l e as tampas equipadas com o filtro – datação pelo ^{14}C

Após a transferência em frascos de 1L, as amostras estão prontas para ser mandadas ao laboratório.

Material

A lista do material necessário para realizar uma datação com o ^{14}C é resumida na Tabela abaixa.

Titulação dos bicarbonatos	• Bureta graduada de laboratório e seu tripé • Pipeta de 50 mL + pera de borracha • Erlenmeyer de 50 mL • Béquer 50 mL • Solução padrão de ácido clorídrico (HCl) de concentração 0,05N • Alaranjado de metila • Agua destilada (para limpar o material de titulação)
Material de amostragem de agua para medição do ^{14}C	• 4 tanques de 60L (PVC) • 8 frascos de 3L (PVC) • 8 frascos de 1L (PET; para o transporte para França)
Limpeza dos frascos	Ácido clorídrico (HCl) de concentração 1N
Material para desenvolver a precipitação dos íons de C	• $BaCl_2$-$2H_2O$ (saquinhos de 50g) • hidróxido de sódio (NaOH) concentrado (concentração entre 6 e 11M)

ANEXO VI. Método para a amostragem dos CFC e SF_6

Observações

A concentração muito baixa e a volatilidade dos gases (CFC, SF_6 e gases nobres) nas águas subterrâneas implica um protocolo de amostragem muito complexo e um prazo muito curto entre a amostragem e a análise em laboratório. De fato, o prazo máximo de análise para os CFC e SF_6 é de 1 mês (frascos cilíndricos de aço), enquanto este prazo deve ser o mais curto possível para os gases nobres (frascos de vidro). Além disso, é muito importante de não colocar as amostras de água coletadas em contato com a atmosfera local, porque isso implicaria uma contaminação das amostras considerando a presença dos gases antrópicos de tipo CFC e SF_6 na atmosfera atual. Em consequência, é importante cuidar que nenhuma bolha de ar se encontra na amostra ou na mangueira de conexão (no caso de poços profundos, podem formar-se microbolhas ligadas à diferença de pressão, mas neste caso, são sem consequências).

Modo operacional

Antes da amostragem dos gases dissolvidos, os poços foram bombeados graças ao equipamento já existente (bomba submersa) durante 30 minutos mínimo (e até 1h). Depois da estabilização dos parâmetros físico-químicos (CE, T°, pH), os parâmetros CE, T°, pH e O_2 dissolvido devem ser registrados, mas também a profundidade do nível piezométrico se for possível.

Durante a amostragem, o bombeamento não deve parar-se. O enchimento dos frascos cilíndricos de aço é feito na posição vertical (Fotografia 1) e deve durar um tempo suficiente para que o volume de água seja renovado pelo menos 5 a 6 vezes.

Fotografia 1 : Enchimento dos frascos cilíndricos de aço na posição vertical (análise dos CFC e SF_6)

Os frascos de vidro devem ser enchidos em imersão, conforme os procedimentos detalhados na Figura 1.

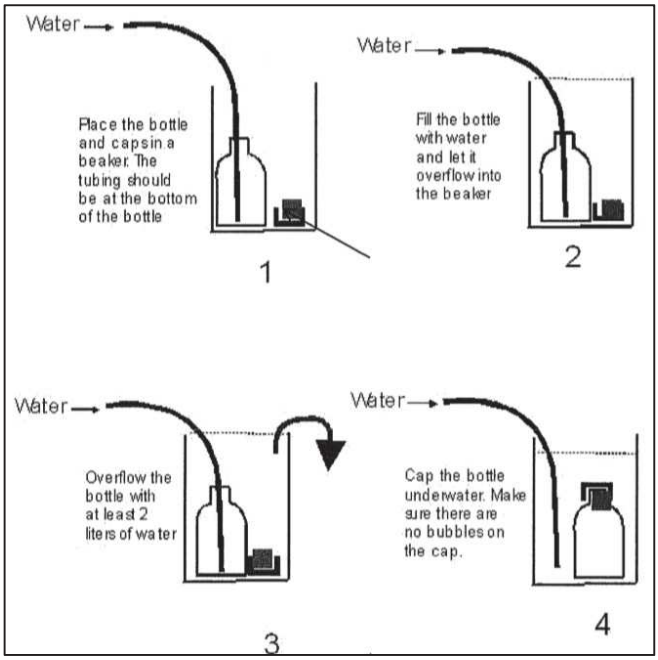


Figura 1 : Protocolo de amostragem com os frascos de vidro (análise dos gases nobres)

Material

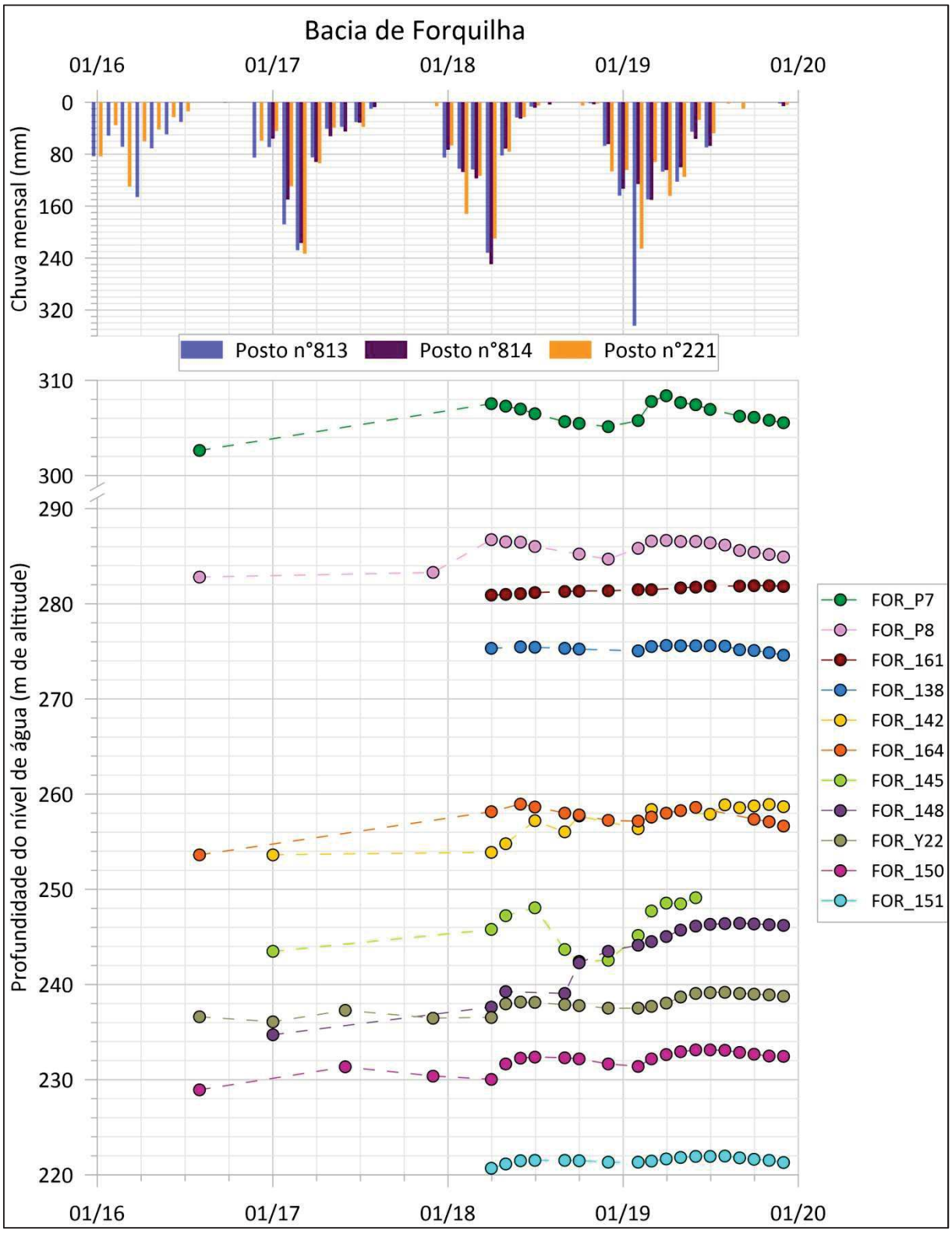
O material utilizado para a amostragem dos gases dissolvidos CFC e SF_6 e dos gases nobres é descrito na Tabela 1 abaixa e é mostrado na fotografia 2.

Tabela 1: material utilizado para a amostragem dos gases dissolvidos (CFC, SF_6, gases nobres)

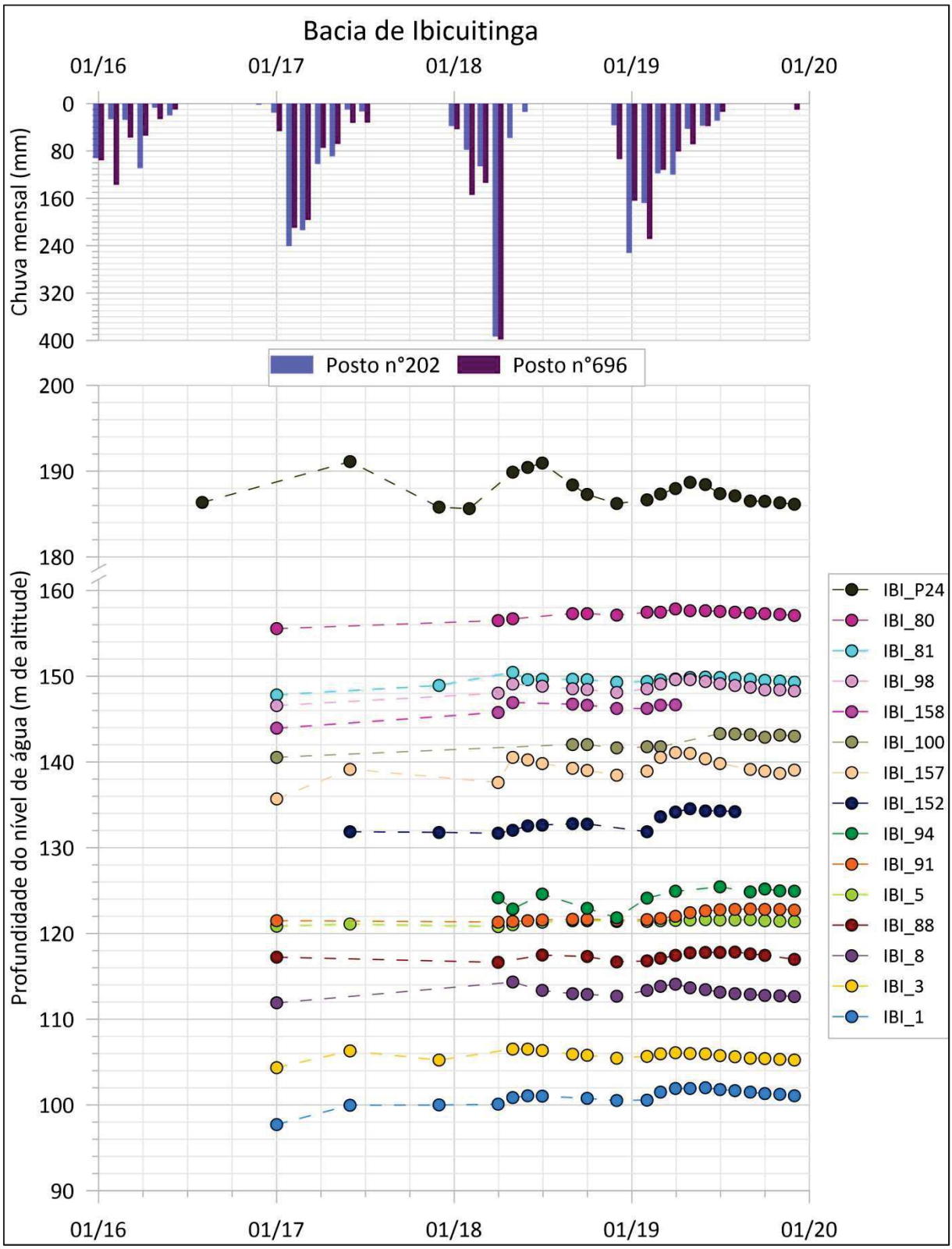
Objeto a ser analisado	Material (por 1 amostra)
CFC e SF_6	1 cilindro de aço de 300 ml, fechado por válvulas + sistema de conexão saída do poço/cilindro
CFC e SF_6	1 cilindro de aço 30 ml, fechado por válvulas + sistema de conexão saída do poço/cilindro
Gases nobres	2 frascos de vidro 500 ml, fechados hermeticamente por uma tampa de plástico e de metal

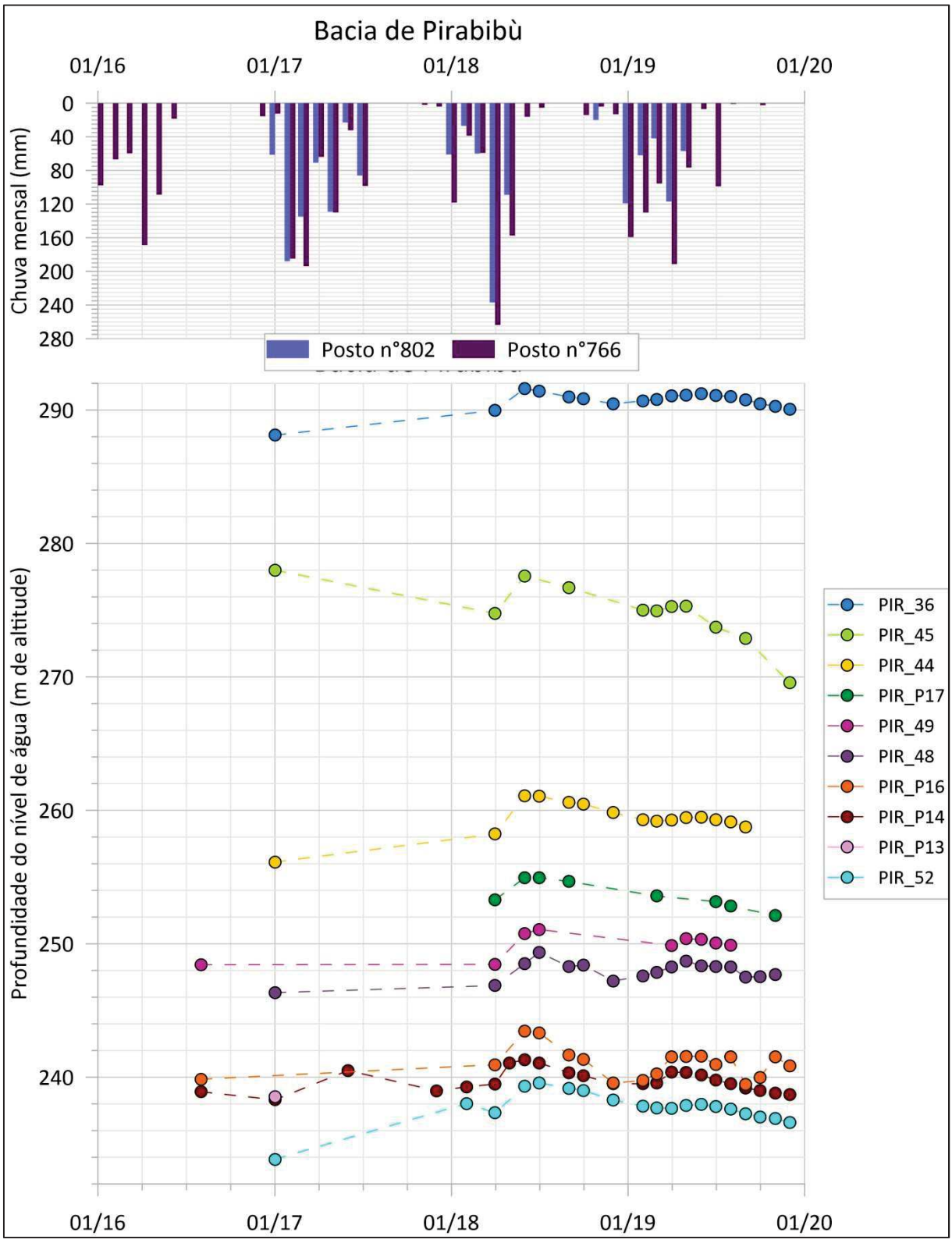
Fotografia 2: material utilizado para a amostragem dos gases dissolvidos (CFC, SF_6, gases nobres)

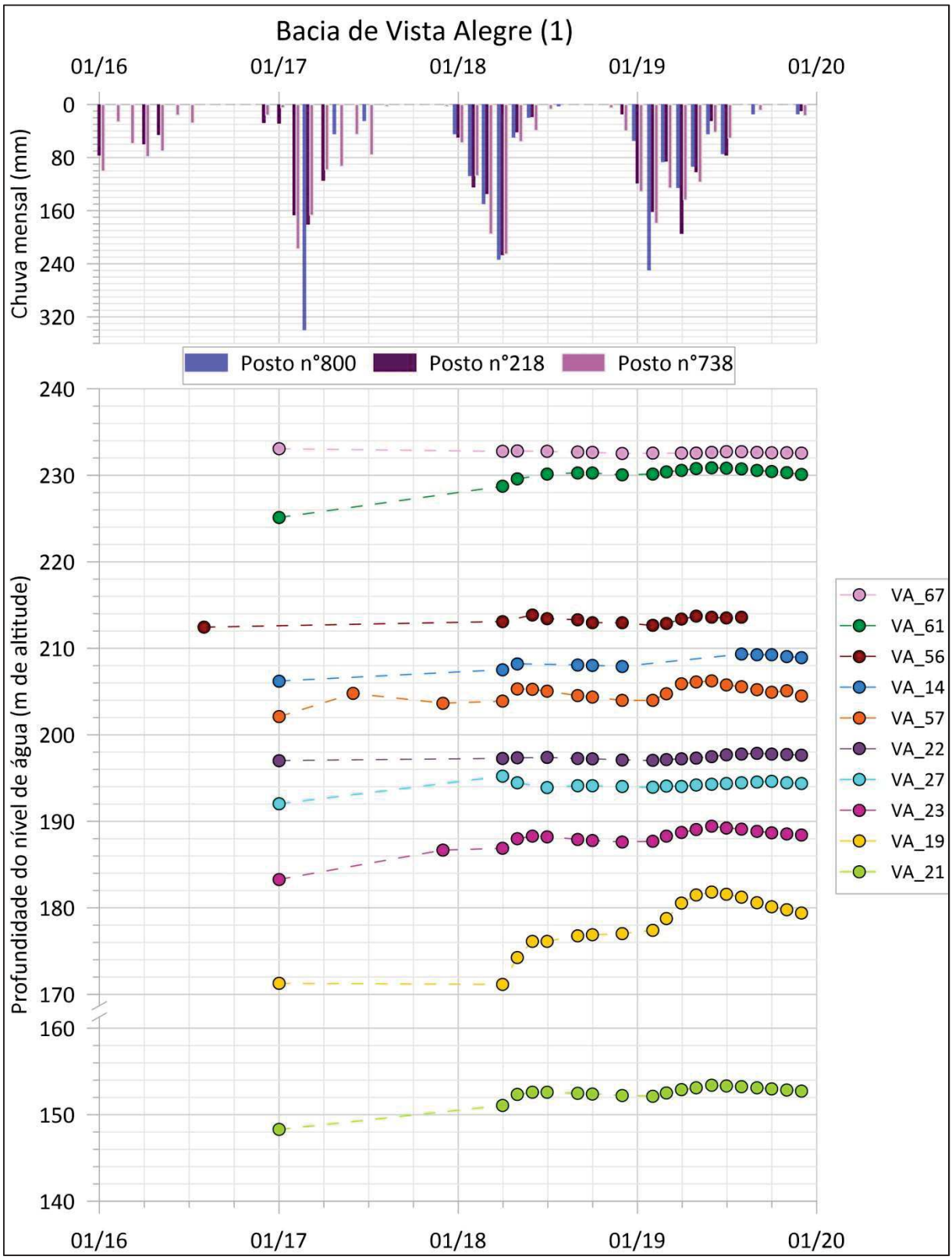
ANEXO VII. Evolução piezométrica dos poços do monitoramento mensal

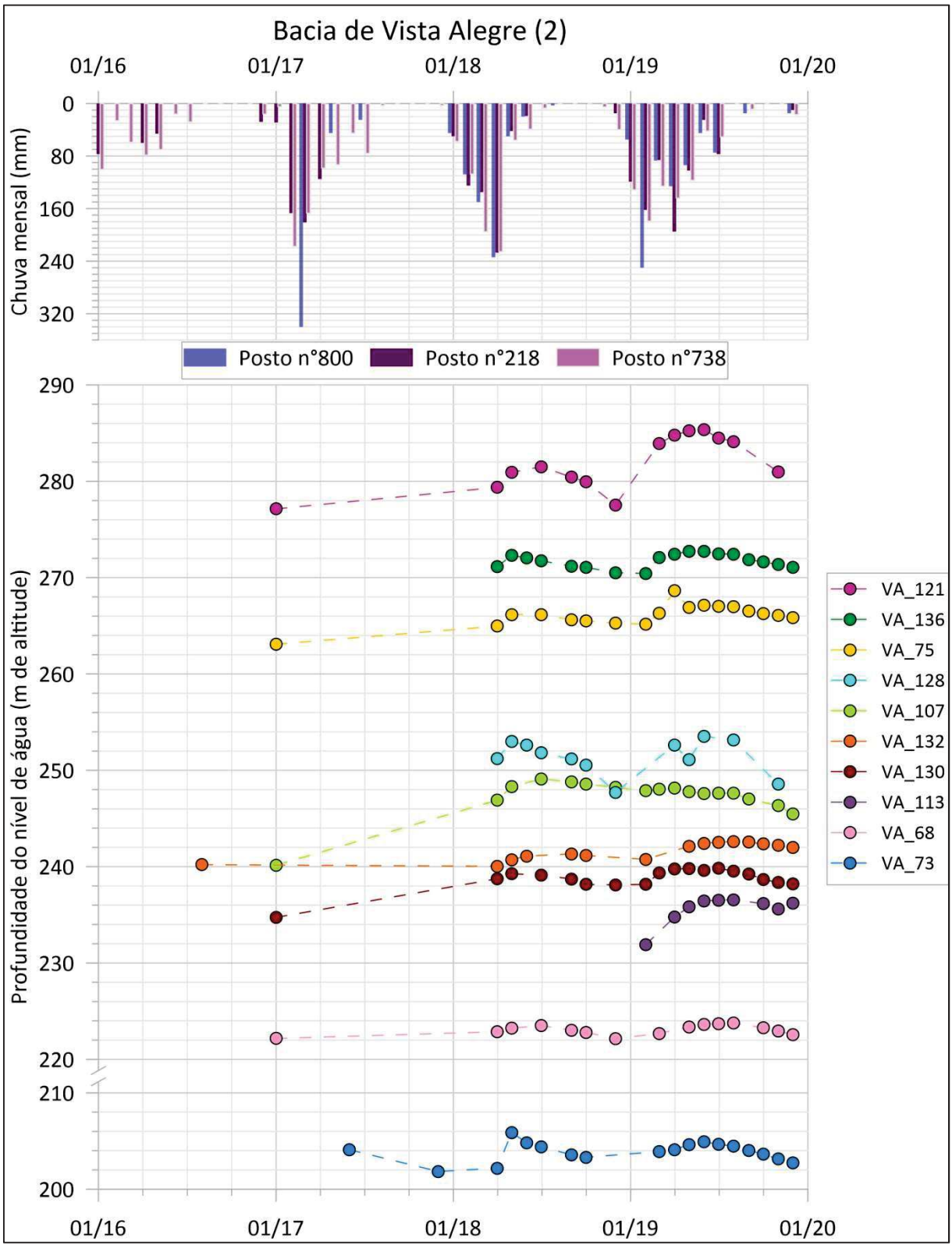

Bacia de Forquilha
01/16
01/17
01/18
01/19
01/20
Chuva mensal (mm)
0
80
160
240
320
Posto n°813
Posto n°814
Posto n°221
Profundidade do nível de água (m de altitude)
310
300
290
280
270
260
250
240
230
220
FOR_P7
FOR_P8
FOR_161
FOR_138
FOR_142
FOR_164
FOR_145
FOR_148
FOR_Y22
FOR_150
FOR_151

L


Bacia de Ibicuitinga
01/16
01/17
01/18
01/19
01/20
Chuva mensal (mm)
0
80
160
240
320
400
Posto n°202
Posto n°696
Profundidade do nível de água (m de altitude)
200
190
180
160
150
140
130
120
110
100
90
IBI_P24
IBI_80
IBI_81
IBI_98
IBI_158
IBI_100
IBI_157
IBI_152
IBI_94
IBI_91
IBI_5
IBI_88
IBI_8
IBI_3
IBI_1


Bacia de Pirabibù
01/16
01/17
01/18
01/19
01/20
Chuva mensal (mm)
0
40
80
120
160
200
240
280
Posto n°802
Posto n°766
Profundidade do nível de água (m de altitude)
290
280
270
260
250
240
PIR_36
PIR_45
PIR_44
PIR_P17
PIR_49
PIR_48
PIR_P16
PIR_P14
PIR_P13
PIR_52


Bacia de Vista Alegre (1)
01/16
01/17
01/18
01/19
01/20
Chuva mensal (mm)
0
80
160
240
320
Posto n°800
Posto n°218
Posto n°738
Profundidade do nível de água (m de altitude)
240
230
220
210
200
190
180
170
160
150
140
VA_67
VA_61
VA_56
VA_14
VA_57
VA_22
VA_27
VA_23
VA_19
VA_21


Bacia de Vista Alegre (2)
01/16
01/17
01/18
01/19
01/20
Chuva mensal (mm)
0
80
160
240
320
Posto n°800
Posto n°218
Posto n°738
Profundidade do nível de água (m de altitude)
290
280
270
260
250
240
230
220
210
200
VA_121
VA_136
VA_75
VA_128
VA_107
VA_132
VA_130
VA_113
VA_68
VA_73

ANEXO VIII. Testes de bombeamento feitos pela CPRM: interpretação da recuperação

Ponto n°	Município	T (m²/s)	T média (m²/s)
2300018512	Quixeramobim	1,05E-06	1,52E-05
2300018513	Quixeramobim	3,77E-06	
2300018514	Quixeramobim	4,65E-05	
2300018516	Quixeramobim	1,58E-05	
2300018517	Quixeramobim	2,02E-05	
2300018518	Quixeramobim	1,29E-06	
2300018519	Quixeramobim	2,38E-05	
2300018520	Quixeramobim	1,09E-06	
2300018522	Quixeramobim	1,69E-06	
2300018525	Quixeramobim	7,03E-07	
2300019629	Quixeramobim	3,04E-05	
2300019630	Quixeramobim	2,76E-06	
2300019631	Quixeramobim	2,74E-06	
2300019762	Quixeramobim	4,15E-06	
2300019763	Quixeramobim	1,25E-05	
2300019766	Quixeramobim	7,07E-07	
2300019767	Quixeramobim	5,46E-05	
2300021822	Quixeramobim	5,03E-05	
2300019723	Ibicuitinga	1,02E-06	2,96E-06
2300021711	Ibicuitinga	6,78E-06	
2300025568	Ibicuitinga	2,18E-06	
2300025569	Ibicuitinga	3,61E-06	
2300025575	Ibicuitinga	2,17E-06	
2300025579	Ibicuitinga	1,97E-06	

ANEXO IX. Resultados analíticos isotópicos ($\delta^{18}0$, $\delta^{2}H$)

N° do ponto	Bacia	Data	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d-exc (‰)	Referência do laboratório
138	FOR	06/2017	**-1,00**	**-8,4**	-0,4	BR MRJ 35
		12/2017	**-0,86**	**-7,5**	-0,5	BR MRJ 62
		06/2018	**-1,45**	**-10,0**	1,6	BR MRJ 109
141	FOR	06/2017	**-1,33**	**-10,1**	0,6	BR MRJ 36
		12/2017	**-1,18**	**-11,4**	-2,0	BR MRJ 63
		06/2018	**-1,65**	**-12,2**	1,0	BR MRJ 110
144	FOR	06/2017	**-2,82**	**-16,5**	6,1	BR MRJ 37
		12/2017	**-2,37**	**-10,9**	8,0	BR MRJ 64
		02/2018	**-2,42**	**-13,9**	5,4	BR MRJ 78
		06/2018	**-2,55**	**-15,7**	4,7	BR MRJ 111
150	FOR	06/2018	**-3,64**	**-20,3**	8,8	BR MRJ 112
151	FOR	06/2017	**-3,08**	**-17,7**	7,0	BR MRJ 38
		12/2017	**-3,04**	**-18,5**	5,9	BR MRJ 65
		02/2018	**-3,01**	**-18,2**	5,8	BR MRJ 79
		06/2018	**-3,11**	**-19,4**	5,5	BR MRJ 113
161	FOR	06/2017	**-3,36**	**-18,3**	8,6	BR MRJ 40
164	FOR	08/2016	**-3,44**	**-18,9**	8,6	BR MRJ 15
		06/2017	**-2,32**	**-10,1**	8,5	BR MRJ 41
		12/2017	**-1,76**	**-8,0**	6,1	BR MRJ 67
		06/2018	**-1,87**	**-8,8**	6,1	BR MRJ 116
205	FOR	02/2018	**-3,68**	**-20,7**	8,7	BR MRJ 84
		06/2018	**-3,34**	**-20,4**	6,4	BR MRJ 117
P7	FOR	08/2009	**-3,90**	**-21,98**	9,2	JBurte - 11
		11/2009	**-3,96**	**-21,90**	9,8	BALANCAS
		05/2010	**-4,19**	**-25,06**	8,4	BALANCAS
		11/2010	**-3,83**	**-22,00**	8,6	JB 11 2010-1
		03/2011	**-3,45**	**-19,30**	8,3	BRE2011-BALANC 001.raw
		09/2011	**-3,16**	**-19,50**	5,8	BALANCAS
		12/2011	**-3,37**	**-19,8**	7,2	BALANCAS
		03/2012	**-3,39**	**-20**	7,1	BALANCAS
		09/2012	**-3,61**	**-21,1**	7,8	BALANCAS
		12/2012	**-3,63**	**-21**	8,0	BALANCAS
		08/2016	**-3,71**	**-20,0**	9,7	BR MRJ 06
Y22	FOR	06/2018	**-4,04**	**-23,3**	9,0	BR MRJ 96
1	IBI	06/2018	**-1,84**	**-5,9**	8,9	BR MRJ 88
3	IBI	06/2018	**-1,97**	**-13,0**	2,8	BR MRJ 89
4	IBI	06/2017	**-3,39**	**-19,6**	7,5	BR MRJ 22
		12/2017	**-3,39**	**-19,1**	8,0	BR MRJ 42
		06/2018	**-3,39**	**-19,4**	7,7	BR MRJ 91

N° do ponto	Bacia	Data	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d-exc (‰)	Referência do laboratório
9	IBI	02/2018	**-2,46**	**-10,1**	9,5	BR MRJ 70
		06/2018	**-0,44**	**-5,5**	-2,0	BR MRJ 92
13	IBI	06/2018	**-2,66**	**-15,2**	6,0	BR MRJ 93
81	IBI	06/2018	**-1,75**	**-9,5**	4,5	BR MRJ 103
85	IBI	06/2018	**-1,59**	**-7,5**	5,2	BR MRJ 104
89	IBI	06/2017	**-2,44**	**-11,5**	8,0	BR MRJ 32
		12/2017	**-2,41**	**-14,6**	4,7	BR MRJ 58
		06/2018	**-2,47**	**-12,5**	7,2	BR MRJ 105
91	IBI	06/2018	**-2,48**	**-13,2**	6,6	BR MRJ 106
96	IBI	06/2017	**-3,20**	**-15,7**	9,9	BR MRJ 33
		12/2017	**-3,12**	**-16,6**	8,3	BR MRJ 59
		02/2018	**-3,22**	**-14,2**	11,6	BR MRJ 74
		06/2018	**-3,22**	**-15,5**	10,2	BR MRJ 107
99	IBI	06/2018	**-2,18**	**-10,1**	7,4	BR MRJ 108
152	IBI	06/2018	**-2,52**	**-13,7**	6,5	BR MRJ 114
157	IBI	06/2018	**-2,79**	**-14,8**	7,5	BR MRJ 140
159	IBI	06/2018	**-3,86**	**-22,0**	8,8	BR MRJ 115
160	IBI	06/2017	**-3,10**	**-15,3**	9,5	BR MRJ 39
		12/2017	**-3,07**	**-14,8**	9,7	BR MRJ 66
		02/2018	**-3,03**	**-14,3**	9,9	BR MRJ 80
		06/2018	**-2,85**	**-15,6**	7,1	BR MRJ 142
P22	IBI	08/2016	**-3,18**	**-18,0**	7,5	BR MRJ 19
P23	IBI	08/2016	**-3,03**	**-16,8**	7,5	BR MRJ 20
P24	IBI	12/2017	**-1,51**	**-8,9**	3,2	BR MRJ 47
		06/2018	**-1,53**	**-9,0**	3,2	BR MRJ 97
P25	IBI	08/2016	**-2,04**	**-11,2**	5,1	BR MRJ 21
34	PIR	06/2017	**-3,03**	**-17,5**	6,8	BR MRJ 25
		12/2017	**-3,06**	**-18,3**	6,2	BR MRJ 49
36	PIR	06/2018	**-2,65**	**-15,7**	5,4	BR MRJ 124
37	PIR	06/2017	**-0,29**	**-2,1**	0,2	BR MRJ 27
		12/2017	**-0,13**	**-3,6**	-2,6	BR MRJ 50
		06/2018	**-0,17**	**-3,0**	-1,6	BR MRJ 125
40	PIR	06/2017	**-0,97**	**-5,3**	2,5	BR MRJ 28
		12/2017	**-0,64**	**-6,0**	-0,9	BR MRJ 51
		06/2018	**-0,89**	**-6,1**	0,9	BR MRJ 126
44	PIR	06/2017	**-0,37**	**-2,3**	0,6	BR MRJ 29
		12/2017	**-1,02**	**-8,0**	0,1	BR MRJ 52
44b	PIR	06/2018	**-2,89**	**-17,1**	6,0	BR MRJ 127
45	PIR	06/2017	**-0,76**	**-1,0**	5,1	BR MRJ 26
		12/2017	**-0,42**	**-1,7**	1,7	BR MRJ 53
		06/2018	**-0,45**	**-0,7**	2,9	BR MRJ 128
47	PIR	06/2018	**-1,51**	**-9,5**	2,6	BR MRJ 129

N° do ponto	Bacia	Data	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d-exc (‰)	Referência do laboratório
49	PIR	08/2009	**-3,01**	**-21,02**	3,1	JBurte - 10
		11/2009	**-3,31**	**-22,98**	3,5	NOVO LIVRAMIENTO
		11/2010	**-2,74**	**-18,64**	3,3	JB 11 2010-4
		03/2011	**-2,32**	**-16,31**	2,2	BRE2011-NOVO LIV 001.raw
		09/2011	**-1,72**	**-13,80**	0,0	NOVO LIV
		12/2011	**-1,86**	**-13,7**	1,2	NOVO LIV
		03/2012	**-2,10**	**-14,9**	1,9	NOVO LIV
		06/2012	**-2,04**	**-14,4**	1,9	NOVO LIV
		09/2012	**-2,11**	**-15,4**	1,5	NOVO LIV
		12/2012	**-2,26**	**-15,7**	2,4	NOVO LIV
		08/2016	**-2,31**	**-14,9**	3,6	BR MRJ 12
		12/2017	**-2,38**	**-17,2**	1,9	BR MRJ 44
		06/2018	**-2,52**	**-17,1**	3,1	BR MRJ 120
52	PIR	06/2017	**-1,90**	**-11,2**	4,0	BR MRJ 30
		12/2017	**-1,29**	**-7,2**	3,1	BR MRJ 54
		02/2018	**-1,49**	**-9,6**	2,3	BR MRJ 73
		06/2018	**-1,56**	**-10,5**	2,0	BR MRJ 130
P13	PIR	11/2010	**-3,13**	**-18,02**	7,0	JB 11 2010-3
		08/2016	**-2,93**	**-16,0**	7,4	BR MRJ 11
P14	PIR	12/2017	**-2,59**	**-16,5**	4,2	BR MRJ 43
		06/2018	**-2,75**	**-16,6**	5,5	BR MRJ 119
P16	PIR	08/2009	**-2,96**	**-19,35**	4,4	JBurte - 08
		11/2010	**-3,43**	**-23,03**	4,4	JB 11 2010-5
		08/2016	**-2,49**	**-15,0**	4,8	BR MRJ 13
		12/2017	**-2,11**	**-12,3**	4,6	BR MRJ 45
		02/2018	**-2,11**	**-11,4**	5,4	BR MRJ 71
		06/2018	**-1,60**	**-9,5**	3,3	BR MRJ 121
P17	PIR	08/2009	**0,63**	**-0,32**	-5,4	JBurte - 07
		11/2010	**-0,11**	**-5,08**	-4,2	JB 11 2010-6
		03/2011	**0,12**	**-3,75**	-4,7	BRE2011-LIVR 001.raw
		09/2011	**0,63**	**-0,80**	-5,8	LIVRAMIENTO
		09/2012	**0,89**	**1,8**	-5,3	LIVRAMIENTO
		12/2012	**0,94**	**2,2**	-5,3	LIVRAMIENTO
		08/2016	**1,62**	**7,5**	-5,5	BR MRJ 14
		06/2018	**1,75**	**8,0**	-6,1	BR MRJ 122
18	VA	06/2017	**-2,99**	**-15,9**	8,1	BR MRJ 23
		12/2017	**-2,94**	**-16,8**	6,8	BR MRJ 46
		06/2018	**-3,09**	**-17,1**	7,6	BR MRJ 94
21	VA	06/2018	**-3,15**	**-18,1**	7,1	BR MRJ 95
25	VA	06/2018	**-1,48**	**-7,8**	4,1	BR MRJ 98
26	VA	06/2018	**-3,65**	**-21,8**	7,4	BR MRJ 99

N° do ponto	Bacia	Data	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d-exc (‰)	Referência do laboratório
28	VA	06/2017	**-2,49**	**-12,6**	7,3	BR MRJ 24
		12/2017	**-1,34**	**-7,9**	2,8	BR MRJ 48
		02/2018	**-1,58**	**-6,9**	5,8	BR MRJ 72
56	VA	08/2016	**-0,37**	**-5,7**	-2,8	BR MRJ 09
		06/2017	**-0,44**	**-4,7**	-1,2	BR MRJ 31
		12/2017	**-0,28**	**-4,2**	-2,0	BR MRJ 55
		06/2018	**-0,58**	**-3,3**	1,4	BR MRJ 131
57	VA	06/2018	**-2,92**	**-15,3**	8,1	BR MRJ 100
62	VA	12/2017	**-2,61**	**-15,8**	5,1	BR MRJ 56
		06/2018	**-3,04**	**-16,5**	7,8	BR MRJ 132
73	VA	06/2018	**-2,28**	**-8,4**	9,8	BR MRJ 101
74	VA	06/2018	**-2,38**	**-12,2**	6,8	BR MRJ 102
76	VA	12/2017	**-1,67**	**-8,6**	4,8	BR MRJ 57
		06/2018	**-1,37**	**-6,6**	4,4	BR MRJ 133
101	VA	02/2018	**-2,62**	**-12,0**	8,9	BR MRJ 75
105	VA	12/2017	**-2,25**	**-12,6**	5,4	BR MRJ 60
		06/2018	**-2,58**	**-10,5**	10,1	BR MRJ 134
111	VA	06/2018	**-3,07**	**-17,9**	6,6	BR MRJ 135
116	VA	02/2018	**-0,50**	**-2,3**	1,7	BR MRJ 76
123	VA	12/2017	**-3,51**	**-20,0**	8,1	BR MRJ 68
		06/2018	**-3,40**	**-19,4**	7,8	BR MRJ 136
127	VA	06/2018	**-2,65**	**-16,1**	5,1	BR MRJ 137
132	VA	11/2010	**-3,57**	**-20,56**	8,0	JB 11 2010-9
		03/2011	**-3,01**	**-17,32**	6,8	BRE2011-CARNAUBA 001.raw
		08/2016	**-2,95**	**-17,0**	6,6	BR MRJ 07
		06/2017	**-3,04**	**-15,4**	8,9	BR MRJ 34
		12/2017	**-3,07**	**-17,4**	7,2	BR MRJ 61
		02/2018	**-3,11**	**-14,9**	10,0	BR MRJ 77
		06/2018	**-2,82**	**-15,9**	6,6	BR MRJ 138
136	VA	06/2018	**-2,78**	**-15,6**	6,6	BR MRJ 139
206	VA	02/2018	**-2,62**	**-11,8**	9,1	BR MRJ 85
		06/2018	**-1,87**	**-10,2**	4,8	BR MRJ 143
		08/2019	**-1,34**	**-8,8**	1,9	BR MRJ 144
PP Z	VA	08/2009	**-2,14**	**-14,40**	2,7	JBurte - 03
		11/2009	**1,76**	**5,56**	-8,6	Sr Zuca
		11/2010	**-1,95**	**-14,19**	1,4	JB 11 2010-2
		09/2012	**-1,85**	**-13,7**	1,1	VISTA ALEGRE
		12/2012	**-1,94**	**-13,8**	1,7	VISTA ALEGRE
201		02/2018	**-3,27**	**-18,2**	8,0	BR MRJ 81
202		02/2018	**-3,21**	**-18,3**	7,3	BR MRJ 82
204		02/2018	**-2,87**	**-15,6**	7,3	BR MRJ 83
P1		08/2016	**-2,66**	**-14,8**	6,5	BR MRJ 01

N° do ponto	Bacia	Data	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d-exc (‰)	Referência do laboratório
P11		11/2010	**-3,13**	**-18,80**	6,3	JB 11 2010-7
		03/2011	**-2,97**	**-18,18**	5,6	BRE2011-CAMPINA 001.raw
		09/2011	**-2,26**	**-14,70**	3,4	CAMPINA
		12/2011	**-1,55**	**-11,7**	0,7	CAMPINA
		03/2012	**-2,81**	**-18,3**	4,2	CAMPINA
		06/2012	**-2,62**	**-16,5**	4,5	CAMPINA
		09/2012	**-0,94**	**-7,7**	-0,2	CAMPINA
		12/2012	**-2,22**	**-13,1**	4,7	CAMPINA
		08/2016	**-3,09**	**-17,4**	7,3	BR MRJ 08
P19		08/2016	**-3,14**	**-18,1**	7,0	BR MRJ 16
P2		08/2016	**-2,92**	**-14,0**	9,4	BR MRJ 02
P20		08/2016	**-3,08**	**-17,4**	7,2	BR MRJ 17
P3		08/2016	**-0,78**	**-7,0**	-0,8	BR MRJ 03
P4		08/2016	**-1,68**	**-9,4**	4,0	BR MRJ 04
P5		12/2010	**-2,40**	**-16,61**	2,6	BOA FE 171210
		03/2011	**-2,85**	**-16,31**	6,5	BRE2011-BOAFE 001.raw
		09/2011	**-2,23**	**-13,80**	4,0	BOA FE
		09/2012	**-2,79**	**-15,9**	6,4	BOA FE
		12/2012	**-2,81**	**-15,9**	6,6	BOA FE
		08/2016	**-3,35**	**-17,0**	9,8	BR MRJ 05
		02/2018	**-3,56**	**-18,4**	10,1	BR MRJ 86
P6		12/2010	**-2,94**	**-19,76**	3,8	PIEDADE 171210
		03/2011	**-2,26**	**-19,23**	-1,2	BRE2011-PIEDAE 001.raw
		09/2011	**-0,49**	**-7,90**	-4,0	PIEDADE
		03/2012	**-1,91**	**-16,4**	-1,1	PIEDADE 001
		06/2012	**-1,51**	**-13,8**	-1,7	PIEDADE 001
		09/2012	**-2,08**	**-16,7**	-0,1	PIEDADE
		12/2012	**-2,11**	**-16,2**	0,7	PIEDADE
		02/2018	**-1,28**	**-9,4**	0,9	BR MRJ 87
P9		08/2009	**-1,27**	**-7,26**	2,9	JBurte - 09
		11/2010	**-2,90**	**-16,33**	6,9	JB 11 2010-8
		03/2011	**-1,33**	**-8,00**	2,6	BRE2011-PRAMIL 001.raw
		09/2011	**-1,45**	**-9,80**	1,8	PARADA MIL
		12/2011	**-1,56**	**-9,7**	2,8	PARADA MIL
PP		08/2009	**-3,12**	**-21,44**	3,5	JBurte - 01
Cacimbão C8	FOR	12/2017	**-2,17**	**-10,2**	7,2	BR MRJ 69
		06/2018	**-2,37**	**-10,5**	8,5	BR MRJ 118
Cacimbão		08/2009	**-2,44**	**-16,5**	3,0	JBurte - 05
Cacimbão		08/2009	**-3,68**	**-18,6**	10,9	JBurte - 06
Fonte Radar		08/2016	**-3,38**	**-17,9**	9,1	BR MRJ 10
		08/2016	**-3,45**	**-18,0**	9,6	BR MRJ 18
Açude		08/2009	**0,52**	**2,2**	-2,0	JBurte - 02

N° do ponto	Bacia	Data	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d-exc (‰)	Referência do laboratório
Açude		08/2009	**-0,99**	**-13,5**	-5,6	JBurte - 04
Açude	PIR	11/2009	**6,10**	**25,52**	-23,3	Acude das russas
Açude	IBI	06/2018	**1,65**	**6,7**	-6,5	BR MRJ 90
Açude	IBI	06/2018	**-1,32**	**-8,5**	2,1	BR MRJ 123
Açude	IBI	06/2018	**0,04**	**-1,0**	-1,3	BR MRJ 141

ANEXO X. Artigo publicado

The Version of Record of this manuscript has been published and is available in Isotopes in Environmental and Health Studies in 2020, available at: http://www.tandfonline.com/10.1080/10256016.2020.1797275

Taylor & Francis Word Template for journal articles

Marjorie Kreis[a]*; J. D. Taupin[b]; N. Patris[b] and E.S.P.R. Martins[c]

[a]*University of Montpellier, Montpellier, France/Federal University of Ceará, Fortaleza, Brazil, *marjorie.kreis@hotmail.fr; [b]IRD, HSM, University of Montpellier, Montpellier, France; [c]FUNCEME, Fortaleza, Brazil*

Isotopic characterisation and dating of groundwater recharge mechanisms in crystalline fractured aquifers: example of the semi-arid Banabuiú watershed (Brazil)

Sustainable groundwater management implies a good knowledge of recharge processes, especially in areas with water deficit, like the semi-arid region of Banabuiú watershed (Ceará State, Northeast of Brazil). In this zone, phreatic aquifers consist of Precambrian crystalline fractured reservoirs characterised by a high spatial anisotropy, both in terms of hydrodynamics and water quality. This study implemented a multi-tracer approach (^{18}O, ^{2}H, ^{14}C, ^{3}H, CFC, SF_6), combined with hydrodynamic data (i.e. groundwater levels) to identify the groundwater recharge origin and the recharge mechanisms, and to estimate the groundwater residence time. At the basin scale, hydrodynamic data and local observations indicated the high reactivity of aquifers to precipitation and suggested that infiltration processes occur mostly through preferential infiltration zones. Stable isotope data showed a major contribution of evaporated surface water in the recharge process from many artificial or natural ponds. Groundwater residence time determination highlighted the spatio-temporal heterogeneity of flow path organisation within aquifers, with variable contributions between fast vertical flow (present-day end-member; 15 to 85%) and a slower horizontal flow (old end-member <1960), underlining the vulnerability of aquifers to present-day environmental stress or pollution.

Keywords: stable isotopes; dating; groundwater; crystalline aquifers; semi-arid; Brazil

Introduction

Given the scarcity of surface water in arid or semiarid regions, groundwater (GW) constitutes generally the only reliable water resource for water supply. In fractured

crystalline aquifers, GW resources strongly depend on present-day recharge capability [1]. Therefore, the identification of the GW recharge mechanisms is an essential knowledge to understand hydro-geosystems functioning and to evaluate the sustainability of these water resources [2]. Compared to porous media, the flow and transport processes in fractured media are complex, because GW flow is localised within the discontinuities of the rock (i.e. fissures and fractures network) and is mainly controlled by the geometrical properties of the fracture network [3]. Due to this high heterogeneity and anisotropy of the media, the characterisation of GW flows in fractured hard rocks is generally quite challenging [3,4]. In crystalline basement areas, hydrogeological studies are of primary importance given the difficulties to quantify the GW recharge using conventional water balance and/or hydraulic methods. Previous research highlighted that isotopic methods are valuable tools for the characterisation of recharge processes and flow mechanisms in fractured hard rocks [2,4,5]. Indeed, the analysis of the stable isotope contents on the different compartments of the water cycle (i.e. precipitation, surface water and GW), combined with a GW residence time determination, constitutes a powerful integrative approach to understand the GW origin and flow path organisation within aquifers, and to identify the relationship between surface water and GW [2,4-8].

In the Ceará State (Brazil), almost 75% of the area consists of Precambrian basement rock that outcrops under a semi-arid climate. Despite the little aquifer potential of the crystalline basement, the GW contained in these aquifers enabled many cities to overcome the last prolonged drought (i.e. 2012-2016) thanks to the supplementation of the GW into the water distribution system of municipal networks or into strategic public water fountains. However, the global hydrogeological functioning of the Precambrian basement aquifers remains to this day very insufficiently understood

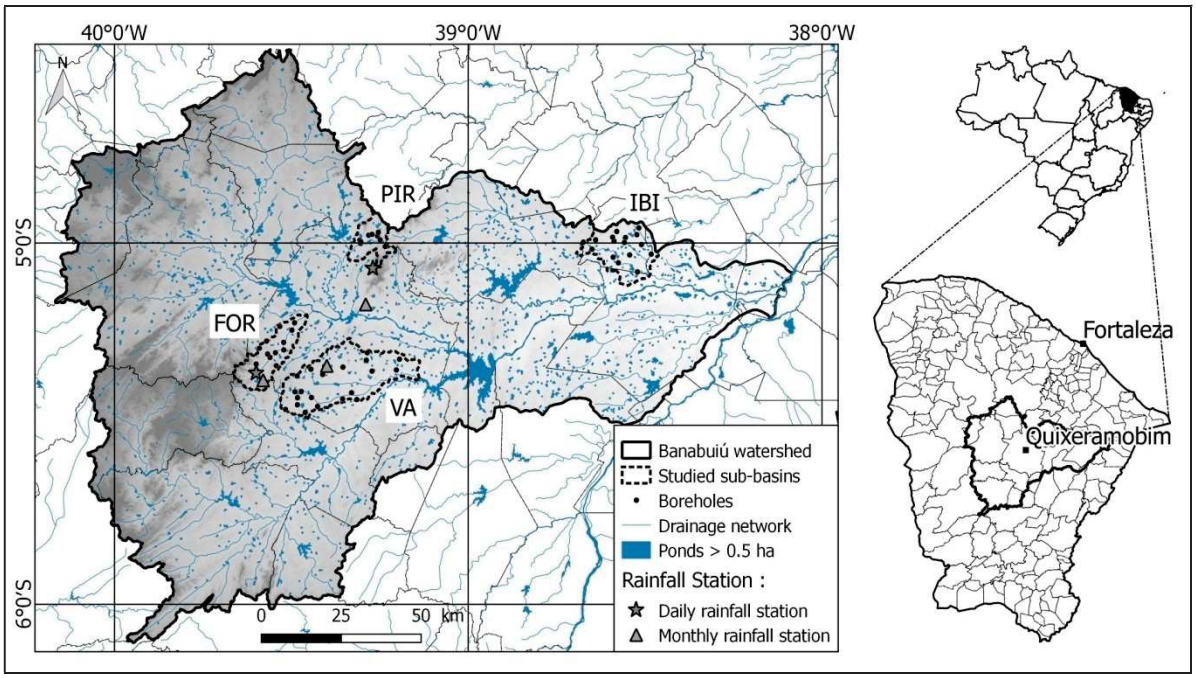
knowing the importance of this resource to cope with the lack of water, in a region where pressures on water resources continuously increase. This study applied a multi-tracer approach (^{18}O, ^{2}H, ^{14}C, ^{3}H, CFC, SF_6), combined with hydrodynamic data (i.e. GW levels), in order to (1) identify the GW recharge origin, (2) understand the recharge mechanisms of the Precambrian basement aquifers and (3) estimate the GW residence time. This multi-tracer approach is the first such attempt in the semi-arid region of Ceará and will contribute to a better knowledge and management of this resource.

Study area

Geographic, climatic and environmental context

The study region is located in the Ceará State, in the northeast of Brazil, between the latitudes 4°54'38″ and 5°29'08″S and the longitudes 38°27'38″and 39°39'55″W (municipalities of Quixeramobim and Ibicuitinga; Figure 1). The study area includes four sub-basins which are all part of the Banabuiú watershed, whose eponymous river drains an area of 19647 km² in a west-to-east direction.

Figure 1. Localisation of the study area.



The climate is semi-arid and characterised by a strong spatio-temporal heterogeneity of precipitation, high evaporation indices, and recurring droughts. The rainy season extends from December to July, with more than 70% of the rains concentrated in the period from February through May. These four rainy months, locally known as "*Quadra-chuvosa*", are related to the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) influence, where the northeast and southeast trades flow together. The ITCZ is characterised by strong upward motion and heavy rainfall in the north of the northeast of Brazil [9]. The mean annual rainfall of the Banabuiú watershed, calculated from the Thiessen polygon method for the 1981-2010 period, is about 709 mm (ranging from 257 to 1077 mm in the same period), while the mean annual potential-evapotranspiration is 1831 mm, which leads to a high water deficit in the area (>1000mm/yr). The 1981-2010 period is currently taken as official national climatology period used as reference for meteorological variables' statistics computation. The 2012-2016 period corresponded to the most severe 5-yr drought recorded in the systematic record. If considering the 2011-2019 period, the mean annual rainfall of the region would be about 580 mm (INMET Station n°82586 of Quixeramobim). Monthly mean

temperatures range between 25.7 and 28.5°C, with an annual mean of 27.2°C, while the relative humidity presents monthly mean values from 41.6 (July) to 85.9% (February), with an annual average of 61.0% (data from hydrometric INMET Station n°82586 of Quixeramobim, 1981-2010 period).

One of the characteristics of the study area is that all the rivers of the Ceará State are naturally intermittent. The recession time of rivers is extremely short [10]. The drainage network is dendritic, the density and orientation of the drainage being influenced by topography, lithology and tectonic structures. In the crystalline zones of the study, the flows are essentially Hortonian because of the low thickness and the low permeability of the soils. However, only intense rains cause significant flows and favour the filling of superficial reservoirs [11]. The recurrence of drought periods and the intermittency of watercourses has pushed public policies to support dam construction projects, in order to guarantee water supply during periods of water stress [10,11]. Banabuiú watershed is characterised by its large number of artificial or natural ponds (Figure 1), with more than 12820 reservoirs mapped out by the FUNCEME which have an area greater than 0.5 Ha, and 1415 dams with an area greater than 5 Ha [12]. The water storage in these dams are subject to high evaporation losses and, consequently, to salinization problems [10]. Given the climatic pressure, many efforts have been made to build boreholes in order to ensure the water supply for rural populations during prolonged low-flow periods.

The study area corresponds to four sub-basins of the Banabuiú watershed that have the particularity of having already been studied (historical data; [11]). These are the sub-basins of Forquilha (FOR; 214 km²), Pirabibú (PIR; 127 km²), Vista Alegre (VA; 550 km²), located in the municipality of Quixeramobim, and the Ibicuitinga sub-basin (IBI; 286 km²), located between the municipalities of Ibicuitinga and Morada

Nova (Figure 1). In terms of geomorphology, the altitudes of the Banabuiú watershed range between 1105 and 21 masl (maximum and minimum values outside the study area), the highest relief being observed in the western part of the basin. The different sub-basins present an undulating to slightly undulating relief. Their characteristics are summarised in the supplementary online material, Table SM1.

Geological and hydrogeological context

Almost 96.5% of the area of Banabuiú watershed is characterised by the outcropping of the Precambrian basement, composed of magmatic and metamorphic rocks of the gneiss type, migmatites, as well as plutonic and metaplutonic rocks of predominantly granitic composition [12]. The different lithostratigrafic units are oriented NE-SW in accordance with the main fracturing (supplementary online material Figure SM1). The basement is covered on the remaining 3.5% by tertio-quaternary covers corresponding to deposits of colluvio-alluvial formations (sandy clay or clayey sand sediments). Ibicuitinga watershed, which is the flatter basin, is the only watershed that presents these sedimentary formations.

In the crystalline basement, the presence of an aquifer is related to the degree of weathering and fracturing of the rock, considering that the primary porosity of the crystalline rocks is almost zero. Due to the semi-arid climate, the alteration mantle of the rock is generally thin or inexistent [13], which implies that most of the water storage occurs in the network of fissures and fractures [14]. The absence of the alteration mantle may allow a direct connection between the surface drainage system and the fracture network.

Typically, crystalline basements have little aquifer potential because of their low permeability. In the study area, water wells generally have low flow rates (≈1 to 3 m^3/h), and have an average depth of 57m [15]. According to Santiago et al. [16], there is

no regional subterranean flow within the Cearense crystalline aquifer. In addition to the quantitative problem, the water contained in crystalline aquifers of the semi-arid region of Ceará is subject to significant problems of salinization. Based on data from 1991 boreholes implanted in the crystalline basement, Burte [11] highlighted wide ranges of electrical conductivity (EC) with EC values higher than one would expect in this type of environment (median EC value of 2375 µS/cm). The strong heterogeneity and anisotropy that can be encountered in the Precambrian basement aquifer system implies that boreholes exploit isolated fractures, which explains the great differences in chemical composition, static levels or flows that can be observed between two neighbouring boreholes.

Materials and methods

Groundwater survey

A monthly piezometric and physico-chemical monitoring (pH, temperature, EC) has been set up since April 2018 to observe the hydrodynamic response of the aquifer to precipitation, over a network of 56 boreholes implanted in the crystalline aquifer and distributed between the four sub-watersheds. In addition, 77 measurements sporadically conducted on this network between August 2016 and February 2018 were added to the database. The monthly GW level monitoring was supplemented by high-resolution piezometric monitoring (hourly frequency) from three pressure sensors. Boreholes equipped with a pump had level measurements carried out before pumping or under conditions close to the static level. Monthly physicochemical parameters were measured in situ, after a 15 minutes pumping.

Groundwater and surface water sampling

Stable isotope ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) analyses were developed over different hydrological periods (end of the wet and dry seasons) between August 2016 and June 2018 on 59 boreholes (118 samples) and 3 surface water sampling sites. Moreover, historical stable isotope analyses, taken quarterly from the study area between August 2009 and December 2012, were added to this recent database (12 boreholes and 10 dams, 62 samples each). For the GW residence time determination, GW samples were collected in November 2009 (3 samples) and February 2018 (7 samples) for ^{14}C and ^{3}H analyses, and in June 2019 (10 samples) for CFC and SF_6 analyses. Each GW sample was collected after a 30 minutes pumping or after the stabilisation of the physicochemical parameters (pH, temperature, EC), which ensured a good representation of the aquifer.

Rainwater sampling

The study of the stable isotopic composition of precipitation is a powerful tool to characterise the input signal of GW [17], as shallow GW resources generally reflect the long-term mean isotopic composition of precipitation. Thus, three experimental rainfall stations were operated between January 2011 and July 2019 in the municipality of Quixeramobim in order to implement a monthly monitoring of the stable isotopic composition of rainwater. Due to the impossibility of burying the collection system, the water collector was stored inside an isothermal box lined with aluminium foil, in order to minimize the effects of evaporation during the monthly storage. For technical and economic reasons, sampling was carried out around the 1st of the month (±48h) between January and July, period in which 95% of the annual precipitation are concentrated. Because of the high risk of evaporation that may occur inside the water collector during the monthly storage, two existing conventional rainfall stations of Quixeramobim were

adapted in 2018 to implement a daily monitoring of the rainwater isotopic signal (Radar and Riacho Verde stations). Water collectors were adapted with the same technique used for monthly monitoring. The daily rainfall sampling is being carried out every day of the year around 7am, since March 23, 2018. The descriptions of the five rainfall stations are summarised in the supplementary online material, Table SM2.

Isotope and dating analyses

All rainwater, surface water and GW samples for stable isotope analyses (oxygen-18 and deuterium) were packaged in transparent plastic bottles of 20 ml, hermetically closed by an inner cap and a plastic cap. After sampling, samples were stored in a dark refrigerated container before being transported to the laboratory in France. Stable isotope analyses were performed in Montpellier (France) at the water stable isotope analysis Laboratory (LAMA) of Hydrosciences Montpellier. Results are expressed in δ ‰ vs V-SMOW as defined by Craig [18]. The analytical error is ± 0.08 ‰ for $\delta^{18}O$ and ± 0.8 ‰ for $\delta^{2}H$.

The GW ^{14}C and ^{3}H analyses were performed at the laboratory of the University of Avignon (France), while CFC and SF_6 analyses were carried out at the Geosciences laboratory of the University of Rennes (France). ^{14}C activities are expressed as pMC (percent modern carbon), with pMC=100% corresponding to post-1950's infiltrated waters. ^{3}H activities are expressed in tritium units (TU). Analytical errors are respectively about 0.5 pMC and 0.3 TU.

Results and discussion

Isotopic characterisation of precipitation

The isotope monitoring of rainwater conducted since 2011 aims at defining the isotope

input signal of GW resources. During the 2011-2019 period, the annual mean precipitation was of 580 mm. However, it appears that the years 2012 to 2016 were particularly affected by the drought, with a decrease of the annual precipitation of about 40 % compared to the 1981-2010 period ($P_{\text{annual mean 2012 -2016}}$ = 434 mm). Isotopic analysis of the 151 monthly rainwater collections on the whole period revealed a highly evaporated isotopic line with respect to the GMWL, with a slope coefficient of 6,41 (r^2 = 91 %). Moreover, almost half (85/151values) of the monthly data showed evaporated values with d <10 ‰ regardless of the amount of monthly precipitation. The comparison between monthly and daily data over the same period revealed that monthly data present more enriched values and lower d than daily samplings. Thus, monthly data present a bias possibly due to the insufficient preservation of the rainwater during the monthly collection (evaporation and associated isotopic fractionation within the water collector during the monthly storage) and may not be related to evaporation processes during the water drop fall. Therefore, daily data appear to be more appropriate than monthly data to correctly define the isotope input signal.

The isotopic composition of rainwater has been therefore determined from the analysis of 212 daily rainfall samples, collected on 2 rainfall stations over the period from 23/03/2018 to 22/10/2019. The $\delta^{18}O$ values of precipitation ranged from -12.97 to +2.27 ‰, and the $\delta^{2}H$ values ranged from -98.5 to +20.2 ‰. This important variability of isotopic ratios is a characteristic of tropical regions with strong seasonal contrasts [19]. Evaporated samples corresponding to minor rainfall events and due to undersaturation of the atmosphere were not taken into account to establish the Local Meteorological Water Line (≈ 13 % of the total data). The preliminary LMWL of Quixeramobim thus obtained from the daily monitoring network is defined by the following equation:

$$\delta^2H = 8.18*\delta^{18}O + 14.52 \ (r^2 = 98\ \%, n = 184) \quad (1)$$

The slope coefficient of this partial LMWL is consistent with the GMWL. However, the y-intercept value of equation (1) shows a deuterium-excess *d* notably greater than +10 ‰. The proximity of the study zone to the Atlantic coast (≈ 190 km) and thus, to the oceanic moisture source, should imply a strong similarity between GMWL and LMWL. Nonetheless, IAEA-GNIP data obtained from the unevaporated precipitation chronic of Fortaleza (1965-1984 period, n = 50) also showed a *d* value higher than the GMWL, equal to +12.7 ‰ (r^2 = 97 %). As a consequence, the high *d* value obtained from equation (1) probably indicates that local precipitation partly results from a recycling of continental vapours induced by the evaporation of soils, plants or water bodies such as surface water [17]. A mixing of the oceanic moisture with recycled continental vapours which come from the numerous artificial or natural ponds is probably the first cause of high observed *d* value, but an occasional recycling with continental vapours from the Amazonian region could also be added to this first cause [17]. In any case, these two years of daily monitoring represent a first estimation of the input signal and measurements will be continued in order to validate the present definition of Quixeramobim's LMWL.

The annual mean isotopic composition of rainfall, weighted by rainfall amounts and determined from daily data obtained over the two years monitoring, is -3.21 ‰ for $\delta^{18}O$ and -12.0 ‰ for δ^2H (n = 212). At the monthly scale, precipitation monitoring allows to observe a seasonal variability of isotopic compositions, with weighted monthly mean isotopic concentrations generally more depleted during the rainiest months (February to May; $r^2 \approx 0.5$; Table 1). The same behaviour was observed at Fortaleza during the period from 1965 to 1984 [20]. These monthly variations, in agreement with the classic pattern that controls the isotopic composition of precipitation

during the year in the tropics, are related to the mass effect, which appears to be the main factor affecting the isotopic signature of precipitation in north-eastern Brazil [21]. In addition, the comparison of the isotopic composition of rainfall between the two stations enables the observation of an altitude effect, with more depleted values for the Radar station, which is located 395m of altitude above the Riacho Verde station (Table 1).

Table 1. Monthly weighted mean isotopic values of precipitation and monthly rainfall amounts obtained from the two monitoring stations (Riacho Verde and Radar).

	Date	01/18	02/18	03/18	04/18	05/18	06/18	07/18	08/18	09/18	10/18	11/18	12/18
RV	W. $\delta^{18}O$ mean (‰)	-	-	-3,09	-4,47	-2,54	-0,40	-0,36	-	-	-	2,27	-0,94
	Monthly Rainfall (mm)	-	-	70	249	88	25	8	0	0	0	3	64
RAD	W. $\delta^{18}O$ mean (‰)	-	-	-4,15	-4,49	-2,95	-1,16	-0,57			-0,53	-0,85	-1,30
	Monthly Rainfall (mm)	-	-	39	275	157	16	5	0	0	14	4	15
	Date	01/19	02/19	03/19	04/19	05/19	06/19	07/19	08/19	09/19	10/19	11/19	12/19
RV	W. $\delta^{18}O$ mean (‰)	-2,53	-3,09	-3,37	-3,54	-3,20	-0,92	-0,79	-	-	-	-	-
	Monthly Rainfall (mm)	132	248	150	105	100	56	67	0	0	-	-	-
RAD	W. $\delta^{18}O$ mean (‰)	-3,07	-3,58	-3,46	-5,08	-2,36	-1,74	-1,52	-	0.54	0.49	-	-
	Monthly Rainfall (mm)	172	134	95	191	78	20	99	0	1	2	-	-

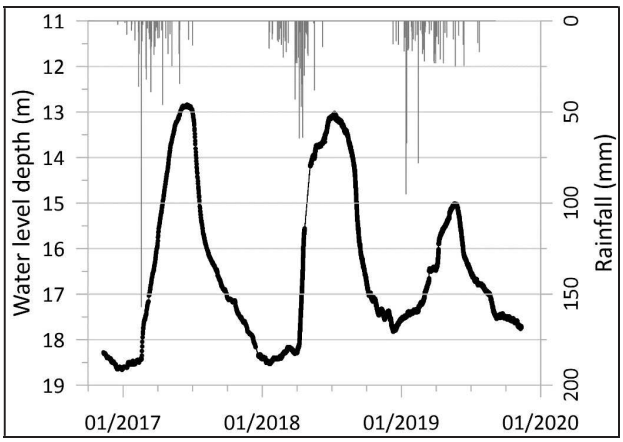
Characterisation of groundwater recharge mechanisms

Hydrodynamics

Piezometric levels monitoring showed that high water levels are reached between May and July following the mean rainfall season, while the low water levels are reached at the end of the dry season around December/January (Figure 2). Generally speaking, our GW survey highlighted the high heterogeneity of the crystalline media, with EC ranging between 1059 and 14260 µS/cm, shallow water levels comprised between 0.76 and

21.7m deep and seasonal variations of water level contrasted depending on boreholes (varying from 0.6 to 11.3m).

Figure 2. Seasonal fluctuation of water table depth (in black) in the crystalline basement aquifer. Daily rainfall (in grey) measured at Ibicuitinga Station (n°202).



The absence of DGPS levelling did not allow the development of piezometric maps, but the survey enabled to observe the high reactivity of the aquifer to precipitation and to the form of rainfall distribution (significant increase of the water table when the rainy events are significant or cumulative in a limited time; Figure 2). A number of boreholes showing strong seasonal variations (> 2m) are close to potential preferential infiltration zones (such as edges of surface water reservoirs, stream-channel beds, local depression zones, or even a recharge through the alluvium). The low soil thickness, the non-uniform grain size and the higher clay contents of the upper soil layers favour Hortonian-type flows, which leads to a predominant runoff compared to infiltration during intense rain or rain events concentrated over short periods of time. The geomorphology of the area and the presence of numerous ponds (natural or artificial) imply localised endorheism. Therefore, the recharge of the aquifer is probably favoured by the accumulation of water in these areas propitious to infiltration.

Isotopic characterisation of groundwater

The isotopic characterisation of GW is based on the analysis of 180 GW samples corresponding to 62 distinct boreholes sampled between 2009 and 2018, and on the analysis of 65 surface samples corresponding to the sampling of 10 dams between 2009 and 2012 and 3 dams in 2018. Analytical results of the GW stable isotope are available in the supplementary online material, Table SM3. Stable isotopic composition of GW ranged from -4.19 to +1.76 ‰ for $\delta^{18}O$, -25.1 to +8.0 ‰ for $\delta^{2}H$ and -8.6 to +11.6 ‰ for *d*. Mean values and standard deviations are respectively of -2.20 ± 0.93 ‰ for $\delta^{18}O$, -13.3 ± 5.0 ‰ for $\delta^{2}H$ and 4.4 ± 3.3 ‰ for *d*. When plotting the isotopic data of GW, surface water and daily precipitation on a $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ diagram (Figure 3), we can observe that GW and surface water data are scattered along linear regression lines defined by the following equations:

- On one side, a linear regression line corresponding to GW data:

$$\delta^{2}H = 5.01 * \delta^{18}O - 2.21 \quad (r^2 = 90\ \%,\ n = 180) \qquad (2)$$

- On the other side, a linear regression line corresponding to surface water data:

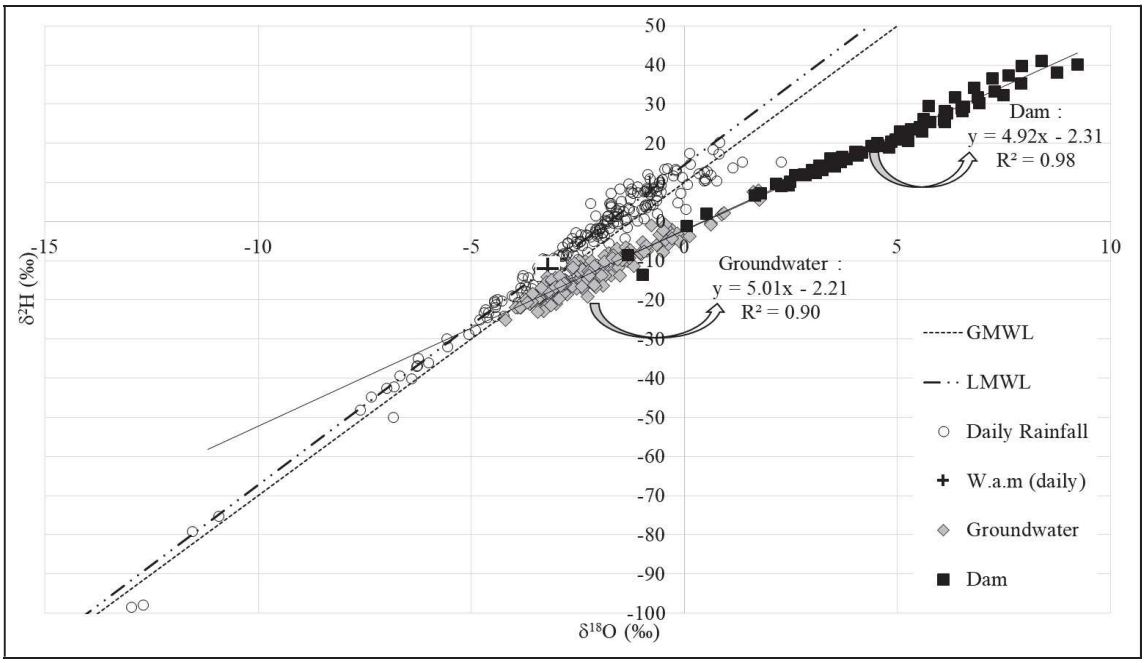
$$\delta^{2}H = 4.92 * \delta^{18}O - 2.31 \quad (r^2 = 98\ \%,\ n = 65) \qquad (3)$$

Evaporation from the surface waters is obvious from its $\delta^{18}O$ values ranging between -1.32 and +9.23 ‰ and from the slope of 4.92 in equation (3). Equation (3) thus symbolises the regional evaporation line. In the same way, GW samples are aligned along a line of slope 5.01 which indicates that meteoric waters have suffered evaporation prior to their infiltration into the aquifer [22]. Indeed, all GW data present isotopic values marked by the presence of evaporated water if compared to the current definition of the LMWL (Figure 3). The strong similarity between equation (2) and equation (3) highlights that GW recharge is mostly realised indirectly through a mixture process with evaporated surface water [8]. However, the intercept between the GW

linear regression line and the LMWL of the $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ diagram (Figure 3) shows an offset of about -2 ‰ in $\delta^{18}O$ compared to the present definition of the precipitation weighted annual mean (i.e. isotope input signal). This offset may correspond to the natural inter-annual variability of the weighted annual mean isotope composition of rainfall, but could also highlight that only intense rainfall events from the rainy season (i.e. February to May) really participate to the GW recharge. This last hypothesis is supported by the GW level survey and by the weighted monthly mean isotopic composition most depleted during the rainiest months.

The spatial heterogeneity of GW isotopic composition existing between neighbouring boreholes (supplementary online material Figure SM2), which was already observed from GW survey, suggests that waterwells explore isolated fracture systems and that the recharge processes occur locally. These observations support the fact that there is no regional subterranean flow within the Cearense crystalline aquifer [16]. Moreover, historical stable isotope data obtained from the 2009-2012 GW monitoring showed a seasonal variation of the GW 18-oxygen concentrations of about -1.03 to -3.90 ‰ depending on the borehole. Therefore, seasonal or (inter)annual variability of GW isotopic signal of most boreholes suggests rapid recharge and circulation processes within the aquifer.

Figure 3. Isotopic composition of groundwater (grey diamonds), surface water (black squares) and daily rainfall (white circles).



Groundwater residence time

Estimation of GW residence time via a multi-tracer approach (^{14}C, ^{3}H, CFC, SF_6) allowed to evaluate the apparent age of GW. Indeed, ^{14}C and ^{3}H analyses highlighted a large contribution of post-1950's water with values of ^{14}C generally higher than 100 pMC and a measurable presence of tritium ($\leq 0.3 < {}^{3}H < 1$TU; Table 2).

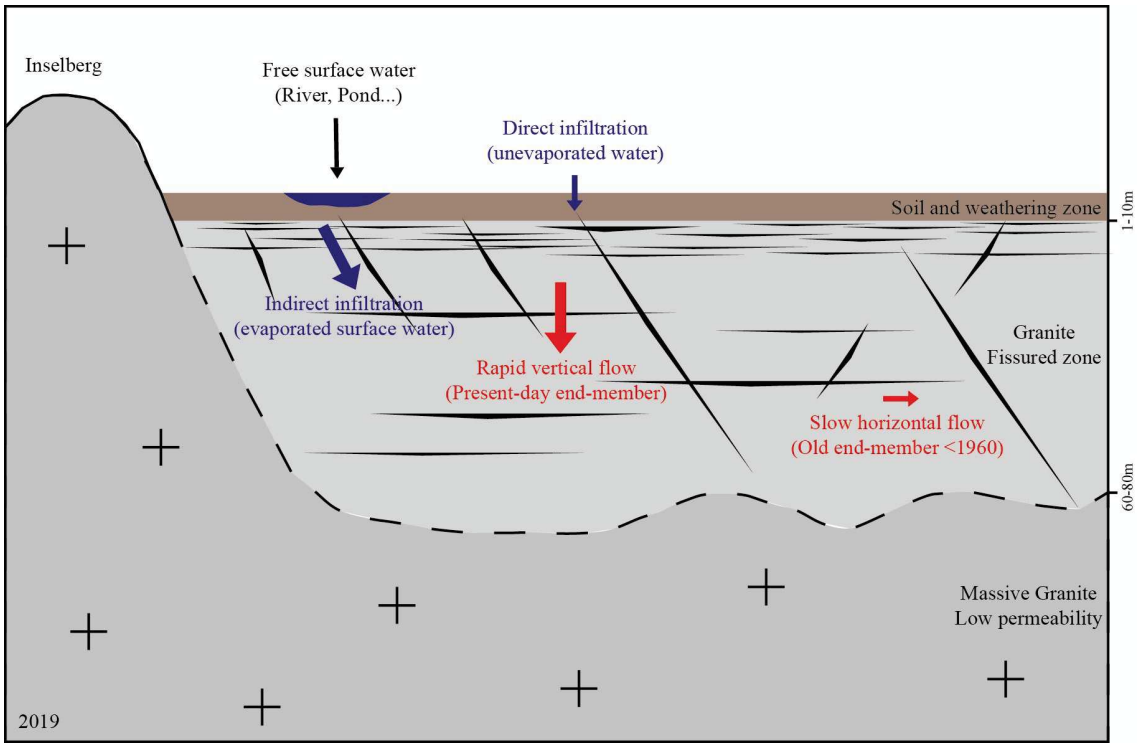
Table 2. Analytical results of ^{14}C and ^{3}H in groundwater.

	Point	**Date**	**^{14}C (pMC)**	**^{3}H (TU)**
Forquilha	FOR 144	12/2017	103.6 ± 0.5	0.6 ± 0.3
	FOR 151	12/2017	98.3 ± 0.5	≤ 0.7
	FOR P7	11/2009	126.7 ± 0.5	0.7 ± 0.6
Ibicuitinga	IBI 160	12/2017	91.8 ± 0.5	≤ 0.3
	IBI 96	12/2017	73.2 ± 0.6	≤ 0.4
Pirabibú	PIR 52	12/2017	105.6 ± 0.5	≤ 0.5
	PIR P16	12/2017	105.3 ± 0.5	0.7 ± 0.3
	PIR 49	11/2009	124.4 ± 0.6	1 ± 0.4
Vista Alegre	VA 132	12/2017	110.1 ± 0.5	≤ 0.7
	VA PPz	11/2009	119.5 ± 0.5	0.9 ± 0.5

However, CFC and SF_6 analyses showed that the most coherent model for almost all samples was a Binary Mixture Model (BMM; of the piston flow type) between an old

end-member (<1960) and a present-day end-member (supplementary online material Table SM4), consistent with ^{14}C and ^{3}H data. The BMM suggests different GW flow path organisation with variable contributions between a fast vertical flow (present-day end-member; 15 to 85%) and a slower horizontal flow (old end-member). The strong contribution of present-day recharge validate the hypothesis of rapid recharge and circulation processes. A basic conceptual model of the processes is proposed in the Figure 4.

Figure 4. Basic conceptual model of the recharge processes and time residence of the groundwater contained in the fractured crystalline aquifers of semi-arid Ceará. The time residence data is based on the year 2019. Large arrows correspond to a dominancy of the process regarding to the other.



Conclusions

This study provided new insights into the hydro-geosystems functioning and the recharge mechanisms of the shallow fractured crystalline aquifers of Ceará. Indeed, hydrodynamic data highlighted the high reactivity of aquifers to precipitation and to the form of rainfall distribution, with a strong regular increase of the water table when the rainy events are significant or cumulative in a limited time. The fast raising of GW levels, combined with geomorphological and pedological information, suggests that infiltration of waters occurs principally through preferential infiltration zones. The analysis of stable isotope data allowed to specify that Precambrian basement aquifers of the semi-arid region of Ceará are mainly recharged by meteoric waters through indirect infiltration from evaporated surface water. The GW residence time determination, through a multi-tracer approach, has provided useful information about the spatio-temporal heterogeneity of flow path organisation within aquifers, with variable contributions between a fast vertical flow (present-day end-member; 15 to 85%) and a

slower horizontal flow (old end-member <1960). In consequence, hydrodynamic and hydrogeochemical data suggest that crystalline basement aquifers are rapidly recharged by evaporated surface waters through preferential infiltration zones (i.e. low points of the relief). The seasonal variability of the GW isotopic composition presupposes that the mixing proportion between direct and indirect infiltration varies over the year, once again emphasizing the spatio-temporal heterogeneity of these processes. This research proves that local aquifer systems are highly heterogeneous, but well connected to the land surface. This implies that aquifers are very sensitive to drought and pollution, which are important parameters for the sustainable management of these water resources.

Acknowledgments

This work is part of the multidisciplinary French-Brazilian cooperation between IRD and FUNCEME. The authors would thank the FUNCEME for all the financial and technical support.

Declaration of interest statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

References

[1] Gustafson G, Krásný J. Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. Appl. Hydrogeol. 1994;2(2):64-75.

[2] Ahmed AA, Shabana AR, Saleh AA. Using hydrochemical and isotopic data to determine sources of recharge and groundwater evolution in arid region from Eastern Desert, Egypt. J. of African Earth Sci. 2018;151:36-46.

[3] Guihéneuf N, Boisson A, Bour O, et al. Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. J. of Hydrol. 2014;511:320-334.

[4] Sukhija BS, Reddy DV, Nagabhushanam P, et al. Characterisation of recharge processes and groundwater flow mechanisms in weathered-fractured granites of Hyderabad (India) using isotopes. Hydrogeol. J. 2006;14(5):663-674.

[5] Babaye MSA, Orban P, Ousmane B, et al. Characterization of recharge mechanisms in a Precambrian basement aquifer in semi-arid south-west Niger. Hydrogeol. J. 2018;27(2):475-491.

[6] Nkotagu H. Application of environmental isotopes to groundwater recharge studies in a semi-arid fractured crystalline basement area of Dodoma, Tanzania. J. of African Earth Sci. 1996;22(4):443-457.

[7] Santoni S, Huneau F, Garel E, et al. Residence time, mineralization processes and groundwater origin within a carbonate coastal aquifer with a thick unsaturated zone. J. of Hydrol. 2016;540:50-63.

[8] Hao S, Li F, Li Y, et al. Stable isotope evidence for identifying the recharge mechanisms of precipitation, surface water, and groundwater in the Ebinur Lake basin. Sci. of the Total Environ. 2018;657:1041-1050.

[9] FUNCEME. Para entender melhor a previsão climática para a estação chuvosa no Ceará e glossário de termos meteorológicos [For a better understanding of the weather forecast for the rainy season in Ceará and glossary of weather terms]. Fortaleza: FUNCEME; 2018.

[10] Santiago MMF, Frischkorn H, Neto PS, et al.The recharge mechanisms in an alluvial aquifer zone in northeast Brazil. Groundwater. 2001;39(1):18-23.

[11] Burte J. Os pequenos aquiferos aluviais nas areas cristalinas semi-aridas: Funcionamento e estratefias de gestao. Estudo de caso no Nordeste brasileiro [Small alluvial aquifers in semi-arid crystalline areas: Functioning and management strategies. Case Study in Northeast Brazil] [dissertation]. Montpellier (France): University of Montpellier; 2008.

[12] INESP. Caderno regional da sub-bacia do Banabuiú. Vol.2. [Regional notebook of the Banabuiú sub-basin. Vol.2]. Fortaleza: INESP; 2009.

[13] MMA. Atlas das áreas susceptíveis à desertificação do Brasil [Atlas of areas susceptible to desertification in Brazil]. Brasília: MMA/SRH/UFPB; 2007.

[14] Asomaning G. Estudo comparativo sobre as condições hidrogeológicas das rochas precambrianas nos estados da Paraiba e São Paulo, Brasil e Gana, África Ocidental [Comparative study on hydrogeological conditions of precambrian rocks in the states of Paraiba and Sao Paulo, Brazil and Ghana, West Africa] [dissertation]. São Paulo (Brazil): University of São Paulo; 1992.

[15] Da Silva FJA, De Araújo AL, De Souza RO. Águas subterrâneas no Ceará–poços instalados e salinidade [Groundwater in Ceará - installed wells and salinity]. Revista Tecnolog. 2007;28(2):136-159.

[16] Santiago MMF, Frischkorn H, Mendes Filho J. Mecanismos de Salinização em águas do Ceará, Rio Grande do Norte e Piauí [Salinization mechanisms in waters of Ceará, Rio Grande do Norte and Piauí]. Revist. Águas Subterrâneas. 2000;1-16.

[17] Gastmans D, Santos V, Galhardi JA, et al. Controls over spatial and seasonal variations on isotopic composition of the precipitation along the central and eastern portion of Brazil. Isotopes in environ. and health stud. 2017;53(5):518-538.

[18] Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Sci. 1961;133(3467):1833-1834.

[19] Taupin JD, Gallaire R, Arnaud Y. Analyses isotopiques et chimiques des précipitations sahéliennes de la région de Niamey au Niger: implications climatologiques [Isotopic and chemical analyses of Sahelian rainfall in the Niamey region of Niger: climatic implications]. In: Peters NE, Coudrain-Ribstein A, editors. Hydrochemistry. Proceedings of the Rabat Symposium; May 1997. IAHS Publ. 244:151-162.

[20] Da Silva Nobre ME, Gomes DF, Vasconcelos SMS, et al. Estudo hidroquímico-ambiental do aquífero aluvionar do baixo Jaguaribe, Itaiçaba–Ceará [Hydro-environmental study of the alluvial aquifer of the lower Jaguaribe, Itaiçaba–Ceará]. Revist. do inst.Geol. 2019;39(3):77-92.

[21] Bertrand G, Hirata R, Auler A, et al. Groundwater isotopic data as potential proxy for Holocene paleohydroclimatic and paleoecological models in NE Brazil. Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol. 2017;469:92-103.

[22] Chatton E, Aquilina L, Petelet-Giraud E, et al. Glacial recharge, salinization and anthropogenic contamination in the coastal aquifers of Recife (Brazil). Sci. of the Total Environ. 2016;569, 1114-1125.

ANEXO XI. Perfis de condutividade

Perfis de condutividade foram realizados durante esta pesquisa graças ao uso de um *CTD-Diver*®[1] em vários poços (24 poços, 33 perfis) e durante vários períodos hidrológicos (03/2019, 06/2019, 08/2019, 09/2019). Os objetivos eram de verificar a representatividade das amostras coletadas em poços não equipados (amostragem manual) e de avaliar a evolução hidroquímica da agua de um poço em função da profundidade e da época de amostragem.

1) Qualidade das medições

Considerando que a calibração dos sensores do *CTD-Diver*® não pode ser feita manualmente (deve ser feita em fábrica), a validade das medições obtidas com o *CTD-Diver*® foi verificada comparando os valores de condutividade com os da sonda multi-paramétrica *Aquaprobe*® *AP-700*, e os valores de pressão com os da sonda piezométrica (o *CTD-Diver*® foi instalado na ponta do medidor de nível). Esta avaliação permitiu evidenciar que os valores de CE obtidos com o *CTD-Diver*® apresentam valores de CE levemente superestimadas (≈10%) em comparação aos valores medidos com a sonda *Aquaprobe*®. Exceto este leve viés, as variações de CE medidas são representativas das variações existentes no poço.

Para realizar os perfis de condutividade, a frequência de medição do *CTD-Diver*® foi ajustada para 2 ms. A fim de verificar que a qualidade dos dados obtidos com o *CTD-Diver*® (em relação à frequência do passo de medição selecionado), foi realizado um teste para verificar se a velocidade de descida do *CTD-Diver*® no poço influenciaria a medição da condutividade. A comparação dos resultados obtidos entre uma descida rápida e lenta (Figura 1) permitiu verificar que a velocidade de descida do sensor de medição não influência a precisão dos dados de condutividade.

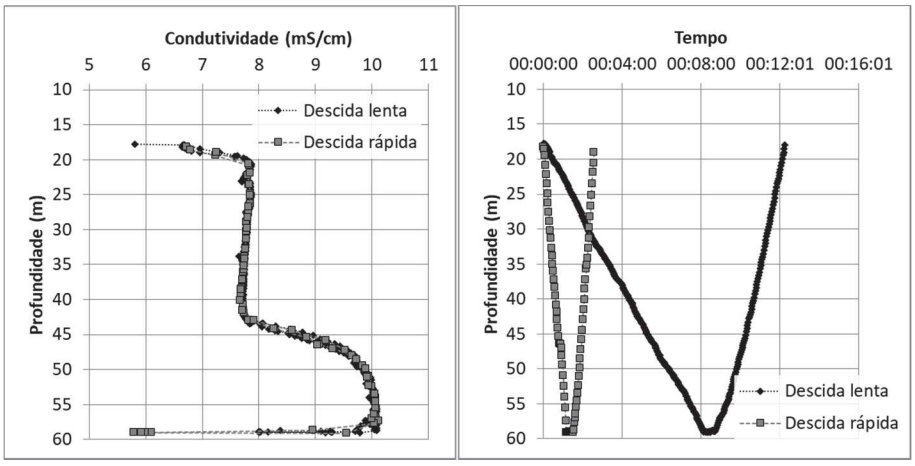


Figura 1: Teste de validade do CTD-Diver®

[1] O *CTD-Diver*® permite medir e registrar de forma continua as variações de pressão, de salinidade e de temperatura da água.

2) Resultados

Os perfis de condutividade foram feitos em poços não equipados. Portanto, eles podem apresentar um viés devido ao estado estacionário da água no poço. Idealmente, estes perfis deveriam ser feitos antes e após o bombeamento do poço (renovação total da coluna de água). Contudo, não encontramos poços equipados acessíveis à medição: somente os poços não equipados tinham o espaço necessário para poder passar a sonda CTD-Diver.

Assim, a realização dos perfis de condutividade permitiu evidenciar três tipos de perfis "padrões". Por um lado, observem-se poços (10/24 poços) cuja condutividade é uniforme em toda a profundidade do poço, exceto nos primeiros metros em que a condutividade é menor (Figura 2). Destaca-se que no fundo dos poços, a CE diminui também. Contudo, esta diminuição corresponde a um artefato de medição devido provavelmente à presença de sedimentos acumulados no fundo do poço que perturba a medição da condutividade.

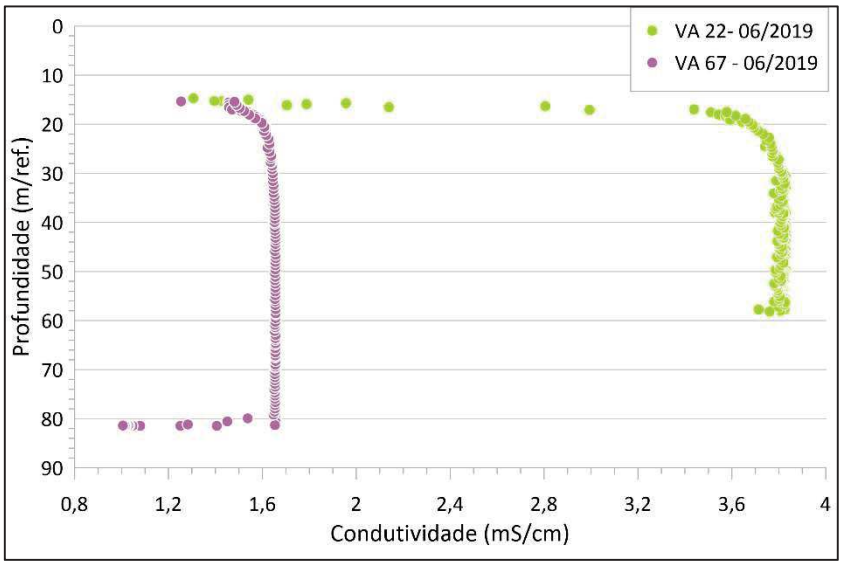


Figura 2: Perfil de condutividade de um poço alimentado por uma fratura. Exemplo dos poços VA 22 e VA 67.

O fato de observar uma uniformidade da CE sobre toda a coluna de água poderia ser interpretado com a assinatura de uma fratura única alimentando o poço. Além disso, os valores mais baixos de condutividade nos primeiros metros poderiam sugerir:

- a existência de uma "contaminação" com águas menos mineralizadas, infiltrando-se ao longo do tubo ou diretamente pela boca do poço (os poços não equipados sendo com frequência sem tampa);

- a existência de uma camada geológica superficial mais permeável (manto de alteração ? Poço misto?) favorecendo a circulação das águas e dos sais.

Por outro lado, observem-se poços (11/24 poços) cuja condutividade não é uniforme: a condutividade aumenta de maneira escalonada com a profundidade (aumento não linear e abrupto; Figura 3). Neste caso, não se trata de uma estratificação vertical ligada à diferença de salinidade (e, portanto, de densidade) da água: esta estratificação hidrogeoquímica vertical poderia provavelmente ser interpretada como a presença de diferentes fraturas de qualidade distinta que alimentam o poço. Considerando que o meio cristalino é altamente heterogêneo e que a transmissividade diminui estatisticamente com a profundidade, a forte estratificação hidrogeoquímica vertical observada poderia ser ligada a maiores tempos de transito devido à diminuição da densidade de fraturas e, pois, a diminuição da permeabilidade com a profundidade [Lachassagne et al., 2021]. A determinação dos tempos de residência com os CFC e SF_6 evidenciaram processos de mistura entre águas jovens atuais e águas mais antigas, o que é coerente com as presentes observações e a hipótese de uma mistura de água de qualidade distinta oriunda de fraturas distintas.

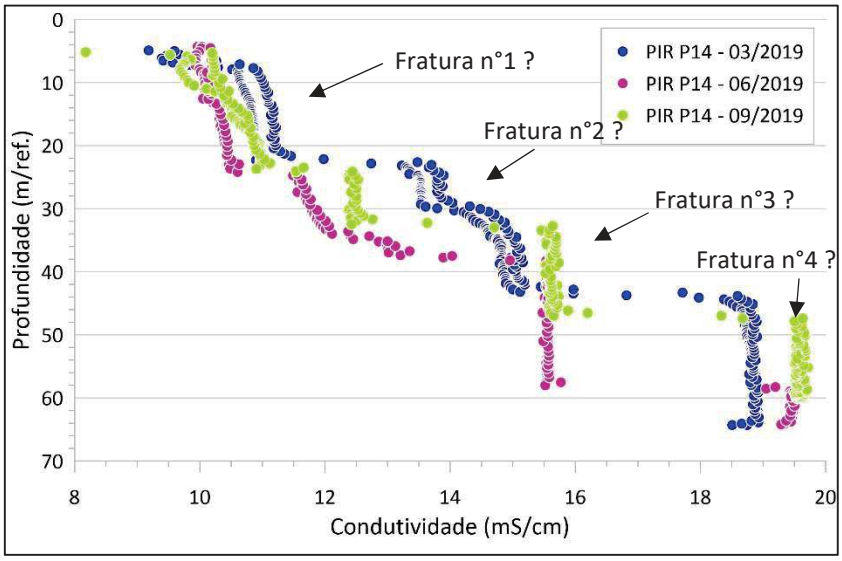


Figura 3: Perfil de condutividade de um poço alimentado por várias fraturas em diferentes períodos hidrológicos. Exemplo do poço PIR P14.

A realização dos perfis de CE foi feita em P14 (Figura 3) durante diferentes momentos do ciclo hidrológico: em março 2019 (estação chuvosa e mês durante qual a recarga do aquífero aconteceu) e em junho e setembro 2019 (estação seca, período sem recarga do aquífero). Assim, observe-se na Figura 3 que a condutividade das fraturas varia em função do período hidrológico. Isso nos mostra que cada fratura evolui de maneira independente, que seja em termos de proporção de mistura, de qualidade ou de produtividade.

No caso de PIR P14, a realização dos perfis de CE durante diferentes momentos hidrológicos permitiu observar que em março 2019, maiores CE foram medidas em superfície (até 30 m de profundidade) em comparação à estação seca, enquanto menores CE foram medidas em profundidade. A variabilidade temporal observada verticalmente poderia simbolizar que a recarga sazonal permitiu criar um fluxo que atinge a parte inferior da zona fissurada, o que

provocou uma diminuição da CE das fraturas profundas (graças à circulação das aguas), enquanto provocou um aumento da CE em superfície devido à maior contribuição das fraturas profundas neste momento (e/ou eventualmente a lixiviação de sais superficiais).

Por último lado, observem-se poços cuja condutividade não aumenta necessariamente com a profundidade (3 poços/24 poços). No caso do poço IBI P24, por exemplo (Figura 4), observe-se uma diminuição da condutividade entre a superfície até 40m de profundidade, seguido por um aumento da condutividade em profundidade. Este caso é menos intuitivo, mas poderia simbolizar a entrada de uma água menos salinizada oriunda da superfície. De fato, observe-se na Figura 4 que em setembro 2019 (estação seca), esta chegada de água não acontece mais.

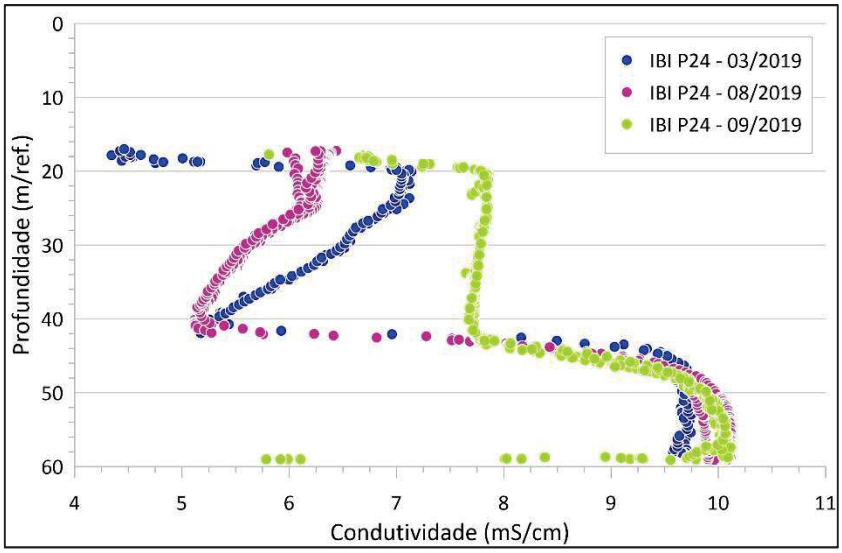


Figura 4: Perfil de condutividade de um poço alimentado por várias fraturas em diferentes períodos hidrológicos. Exemplo do poço IBI P24.

Em conclusão, as amostragens manuais podem não ser representativas do aquífero, as amostragens sendo realizadas 1 a 2 metros abaixo do nível estático, nível onde pode ocorrer "contaminações" com águas menos mineralizadas oriundas da superfície.

Além disso, os perfis de condutividade permitiram evidenciar que cada fratura pode explorar um aquífero com propriedades químicas distintas. Assim, os resultados hidrogeoquímicos dos poços equipados com uma bomba correspondem à assinatura hidrogeoquímica de uma mistura de água.

ANEXO XII. Resultados analíticos (Íons maiores, menores, traços e terras raras)

1) Íons maiores

Bacia	N° do poço	Data	C.E. (µS/cm)	T (°C)	pH	OD (mg O_2/l)	STD (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	HCO_3^{-} (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^{-} (mg/l)	NO_2^{-} (mg/l)
FOR	138	12/2017	1242	29,78	6,92	3,47	769	61,2	51,4	98	7	132,9	443,6		25,5	84,2	0,13
FOR	141	12/2017	2272	31,66	7,14	5,44	1783	151,0	68,5	156	15	453,1	512,6		24,3	69,7	
FOR	144	12/2017	1066	34,26	7,08	3,26	637	69,4	36,7	102	7	76,2	330,2		182,2	2,3	
FOR	151	12/2017	1247	32,88	7,24	3,47	797	69,4	44,1	126	11	194,8	367,2		22,4	52,7	
FOR	164	12/2017	1618	32,8	7,05	2,57	944	73,4	66,1	210	11	207,9	574,2		26,9	50,1	0,10
IBI	4	12/2017	1129	32,62	5,8	2,52	862	40,8	36,7	140	4	277,6	81,3			49,1	
IBI	89	12/2017	9654	32,92	6,14	2,58	7964	579,4	347,6	728	32	3286,2	157,7		66,4	194,3	0,05
IBI	96	12/2017	5122	30,48	6,26	2,26	3990	253,0	122,4	576	34	1608,0	192,2		28,4	84,8	0,15
IBI	160	12/2017	10730	31,08	6,67	4,1	7545	554,9	205,6	1365	32	3706,0	290,8		86,0	118,4	0,21
PIR	34	12/2017	4082	30,21	7,97	7,58	2959	212,2	129,7	364	20	1127,6	335,2	9,7	90,3	32,0	0,04
PIR	37	12/2017	2899	31,13	7,08	2,07	1742	89,8	78,3	480	8	513,5	650,6		11,5	115,1	
PIR	40	12/2017	4223	30,9	7,08	3,35	2741	122,4	122,4	616	9	976,7	702,4		113,8	66,8	
PIR	44	12/2017	3223	31,88	7,44	6,1	2511	179,5	142,0	231	8	627,2	465,8		89,6	191,0	
PIR	45	12/2017	1364	31,58	7,36	6,83	800	61,2	56,3	194	11	54,7	771,4		38,4	31,0	
PIR	47	12/2017	3475	31,24	7,1	4,11	2232	155,0	107,7	400	7	702,1	640,7		172,9	82,8	
PIR	P15	12/2017	3277	32,88	7,04	1,74	2219	159,1	107,7	376	5	772,3	527,4		74,2	75,4	
PIR	52	12/2017	5106	33,74	7,63	7,17	3370	142,8	132,2	720	14	1348,1	485,5	24,2	117,4	71,9	
PIR	P16	12/2017	2877	31,65	7,06	3,25	1788	53,0	102,8	435	2	642,2	468,2		75,4	53,6	
VA	18	12/2017	3387	32,35	7	4,6	2134	191,8	105,3	344	20	782,9	468,2		46,0	181,7	
VA	28	12/2017	9952	32,17	6,9	4,81	6027	253,0	161,6	1800	40	2648,0	941,4		44,7	64,9	0,27
VA	56	12/2017	3498	33,19	6,97	3,28	2195	122,4	71,0	552	7	741,3	611,2		121,5	136,4	
VA	62	12/2017	8707	31,27	7,36	7,18	6104	448,8	328,0	864	17	2619,0	520,0		181,6	424,9	
VA	76	12/2017	7674	31,02	6,72	1,89	5740	261,1	328,0	658	23	2355,9	616,1		35,5	70,8	0,35
VA	105	12/2017	3165	31,2	7,27	3,9	2130	102,0	80,8	475	19	730,2	584,1		87,5	34,4	0,24

Bacia	N° do poço	Data	C.E. (µS/cm)	T (°C)	pH	OD (mg O_2/l)	STD (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	HCO_3^{-} (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^{-} (mg/l)	NO_2^{-} (mg/l)
VA	132	12/2017	2155	31,23	6,68	3,05	1608	142,8	80,8	160	15	428,2	295,7		27,7	218,7	
VA	136	12/2017	3774	30,5	6,86	3,58	3489	179,5	173,8	201	42	827,9	581,6		49,7	199,8	0,36
VA	123	12/2017	1777	31,16	6,7	6,14	1204	102,0	68,5	156	17	338,1	251,4		34,3	316,5	
FOR	138	06/2018	1455	29,7	7,29			70,1	62,3	100	11	164,3	506,3		27,6	31,7	0,05
FOR	141	06/2018	1931	31,1	7,28			124,7	89,4	128	15	343,9	491,6		35,8	36,6	
FOR	144	06/2018	1699	31	7,7			72,1	58,2	126	14	262,9	432,6		29,2	46,6	
FOR	151	06/2018	1354	31,7	8,06			64,5	50,3	102	16	208,1	366,2		28,3	7,8	
FOR	164	06/2018	2188	31,9	7,66			83,7	57,4	260	12	346,6	604,6		31,4	75,6	0,15
FOR	205	06/2018	3260	30,2	7,58			203,4	254,5	170	25	775,8	432,6		65,3	122,8	
IBI	4	06/2018	1269	31,8	6,75			46,2	19,2	135	4	297,6	90,9		4,0	26,6	
IBI	9	06/2018	4950	32,4	6,98			359,1	173,5	400	41	1333,0	159,8		42,0	228,0	
IBI	13	06/2018	6040	31,4	7,3			627,6	258,3	235	23	1911,7	154,8		15,0	301,5	
IBI	85	06/2018	2630	31,1	7,25			100,4	121,4	240	9	667,6	317,1		16,0	35,3	
IBI	89	06/2018	11760	32,2	6,25			896,1	426,1	630	47	3201,9	589,9			187,5	0,17
IBI	96	06/2018	5740	30,5	7,28			240,3	181,8	500	43	1880,6	184,3		12,1	42,3	0,13
IBI	99	06/2018	3490	31,3	7,37			98,5	215,4	360	13	1086,5	167,1		19,5	31,9	0,25
IBI	157	06/2018	14260	32,2	6,55			670,1	758,2	910	44	5126,0	206,3		24,0	77,5	0,28
IBI	159	06/2018	4130	31,5	6,41			232,0	293,6	250	31	1548,4	54,1		85,8	18,4	
IBI	160	06/2018	10310	31,3	6,96			596,0	212,3	980	41	3198,7	257,2		90,0	122,4	0,16
PIR	37	06/2018	3210	31	7,47			115,5	108,1	395	12	517,9	732,8		113,0	121,3	0,06
PIR	40	06/2018	4370	30,3	7,63			132,3	172,1	400	15	914,7	621,2		114,0	5,7	
PIR	44bis	06/2018	3670	31,1	7,92			102,0	173,5	435	13	775,8	618,8		72,0	16,6	
PIR	45	06/2018	1393	29,8	7,27			63,4	72,4	144	11	76,2	752,2		4,0	19,7	
PIR	47	06/2018	3820	30,2	7,7			212,0	67,9	365	12	733,1	662,5		164,0	108,0	
PIR	52	06/2018	6100	32,1	7,17			184,1	266,2	700	27	1516,1	606,6		177,0	47,8	0,45
PIR	P15	06/2018	3260	31,1	7,45			187,3	185,0	280	7	682,2	521,7		76,0	62,9	

XC

Bacia	N° do poço	Data	C.E. (µS/cm)	T (°C)	pH	OD (mg O_2/l)	STD (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	HCO_3^{-} (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^{-} (mg/l)	NO_2^{-} (mg/l)
PIR	P16	06/2018	1858	30,6	7,82			44,2	77,0	215	2	291,3	465,9		43,0	21,4	
PIR	P17	06/2018	1059	30,6	7,72			40,6	31,6	135	5	29,0	572,7		19,0		
VA	18	06/2018	3500	30,5	6,96			187,1	126,1	230	21	950,5	459,6		44,9	86,8	
VA	25	06/2018	5810	32,7	8,45			195,4	117,3	880	22	1590,2	378,5	9,7	136,7	7,8	0,04
VA	56	06/2018	3190	32,3	7,54			90,0	137,2	340	11	611,0	640,6		105,0	100,9	
VA	62	06/2018	9950	31,6	7,66			713,9	430,7	870	29	2591,7	414,9		317,0	689,6	0,08
VA	74	06/2018	2570	31,5	7,49			154,1	120,1	235	13	459,1	469,4		87,0	116,8	0,35
VA	76	06/2018	4000	30,6	7,72			160,2	218,0	275	19	711,2	599,4		29,0	46,5	0,23
VA	105	06/2018	2104	30,5	7,42			92,4	91,3	285	9	560,6	344,6		22,0	7,4	
VA	111	06/2018	3460	31,5	7,18			172,9	108,2	270	30	554,0	441,6		100,0	42,9	0,67
VA	123	06/2018	1886	30,9	7,11			93,2	61,9	115	17	239,0	228,1		35,0	217,4	
VA	127	06/2018	2300	30,3	7,47			159,4	135,8	108	10	269,2	482,9		46,0	220,9	
VA	132	06/2018	2310	30,5	7,93			159,4	101,0	146	16	411,0	291,2		36,0	193,7	
VA	136	06/2018	5000	30,2	8,15			333,1	385,3	220	49	1286,1	701,3		64,0	218,4	0,38
VA	206	06/2018	2540	30,8	7,02			175,3	110,9	210	15	491,9	448,9		39,0	60,6	0,03
IBI	Açude P157	06/2018	160,5	30,2	8,89			6,7	5,8	6,0	10,0	25,9	31,5		3,0	2,4	0,20
IBI	Açude P24	06/2018	197,4	27,6	8,75			11,9	9,3	15,0	6,0	59,1	36,9		4,0		
IBI	Açude P3	06/2018	821	29,3	8,73			32,5	12,5	75,0	8,0	201,9	56,5		2,0		

2) Íons menores, elementos traços e terras raras

Bassin		FOR	FOR	FOR	FOR	FOR	IBI	IBI	IBI	IBI	IBI
N° do poço		138	141	144	151	205	4	89	96	157	160
Param.	Unid.	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19
pH		7,04	7,24	7,37	7,56	7,13	6,68	6,33	6,63	6,86	6,92
CE	µS/cm	1423	1628	1460	1133	3080	1061	5590	4408	15780	9350
44Ca	mg/l	90,50	127,23	80,18	55,82	240,63	52,45	472,95	294,32	1433,88	664,69
24Mg	mg/l	80,78	84,64	72,05	42,65	178,24	22,52	261,19	137,57	988,96	263,10
23Na	mg/l	125,21	130,53	153,34	144,55	238,29	136,80	492,41	540,94	1198,66	1327,81
39K	mg/l	9,22	19,56	21,64	12,51	31,28	4,48	32,57	42,12	91,50	34,80
29Si	mg/l	43,81	28,84	48,98	45,46	27,74	52,67	61,67	39,85	41,25	46,97
34S	mg/l	13,95	14,05	16,61	9,97	32,26	2,82	15,47	14,15	51,07	55,31
88Sr	ppb	404,60	641,97	294,28	197,01	970,04	534,52	4934,37	2580,53	8933,07	2728,27
137Ba	ppb	558,97	582,66	1023,63	130,98	713,85	35,65	12922,59	4123,61	2464,91	296,10
55Mn	ppb	103,33	13,83	0,17	29,42	4,01	7,00	182,20	1694,97	710,27	410,36
56Fe	ppb	112,27	55,94	3,00	641,76	5,94	3,33	126,43	19,64	710,58	517,65
7Li	ppb	37,69	44,75	29,53	22,18	42,38	24,86	98,76	120,77	573,02	172,62
11B	ppb	93,37	59,30	107,52	79,27	93,67	174,91	304,48	172,98	196,37	723,28
27Al	ppb	113,36	47,68	9,19	402,72	4,14	4,85	332,67	5,12	148,07	268,68
31P	ppb	157,30	38,17	221,93	145,16	23,75	85,52	225,22	146,71	128,21	88,70
51V	ppb	79,31	12,73	90,20	54,94	8,23	1,25	7,58	0,61	1,65	1,75
47Ti	ppb	9,21	3,96	0,73	52,01	0,39	0,36	9,76	<LD	17,30	25,93
52Cr	ppb	1,21	1,34	1,07	2,51	0,47	0,12	0,52	0,50	11,36	2,06
59Co	ppb	0,78	0,16	0,12	0,61	0,18	0,09	4,15	5,07	2,12	0,62
60Ni	ppb	1,65	5,10	0,83	1,97	0,37	1,47	9,34	2,94	14,61	1,06
65Cu	ppb	1,85	0,92	2,58	2,96	0,95	1,35	3,68	2,37	0,76	2,07
66Zn	ppb	4,38	31,91	2,68	7,26	1,59	2,36	14,08	58,00	42,52	8,29
71Ga	ppb	0,07	0,03	0,00	0,18	0,02	0,00	0,14	0,06	0,24	0,20
75As	ppb	0,43	0,05	0,40	0,85	0,12	0,94	0,16	0,41	0,07	0,23
78Se	ppb	0,32	0,57	1,22	0,97	1,87	2,30	2,35	0,31	3,91	1,37
85Rb	ppb	1,59	15,88	29,56	5,75	39,47	2,73	4,66	27,38	203,99	6,28
89Y	ppb	0,12	0,17	0,01	0,14	2,08	0,04	0,16	0,02	0,62	0,35
95Mo	ppb	2,18	1,71	1,49	10,83	12,36	0,28	1,09	0,67	1,54	2,51
107Ag	ppb	0,01	0,01	0,02	0,02	0,16	0,01	0,90	0,54	1,50	3,67
111Cd	ppb	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,32	0,55	0,39	0,34
118Sn	ppb	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
121Sb	ppb	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,15	0,02	0,32	<LD
133Cs	ppb	0,04	0,35	0,10	0,15	0,50	0,02	0,05	0,02	5,04	0,11
139La	ppb	0,34	0,10	0,02	0,42	0,24	0,01	0,76	0,03	0,92	0,75
140Ce	ppb	0,52	0,10	0,01	0,80	0,04	0,01	0,98	<LD	1,39	1,38
141Pr	ppb	0,07	0,02	0,00	0,08	0,05	0,00	0,13	<LD	0,17	0,20
146Nd	ppb	0,24	0,08	0,00	0,30	0,23	0,01	0,53	<LD	0,65	0,79
147Sm	ppb	0,04	0,02	0,00	0,05	0,07	0,00	0,10	0,01	0,10	0,14
151Eu	ppb	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00	0,39	0,11	0,10	0,04

Bassin		FOR	FOR	FOR	FOR	FOR	IBI	IBI	IBI	IBI	IBI
N° do poço		138	141	144	151	205	4	89	96	157	160
Param.	Unid.	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19
159Tb	ppb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	<LD	0,01	0,01
160Gd	ppb	0,03	0,02	0,00	0,05	0,15	0,00	0,06	<LD	0,11	0,12
163Dy	ppb	0,02	0,02	0,00	0,03	0,17	0,00	0,03	<LD	0,06	0,07
165Ho	ppb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
166Er	ppb	0,01	0,01	0,00	0,01	0,09	0,00	0,01	<LD	0,03	0,03
169Tm	ppb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	<LD	0,00	0,00
172Yb	ppb	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
175Lu	ppb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	<LD	0,00	0,00
205Tl	ppb	0,01	0,08	0,13	0,03	0,08	0,01	0,02	0,01	0,20	0,02
208Pb	ppb	0,09	0,06	0,02	0,79	0,03	0,16	0,37	0,11	0,10	0,26
232Th	ppb	0,08	0,05	0,05	0,18	0,07	0,01	0,08	0,04	0,09	0,19
238U	ppb	5,13	10,70	3,51	3,52	41,05	0,22	2,03	8,25	36,50	63,50
Cl^-	mg/l	177,57	316,60	208,38	155,75	750,49	260,37	1915,29	1517,36	6589,74	3386,19
Br^-	mg/l	0,58	1,19	0,63	0,39	1,90	0,76	4,81	2,81	16,16	9,90

Bassin		PIR	PIR	PIR	PIR	PIR	VA	VA	VA	VA	VA
N° do poço		45	52	P15	P16	P17	56	62	74	132	123
Data	Unid.	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19
pH		7,13	7,19	7,49	7,2	7,2	7,18	7,58	7,19	6,61	6,68
CE	µS/cm	1514	5132	2603	2015	975	2875	8825	2180	3372	1647
44Ca	mg/l	102,94	175,30	138,98	72,28	37,06	140,46	766,10	152,07	268,70	128,70
24Mg	mg/l	71,11	155,01	113,90	68,76	32,25	82,80	397,80	58,90	128,84	65,94
23Na	mg/l	205,28	769,27	322,59	321,39	172,79	495,95	955,67	308,70	229,70	156,72
39K	mg/l	14,11	19,39	5,67	2,08	5,84	7,70	22,98	14,46	19,61	19,64
29Si	mg/l	41,32	32,42	45,26	49,31	50,69	32,69	35,24	37,54	57,69	60,12
34S	mg/l	10,81	62,54	33,03	26,98	9,20	45,08	154,97	36,01	29,96	15,29
88Sr	ppb	674,90	1585,40	751,97	657,79	337,32	1123,47	6847,24	983,73	2259,41	1072,54
137Ba	ppb	841,90	121,14	196,90	111,38	134,75	112,18	469,35	101,53	595,18	787,57
55Mn	ppb	16,89	57,97	45,50	16,04	118,87	69,04	139,84	329,75	3,78	2,67
56Fe	ppb	18,40	44,44	3,92	11,59	12,19	7,68	32,79	9,01	27,21	24,54
7Li	ppb	30,08	23,71	15,64	9,57	12,87	70,46	207,53	38,02	53,01	30,62
11B	ppb	162,76	295,69	201,22	176,72	110,92	102,48	94,83	121,62	106,16	191,06
27Al	ppb	20,08	444,37	3,06	5,64	16,31	9,79	32,73	7,07	22,75	26,23
31P	ppb	178,78	298,24	100,91	175,75	276,00	62,74	60,69	82,71	106,63	134,35
51V	ppb	83,98	55,00	191,85	141,39	79,91	26,75	4,49	8,92	11,85	19,93
47Ti	ppb	1,75	1,21	0,22	0,68	1,46	0,72	3,10	1,20	1,49	2,01
52Cr	ppb	0,48	0,40	0,42	1,28	0,46	0,29	0,56	0,18	1,36	0,52
59Co	ppb	0,56	0,77	0,50	0,13	2,43	0,33	1,05	1,94	0,22	0,07
60Ni	ppb	1,46	0,49	0,49	0,66	3,76	0,23	4,88	1,84	7,07	1,42
65Cu	ppb	13,58	3,80	2,90	1,11	16,06	2,78	5,16	3,82	2,19	0,86

Bassin		PIR	PIR	PIR	PIR	PIR	VA	VA	VA	VA	VA
N° do poço		45	52	P15	P16	P17	56	62	74	132	123
Data	Unid.	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19	06/19
66Zn	ppb	11,99	140,92	3,35	4,61	7,03	1,05	19,02	1,31	8,36	12,50
71Ga	ppb	0,01	0,06	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
75As	ppb	0,12	0,13	0,22	0,28	0,17	0,32	0,16	0,28	0,21	0,35
78Se	ppb	0,52	0,90	1,32	0,70	0,11	0,59	2,56	1,64	1,03	1,32
85Rb	ppb	1,77	12,66	1,90	0,42	2,54	0,71	10,26	4,15	2,43	3,01
89Y	ppb	0,21	0,03	0,03	0,07	0,02	0,04	0,14	0,04	0,07	0,02
95Mo	ppb	1,75	4,72	5,31	4,70	4,10	26,02	6,49	11,12	1,47	0,82
107Ag	ppb	0,01	0,19	0,08	0,08	<LD	0,10	1,05	0,02	0,26	0,05
111Cd	ppb	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,05	0,37	0,13	0,12	0,03
118Sn	ppb	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
121Sb	ppb	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01
133Cs	ppb	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,34	0,02	0,01	0,02
139La	ppb	0,04	0,22	0,03	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,05	0,04
140Ce	ppb	0,02	0,35	0,04	0,01	0,04	<LD	0,15	0,01	0,06	0,03
141Pr	ppb	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
146Nd	ppb	0,03	0,14	0,02	0,02	0,01	0,01	0,06	0,00	0,03	0,02
147Sm	ppb	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
151Eu	ppb	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02
159Tb	ppb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
160Gd	ppb	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
163Dy	ppb	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
165Ho	ppb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
166Er	ppb	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
169Tm	ppb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
172Yb	ppb	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
175Lu	ppb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
205Tl	ppb	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02
208Pb	ppb	0,03	0,39	0,11	0,07	0,01	0,06	0,16	0,13	0,09	0,04
232Th	ppb	0,17	0,20	0,03	0,04	0,05	0,08	0,09	0,12	0,03	0,03
238U	ppb	9,39	7,21	1,43	1,36	1,98	25,86	64,92	12,11	4,97	3,76
Cl^-	mg/l	97,64	1330,73	602,58	415,97	23,80	520,67	2531,75	384,28	800,40	316,00
Br^-	mg/l	0,39	3,53	1,67	1,07	0,21	1,48	5,73	1,11	1,93	0,68

ANEXO XIII. Análises de solo

Descrição dos perfis amostrados XCVI

Métodos de análise CXXIII

Resultados CXXVIII

1 Análises químicas de solo :.....CXXVIII

2 Análises granulométricas : XCV

Descrição dos perfis amostrados

PROFIL 1

Bacia	**Pirabibú**	
Coordenadas UTM-24S	X 470527	
	Y 9450130	
	z 255 m	
Fotos	110-967 até 110-985	
Data da visita e amostragem	27/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n°43	70 m	Não conhecida (salgada segundo o dono)
Poço n° P16	700 m	≈ 3000 µS/cm
Poço n°40	735 m	≈ 4000 µS/cm
Poço n°44	1200 m	Entre 1500 (junho) e 3200 µS/cm (dez.)

Descrição do perfil :

Petite ravine à proximité du puits 43, en bord de route. Paraît être un profil d'altération plus que du remplissage. On observe sur place une intercalation de roches blanche et noire à l'affleurement. Le sol est brun clair, sec, avec des passées de blanc.

Obs. : perfil amostrado de acima por baixo

Profundidades	Observações	
0,00 – 0,15 m	"Terre végétale" (+ d'argile)	
0,15 – 0,30 m	"Terre végétale" (- d'argile et début altérites)	
0,30 – 0,40 m	Niveau de limite texturale – passage aux altérites vers 0,30 m	
0,40 – 0,50 m	Altérites (Observation de biotite dans la roche altérée)	+ de « blanc » ds échantillon
0,50 – 0,60 m		
0,60 – 0,75 m		Alterite bcp plus fine
0,75 – 0,95 m		

Autres échantillonnages :

- Echantillon de roche alterée à l'affleurement (intercalation blanche) :

- Echantillon d'altérites pris dans le profil vers les 50 cm :

Observations géologiques :

ad_beta : Amphibolites, gneiss amphiboliques.
Roche ignée, paragénêse minérale.
Unité lithostratigraphique : Algodões - amphibolite

PLANCHE PHOTO PROFIL 1

Vue générale du profil

Vue des intercalations de roches

Vue du profil

Vue du profil

PROFIL 2

Bacia	**Pirabibú**	
Coordenadas UTM-24S	X 468427	
	Y 9449537	
	z 256 m	
Fotos	110-986 até 110-994	
Data da visita e amostragem	27/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° P15 (ou 49)	385 m	≈ 3500 µS/cm
Poço n° 47	595 m	≈ 3500 µS/cm

Descrição do perfil :

Petite ravine en bord de route, près du puits Novo Livramento (P15 ou 49). Système de bancs altérés (avec une alternance de roches claires dans roches sombres). Le sol est gris sombre, sec, avec des passées de blanc.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima (A VERIFIER)

Profundidades	Observações
0,00 – 0,20 m	5 cm de Terre végétale puis passage dans les altérites
0,20 – 0,40 m	Altérites
0,40 – 0,60 m	
0,60 – 0,80 m	1ère passée d'altérite blanche (1er banc) sur 5 cm
0,80 – 1,00 m	Altérites
1,00 – 1,20 m	2ème passée d'altérite blanche (2nd banc)
1,20 – 1,40 m	Altérites
1,40 – 1,60 m	
1,60 – 1,75 m	Roche dure blanche
1,75 – 1,90 m	Zone plus tendre noire

Observations géologiques :

ad_beta :

Amphibolites, gneiss amphiboliques.
Roche ignée, paragénèse minérale.

➔ Roches métamorphiques riches en amphibole, minéral vert sombre, qui cristallise lorsque la roche originelle était riche en calcium et magnésium (par exemple des calcaires ou des laves basaltiques). La plupart des amphibolites des massifs cristallins des Alpes semblent provenir d'anciennes roches volcaniques (ou de cendres volcaniques). Souvent on parle de gneiss amphiboliques, car elles présentent une alternance plus ou moins tranchée de lits sombres, franchement amphiboliques, et de lits clairs formés d'un autre minéral, moins calco-magnésien, qui est un feldspath. L'épaisseur des lits est le plus souvent centimétrique à décimétrique, mais dans certains cas elle peut dépasser 1 m.

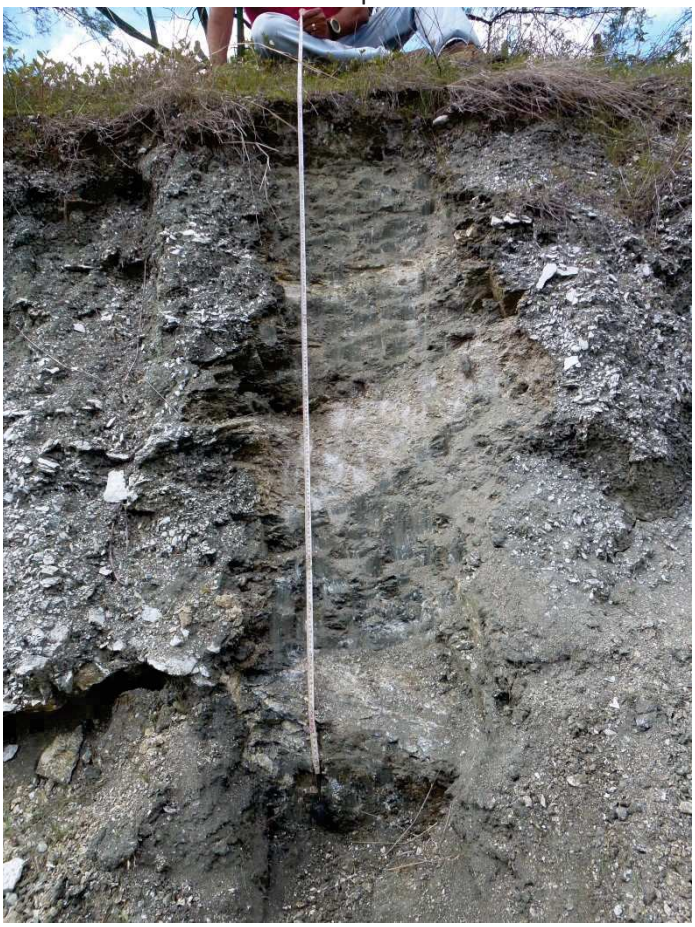
Unité lithostratigraphique : Algodões - amphibolite

PLANCHE PHOTO PROFIL 2

Vue générale du profil

Vue des intercalations de roches

Vue du profil



Vue du profil

PROFIL 3

Bacia	**Pirabibú**	
Coordenadas UTM-24S	X 466414	
	Y 9448261	
	z 249 m	
Fotos	110-995 até 111-014	
Data da visita e amostragem	27/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 54	430 m	≈ 5500 µS/cm
Poço n° P14	555 m	≈ 11000 - 14000 µS/cm

Descrição do perfil :

Affleurement en bord de route/création d'un réservoir d'eau à la pelleteuse. Présence de morceaux de roche dans la partie altérée, présence de biotite en base du profil. Altération plus développée en surface du profil. Sol marron-clair à gris-clair, sec.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima cada 0,25 m

Profundidades	Observações
0,00 – 0,75 m	Terre végétale marron foncé
0,75 – 1,10 m	Apparition des altérites
1,10 – 1,40 m	Zone plus dure – roche moins altérée
1,40 – 2,50 m	Altérites – plus de biotite en proportion (observation de paillettes dorées)

Observations géologiques :

APcz :

Orthogneiss gris, paragneiss et migmatites, avec lentilles de amphibolite/métabasalte, métagabro, méta-ultramafique, meta-calcaire, micaschistes.
Roche métamorphique, paragénêse minérale.

- ➔ Roches ultramafiques (=ultrabasiques) sont des roches magmatiques et méta-magmatiques très pauvres en silice, moins de 45 % en masse, d'où leur caractère basique, et contenant plus de 90 % de minéraux riches en fer et magnésium (caractère ma-fique : Mg et Fe) : généralement plus de 18 % d'oxyde de magnésium, un taux d'oxyde de fer élevé, peu de potassium..
- ➔ Gabbros : Roches intrusives, très riches en pyroxènes (minéral vert sombre), dont les cristaux, souvent centimétriques, dessinent une marqueterie de sombre et de blanc avec les feldspaths clairs (présents à peu près en égale quantité).
- ➔ Orthogneiss : Les gneiss sont des roches métamorphiques qui dérivent pour la plupart d'anciennes roches, sédimentaires ou volcaniques, pauvres en calcium et magnésium (marnes ou grès, laves variées). Leurs minéraux sont à peu près les mêmes que ceux des granites. Roches typiquement cristallophylliennes, mais fortement recristallisées, ce qui les rend très cohérentes et, de ce fait, très résistantes à l'érosion.

Unité lithostratigraphique : Cruzeta – Indifférencié

PLANCHE PHOTO PROFIL 3

Vue générale du profil

Vue des bancs de roches moins altérés

Vue du profil

Vue du profil

Vue du profil

CI

PROFIL 4

Bacia	**Forquilha**	
Coordenadas UTM-24S	X 436676	
	Y 9410727	
	z 274 m	
Fotos	111-015 até 111-019	
Data da visita e amostragem	27/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 141	1900 m	≈ 1500 – 2200 µS/cm

Descrição do perfil :

Altération et sol peu développés. Sol marron foncé sec, roche gris-sombre avec passée de blanc.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima

Profundidades	Observações
0,00 – 0,45 m	Terre végétale marron foncé
0,45 – 0,65 m	Mélange sol + altérites
0,65 – 1,00 m	Altérites (alterite +blanche entre 0,65-0,85 ; +grise entre 0,85-1,05)
1,00 – 1,50 m	Roche massive peu altérée

Observations géologiques :

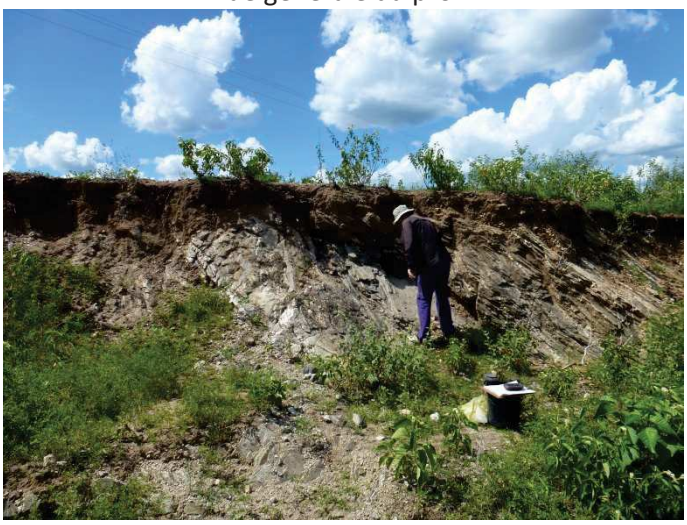
APcz :

Orthogneiss gris, paragneiss et migmatites, avec lentilles de amphibolite/métabasalte, métagabro, méta-ultramafique, meta-calcaire, micaschistes.
Roche métamorphique, paragénêse minérale.

Unité lithostratigraphique : Cruzeta – Indifférencié

PLANCHE PHOTO PROFIL 4

Vue générale du profil



Vue du profil

Vue du profil

PROFIL 5

Bacia	**Forquilha**	
Coordenadas UTM-24S	X 437694	
	Y 9412275	
	z 266 m	
Fotos	111-020 até 111-023	
Data da visita e amostragem	27/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 141	145 m	≈ 1500 – 2200 µS/cm

Descrição do perfil :

Affleurement en bord de chemin. Dépôt de sol/remplissage (?) en discordance sur roche altérée. Sol marron-rouge clair, avec passées de blanc et de verdâtre.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima

Profundidades	Observações
0,00 – 1,00 m	Terre végétale marron-rouge foncé, aver cailloux et morceaux de roche. Zone très compacte entre 0,40 et 1m. Discordance du dépôt à 1m de profondeur. 0-0,30 m : Terre + rouge 0,30-0,60 m : Terre + jaune
1,00 – 1,60 m	Banc de roche dure peu altérée
1,60 – 2,50 m	Altérites – zone plus altérée et plus oxydée, passée verdâtre à partir de 2m

Observations géologiques :

APcz :

Orthogneiss gris, paragneiss et migmatites, avec lentilles de amphibolite/métabasalte, métagabro, méta-ultramafique, meta-calcaire, micaschistes.
Roche métamorphique, paragénêse minérale.

Unité lithostratigraphique : Cruzeta – Indifférencié

PLANCHE PHOTO PROFIL 5

Vue générale du profil

Vue du profil

Vue du profil

Vue des passées verdâtres

PROFIL 6

Bacia	**Forquilha**	
Coordenadas UTM-24S	X 444728	
	Y 9421343	
	z 253 m	
Fotos	111-027 até 111-036	
Data da visita e amostragem	27/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 150	705 m	≈ 1500 – 2200 µS/cm
Poço n° 151	1750 m	≈ 1300 µS/cm
Poço n° 205	3000 m	≈ 2600 µS/cm

Descrição do perfil :

Affleurement en bord de chemin. Sol rouge foncé et altérites marron clair, avec banc de quartz.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima

Profundidades	Observações
0,00 – 0,60 m	Terre végétale rouge foncée avec petits cailloutis
0,60 – 1,20 m	Altérites mélangées avec de la terre entre 0,60-0,90
1,20 – 1,80 m	Altérites
1,80 – 2,00 m	Banc de quartz
2,00 – 2,20 m	Altérites

Observations géologiques :

APcz :

Orthogneiss gris, paragneiss et migmatites, avec lentilles de amphibolite/métabasalte, métagabro, méta-ultramafique, meta-calcaire, micaschistes.
Roche métamorphique, paragénêse minérale.

Unité lithostratigraphique : Cruzeta – Indifférencié

PLANCHE PHOTO PROFIL 6

Vue générale du profil

Vue du profil

Vue du profil

Vue du profil

Vue du profil (sol)

PROFIL 7

Bacia	**Vista Alegre**	
Coordenadas UTM-24S	X 459078	
	Y 9408323	
	z 225 m	
Fotos	111-058 até 111-073	
Data da visita e amostragem	28/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 57	1930 m	≈ 14000 µS/cm
Poço n° 56 Irmão seu Zuca	4280 m	≈ 3500 µS/cm

Descrição do perfil :

Affleurement en bord de chemin. Sol très rouge foncé, épais, et altérites grises.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima

Profundidades	Observações
0,00 – 0,10 m	Terre végétale marron
0,10 – 0,50 m	Sol rouge foncé, avec quelques inclusions de blanc
0,50 – 0,70 m	Passage plus induré du sol
0,70 – 1,70 m	Sol rouge foncé moins cohérant
1,70 – 1,80 m	Altérites grises

Observations géologiques :

NP3_gamma_2i :

Granites et granodiorites, de granulométrie grossière et porphyrique, à biotite +/- amphibole, associées à des diorites et phase intermédiaire de mélanges.
Roche ignée, suite intrusive.

- ➔ Granodiorite : Roche magmatique plutonique grenue, voisine des granites, contenant du quartz (>10%), des feldspaths avec moins d'orthose que de plagioclases et des ferromagnésiens (biotite, hornblende verte) et parfois du pyroxène. Les minéraux noirs sont peu abondants dans les granodiorites associées aux granites et au contraires très abondants (jusqu'à 40% de la roche), dans les granodiorites associées aux diorites ou aux gabbros dont elles dérivent par augmentation de la quantité de quartz.

- ➔ Biotite = mica noir

- ➔ Porphyrique : dont la structure présente des cristaux de grande taille dispersés au sein d'une pâte à cristaux microscopiques

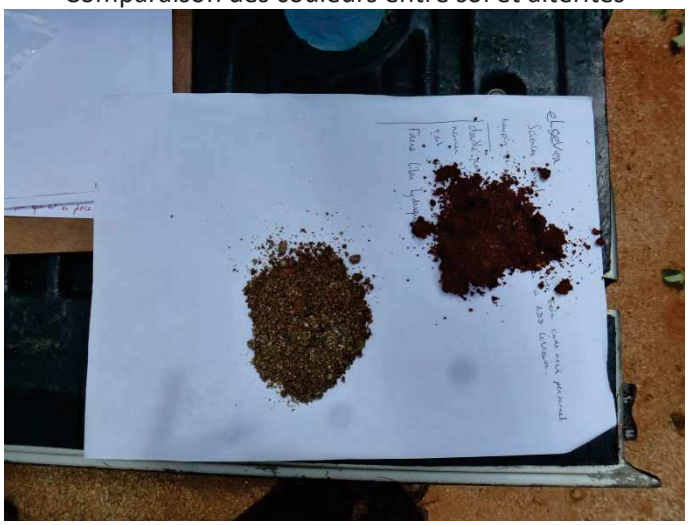
Unité lithostratigraphique : Suite intrusive calci-alcaline de moyen à haut K Itaporanga.

PLANCHE PHOTO PROFIL 7

Vue générale du profil

Vue des altérites au fond du profil

Comparaison des couleurs entre sol et altérites



PROFIL 8

Bacia	**Vista Alegre**	
Coordenadas UTM-24S	X 452706	
	Y 9404982	
	z 235 m	
Fotos	111-074 até 111-076	
Data da visita e amostragem	28/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 62	15 m	≈ 9000 µS/cm

Descrição do perfil :

Trou effectué à la pioche aux alentours du puits, entre le puits et l'açude. Sol très dur, compact, sec, marron clair.

Obs. : 0,20 m de solo amostrado

Profundidades	Observações
0,00 – 0,20 m	Terre végétale marron clair, morceaux de cailloux

Observations géologiques :

PPcqu :

Paragneiss, micaschistes, quartzite et metacalcaires : paragneiss et micaschistes alumineux, niveaux subordinés de quartzite, métacalcaires et roches calci-silicatées.
Roche métamorphique, paragénèse minérale.

- Micaschistes : Roches métamorphiques, typiquement cristallophylliennes, recristallisées sous des conditions de pression et température modestes, caractérisées surtout par le développement de cristaux de micas. Typiquement la roche est feuilletée et mal cohérente, relativement facile à attaquer par une érosion mécanique : elle donne le plus souvent des reliefs mous. Toutefois il est des micaschistes suffisamment peu délitables pour former des crêtes relativement acérées.

- Paragneiss : Roche métamorphique d'origine sédimentaire (para-) riche en minéraux quartzo-feldspathique (quartz et plagioclase).

- Quartzite : Roche siliceuse très dure, composée de grains de quartz soudés. Le quartzite résulte du métamorphisme des grès.

Unité lithostratigraphique : Complexe Ceará – Unité Quixeramobim.

PLANCHE PHOTO PROFIL 8

Vue générale du profil

Vue du profil

PROFIL 9

Bacia	**Vista Alegre**	
Coordenadas UTM-24S	X 450955	
	Y 9401896	
	z 250 m	
Fotos	111-080 até 111-085	
Data da visita e amostragem	28/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 63	1460 m	Não conhecida

Descrição do perfil :

Affleurement en bord de chemin. Sol marron à rouge foncé. Niveau d'altérites non atteint.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima

Profundidades	Observações
0,00 – 0,30 m	Terre végétale marron clair
0,30 – 1,70 m	Sol rouge avec inclusion de pierres blanches Bcp + d'argile entre 1,30-1,70m

Observations géologiques :

En limite entre NP3_gamma_2i et PPcqu :

NP3_gamma_2i : Granites et granodiorites, de granulométrie grossière et porphyrique, à biotite +/- amphibole, associées à des diorites et phase intermédiaire de mélanges.

Roche ignée, suite intrusive.

Unité lithostratigraphique : Suite intrusive calci-alcaline de moyen à haut K Itaporanga.

PPcqu : Paragneiss, micaschistes, quartzite et metacalcaires : paragneiss et micaschistes alumineux, niveaux subordinés de quartzite, métacalcaires et roches calci-silicatées.

Roche métamorphique, paragénèse minérale.

Unité lithostratigraphique : Complexe Ceará – Unité Quixeramobim.

PLANCHE PHOTO PROFIL 9

Vue générale du profil

Vue du profil

PROFIL 10

Bacia	**Ibicuitinga**	
Coordenadas UTM-24S	X 545456	
	Y 9443396	
	z 143 m	
Fotos	111-088 até 111-089	
Data da visita e amostragem	01/03/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 5	435 m	≈ 10900 µS/cm

Descrição do perfil :

Affleurement en bord de chemin. Sol marron clair, très dur, sec et compact. Le puits 11 à côté (à 35m) avait été défini comme sec jusqu'à 60m de profondeur.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima

Profundidades	Observações
0,00 – 0,10 m	Sol marron clair peu compact
0,10 – 0,82 m	Sol marron clair trés compact

Observations géologiques :

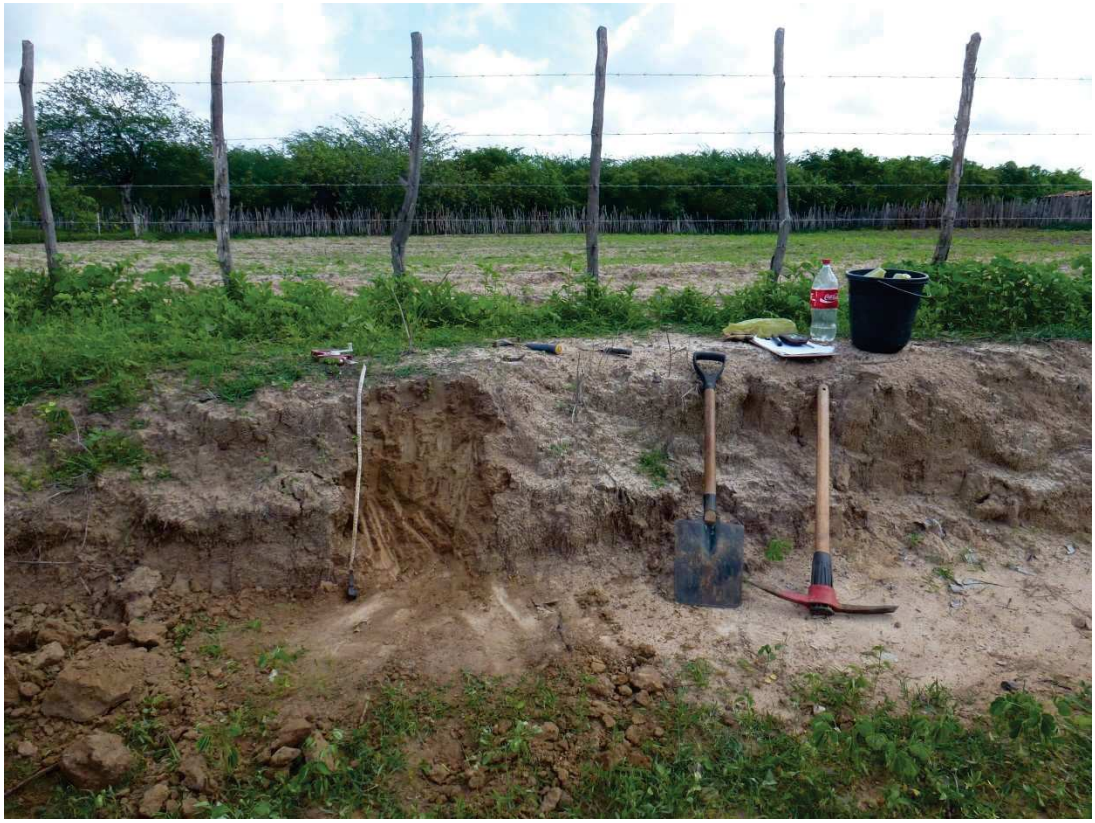
NQc :

Sédiments argilo-arenoso e areno-argileux, de ton orangé, rouge à jaune. On rencontre dans certaines zones des cailloux et des latérites à la base.

Unité lithostratigraphique : ?

PLANCHE PHOTO PROFIL 10

Vue générale du profil



Vue du profil

PROFIL 11

Bacia	**Ibicuitinga**	
Coordenadas UTM-24S	X 554017	
	Y 9438586	
	z 109 m	
Fotos	111-094 até 111-107	
Data da visita e amostragem	01/03/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 3	1015 m	≈ 11000 µS/cm

Descrição do perfil :

Affleurement en bord de rivière, à côté du chemin. Sol (ou dépot alluvionnaire ???) rouge-orangé constitué de dépõt de galets roulés de taille pluricentimétriques, en discordance sur le socle sain ou sur les altérites grises avec des passées de bancs blanc.

Obs. : perfil amostrado de baixo por acima

Profundidades	Observações
0,00 – 0,50 m	Sol rouge-orangé avec cailloux pluricentimétriques
0,50 – 1,50 m	Altérites grises
1,50 – 1,60 m	Passée blanche incluse dans les altérites
1,60 – 1,70 m	Altérites grises

Observations géologiques :

PPj :

Orthogneiss migmatisés, paragneiss et amphibolites. Orthogneiss migmatisé, composition entre granite et tonalite, avec des paragneiss, amphibole, quartzite, meta-traumafique et roches calci-silicatées.

Roche métamorphique, paragénèse minérale.

Unité lithostratigraphique : Jaguaretama

PLANCHE PHOTO PROFIL 11

Vue générale du profil

Vue du profil

Vue du profil – dépot en discordance

Vue du profil - Altérites

Vue du profil – Passée blanche

Vue en face du profil – roche saine

CARRIÈRE

Bacia	Vista Alegre	
Coordenadas UTM-24S	X 464529	
	Y 9401279	
	z 216 m	
Fotos	111-039 até 111-157	
Data da visita e amostragem	28/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 27	1095 m	Não conhecida
Poço n° 26	1920 m	Não conhecida

Descrição das observações :

Carrière de granodiorite : roche saine fracturée avec trés peu de développement de sol, déposé directement sur roche saine.

On observe des intercaltions dans la roche saine de granodiorite avec et sans inclusions de minéraux d'orthose de taille centimétrique à pluricentimétrique. Observation de filons de quartz également. Relative imperméabilité du sol vu la présence d'une « mare » d'eau lié aux pluies récentes qui ne se sont pas encore infiltrées.

Observations géologiques :

NP3_gamma_2i :

Granites et granodiorites, de granulométrie grossière et porphyrique, à biotite +/- amphibole, associées à des diorites et phase intermédiaire de mélanges.
Roche ignée, suite intrusive.

- ➔ Granodiorite : Roche magmatique plutonique grenue, voisine des granites, contenant du quartz (>10%), des feldspaths avec moins d'orthose que de plagioclases et des ferromagnésiens (biotite, hornblende verte) et parfois du pyroxène. Les minéraux noirs sont peu abondants dans les granodiorites associées aux granites et au contraires très abondants (jusqu'à 40% de la roche), dans les granodiorites associées aux diorites ou aux gabbros dont elles dérivent par augmentation de la quantité de quartz.

- ➔ Biotite = mica noir

- ➔ Porphyrique : dont la structure présente des cristaux de grande taille dispersés au sein d'une pâte à cristaux microscopiques

Unité lithostratigraphique : Suite intrusive calci-alcaline de moyen à haut K Itaporanga.

PLANCHE PHOTO CARRIÈRE

Vue générale de la carrière

Vue des intercalations

Vue des intercalations et du sol peu développé

Vue des intercalations (avec orthose, à gauche)

Vue de la « mare » formée suite aux pluies

Vue d'un filon de quartz

MONOLITHES DE VISTA ALEGRE

Bacia	**Vista Alegre**	
Coordenadas UTM-24S	X 457224	
	Y 9409368	
	z ?	
Fotos	110-949 até 110-961	
Data da visita e amostragem	22/02/2018	
Poço perto do perfil	**Distancia ao perfil**	**Valor da condutividade**
Poço n° 56	2290 m	≈ 3500 µS/cm

Descrição das observações :

Monolithes de granodiorite et pan de roche à l'affleurement. Présence de minéraux d'orthose de taille centimétrique à pluricentimétrique. La dureté de l'orthose supérieur au ciment qui la contient permet de mettre en évidence l'érosion différentielle du ciment.

Observations géologiques :

NP3_gamma_2i :

Granites et granodiorites, de granulométrie grossière et porphyrique, à biotite +/- amphibole, associées à des diorites et phase intermédiaire de mélanges.
Roche ignée, suite intrusive.

- ➔ Granodiorite : Roche magmatique plutonique grenue, voisine des granites, contenant du quartz (>10%), des feldspaths avec moins d'orthose que de plagioclases et des ferromagnésiens (biotite, hornblende verte) et parfois du pyroxène. Les minéraux noirs sont peu abondants dans les granodiorites associées aux granites et au contraires très abondants (jusqu'à 40% de la roche), dans les granodiorites associées aux diorites ou aux gabbros dont elles dérivent par augmentation de la quantité de quartz.

- ➔ Biotite = mica noir

- ➔ Porphyrique : dont la structure présente des cristaux de grande taille dispersés au sein d'une pâte à cristaux microscopiques

Unité lithostratigraphique : Suite intrusive calci-alcaline de moyen à haut K Itaporanga.

PLANCHE PHOTO MONOLITHES DE VISTA ALEGRE

Vue générale des monolithes

Vue générale des monolithes

Vue des minéraux d'orthose

Vue des minéraux d'orthose

Vue de l'érosion des granodiorites

Erosion différentielle : résistence de l'orthose

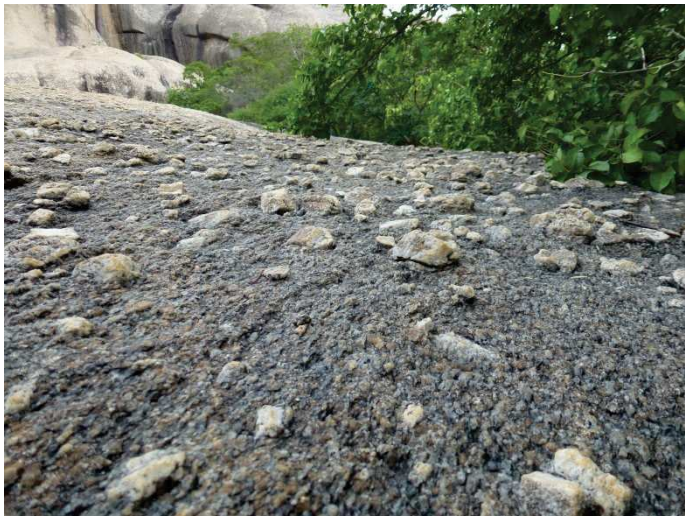
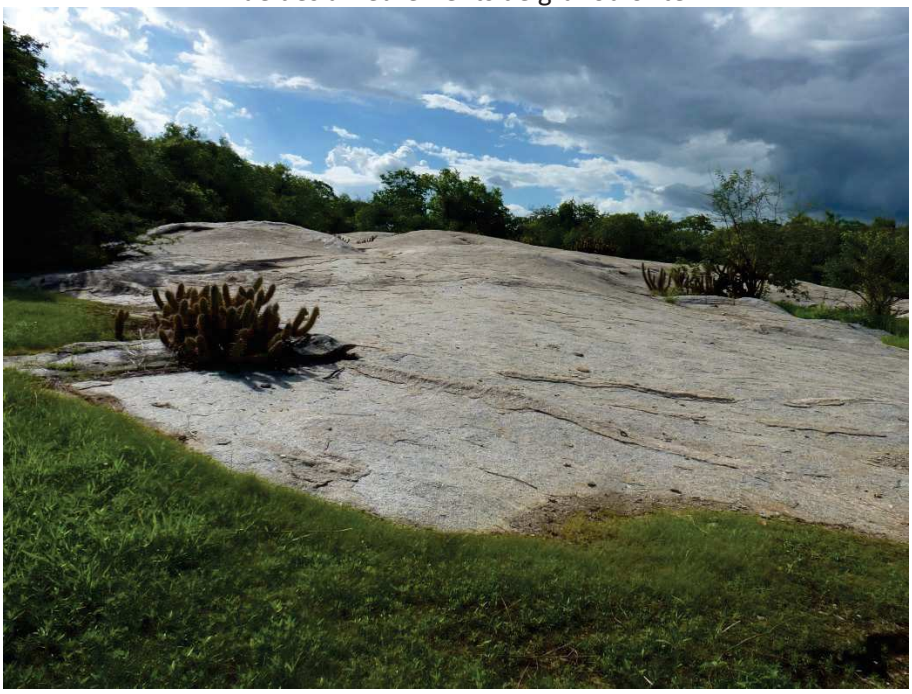


PLANCHE PHOTO AFFLEUREMENT DE GRANODIORTITE

Plaque de granodiorite à l'affleurement. X = 476125 / Y = 9419097

Vue des affleurements de granodiorite



Vue des affleurements de granodiorite

Métodos de análise

Analyse des échantillons de sols - 2018
Protocole et résultats

- **Jeudi 17 mai 2018**
  - Dépôt des échantillons au laboratoire de sol (79 échantillons, poids total =41,95 kg)
  - Ouverture des sachets pour enlever l'humidité contenue dans les sacs en plastique
  - Séchage à l'air libre pendant plus de 72h (3j)

- **Semaine du 21 au 25 mai 2018**
  - Préparation des échantillons pour analyse
  - Analyse de la conductivité, température et pH, [Cl-], granulométrie

- **Semaine du 04 au 07 juin 2018**
  - Analyse de la conductivité, température et pH (pour contrôler si on reste dans les mêmes teneurs), granulométrie sur les échantillons restants, et analyses complémentaires [Ca2+], [SO42-], [Na+], [Mg2+]

- **Protocole de préparation des échantillons pour analyse**
  - Peser 20 g de sol sec, tamisé à 2 mm, et verser dans un erlenmeyer de 100 ou 250 ml (Attention : campagne de juin faite sur 50 g – 250 ml)
  - Additionner 100 ml d'eau distillée (éprouvette graduée de 100 ml)
  - Agitation 15 min (agitateur automatique) – Repos 1 h – Agitation 5 min
  - Filtration des échantillons à l'aide d'entonnoirs et papier filtre

- **Appareils de mesure utilisés**

Appareil	Marque et spécification	Calibration
Agitateur automatique	210 tr/min	Non
pH-mètre	TECNAL pH-meter TEC-2	Calibration pH7, puis pH 4 (bouton manuel) Température reglée sur 25°C
Conductivimètre + Temp	HACH conductivimetre de terrain Funceme	Calibration avec solution a 1413 µS/cm
Na+ et K+	Fotometro de chama MicroNal B462	Courbe de calibration de 0;2 ;4 ;8 ;12 ;16 ;20 ppm
SO4 2-	Spectrophotometer SP 2000 UV – BEL PHOTONICS	Courbe de calibration de 0;2;4;8;12;16 et 20 ppm
Ca 2+ et Mg 2+	Adsorption atomique ICE 3000 SERIES AA Spectrometer	Courbe de calibration Ca : 1,5 ;5 ;10 ;25 ;50 ;80 ;100 ppm Mg : 1 ;5 ;10 ;25 ;50 ;70 ;90

- **Protocole analyse des chlorures (22 au 24/05/2018)**

Dilution 1:5 (20g de sol dans 100 ml d'eau).
Prise de 50 ml d'échantillon
Titrage avec solution de $AgNO_3$ à 0,05 mol/l + 3 gouttes de CrO_4^{2-} à 5%
[Cl]=([AgNO3]*V (AgNO3))/ V(échantillon)

- **Protocole analyse des Na et K (06/06/2018)**

Détermination par photomètre de flamme. Dilution 1:5 (50g de sol dans 250 ml d'eau).

Préparation de la courbe de calibration à partir d'une solution de calibration de Na et K à 800 ppm chacun.

[C]	Dilution effectuée	1		2	
		K	Na	K	Na
2 ppm	2,5 ml dans fiole jaugée de 1000 ml	12	13	11	13
4 ppm	0,50 ml dans fiole jaugée de 100 ml	26	27	24	27
8 ppm	1 ml dans fiole jaugée de 100 ml	49	50	46	49
12 ppm	1,5 ml dans fiole jaugée de 100 ml	69	69	65	68
16 ppm	2 ml dans fiole jaugée de 100 ml	87	85	84	85
20 ppm	2,5 ml dans fiole jaugée de 100 ml	101	100	100	100

Allumer l'appareil 20min avant toute mesure. Calibrer l'appareil en ajustant la lecture de 0 (eau distillée) et de 100 (solution à 20 ppm). Calculer la courbe d'étalonnage à partir des valeurs obtenues pour les solutions de calibration.

Courbes d'étalonnage :

Courbe 1 (mesure du K+ et Na+ sur échantillon qui n'ont pas eu besoin d'être dilués)

[Na](ppm)= (Lecture de l'échantillon-4,8345)/5,0026 x Facteur de dilution
[K](ppm)= (Lecture de l'échantillon-3,8294)/5,116 x Facteur de dilution

Courbe 2 (mesure du K+ et Na+ sur échantillon qui ont eu besoin d'être dilués)

[Na](ppm)= (Lecture de l'échantillon-4,6092)/4,9957 x Facteur de dilution
[K](ppm)= (Lecture de l'échantillon-2,5171)/5,0384 x Facteur de dilution

Résultats :

	K+	**Na+**
Echantillon	*ppm*	*ppm*
287	0	34,59
293	0	146,91
295	0	162,92
296	0,42	70,84
301	0	53,08
303	0,03	337,85
306	0,23	21,37
311	0,82	458,74
314	0	118,88
319	0,23	5,83
323	2,38	9,63
326	0	92,86
329	4,72	7,03
332	0,82	5,43
336	2,77	5,83
343	1,21	5,23
344	13,13	36,19
347	0,42	5,43
349	1,01	9,43
353	2,57	2,23
356	1,99	18,42
361	0,03	118,88

- **Protocole analyse des sulfates (06/06/2018)**

Détermination spectrophotométrie. Dilution 1:5 (50g de sol dans 250 ml d'eau).

Préparation de la courbe de calibration a partir d'une solution de K2SO4 à 100 ppm. Pour cela, peser 0,5436g de K2SO4 et diluer dans 1000 ml.

[C]	Dilution effectuée	$SO4^{2-}$
2 ppm	2 ml dans fiole jaugée de 100 ml	0,103
4 ppm	4 ml dans fiole jaugée de 100 ml	0,158
8 ppm	8 ml dans fiole jaugée de 100 ml	0,271
12 ppm	12 ml dans fiole jaugée de 100 ml	0,391
16 ppm	16 ml dans fiole jaugée de 100 ml	0,494
20 ppm	20 ml dans fiole jaugée de 100 ml	0,578

Préparation des échantillons :

- Blanc : 10 ml d'eau distillée + 1 ml de HCl 6N avec 20 ppm de Souffre
- Echantillons : 10 ml d'échantillons + 1 ml de HCl 6N avec 20 ppm de Souffre

Observation : Lecture du bruit (échantillon sans réactif) : Les échantillons étant colorés pour certains, afin de retirer l'erreur due à la couleur de l'échantillon

- Passage de la gamme étalon
- Ajout des réactifs, agitation et lecture des échantillons
- Lecture des échantillons sans réactif (mesure du bruit lié à coloration des échantillons).

- **Protocole analyse des Ca et Mg (07/06/2018)**

Centrifugation des échantillons pour retirer la coloration (risque de boucher l'appareil avec les MES de la solution) : 10 min

Détermination par adsorption atomique.

Préparation de la courbe de calibration a partir des solutions :

[Ca]	[Mg]
1,5 ppm	1 ppm
5 ppm	5 ppm
10 ppm	10 ppm
25 ppm	25 ppm
50 ppm	50 ppm
80 ppm	70 ppm
100 ppm	90 ppm

- **Protocole granulométrie (analyse déléguée au personnel du labo)**

Analyse granulométrique (dispersion totale)

- Broyage des échantillons de sols à l'aide d'un rouleau à pâtisserie (Rolo)
- Tamisage à 2mm à l'aide d'un tamis (1,981 mm)
- Stockage dans des gobelets en plastique
- Echantillons humides mis de côté jusqu'à séchage complet

Une fois les échantillons bien secs :

- Pesage de 20,00g de sol sec
- Ajout de 10 ml de dispersant NaOH [1N]
- Ajout de 100 ml d'eau distillée
- Agitation à l'aide d'une spatule
- Repos toute la nuit.
- Transfert de la mixture dans un verre métallique adapté à l'agitateur électrique
- Agitation 10 minutes.
- Séparation des sables et des argiles + silt par tamisage à l'aide d'un tamis 0,053 mm

Argile + silts :

- Transfert des argiles et silts dans une éprouvette graduée de 1 litre.
- Ajout d'eau distillée pour compléter jusqu'à 1 litre, en prenant soin de bien laver le tamis de 0,053 mm.
- 3h de repos.
- Pipetage à 5 cm en dessous de la surface de 25ml de la suspension à l'aide d'une pipette → obtention de l'argile.
- Peser le becquer de 25 ml
- Passage au four a 105°C pendant 24h.

En parallèle, préparation d'un blanc pour mesurer le poids du dispersant NaOH (10 ml de dispersant NaOH [1N] dans 1000 ml d'eau distillée). Pipetage de 25 ml et passage au four.

Formule ARGILE : [Poids $_{\text{argile + becquer}}$] – [Poids $_{\text{becquer}}$] – [Poids $_{\text{blanc}}$] x200 x10 = [Poids $_{\text{argile}}$] en g/kg
Formule SILT : 1000- [Poids $_{\text{argile}}$] – [Poids $_{\text{sables fins}}$] – [Poids $_{\text{sables grossiers}}$] = [Poids $_{\text{silt}}$] en g/kg

Sables :

- Récupération de la fraction non-passante du tamis 0,053 mm par lavage à jet fort
- Eliminer l'excès d'eau et passer au four à 105°C jusqu'à séchage complet
- Peser le becquer + sable grossier sec +sable fin sec
- Pesage du becquer de 100 ml qui va contenir le sable fin récolté
- Peser le tamis 0,2 mm
- Tamisage à 0,2mm à l'aide d'un tamis
  → obtention du poids des sables grossiers (fraction non passante) :

Formule SABLE GROSSIER :
[Poids $_{\text{sable grossier + tamis}}$] – [Poids $_{\text{tamis}}$] x5 x10 = [Poids $_{\text{sable grossier}}$] en g/kg

- Pesage du sable fin+ becquer
  → obtention du poids des sables fins (fraction passante).

Formule SABLE FIN:
[Poids $_{\text{sable grossier + sable fin + becquer}}$] – [Poids $_{\text{becquer}}$] - [Poids $_{\text{sable grossier}}$] x5 x10 = [Poids $_{\text{sable fin}}$] en g/kg

Resultados

1 Análises químicas de solo :

N° id. laboratório	CE (µS/cm)	pH	$[Ca^{2+}]$ meq/l	$[Mg^{2+}]$ meq/l	$[K^{+}]$ meq/l	$[Na^{+}]$ meq/l	$[Cl^{-}]$ meq/l	$[SO_4^{2-}]$ meq/l
287	278	7,7	0,002	0,018		1,504	2,300	0,275
293	897	7,6	0,062	0,475		6,390	7,300	0,074
295	1434	7,8	1,629	4,544		7,087	11,900	0,107
296	300	9,1	0,047	0,164	0,011	3,081	2,200	0,002
301	817	8,5	0,026	0,139		2,309	6,900	0,018
303	2630	8,4	1,970	6,382	0,001	14,696	21,400	0,213
306	129,8	7,5	0,003	0,036	0,006	0,930	1,400	
311	4330	8,1	6,196	12,205	0,021	19,954	41,200	0,147
314	595	9,5	0,001	0,032		5,171	4,600	0,055
319	51,4	8		0,0002	0,006	0,254	0,900	0,003
323	202,7	7,7	0,328	0,422	0,061	0,419	0,900	0,041
326	66,3	7,5	0,029	0,185		4,039	0,700	0,015
329	123,2	7	0,012	0,054	0,121	0,306	0,900	0,061
332	52,7	7,4		0,007	0,021	0,236	0,700	0,027
336	131,8	7,1	0,111	0,054	0,071	0,254	1,100	0,094
343	49,1	7,8	0,002	0,007	0,031	0,228	0,800	0,025
344	775	6,6	1,309	2,371	0,336	1,574	5,000	0,118
347	86,8	6,7	0,118	0,102	0,011	0,236	0,700	
349	162,2	6,6	0,277	0,227	0,026	0,410	0,900	
353	49,5	7		0,004	0,066	0,097	0,600	0,407
356	244	5,6	0,224	0,254	0,051	0,801	2,200	0,013
361	648	7,6	0,008	0,020	0,001	5,171	5,200	0,081

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	Tipo de analise	CE (µS/cm)	pH	[Cl-] (meq/l)	Cor do filtrado	Observação mineralógica
Perfil 1	0,00 - 0,15	287	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	276	7,4	2,3	Água de cor castanha-clara	
	0,15 - 0,30	288	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	715	7,1	6,3	Água de cor castanha-clara	
	0,30 - 0,40	289	CE, T°, pH, [Cl-]	512	7,0	4,4	Água de cor castanha-clara	
	0,40 - 0,50	290	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	683	6,8	6,0	Água de cor amarela-clara	
	0,50 - 0,60	291	CE, T°, pH, [Cl-]	941	6,9	7,6	Água turva	
	0,60 - 0,75	292	CE, T°, pH, [Cl-]	752	7,0	6,2	Água de cor levamente amarela	
	0,75 - 0,95	293	CE, T°, pH, [Cl-]	885	7,0	7,3	Água turva	Feldspath, peu de biotite, sable, mini-cristaux dorés

Perfil 2	0,00 - 0,20	296	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	349	8,8	2,2	Água de cor amarela-clara	
	0,20 - 0,40	297	CE, T°, pH, [Cl-]	2076	7,8	16,2	Água transparente	
	0,40 - 0,60	298	CE, T°, pH, [Cl-]	2470	7,7	20,0	Água transparente	
	0,60 - 0,80	299	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	2124 e 1808	7,6	18,0	Água transparente	Biotite (50%), feldspath blanc, un peu de chalcopyrite ?
	0,80 - 1,00	300	CE, T°, pH, [Cl-]	902	8,3	6,7	Água levamente turva	
	1,00 - 1,20	301	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	844	7,8	6,9	Água transparente	Feldspath blanc, sable? Et chalcopyrite
	1,20 - 1,40	302	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	1962	7,5	16,5	Água transparente	Biotite (50%), feldspath blanc, un peu de chalcopyrite ?
	1,40 - 1,60	303	CE, T°, pH, [Cl-]	2600	7,4	21,4	Água transparente	Biotite, feldspath blanc, muscovite ou chalcopyrite ?
	1,60 - 1,75	304	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	732 e 490	9,0	4,9	Água de cor amarela-clara	
	1,75 - 1,90	305	CE, T°, pH, [Cl-]	1153	9,0	8,3	Água levamente turva	

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	Tipo de analise	CE (µS/cm)	pH	[Cl-] (meq/l)	Cor do filtrado	Observação mineralógica
Perfil 3	0,00 - 0,25	306	CE, T°, pH, [Cl-]	141,4	7,3	1,4	Água de cor bege escuro a castanho	
	0,25 - 0,50	307	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	691	7,2	5,9	Água de cor amarela-clara	Biotite, sable marron
	0,50 - 0,75	308	CE, T°, pH, [Cl-]	1696	7,1	14,0	Água transparente	
	0,75 - 1,00	309	CE, T°, pH, [Cl-]	1681	7,6	13,5	Água transparente	
	1,00 - 1,25	310	CE, T°, pH, [Cl-]	2910	7,4	24,4	Água transparente	
	1,25 - 1,50	311	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	4600	7,2	41,2	Água transparente	Feldspath blanc en quantité, biotite, muscovite ou chalcopyrite ?
	1,50 - 1,75	312	CE, T°, pH, [Cl-]	3240	7,3	27,0	Água transparente	
	1,75 - 2,00	313	CE, T°, pH, [Cl-]	413	8,2	2,9	Água de cor bege a castanha	
	2,00 - 2,25	314	CE, T°, pH, [Cl-]	651	8,4	4,6	Água de cor bege a castanha	Feldspath blanc en quantité, biotite, muscovite ou chalcopyrite ? Et bcp plus d'argile verte
	2,25 - 2,50	315	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	440	8,6	3,3	Não informado	Biotite, peu de feldspath, chalcopyrite
Perfil 4	0,00 - 0,25	316	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	51	7,2	0,9	Água de cor castanha escura	Sable et biotite
	0,25 - 0,45	317	CE, T°, pH, [Cl-]	47,4	7,3	0,6	Água de cor castanha clara/alaranjada	
	0,45 - 0,65	318	CE, T°, pH, [Cl-]	36,6	7,2	0,5	Água de cor castanha clara/alaranjada	
	0,65 - 0,85	319	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	70,4	7,0	0,9	Água de cor castanha clara	Sable et feldspath
	0,85 - 1,05	320	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	60,4	7,1	0,7	Água de cor amarela-clara	

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	Tipo de analise	CE (µS/cm)	pH	[Cl-] (meq/l)	Cor do filtrado	Observação mineralógica
Perfil 5	0,00 - 0,30	321	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	57,8	6,9	0,8	Água de cor castanha escura	
	0,30 - 0,60	322	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	74,4	7,2	0,9	Água de cor castanha escura	
	0,70 - 1,00	323	CE, T°, pH, [Cl-]	204,5	7,2	0,9	Água de cor castanha-amarela	Sable, feldspath, peu de biotite
	1,00 - 1,30	324	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	55,6	6,9	0,7	Água de cor castanha escura/alaranjada	
	1,30 - 1,60	325	CE, T°, pH, [Cl-]	70,2	6,8	0,6	Água de cor castanha-amarela	
	1,60 - 1,90	326	CE, T°, pH, [Cl-]	64,6	6,7	0,7	Água de cor castanha-amarela	
	1,90 - 2,20	327	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	52,9	6,9	0,7	Água de cor castanha clara	
	2,20 - 2,50	328	CE, T°, pH, [Cl-]	49,7	6,9	0,7	Água de cor castanha-amarela	
Perfil 6	0,00 - 0,30	329	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	104,1	6,5	0,9	Água de cor castanha escura	
	0,30 - 0,60	330	CE, T°, pH, [Cl-]	79,9	6,0	0,8	Água de cor castanha escura/alaranjada	
	0,60 - 0,90	331	CE, T°, pH, [Cl-]	53,5	6,7	0,7	Água de cor castanha escura/alaranjada	
	0,90 - 1,20	332	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	53,3	6,9	0,7	Água de cor castanha escura/alaranjada	
	1,20 - 1,50	333	CE, T°, pH, [Cl-]	40,2	6,9	0,5	Água de cor amarela-clara	
	1,50 - 1,80	334	CE, T°, pH, [Cl-]	38,3	6,9	0,4	Água de cor amarela-clara	
	1,80 - 2,20	335	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	50,9	7,1	0,6	Água de cor castanha clara	

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	Tipo de analise	CE (µS/cm)	pH	[Cl-] (meq/l)	Cor do filtrado	Observação mineralógica
Perfil 7	0,00 - 0,10	336	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	136,7	6,4	1,1	Água de cor castanha escura	
	0,10 - 0,30	337	CE, T°, pH, [Cl-]	88,8	7,0	0,8	Água de cor castanha/alaranjada	
	0,30 - 0,60	338	CE, T°, pH, [Cl-]	89,8	7,2	0,9	Água de cor castanha/alaranjada	
	0,60 - 0,90	339	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	85,0	7,8	0,7	Água de cor castanha/alaranjada	
	0,90 - 1,20	340	CE, T°, pH, [Cl-]	47,6	7,2	0,7	Água de cor castanha/alaranjada	
	1,20 - 1,50	341	CE, T°, pH, [Cl-]	53,6	7,1	0,7	Água de cor castanha/alaranjada	
	1,50 - 1,70	342	CE, T°, pH, [Cl-]	57,7	7,5	0,7	Água de cor castanha/alaranjada	
	1,70 - 1,80	343	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	78,1	7,7	0,8	Água de cor castanha/alaranjada	
Perfil 8	0,00 - 0,25	344	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	743	5,9	5,0	Água levamente turva	
Perfil 9	0,00 - 0,30	345	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	61,9	6,8	0,6	Água de cor castanha	
	0,30 - 0,55	346	CE, T°, pH, [Cl-]	66,5	6,4	0,6	Água transparente levamente alaranjada	
	0,55 - 0,80	347	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	99,5	6,1	0,7	Água transparente	
	0,80 - 1,05	348	CE, T°, pH, [Cl-]	134,0	6,2	0,9	Água transparente	
	1,05 - 1,30	349	CE, T°, pH, [Cl-]	159,5	6,0	0,9	Água transparente	
	1,30 - 1,70	350	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	80,9	6,5	0,5	Água levamente turva	
Perfil 10	0,00 - 0,10	351	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	61,3	7,0	0,6	Água de cor castanha clara	
	0,10 - 0,30	352	CE, T°, pH, [Cl-]	48,3	6,6	0,6	Água de cor castanha clara	
	0,30 - 0,50	353	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	64,1 e 41,7	6,9	0,6	Água de cor castanha clara	
	0,50 - 0,70	354	CE, T°, pH, [Cl-]	34,7	6,3	0,7	Água de cor castanha clara	
	0,70 - 0,80	355	CE, T°, pH, [Cl-]	48,4	6,4	0,8	Água de cor castanha clara	

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	Tipo de analise	CE (µS/cm)	pH	[Cl-] (meq/l)	Cor do filtrado	Observação mineralógica
Perfil 11	0,00 - 0,25	356	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	250	5,3	2,2	Água levamente turva	
	0,25 - 0,50	357	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	191,5	6,1	1,5	Água de cor bege a castanha	
	0,50 - 0,70	358	CE, T°, pH, [Cl-]	151,7	6,9	1,4	Água de cor bege a castanha	
	0,70 - 1,10	359	CE, T°, pH, [Cl-]	1033	6,8	8,2	Água de cor amarela clara a bege	
	1,10 - 1,30	360	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	1986	6,3	16,5	Água levamente turva	
	1,30 - 1,50	361	CE, T°, pH, [Cl-]	620	7	5,2	Água de cor amarela clara a bege	
	1,50 - 1,60	362	CE, T°, pH, [Cl-], Granulometria	3300	7	27,6	Água transparente	

Amostra 1	≈ 0,50	294	CE, T°, pH, [Cl-]	306	7,1	2,6	Água turva	Pedaço de alterite
Amostra 2	Afloramento	295	CE, T°, pH, [Cl-]	1489	6,8	11,9	Água levamente turva	Rocha alterada em superfície (Feldspath, sable, mini-cristaux dorés brillants)
Amostra 3	Afloramento	363	CE, T°, pH, [Cl-]	108,8	8,3	0,7	Água de cor amarela clara a bege	Pedaço da pedreira Tabuleiro
Amostra 4	Perfil 4	369	CE, T°, pH, [Cl-]	67,5	7,1	0,6	Água transparente levamente amarela	Rocha bruta
Amostra 5	Perfil 5	370	CE, T°, pH, [Cl-]	90,5	7,3	0,6	Água transparente levamente amarela	Rocha muito alterada

2 Análises granulométricas :

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	% Areia grossa (0,2 - 2mm)	% Areia fina (0,053-0,2mm)	% Silte (0,002-0,053mm)	% Argila (<0,002mm)
Perfil 1	0,00 - 0,15	287	20,00	23,05	29,79	27,16
	0,15 - 0,30	288	17,75	26,45	36,74	19,06
	0,30 - 0,40	289	46,70	26,45	19,23	7,62
	0,40 - 0,50	290	47,90	28,95	18,91	4,24
	0,50 - 0,60	291	34,40	34,85	23,85	6,90
	0,60 - 0,75	292	19,20	35,65	39,93	5,22
	0,75 - 0,95	293	18,90	37,60	36,00	7,50
Perfil 2	0,00 - 0,20	296	33,95	35,10	21,61	9,34
	0,20 - 0,40	297	36,10	38,50	20,64	4,76
	0,40 - 0,60	298	22,80	47,40	24,58	5,22
	0,60 - 0,80	299	47,85	32,10	15,57	4,48
	0,80 - 1,00	300	41,45	33,60	19,23	5,72
	1,00 - 1,20	301	58,10	29,80	9,00	3,10
	1,20 - 1,40	302	51,15	32,65	12,70	3,50
	1,40 - 1,60	303	35,95	39,35	22,14	2,56
	1,60 - 1,75	304	51,35	29,80	13,57	5,28
	1,75 - 1,90	305	35,90	49,70	7,60	6,80
Perfil 3	0,00 - 0,25	306	20,25	30,30	28,13	21,32
	0,25 - 0,50	307	21,50	47,85	6,25	24,40
	0,50 - 0,75	308	30,05	19,75	29,18	21,02
	0,75 - 1,00	309	54,80	22,85	16,91	5,44
	1,00 - 1,25	310	40,10	30,10	23,38	6,42
	1,25 - 1,50	311	48,80	28,80	20,30	2,10
	1,50 - 1,75	312	52,50	25,70	16,58	5,22
	1,75 - 2,00	313	57,30	26,40	12,36	3,94
	2,00 - 2,25	314	46,90	30,30	16,48	6,32
	2,25 - 2,50	315	64,05	22,50	7,95	5,50
Perfil 4	0,00 - 0,25	316	36,45	29,65	27,24	6,66
	0,25 - 0,45	317	36,50	25,85	26,53	11,12
	0,45 - 0,65	318	25,25	41,50	24,13	9,12
	0,65 - 0,85	319	41,85	35,55	17,90	4,70
	0,85 - 1,05	320	58,40	26,80	11,38	3,42

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	% Areia grossa (0,2 - 2mm)	% Areia fina (0,053-0,2mm)	% Silte (0,002-0,053mm)	% Argila (<0,002mm)
Perfil 5	0,00 - 0,30	321	22,25	34,15	26,38	17,22
	0,30 - 0,60	322	32,90	39,70	20,98	6,42
	0,70 - 1,00	323	31,65	37,35	21,82	9,18
	1,00 - 1,30	324	30,80	51,20	14,38	3,62
	1,30 - 1,60	325	40,45	41,80	12,85	4,90
	1,60 - 1,90	326	49,35	36,55	9,62	4,48
	1,90 - 2,20	327	52,70	29,75	14,95	2,60
	2,20 - 2,50	328	28,10	41,75	25,69	4,46
Perfil 6	0,00 - 0,30	329	27,95	21,90	26,93	23,22
	0,30 - 0,60	330	25,65	14,50	25,79	34,06
	0,60 - 0,90	331	36,60	25,80	19,54	18,06
	0,90 - 1,20	332	45,75	37,40	9,31	7,54
	1,20 - 1,50	333	34,35	37,10	23,19	5,36
	1,50 - 1,80	334	46,85	31,10	17,33	4,72
	1,80 - 2,20	335	44,10	35,05	16,03	4,82
Perfil 7	0,00 - 0,10	336	34,75	22,90	20,89	21,46
	0,10 - 0,30	337	23,35	18,15	34,38	24,12
	0,30 - 0,60	338	19,70	17,20	43,82	19,28
	0,60 - 0,90	339	21,60	18,75	34,61	25,04
	0,90 - 1,20	340	24,60	20,60	38,62	16,18
	1,20 - 1,50	341	19,10	30,00	24,62	26,28
	1,50 - 1,70	342	43,75	20,25	21,38	14,62
	1,70 - 1,80	343	54,15	23,15	15,04	7,66
Perfil 8	0,00 - 0,25	344	30,60	29,20	18,52	21,68
Perfil 9	0,00 - 0,30	345	42,85	27,40	14,71	15,04
	0,30 - 0,55	346	33,20	18,60	15,60	32,60
	0,55 - 0,80	347	26,00	15,45	20,81	37,74
	0,80 - 1,05	348	29,55	38,40	4,67	27,38
	1,05 - 1,30	349	30,65	19,40	25,01	24,94
	1,30 - 1,70	350	40,00	20,00	22,84	17,16

N°	Profundidades (m)	N° identificação laboratório	% Areia grossa (0,2 - 2mm)	% Areia fina (0,053-0,2mm)	% Silte (0,002-0,053mm)	% Argila (<0,002mm)
Perfil 10	0,00 - 0,10	351	23,35	60,55	8,84	7,26
	0,10 - 0,30	352	32,05	39,50	12,71	15,74
	0,30 - 0,50	353	33,50	40,50	8,30	17,70
	0,50 - 0,70	354	31,40	34,95	10,71	22,94
	0,70 - 0,80	355	28,55	35,50	8,97	26,98
Perfil 11	0,00 - 0,25	356	15,25	36,40	15,17	33,18
	0,25 - 0,50	357	28,75	35,15	5,64	30,46
	0,50 - 0,70	358	36,05	25,15	21,74	17,06
	0,70 - 1,10	359	33,75	28,85	20,28	17,12
	1,10 - 1,30	360	44,75	25,60	16,91	12,74
	1,30 - 1,50	361				
	1,50 - 1,60	362	36,10	27,95	29,07	6,88