



**Universidade de Brasília**  
**Instituto de Geociências**  
**Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica**

**FLUXOS SUBTERRÂNEOS E RECARGA DO SISTEMA  
AQUÍFERO ALTER DO CHÃO EM LATERITOS AMAZÔNICOS:  
ESTUDO DE CASO EM PORTO TROMBETAS, PARÁ**

TESE DE DOUTORADO

Nº 045

**JÚLIO HENRICHS DE AZEVEDO**

**Orientador:**

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos

**Brasília, fevereiro de 2019.**



**Universidade de Brasília**  
**Instituto de Geociências**  
**Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica**

**JÚLIO HENRICHS DE AZEVEDO**

**FLUXOS SUBTERRÂNEOS E RECARGA DO SISTEMA  
AQUÍFERO ALTER DO CHÃO EM LATERITOS AMAZÔNICOS:  
ESTUDO DE CASO EM PORTO TROMBETAS, PARÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geociências Aplicadas e Geodinâmica. Área de concentração: Hidrogeologia e Meio Ambiente.

**Banca examinadora:**

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos - Orientador  
(Instituto de Geociências / Universidade de Brasília - IG/UnB)

Prof. Dr. Geraldo Resende Boaventura  
(Instituto de Geociências / Universidade de Brasília - IG/UnB)

Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior  
(Instituto de Geociências / Universidade Federal do Rio de Janeiro - IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. Didier Gastmans  
(Centro de Estudos Ambientais / Universidade Estadual Paulista – UNESP/Rio Claro)

**Brasília, fevereiro de 2019.**

*“Tudo deveria se tornar o mais simples possível,  
mas não simplificado”.*

**Albert Einstein**

## DEDICATÓRIA

Dedico ao meu Pai Alfredo de Azevedo Filho (†), que na sua simplicidade e otimismo foi capaz de me mostrar o quão se pode ser feliz frente às oportunidades de busca de sabedoria;

Dedico à minha Mãe, Elisa Henrichs de Azevedo, que sempre se manteve em prontidão para me motivar na sustentação da fé, da esperança e da perseverança; e

Dedico à minha Filha, Juliana Amaral de Azevedo, na esperança de incentivá-la a lutar por projetos pessoais convergentes com o bem da coletividade.

## AGRADECIMENTOS

Ao Divino Pai, pelas bênçãos e inspirações que possibilitaram a condução deste trabalho com amor e determinação.

Ao Professor Dr. José Eloi Guimarães Campos, pela orientação, pelos ensinamentos, pelo efetivo envolvimento com o trabalho e por estender a mão amiga nos momentos difíceis.

Ao Professor Dr. Jérémie Garnier, pelas discussões enriquecedoras e, frequentemente, por me ajudar a transcender o perfil técnico, há muito sedimentado, em prol da construção científica.

A Professora Dra. Adriana Maria Coimbra Horbe, por incrementar o acervo intelectual da UnB com o profundo conhecimento sobre os lateritos da Amazônia, além da disponibilidade para compartilhar desse conhecimento.

Ao Professor Dr. Augusto Cesar Bittencourt Pires (aposentado), que demonstrou notável comprometimento com o Instituto de Geociências quando não hesitou em atender a demanda pela oferta da disciplina Análise de Dados de Muitas Variáveis em Geociências.

Aos demais professores que integram o corpo docente do Instituto de Geociências e que me proporcionaram caminhos para a construção de novos conhecimentos.

Aos servidores do Instituto de Geociências, com destaques para o Geólogo e Técnico de Mineração Flávio Henrique Freitas e Silva e para a Técnica de Laboratório Francisca das Chagas Morais.

À Universidade de Brasília e ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, pela oportunidade e suporte concedidos para o desenvolvimento do projeto de pesquisa.

Às Diretorias de Licenciamento Ambiental - DILIC e de Planejamento Administração e Logística - DIPLAN do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis - IBAMA, por autorizarem minha participação no Curso de Doutorado.

Ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio, por meio da Floresta Nacional Saracá-Taquera, pelas autorizações de acesso à essa Unidade de Conservação e por permitir o uso do alojamento durante as campanhas de campo.

À Mineração Rio do Norte - MRN S.A., pela disponibilização de dados de monitoramento ambiental das áreas de estudo, além de outras informações, destacando a colaboração e o apoio dos técnicos da área de controle ambiental dessa empresa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo custeio de algumas análises.

Aos parceiros de trabalho no IBAMA, pela confiança, expectativa e torcida.

Ao Doutorando Vagney Aparecido Augusto e ao Mestrando André Walczuk Gomes, por cooperaram com a construção deste trabalho, em especial pelos auxílios na utilização de ferramentas de geotecnologia.

Aos demais colegas da Pós-Graduando, por terem possibilitado um ambiente de convivência harmoniosa e colaborativa.

Aos professores membros da Banca Examinadora, pelas sugestões, correções e críticas que aperfeiçoaram e enriqueceram esta Tese.

E finalmente, à Roseli dos Santos Souza, minha amada companheira, pela permanente motivação, ajuda e compreensão.

## SUMÁRIO

|  |           |
|--|-----------|
| ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES .....                                | ix        |
| ÍNDICE DE TABELA .....                                     | xii       |
| ÍNDICE DE EQUAÇÕES .....                                   | xiii      |
| RESUMO .....   | xiv       |
| ABSTRACT .....   | xv        |
| <b>1. INTRODUÇÃO .....</b>                                 | <b>1</b>  |
| 1.1 Apresentação.....                                      | 1         |
| 1.2 Localização.....                                       | 2         |
| 1.3 Justificativas e Hipótese.....                         | 4         |
| 1.4 Objetivos .....  | 5         |
| 1.5 Organização da Tese .....                              | 6         |
| 1.6 Materiais e Métodos .....                              | 6         |
| <i>Método da Pesquisa Científica</i> .....                 | 6         |
| <i>Aspectos Legais e Éticos</i> .....                      | 7         |
| <i>Aquisição de Dados</i> .....                            | 7         |
| <i>Tratamentos Preliminares dos Dados</i> .....            | 10        |
| <i>Análises Estatísticas</i> .....                         | 10        |
| <b>2. HIDRODINÂMICA DE AQUÍFEROS EM MEIOS POROSOS.....</b> | <b>12</b> |
| 2.1 Fluxos Subterrâneos.....                               | 12        |
| 2.2 Recarga.....   | 13        |
| <i>Balanço Hídrico</i> .....                               | 14        |
| <i>Balanço de Massa de Cloreto</i> .....                   | 15        |
| <i>Modelagem Matemática</i> .....                          | 16        |
| <i>Flutuação dos Níveis das Águas Subterrâneas</i> .....   | 16        |
| <i>Traçadores Isotópicos</i> .....                         | 18        |
| <i>Múltiplos Métodos</i> .....                             | 21        |
| <b>3. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS.....</b>                    | <b>23</b> |
| 3.1 Contexto Geológico Regional .....                      | 23        |
| 3.2 Sistema Aquífero Alter do Chão .....                   | 26        |
| 3.3 Geologia, Geomorfologia e Pedologia.....               | 28        |
| 3.4 Hidroclimatologia .....                                | 35        |
| 3.5 Vegetação .....  | 36        |
| 3.6 Hidrogeologia.....                                     | 37        |

|  |           |
|--|-----------|
| 3.7 Lavra de Bauxita e Meio Ambiente .....   | 39        |
| <i>Operações de Extração</i> .....   | 39        |
| <i>Impactos Ambientais</i> .....   | 43        |
| <b>4. FLOW PATTERNS AND AQUIFER RECHARGE CONTROLS UNDER THE<br/>AMAZON RAINFOREST INFLUENCE: THE CASE OF THE ALTER DO CHÃO<br/>AQUIFER SYSTEM.....</b> | <b>48</b> |
| Abstract .....   | 48        |
| 4.1 Introduction .....   | 49        |
| 4.2 Study Areas .....  | 51        |
| 4.3 Materials and Methods .....  | 53        |
| 4.4 Results and Discussions .....  | 56        |
| <i>Groundwater Circulation Patterns</i> .....  | 56        |
| <i>Porosity of Vadose Zone Layers</i> .....  | 60        |
| <i>Aquifer Recharge Estimation</i> .....   | 63        |
| 4.5 Conclusions .....  | 65        |
| <b>5. HYDROCHEMISTRY OF ALTER DO CHÃO AQUIFER UNDER BAUXITE<br/>LATERITES: INFLUENCES OF GROUNDWATER FLOW AND MINING<br/>ACTIVITIES .....</b>          | <b>67</b> |
| Abstract .....   | 67        |
| 5.1 Introduction .....   | 68        |
| 5.2 Study Area .....   | 69        |
| 5.3 Materials and Methods .....  | 71        |
| <i>Data Collection</i> .....   | 71        |
| <i>Data Treatment</i> .....  | 71        |
| <i>Multivariate Statistical Analysis</i> .....   | 72        |
| 5.4 Results and Discussions .....  | 73        |
| 5.5 Conclusions .....  | 83        |
| <b>6. PIEZOMETRIC BEHAVIOR IN THE AMAZONIAN LATERITIC PLATEAUS:<br/>IMPLICATIONS OF CLIMATE CHANGES TO THE ALTER DO CHÃO AQUIFER<br/>RECHARGE.....</b> | <b>84</b> |
| 6.1 Introduction .....   | 85        |
| 6.2 Material and Methods.....  | 86        |
| <i>Hydrogeological and Climate Context</i> .....   | 86        |
| <i>Study Areas and Research Sites</i> .....  | 87        |
| <i>Procedures</i> .....  | 89        |

|  |            |
|--|------------|
| 6.3 Results .....  | 90         |
| <i>Rainfall</i> .....  | 90         |
| <i>Potentiometry</i> .....   | 92         |
| 6.4 Discussion .....   | 95         |
| 6.5 Conclusions .....  | 97         |
| <b>7. ATIVIDADE NEOTECTONICA NA REGIÃO DE PORTO TROMBETAS, PARÁ:<br/>EVIDÊNCIAS, CINEMÁTICA E INFLUÊNCIAS NA HIDROGEOLOGIA .....</b> | <b>98</b>  |
| Abstract .....   | 98         |
| Resumo .....   | 98         |
| 7.1 Introdução .....   | 99         |
| 7.2 Materiais e Métodos .....  | 100        |
| 7.3 Contexto Geológico, Pedológico e Geomorfológico .....  | 101        |
| 7.4 Resultados .....   | 103        |
| 7.4.1 Registros das Estruturas e Feições Neotectônicas .....   | 103        |
| <i>Faturas e Falhas em Crostas Bauxíticas</i> .....  | 103        |
| <i>Escalonamento dos Platôs Bauxíticos</i> .....   | 104        |
| <i>Linearidade da Rede de Drenagem</i> .....   | 106        |
| <i>Assimetria dos Vales Fluviais</i> .....   | 106        |
| 7.4.2 Cinemática da Neotectônica .....   | 107        |
| 7.4.3 Estágios da Reativação Neotectônica .....  | 110        |
| 7.4.4 Neotectônica e Hidrogeologia .....   | 111        |
| 7.5 Conclusões .....   | 113        |
| <b>8. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES FINAIS .....</b>   | <b>114</b> |
| 8.1 Integração dos Estudos .....   | 114        |
| 8.2 Aplicações para o Monitoramento Ambiental das Atividades de Mineração de<br>Bauxita .....  | 116        |
| <i>Hidroquímica</i> .....  | 116        |
| <i>Piezometria</i> .....   | 117        |
| 8.3 Recomendações .....  | 120        |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>  | <b>122</b> |



## ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

### CAPÍTULO I

**Figura 1. 1** – Localização dos platôs lateríticos. .... 3

### CAPÍTULO II

**Figura 2. 1** - Flutuação do nível da água ( $\Delta h$ ) admitindo o prolongamento da curva de recessão antecedente ..... 18

**Figura 2. 2** - Enriquecimento de  $^2\text{H}$  e de  $^{18}\text{O}$  a partir da condensação de vapores oceânicos em regiões de elevadas latitudes e altitudes ..... 20

### CAPÍTULO III

**Figura 3. 1** - Bacias Sedimentares do Brasil ..... 23

**Figura 3. 2** - Seção Geológica da Bacia do Amazonas. .... 24

**Figura 3. 3** - Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas..... 25

**Figura 3. 4** - Áreas de exposição das formações Alter do Chão, Içá e Solimões..... 27

**Figura 3. 5** - Argila variegada -A; bauxita - B; crosta ferro-aluminosa - C; nódulos ferruginosos em matriz de argila - D; nódulos bauxíticos em matriz de argila - E; argila amarela - F . .... 30

**Figura 3. 6** - MDE e perfil topográfico de três platôs das áreas de estudo. .... 31

**Figura 3. 7** - Detalhe de horizonte Bw compondo a denominada Argila de Belterra ..... 32

**Figura 3. 8** - Modelo de formação da Argila de Belterra em Rondon do Pará. .... 33

**Figura 3. 9** - Horizonte A (I); Horizonte Bw (II); Horizonte Pisolítico (III); Crosta laterítica (IV). .... 34

**Figura 3. 10** - Detalhe de sedimento arenoso oriundo da erosão do Neossolo Quartzarênico..... 35

**Figura 3. 11** - Precipitação anual e acumulados mensais de chuva. .... 36

**Figura 3. 12** - Balanço Hídrico Climatológico (1960-1991) - estação de Óbidos-PA..... 36

**Figura 3. 13** - Fitofisionomia típica da Floresta Ombrofila Densa nos platôs lateríticos. .... 37

**Figura 3. 14** - Ilustração esquemática e simplificada dos sistemas de fluxo subterrâneo a partir dos platôs bauxíticos. .... 39

**Figura 3. 15** - Operação de desmatamento. .... 40

**Figura 3. 16** - Operação de decapeamento (remoção de horizontes superficiais)..... 40

**Figura 3. 17** - Exposição da camada de bauxita..... 40

**Figura 3. 18** - Transporte de minério até a unidade de britagem. .... 41

**Figura 3. 19** - Detalhe de lavagem do minério na planta de beneficiamento..... 41

**Figura 3. 20** - Vista aérea de tanques de disposição dos rejeitos da lavagem de bauxita. .... 42

**Figura 3. 21** - Operações para a produção de bauxita em Porto Trombetas. .... 42

**Figura 3. 22** - Vegetação de igapó afetada pelos rejeitos da lavagem de bauxita..... 44

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 3. 23</b> - Recuperação ambiental das cavas: regularização topográfica e espalhamento de solo orgânico (A); diferentes estágios de desenvolvimento dos plantios (B, C e D). ..... | 46 |
| <b>Figura 3. 24</b> - Substrato degradado pela deposição do rejeito da lavagem de bauxita. ....   | 46 |
| <b>Figura 3. 25</b> - Detalhe das limitações no desenvolvimento das plantas nos tanques de rejeitos. ....   | 47 |

#### CAPÍTULO IV

|  |    |
|--|----|
| <b>Figure 4. 1</b> - Map of the Alter do Chão Aquifer System area and schematic SW - NE cross-section of the Acre, Solimões, and Amazonas Basins . ....  | 49 |
| <b>Figure 4. 2</b> - Map of the study reference areas. ....  | 51 |
| <b>Figure 4. 3</b> - Schematic profile with respective hydraulic conductivity values. ....   | 53 |
| <b>Figure 4. 4</b> - $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta\text{D}$ of wells, springs and rainwaters. GMWL - Global Meteoric Water Line; RMWL - Regional Meteoric Water Line by Martinelli et al. (1996); MMWL - Manaus Meteoric Water Line by Honório et al. (2010). .... | 56 |
| <b>Figure 4. 5</b> - Average monthly of $\delta^{18}\text{O}$ (I) and $\delta\text{D}$ (II) in precipitation - 1965/1990. ....   | 57 |
| <b>Figure 4. 6</b> - Dendrogram of hierarchical clustering of 18 observations (springs - S and wells - W). ....  | 59 |
| <b>Figure 4. 7</b> - Schematics showing the conceptual flow model for the semiconfined and unconfined portions of the Alter do Chão Aquifer System below the Amazon laterites. ....  | 60 |
| <b>Figure 4. 8</b> - Elongated macropore ( <i>vug</i> ) between iron oxide and hydroxide. The white material represents corroded quartz grains. ....   | 61 |
| <b>Figure 4. 9</b> - Dissolution pore in bauxite facies. White to light brown material represents aluminum-rich minerals and the dark material is iron oxide and hydroxide. ....   | 61 |
| <b>Figure 4. 10</b> - Inter aggregate channelized macropore. In the iron oxide aggregate, there are intra-micropore spaces as well. ....   | 62 |
| <b>Figure 4. 11</b> - Root details in the lateritic profile layers (I - Yellow Clay $\pm$ 4m; II - Bauxite Nodules $\pm$ 6 m; III - Solid Bauxite $\pm$ 7m; IV - Mottled Clay $\pm$ 15 m). ....  | 63 |

#### CAPÍTULO V

|   |    |
|---|----|
| <b>Figure 5. 1</b> - Locating map of the study areas and sampling sites. ....   | 69 |
| <b>Figure 5. 2</b> - Dendrogram of relation between variables. ....   | 73 |
| <b>Figure 5. 3</b> - Correlation circle of variables and distribution of groundwater and spring waters samples according to their scores. ....  | 79 |
| <b>Figure 5. 4</b> - Mean and $\pm$ SD values for EC, $\text{Ca}^{2+}$ and $\text{Mg}^{2+}$ . ....  | 80 |
| <b>Figure 5. 5</b> - (a) Eh-pH Diagram for part of the system Al-O-H and (b) Eh-pH Diagram for part of the system Fe-Si-O-H. Assumed $\text{Al} = 10^{-4}$ , $\text{Fe} = 10^{-6}$ and $\text{Si} = 10^{-3}$ . .... | 81 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figure 5. 6</b> - Hydrogeological flow patterns influencing electrical conductivity of aquifer waters (mean values in wells and water). .....   | 82  |
| <b>CAPÍTULO VI</b>   |     |
| <b>Figure 6. 1</b> - Map showing the three studied lateritic plateaus. Anthropogenic interference is more significant over the Aviso Plateau area. ....  | 88  |
| <b>Figure 6. 2</b> - Profile showing constructive and lithological logs .....  | 89  |
| <b>Figure 6. 3</b> - Trend analysis plot for annual rainfall (2002 -2017). ....  | 91  |
| <b>Figure 6. 4</b> - Boxplot of the monthly rainfall over 16 years (2002-2017). ....   | 92  |
| <b>Figure 6. 5</b> - Annual mean potentiometry (from 2010 to 2016). ....   | 93  |
| <b>Figure 6. 6</b> - Rainfall and water level fluctuation in the wells - $\Delta h$ . Note that, despite similar rainfall recorded along the rainy season as a whole (2012-2014), the $\Delta h$ curves responds to changing pluviometric patterns during the key months of February to April. ....          | 94  |
| <b>Figure 6. 7</b> - Cross-correlation between rainfall and water table variation (A: Monte Branco Plateau; B: Aviso Plateau; and C: Aramã Plateau). ....  | 95  |
| <b>CAPÍTULO VII</b>  |     |
| <b>Figura 7. 1</b> - Localização das áreas da pesquisa. ....   | 100 |
| <b>Figura 7. 2</b> - <b>A:</b> Estrutura aberta compondo plano de falha (em planta); <b>B:</b> slickenside interpretado como estrias de deslizamento em crosta ferruginosa interpretada como falha normal de pequeno rejeito. ....   | 104 |
| <b>Figura 7. 3</b> - Modelo digital de elevação (MDE) e perfil topográfico NW-SE ilustrando o escalonamento dos platôs. ....   | 105 |
| <b>Figura 7. 4</b> - Disposição de estruturas neotectônicas macro regionais no baixo Tapajós e confluência com o rio Amazonas . ....   | 105 |
| <b>Figura 7. 5</b> - Perfis de vales em encostas de platôs bauxíticos. Notar o padrão assimétrico dos vales com encosta íngreme em uma das margens e encosta mais suave na margem oposta. ....   | 107 |
| <b>Figura 7. 6</b> Cinemática da deformação desde o substrato, passando pela reativação que culminou com a separação sul atlântica até o estágio tectônico atual caracterizado pela reativação neotectônica de anisotropias preexistentes (tamanho das setas proporcional a intensidade de deformação). .... | 109 |
| <b>Figura 7. 7</b> - Avaliação macrorregional da reativação neotectônica da região de confluência dos rios Trombetas, Tapajós e Amazonas na perspectiva de um sistema rúptil destal de Riedel, com discriminação das diferentes estruturas de reativação. ....   | 110 |
| <b>Figura 7. 8</b> - Bloco diagrama esquemático mostrando os diferentes padrões de fluxo e conexão hidráulica. ....  | 112 |

## ÍNDICE DE TABELA

### CAPÍTULO I

**Tabela 1.1** - Sítios de pesquisa (PM - poço de monitoramento do aquífero regional; PM<sub>R</sub> – poço de monitoramento de aquífero raso; N – nascente de monitoramento; P<sub>C</sub> – perfil de cava).....9

### CAPÍTULO IV

**Table 4. 1** - Hydraulic parameters of the semiconfined portions of the Alter do Chão aquifer. Monitoring and producing wells in the Juruti region .....53

**Table 4. 2** - Monitoring and sampling sites (W - Deep wells; W<sub>s</sub> - Shallow well; S - Springs; Plateaus: AR - Aramã; MB - Monte Branco; AV - Aviso).....54

**Table 4. 3** - Tritium content in the groundwater of the reference area..... 58

**Table 4. 4** - Average data for sampling site and seasons (wet and dry seasons). W - Well; S - Spring. All chemical substances in mg/L. Results in bold indicate the most contrasting values. 58

**Table 4. 5** - Main components of the bauxite, iron crusts and soil layers. Aggregate - clay and iron oxide or aluminum hydroxide; Quartz - residual detritic grains; iron crust - iron oxide hydroxide; and Pore - total macro porosity space. .... 60

**Table 4. 6** - Water table fluctuation measured in monitoring wells in the reference areas of the semiconfined aquifer. .... 64

**Table 4. 7** - Water table fluctuation obtained from monitoring wells in the Juruti Town area. (PT-01: 2°10'18.1"S and 56°05'57.6"W and PT-02: 2°10'30.9"S and 26°26'13.1"W). .... 64

### CAPÍTULO V

**Table 5. 1** - Sampling sites (W-Wells; S-Springs; Plateaus: AR-Aramã; MB-Monte Branco; AV-Aviso).....72

**Table 5. 2** - Physicochemical parameters for the Groundwater from the Aramã plateau (W - AR). .....74

**Table 5. 3** - Physicochemical parameters for the Groundwater from the Monte Branco Plateau (W - MB).....75

**Table 5. 4** - Physicochemical parameters for the Groundwater from the Aviso Plateau (W - AV). .....76

**Table 5. 5** - Physicochemical parameters for the spring waters from the Monte Branco Plateau (S- MB). .....77

**Table 5. 6** - Physicochemical parameters for the spring waters from the Aviso Plateau (S - AV). .....78

**Table 5. 7** - Physicochemical parameters for the spring and well waters in the wet and dry seasons..... 78

|   |    |
|---|----|
| <b>Table 5. 8</b> - Factor Loadings by Extraction of Main Components..... | 80 |
|---|----|

## **CAPÍTULO VI**

|  |    |
|--|----|
| <b>Table 6. 1</b> - Monitoring sites (W - Deep Wells; MB - Monte Branco; AV - Aviso; AR - Aramã).<br>..... | 88 |
|--|----|

|  |    |
|--|----|
| <b>Table 6. 2</b> - Monthly and accumulated precipitation, in mm, for the study area (2002-2017). Data obtained from the automated weather station owned by MRN..... | 90 |
|--|----|

|  |    |
|--|----|
| <b>Table 6. 3</b> - Tukey method for pairwise comparisons of monthly rainfall means (2002 -2017). Months that do not share groups (letters) show difference between averages. .... | 91 |
|--|----|

|   |    |
|---|----|
| <b>Table 6. 4</b> - Potentiometry (meters) – 2010/2016 ( $\Delta h$ is the difference between the highlighted values). .... | 93 |
|---|----|

|   |    |
|---|----|
| <b>Table 6. 5</b> - Analysis of Variance of the potentiometric data (Results in bold: F-value exceeds F-critical). .... | 93 |
|---|----|

## **CAPÍTULO VIII**

|   |     |
|---|-----|
| <b>Tabela 8. 1</b> - Parâmetros físicos e inorgânicos referenciais para o controle ambiental das águas subterrâneas do SAAC em áreas de extração de bauxita. .... | 117 |
|---|-----|

|  |     |
|--|-----|
| <b>Tabela 8. 2</b> - Referenciais para monitoramentos de $\Delta h$ anuais do SAAC na área de estudo. .... | 120 |
|--|-----|

## **ÍNDICE DE EQUAÇÕES**

### **CAPÍTULO II**

|   |    |
|---|----|
| <b>Equação 2. 1</b> - Modelo tridimensional de fluxo em ambiente saturado, anisotrópico e não confinado. .... | 13 |
|---|----|

|  |    |
|--|----|
| <b>Equação 2. 2</b> - Equação de balanço hídrico adaptada para a estimativa de recarga. .... | 15 |
|--|----|

|   |    |
|---|----|
| <b>Equação 2. 3</b> - Estimativa da recarga pelo balanço de cloreto. .... | 15 |
|---|----|

|  |    |
|--|----|
| <b>Equação 2. 4</b> - Cálculo da recarga pelo critério da reserva renovável para sistema livre. .... | 17 |
|--|----|

|  |    |
|--|----|
| <b>Equação 2. 5</b> - Cálculo da recarga pelo critério da reserva renovável para sistema confinado. .. | 17 |
|--|----|

## RESUMO

Este estudo investigou os padrões de circulação e o comportamento hidroquímico, bem como o mecanismo e a quantificação da recarga das águas do Sistema Aquífero Alter do Chão em platôs lateríticos da região de Porto Trombetas. Nessas áreas, importantes pelo potencial mineral de bauxita e pelos ecossistemas florestais, o Sistema Aquífero ocorre como um reservatório subterrâneo semiconfinado, quando sotoposto aos perfis lateríticos autóctones maduros, ou não confinado nas áreas de vales. Do topo para a base os perfis lateríticos apresentam a seguinte sequência de camadas: solo superior, argila amarela (Argila de Belterra), crostas de ferro e alumínio, bauxita e argila variegada. A bauxita e as crostas aluminosas apresentam os maiores valores de condutividade hidráulica, resultantes de porosidade que varia entre 30 e 45%. O solo superficial, caracterizado como Latossolo Amarelo aluminico, a porosidade de cerca de 18% resulta em menor condutividade hidráulica. A argila variegada, também definida por baixa condutividade hidráulica, funciona como aquitarde com drenança para o aquífero sotoposto. O padrão de relevo permite determinar os sistemas de fluxo hidrogeológico regional e local, evidenciados nos platôs e nos vales, respectivamente. A análise de dados hidroquímicos corrobora com a proposta da existência de diferentes sistemas de fluxos. Condutividades elétricas ligeiramente maiores nas águas do aquífero indicam predomínio de fluxos regionais a partir dos topos dos platôs, enquanto as águas menos condutivas das nascentes demonstram a influência de fluxos locais nas encostas desses mesmos platôs. Dados de isótopos estáveis de Oxigênio e Deutério indicam que a recarga do sistema aquífero se dá pela infiltração de águas de chuvas por percolação direta e rápida, sem sofrer importante processo de evaporação prévia à recarga. Avaliações dos teores de Trítio indicam que o aquífero é suprido por chuvas relativamente recentes, ou por misturas que contenham essas águas. A cobertura florestal tem importante atuação no controle de recarga devido à bioturbação pelas raízes, cujas profundidades podem atingir mais de 15 metros. Essa bioturbação provoca zonas de fluxo preferenciais e é responsável pelo aumento da condutividade hidráulica nas camadas pelíticas. Admitindo-se um polígono de 1 km<sup>2</sup>, estima-se recarga de pelo menos 236.400 e 350.000 m<sup>3</sup> / ano, respectivamente, para as porções semiconfinada e não confinada do aquífero. Os processos neotectônicos que controlam a dinâmica geomorfológica e pedológica da região, representados principalmente por estruturas N30-40°W, N45°E e EW, compreendem outro fator com relevância para o fluxo subterrâneo. Na compartimentação geomorfológica representada pelos platôs lateríticos essas estruturas neotectônicas produzem rupturas nas crostas ferro aluminosas, nas camadas de bauxita e no próprio aquitarde, contribuindo para o aumento da condutividade hidráulica média e da capacidade de drenança da camada semiconfinante para o aquífero regional. Os principais efeitos da mineração de bauxita são percebidos na redução da taxa de recarga. Em áreas afetadas pela mineração e atualmente em processo de recuperação ambiental constatou-se: taxa média de recarga inferior a 50% das taxas observadas para áreas naturais; e reduções nos teores de Ca e Mg, contudo sem comprometimento do uso da água para qualquer finalidade, tampouco alteração nas fácies hidroquímicas. No contexto das mudanças climáticas globais, as porções do Sistema Aquífero Alter do Chão semiconfinadas apresentam maior capacidade de resiliência frente às projeções de alterações no regime pluviométrico da Amazônia, uma vez que as respostas das taxas de recargas a suas possíveis alterações ocorreriam de forma não linear, ao contrário do esperado para sistemas aquíferos livres.

**Palavras-chave:** Hidrogeologia, águas subterrâneas, Sistema Aquífero Alter do Chão, recarga de aquífero, fluxos subterrâneos, hidroquímica, mineração de bauxita, mudanças climáticas.

## ABSTRACT

This study aims at investigating the circulation patterns and hydrochemical behavior, mechanism as well as quantifying the recharge waters in the Alter do Chão Aquifer System under the bauxite lateritic plateaus of the Porto Trombetas region. The Aquifer System in these areas, important due to the mineral potential of bauxite and to the forest ecosystems, occurs as either semi-confined subterranean reservoir under mature autochthonous lateritic profiles or unconfined in the valley areas. From top to bottom, the lateritic profiles consist of the following layers: topsoil, yellow clay (Belterra Clay), iron and aluminum crusts, bauxite and mottled clay. The highest hydraulic conductivity is observed for the bauxite and alumina crusts, resulting from porosity ranging from 30 to 45% whereas lower hydraulic conductivity values are observed for the surface soil, characterized as Yellow Oxisol (Oxisol), with about 18% porosity. Mottled clay, also characterized by low hydraulic conductivity, acts as a drainage aquifer for the underlying aquifer. The relief pattern allows to determine regional and local hydrogeological flow systems, evidenced in plateaus and valleys, respectively. The analysis of the hydrochemical data corroborates previous studies on the existence of different flow systems. Slightly higher electrical conductivities in the waters of the aquifer indicate a predominance of regional flows from the plateau tops, while the less conductive waters of the springs are influenced by local flows on the slopes of these plateaus. Stable oxygen and deuterium isotope data indicate that the aquifer system is recharged by infiltrating rainwater via direct and/or rapid percolation, without undergoing an important evaporation process prior to recharge. Tritium levels indicate that the aquifer is supplied by relatively recent rains, or by mixtures containing these waters. Also, forest cover has an important role in controlling the recharge due to bioturbation by the roots, which can be more than 15 m deep in some places. This bioturbation causes preferential flow zones and is responsible for increasing the hydraulic conductivity in the pelitic layers. Assuming a polygon of 1 km<sup>2</sup>, the estimated recharge is at least 236,400 and 350,000 m<sup>3</sup>/year, for the semi-confined and unconfined portions of the aquifer, respectively. The Neotectonic processes, represented mainly by N30-40°W, N45°E and EW structures, controlling the geomorphological and pedological dynamics of the region are another relevant factor to the underground flow. In the geomorphological compartmentalization represented by the lateritic plateaus, these Neotectonic structures cause ruptures in the aluminous iron crusts, in the bauxite layers and in the aquitard itself, contributing to the increase of the average hydraulic conductivity and the drainage capacity of the semi-confined layer to the regional aquifer. The main effects of bauxite mining are apparent in the reduced recharge rates. In mining-affected areas and those currently in the process of environmental recovery, the average recharge rate was 50% lower than the rates observed for natural areas while the reduced Ca and Mg contents observed do not compromise water use for any purpose or alter the hydrochemical facies. In the context of global climate change, portions of the semi-confined Alter do Chão Aquifer System present great resilience to the projected changes in the rainfall regime of the Amazon since, contrary to what is expected for free aquifer systems, the recharge rate response to the possible changes would be non-linear.

**Keywords:** Hydrogeology, groundwater, Alter do Chão Aquifer System, aquifer recharge, groundwater flow, hydrochemistry, bauxite mining, climate change.

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

O conhecimento hidrogeológico, materializado na compreensão dos parâmetros hidráulicos e hidrodinâmicos dos sistemas subterrâneos, é chave para as avaliações relativas ao comportamento de determinados ambientes frente às condições geo-ambientais ou às alterações induzidas por atividades antrópicas.

No espectro dos recursos hídricos, as águas subterrâneas assumem notável importância por serem capazes de expressar, qualitativa ou quantitativamente, os resultados das interações entre pedologia, geologia, relevo, clima e uso e ocupação territorial (Feitosa *et al.* 2008, Jie *et al.* 2011).

A maior ou menor susceptibilidade das águas subterrâneas às alterações ambientais depende da natureza e das características das atividades antrópicas, das propriedades hidráulicas e hidrodinâmicas do ambiente pedogeológico, incluindo as zonas vadosa e saturada, bem como dos padrões de fluxos e das condições geoquímicas do sistema (Aller *et al.* 1987, Foster & Hirata 1993, Domenico *et al.* 1998, Fetter 2001, Boaventura & Freitas 2006).

Apesar da proteção natural promovida a essas águas pelos solos de cobertura (Foster *et al.* 2002, Rebouças 2002, Giampá & Gonçales 2013), a relevância da hidrogeologia é aumentada quando da ocorrência de interferências diretas no ambiente subterrâneo, a exemplo de atividades minerárias.

Autores como Tost *et al.* (2018), Adiansyah *et al.* (2016) e Ihle *et al.* (2018) reconhecem os recursos hídricos, juntamente com a biodiversidade, como principais indicadores ambientais para as atividades minerárias. Além de essenciais ao processo produtivo de diversas modalidades de mineração, em especial no que diz respeito às operações de beneficiamento, os recursos hídricos são receptores primários dos efeitos das alterações resultantes dessas atividades no meio ambiente (Bertolo *et al.* 2006, Cabral Junior *et al.* 2008, Mechi & Sanches 2010, Guimarães *et al.* 2012, Zeng *et al.* 2018, Yang *et al.* 2018). Esses efeitos, geralmente traduzidos como impactos ambientais, podem ocorrer, por exemplo, na forma de rebaixamento de aquífero, comprometimento de vazões de cursos hídricos superficiais, alterações nos padrões de qualidade, diminuição de áreas de recarga e mudanças nos regimes de fluxos subterrâneos (Jain *et al.* 2015).

Face às potencialidades minerais, as últimas cinco décadas foram marcadas por interesses científicos e econômicos com relação aos platôs lateríticos da Amazônia. Dentre as produções minerais desses lateritos, a extração de minério de alumínio (bauxita) já supera 90% da produção nacional. Em razão da concentração dos depósitos desse minério na Amazônia, que contribui para que o Brasil detenha a terceira maior reserva do mundo o que representa 10% da reservas



mundiais (Bray 2017), são crescentes as preocupações com os impactos ambientais e com a sustentabilidade ambiental das atividades minerárias (Wanderley 2008), principalmente pelos conflitos com a diversidade biológica e cultural (Vieira *et al.* 2000) e pelos interesses nos serviços ecossistêmicos do bioma amazônico (Machado & Pacheco 2010).

Essas circunstâncias induzem a necessidade de aprimoramento contínuo sobre o conhecimento científico da dinâmica física, química e biológica desse bioma, além de se estabelecer parâmetros de controle ambiental apropriados, na perspectiva da construção de práticas sustentáveis de aproveitamento de recursos minerais.

No contexto da mineração de bauxita que ocorre nos platôs lateríticos do Baixo Amazonas (Pará), unidades essas desenvolvidas sobre a formação geológica que abriga o segundo maior aquífero do país, ou seja, o Aquífero Alter do Chão (Ana 2005a), o emprego de parâmetros hidrogeológicos torna-se imprescindível a quaisquer estudos ou avaliações de natureza ambiental. Embora esse tipo de mineração não implique em rebaixamento de aquífero, ao contrário do que ocorre com algumas minerações de ferro (Silva 2001), a participação das águas subterrâneas em relações hidro-ecológicas (Porporato *et al.* 2002, Wahnfried & Soares 2012, Lima *et al.* 2013), materializadas por descargas que sustentam diversos igarapés da região (Brandt 2007), bem como a influência que exercem no comportamento biogeoquímico dos ecossistemas (Stum & Morgan 1995), determinam a necessidade de adequada compreensão sobre os fluxos e, mesmo, sobre o comportamento hidroquímico dessas águas.

Embora com o foco em áreas de mineração de bauxita, a importância e a aplicabilidade dos estudos transpõem-se para outras temáticas que possuam interfaces com a hidrogeologia da Amazônia.

A dimensão praticamente continental da Amazônia, abrigando inúmeros padrões geográficos e geológicos (RadamBrasil 1976, Ab'Saber 2002, CPRM 2006, CPRM 2008, Xafi *et al.* 2013), que incluem importantes aquíferos (Ana 2015b), faz com que o conhecimento a respeito das propriedades hidráulicas e hidrodinâmicas dos sistemas subterrâneos ainda seja limitado, constituindo um vasto campo para a pesquisa científica.

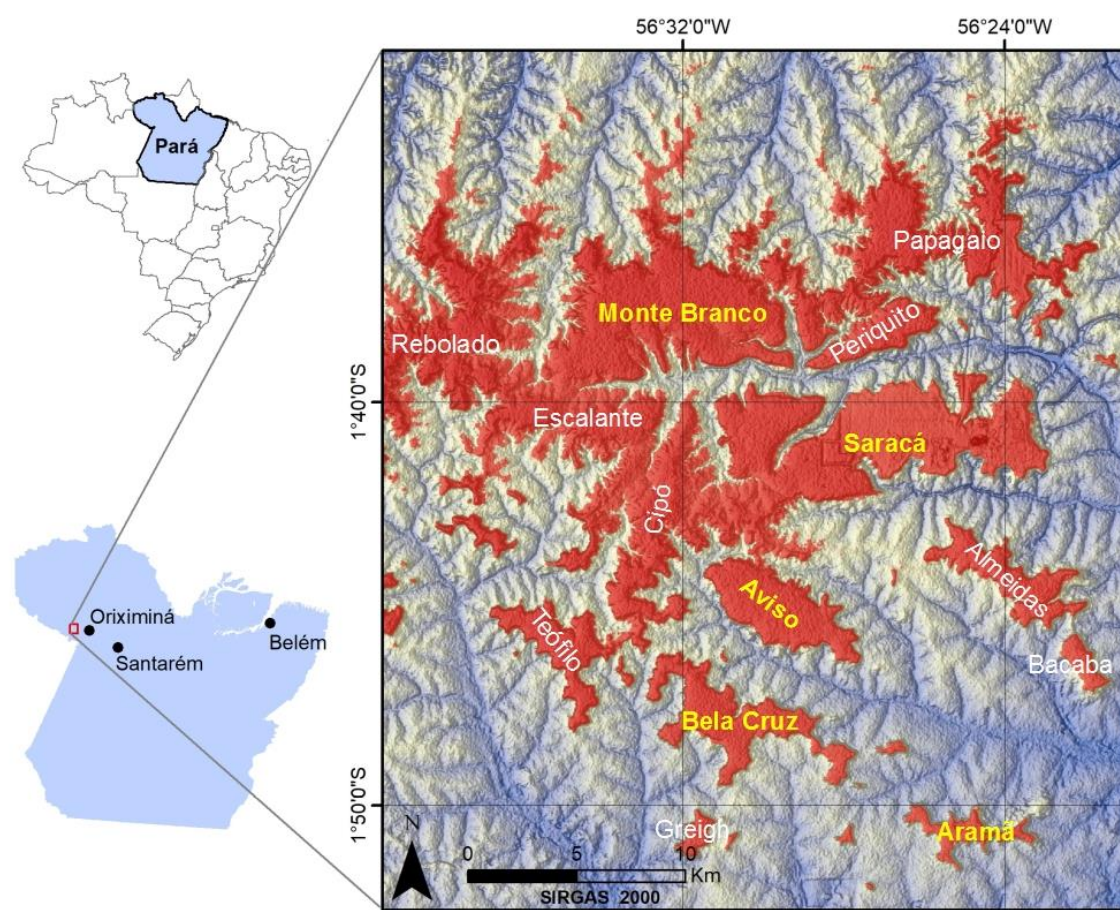
É nesse contexto que se almeja contribuir para o conhecimento hidrogeológico aplicado às questões ambientais de um dos mais importantes aquíferos da região, o Aquífero Alter do Chão, especialmente quando em condições de perfis lateríticos, onde as lacunas científicas são visivelmente mais acentuadas.

## **1.2 Localização**

A pesquisa se desenvolve em platôs lateríticos do baixo Amazonas, posicionados entre os paralelos 2°0'0" S e 1°30'0" S e os meridianos 56° 0'0" W e 57°0'0" W.

Esses platôs encontram-se dentro dos limites da Floresta Nacional Saracá-Taquera, Unidade de Conservação de Uso Sustentável do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio que possui 441.282,63 ha, localizada em Porto Trombetas, município de Oriximiná, Estado do Pará.

Os estudos das águas subterrâneas ocorreram nas seguintes áreas: **Platô Aramã**, com 345 ha e sem interferência da mineração até o desenvolvimento da pesquisa; **Platô Monte Branco**, com 3.750 ha, onde as atividades de extração de bauxita foram recentemente iniciadas (2015), porém, sem afetar os sítios de pesquisa; e **Platô Aviso**, com cerca de 1.400 ha, no qual a atividade de mineração foi iniciada no ano de 2003 e finalizada em 2011, encontrando-se atualmente em processo de recuperação ambiental (pós-lavra). Dados complementares de precipitação pluviométrica foram obtidos no **Platô Saracá**, enquanto que estudos de solos e crostas foram realizados tanto no **Platô Monte Branco**, como no **Platô Bela Cruz**. Essas áreas de estudos são representadas na Figura 1.1.



**Figura 1.1** – Localização dos platôs lateríticos. Os sítios de pesquisa situam-se nos platôs com as denominações destacadas em amarelo.

Conforme previsto no Decreto de Criação (Brasil 1989) e no Plano de Manejo da Floresta Nacional (Ibama 2001), esses platôs constituem importantes áreas de extração de bauxita, cujos projetos são de responsabilidade da Mineração Rio do Norte - MRN S.A.

O acesso mais comum a Porto Trombetas se dá por meio hidroviário, distando cerca de 250 Km de Santarém/PA e 60 Km de Óbidos/PA. De Porto Trombetas até as áreas de pesquisa o acesso é feito por meio da rodovia da mineradora que se estende até o platô Saracá e, a partir daí, por meio de estradas que ligam as minas de bauxita.

### **1.3 Justificativas e Hipótese**

A escolha da região de Porto Trombetas como estudo de caso se deveu à representatividade de ocorrência de lateritos bauxíticos (Costa 1991), ao desenvolvimento de projetos de extração de bauxita que totalizam mais 53% da produção nacional e à disponibilidade de dados de monitoramentos na forma de séries temporais.

A presença de aquitarde nas áreas de pesquisa resulta em semiconfinamento do aquífero profundo (Ecooideia 2011, MRN & FRASA 2012), onde os fluxos hídricos e os processos de recarga do Aquífero Alter do Chão sob condição de semiconfinamento tendem a ser mais complexos, inexistindo tratativas aprofundadas dessas condições na literatura científica atual.

Nos últimos anos, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM tem atuado no desenvolvimento de estudos sobre o Aquífero Alter do Chão, por meio do projeto Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas - RIMAS. Contudo, esses estudos compreendem escalas de menor detalhe e, ainda, com maior representatividade das áreas onde o aquífero ocorre de forma livre, em detrimento dos confinados ou semiconfinados (CPRM 2012a e 2012b; Gonçalves & Miranda 2014).

Estudos em maior detalhe são, em geral, direcionados para áreas urbanas ou próximas dessas, tendo como principal finalidade o aprofundamento no conhecimento sobre a potencialidade hidrogeológica e a qualidade das águas (Tancredi 1996, Aguiar *et al.* 2002, Ana 2005b, Azevedo 2006, Souza & Verma 2006, Vasconcelos 2006, Galvão *et al.* 2012, Ana 2015a e 2015b).

Nas investigações sobre fluxos e recarga se destacam os estudos de Rosário (2011) e Rosário *et al.* (2016), que defendem o caráter continental da dinâmica subterrânea entre as terras altas do Perú e a Bacia Sedimentar do Amazonas, no contexto do Sistema Aquífero Tikuna. Além de corroborar com esse entendimento sobre a dinâmica subterrânea regional da Amazônia, Pita *et al.* (2016) também ressaltam a complexidade hidrodinâmica do Aquífero Alter do Chão, seja pela diversidade nos padrões de circulação ou pelas formas de recarga, que incluem recargas de águas meteóricas locais e remotas.

A Modelagem hidrológica e hidrodinâmica da Bacia do Rio Amazonas (Paiva *et al.* 2013) demonstra a maior importância das águas superficiais na determinação do balanço hídrico da bacia (56%), seguida da umidade na zona vadosa (27%) e das águas subterrâneas (8%). Esse

mesmo estudo, além de ressaltar a pertinência dos dados obtidos pelo modelo para as grandes várzeas, reconhece a dificuldade de se obter resultados satisfatórios para outras áreas da bacia, bem como ressalta a necessidade de desenvolvimento de novos estudos.

Ao se considerar particularidades geomorfológicas como as da área desta pesquisa, praticamente inexistem estudos que relacionem hidrogeologia com o regime pluviométrico, a hidrologia superficial, os fluxos de base e, tampouco, com as relações que se estabelecem com os ecossistemas. As poucas informações existentes dizem respeito à descrição da hidrogeologia dessas áreas, contidas em alguns estudos técnicos desenvolvidos por conta de exigências ambientais no âmbito de projetos de extração mineral (Brandt 2006, Ecooideia 2011, MRN & FRASA 2012).

Para o desenvolvimento desta pesquisa adotou-se como premissa o funcionamento sistêmico do Aquífero Alter do Chão, que passa a ser denominado Sistema Aquífero Alter do Chão - SAAC, bem como foi postulado o seguinte questionamento hipotético: os perfis lateríticos bauxíticos influenciam na diferenciação dos padrões de fluxos e de recarga do Sistema Aquífero Alter do Chão, bem como determinam maior capacidade de resiliência desse sistema aos efeitos de alterações antrópicas e ambientais?

A resposta desse questionamento é essencial para contribuir com a minimização do grau de incertezas a respeito dos efeitos de grandes projetos de extração de minerais supergênicos nas águas subterrâneas, além de ser oportuna para subsidiar quaisquer processos de gestão ambiental ou de recursos hídricos associadas a esse sistema aquífero.

#### **1.4 Objetivos**

O objetivo principal da pesquisa é descrever a dinâmica dos fluxos subterrâneos que resultam em processos de recarga do SAAC sob condições de semiconfiamento por aquítarde em platôs lateríticos bauxíticos.

Os objetivos específicos da pesquisa incluem:

- Discutir as influências da pedologia, geologia, pluviometria, cobertura florestal e uso/ocupação nos fluxos subterrâneos e nos controles da recarga;
- Descrever o comportamento hidroquímico das águas do SAAC;
- Comparar o comportamento piezométrico do SAAC com os regimes de chuva da região;
- Analisar os principais condicionamentos geológicos à movimentação das águas subterrâneas (neotectônica);
- Integrar os resultados obtidos na perspectiva de aplicação a processos de avaliação e de gestão dos impactos ambientais decorrentes da mineração de bauxita.

## **1.5 Organização da Tese**

Este primeiro capítulo da Tese, além contextualizar a problemática e localizar as áreas do estudo de caso, apresenta as justificativas, a hipótese, os objetivos e os métodos aplicados à pesquisa. O segundo capítulo faz uma abordagem geral a respeito dos fluxos e da recarga de aquíferos em sistemas subterrâneos intergranulares. O terceiro capítulo contextualiza a geologia regional e o Sistema Aquífero Alter do Chão, descreve as principais características das áreas estudadas e sintetiza as operações envolvidas na mineração de bauxita em Porto Trombetas, incluindo as questões ambientais advindas de tais operações.

O quarto, o quinto, o sexto e o sétimo capítulos são constituídos de manuscritos, dos quais 2 (dois) já foram submetidos para publicação na forma de artigos científicos. Esses manuscritos são os produtos de cada uma das fases desenvolvidas para se alcançar os objetivos anteriormente propostos.

O oitavo capítulo contempla as discussões finais e as conclusões advindas de cada um dos manuscritos.

As listas de citações empregadas em cada um dos capítulos são apresentadas em conjunto no item Referências Bibliográficas, exibido ao final do texto da Tese.

## **1.6 Materiais e Métodos**

### ***Método da Pesquisa Científica***

A presente pesquisa não pretendeu desenvolver metodologias novas para abordar os problemas enumerados nas justificativas e que culminaram com os objetivos da investigação científica. Para o sequenciamento dos trabalhos foram aplicados métodos e técnicas consagradas em outras pesquisas e relacionadas com estudos de fluxo subterrâneo e de recarga de aquíferos.

A postulação da hipótese da pesquisa na forma de questionamento se deveu à complexidade que está associada aos estudos em Geociências, muitas vezes demandando a adoção da premissa das múltiplas hipóteses (Chamberlin 1997). Segundo esse autor, raras são as vezes que um fenômeno unitário pode ser explicado por uma causa simples, devendo-se estar alerta às mudanças nos processos que conduzem às explicações, assim como ao aparecimento de novos fatores.

A partir dessa orientação, manteve-se o esforço para a visualização da problemática sob diversos ângulos, na tentativa de aquisição de informações e do desenvolvimento de análises minimamente suficientes para sustentar a escolha de um cenário que melhor reponda ao questionamento.

### ***Aspectos Legais e Éticos***

O acesso às áreas de pesquisa, situadas no interior da Floresta Nacional Saracá-Taquera, Unidade de Conservação de domínio da União e sob a gestão do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio, contou com autorização desse Instituto, obtida junto ao Sistema de Autorização e Informação em Biodiversidade - SISBIO.

A utilização de dados de monitoramentos produzidos pela Mineração Rio do Norte - MRN, originalmente desenvolvidos para atendimento de exigências ambientais relacionadas a atividades minerárias, foi precedida de permissão formal dessa empresa.

### ***Aquisição de Dados***

As atividades relacionadas à aquisição de dados compreenderam:

- Obtenção de série de dados sobre precipitação entre 2002 e 2017 produzidos por estação meteorológica automática operada pela mineradora nas proximidades das áreas de estudo;
- Obtenção de série de dados de monitoramento piezométrico dos poços profundos entre 2010 e 2017, com medições mensais obtidas por meio de medidor de nível manual com sensor eletrônico;
- Obtenção de séries de monitoramento hidroquímico de 2012 a 2017 (mensais para poços profundos e trimestrais para nascentes), compreendendo pH, Temperatura (T), Condutividade Elétrica (CE), Turbidez,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SiO_2$ ,  $NO_3^-$  e  $SO_4^{2-}$ . Conforme declarado: pH, CE e T foram determinados por meio de medidor multiparâmetro; as águas de poços foram coletadas por *bailers* (poços dos platôs Monte Branco e Aramã) e por bomba de baixa vazão (poço do platô Aviso); as águas das nascentes foram coletadas por frascos do tipo bécher; as amostras foram filtradas em filtros de 0,45 $\mu$ m e acondicionadas em frascos de polipropileno; e os transportes até o laboratório realizados sob refrigeração. Ainda segundo informado, os cátions e a sílica ( $SiO_2$ ) foram determinados por Espectrometria de Emissão Atômica - ICP, o  $NO_3^-$  e o  $SO_4^{2-}$  por fotoespectrometria; o  $Cl^-$  por Eletrodo Seletivo, o  $HCO_3^-$  por titulação e a turbidez por turbidímetro;
- Medição dos níveis de águas de poços profundos (abril/2016, julho/2017), para fins de comparação com os monitoramentos sistemáticos, utilizando-se de medidor de nível manual com sensor eletrônico;
- Amostragens de águas de poços profundos (coletor tipo *bailer*) e de nascentes (coleta direta), realizadas em abril/2016 e julho/2017, com a finalidade de análise hidroquímica. Foram feitas determinações *in situ* de pH, Temperatura (T) e Condutividade Elétrica (CE), por meio de medidor multiparâmetros. As amostras

para análises laboratoriais foram filtradas em filtros de 0.45µm e acondicionadas em frascos de polipropileno. No laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília - LabGeq/UnB foram determinados cátions ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  e  $\text{Al}^{3+}$ ) e Sílica ( $\text{SiO}_2$ ) por meio de Espectrometria de Emissão Atômica (ICP).  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$  foram determinados por cromatografia iônica. Para a determinação dos cátions utilizou-se de amostras acidificadas;

- Amostragens de águas de poços profundos e de nascentes (abril/2016 e julho/2017) para determinação das razões de isótopos estáveis ( $^{18}\text{O}$  e Deutério), com as coletas realizadas, respectivamente, por tubo *bailer* e de forma direta (bécher), seguindo-se do acondicionamento em frascos de 2 ml. Essas mesmas razões isotópicas também foram determinadas para 11 amostras de águas de chuva (coleta direta), obtidas nos meses de abril, outubro, novembro e dezembro de 2016. As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia a Universidade de Brasília - GeoCrono/UnB, utilizando o equipamento Picarro Analyzer e adotando o padrão V-SMOW, com a finalidade de comparação com curvas pré-existentes de águas meteóricas;
- Amostragens de águas para análise do teor de trítio, realizada em abril/2018. As coletas foram realizadas em dois poços do aquífero regional e em um poço do aquífero freático (poço raso), utilizando-se de *bailers*, sendo as amostras acondicionadas em frascos de polipropileno. A determinação foi realizada no Laboratório do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear - CDTN, da Comissão Nacional de Energia Nuclear - CNEN, por meio da técnica de cintilação líquida com enriquecimento eletrolítico;
- Inspeções tátil-visuais em taludes das cavas, realizadas em abril/2016 e julho/2017, visando à macrocaracterização dos horizontes dos perfis dos solos quanto aos atributos físicos (cor, textura, estrutura) e biológicos (profundidade de raízes, atividade de microorganismos, presença de matéria orgânica);
- Coletas de amostras de solos (amostras indeformadas ou pouco deformadas) e de crostas, realizadas em abril/2016 e julho/2017, para a confecção de lâminas delgadas com impregnação;
- Análises petrográficas de lâminas de solo e crostas, realizadas no Laboratório de Difração de Raios X - DRX/UnB, com o auxílio de microscópio de luz transmitida e do software Petroledge®. Foram avaliados o formato e o tamanho dos poros (microporos, macroporos, *vugs*, etc.) e quantificadas as porosidades;
- Elaboração de Modelo Digital de Elevação – MDE das áreas de pesquisa a partir de imagens de radar (ALOS PALSAR e SRMT), incluindo relevo sombreado e perfis

topográficos, determinação das redes de drenagem, extração de lineamentos estruturais e a verificação dos padrões dos vales fluviais que dissecam os platôs lateríticos, para fins de avaliação de estrutura de neotectônica; e

- Medições de atitudes de fraturas e falhas de pequeno rejeito em fundos de cavas preparadas para a lavra, bem como em taludes de cavas e de estradas para complementação dos estudos sobre a neotectônica da região.

Na Tabela 1.1 constam as identificações e as localizações geográficas dos sítios pesquisados nos platôs Aramã (AR), Monte Branco (MB), Aviso (AV) e Bela Cruz (BC), além das formas de aquisição de dados em cada um desses sítios.

**Tabela 1.1** - Sítios de pesquisa (PM - poço de monitoramento do aquífero regional; PM<sub>R</sub> – poço de monitoramento de aquífero raso; N – nascente de monitoramento; P<sub>C</sub> – perfil de cava).

| Identificação        | Latitude S | Longitude W | Aquisição de dados   |
|----------------------|------------|-------------|--|
| PM-AR                | 01°50'20"  | 56°26'10"   | Monitoramento piezométrico e hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos |
| PM <sub>R</sub> -AR  | 01°50'20"  | 56°26'10"   | Amostragens para hidroquímica e isótopos   |
| PM-AR03              | 01°50'44"  | 56°23'40"   | Amostragens para hidroquímica e isótopos   |
| PM-MB01              | 01°37'26"  | 56° 32'05"  | Monitoramento piezométrico e hidroquímico /  |
| PM-MB02              | 01°36'14"  | 56°32'24"   | Amostragens para hidroquímica e isótopos   |
| PM-MB03              | 01°37'02"  | 56°33'43"   | Amostragens para hidroquímica e isótopos   |
| PM-AV                | 01°45'14"  | 56°30'07"   | Monitoramento piezométrico e hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos |
| N-AV02               | 01°45'10"  | 56°30'59"   | Monitoramento hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos                |
| N-AV05               | 01°45'19"  | 56°27'55"   | Monitoramento hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos                |
| N-AV06               | 01°46'07"  | 56°29'53"   | Monitoramento hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos                |
| N-MB04               | 01°36'38"  | 56°32'52"   | Monitoramento hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos                |
| N-MB05               | 01°36'36"  | 56°31'32"   | Monitoramento hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos                |
| N-MB07               | 01°36'49"  | 56°34'27"   | Monitoramento hidroquímico / Amostragens para hidroquímica e isótopos                |
| N-AR01               | 01°50'19"  | 56°26'39"   | Amostragens para hidroquímica e isótopos   |
| P <sub>C</sub> -MB01 | 01°37'41"  | 56°30'03"   | Avaliação de perfil de solo <i>in situ</i> / Coleta de amostras indeformadas de solo |
| P <sub>C</sub> -MB02 | 01°37'42"  | 56°29'48"   | Avaliação de perfil de solo <i>in situ</i> / Avaliação de bioturbações               |
| P <sub>C</sub> -BC01 | 01°47'45"  | 56°29'52"   | Descrição de perfil de solo completo   |
| P <sub>C</sub> -BC02 | 01°48'01"  | 56°31'54"   | Estudo de crostas e bauxita <i>in situ</i> / Coleta de amostras de bauxita           |
| P <sub>C</sub> -BC03 | 01°48'10"  | 56°29'51"   | Avaliação de perfil de solo <i>in situ</i> / Avaliação de bioturbações               |
| P <sub>C</sub> -BC04 | 01°48'11"  | 56°29'21"   | Estudo de crostas e bauxita <i>in situ</i> / Coleta de amostras indeformadas de solo |



### ***Tratamentos Preliminares dos Dados***

Os dados de natureza quantitativa foram sistematizados na forma de planilhas eletrônicas, de modo a permitir fácil manipulação, visualização na forma de gráficos e tabelas, assim como a exportação para softwares de análises estatísticas.

Para minimizar os problemas relacionados à qualidade do conjunto de dados hidroquímicos, foram adotados os seguintes procedimentos:

- Avaliação de *outliers* para cada uma das variáveis, caracterizados como a média  $\pm 3$  vezes desvio padrão, classificando esses valores em possíveis erros de análise, em erros de digitação e em anomalias. Com exceção dos valores classificados como anomalias, os demais foram excluídos do conjunto de dados;
- Eliminação de amostras para as quais uma ou mais variáveis foram identificadas com algum tipo de erro;
- Exclusão do parâmetro  $Mn^{2+}$ , pelo fato de as concentrações serem iguais ou muito próximas do limite de quantificação, e do  $HCO_3^-$ , tendo em vista a condição de acidez do sistema, a proximidade dos valores com os limites de detecção e a inexistência de quantificação do  $CO_2$  dissolvido;
- Correlação dos resultados hidroquímicos obtidos a partir das amostras efetuadas nas campanhas de campo com os resultados de monitoramento, obtendo-se coeficiente superior a 0,9 para os parâmetros analisados;
- Comparação dos dados do monitoramento com as medições *in situ* relativas ao mês de abril de 2016 e julho de 2017, onde as diferenças nas medições foram na ordem de 0,2 metros; e
- Exclusão da série de dados do ano de 2017 para as análises potenciométricas, uma vez que houve duas mudanças de poços de monitoramento em uma das áreas pesquisadas, por motivo de avanço de lavra e de obstrução de poço.

### ***Análises Estatísticas***

Com o intuito de produzir informações e de sustentar interpretações a partir dos conjuntos de dados utilizou-se de estatística descritiva, testes de significância, séries temporais e análises multivariadas (Manly 1986, Landim 2000, Winter *et al.* 2000, Andriotti 2010) que possibilitaram:

- Avaliações de médias, desvios padrões, máximos e mínimos;
- Análises de Clusters e Análise de Principais Componentes - PCA, para avaliações das variáveis hidroquímicas mais representativas, das relações existentes entre elas e das formas como se agrupamentos em função de hierarquizações e similaridades;

- Análise de tendências do regime de chuva;
- Análise de Variância (ANOVA) para verificação da existência de diferenças entre médias, complementada com teste Tukey para identificação das eventuais diferenças, aplicadas tanto a dados de precipitação com de potenciometria; e
- Correlação cruzada para avaliar o comportamento da recarga do sistema aquífero em função da precipitação.

## 2. HIDRODINÂMICA DE AQUÍFEROS EM MEIOS POROSOS

### 2.1 Fluxos Subterrâneos

Os estudos sobre fluxos subterrâneos são dependentes do conhecimento de algumas propriedades hidráulicas do sistema, em especial, porosidade, condutividade hidráulica, transmissividade, carga hidráulica e coeficiente de armazenamento (Feitosa & Filho 2000 Fetter 2001, Feitosa *et al.* 2008).

A porosidade de um solo ou rocha é definida como a relação entre o volume de vazios e o volume total. Normalmente é classificada em porosidade primária, relacionada aos vazios das rochas sedimentares ou de solo, e em porosidade secundária, quando relacionada a fraturas e fissuras em rochas cristalinas ou aos espaços associados a dissolução de rochas carbonáticas (aquíferos cársticos).

A condutividade hidráulica representa a maior ou menor facilidade da formação aquífera em exercer a função de condução hidráulica, consideradas a porosidade, a forma e o arranjo das partículas, além da viscosidade e massa específica do fluido. Traduz-se, portanto, e um coeficiente de proporcionalidade (K) que depende das características do meio (Feitosa *et al.* 2008). Matematicamente, é representada pela razão da distância percorrida pelo fluido em um determinado espaço de tempo, representada por uma unidade de distância dividida por uma unidade de tempo, por exemplo, m/s.

O quantitativo da água transmitida horizontalmente por toda a espessura saturada do aquífero corresponde à transmissividade (T). Ainda pode ser conceituada como a taxa de escoamento de água através de uma faixa vertical do aquífero com largura unitária e submetido a gradiente hidráulico também unitário. É obtida multiplicando-se a condutividade hidráulica (K) pela espessura do aquífero, obtendo-se como unidade, por exemplo, m<sup>2</sup>/s ou m<sup>2</sup>/dia.

A carga hidráulica (h) indica o nível de energia em que a água se encontra, sendo representada pelo somatório da carga por elevação (altura piezométrica relativa a um *datum*) e da carga por pressão exercida sobre o sistema.

O potencial do aquífero para retirada ou para adição de água quando da redução ou do aumento unitário da carga hidráulica corresponde ao coeficiente de armazenamento (S). Esse coeficiente, adimensional, varia de 10<sup>-1</sup> a 10<sup>-5</sup> (Driscoll 1986). Ainda conforme Driscoll (1986), enquanto em aquíferos livres se aproxima da porosidade efetiva, em aquíferos confinados apresenta redução de forma que, quanto maior for o grau de confinamento do sistema menor o coeficiente de armazenamento. Comumente o coeficiente de armazenamento é definido como o produto da espessura do aquífero e do armazenamento específico, este compreendido como o volume de água liberado por um volume unitário do aquífero submetido a um decréscimo unitário de carga hidráulica.

No processo de infiltração, o comportamento da distribuição de umidade na zona vadosa depende das propriedades físicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais, especialmente, da condutividade hidráulica, a qual é fortemente controlada pela textura e estrutura dos solos. Reichardt (1990) explica que a movimentação da água no solo ocorre por diferenças de potencial gravitacional, de umidade e de pressão matricial (capilaridade e adsorção), sendo que a máxima condutividade hidráulica só é obtida em ambiente saturado. Portanto, até que se obtenha a condição de saturação, a infiltração da água no solo se dá em várias direções, caracterizando um sistema de movimentação tridimensional.

Os fluxos na zona saturada de domínios porosos, como é o caso das áreas de estudo, além da condutividade hidráulica, são influenciados pelo gradiente hidráulico e pela porosidade efetiva (Feitosa & Filho 2000, Fetter 2001). Segundo esses mesmos autores, as condições de anisotropias do sistema, definidas pelas variações na condutividade hidráulica no espaço, fazem com que o escoamento se desenvolva em mais de uma direção, podendo apresentar duas ou três dimensões.

Matematicamente, a concepção dos fluxos em três dimensões pode ser representada por um modelo geral (Equação 2.1), que combina a Lei de Darcy com a equação de conservação de massa, representa um modelo geral de fluxo tridimensional em ambiente saturado, não confinado e com anisotropia pela condutividade hidráulica.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + R_v = S_e \frac{\partial h}{\partial t}$$

Onde:

$h$  = Carga hidráulica

$k$  = Condutividade hidráulica nas três direções (x, y e z)

$S_e$  = Armazenamento específico

$R_v$  = Entrada/Saída da água subterrânea (Recarga e Descarga)

$t$  = Tempo

**Equação 2.1** - Modelo tridimensional de fluxo em ambiente saturado, anisotrópico e não confinado.

## 2.2 Recarga

Segundo Lerner (2002) a recarga de um aquífero pode ocorrer de forma direta, com origem na infiltração de águas de chuva, de forma indireta, quando proveniente de cursos hídricos superficiais, ou localizada, quando se dá a partir de acúmulos de águas de chuva na superfície do terreno, como pequenas poças e lagoas. Em regiões úmidas, tais como a que contempla a área da pesquisa, são comuns os cursos hídricos abastecidos a partir de drenanças das águas subterrâneas, portanto, predominando os processos de recarga direta (Vries & Simmers 2002).

Nem toda a água disposta na superfície do terreno e submetida ao processo de infiltração atinge a zona saturada do aquífero, condição essa essencial para que se estabeleça a recarga (Scanlon *et al.* 2002, Vries & Simmers 2002, Healy 2010). Essa diferença pode ser dificultada pela baixa condutividade hidráulica de alguns horizontes pedológicos ou de camadas estratigráficas e que resultem em maiores perdas por evapotranspiração e por interfluxos, estes estabelecidos nas interfaces entre camadas com contraste de condutividade hidráulica e alimentando nascentes de contato de natureza efêmera ou temporária.

As propriedades pedológicas e geológicas, o relevo, o clima e o uso e ocupação territorial são determinantes na hidrogeologia de dado sistema (Souza & Campos 2001, Fitzsimons & Misstear 2006, Carrera-Hernández *et al.* 2012). Fatores de natureza biótica, tais como cobertura vegetal, profundidade de sistemas radiculares, atividades microbiológicas e bioturbações provocadas por térmitas e formigas também podem ter importância nos processos de recarga. Em pesquisa na Índia, Krishnaswamy *et al.* (2013) demonstram o importante papel exercido por ecossistemas tropicais no controle das taxas de infiltração, evapotranspiração e recarga sob diversas condições de pluviosidade. No contexto da região Amazônica, Carvalho (2012), em estudos realizados em Manaus, discorre sobre a contribuição da formação florestal na hidrogeologia do Aquífero Alter do Chão, notadamente, na condição de aquífero livre.

Por serem inúmeras as variáveis capazes de influenciarem nos abastecimentos dos aquíferos, os cálculos de recarga tendem a ser complexos e em geral são obtidos na forma de estimativas.

São vários os métodos empregados para a estimativa da recarga dos aquíferos. Dentre eles, os mais comumente empregados são: balanço hídrico; balanço de massa de cloreto; modelagem matemática; flutuação dos níveis das águas subterrâneas; e traçadores isotópicos (Scanlon *et al.* 2002).

### ***Balanço Hídrico***

O balanço hídrico considera o sistema fechado, onde as águas são armazenadas nos rios e lagos, nos oceanos, na atmosfera e no subsolo, sendo que o cálculo obedece ao princípio da conservação da massa, onde a diferença entre as entradas e as saídas é igual à variação do armazenamento dentro do sistema (Tucci & Beltrame 1993, Feitosa & Manoel-Filho 2000).

Um diferencial desse método está no fato de que, além das variações no armazenamento de água no sistema, ele considera outras variáveis importantes (evapotranspiração, fluxo de base, fluxo interno e fluxo líquido subsuperficial).

A principal limitação do método se relaciona com a mensuração e o controle de todo o conjunto das variáveis no contexto de um dado sistema. Alguns autores defendem a aplicabilidade do método do balanço hídrico quando os principais processos hidrológicos

presentes no modelo conceitual forem adequadamente representados (Eilers 2004, Yeh *et al.* 2009, Melo *et al.* 2005). Bertol (2006) também avalia o método positivamente pelo fato de fornecer subsídios para as análises relativas a períodos de deficiência hídrica durante o ano hidrológico.

De forma simplificada, esse método admite que a parcela de água que atinge a zona saturada, após processos de evapotranspiração e de retenção no solo, flui para fora do sistema na forma de fluxo subterrâneo em direção aos cursos hídricos superficiais, conforme representa a Equação 2.2.

$$R = P + Q_E - Q_S - ET - \Delta S$$

Onde:

$R$  = Recarga

$P$  = Precipitação

$Q_E$  = Fluxos para dentro do sistema (entradas)

$Q_S$  = Fluxos para fora do sistema (saídas)

$ET$  = Evapotranspiração

$\Delta S$  = Variação de armazenamento de água no sistema

**Equação 2. 2** - Equação de balanço hídrico adaptada para a estimativa de recarga.

### ***Balanço de Massa de Cloreto***

De acordo com Scanlon *et al.* (2002), o balanço de cloreto adota como princípio a entrada desse íon no sistema a partir das águas de chuva. Por ser quimicamente estável, essa espécie química não sofre transformações, portanto, migrando pela zona vadosa, geralmente com aumento de concentração nesse espaço em função da evapotranspiração, e atingindo a zona saturada, onde a concentração tende à estabilização. Desprezando-se as perdas pelo escoamento superficial, a recarga a partir do balanço de cloreto pode ser simplificada conforme a Equação 2.3 (Stein & Melo 2006).

$$I = PC_p/C_i$$

Onde:

$I$  = Infiltração (mm)

$P$  = Precipitação (mm)

$C_p$  = Cloreto na precipitação (mg/L)

$C_i$  = Cloreto na água subterrânea (mg/L)

**Equação 2. 3** - Estimativa da recarga pelo balanço de cloreto.

Em determinadas regiões o método apresenta-se robusto para a estimativa de recarga, a exemplo de estudos de Manna *et al.* (2016) em áreas altas da Califórnia, intermediárias entre a costa e a região árida, com a geologia do aquífero caracterizada por depósitos arenosos e intercalados com deposições mais finas (siltitos e folhelhos).

No entanto, segundo Scanlon *et al.* (2002) é importante considerar as limitações do método quando as concentrações de cloreto nas águas provenientes da atmosfera são muito

pequenas ou quando da existência de outras fontes, respectivamente exemplificadas por áreas muito interiores e sob influência marinha.

### ***Modelagem Matemática***

A modelagem matemática compreende a utilização de equações de fluxos, na perspectiva de simulação da movimentação de água no meio saturado, podendo considerar, uma, duas ou três dimensões. As cargas hidráulicas representam as condições iniciais e as demais propriedades hidráulicas e hidrodinâmicas as condições de contorno, que delimitam o domínio do modelo (Fetter 2001, Scanlon *et al.* 2002).

Além de apresentarem complexidade matemática, requerendo soluções em ambientes computacionais, em geral por meio do método de diferenças finitas, também possuem limitações quanto à disponibilidade de dados representativos do sistema estudado (Feitosa *et al.* 2008). Por conta da heterogeneidade e anisotropias da maioria dos sistemas, são comuns as incertezas na determinação de parâmetros hidráulicos e hidrodinâmicos, a exemplo da condutividade hidráulica e do armazenamento específico.

Santos & Koide (2016), em estudos de recarga no Distrito Federal, ao tempo em que reconhecem as dificuldades na aquisição de dados para a modelagem, principalmente em razão das interações entre águas superficiais e subterrâneas, obtiveram estimativas de taxas de recarga compatíveis com aquelas determinadas por outros métodos, ressaltando que as simplificações destinadas à formulação dos parâmetros hidrodinâmicos e à definição das condições de contorno para o modelo devam ocorrer de forma criteriosa, buscando-se o equilíbrio entre a complexidade e a praticidade.

### ***Flutuação dos Níveis das Águas Subterrâneas***

O método de flutuação dos níveis das águas subterrâneas, tratado por Scanlon *et al.* (2002) e Healy & Cook (2002) como *WTF - Water Table Fluctuation*, tem como premissa que os aumentos nos níveis da água subterrânea são produtos da recarga. Embora esses mesmos autores admitam que o método faz uma simplificação do complexo fenômeno de movimentação de água no solo, eles também entendem ser um método interessante quando se dispõe de qualidade na série de dados sobre a flutuação dos níveis de água em aquíferos livres ou de variação na potenciométrica para os sistemas fraturados. Maziero (2005) e Suhogusoff *et al.* (2002) recomendam esse método para a quantificação da recarga nos casos em que se dispõe de redes permanentes de monitoramento.

Pinto *et al.* (2010) apresentam uma abordagem ainda mais abrangente sobre as interpretações das variações nos níveis das águas subterrâneas. Segundo esses autores as variações do nível d'água de longo termo, como, por exemplo, ao longo de décadas, podem traduzir efeitos de alterações naturais do clima e de mudanças na ocupação e uso do solo.

Consideram, ainda, que variações de um ano podem estar ligadas à sazonalidade da evapotranspiração e precipitação, enquanto as variações em curtos períodos de tempo à precipitação, bombeamento, mudanças de pressão atmosférica, entre outros.

A propriedade em medir a taxa de recarga direta tem ampliado a difusão do método em estudos de recarga dos aquíferos (Scanlon *et al.* 2002, Healy & Cook 2002, Maziero, 2005). Trabalhos como Wendland *et al.* (2014), no estado de São Paulo, e Simon *et al.* (2017), no estado do Rio Grande do Sul, demonstram resultados coerentes com a realidade na estimativa de taxas de recarga no Sistema Aquífero Guarani.

Nesse método, as variações anuais médias do nível das águas são utilizadas nas equações de cálculo de reservas renováveis, com o adequado ajuste de parâmetros para situações de aquífero livre ou de aquífero confinado. Nessa situação, a estimativa da recarga em determinada área se dá a partir dos dados de flutuação da superfície potenciométrica, considerando a porosidade efetiva para aquíferos livres e o coeficiente de armazenamento para aquíferos confinados.

As Equações 2.4 e 2.5 ilustram, de forma simplificada, os cálculos de recarga pelo critério de reservas renováveis.

$$R = A \cdot \eta_e \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Onde:

$R$  = Recarga

$A$  = Área do aquífero

$\eta_e$  = Porosidade efetiva

$\Delta h$  = Variação na carga hidráulica

$\Delta t$  = Variação no tempo

**Equação 2.4** - Cálculo da recarga pelo critério da reserva renovável para sistema livre.

$$R = A \cdot S \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Onde:

$R$  = Recarga

$A$  = Área do aquífero

$S$  = Coeficiente de armazenamento

$\Delta h$  = Variação na carga hidráulica

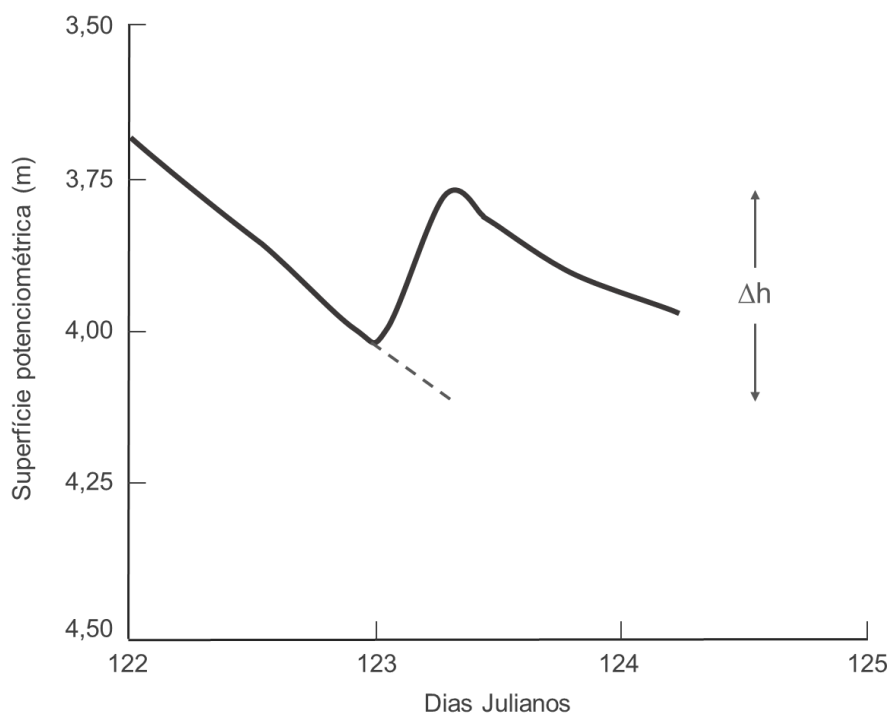
$\Delta t$  = Variação no tempo

**Equação 2.5** - Cálculo da recarga pelo critério da reserva renovável para sistema confinado.

Originalmente, o método *WTF* indica que as variações entre os níveis anuais das águas subterrâneas devem considerar o prolongamento da curva de recessão, conforme ilustra a Figura 2.1. Para eventos esporádicos, Nimmo *et al.* (2015) recomendam que essas variações sejam obtidas pela diferença entre o nível máximo e mínimo das águas subterrâneas, a partir da



ascensão potenciométrica em cada ano, portanto, sem considerar o prolongamento da curva de recessão. A utilização dessa metodologia para as situações de eventos anuais pode ser interessante quando se tem como premissa evitar superestimativas.



**Figura 2. 1** - Flutuação do nível da água ( $\Delta h$ ) admitindo o prolongamento da curva de recessão antecedente (adaptado de Healy & Cook, 2002).

A principal limitação desse método está no fato da recarga ser estimada apenas quando a água atinge a zona saturada e a taxa de entrada de água no sistema é maior do que a de saída, permitindo assim a elevação no nível da água subterrânea. Sob essa circunstância, as recargas que podem ocorrer mesmo quando um hidrograma de poço mostra diminuição dos níveis da água não são consideradas.

### ***Traçadores Isotópicos***

O emprego de isótopos em estudos de recarga obteve importantes destaques nos últimos anos. Apesar do caráter mais qualitativo do que quantitativo, são capazes de fornecer informações importantes sobre o comportamento das águas subterrâneas (Clark & Fritz 1997, Scanlon *et al.* 2002). No Brasil, Silveira & Silva Junior (2002) abordam sobre o vasto potencial da utilização de isótopos ambientais em estudos hidrogeológicos, ao tempo em que também discorrem sobre as dificuldades de popularização dessa técnica, comparativamente a outros países, principalmente pelas limitações do número de laboratórios e custos de análises.

São compreendidos como isótopos os elementos químicos de mesmo número atômico e diferentes massas atômicas, em função de variações no número de nêutrons.

Os isótopos estáveis são aqueles que não apresentam variações no número de massa com o passar do tempo. São denominados de isótopos radiogênicos aqueles que apresentam esses tipos de variações nas massas atômicas, decorrentes de emissões de energia ou partículas subatômicas (Mook 2001).

O decaimento radioativo, que representa a mudança de um isótopo instável para um isótopo estável, geralmente é expresso em Becquerel-Bq (desintegrações por segundo). O decaimento é obtido pela equação exponencial denominada Lei do Decaimento Radioativo (Equação 2.6).

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Onde:

$N$  = Número de átomos radioativos no decorrer do tempo

$N_0$  = Número de átomos radioativos iniciais

$\lambda$  = Constante de decaimento

$t$  = Tempo

#### **Equação 2. 6** - Lei do Decaimento Radioativo.

O decaimento comumente é avaliado na forma de “meia vida”, ou seja, termo definido como o tempo em que metade dos átomos radioativos se desintegram.

A propriedade de decaimento radioativo faz com que alguns isótopos possam ser utilizados em trabalhos de datações geológicas (geocronologia). De forma semelhante, o uso dessas propriedades constitui técnicas para datação das águas subterrâneas, cujas idades são consideradas a partir do processo de infiltração (Geyh 2001).

Os isótopos de hidrogênio, nitrogênio, oxigênio, carbono e enxofre são os isótopos mais empregados em estudos ambientais (Silveira & Silva Junior 2002), principalmente pelos fluxos que mantêm nos sistemas e ciclos naturais (Fritz & Fontes 1980 *apud* Silveira & Silva Junior 2002).

A aplicação dos traçadores em hidrogeologia se deve ao conhecimento sobre o decaimento temporal para os isótopos radiogênicos e sobre o fracionamento que ocorre na composição dos isótopos estáveis, conforme o elemento se move através dos diversos compartimentos de um sistema (Clark & Fritz 1997, Martinelli 2009).

Por serem constituintes das moléculas de água, o deutério ( $^2\text{H}$ ) e o  $^{18}\text{O}$  (oxigênio 18) são os isótopos estáveis com maior aplicação em estudos sobre os recursos hídricos (Clark & Fritz, 1997). A avaliação desses isótopos é obtida pela razão ( $R$ ) entre o isótopo mais raro (o pesado) e o isótopo mais abundante (o leve), conforme demonstra a Equação 2.7.

$$R = \frac{\textit{isótopo raro}}{\textit{isótopo abundante}}$$

#### **Equação 2. 7** – Razão de abundância isotópica.

Pelo fato de as quantidades absolutas dos isótopos raros presentes em uma amostra serem de difíceis determinações, as diferenciações com os isótopos mais abundantes são expressas na forma de relação diferencial ( $\delta$ ), obtida entre a razão isotópica das amostras e a razão em padrões de referência internacional (SMOW - *Standard Mean Ocean Water* e atualmente VSMOW - *Viena Standard Mean Ocean Water*). A Equação 2.8 ilustra o cálculo dessa relação diferencial.

$$\delta = \frac{R_{amostra}}{R_{padr\tilde{a}o}} - 1$$

Onde:

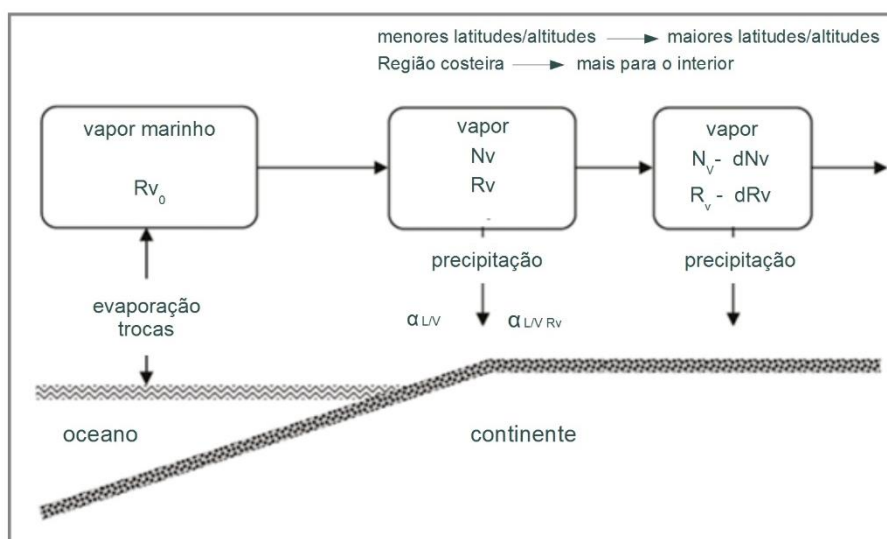
$\delta$  = Relação isotópica diferencial (‰)

$R$  = Razão de abundância do isótopo ( $^2\text{H}/^1\text{H}$  ou  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ )

**Equação 2.8** - Cálculo da relação isotópica diferencial para  $^2\text{H}$  e  $^{18}\text{O}$ .

Uma vez que esses isótopos estáveis são fracionados pelos efeitos de evaporação, condensação, mudança climática e interações com minerais (Clark & Fritz 1997), a comparação das relações isotópicas diferenciais obtidas em águas subterrâneas, águas superficiais e águas meteóricas auxilia na identificação das condições de fluxos subterrâneos, do tipo de recarga (direta, indireta, localizada) e da origem das águas que abastecem os sistemas aquíferos.

A Figura 2.2 representa um modelo simplificado do comportamento do  $^2\text{H}$  e do  $^{18}\text{O}$  na precipitação global, a partir da evaporação da água oceânica e condensação em regiões de elevadas latitudes e altitudes. Nessas condições a condensação do vapor favorece o enriquecimento de  $^2\text{H}$  e de  $^{18}\text{O}$ . Na direção contrária, ou seja, na movimentação do vapor para regiões de baixas latitudes e altitude, há empobrecimento de  $^2\text{H}$  e de  $^{18}\text{O}$ .



**Figura 2.2** - Enriquecimento de  $^2\text{H}$  e de  $^{18}\text{O}$  a partir da condensação de vapores oceânicos em regiões de elevadas latitudes e altitudes (NV = isótopos mais abundantes; RV = razão isotópica; dNV = isótopos leves removidos;  $\alpha_{L/V}$  = fator de fracionamento) – Adaptado de *Gat et al.* 2001.

Nas águas de chuva a relação entre o  $^2\text{H}$  e o  $^{18}\text{O}$  é representada pela Linha de Água Meteórica Global (GMWL), conforme Equação 2.9.

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

**Equação 2.9** - Linha de Água Meteórica Global para  $^3\text{H}$  e  $^{18}\text{O}$ .

O trítio ( $^3\text{H}$ ), com “meia vida” de 12,3 anos, e o  $^{14}\text{C}$  (carbono 14), com “meia vida” de 5.730 anos, são os isótopos radiogênicos comumente empregados em estudos hidrogeológicos (Mook 2001, Geyh 2001). Enquanto os teores de  $^3\text{H}$  são avaliados na constituição molecular da água, as determinações de  $^{14}\text{C}$  são feitas nas espécies dissolvidas ( $\text{CO}_2$ ).

Pelo fato da maior parte do  $^3\text{H}$  atmosférico ter origem nos testes nucleares (Gat *et al.* 2001), a existência desse isótopo nas águas subterrâneas é um indicativo de que se trata de águas de recarga provenientes de chuvas das últimas décadas, especificamente até os últimos 50 ou 60 anos. Avaliações comparativas entre os teores desse isótopo, expressos em Unidades de Trítio - UT possibilitam interpretações mais refinadas sobre a idade das águas subterrâneas, embora é importante considerar variações no teor de trítio na precipitação provocadas por eventos climáticos. Silva *et al.* (2009) em completo trabalho sobre a aplicação de traçadores ressaltam o potencial do Trítio em estudos ambientais e hidrodinâmicos que envolvam as águas subterrâneas, considerando, inclusive, os menores custos de análise, quando em comparação com outros radioisótopos.

Com origem em radiações cósmicas, explosões nucleares e uma série de processos químicos e biológicos que permaneceram paralisados durante um longo período do tempo geológico, a utilização de  $^{14}\text{C}$  é admitida para datações de águas entre 500 a 40.000 anos (Geyh 2001, Feitosa *et al.* 2008). Normalmente as avaliações consideram o percentual de  $^{14}\text{C}$  nas águas subterrâneas relativizado com o percentual do  $^{14}\text{C}$  moderno das águas da atmosfera. Simplificadamente, quanto menor essa relação, mais antigas são as águas.

A faixa de idade das águas entre 60 e 500 anos não é contemplada pelos estudos com esses dois isótopos, permanecendo uma lacuna para datação. No entanto, mais recentemente outros isótopos passaram a ser empregados em trabalhos nessa faixa temporal. O  $^{39}\text{Ar}$ , por exemplo, normalmente utilizado para datações glaciares e de oceanos, se aplica aos estudos de águas subterrâneas. Com 269 anos de meia vida possibilita datações de águas entre 50 e 1000 anos (Mace *et al.* 2017).

### ***Múltiplos Métodos***

Apesar das divergências entre autores quanto à aplicação do ferramental metodológico existente, é senso comum que as estimativas de recarga devem adotar como ponto de partida o modelo hidrogeológico conceitual, devidamente fundamentado em informações geológicas,

pedológicas, geomorfológicas, climáticas e de uso e ocupação territorial. O emprego de mais de um método é frequentemente sugerido, seja para fins comparativos ou complementares.

A combinação de traçadores isotópicos com métodos de quantificação direta, como é o caso do *WTF*, tem se consolidado nos estudos de fluxos subterrâneos e de recarga de aquíferos quando da existência de séries de dados de monitoramento potenciométrico (Al-Charideh & Kattaai 2016, Brkic *et al.* 2016), motivo pelo qual esta pesquisa optou por adotar essa mesma linha de trabalho, adicionada de avaliações que levam em conta o comportamento hidroquímico do sistema.

### 3. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS

#### 3.1 Contexto Geológico Regional

A Província Geológica do Amazonas (Figura 3.1), que engloba os estados do Pará, Amazonas, Amapá, Acre, Roraima e Rondônia, é composta pelas bacias sedimentares do Acre, Solimões, Amazonas e Marajó, conforme diferentes revisões de literatura (ex. Cunha *et al.* 2007). Essas bacias sedimentares, com origem no Paleozoico, se desenvolveram sobre o Cráton Amazônico, composto pelo Escudo das Guianas ao norte e Escudo Brasileiro ao sul, com complexa evolução pré-cambriana, onde o substrato é constituído por rochas aglutinadas a um núcleo mais antigo arqueano, denominado Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004).



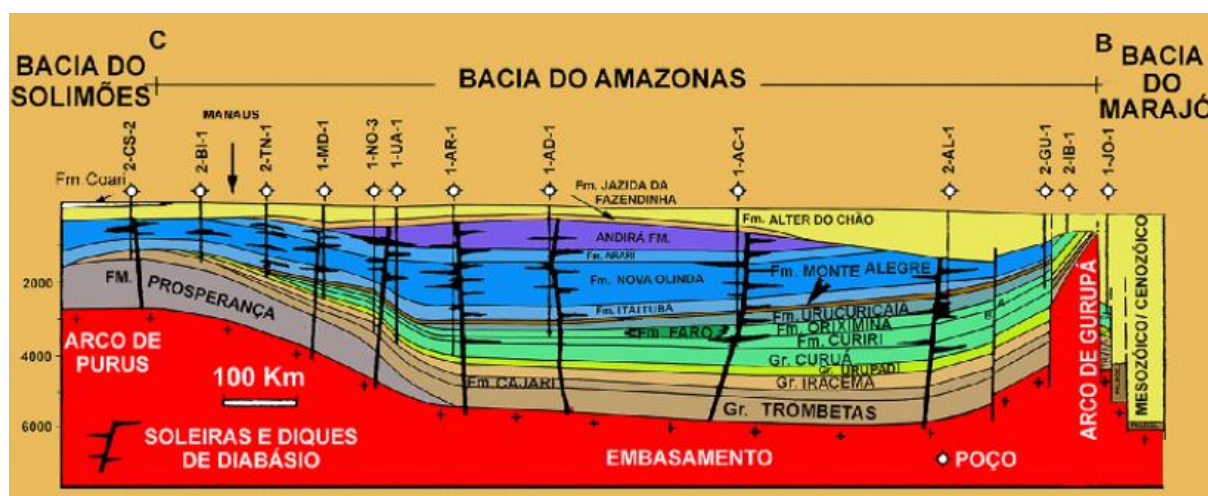
Figura 3. 1 - Bacias Sedimentares do Brasil (Ana 2015a)

Regionalmente as áreas da pesquisa se localizam na Bacia Amazônica, delimitada pelos Arcos do Purús e de Gurupá, e capeada continuamente pela Formação Alter do Chão (Souza *et al.* 2013).

A Formação Alter do Chão se desenvolveu em um ambiente de deposição flúvio-lacustre e fluvial. Essa formação é composta por intercalações de arenitos, argilitos, siltitos e, subordinadamente conglomerados com estratificações cruzadas, acanaladas e tabulares, que foram interpretadas como depósito de canais fluviais. Os arenitos exibem granulometria média a grossa, matriz argilosa, coloração cinza clara, amarelada e lilás, com tonalidades avermelhadas,

friáveis e homogêneos. As camadas de granulação grossa mostram composição ortoquartzítica a arcoseana, com feldspatos frequentemente alterados para caulinita. Os níveis argilosos, por vezes caulínicos, contêm espessuras variadas. Os pelitos são subordinados e presumivelmente considerados de origem em planícies de inundação e lacustre. Os níveis conglomeráticos apresentam espessura que raramente ultrapassa um metro. São polimíticos com seixos subarredondados de quartzo e feldspato, com diâmetros que podem atingir até 5 cm. A coloração vermelha dos sedimentos é devida à presença de película de óxido de ferro em torno dos grãos detríticos. Sua ocorrência é ampla, recobrendo todas demais unidades da Bacia do Amazonas (Caputo *et al.* 1971, Ana 2015a, Soares *et al.* 2016, Soares *et al.* 2017).

Quanto à sequência litoestratigráfica, a Bacia contempla os grupos Trombetas, Curuá, Tapajós e Javari, assim como suas formações, com idades variando de ordoviciana ao cretáceo. Diversos estudos apontam a origem da Formação Alter do Chão no neocretáceo (Caputo *et al.* 1972, Caputo 1984, Wanderley Filho & Costa 1991, Souza 1994, Cunha *et al.* 2007). Caputo (2011), no entanto, defende a origem cenozoica de parte dessa formação, bem como agrega outras formações e grupos à litoestratigrafia da região (Figura 3.2).



**Figura 3. 2** - Seção Geológica da Bacia do Amazonas (Caputo 2011).

Conjuntos de pesquisas geológicas e paleontológicas desenvolvidos na região têm contribuído para maiores conhecimentos sobre a litoestratigrafia dessa Bacia, embora ainda persistam controvérsias relacionadas às idades geológicas. A Figura 3.3 ilustra a cronoestratigrafia da Bacia do Amazonas mais comumente aceita na literatura.

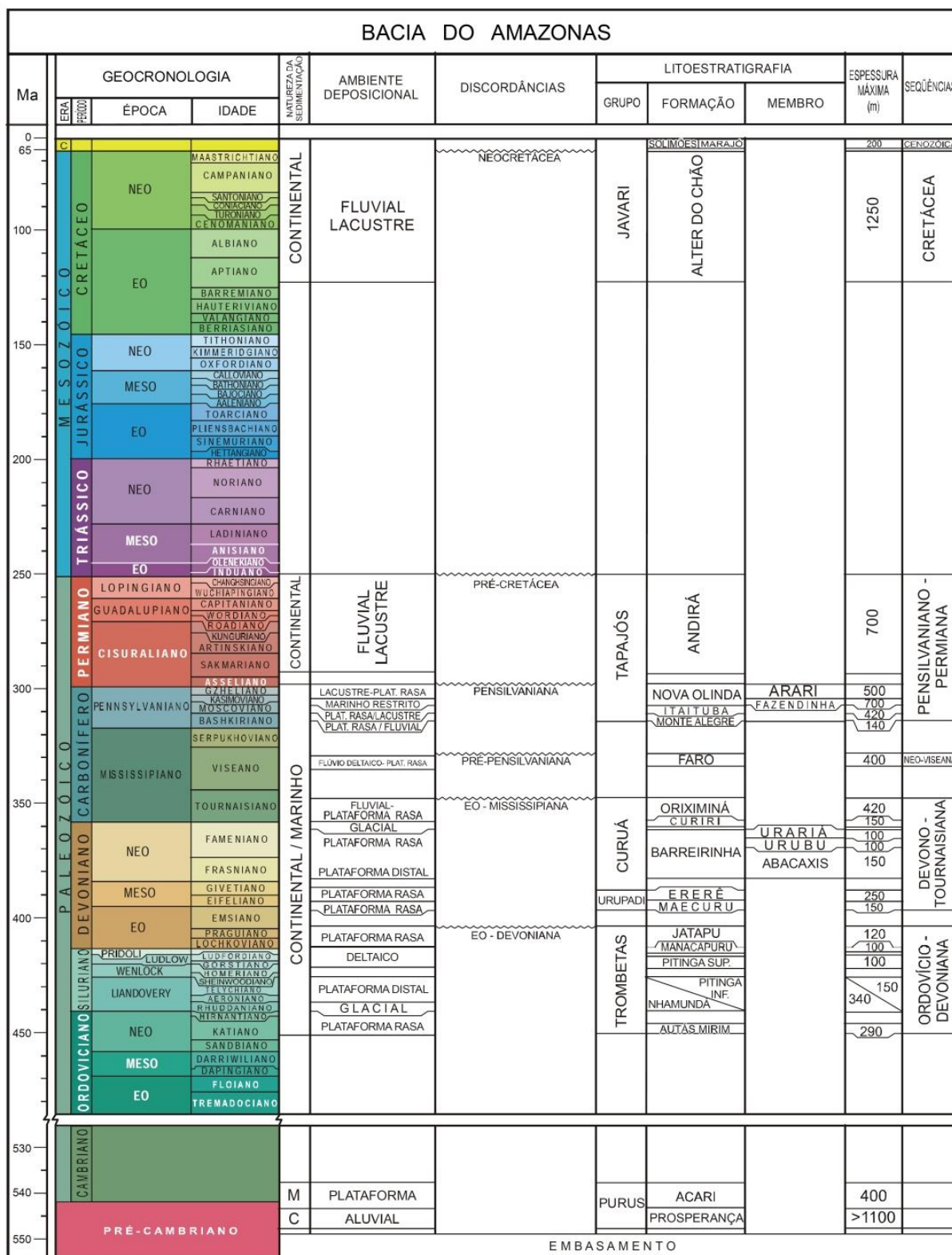


Figura 3.3 - Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas (Cunha et al. 2007).



Sob o ponto de vista de ambiência tectônica, a Formação Alter do Chão foi controlada por subsidência flexural em resposta à carga sedimentar gerada por toda a seção Paleozoica da Sinéclise Amazonas (Wanderley Filho & Costa 1991). Poços exploratórios de petróleo indicam espessuras entre 600 e 1.250 m (Cunha *et al.* 1984) e extensa área de abrangência. Esses parâmetros concordam com a interpretação de controle de subsidência regional.

As linhas de fraqueza desenvolvidas no Pré-Cambriano só foram reativadas no Mesozoico e Cenozoico. A interação com a Placa do Caribe também apresentou consequências tectônicas. Intrusões básicas no fim do Triássico foram deflagadoras de importante processo de tectomagmatismo, com soerguimento epirogenético do pacote sedimentar paleozoico da Bacia do Amazonas, provocando erosão e peneplanização generalizada em toda a sua extensão (Ana 2015a).

Falhas de direção NW-SE, denominadas Jari-Pacajaí, Paru-Anapu e Manacapuru-Rio Negro deslocam os depocentros de todas as unidades Paleozoicas (Wanderley Filho *et al.* 2005). Ainda segundo Ana (2015a), mapeamentos nas regiões dos rios Urubu, Uatumã, Maecuru e Urupadi realizados por Caputo (inédito) identificam que essas falhas deslocam também os sedimentos cenozoicos, indicando reativações muito novas.

Após e durante a sedimentação da Formação Alter do Chão, novo tectonismo tafrogênico afetou a bacia na sua parte leste com o desenvolvimento de falhas transtensivas de gravidade de direção leste-oeste, formando numerosos *grabens* e *horsts* estreitos, mapeados sismicamente pela Petrobras (Ana 2015a). Costa (2002) aborda sobre o tectonismo na seção cenozoica, datada como Mio-Piloceno, porém sem descartar a possibilidade de ter atuado também durante o Paleógeno.

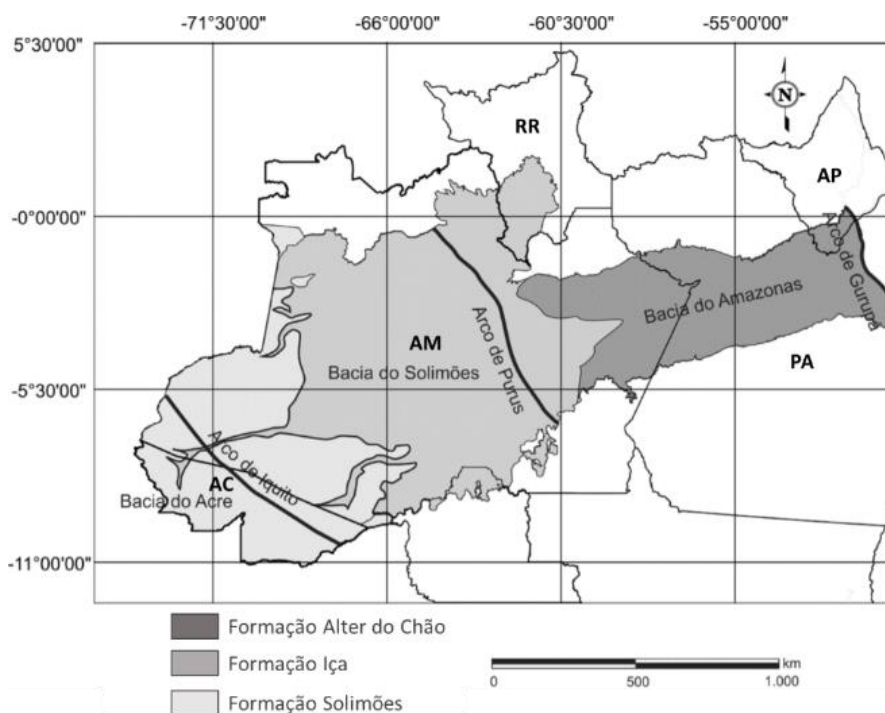
A despeito de inúmeros eventos tectônicos apontados para a Bacia Amazônica, destacam-se as abordagens de Costa (2002), sobre o tectonismo na seção cenozoica, e de Ana (2015a), sobre mapeamentos realizados por Caputo (inédito), constatando falhas deslocando sedimentos cenozoicos e reforçando a importância da neotectônica na Bacia. Rossetti *et al.* (2005) sugerem que em todo o Neógeno-Quaternário a Amazônia era um lugar com mudanças frequentes na paisagem, provocadas por fatores climáticos e tectônicos, os quais também tiveram efeitos para o modelamento do quadro de biodiversidade atual.

### **3.2 Sistema Aquífero Alter do Chão**

Em razão da litologia e da geometria, a Formação Alter do Chão abriga o mais importante sistema aquífero da Província Hidrogeológica Amazonas, aflorante em cerca 300.000 km<sup>2</sup> das proximidades da cidade de Belém, no estado do Pará, até o município de Capiiranga, no Estado do Amazonas, se estendendo a oeste em direção ao Peru de forma sotoposta às formações Iça e

Solimões (Tancredi 1996, Aguiar *et al.* 2002, Souza & Verma 2006, CPRM 2012, Souza *et al.* 2013, Ana 2015b). A maior área de afloramento ocorre no estado do Pará, destacando-se cidades como Faro, Oriximiná, Óbidos, Juruti, Terra Santa, Santarém, Alenquer, Aveiro, Prainha, Brasil Novo, Vitória do Xingu, Senador José Porfírio e Porto de Moz (Imbiriba Junior & Melo Junior 2012, CPRM 2012a e 2012b).

Na Figura 3.4 são especializados os afloramentos das formações Alter do Chão, Içá e Solimões. A denominação de Sistema Aquífero Alter do Chão em contraposição a Aquífero Alter do Chão se deve ao fato de se tratar de um aquífero complexo com distintos comportamentos hidrodinâmicos e com variação lateral de parâmetros dimensionais (Aquífero livre, semiconfinado, confinado, com amplas variações de K, T e S).



**Figura 3. 4** - Áreas de exposição das formações Alter do Chão, Içá e Solimões (Souza *et al.* 2013).

O sistema hidrogeológico apresenta-se livre ou confinado, totalizando um volume de saturação estimado de 33.000 km<sup>3</sup> (Ana 2005a, Souza *et al.* 2013). Estudos desenvolvidos na região de Santarém (Tancredi 1996) demonstraram que o sistema hidrogeológico da Formação Alter do Chão estende-se por toda a área do município, com espessura máxima em torno de 600 m. De acordo com dados do autor, os aquíferos atingem espessuras médias de 480 m e são constituídos por uma sucessão de camadas arenosas, com permeabilidade e espessura variáveis, intercaladas com aquicludes e aquitardes de pequena espessura. Entretanto, as zonas aquíferas potencialmente produtoras representam cerca de 80% do sistema hidrogeológico.

Ainda que a maioria das pesquisas hidrogeológicas na Amazônia se concentre no Aquífero Alter do Chão, poucos são os estudos relacionados aos parâmetros hidrodinâmicos desse sistema

(Souza *et al.* 2013), de modo que vários trabalhos admitem como referência os estudos de Tancredi (1996), realizados para a região de Santarém (Aguiar *et al.* 2002, Souza & Verma 2006, CPRM 2012b, Ana 2015b).

Os resultados obtidos por Tancredi (1996) em poços com profundidades variando de 13,5 a 167,1 metros indicaram transmissividade mínima de  $1,5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  e máxima de  $9,1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ , valores esses relativamente altos e que elevam o potencial do aquífero. Para o coeficiente de armazenamento, constatou variações entre  $4,1 \times 10^{-1}$  e  $3,3 \times 10^{-4}$ , isto é, o aquífero apresenta comportamento que varia de livre até totalmente confinado. Para os valores de condutividade hidráulica, o máximo e o mínimo foram de  $2,7 \times 10^{-4}$  e  $6,9 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ , respectivamente. As variações nos parâmetros hidráulicos são atribuídas às diferentes espessuras das camadas geológicas que constituem o aquífero nos locais de ensaios de bombeamento e às variações na granulometria das rochas que compõem a Formação Alter do Chão. Para Santarém/PA, as reservas reguladoras e permanentes foram estimadas pelo mesmo autor, respectivamente, em  $226 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$  e  $86.550 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

A potenciometria também é bastante variável, dependendo dos condicionantes geomorfológicos e, em alguns casos, de rebaixamentos provocados por bombeamentos. Em geral, variam de pequenas profundidades, em torno de 8 m, até profundidades maiores que 60 m (Tancredi 1996, CPRM 2012a).

### **3.3 Geologia, Geomorfologia e Pedologia**

Localmente são reconhecidas rochas sedimentares atribuídas à Formação Alter do Chão, coberturas terrígenas neógenas e perfis lateríticos que sustentam as topossequências em platôs.

O Neógeno é representado por um conjunto de sedimentos clásticos, inconsolidados, relacionados aos depósitos fluviais, leques aluviais e colúvios de ambiência tipicamente continental. Em geral a granulometria varia de argila a cascalho.

Os perfis lateríticos autóctones maduros, formados no intervalo Neógeno a Plio-Pleistoceno, caracterizam os regolitos nos ambientes de platôs, formados por intensos processos de intemperismo químico e lateritização, com lixiviação de sílica, induzidas por condições extremas de acidez, resultando na formação de caulinita, na segregação de quartzo e na iluviação e precipitação de óxidos e óxi-hidróxidos de Ferro e de Alumínio (Boulangue *et al.* 1990, Costa 1991, Horbe *et al.* 2001). As condições de oxirredução, definidas pelas variações nos níveis de água no perfil, foram responsáveis pela formação dos nódulos e das crostas de hematita, goethita e gibbsita, além dos próprios depósitos de bauxita que caracterizam a região (Montes *et al.* 2007, Costa *et al.* 2014).

A sequência de arenitos finos a conglomeráticos, arenitos argilosos e argilas, com exposições onde é possível reconhecer vestígios de estratificações cruzadas nos arenitos finos e laminações nos pacotes argilíticos, define bem o sistema de deposição fluvial anastomosado. Os afloramentos da camada estratigráfica do Alter do Chão ocorrem nas áreas mais baixas dos terrenos, em barrancos verticais dos rios ou em taludes provenientes de cortes de estradas ou de abertura de cavas (Brandt 2007).

Os depósitos de bauxita apresentam, em geral, uniformidade no perfil de alteração, sendo interpretados como uma cobertura residual formada *in situ*, tipo “cobertor” (*blanket*), a partir de sedimentos pelíticos da Formação Alter do Chão. Esses depósitos encontram-se na parte superior dos platôs, abaixo de uma camada de argila variando entre 5 e 15 (Argila de Belterra) e com afloramento nas bordas desses platôs (Brandt 2007).

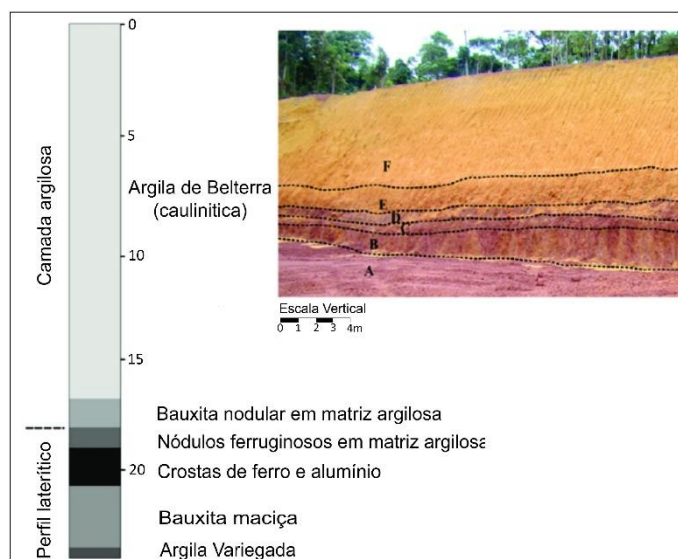
Costa (1991), Almeida *et al.* (2012) e Costa *et al.* (2014) indicam os principais constituintes da bauxita na região: gibbsita ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ); caulinita ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ); quartzo ( $\text{SiO}_2$ ); hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ); goethita  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; e anatásio ( $\text{TiO}_2$ ).

A integração dos dados de perfis de poços instalados nos platôs e em suas adjacências, assim como de dados de sondagens para exploração mineral (Brandt 2007) permite compor a seguinte estratigrafia local, da base para o topo:

- Camada arenosa: composta por arenitos com cores variáveis (vermelho, rosada, amarelada), podem ser maduros ou feldspáticos e podem ser puros ou argilosos, entretanto o conteúdo de matriz argilosa é restrito. Ocorrem fácies mais bem selecionadas, mas os arenitos mal selecionados são dominantes. Podem ocorrer lentes e camadas delgadas de material argiloso;
- Camada argilosa mosqueada, com cores variáveis, desestruturada ou com acamamento incipiente e espessura variável de 30 a 55 metros. Muito provavelmente representa argilitos, folhelhos e siltitos argilosos que foram o material parental da mineralização de bauxita;
- Camada laterítica/bauxítica, com cores variáveis de vermelho escuro, rosada a avermelhada, compõe em parte a mineralização rica em alumina, sua espessura varia entre 4 e 8 metros. É comum a ocorrência de níveis ferruginosos cimentados compondo couraças lateríticas ou litoplinita no topo da camada de bauxita; e
- Camada superior: composta por argila caulínica, amarela, localmente denominada de “argila de Belterra”, com espessura variável de zero a 16 metros. O material compõe típica massa latossólica com textura argilosa e pouca estruturação.

Essas avaliações de perfis de poços são coerentes com Costa (1991) e Costa *et al.* (2014), que definem a seguinte estratificação para as áreas com depósitos de bauxita em Juruti, região de

mesmo contexto geológico da área de estudo: solo superficial rico em matéria orgânica; argila amarela (Argila de Belterra), matriz de argila com nódulos de bauxita, matriz de argila com nódulos ferruginosos, crosta ferruginosa e bauxítica, bauxita maciça, horizonte de argila mosqueada, com porções silto-argilosas e da rocha matriz (Figura 3.5).



**Figura 3.5** - Argila variegada -A; bauxita - B; crosta ferro-aluminosa - C; nódulos ferruginosos em matriz de argila - D; nódulos bauxíticos em matriz de argila - E; argila amarela - F (Costa *et al.* 2014).

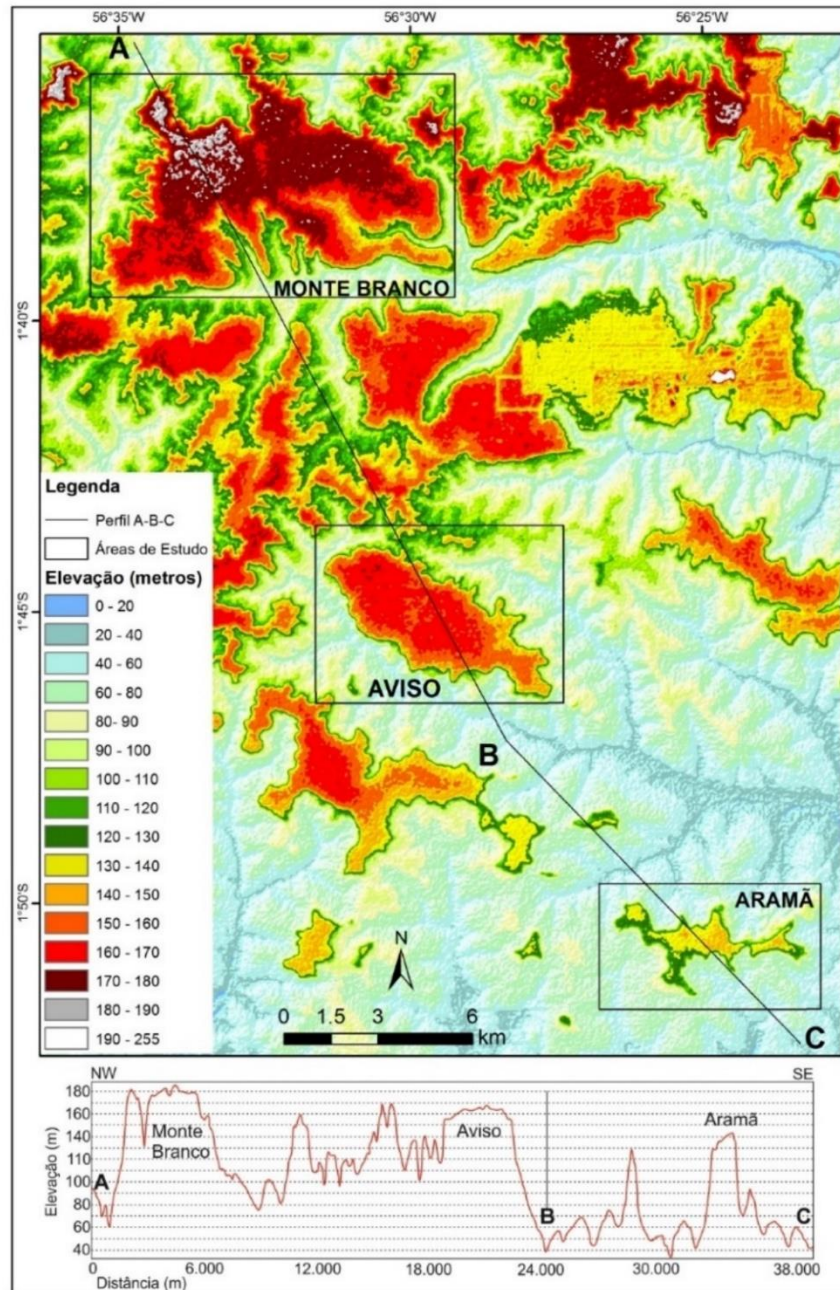
As variações de espessuras das camadas do perfil são devidas a pequenas flutuações do relevo em padrão suave ondulado dos platôs e, possivelmente, pela presença de falhas neotectônicas de pequeno rejeito e de variações no ambiente deposicional (interdigitações entre camadas).

A coluna estratigráfica completa ocorre apenas nas áreas dos platôs. Nas áreas dissecadas, de forma geral, há a eliminação das camadas superiores e os solos de cobertura são essencialmente arenosos com contribuição variável de material coluvionar mais grosso (cascalhos). A eliminação da argila amarela e das camadas concrecionárias / litoplínticas se dá por erosão. De acordo com estudos de Campos *et al.* (2010) nas topossequências da região de Manicoré, estado do Amazonas, as vertentes favorecem o carreamento de partículas mais finas de solo e, conseqüentemente, a concentração de frações mais grossas. Os platôs funcionam como morros testemunhos da estratigrafia Paleógena.

A compartimentação geomorfológica pode ser dividida em quatro unidades, cada uma apresentando características topográficas, morfológicas e pedológicas distintas e sujeitas às mesmas variações climáticas, quais sejam: topo dos platôs, encostas, terras baixas e superfícies aluviais (RadamBrasil 1976, Ranzani 1979, Brandt 2007). As terras baixas, localizadas no entorno dos platôs e constituindo a transição entre as encostas e sistemas fluviais adjacentes apresentam morfologia plana com a presença de pequenas colinas convexas, recortadas por cabeceiras de drenagem e com altimetria variando entre 20 e 80 metros. Apesar do relevo plano a

suave ondulado, os platôs se distinguem tanto pelas dimensões, quanto pelas altitudes, que variam de cerca de 190 a 130 metros. As maiores declividades, que variam entre 20 a 45% são verificadas nas encostas desses platôs.

O Modelo Digital de Elevação - MDE e o perfil topográfico (Figura 3.6), produzidos a partir de dados do sensor ALOS PALSAR com 12,5 metros de resolução espacial, ilustra o relevo das áreas de estudo.



**Figura 3. 6** - MDE e perfil topográfico de três platôs das áreas de estudo.

É possível transpor o padrão de recortes no relevo das áreas para os eventos neotectônicos regionais. Embora as estruturas lineares (falhas e fraturas de alto ângulo) afetem blocos tanto a norte quanto a sul, no geral há um escalonamento dos platôs em direção ao Sul, com um gradiente em torno de 60 metros em pouco mais de 30 km.

Os solos dos platôs pertencem à classe dos Latossolos Amarelos, com textura muito argilosa, presença de micro agregados, com Horizonte A fraco com pequena espessura e níveis médios a altos de carbono orgânico no Horizonte B. Nos domínios das encostas, a espessura dos Latossolos se torna gradativamente mais delgada, até que nas partes inferiores passam à ocorrência de Neossolos Quartzarênicos, os quais se estendem para a terras baixas (RadamBras 1976, Ibama 2001, IBGE 2007, Brandt 2007, Ecooideia 2011, Embapa 2013).

Esses solos são caracterizados pela Argila de Belterra (Figura 3.7), decorrente da intensa remoção de sílica e de bases do perfil, com precipitação de óxidos e óxi-hidróxidos de Ferro e Alumínio, de óxido de Titânio, além da formação de argilominerais de estrutura 1:1 (caulinita), com baixa capacidade de troca catiônica (Brandt 2007). O horizonte diagnóstico é o B latossólico (Bw), definido como horizonte subsuperficial, tipicamente mineral, sendo produto do elevado estágio de intemperização (IBGE 2007, Embrapa 2013).

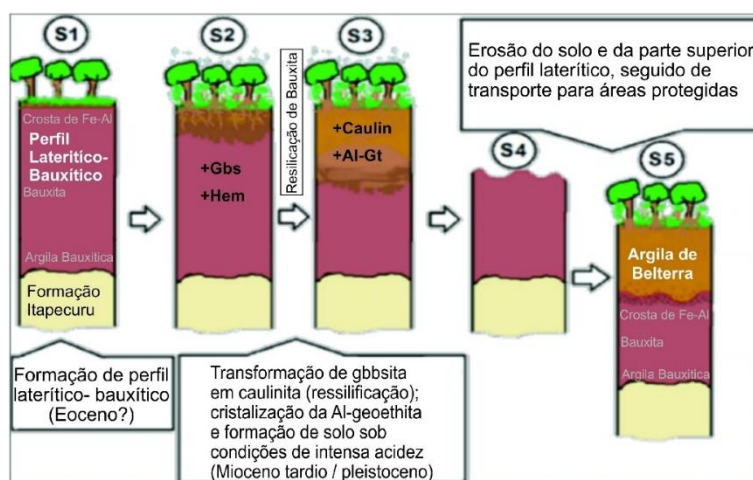


**Figura 3.7** - Detalhe de horizonte Bw compondo a denominada Argila de Belterra

A caulinita da Argila de Belterra teve o desenvolvimento entre o mioceno e pleistoceno, sendo que as camadas nodulares dos latossolos datam entre 10 e 14 Ma, e as camadas mais superficiais entre 5,7 e 9,7 Ma, onde as atividades biológicas também tiveram importância no retrabalhamento físico do solo (Balan *et al.* 2005, Negrão *et al.* 2018). Os estudos desses mesmos autores também consolidam o entendimento sobre a gênese da Argila de Belterra a partir do intemperismo do perfil laterítico.

No modelo simplificado proposto por Negrão *et al.* (2018), em estudos realizados em Rondon do Pará (Figura 3.8), a origem da Argila de Belterra tem início na transformação das crostas de ferro e alumínio e dos perfis lateríticos bauxíticos formadas no eoceno pelos processos de lateritização (S1), passando pelo desenvolvimento de solo sob densa floresta tropical, em condições de acidez (S2), seguindo do espessamento da Argila de Belterra pela resilição da

gibbsita formando caulinita (S3), da erosão da Argila de Belterra sob condições áridas do plioceno em determinados perfis (S4) e da preservação da configuração atual desse perfil argiloso onde os processos erosivos foram, de alguma forma, minimizados(S5).



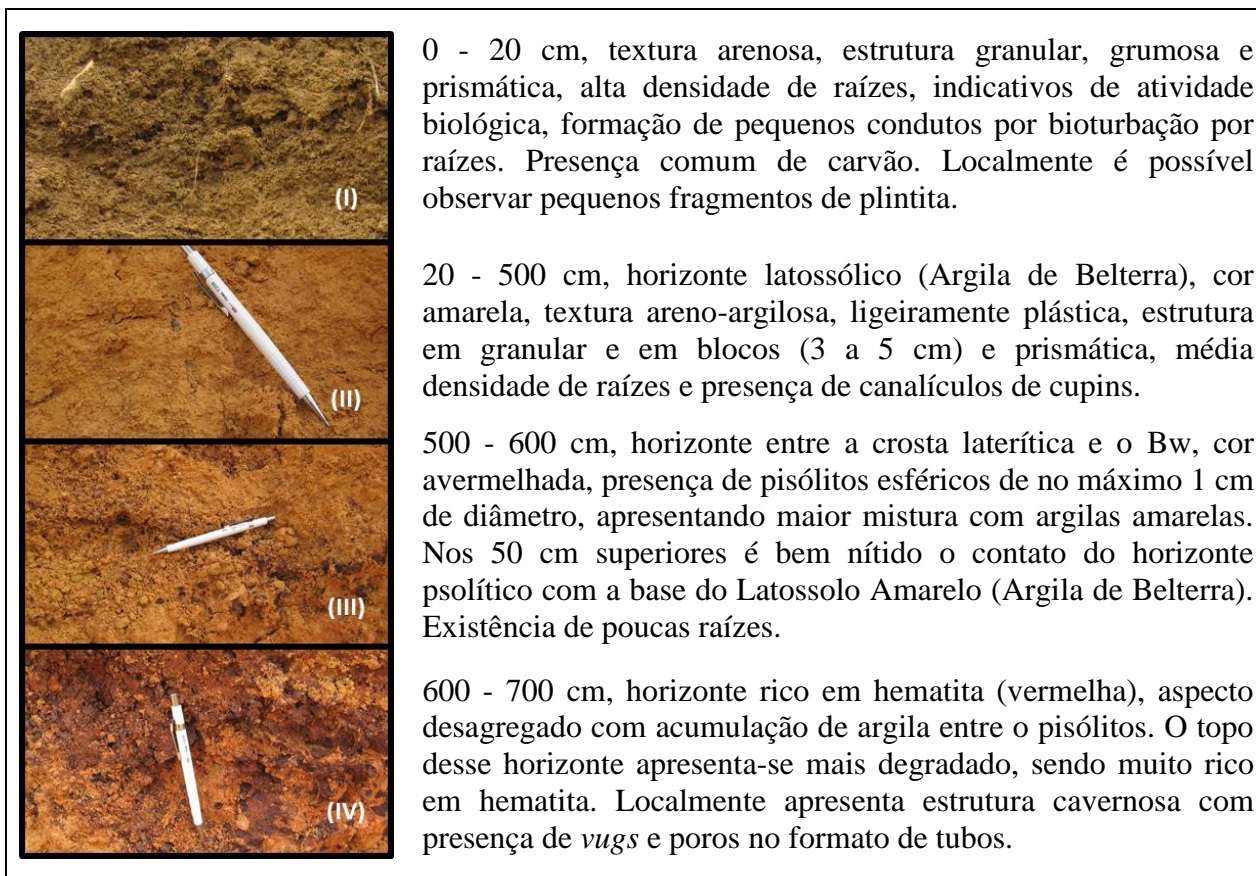
**Figura 3. 8** - Modelo de formação da Argila de Belterra em Rondon do Pará (Negrão *et al.* 2018).

De acordo com Lucas (2001) a acidez proveniente de atividades biológicas em perfis lateríticos implica no aumento das concentrações de Si, Al e Fe nas soluções dos solos. Enquanto o Si na forma de  $\text{SiO}_2$  tende a sair do sistema na forma de lixiviado, o Al e o Fe tendem a se manterem na forma de complexos organometálicos ou de precipitados. No entanto, em razão da constante manutenção dos estoques de Si pela mineralização da liteira e serrapilheira, o autor sugere a possibilidade de evolução da caulinita no perfil laterítico a partir da ressilificação da gibbsita.

Inspeções de campo, com análise tátil-visual, medições com fita métrica e observações de detalhes com o auxílio de lupa de mão, além de identificarem os horizontes do perfil em taludes de cavas de alguns platôs, possibilitaram descrições das principais características morfológicas desses latossolos, conforme observado na Figura 3.9

Os Neossolos Quartzarênicos representam solos pouco evoluídos, com ausência de horizonte B diagnóstico, seja pela reduzida atuação dos processos pedogenéticos ou por características inerentes ao material originário. Apresentam sequência de horizontes A-C, textura arenosa ou areia franca nos horizontes, e praticamente com ausência de minerais primários alteráveis (IBGE 2007, Embrapa 2013). A Figura 3.10 ilustra o afloramento do sedimento arenoso que caracteriza esse tipo de solo, observado em rede de drenagem localizada no terço inferior da encosta de um platô.





**Figura 3. 9** - Horizonte A (I); Horizonte Bw (II); Horizonte Pisolítico (III); Crosta laterítica (IV).

Brandt (2007) e Ibama (2001) informam sobre o mapeamento de Argissolos em áreas intermediárias entre os topos dos platôs e as terras baixas. Segundo os autores esses solos são constituídos por argila de baixa atividade, horizonte B textural (Bt), com incremento no teor de argila em profundidade e transição usualmente clara com o horizonte A. Ressalta-se que a existência de argissolos deve ser vista com certa ressalva, pois, além de não ter havido observação de quaisquer perfis desses solos durante as inspeções que compuseram a presente pesquisa, a litologia predominante não é favorável à gênese de argissolos. Brandt (2007) observa, inclusive, alguns casos em que a mudança textural apresenta valores muito próximos aos dos limites de diferenciação entre horizontes Bw e Bt.



**Figura 3. 10** - Detalhe de sedimento arenoso oriundo da erosão do Neossolo Quartzarênico

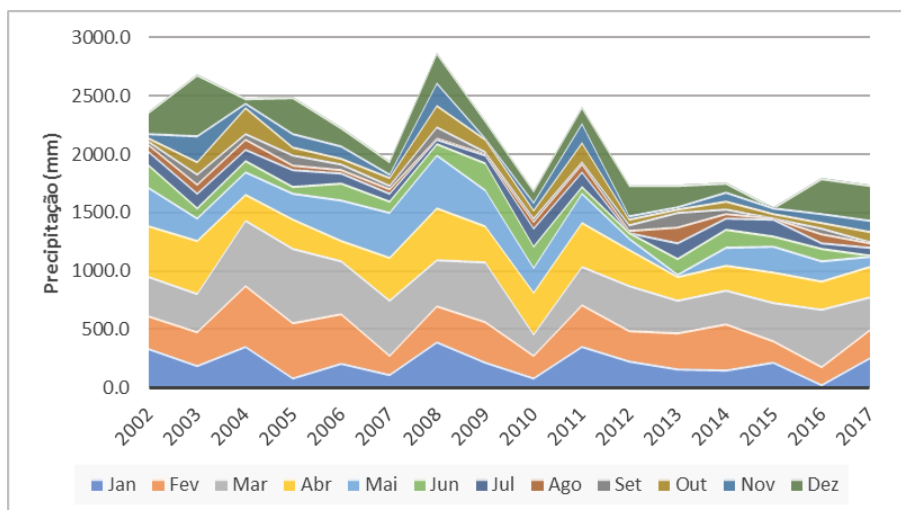
### **3.4 Hidroclimatologia**

As principais drenagens das áreas são de padrão retangular e ocorrem para o Norte, por meio dos igarapés Água Fria e Batata (bacia do Rio Trombetas), e para o sudeste (igarapés Saracá e Araticum) em direção ao lago Sacupúá, na bacia Amazônica (Ibama 2001 e 2004, Brandt 2007).

O clima é caracterizado como tropical úmido, com precipitação média anual em torno de 2.000 mm. Apesar dos diferentes regimes climáticos da Amazônia, a porção central dessa região se caracteriza por apresentar estação chuvosa de dezembro a junho, com precipitação média mensal de 265,8 mm e estação com recessão de chuvas, simplificada denominada de estação seca, que se estende de julho a novembro e apresenta precipitação mensal média de 72,5 mm. A temperatura média anual se mantém em torno de 26 °C. Apesar de novembro ser o mês mais quente e julho o mais frio, historicamente as variações entre as temperaturas desses meses não costumam superar 4° C (Marengo *et al.* 2001, Ibama 2004, Lopes *et al.* 2013).

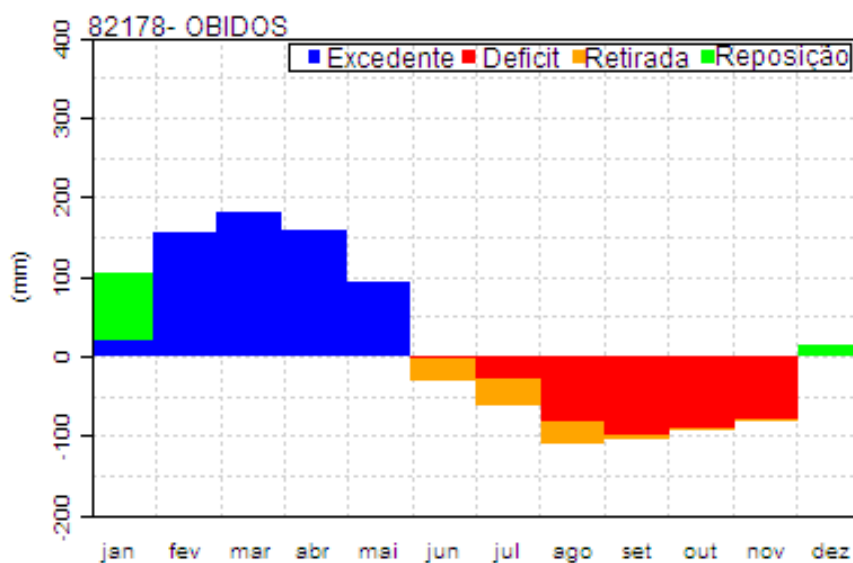
A análise dos dados obtidos em estação meteorológica local, para o período de 2002 a 2017, indica médias anuais de 2.111,40 mm para precipitação e de 27,1° C para temperatura. A Figura 3.11 ilustra o regime de distribuição das chuvas durante esse mesmo período, bem como os acumulados em cada mês.

O balanço hídrico, obtido para o conjunto de dados climatológicos de 1961 a 1990 para a estação climatológica de Óbidos-PA (Figura 3.12), demonstra que os excedentes ocorrem de fevereiro a julho, sendo março o mês caracterizado por maiores volumes de água no solo, ocorrendo déficit hídrico entre agosto e dezembro, onde setembro é o mês mais crítico (INMET 2018b).



**Figura 3. 11** - Precipitação anual e acumulados mensais de chuva.

Os elevados valores de evapotranspiração constituem uma característica climática importante da região. Utilizando-se dos dados da estação climatológica de Óbidos-PA entre 2003 a 2017 a Evapotranspiração Real Média foi de 1.274 mm (INMET 2018a).



**Figura 3. 12** - Balanço Hídrico Climatológico (1960-1991) - estação de Óbidos-PA (INMET 2018b).

### 3.5 Vegetação

Originalmente as áreas são cobertas por Floresta Ombrófila Densa (Figura 3.13), sub-região dos Baixos Platôs da Amazônia, tipicamente relacionadas com as condições do clima quente e úmido, com variações geralmente associadas às feições geomorfológicas e contendo dois estratos distintos, sendo emergente nos domínios dos platôs e uniformes nas áreas aplainadas (IBGE 1992, IBAMA 2001 e 2004, Salomão *et al.* 2007, IBGE 2012).

Além das variações na estrutura florestal entre as duas principais feições geomorfológicas que predominam nas áreas de estudo, Ferreira *et al.* (2011), considerando parâmetros

fitossociológicos como riqueza e frequência, demonstram correlação negativa entre a similaridade florística e o aumento da distância geográfica entre as parcelas pesquisadas nos domínios de determinado platô, sugerindo que microvariações abióticas, a exemplo de relevo, possuem importância na composição da comunidade de plantas. Aos entendimentos desses autores, acrescenta-se as particularidades do perfil do solo, definidas por variações na espessura de cada um dos horizontes, e as condições hidrogeológicas, no que diz respeito ao funcionamento hidrodinâmico da zona vadosa.

Os índices de diversidade florística elevados (Salomão *et al.* 2012), inclusive quando comparadas com outras regiões da Amazônia, definem excelente potencial para extração madeireira e de outros produtos florestais, com destaque para as espécies *Dinizzia excelsa* (angelim), *Cedrelinga catanaeformis* (cedrorana) e *Bertholletia excelsa* (castanheira do Brasil), nos domínios dos platôs, e *Manilkara spp* (maçaranduba), *Protium spp* (breu branco) e *Pouteria spp* (abiú, abiurana), nas terras baixas (Ibama 2001). A *Copaifera multijuga* (copaíba), com ocorrência tanto nos topos como nas encostas dos platôs, é uma das espécies com importância no extrativismo da região (Gebara *et al.* 2016).



**Figura 3. 13** - Fitofisionomia típica da Floresta Ombrofila Densa nos platôs lateríticos.

### **3.6 Hidrogeologia**

O Sistema Aquífero Alter do Chão na área de estudo é constituído por arenitos médios a grossos com lentes de argila (Schobbenhaus *et al.* 1984, Galvão *et al.* 2012, Souza *et. al.* 2013), com afloramentos nas partes inferiores das encostas dos platôs lateríticos (Galvão *et al.* 2012), apresentando aquitarde, constituído por camada silto-argilosa, com predomínio de caulinita, e argilito em menor quantidade, discriminado como o perfil de argila variegada (Costa 1991, MRN & FRASA 2012, Costa *et. al.* 2014).

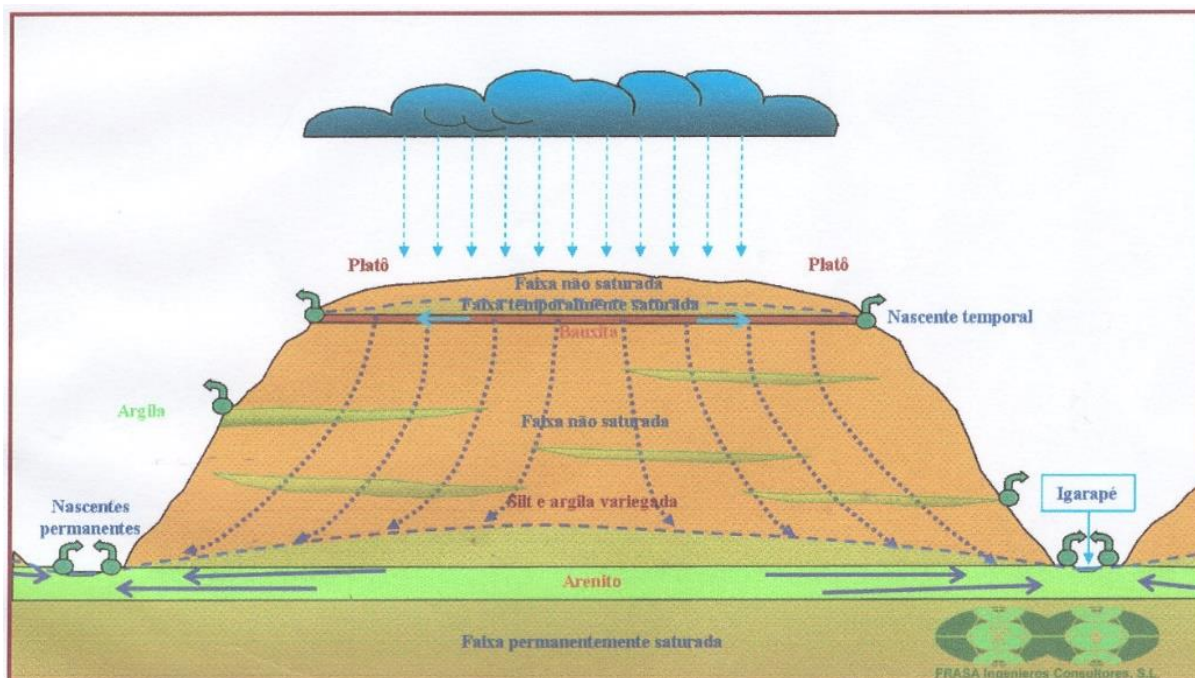
A zona não saturada ocorre nas camadas superiores dos platôs, enquanto a zona saturada está relacionada à camada de argila variegada e aos sedimentos não consolidados, com descarga na parte inferior das encostas e conectada às bacias hidrográficas por meio de fluxo de base. Os topos dos platôs funcionam como área de recarga regional, a partir de onde se desenvolvem fluxos radiais (do interior para as bordas), promovidos pelas diferenças de permeabilidade entre as diversas camadas do perfil (Brandt 2007).

A piezometria dos aquíferos rasos nos domínios dos platôs varia de 26 a 39 metros (Brandt 2006). Para o aquífero regional, dados de sete anos de monitoramentos indicam variações piezométricas entre pouco mais de 60 metros até próximas de 80 metros, variações essas diretamente associadas com as altimetrias dos platôs.

Apesar da inexistência de pesquisas que definam o modelo de circulação subterrânea, estudos técnicos (MRN & FRASA 2012) admitem, a partir da superfície, a seguinte configuração: aquíferos superficiais isolados, derivados de faixas temporariamente saturadas; aquíferos suspensos locais, temporariamente existentes na região de zona vadosa quando da existência de lentes mais argilosas; aquífero na camada de silte e argila variegada; e aquífero regional (Figura 3.14).

Em razão do aquífero, a condição hidrogeológica nos platôs se distingue daquelas que predominam em locais onde esse sistema aquífero ocorre em perfil estratigráfico mais homogêneo. Levando-se em conta as distinções de comportamentos das zonas vadosa e saturada, além do postulado por Fetter (2001), admite-se, para as áreas de estudo, que a condição semicondutora do aquífero implica em ambientes de semiconfinamento do aquífero regional, condição essa até então não considerada nos estudos técnicos existentes.

Dados de testes de infiltração realizados na área de estudo por Brandt (2007) e em região de mesmo contexto geológico e situado ao sul da área de pesquisa (Ecooideia 2011) indicam as seguintes variações nos valores da condutividade hidráulica em perfil:  $10^{-4}$  m/s para o solo superior;  $10^{-6}$  a  $10^{-7}$  m/s para o horizonte Argila de Belterra; de  $10^{-5}$  a  $10^{-6}$  m/s para as crostas lateríticas, sendo os maiores valores para a bauxita nodular e crosta ferruginosa e os menores para a bauxita maciça; e  $10^{-7}$  m/s para a argila variegada. Para as fácies arenosas da Formação Alter do Chão é admitida uma condutividade hidráulica na ordem de  $10^{-5}$  até  $10^{-4}$  m/s conforme Tancredi (1996) e Souza *et al.* (2013).



**Figura 3. 14** - Ilustração esquemática e simplificada dos sistemas de fluxo subterrâneo a partir dos platôs bauxíticos (MRN & FRASA 2012).

Dessa forma, dependendo das feições da topossequência a serem consideradas, ou seja, topo ou encostas de platô, o aquífero se apresentará, respectivamente, na forma semiconfinada ou na forma livre.

### 3.7 Lavra de Bauxita e Meio Ambiente

#### *Operações de Extração*

De acordo com Brandt (2007) as principais operações unitárias envolvidas na extração do minério de bauxita em Porto Trombetas são: desmatamento; decapeamento; escarificação; escavação e carregamento; transporte; e recuperação da área lavrada.

O desmatamento da Floresta Ombrófila Densa é realizado por meio de trator de esteiras de grande porte, seguindo de limpeza da área com a retirada de todo o material florestal (Figura 3.15). Por questões geotécnicas e por exigências ambientais, as faixas de vegetação das bordas dos platôs são preservadas, mantendo-se larguras entre 10 e 30 metros, conforme cada caso.

O decapeamento é caracterizado pela retirada mecanizada dos horizontes que recobrem a camada de minério (Figura 3.16), tornando a bauxita acessível (Figura 3.17). Nesse processo há separação do solo orgânico (*top soil*) dos horizontes mais profundos (pobres em matéria orgânica, em sementes e raízes). Enquanto os horizontes profundos são depositados na forma de pilhas na base do corte, em áreas já lavradas e para posterior utilização no preenchimento de cavas, o solo orgânico é transportado para áreas onde os trabalhos de recuperação ambiental já estão em andamento.



**Figura 3. 15** - Operação de desmatamento.



**Figura 3. 16** - Operação de decapeamento (remoção de horizontes superficiais).



**Figura 3. 17** - Exposição da camada de bauxita.

A escarificação, realizada por meio de trator de esteiras, ocorre primeiramente na camada de laterita, material esse segregado na forma de estéril e muito utilizado no revestimento de estradas e acessos da mineração. Em seguida, passa-se à escarificação da bauxita propriamente dita.

A etapa de escavação e carregamento do minério bruto é realizada por meio de escavadeiras hidráulicas sendo o transporte até a área de britagem (beneficiamento primário) realizado por caminhões rodoviários (Figura 3.18).



**Figura 3. 18** - Transporte de minério até a unidade de britagem.

A recuperação das áreas lavradas ocorre quando finalizadas às atividades de extração do minério e de disposição do estéril.

Ainda segundo Brandt (2007), após a britagem o minério também é submetido a processos de lavagem em planta de beneficiamento secundário (Figura 3.19).



**Figura 3. 19** - Detalhe de lavagem do minério na planta de beneficiamento.



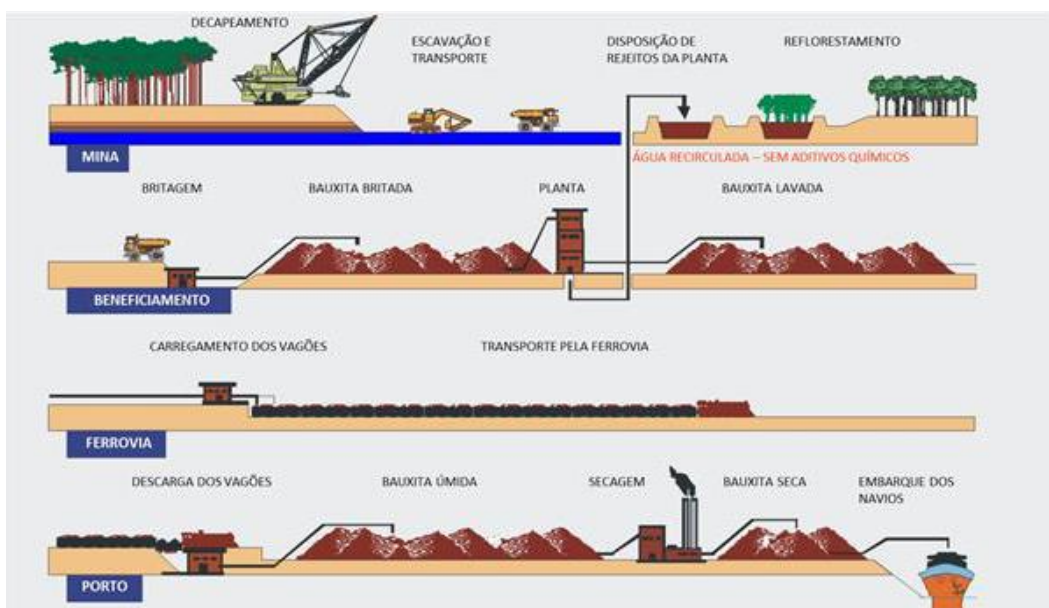
Na etapa de lavagem são produzidos os rejeitos do processo da mineração, caracterizados por grandes volumes de finos em solução, os quais são direcionados para tanques de decantação (Figura 3.20) dotados de sistema de reutilização de água para o processo de beneficiamento. Após atingirem a capacidade máxima de deposição, esses tanques, a exemplo das áreas mineradas, também são submetidos a processos de recuperação ambiental.



**Figura 3. 20** - Vista aérea de tanques de disposição dos rejeitos da lavagem de bauxita.

Concluídas as etapas de beneficiamento, o minério é transportado por via férrea até a planta de secagem, nas dependências portuárias de Porto Trombetas, para posterior embarque em navios cargueiros.

A Figura 3.21 ilustra o conjunto de operações que envolvem a extração, o beneficiamento, o transporte e o carregamento do minério de bauxita em Porto Trombetas.



**Figura 3. 21** - Operações para a produção de bauxita em Porto Trombetas (Fonte: [www.mrn.com.br](http://www.mrn.com.br)).

## ***Impactos Ambientais***

Impactos ambientais são quaisquer alterações das propriedades físicas, químicas e biológicas do meio ambiente, causada por qualquer forma de matéria ou energia resultante das atividades humanas que, direta ou indiretamente, afetem: a saúde, a segurança e o bem-estar da população; as atividades sociais e econômicas; a biota; as condições estéticas e sanitárias do meio ambiente; e a qualidade dos recursos ambientais (Conama 1997).

A magnitude e a importância dos impactos ambientais são os principais atributos que definem a forma em que os empreendimentos e as atividades efetivos ou potencialmente causadores de poluição devem ser conduzidos sob a perspectiva ambiental (Conama 1986, IAIA 1999, Sánchez 2008). De acordo com Moreira (1985) a magnitude é a grandeza de um impacto em termos absolutos, podendo ser definida como a medida da alteração no valor de um fator ou parâmetro ambiental, em termos quantitativos ou qualitativos. A importância é a ponderação do grau de significação de um impacto em relação ao fator ambiental afetado e a relativização com outros impactos (Lawrence 2007, Sanchez 2008).

Projetos de mineração, a exemplo daqueles desenvolvidos nas áreas de pesquisa e destinados à extração de bauxita, são dependentes de procedimentos de Avaliação de Impactos Ambientais - AIA, necessários para orientar os processos de licenciamento ambiental (Brasil 1981, Conama 1986, Brasil 1988).

A AIA compreende uma atividade de caráter técnico-científico com o objetivo de identificar, prever e interpretar as consequências sobre o meio ambiente de uma ação humana, como, por exemplo, um projeto de engenharia, um plano de desenvolvimento regional ou, ainda, programas governamentais diversos (Munn 1975). O licenciamento ambiental é definido como o procedimento administrativo pelo qual o órgão ambiental competente licencia a localização, instalação, ampliação e a operação de empreendimentos e atividades utilizadores de recursos ambientais, consideradas potencialmente poluidoras ou daquelas que, sob qualquer forma, possam causar degradação ambiental (Conama 1997).

No âmbito dos licenciamentos ambientais a AIA é desenvolvida na escala de projeto e materializada na forma de Estudo de Impacto Ambiental / Relatório de Impacto Ambiental - EIA/RIMA (Sánchez, 1993 e 2008).

Essas exigências visam, fundamentalmente, avaliar a condição de sustentabilidade do projeto pretendido frente à demanda de utilização dos recursos naturais, assim como definir as medidas de gestão e de controle ambiental capazes de assegurarem a viabilidade ambiental de tal projeto (Brasil 1981, Conama 1986, Brasil 1988, Milaré & Benjamin 1993, Conama 1997, Sánchez 2008).

Para a mineração de bauxita em Porto Trombetas o principal problema ambiental teve início em 1979 e se estendeu até 1989, período em que a legislação ambiental para esse tipo de projeto ainda não havia se consolidado. Durante esses dez anos os rejeitos da lavagem do minério eram lançados diretamente em tributário do Lago do Batata, grande reentrância na margem direita do rio Trombetas, provocando assoreamento de cerca de 30% desse lago, afetando igapós (Figura 3.22) e provocando várias outras alterações sobre a biota (Callisto & Esteves 1996, Fonseca & Esteves 1999, Monteiro 2005; Ibama 2006).



**Figura 3. 22** - Vegetação de igapó afetada pelos rejeitos da lavagem de bauxita (MRN 1999).

Posteriormente a essas circunstâncias, iniciaram-se os ajustes ambientais desse projeto, com ênfase na recuperação das áreas degradadas pela mineração e na disposição adequada dos rejeitos provenientes da lavagem do minério (emprego de tanques de rejeito). Para os novos projetos, os procedimentos de licenciamento ambiental passaram a exigir EIA/RIMA (Brandt 2007).

Do conjunto de operações da extração de bauxita, o desmatamento e o decapeamento do terreno compreendem os principais indutores de impactos ambientais significativos, atingindo tanto as componentes de meio biótico como de meio físico, podendo ainda afetar a componente social quando da existência de externalidades sobre comunidades tradicionais e de extrativismo (Brandt 2006, Wanderley 2008, MMA 2009, Gebara *et al.* 2016). Constituem impactos ambientais negativos, efetivos ou potenciais, decorrentes dessas operações: aumento de áreas desmatadas; redução de biodiversidade; diminuição da abundância de exemplares da flora com potencial extrativista; redução de habitat; perda de sítios reprodutivos; afugentamento e/ou atropelamento de fauna; incremento de atividades cinegéticas (caça); aumento na população de vetores de doenças; alteração na paisagem; alteração das propriedades dos solos; alteração da dinâmica hídrica superficial e subterrânea; assoreamento de cursos hídricos; comprometimento dos padrões de qualidade das águas; alteração na qualidade do ar; e incremento nos níveis de ruídos provenientes de fontes antrópicas.

As estradas e vias de acesso, que integram o conjunto da infraestrutura necessária à extração mineral, também são promotoras de alterações ambientais importantes, principalmente pelos efeitos da supressão de vegetação e dos serviços terraplenagem quando da etapa de implantação, e do tráfego de veículos e da drenagem de águas pluviais, incluindo arraste de sedimentos, quando da etapa de operação (Guimarães *et al.* 2012, Brandt 2007).

A geração de rejeitos provenientes do processo de beneficiamento secundário é outra fonte causadora de impactos ambientais efetivos, quando considerada a necessidade de ocupação de áreas especificamente destinada à disposição, e de impactos potenciais, quando considerados os riscos de rompimento, ou mesmo de vazamentos, dos tanques de deposição (Brandt 2007). Embora constituídos, basicamente, por uma solução contendo silicatos, oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, além de argilas finas (Kahn 2003, Lapa 2000), os grandes volumes produzidos fazem com que os impactos associados aos rejeitos devam ser tratados na forma de impactos significativos.

Unidades de apoio operacional à mineração, a exemplo de britadores, correias transportadoras, postos de abastecimento, lavadores de máquinas e equipamentos, oficinas de manutenção, refeitórios e alojamentos também são causadoras de impactos ambientais, porém, na maioria dos casos caracterizados por menores graus de magnitude e significância (Brandt 2007).

O tratamento desses quantitativos de impactos ambientais demanda o desenvolvimento e a execução de medidas que se agrupam em: i) mitigação, definidas como boas práticas com finalidade de minimização dos impactos ambientais negativos ou adversos; ii) controle, representadas por estruturas e equipamentos direcionadas à manutenção dos de qualidade ambiental; iii) compensatórias, voltadas a compensação de perdas de áreas ou de recursos ambientais legalmente protegidos; iv) recuperação ambiental, destinadas à reabilitação das áreas degradadas numa perspectiva de usos futuro; e iv) monitoramento, com o intuito de aferição espacial e temporal da evolução dos impactos ambientais e da eficiência do conjunto das medidas ambientais.

As metodologias para o tratamento das cavas constituem práticas de recuperação de áreas degradadas por atividades minerárias que vêm se consolidando ao longo dos anos (Ibama 1990, Bitar 2007, Albra 2010). De forma sintetizada compreendem: deposições de camadas de estéril e regularização topográfica; reposição do solo rico em matéria orgânica; e plantio de espécies florestais nativas (Figura 3.23). No entanto, frente ao desafio para reabilitação de ecossistemas amazônicos, ainda existem questões técnicas que necessitam ser superadas (Salomão *et al.* 2007 e 2014). Dentre essas questões, são enfatizadas a escolha das espécies florestais, a observância aos estágios sucessionais e a execução de práticas edáficas.



**Figura 3. 23** - Recuperação ambiental das cavas: regularização topográfica e espalhamento de solo orgânico (A); diferentes estágios de desenvolvimento dos plantios (B, C e D).

Para os tanques de rejeito, o desenvolvimento de várias pesquisas foram capazes de delinear algumas diretrizes de caráter agrônomo-florestal para a recuperação ambiental (Franco *et al.* 1994, Franco *et al.* 1996, Franco *et al.* 2001, Caproni 2003, Franco *et al.* 2004), porém os resultados não se comparam aos obtidos nas áreas de cava (Figura 3.23), em razão do substrato formado pela deposição dos finos provenientes da lavagem da bauxita ser extremamente desfavorável ao desenvolvimento de plantas (Figuras 3.24 e 3.25), seja sob o ponto de vista físico, químico ou biológico (Reis 2006, Salomão *et al.* 2006, Salomão *et al.* 2014).



**Figura 3. 24** - Substrato degradado pela deposição do rejeito da lavagem de bauxita.



**Figura 3. 25** - Detalhe das limitações no desenvolvimento das plantas nos tanques de rejeitos.

No âmbito dos principais impactos ambientais da mineração de bauxita, ou seja, os de meios físico e biótico, a importância dos recursos hídricos (subterrâneos e superficiais) e da biodiversidade é facilmente evidenciada, conforme já preconizado por Tost *et al.* (2018), Adiansyah *et l.* (2016) e Ihle *et al.* (2018).

Especificamente para os impactos sobre as águas subterrâneas, a condição da mineração de bauxita que, diferentemente de minerações como a de ferro não requer rebaixamento de aquífero (Silva 2001), sugestiona que o foco dos estudos deva ser nos fluxos da zona vadosa e nas taxas de recarga.

#### 4. FLOW PATTERNS AND AQUIFER RECHARGE CONTROLS UNDER THE AMAZON RAINFOREST INFLUENCE: THE CASE OF THE ALTER DO CHÃO AQUIFER SYSTEM

Júlio Henrichs de Azevedo <sup>a,b</sup>, José Eloi Guimarães Campos <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Brazil

<sup>b</sup> Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, Brasília/DF, Brazil

<sup>c</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brazil

Submitted to CATENA in 12-Sep-2018 - manuscript number CATENA8245

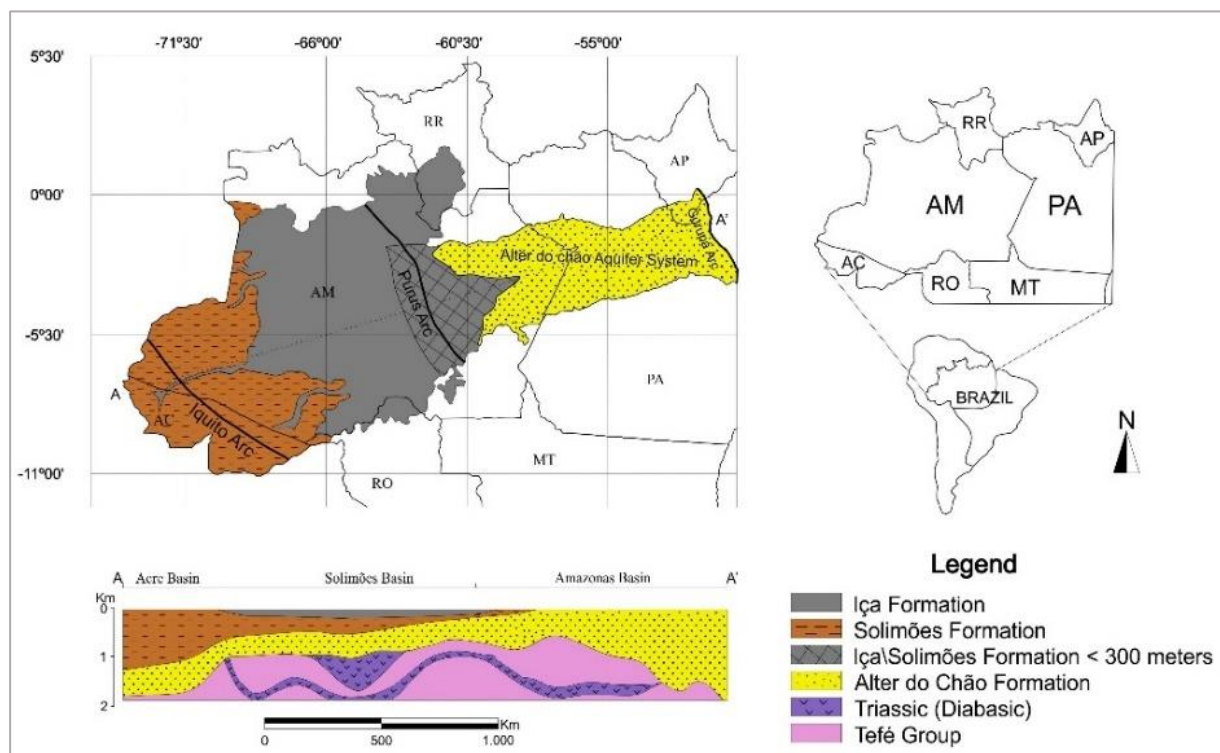
##### Abstract

The Alter do Chão Aquifer System occurs as an unconfined and semiconfined groundwater reservoir in the plateau regions, with the following upper to bottom layer sequence: top soil, yellow clay, aluminous iron crusts, solid bauxite, and mottled clay. After the topsoil layer, the bauxite and aluminous iron crust layers have the highest hydraulic conductivity values resulting from the porosity values between 30 and 45%, while in the Oxisol layer, porosity of 18% results in lower hydraulic conductivity. The mottled clay (stratified argillite) of the aquitard has effect as a leaky confining layer. The relief pattern allows determining regional and local hydrogeological flow systems evidenced in the plateau regions and stream valleys, respectively. The dense forest cover acts as an important recharge control due to bioturbation by the roots that can be observed up to 15 meters deep. This bioturbation causes preferential flow zones and is responsible for increasing the hydraulic conductivity in the pelitic layers. Oxygen and deuterium stable isotope data demonstrate that recharge is due to rainwater infiltration since the Local Groundwater Line (LGL) is plotted next to or over the Regional Meteoric Water Line (RMWL). Tritium data indicate that the aquifer is supplied by relatively recent rainfall, or at least by mixtures containing recent rainwater. Considering a 1 km<sup>2</sup> polygon, it is possible to determine a recharge amount of at least 236,400 and 350,000 m<sup>3</sup>/year for the semiconfined and unconfined portions of the aquifer, respectively.

**Keywords:** Groundwater flow; aquifer recharge; Alter do Chão Aquifer System; Amazon Region.

## 4.1 Introduction

The Alter do Chão Aquifer System in the Amazon region covers parts of the Amazonas, Pará and Amapá states, in northwestern Brazil (Figure 4.1). This aquifer, one of most important in Brazil, is considered the second groundwater reservoir just after the Guarani Aquifer System (Ana 2005a). The pelitic layers of the Solimões Formation are up to 1,000 meters thick (Barata and Caputo 2007) west of the Purus Arch, making the access to the aquifer more complex and expensive. The Alter do Chão Formation crops out in the eastern direction, where the water levels range from about 8 meters to just over 60 meters (Tancredi 1996), resulting in an excellent hydrogeological potential (Ana 2015a) with low-cost exploration.



**Figure 4. 1** - Map of the Alter do Chão Aquifer System area and schematic SW - NE cross-section of the Acre, Solimões, and Amazonas Basins (modified from Souza et al. 2013).

Although the Amazon region is characterized by abundant surface water, the importance of knowledge on groundwater reservoirs cannot be disregarded. Especially since about 59% of the urban areas, more than 30 municipalities in northern Brazil, is supplied exclusively by groundwater due either to the implementation costs of conventional supply systems or to the quality of surface waters (Ana 2010). Wahnfried and Soares (2012) highlight the importance of groundwater resources for the Amazon biome, population, and economy based on the expected water demand by the productive sectors and correlations between aquifers and surface waters. The possible effects of climate change also justify more studies on the hydraulic and hydrochemical properties of aquifers (Hirata and Conicelli 2012).



Although most of the groundwater research in the Amazon region focus on the Alter do Chão Aquifer System, they mostly address hydrochemical studies while leaving an important scientific gap on the hydrodynamic behavior of such systems. The main references are the studies by Tancredi (1996), Aguiar *et al.* (2002), Souza and Verma (2006), CPRM (2012) and Ana (2015). However, the studies lack even more when considering the multiple factors influencing hydrogeology, including climate, geology, pedology, land use and occupation, and the biotic factors (Feitosa *et al.* 2008, Gastmans *et al.* 2010, Healy 2010, Jie *et al.* 2011, Carvalho 2012).

More recent studies on the Tikuna Aquifer System (Rosário 2011, Rosário *et al.* 2016) provided a better understanding of the Alter do Chão Aquifer, highlighting the continental character of groundwater dynamics. These studies consider the hydrogeological flow patterns with infiltration in the highlands of Peru and discharge towards the Manaus region. Hu *et al.* (2017) also highlight the important contribution of other regions to the recharge of the Amazonas Aquifer System (composed by the Alter do Chão, Içá, and Solimões formations). However, in this case, the authors address the "dam effect" in the North and South edges of the Alter do Chão Formation promoted by basalt, diabase and crystalline rocks of the Guyana and Central Brazil shields.

Previous research conducted on the Amazonas hydrogeological system does not provide an insight into the regional and local characteristics influencing groundwater behavior regarding hydrodynamics variability due to precipitation and evapotranspiration (Fisch *et al.* 1998, Lopes *et al.* 2013); the complex eco-hydrological relations arising from the dense forest cover (Lima *et al.* 2013, Tambosi *et al.* 2015); and the Brazilian Amazon geodiversity represented by different soil distribution and geomorphological features (Xafi *et al.* 2013).

This research addresses the lack of studies on how the vegetation cover influences the unconfined and semiconfined portions of the Alter do Chão Aquifer flow systems, aiming to contribute to regional studies on the Amazon groundwater, an approach scarcely considered in the study area. Objectively, this paper describes the regional circulation patterns of the groundwaters, estimates the annual recharge rates, and discusses the importance of the forest to the aquifer dynamics.

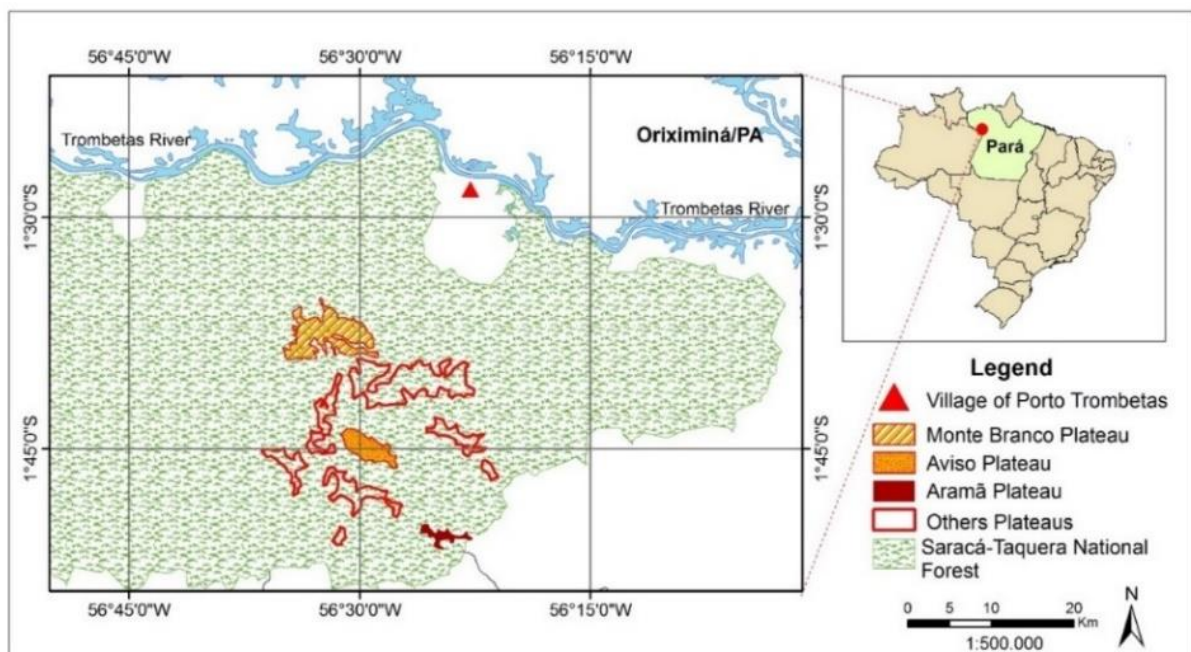
Isotopic and hydrochemical studies (Clark and Fritz 1997, Minardi and Bomtempo 2000, Silveira and Silva Júnior 2002, Yeh *et al.* 2009, Martinelli *et al.* 2009, Lousada and Campos 2011, Menció *et al.* 2012, Hameed *et al.* 2015, Martinez *et al.* 2015, Al-Charideh & Kattaai 2016, Brkic *et al.* 2016; Gastmans *et al.* 2016) associated with the potentiometric data analysis (Scanlon *et al.* 2002, Healy 2010) were the basic tools used in this research.

## 4.2 Study Areas

Three bauxite-bearing lateritic plateaus were studied (Figure 4.2) in the Porto Trombetas region, western Pará state, Brazil ( $56^{\circ}0'0''\text{W}$  to  $57^{\circ}0'0''\text{W}$  and  $1^{\circ}30'0''\text{S}$  to  $2^{\circ}0'0''\text{S}$ ). Significant data are being generated in this region due to environmental requirements related to bauxite mining by Mineração Rio do Norte (MRN). We also analyzed the hydrogeological data and information on the municipality of Juruti and the Juruti Mining area, located about 100 km south of Porto Trombetas.

This research considers the effective portion of the Alter do Chão Aquifer, including the outcrop areas and a small portion westward where the Solimões Formation is less than 300 meters thick, including description and references to other areas of occurrence.

The three research areas are characterized as i) Aramã Plateau (370 hectares) that had not been mined up to the beginning of the research; ii) Monte Branco Plateau (3,750 hectares) where ongoing mining activities had not affected the monitoring site; and iii) Aviso Plateau (about 1,400 hectare) currently undergoing environmental recovery after being extensively mined (post-mining phase).



**Figure 4. 2** - Map of the study reference areas.

The reference area is located in the Trombetas River Basin, a left margin tributary of the Amazonas River. The area is characterized by a dense tropical rainforest cover (Amazon rainforest) with annual average temperature of  $26^{\circ}\text{C}$ , relative humidity higher than 70% that may exceed 80% in the rainy months, and approximately 2,000 mm annual precipitation with a

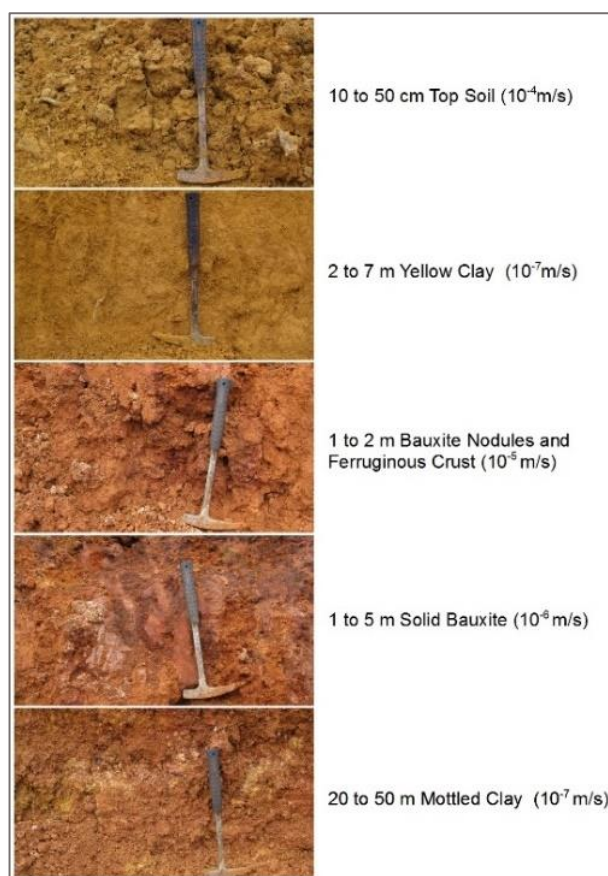
less humid season between July and November (Ibama 2001, Ibama 2004, Lopes *et al.* 2013, INMET 2018b).

The sedimentary deposits of the Amazonas Basin, considered as Cretaceous (Caputo 1984; Cunha *et al.* 2007) or even as Cenozoic age (Caputo 2011; Caputo and Soares 2016) are covered by thick weathering profiles responsible for developing the aluminous iron crusts (Costa, 1991, Horbe *et al.* 2001, Costa *et al.* 2014) of the Pleistocene-Holocene plateaus inserted in the Amazon Plain (Ranzani 1979, Costa *et al.* 2014, Rosseti 2014). The vertical profile shows a set of five distinct layers with some lateral thickness contrast. The upper layer, consisting of soil rich in organic matter, is physically well structured and followed by the Yellow Clay layer, described as a poorly structured thick Oxisol profile, with a clayey texture. Subsequently, the aluminous iron crusts that are bauxite ore sometimes, are followed by the main bauxite layer. Finally, the sometimes stratified or laminated argillite thick bed shows contrasting colors always, more commonly pink to red, locally gray, white and more rarely yellowish or brownish shades. The sedimentary rock deposits, measuring tens to hundreds of meters, are represented by medium to coarse sandstone with pelitic fragments, medium to coarse caulinitic sandstone, fine sandstone, massive argillite intercalated with thin to medium sandstone and argillite (Schobbenhaus *et al.* 1984, Mendes *et al.* 2012, Souza *et al.* 2013). These deposits crop out in the valleys between the plateaus, originating sandy soils.

The vadose zone portion occurs in the entire section of the Yellow Clay and the lateritic/bauxite levels (with variable structures). The thickness of the aquitard layer varies between 20 and 50 meters, including the topsoil, Yellow Clay (Belterra Clay), aluminous iron crusts, bauxite layer and mottled pelitic deposits. Figure 4.3 shows a schematic profile and the reference values of hydraulic conductivity.

The unconfined Alter do Chão aquifer parameters are hydraulic conductivity between  $10^{-4}$  and  $10^{-5}$  m/s; transmissivity between  $1.8 \times 10^{-3}$  and  $1.3 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s, and storage about  $10^{-1}$  (Tancredi 1996, Souza *et al.* 2013).

On the other hand, the semiconfined portion parameters are effective porosity 5 and 18%, and hydraulic conductivity ranging from  $10^{-6}$  to  $10^{-8}$  m/s and from  $10^{-4}$  to  $10^{-5}$  m/s, for the aquitard and aquifer, respectively. Transmissivity varies between  $1.8 \times 10^{-3}$  and  $1.3 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s, storage from  $10^{-2}$  to  $10^{-3}$ , and saturated thickness from at least 185 meters to more than 500 meters in other areas of the semiconfined system. Table 4.1 shows the hydraulic parameters obtained from monitoring and producing wells (PT) in the Juruti region of Pará State (Ecooideia 2011).



**Figure 4. 3** - Schematic profile with respective hydraulic conductivity values.

**Table 4. 1** - Hydraulic parameters of the semiconfined portions of the Alter do Chão aquifer. Monitoring and producing wells in the Juruti region (Ecooideia 2011).

| Well  | Discharge (m <sup>3</sup> /h) | Water Table (m) | Dynamic Level (m) | Hydraulic Conductivity (m/s) | Transmissibility (m <sup>2</sup> /s) | Depth (m) |
|-------|-------------------------------|-----------------|-------------------|------------------------------|--------------------------------------|-----------|
| W     | 53.0                          | 66.8            | 146               | $9.7 \times 10^{-6}$         | $1.8 \times 10^{-3}$                 | 252       |
| PT 07 | 2.6                           | 43.7            | 48                | $1.6 \times 10^{-5}$         | $4.2 \times 10^{-4}$                 | 70        |
| PT 08 | 2.48                          | 44.7            | 49                | $1.5 \times 10^{-5}$         | $3.8 \times 10^{-4}$                 | 70        |
| PT 09 | 0.8                           | 47.84           | 49                | $3.9 \times 10^{-4}$         | $4.6 \times 10^{-4}$                 | 52        |
| PT 10 | 2.6                           | 25.5            | 29                | $1.7 \times 10^{-5}$         | $4.5 \times 10^{-4}$                 | 52        |
| PT 11 | 2.4                           | 46.1            | 49                | $3.9 \times 10^{-5}$         | $5.3 \times 10^{-4}$                 | 60        |
| PT 12 | 2.6                           | 25.5            | 29                | $1.3 \times 10^{-5}$         | $4.5 \times 10^{-4}$                 | 60        |
| PT 13 | 1.6                           | 43.6            | 51.4              | $1.0 \times 10^{-5}$         | $1.3 \times 10^{-4}$                 | 56        |
| PT 14 | 1.0                           | 49.4            | 54                | $1.3 \times 10^{-5}$         | $1.4 \times 10^{-4}$                 | 60        |

### 4.3 Materials and Methods

The piezometric and hydrochemical datasets provided for this study were produced by environmental monitoring studies conducted previously in the region for obtaining the environmental licensing because mining activities need to meet certain requirements. The isotopic data were generated from samplings conducted specifically for this purpose. Table 4.2 shows the monitoring and sampling sites.

**Table 4. 2** - Monitoring and sampling sites (W - Deep wells; Ws - Shallow well; S - Springs; Plateaus: AR - Aramã; MB - Monte Branco; AV - Aviso).

| Name   | Types of Analysis   | Latitude S | Longitude W | Feature   |
|--------|---|------------|-------------|---|
| W-AR   | Hydrochemistry, piezometry, $^3\text{H}$ , $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$ | 01°50'20"  | 56°26'10"   | Forest Cover*                                   |
| Ws-AR  | $^3\text{H}$  | 01°50'20"  | 56°26'10"   | Forest Cover*                                   |
| W-MB   | Hydrochemistry, piezometry, $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$                | 01°37'26"  | 56° 32'05"  | Forest Cover                                    |
| W-MB02 | $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$  | 01°36'14"  | 56°32'24"   | Forest Cover                                    |
| W-MB03 | $^3\text{H}$ , $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$                             | 01°37'02"  | 56°33'43"   | Forest Cover                                    |
| W-AV   | Hydrochemistry, piezometry, $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$                | 01°45'14"  | 56°30'07"   | Mined area / environmental recovery in progress |
| S-AR   | $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$  | 01°50'19"  | 56°26'39"   | Forest Cover                                    |
| S-AV02 | Hydrochemistry, $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$                            | 01°45'10"  | 56°30'59"   | Forest Cover                                    |
| S-AV05 | Hydrochemistry  | 01°45'19"  | 56°27'55"   | Forest Cover                                    |
| S-AV06 | Hydrochemistry, $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$                            | 01°46'07"  | 56°29'53"   | Forest Cover                                    |
| S-MB04 | Hydrochemistry  | 01°36'38"  | 56°32'52"   | Forest Cover                                    |
| S-MB05 | Hydrochemistry  | 01°36'36"  | 56°31'32"   | Forest Cover                                    |
| S-MB07 | Hydrochemistry, $^2\text{H}$ and $^{18}\text{O}$                            | 01°36'49"  | 56°34'27"   | Forest Cover                                    |

\* Deforested area when sampling for Tritium

The hydrochemical series evaluated water samples collected monthly from the monitoring wells and every four months (January, May, and September) from the springs between July 2012 and June 2016. The studied springs are related to the local aquifer discharge points that feed permanent streams. The measured and analyzed parameters included: pH, temperature (T), electrical conductivity (EC), turbidity,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{SiO}_2$ . It has been evaluate results from 236 samples, including 146 water samples from wells (W-AR:46; W-MB:49 and W-AV:51) and 90 water samples from springs (S-AV02:15; S-AV05:15; S-AV06:15; S-MB04:15; S-MB05: 15; and S-MB07:15). This dataset was investigated in terms of averages to each sampling site and by climatic season (dry and wet).

The pH, T, and EC data were measured in situ using a handheld field equipment. The other parameters were analyzed in the laboratory following the Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, including cations and silica by atomic emission spectrometer (ICP);  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  by photospectrometry;  $\text{Cl}^-$  by selective electrode;  $\text{HCO}_3^-$  by titration; and, turbidity using a turbidimeter.

To minimize possible problems related to the quality of the bulky dataset, which is not uncommon when working with relatively large series, the following procedures were adopted:

- Field inspections of the monitoring wells to verify the general conditions of the

structures; and of the springs to inspect the sampling sites and observe surface outcrop in the Alter do Chão Formation;

- Exclusion of samples when one or more variable was characterized as outlier; and
- Evaluation of correlation coefficients between the monitoring average datasets of two field campaigns conducted in July 2017 (5 wells and 3 springs) and February 2018 (4 wells and 2 springs). The measured parameters were pH, T, EC, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, and SiO<sub>2</sub>, and the obtained correlation coefficients greater than 0.9 indicated reliability of the monitoring data.

After descriptive statistical analysis of the hydrochemical data, other verifications were performed with the grouped data averages, for each sampling unit and for dry and rainy seasons.

Deuterium and <sup>18</sup>O were determined on selected samples from wells and springs (April 2016 and July 2017), using a Picarro Analyzer equipment, following the V-SMOW standard, in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. The results were compared to the Global Meteorological Line and with regional data (Martinelli 1996, Honório *et al.* 2010). Likewise, the same analyses were conducted with rainfall samples collected and immediately packed in proper glass vials to avoid evaporation in the Porto Trombetas area in April, October, November and December 2016.

In April 2018, groundwater samples were collected from one shallow and two deep wells to determine tritium levels using the liquid scintillation technique with electrolytic enrichment in the Laboratory of the Nuclear Technology Development Center (NTDC), so that the TU results could be used as a radioactive tracer of the recharge process.

Petrographic analysis (transmitted light microscopy) of lateritic and bauxite impregnated thin sections of soil was followed by image analysis (Petroledge® software) to determine porosity as to understand the water movement in the vadose zone. Visual inspections of open pit profiles for assessing qualitatively the development of the root systems and bioturbation in the lateritic profile also had this purpose.

Water table monitoring included a January 2010 to December 2016 data series that consisted of monthly measurements obtained by electric level meter (assessing the distance between the monitoring well entrance and the static level). The monitoring wells are 102 meters deep, with 96 meters of PVC casing, 6 meters of screen in the bottom, and gravel packing designed to check the water table fluctuations in the Alter do Chão Aquifer System. Water table levels were measured applying the same fieldwork procedure of April 2016, to produce control data. The control data were very close to those recorded in the monitoring data in the same period. The series of measurements allowed calculating the annual fluctuations that

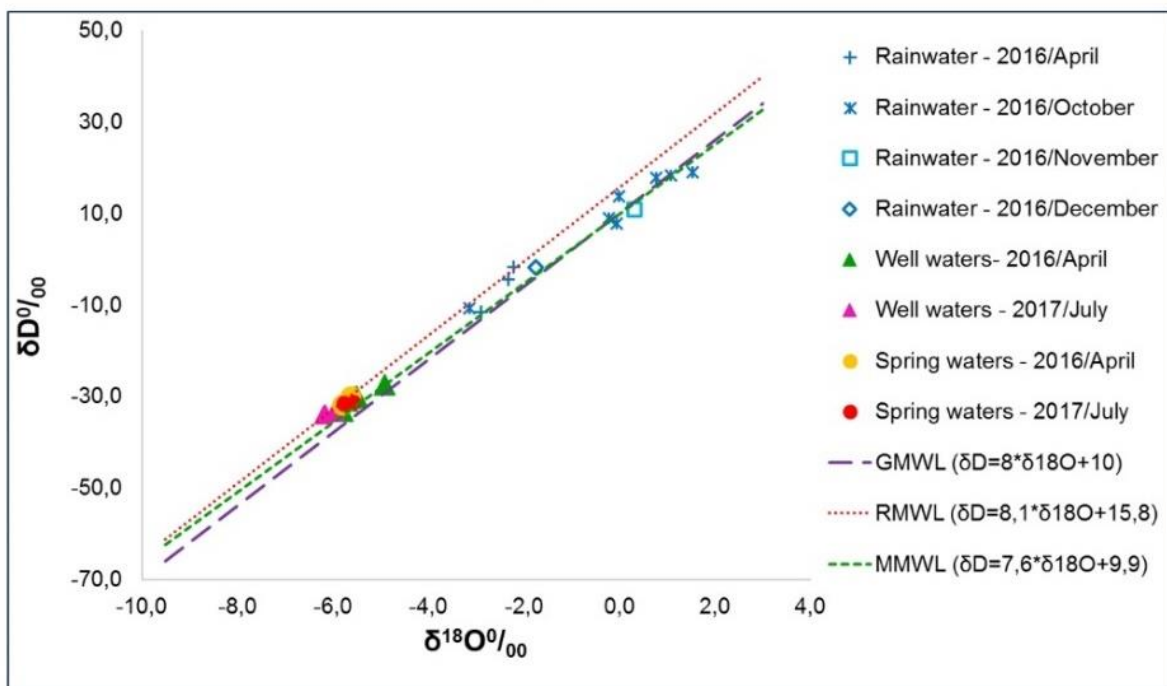
corresponded to the differences between the minimum and maximum water table ( $\Delta h$ ) observed in the period of annual rise of groundwater levels.

The annual recharge estimation in reference areas is based on the *Water Table Fluctuation (WTF)* method (Healy, 2010; Scanlon *et al.* 2002), in which the seasonal fluctuation of the water table represents the rainwater inputs into the saturated zone of the aquifer system in the long term. This method is applied because it considers the real recharge, estimating the infiltration that effectively reaches the saturated zone after the evapotranspiration and interflow losses.

#### 4.4 Results and Discussions

##### *Groundwater Circulation Patterns*

The  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  results are plotted in Figure 4.4. Although the data is plotted above the Global Meteoric Water Line (GMWL), the isotope ratios of groundwater and springs are still close to the Meteoric Water Line of Manaus in the rainy season and follow the equation ( $\delta D = 7.6 * \delta^{18}O + 9.9$ ) as determined by Honorio *et al.* (2010), and the Regional Water Meteoric Line ( $\delta D = 8.1 * \delta^{18}O + 15.8$ ) as defined by Martinelli *et al.* (1996).



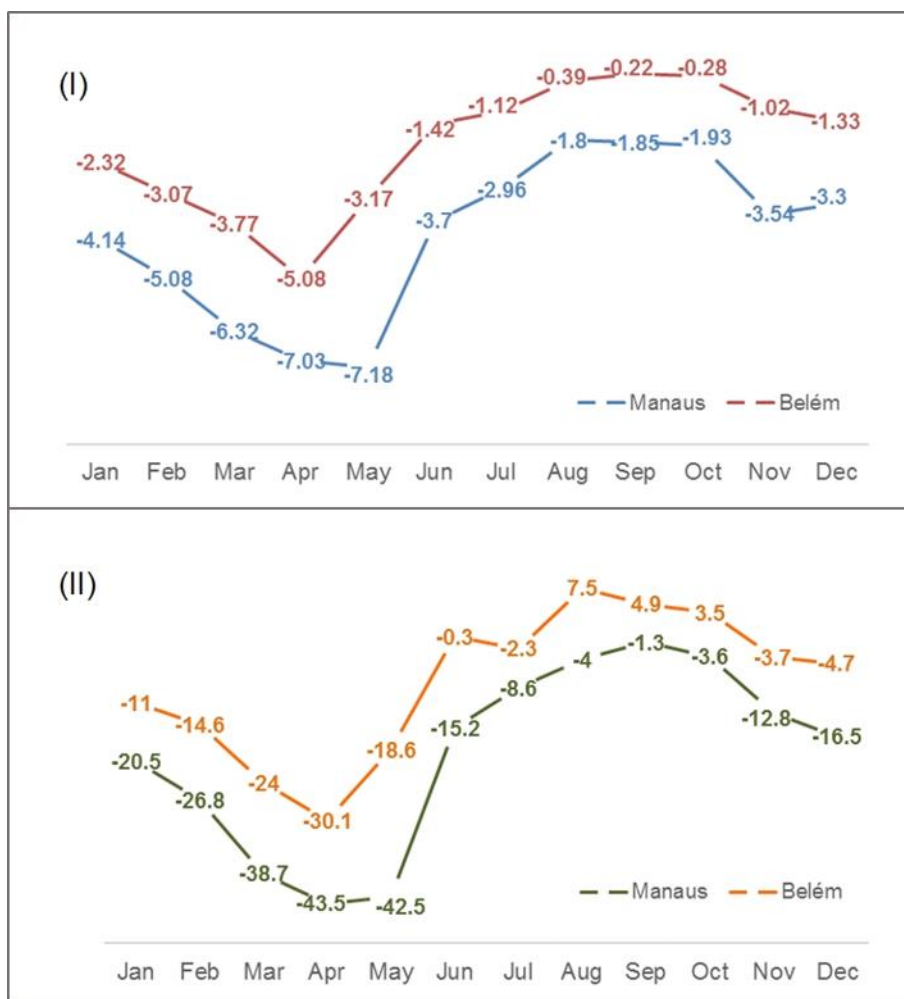
**Figure 4. 4** -  $\delta^{18}O$  and  $\delta D$  of wells, springs and rainwaters. GMWL - Global Meteoric Water Line; RMWL - Regional Meteoric Water Line by Martinelli et al. (1996); MMWL - Manaus Meteoric Water Line by Honorio et al. (2010).

No evaporation effect was found on isotope fractionation, suggesting rapid infiltration processes. The isotopic patterns obtained for groundwater allow inferring that the main rainy period is the most important for aquifer recharging.

When comparing data obtained for samples of rainwater, collected directly in different precipitation events, with the data obtained for the groundwater, it is observed decreased  $\delta D$  values compared to local rainwaters, in the first view, suggesting that the recharge of the aquifer system does not occur through these rains.

However, when it is considered the monthly averages of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  in precipitations from the stations of the Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) in Manaus and Belém (Figure 4.5), it is noticed that the distributed rains between February and May are impoverished in these isotopes.

These data are compatible with the results obtained by Galvão *et al.* (2010), which indicates that the rainwater  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  signals are impoverished during the wettest months, also strengthens the understanding of the local recharge, in the form of infiltration pulses, induced mainly by the rains of February, March and April, when 50% of the annual precipitation are concentrated.



**Figure 4.5** - Average monthly of  $\delta^{18}O$  (I) and  $\delta D$  (II) in precipitation - 1965/1990 (IAEA).



The presence of tritium in groundwater indicates the presence of relatively recent water in the aquifer system, corroborating to the local recharge hypothesis obtained by the analysis of stable isotopes. The low tritium content suggests mixture of recent and ancient waters

Despite the existence of the aquitard, these data also suggest a significant hydraulic communication between the shallow and deep layers of the aquifer system, highlighting the importance of the lateritic plateaus in the recharge process. The tritium content decreased slightly in the deep well of the Monte Branco Plateau (0.72 TU) compared to the Aramã plateau (0.81 TU), probably indicating that plateau dimensions affect groundwater flow time. Thus, the larger the lateritic profile plateaus the larger the Tritium decay, due to the occurrence of regional flow regime.

**Table 4. 3** - Tritium content in the groundwater of the reference area.

| Well  | Sampling Depth | System           | Tritium (TU) |
|-------|----------------|------------------|--------------|
| W-AR  | 77.00 meters   | Regional aquifer | 0.81 ± 0.16  |
| Ws-AR | 8.00 meters    | Shallow aquifer  | 0.92 ± 0.18  |
| W-MB  | 76.00 meters   | Regional Aquifer | 0.72 ± 0.17  |

Even considering that the Amazon groundwater has commonly low mineralization and acid pH (Silva 2001, Horbe et al. 2005, Lages *et al.* 2013, Gonçales and Miranda 2014, Horbe *et al.* 2016), hydrochemical data should assist the interpretations of the flow patterns obtained from isotopic studies.

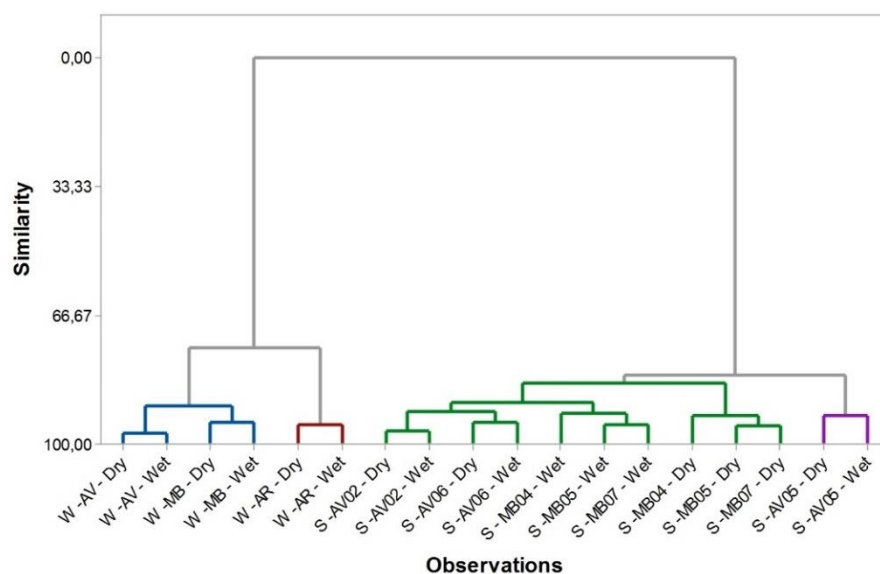
This hydrochemical pattern is showed in Table 4.4, which comprises the average of each of the variables analyzed by sampling sites and by season.

**Table 4. 4** - Average data for sampling site and seasons (wet and dry seasons). W - Well; S - Spring. All chemical substances in mg/L. Results in bold indicate the most contrasting values.

| Sampling site and station of the year | pH  | T (°C) | CE (µS/cm)  | Turb (NTU) | Al    | Fe    | Ca    | Mg    | K     | Na    | SiO <sub>2</sub> | Cl   | NO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> |
|---------------------------------------|-----|--------|-------------|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------|------|-----------------|-----------------|
| W -AV - Dry                           | 5.4 | 26.2   | <b>17,3</b> | 1.4        | 0.056 | 0.050 | 0.171 | 0.135 | 0.392 | 0.545 | 3.58             | 0.71 | 0.09            | 0.36            |
| W -AV - Wet                           | 5.3 | 26.2   | <b>17,4</b> | 1.4        | 0.058 | 0.050 | 0.169 | 0.128 | 0.392 | 0.569 | 3.88             | 0.69 | 0.08            | 0.32            |
| W -MB - Dry                           | 5.5 | 25.7   | <b>17,3</b> | 1.0        | 0.064 | 0.046 | 0.550 | 0.289 | 0.501 | 0.717 | 4.13             | 0.87 | 0.07            | 0.44            |
| W -MB - Wet                           | 5.5 | 25.7   | <b>18,0</b> | 1.0        | 0.068 | 0.052 | 0.528 | 0.270 | 0.469 | 0.593 | 4.25             | 0.86 | 0.06            | 0.43            |
| W -AR - Dry                           | 5.5 | 26.1   | <b>20,3</b> | 1.0        | 0.073 | 0.023 | 0.304 | 0.216 | 0.384 | 0.749 | 2.89             | 1.14 | 0.06            | 0.34            |
| W -AR - Wet                           | 5.4 | 25.9   | <b>19,8</b> | 1.2        | 0.086 | 0.023 | 0.264 | 0.181 | 0.400 | 0.798 | 2.53             | 1.13 | 0.06            | 0.35            |
| S -AV02 - Dry                         | 5.4 | 26.0   | 8.9         | 1.0        | 0.058 | 0.128 | 0.091 | 0.083 | 0.212 | 0.656 | <b>6,03</b>      | 1.09 | 0.45            | 2.49            |
| S -AV02 - Wet                         | 5.2 | 26.0   | 9.0         | 1.0        | 0.061 | 0.104 | 0.099 | 0.084 | 0.352 | 0.717 | <b>6,35</b>      | 1.14 | 0.46            | 2.48            |
| S -AV05 - Dry                         | 5.3 | 26.1   | 9.3         | 0.7        | 0.064 | 0.044 | 0.050 | 0.068 | 0.198 | 0.476 | <b>4,78</b>      | 1.32 | 0.54            | 4.03            |
| S -AV05 - Wet                         | 5.3 | 26.1   | 9.2         | 1.6        | 0.062 | 0.043 | 0.021 | 0.066 | 0.334 | 0.554 | <b>4,97</b>      | 1.29 | 0.56            | 3.76            |
| S -AV06 - Dry                         | 5.5 | 26.1   | 9.6         | 1.0        | 0.066 | 0.047 | 0.035 | 0.072 | 0.199 | 0.457 | <b>5,86</b>      | 1.20 | 0.49            | 3.11            |
| S -AV06 - Wet                         | 5.3 | 26.1   | 9.2         | 1.1        | 0.067 | 0.043 | 0.037 | 0.074 | 0.334 | 0.537 | <b>6,40</b>      | 1.26 | 0.44            | 3.07            |
| S -MB04 - Dry                         | 5.7 | 26.8   | 7.9         | 0.9        | 0.082 | 0.075 | 0.071 | 0.112 | 0.218 | 0.818 | <b>5,57</b>      | 1.19 | 0.36            | 2.97            |
| S -MB04 - Wet                         | 5.6 | 26.6   | 9.1         | 1.0        | 0.086 | 0.070 | 0.045 | 0.123 | 0.357 | 1.272 | <b>6,04</b>      | 1.19 | 0.34            | 2.77            |
| S -MB05 - Dry                         | 5.6 | 26.4   | 8.3         | 0.9        | 0.077 | 0.072 | 0.094 | 0.113 | 0.193 | 0.907 | <b>5,41</b>      | 1.25 | 0.48            | 2.40            |
| S -MB05 - Wet                         | 5.5 | 26.3   | 9.0         | 1.0        | 0.074 | 0.062 | 0.070 | 0.111 | 0.274 | 0.957 | <b>5,81</b>      | 1.22 | 0.47            | 2.28            |
| S -MB07 - Dry                         | 5.7 | 26.6   | 8.1         | 0.8        | 0.066 | 0.039 | 0.043 | 0.064 | 0.210 | 0.704 | <b>5,03</b>      | 1.07 | 0.46            | 2.36            |
| S -MB07 - Wet                         | 5.7 | 26.6   | 9.2         | 0.7        | 0.073 | 0.032 | 0.054 | 0.078 | 0.251 | 0.648 | <b>5,53</b>      | 1.10 | 0.45            | 2.31            |

Cluster Analysis (Complete Linkage Method and Euclidean Distance Measure) for a cluster number equal 4 shows clear grouping between well and spring waters reaching 75% and 82% similarity, respectively (Figure. 4.6). This same analysis indicated no hydrochemical differentiation of the sampling sites relative to climate seasonality since the lowest percentage reached 91% similarity.

Considering that electrical conductivity results from ionic components and that silica is not electrically charged, the observed difference is related to the EC and only secondarily to the SiO<sub>2</sub> content. The aquifer waters presented values of 18.4 μS/cm and 3.9 mg/L whereas the springs showed 9.1 μS/cm and 5.6 mg/L for average EC and SiO<sub>2</sub> content, respectively.



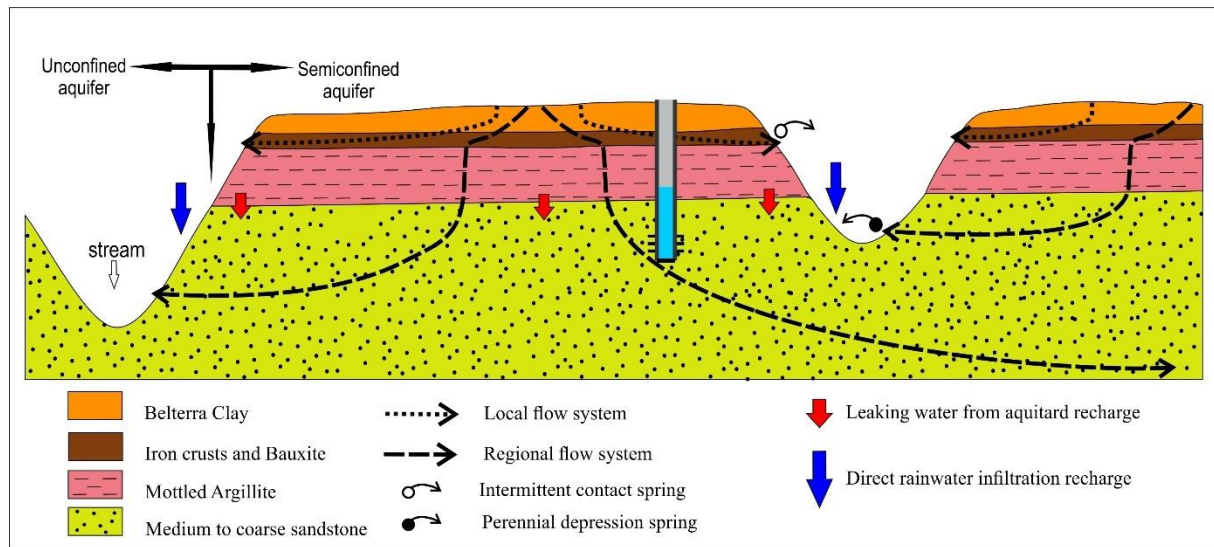
**Figure 4. 6** - Dendrogram of hierarchical clustering of 18 observations (springs - S and wells - W)

Assuming that the hydrochemical matrix depends on the water residence time in the aquifer (Feitosa *et al.* 2008), the hydrogeological flow is considered slower in the plateaus compared to the slopes in the transition from lateritic profiles to the sandy deposits. These pedo-geomorphologic distinctions can also indicate the predominance of local hydrogeological flow patterns in the lower areas in contrast to regional flows in the plateaus compartment.

The distinction represented by SiO<sub>2</sub> concentration is the evidence of the weathering process observed in the region. The high silica content in spring water is assigned to the accumulation along the flow path (Horbe *et al.* 2016), confirming that the plateaus are the regional recharge areas.

To this end, the modeling of the groundwater flow in the semiconfined portion of the Alter do Chão Aquifer System (Figure 4.7) shows infiltration of rainwater in the central portion of the plateau areas; evapotranspiration (from the vadose zone) and interflow (through horizontal flow in the vadose zone) losses at the hydraulic conductivity contrasting interfaces; leakage

throughout the aquitard towards the semiconfined aquifer; and, spring discharges in the valleys. On the other hand, the unconfined aquifer has no interflow loss while rainwater infiltrates directly in the saturated zone after the evapotranspiration loss. Considering the geological distinctions, Brkić *et al.* (2016) defined a model for semiconfined aquifers similar to this study using isotopic and hydrochemical studies.



**Figure 4. 7** - Schematics showing the conceptual flow model for the semiconfined and unconfined portions of the Alter do Chão Aquifer System below the Amazon laterites.

### *Porosity of Vadose Zone Layers*

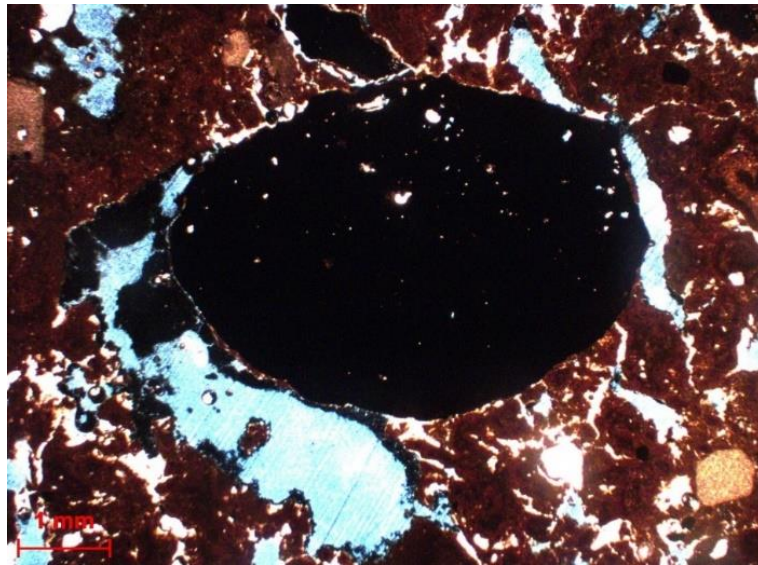
The aluminous iron crusts and bauxite ore layers despite having a hard structure and high density in some facies, commonly exhibit great total porosity due to a sponge structure that results in a high-connected channel network. Five impregnated thin sections were described to illustrate this feature: JA-15 A and JA-15B are soil samples from the base of the Belterra Clay layer; JA-10 and JA-13 are bauxite ores; and, JA-12 is lateritic crust. Table 4.5 shows the general results of the petrographic description.

**Table 4. 5** - Main components of the bauxite, iron crusts and soil layers. Aggregate - clay and iron oxide or aluminum hydroxide; Quartz - residual detritic grains; iron crust - iron oxide hydroxide; and Pore - total macro porosity space.

| Sample | Aggregate | Quartz | Iron Crust | Pore |
|--------|-----------|--------|------------|------|
| JA-10  | 63%       | 5%     | -          | 32%  |
| JA-12  | 52%       | 6%     | -          | 45%  |
| JA-13  | 50%       | -      | 20%        | 30%  |
| JA-15A | 42%       | 4%     | 36%        | 18%  |
| JA-15B | 41%       | 3%     | 34%        | 22%  |

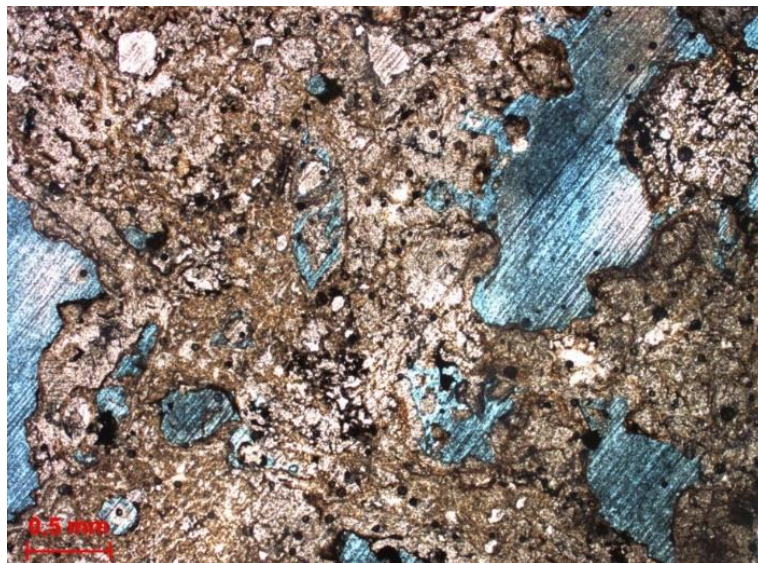
The lateritic material shows 1 mm diameter pores between the botryoidal iron oxide structures. The high total porosity of the analyzed thin section results in a very high hydraulic

conductivity and high water vertical descent flow. Elongated pore channels are common (Figure 4.8).



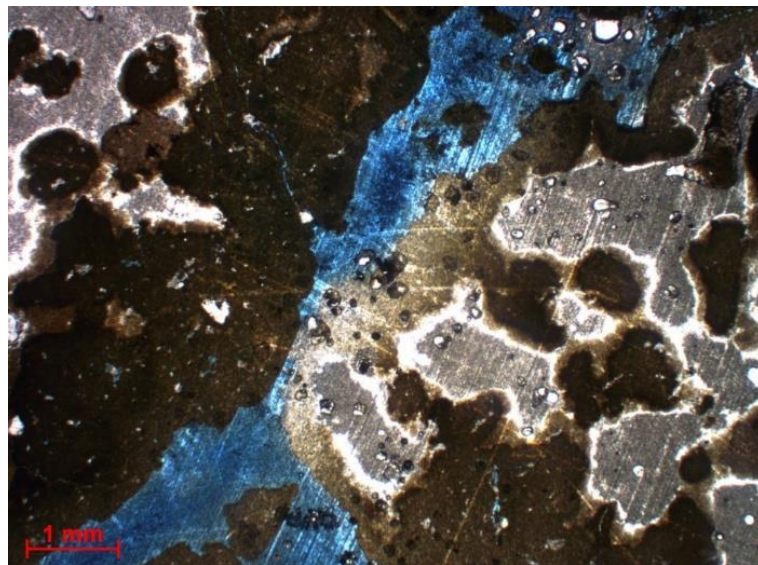
**Figure 4. 8** - Elongated macropore (*vug*) between iron oxide and hydroxide. The white material represents corroded quartz grains.

The spongy structure of the main bauxite facies has pores up to 5 mm in diameter, forming a circular channel between the aggregates that are interpreted as roots due to the concentric structure observed in the inner border (Figure 4.9). The approximately 2-mm pores are the most common while the total macroporosity is not less than 30%. As these empty spaces are interconnected, the resultant hydraulic conductivity is high, and the bauxite layer works as a gravel pack layer.



**Figure 4. 9** - Dissolution pore in bauxite facies. White to light brown material represents aluminum-rich minerals and the dark material is iron oxide and hydroxide.

At the base of the Belterra Clay, there is a concrecional structure material where different domains can be observed: iron oxide - hydroxide interpreted as botryoidal goethite and clear kaolinite and gibbsite bearing bands. The pores are smaller, circular and elongated (Figure 4.10), with average total porosity of 20%. This layer has the highest specific retention of the described samples and, consequently, the lowest hydraulic conductivity. Fetter (2001) affirmed that the control exerted by the porosity in the hydraulic conductivity is a function of the pore throat size. Small diameter pores predominate in the Yellow Clay layer compared to the crusts. Despite this characteristic, the effective porosity in this layer is interpreted as controlled by insects and root bioturbation.



**Figure 4. 10** - Inter aggregate channelized macropore. In the iron oxide aggregate, there are intra-micropore spaces as well.

The confining layers can be classified/divided in two main groups, the top layers including the upper layers and the bottom deposit as the basal argillite stratum. The top layers include the topsoil, Yellow Oxisol cover and the iron and aluminum crusts. The bottom deposit is represented by the argillite thick layer that covers the sandstone, being the main groundwater reservoir in the region.

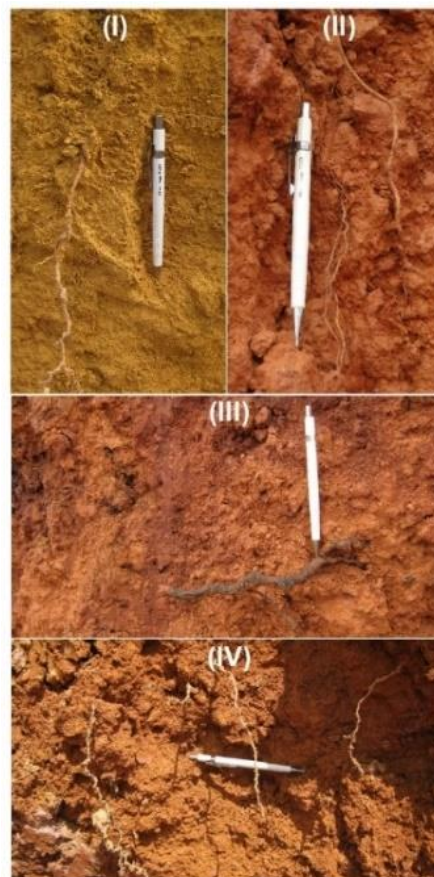
The contrasting hydraulic conductivity is high in the upper portion near the surface (topsoil), decreasing in the Belterra Clay, increasing once again in the bauxite and aluminum iron crusts, and falling strongly in the mottled argillite stratum.

The high hydraulic conductivity values in part of the upper sequence are related to the important root bioturbation that can be observed in the topsoil (as a recent process) and in the bauxite crusts (as a recent, as well as a paleo process). In this sense, it is possible to detect roots up to 15 meters depth. The small vertical and horizontal channels are distributed in all upper layers and even in the massive bauxite layers, creating preferential downward water conducts.

The silicified root pieces at the top of the mottled clay layer formed by cylindrical hard siliceous material varying from white to yellow and between 1 and 5 cm diameter, show the importance of the paleobioturbation for the hydraulic properties of the geological profile.

At the lower and upper interface of the multiple confining layers, the root bioturbation decreases while the hydraulic conductivity is controlled by sediment features such as grain size and clay content. In response to this important decrease of permeability, this interface must respond for the main interflow loss during the recharge of the semiconfined aquifers. The lateral water migration keeps the flow of perennial or ephemeral springs and streams at the borders of the plateaus.

Figure 4.11 shows roots extending from the shallower to deeper layers, showing that these biological structures are important for controlling the downward movement of the rainwater in the lateritic profile.



**Figure 4. 11** - Root details in the lateritic profile layers (I - Yellow Clay  $\pm$  4m; II - Bauxite Nodules  $\pm$  6 m; III - Solid Bauxite  $\pm$  7m; IV - Mottled Clay  $\pm$  15 m).

### ***Aquifer Recharge Estimation***

The fluctuating aquifer levels in the monitoring wells (January 2010 to December 2016) is caused by the effect of both rainfall on an environment with lateritic profile and presence of aquitard (Table 4.6). The average fluctuation was about 1.97 m in natural areas and 0.8 m in

mining activity affected areas. Despite the need for considering the particularities of the monitored areas (size and altitude of the plateaus), these results may indicate that the mining activities interfere with the recharge rates (Han *et al.* 2017). However, in general, these fluctuations tend to be smaller than those observed in unconfined aquifer areas. For example, data obtained from two monitoring wells next to Juruti Town (January 2007 to June 2010) show about 2.93 m average annual oscillation of water table level (Table 4.7).

**Table 4. 6** - Water table fluctuation measured in monitoring wells in the reference areas of the semiconfined aquifer.

| Year                                   | Monitoring Well |        |         |
|--|-----------------|--------|---------|
|  | W - MB          | W - AR | W - AV* |
| 2010                                   | 2.0             | 1.8    | 0.8     |
| 2011                                   | 3.7             | 3.5    | 1.7     |
| 2012                                   | 2.0             | 2.4    | 0.7     |
| 2013                                   | 0.4             | 1.0    | 0.5     |
| 2014                                   | 1.2             | 1.7    | 1.3     |
| 2015                                   | 0.0             | 0.5    | 0.2     |
| 2016                                   | 2.2             | 0.9    | 0.6     |
| <b>Average water table fluctuation</b> | 1.60            | 1.69   | 0.8     |

\* Representative well in an area disturbed by mining activity.

**Table 4. 7** - Water table fluctuation obtained from monitoring wells in the Juruti Town area. (PT-01: 2°10'18.1"S and 56°05'57.6"W and PT-02: 2°10'30.9"S and 26°26'13.1"W).

| Year                                   | Monitoring Well |         |
|--|-----------------|---------|
|  | PT - 01         | PT - 02 |
| 2007                                   | 2.08            | 2.59    |
| 2008                                   | 3.57            | 2.67    |
| 2009                                   | 3.50            | 4.48    |
| 2010                                   | 2.48            | 2.10    |
| <b>Average water table fluctuation</b> | 2.91            | 2,96    |

The unconfined system recharges are related to direct rainwater infiltration through the sandy soil since the high hydraulic conductivity and the vegetation cover promote considerable recharging volumes. In the semiconfined aquifer subsystem, the recharge is processed by partial infiltration of rainwater that percolates through the aquitard, after evapotranspiration and interflow losses.

The water table fluctuations allow to estimate the annual recharge using the following equation:  $ER = \Delta h * A * \eta_e$ , where  $ER$  is the annual mean effective recharge;  $\Delta h$  is the average annual variation of the water table;  $A$  is the area of the system or an aquifer part; and  $\eta_e$  is the effective porosity.

The effective porosity of sandstone and argillite ranges from 12 to 18% and from 2 to 4%, respectively (Fetter 2001). The sandstone values consider the possibility of a low clay content while the pelitic rock values include some textural variations, being considered

consistent with the rock types observed in the Alter do Chão Formation and its associated underground reservoirs.

Despite the fact that the reference area is characterized as a semiconfined aquifer with an aquitard layer (mudstone), the confinement conditions are restricted from the hydraulic viewpoint. The water table fluctuations in the monitoring wells are controlled by the sandy deposit properties of the Alter do Chão formation since the well filters are placed in these deposits and not in the aquitard. The contrary would be expected when the confinement layer is an aquifuge (the recharge would be much less in this situation), e.g., the westward areas where the Alter do Chão Aquifer is overburden by the Solimões Formation.

Thus, for a km<sup>2</sup> area unit (1,000,000 m<sup>2</sup>), the recharge should range from 197,400 to 296,100 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/year for the semiconfined aquifer and, comparatively, from 352,800 to 529,200 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/year for the unconfined aquifer. These contrasting recharge values result from the interflow water loss caused by the aquitard.

Assuming the 1800 mm/year isohyet as a reference for the whole aquifer area distribution, the resulting recharge ranges from 11.0 to 16.5 % and from 19.6 to 29.4% of the mean annual precipitation for the semiconfined and unconfined aquifer portions, respectively. These values are considered consistent with the studied systems and are frequently observed in the water balance obtained by other methods for similar basin conditions. Although the estimations of recharge exceed 8% of the baseflow to the Amazon region purposed by Paiva *et al.* (2013), this percentage is more representative of the large floodplains of the Amazon River, that show different relief features compared to the study area.

Forest cover function is another indicator since the recharge varies between 96,000 to 144,000 m<sup>3</sup>/year/km<sup>2</sup> in the area affected by mining (deforestation and soil disintegration) of the semiconfined aquifer, suggesting an average reduction rate higher than 50% compared to natural areas.

#### **4.5 Conclusions**

The combination of isotopic and hydrochemical tools with piezometric data allowed improving the knowledge on the evolution of groundwater flow in the semiconfined portions of the Alter do Chão Aquifer System.

Oxygen and Deuterium stable isotope data confirm that the aquifer is locally recharged by rainwater since the groundwater signatures are close to the Regional Meteoric Water Line (RMWL). The hydrochemical data corroborate this interpretation due to the low mineralization degree of the water, which is expected from the local and regional flow patterns given that low



reactive minerals make up the aquifer structure. The tritium content indicates that the aquifer is supplied by either relatively recent rainwater or mixtures containing this water type.

The direct comparison between the semiconfined and unconfined aquifers shows that the recharge may be approximately 65% less in the first case. Moreover, the rainwater loss is due to evapotranspiration only in the unconfined aquifer whereas the losses are linked to evapotranspiration and interflow at the mottled clay and sandstone layer interface in the semiconfined aquifer.

The Alter do Chão Aquifer is segmented into several hydrogeological small basins. This segmentation must be controlled by geomorphological and structural features such as the plateaus between river valleys and neotectonic lineaments. Even considering the regional flow systems, recharge from the Andes in the western portion and eastward discharge are not expected since it would require a greater water depth and extended layers of this aquifer system, which are not observed.

The forest cover plays an important role in the aquifer recharge mechanism that is directly connected to the root bioturbation, causing pore openings up to 20 meters deep. It is possible to observe present-day roots penetrating even hard material as the bauxite and iron crusts. The paleo bioturbation, indicated by silicified roots on the top of the mottled clay layer (from 1 to 5 cm diameter) that may preserve the internal structures of vegetal matter locally, also evidence the biological activity influence on the hydraulic properties of the lateritic profile. Indications of decreasing recharge rate in the area affected by mining confirm the importance of the relationship between vegetation cover and groundwater hydrodynamics.

The recharge amounts obtained from the *WTF* method and coherent effective porosity data reach values compatible with the aquifer classifications and are especially consistent with the soil types of the entire region (sandy thick Oxisol), geomorphological pattern (plateaus with smooth valley incisions) and rain regime. A more proper and precise recharge estimation requires more data from monitoring wells, widespread over the aquifer area. Some contrasting data can be observed due to isohyets pattern, soil types and geomorphologic landscape style.

## 5. HYDROCHEMISTRY OF ALTER DO CHÃO AQUIFER UNDER BAUXITE LATERITES: INFLUENCES OF GROUNDWATER FLOW AND MINING ACTIVITIES

Júlio Henrichs de Azevedo<sup>1,2</sup>; José Eloi Guimarães Campos<sup>3</sup>; Sébastien Pinel<sup>4</sup>; Jérémie Garnier<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Brazil

<sup>2</sup> Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, Brasília/DF, Brazil

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brazil

<sup>4</sup> Universidade do Amazonas, Manaus-AM, Brazil

### Abstract

This study describes the ionic matrix of the groundwater and spring water of the Alter do Chão Aquifer System under the bauxite lateritic plateaus of the Brazilian Amazonia, in Porto Trombetas region, Pará State. Although hydrochemical facies are characterized by low mineralization, the Multivariate Analysis shows subtle variations between the aquifer and spring water samples. The most representative parameters, the electric conductivity and SiO<sub>2</sub>, reflect the water-rock-soil interactions and are influenced by the flow conditions that change from unconfined to semiconfined aquifer due to the presence of an aquitard. The ions Al<sup>3+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> are the factors with higher loading. The bauxite mining operations are responsible for the small decrease observed in the Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> contents in the groundwater, which neither compromises using the water for any purpose nor changes the hydrochemical facies. Furthermore, significant variations in the groundwater hydrochemical patterns that are correlated with the environmental quality should occur only in the presence of changing pH and redox potential of the system.

**Keywords:** hydrochemistry; groundwater flow; Alter do Chão Aquifer; bauxite mining.

## 5.1 Introduction

The groundwater chemical composition reproduces the geochemical signature of the environment where complex interactions develop between the water, soil, geology, plants, atmosphere, and human activities (Langmuir 1997, Boaventura and Freitas 2005, Feitosa *et al.*, 2008, Gastmans *et al.* 2010, Tessema *et al.* 2013).

In general, the knowledge on the groundwater hydrochemical parameters is essential to define the appropriate management and to assess the water quality of the aquifer (CPRM 2012b and 2012c, Tundisi 2008, Campos 2004).

Hydrochemical facies studies are performed to evaluate environmental interactions such as water age markers, groundwater quality indexes and aquifer recharge (Daughney 2005, Daughney *et al.* 2010, Morgenstern and Daughney 2012, Beyer *et al.* 2016). When associated with isotopic tracers, it becomes an important tool for modeling groundwater flow and improving the knowledge on groundwater origin (Clark and Fritz 1997, Silveira and Silva Júnior 2002, Yeh *et al.* 2009, Martinelli *et al.* 2009, Menció *et al.* 2012, Hameed *et al.* 2015, Martinez *et al.* 2015, Al-Charideh & Kattaai 2016, Brkic *et al.* 2016, Zhou *et al.* 2016, Fu 2018, Yidana 2018). Groundwater hydrochemical studies are essential to evaluate or monitor the environmental impact because water is an important environmental quality index, especially regarding mining activities (Mechi and Sanches 2010, Jain *et al.* 2016).

In the case of the Brazilian Amazonia, the hydrochemical studies on groundwater are still incipient when considering the different geomorphological patterns, anthropogenic activities, and diversity of soil scenarios in the equatorial forest.

The few existing studies on groundwater in the region focus on small portions of the Alter do Chão Aquifer usually located in urban areas and mostly unconfined systems (Tancredi 1996, Silva 2001, Souza and Verma 2006, Azevedo 2006, Galvão *et al.* 2012, CPRM 2012). Consequently, the greater groundwater area remains poorly characterized especially due to the system size and types of occurrences, which include unconfined, semiconfined and confined aquifers.

In order to improve the knowledge on the relationship between hydrochemistry and groundwater flow patterns and to evaluate the possible effect of bauxite mining on the environmental quality of the Alter do Chão aquifer, the aquifer water in the bauxite lateritic plateaus were investigated.

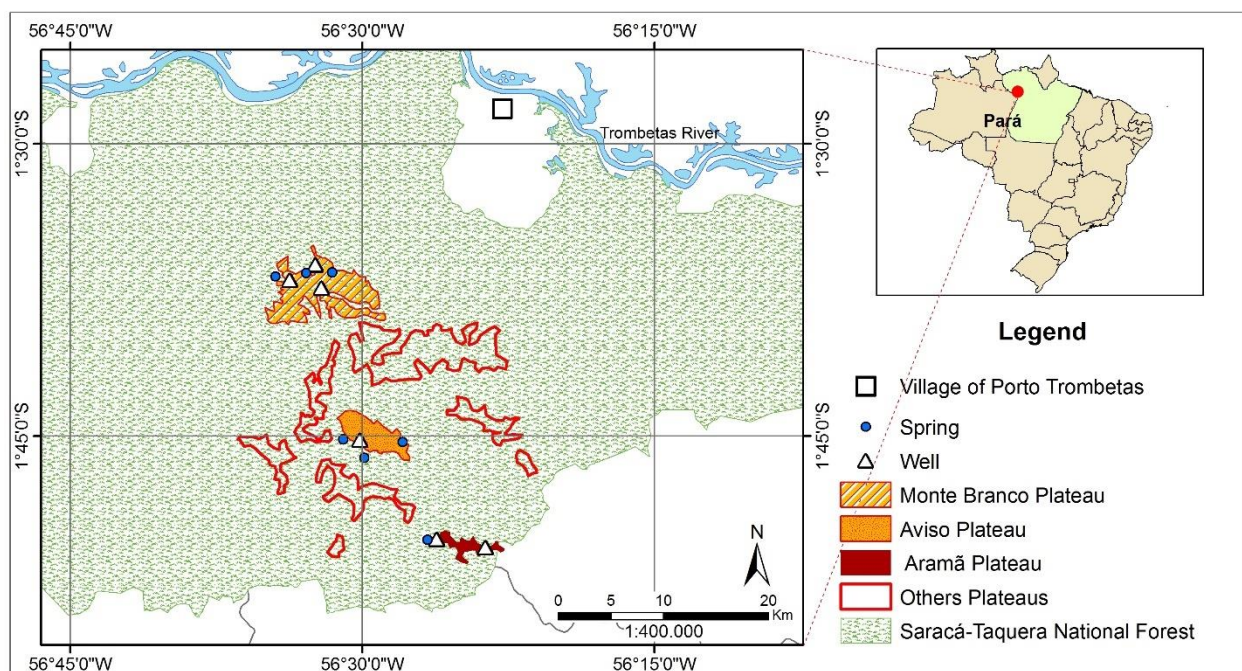
The main differential of this research is approaching the Alter do Chão aquifer under the influence of the lateritic profiles, including the semiconfined portion caused by the aquitard layers.

## 5.2 Study Area

The study was conducted in areas of the Saracá-Taquera National Forest, close to Porto Trombetas village, in Oriximiná, Pará State, northern Brazil, where major bauxite mining projects are being developed by Mineração Rio do Norte - MRN. The study areas are located between 2°0'0"S and 1°30'0" S, and 56°0'0" and 57°0'0" W.

The research sites (Figure 5.1), represented by wells and springs in the Alter do Chão Aquifer, are in the following bauxite lateritic plateaus:

- Aramã Plateau whose 370 hectares had not been mined up to the beginning of the research;
- Monte Branco Plateau whose 3,750 hectares have ongoing mining activities that did not affect the monitoring site yet; and
- Aviso Plateau whose approximate 1,400 hectares are currently undergoing environmental recovery after being extensively mined (post-mining phase). The mining activities ended in 2011.



**Figure 5. 1** - Locating map of the study areas and sampling sites.

Located on the right margin of the Trombetas River, these bauxite lateritic plateaus are part of the Trombetas Dissected Plateau Basin region, being defined as tabular high surfaces, interpreted as a flattened top erosive surface, limited by cliffs, from which alluvial plains developed (RadamBrasil 1976).

The area is covered by a dense tropical rainforest (Amazon rainforest), with approximately 2,000 mm of annual rainfall and an average annual temperature of 26°C. The

rains are distributed in two distinct periods, the wet and dry seasons (recession period), with relative humidity higher than 70% that may exceed 80% in the rainy months (Ibama 2001, Marengo *et al* 2001 Ibama 2004, Lopes *et al.*2013).

In the study areas, the Alter do Chão aquifer is located under bauxite lateritic profiles that result from intensive chemical and lateritic weathering processes, where silica leaching induced by extreme acidity conditions, forms kaolinite ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), gibbsite ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), quartz ( $\text{SiO}_2$ ), hematite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goethite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), and anatase ( $\text{TiO}_2$ ). The oxidation-reduction conditions, defined by the varying water levels in the profile, have led to the formation of hematite, goethite and gibbsite nodules and crusts (Costa 1991, Horbe *et al.* 2001, Costa *et al.* 2014, Montes *et al.* 2007, Negrão *et al.* 2018).

The stratification on the plateau areas is defined, from the top to the bottom as topsoil rich in organic matter; yellow clay oxisols, characterized by very clayey texture (Belterra Clay) with micro-aggregates; clay matrix with bauxite nodules; clay matrix with ferruginous nodules; ferruginous and bauxitic crust; massive bauxite; and mottled clay horizon, with silt-clay portions (Costa 1991, Costa *et al.* 2014).

The aquifer geology is represented by medium to thick sandstones with clay lenses under plateaus of mature native autochthonous weathering thick profiles (Schobbenhaus *et al.* 1984, Costa 1991, Souza *et al.*, 2013), outcropping in the lower edges of the plateaus. Mendes *et al.* (2012) indicate the occurrence of the following rock types in the region: massive conglomerate with argillaceous rock pebbles; medium to coarse sandstone with pelitic fragments; medium to coarse caulinitic sandstone; medium to fine sandstone; massive argillite of various colors intercalated with thin to medium sandstone; argillite of various colors; and purple argillite.

The hydrogeological system is characterized by superficial isolated aquifers in the presence of clay lenses, the shallow aquifer in the lateritic profile, and the deep aquifer related to the sandy facies of the Alter do Chão Formation. The unsaturated zone occurs in the upper horizons, while the saturated zone is related to the variegated clay layer, above unconsolidated sediments that function as an aquitard (Brandt 2007, MRN and FRASA 2012).

Infiltration tests show the system anisotropy. The hydraulic conductivity in the profile varies between  $10^{-4}$  m/s in the topsoil;  $10^{-7}$  m/s in the Belterra Clay horizon;  $10^{-5}$  m/s in the lateritic crusts and bauxite nodules;  $10^{-6}$  m/s in the solid bauxite; and  $10^{-7}$  m/s in the variegated clay (Brandt 2007, Ecooideia 2011). In the sandy facies of the Alter do Chão Formation, the hydraulic conductivity varied from  $10^{-5}$  to  $10^{-4}$  m/s (Souza *et al.* 2013, Tancredi 1996).

The bauxite extraction operations in the area include deforestation, removal of the topsoil and the barren layer, ore extraction, transportation to the primary processing units (ore crushing) and secondary processing (washing plant). The mined areas undergo environmental recovery processes that involve depositing the sterile layer and topsoil, terrain conformation and planting reforestation species (Brandt 2007).

## 5.3 Materials and Methods

### *Data Collection*

The hydrochemical datasets were produced by the required environmental monitoring of the MRN Mining Company so that the mining activities met the environmental requirements of the Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (Ibama) for licensing the processes of the bauxite mining projects in the indicated plateaus (Figure 5.1).

The water samples used to produce the hydrochemical data series were collected monthly from the monitoring wells and every four months (January, May, and September) from the springs between June 2012 and May 2017. The studied springs are related to the local aquifer discharge points that feed permanent streams. The measured and analyzed parameters included: pH, temperature (T), electrical conductivity (EC), turbidity,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{SiO}_2$ .

The pH, T, and EC data were measured in situ using handheld field equipment. The other parameters were analyzed in the laboratory following the *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, including cations and silica, by atomic emission spectrometer (ICP);  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  by photospectrometry;  $\text{Cl}^-$  by the selective electrode;  $\text{HCO}_3^-$  by titration; and, turbidity using a turbidimeter.

To verify the monitoring data, analyzes were carried out in two field campaigns (one in the dry season and one in the wet season). It was determined the pH, T and EC using portable field equipment.  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ , and  $\text{SiO}_2$  were determined in the laboratory by ICP. These methods are the same as those used in the monitoring samples produced by MRN.  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  were also determined, but by ion chromatography (IC) methodology.

The monitoring wells are 102 m deep, with a 96 m PVC casing, a 6 m screen in the bottom, and gravel packing designed to check the water table fluctuations in the Alter do Chão Aquifer System. Local samples were collected using either bailer type collectors or low flow pumps. The monitored springs are characterized as discharge points of the Alter do Chão Aquifer, located in the lower parts of the plateau slopes, which may have varied somewhat depending on the time of the year. The description and location of the sampling sites are shown in Table 5.1.

### *Data Treatment*

To minimize possible problems related to the quality of the monitoring dataset, which is not uncommon when working with relatively large series, the following procedures were adopted:

- Inspection of the monitoring wells to verify the general conditions of the structures and inspection of the springs, to observe positioning in the outcrop of the Alter do Chão Formation;

- Exclusion of outliers ( $> \text{mean} \pm 3\text{SD}$ ) or detected typing errors;
- Exclusion of the  $\text{Mn}^{2+}$  parameter whose values are equal to or very close to the detection limit. The determinations in the field campaign samples also showed this same situation;
- Exclusion of the  $\text{HCO}_3^-$  parameter, which represents the equilibrium with the dissolved  $\text{CO}_2$  in the system pH, for which no analysis is available; and

### *Multivariate Statistical Analysis*

It was applied Cluster Analysis to verify the relationship between the variables. Principal Component Analysis (PCA) was performed in the complete dataset to highlight similarities and distinctions between the water samples from different sites (wells and springs) and to decompose the main ionic matrix components. For assessing the loading of the main components of the hydrochemical matrix it was applied Factor Analysis to the dataset organized as averages per sampling sites and seasons of the year (dry and wet).

**Table 5. 1** - Sampling sites (W-Wells; S-Springs; Plateaus: AR-Aramã; MB-Monte Branco; AV-Aviso).

| Name   | Latitude S | Longitude W | Feature   | Type and period of acquisition                                  |
|--------|------------|-------------|---|---|
| W-AR   | 01°50'20"  | 56°26'10"   | Plateau with Forest Cover                                 | Monitoring Jul/12 to Jun/17<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| W-AR03 | 01°50'44"  | 56°23'40"   | Plateau with Forest Cover                                 | Field campaign Jul/17 and Feb/18                                |
| W-MB01 | 01°37'26"  | 56° 32'05"  | Plateau with Forest Cover                                 | Monitoring Jul/12 to Dec/16                                     |
| W-MB02 | 01°36'14"  | 56°32'24"   | Plateau with Forest Cover                                 | Monitoring Jan/17 to May/17<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| W-MB03 | 01°37'02"  | 56°33'43"   | Plateau with Forest Cover                                 | Field campaign Jul/17 and Feb/18                                |
| W-AV   | 01°45'14"  | 56°30'07"   | Plateau mined and currently in the environmental recovery | Monitoring Jan/16 to Jun/16<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| S-AV02 | 01°45'10"  | 56°30'59"   | Plateau slope with vegetation cover                       | Monitoring Jan/16 to Jun/16<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| S-AV05 | 01°45'19"  | 56°27'55"   | Plateau slope with vegetation cover                       | Monitoring Jan/16 to Jun/16<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| S-AV06 | 01°46'07"  | 56°29'53"   | Plateau slope with vegetation cover                       | Monitoring Jan/16 to Jun/16<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| S-MB04 | 01°36'38"  | 56°32'52"   | Plateau slope with vegetation cover                       | Monitoring Jan/16 to Jun/16<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| S-MB05 | 01°36'36"  | 56°31'32"   | Plateau slope with vegetation cover                       | Monitoring Jan/16 to Jun/16<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| S-MB07 | 01°36'49"  | 56°34'27"   | Plateau slope with vegetation cover                       | Monitoring Jan/16 to Jun/16<br>Field campaign Jul/17 and Feb/18 |
| S-AR01 | 01°50'19"  | 56°26'39"   | Plateau slope with vegetation cover                       | Field campaign Jul/17 and Feb/18                                |

## 5.4 Results and Discussions

The results of monitoring presented in Tables 5.2, 5.3, 5.4, 5.5 and 5.6 indicate that the water samples are characterized by low mineralization and acidity. The average pH is 5.4, ranging from 4.2 to 6.8 in the groundwater and from 3.9 to 6.5 in the spring water. These results are compatible with those obtained for wells in the Alter do Chão Aquifer in Santarém (Tancredi 1996) and Óbidos (Imbiriba Junior and Melo Junior 2012), which are also characterized by low mineralization and acidity.

The correlation coefficients between datasets field campaigns and the averages of the monitoring results for the dry and wet seasons were higher than 0.9 for the following parameters: pH, T, EC,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ , and  $\text{SiO}_2$ . This coefficient suggests satisfactory quality to these parameters. The correlation coefficient was not very expressive for the anions, however, as previously described, the determination methodologies were different. The datasets obtained in the field campaign sampling are shown in the Table 5.7.

The hieraticization by Cluster Analysis (Figure 5.2) also assists in assessing the quality of monitoring data. This process highlighted relevant relationships between the studied variables, mainly  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{EC}/\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  and  $\text{NO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ , besides turbidity/ $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Cl}^-/\text{Na}^+$  and chemical equilibrium (pH)/  $\text{Fe}^{2+}$ .

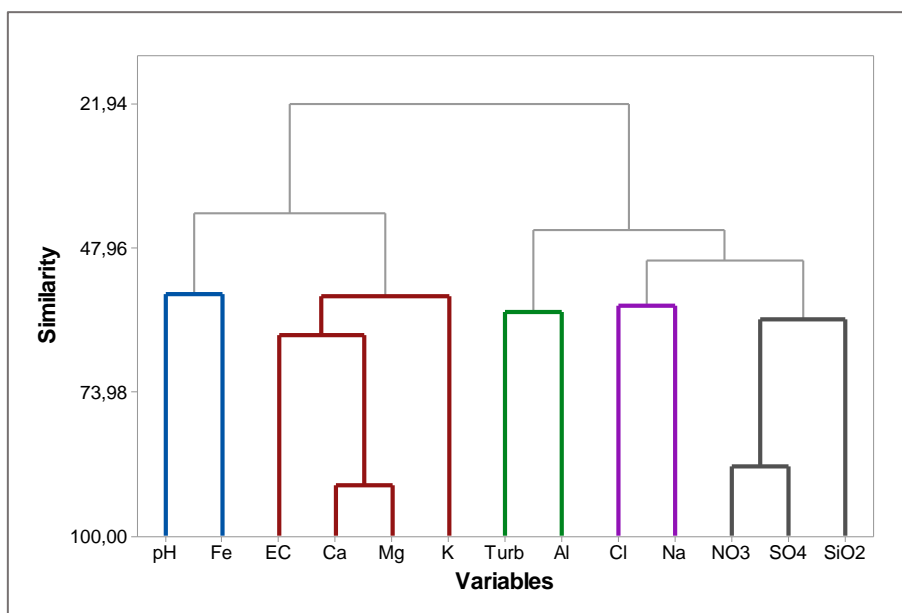


Figure 5. 2 - Dendrogram of relation between variables.



**Table 5. 2 - Physicochemical parameters for the Groundwater from the Aramã plateau (W - AR).**

| Units  | Year | Month | pH  | T<br>(°C) | CE<br>(µS/cm) | Turb<br>(NTU) | Al<br>(mg/L) | Fe<br>(mg/L) | Ca<br>(mg/L) | Cl<br>(mg/L) | Mg<br>(mg/L) | NO <sub>3</sub><br>(mg/L) | K<br>(mg/L) | SiO <sub>2</sub><br>(mg/L) | Na<br>(mg/L) | SO <sub>4</sub><br>(mg/L) |
|--------|------|-------|-----|-----------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------|-------------|----------------------------|--------------|---------------------------|
| W - AR | 2012 | 6     | 6.3 | 26.4      | 22.60         | 3.75          | 0.030        | 0.020        | 0.76         | 0.82         | 0.38         | 0.10                      | 0.16        | 2.84                       | 0.46         | 0.20                      |
| W - AR | 2012 | 7     | 5.2 | 24.8      | 18.20         | 0.44          | 0.008        | 0.010        | 0.51         | 0.68         | 0.43         | 0.09                      | 0.02        | 2.42                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2012 | 8     | 6.1 | 31.0      | 21.70         | 0.54          | 0.021        | 0.020        | 0.94         | 1.34         | 0.43         | 0.07                      | 1.29        | ***                        | 1.32         | 0.40                      |
| W - AR | 2012 | 9     | 5.2 | 26.5      | 22.90         | 0.40          | 0.025        | 0.018        | 0.67         | 1.88         | 0.22         | 0.05                      | 1.57        | 6.36                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2012 | 10    | 6.8 | 26.7      | 22.00         | 0.40          | 0.050        | 0.040        | 1.38         | 0.88         | 0.72         | 0.05                      | 0.11        | 2.97                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2013 | 1     | 5.1 | 25.3      | 18.30         | 1.16          | 0.180        | 0.007        | 0.19         | 0.65         | 0.02         | 0.27                      | 0.13        | 1.53                       | 0.51         | 0.40                      |
| W - AR | 2013 | 4     | 5.0 | 25.1      | 19.60         | 0.40          | 0.100        | 0.020        | 0.02         | 0.79         | 0.07         | 0.05                      | 0.15        | 2.39                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2013 | 5     | 5.2 | 26.9      | 19.60         | 0.40          | 0.100        | 0.040        | 0.69         | 0.82         | 0.34         | 0.05                      | 0.77        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2013 | 6     | 5.2 | 26.3      | 16.80         | 0.40          | 0.050        | 0.009        | 0.76         | 1.81         | 0.36         | 0.05                      | 0.33        | 1.40                       | 2.37         | 0.40                      |
| W - AR | 2013 | 8     | 5.8 | 26.1      | 16.90         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.50         | 0.87         | 0.26         | 0.05                      | 0.14        | 1.74                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2013 | 9     | 5.4 | 26.2      | 21.00         | 0.46          | 0.050        | 0.020        | 0.46         | 1.80         | 0.29         | 0.08                      | 0.40        | 2.35                       | 0.66         | 0.40                      |
| W - AR | 2013 | 11    | 4.9 | 26.1      | 19.70         | 0.40          | 0.190        | 0.020        | 0.36         | 1.62         | 0.23         | 0.09                      | 0.90        | 2.32                       | 1.63         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 1     | 6.3 | 25.9      | 13.80         | 0.40          | 0.050        | 0.009        | 0.48         | 1.36         | 0.24         | 0.02                      | 0.16        | 3.84                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 2     | 6.2 | 26.3      | 23.70         | 8.86          | 0.070        | 0.020        | 0.02         | 0.59         | 0.05         | 0.04                      | 0.42        | 1.27                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 3     | 5.9 | 27.1      | 24.80         | 0.40          | 0.060        | 0.020        | 0.02         | 1.04         | 0.22         | 0.08                      | 0.19        | 1.44                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 4     | 5.9 | 25.9      | 25.10         | 0.40          | 0.080        | 0.030        | 0.02         | 1.03         | 0.30         | 0.07                      | 0.47        | 1.07                       | 1.23         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 5     | 5.8 | 25.9      | 25.40         | 0.40          | 0.090        | 0.030        | 0.02         | 0.99         | 0.12         | 0.07                      | 0.02        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 6     | 5.8 | 26.8      | 25.10         | 0.40          | 0.080        | 0.020        | 0.02         | 0.93         | 0.08         | 0.04                      | 0.02        | 1.28                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 7     | 5.8 | 25.8      | 29.10         | 1.64          | 0.070        | 0.008        | 0.02         | 0.83         | 0.15         | 0.03                      | 0.34        | 1.24                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 8     | 5.8 | 25.7      | 28.30         | 2.14          | 0.050        | 0.020        | 0.11         | 1.28         | 0.18         | 0.04                      | 0.41        | 1.70                       | 0.57         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 10    | 5.8 | 25.5      | 23.20         | 0.67          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 1.11         | 0.16         | 0.02                      | 0.17        | 2.41                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2014 | 11    | 5.2 | 25.4      | 18.50         | 1.11          | 0.050        | 0.020        | 0.05         | 1.32         | 0.14         | 0.07                      | 0.41        | 2.55                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AR | 2015 | 1     | 5.3 | 25.4      | 18.00         | 1.05          | 0.050        | 0.030        | 0.67         | 1.35         | 0.31         | 0.02                      | 0.66        | 2.60                       | 0.63         | 0.40                      |
| W - AR | 2015 | 4     | 5.2 | 25.2      | 18.30         | 2.91          | 0.120        | 0.020        | 0.02         | 0.76         | 0.13         | 0.05                      | 0.20        | 1.39                       | 0.50         | 0.10                      |
| W - AR | 2015 | 5     | 5.2 | 25.3      | 18.40         | 0.40          | 0.100        | 0.020        | 0.02         | 1.00         | 0.03         | 0.05                      | 0.40        | 1.07                       | 1.60         | 0.20                      |
| W - AR | 2015 | 6     | 5.1 | 25.8      | 18.40         | 0.40          | 0.100        | 0.030        | 0.15         | 1.09         | 0.15         | 0.06                      | 0.26        | 1.17                       | 0.83         | 0.20                      |
| W - AR | 2015 | 7     | 4.7 | 26.0      | 18.20         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.05         | 1.18         | 0.14         | 0.08                      | 0.17        | 1.34                       | 0.57         | 0.10                      |
| W - AR | 2015 | 8     | 4.3 | 26.1      | 18.20         | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | 0.26         | 0.69         | 0.20         | 0.04                      | < LoQ       | 7.39                       | < LoQ        | 0.20                      |
| W - AR | 2015 | 9     | 5.1 | 26.1      | 18.30         | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | 0.22         | 1.32         | 0.19         | 0.07                      | 0.26        | 2.67                       | < LoQ        | 0.10                      |
| W - AR | 2015 | 10    | 5.1 | 25.9      | 18.10         | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | < LoQ        | 1.69         | 0.16         | 0.04                      | 0.11        | 3.30                       | < LoQ        | 0.20                      |
| W - AR | 2015 | 11    | 5.2 | 26.0      | 18.10         | < LoQ         | 0.090        | 0.080        | 0.18         | 1.59         | 0.16         | 0.03                      | 0.66        | 4.88                       | 0.82         | 0.40                      |
| W - AR | 2016 | 1     | 5.1 | 26.0      | 18.20         | 1.65          | 0.025        | < LoQ        | 0.82         | 2.00         | < LoQ        | 0.11                      | 1.03        | 6.02                       | 1.14         | 1.60                      |
| W - AR | 2016 | 2     | 5.2 | 25.9      | 18.10         | < LoQ         | 0.051        | < LoQ        | 1.20         | 0.99         | 0.35         | 0.15                      | 0.91        | 7.85                       | 1.26         | 0.10                      |
| W - AR | 2016 | 4     | 5.1 | 26.0      | 17.90         | 1.98          | 0.150        | 0.010        | 0.05         | 0.89         | < LoQ        | 0.09                      | 1.16        | 4.40                       | 1.48         | 0.15                      |
| W - AR | 2016 | 5     | 5.2 | 25.9      | 18.20         | < LoQ         | 0.160        | < LoQ        | < LoQ        | 0.90         | < LoQ        | 0.08                      | 0.36        | 1.07                       | < LoQ        | 0.23                      |
| W - AR | 2016 | 6     | 5.2 | 25.8      | 18.10         | 0.42          | 0.130        | < LoQ        | < LoQ        | 0.75         | 0.03         | 0.06                      | < LoQ       | < LoQ                      | 0.26         | 0.13                      |
| W - AR | 2016 | 7     | 5.2 | 25.9      | 18.10         | 0.52          | 0.074        | 0.041        | 0.19         | 0.73         | 0.18         | 0.06                      | < LoQ       | 1.07                       | < LoQ        | < LoQ                     |
| W - AR | 2016 | 8     | 5.2 | 25.9      | 19.20         | < LoQ         | 0.100        | 0.015        | 0.31         | 0.80         | 0.20         | 0.06                      | 0.24        | 2.24                       | 0.54         | < LoQ                     |
| W - AR | 2016 | 9     | 5.1 | 25.8      | 19.20         | 6.24          | 0.070        | 0.035        | 0.67         | 0.87         | 0.40         | 0.05                      | 0.20        | 6.10                       | 0.35         | 0.16                      |
| W - AR | 2016 | 10    | 5.2 | 26.8      | 20.20         | 0.40          | 0.071        | 0.007        | 0.78         | 0.77         | 0.49         | 0.03                      | 0.89        | 10.90                      | < LoQ        | 0.10                      |
| W - AR | 2016 | 11    | 5.2 | 25.8      | 18.70         | < LoQ         | 0.015        | 0.120        | 0.89         | 0.77         | 0.68         | 0.15                      | 0.12        | 11.20                      | < LoQ        | 0.04                      |
| W - AR | 2016 | 12    | 5.1 | 25.8      | 18.40         | 0.79          | 0.080        | 0.029        | 1.13         | 0.66         | 0.76         | 0.03                      | 0.19        | 11.30                      | 0.36         | 0.07                      |
| W - AR | 2017 | 1     | 5.2 | 25.1      | 18.10         | 3.46          | 0.080        | 0.093        | < LoQ        | 0.86         | < LoQ        | 0.06                      | 0.91        | 2.09                       | 0.49         | 0.13                      |
| W - AR | 2017 | 2     | 5.2 | 25.9      | 17.40         | 5.89          | 0.150        | 0.016        | 0.13         | 0.86         | 0.16         | 1.06                      | 0.20        | 1.55                       | < LoQ        | 0.20                      |
| W - AR | 2017 | 4     | 5.2 | 25.6      | 18.40         | 3.70          | 0.120        | 0.180        | < LoQ        | 0.70         | 0.05         | 0.03                      | 0.19        | 6.40                       | 0.17         | 0.20                      |
| W - AR | 2017 | 5     | 5.1 | 26.4      | 17.80         | 0.80          | 0.200        | < LoQ        | < LoQ        | 0.84         | 0.04         | 0.38                      | 0.03        | 1.36                       | 0.07         | 0.10                      |

LoQ – Limit of Quantification

**Table 5.3 - Physicochemical parameters for the Groundwater from the Monte Branco Plateau (W - MB).**

| Units    | Year | Month | pH  | T<br>(°C) | CE<br>(µS/cm) | Turb<br>(NTU) | Al<br>(mg/L) | Fe<br>(mg/L) | Ca<br>(mg/L) | Cl<br>(mg/L) | Mg<br>(mg/L) | NO <sub>3</sub><br>(mg/L) | K<br>(mg/L) | SiO <sub>2</sub><br>(mg/L) | Na<br>(mg/L) | SO <sub>4</sub><br>(mg/L) |
|----------|------|-------|-----|-----------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------|-------------|----------------------------|--------------|---------------------------|
| W - MB01 | 2012 | 6     | 5.9 | 25.0      | 15.30         | 0.68          | 0.016        | 0.005        | 0.39         | 0.63         | 0.36         | 0.11                      | 0.03        | 3.89                       | 0.50         | 0.20                      |
| W - MB01 | 2012 | 7     | 6.0 | 26.1      | 14.00         | 1.17          | 0.016        | 0.016        | 0.79         | 1.16         | 0.38         | 0.02                      | 0.92        | 4.94                       | 0.23         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2012 | 8     | 5.9 | 25.5      | 15.20         | 0.40          | 0.012        | 0.015        | 0.78         | 0.52         | 0.41         | 0.03                      | 0.09        | 6.94                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2012 | 9     | 5.9 | 26.5      | 17.00         | 3.12          | 0.020        | 0.005        | 0.76         | 0.58         | 0.51         | 0.04                      | 0.04        | 9.14                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2012 | 11    | 6.0 | 25.9      | 20.60         | 0.63          | 0.050        | 0.130        | 1.38         | 1.09         | 0.58         | 0.33                      | 0.70        | 9.08                       | 3.96         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2012 | 12    | 5.9 | 25.2      | 18.50         | 0.40          | 0.050        | 0.150        | 0.99         | 0.61         | 0.54         | 0.04                      | 0.13        | 10.50                      | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2013 | 1     | 5.7 | 26.0      | 17.80         | 0.40          | 0.050        | 0.090        | 1.02         | 0.85         | 0.36         | 0.02                      | 0.43        | 1.75                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2013 | 3     | 5.8 | 25.3      | 19.20         | 0.40          | 0.090        | 0.120        | 1.08         | 0.88         | 0.49         | 0.06                      | 0.39        | 12.30                      | 0.50         | 1.00                      |
| W - MB01 | 2013 | 4     | 5.2 | 25.6      | 19.60         | 0.40          | 0.070        | 0.140        | 0.75         | 0.62         | 0.49         | 0.02                      | 0.11        | 5.28                       | 0.50         | 1.00                      |
| W - MB01 | 2013 | 5     | 5.6 | 25.3      | 20.30         | 0.50          | 0.050        | 0.010        | 0.38         | 0.61         | 0.11         | < LoQ                     | 0.28        | 1.07                       | 2.75         | 0.08                      |
| W - MB01 | 2013 | 6     | 5.6 | 25.3      | 15.30         | 0.03          | 0.080        | 0.020        | 0.35         | 0.78         | 0.28         | < LoQ                     | 0.29        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2013 | 7     | 5.9 | 25.2      | 15.20         | 0.40          | 0.050        | 0.008        | 0.22         | 0.76         | 0.19         | 0.02                      | 0.41        | 2.08                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2013 | 9     | 5.3 | 26.0      | 16.50         | 0.62          | 0.090        | 0.020        | 0.14         | 1.22         | 0.02         | 0.04                      | 0.48        | 1.07                       | 0.73         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2013 | 10    | 5.9 | 25.6      | 15.30         | 0.94          | 0.080        | 0.020        | 0.11         | 0.97         | 0.02         | 0.04                      | 0.32        | 1.25                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2013 | 11    | 5.3 | 25.0      | 15.10         | 1.02          | 0.100        | 0.050        | 0.80         | 0.93         | 0.17         | 0.05                      | 0.43        | 2.03                       | 1.59         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2013 | 12    | 5.4 | 25.2      | 20.30         | 1.37          | 0.120        | 0.020        | 0.53         | 0.78         | 0.04         | 0.03                      | 0.29        | 3.19                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 1     | 5.5 | 26.2      | 15.10         | 1.26          | 0.050        | 0.020        | 0.28         | 0.84         | 0.11         | 0.03                      | 0.22        | 2.24                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 2     | 5.8 | 26.1      | 15.20         | 2.31          | 0.080        | 0.020        | 0.15         | 1.02         | 0.04         | 0.02                      | 0.52        | 1.19                       | 0.56         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 3     | 5.6 | 26.1      | 15.80         | 0.40          | 0.050        | 0.060        | 0.29         | 0.61         | 0.33         | 0.04                      | 0.41        | 6.19                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 5     | 5.6 | 26.4      | 17.40         | 0.40          | 0.060        | 0.020        | 0.11         | 0.78         | 0.16         | 0.04                      | 0.02        | 2.19                       | 0.88         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 6     | 5.6 | 26.5      | 17.60         | 1.01          | 0.050        | 0.030        | 0.02         | 0.65         | 0.21         | 0.04                      | 0.02        | 3.02                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 7     | 5.7 | 26.8      | 17.80         | 0.40          | 0.060        | 0.020        | 0.02         | 1.01         | 0.10         | 0.02                      | 0.55        | 5.52                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 8     | 6.0 | 26.9      | 18.50         | 0.64          | 0.070        | 0.020        | 0.08         | 1.15         | 0.12         | 0.03                      | 0.48        | 1.50                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 10    | 5.5 | 25.6      | 19.60         | 2.23          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.78         | 0.02         | 0.02                      | 0.16        | 1.85                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 11    | 5.5 | 26.0      | 19.30         | 1.22          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 1.15         | 0.06         | 0.02                      | 0.16        | 2.27                       | 0.74         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2014 | 12    | 5.8 | 26.8      | 19.40         | 2.13          | 0.060        | 0.020        | 0.02         | 1.11         | 0.05         | 0.85                      | 0.33        | 1.22                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2015 | 1     | 5.6 | 25.2      | 15.10         | 1.25          | 0.070        | 0.020        | 0.02         | 0.99         | 0.08         | 0.03                      | 0.49        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2015 | 2     | 5.6 | 25.6      | 15.60         | 1.12          | 0.050        | 0.020        | 0.61         | 1.23         | 0.23         | 0.06                      | 2.42        | 2.88                       | 0.50         | 1.00                      |
| W - MB01 | 2015 | 3     | 5.6 | 25.8      | 16.80         | 2.71          | 0.090        | 0.040        | 0.61         | 1.14         | 0.32         | 0.05                      | 1.91        | 4.81                       | 0.50         | 0.10                      |
| W - MB01 | 2015 | 4     | 5.6 | 25.5      | 16.70         | 0.40          | 0.050        | 0.010        | 1.01         | 0.88         | 0.51         | 0.09                      | 1.42        | 6.66                       | 0.50         | 0.30                      |
| W - MB01 | 2015 | 5     | 5.1 | 25.2      | 18.70         | 0.40          | 0.060        | 0.010        | 0.16         | 0.73         | 0.42         | 0.05                      | 0.02        | 3.07                       | 0.60         | 1.00                      |
| W - MB01 | 2015 | 6     | 5.1 | 25.2      | 18.70         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.74         | 0.71         | 0.43         | 0.06                      | 0.44        | 2.67                       | 0.55         | 0.20                      |
| W - MB01 | 2015 | 7     | 5.1 | 25.2      | 18.70         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.60         | 0.76         | 0.54         | 0.08                      | 0.43        | 2.87                       | < LoQ        | 0.50                      |
| W - MB01 | 2015 | 8     | 5.0 | 25.2      | 17.10         | 0.55          | < LoQ        | < LoQ        | 0.69         | 0.82         | 0.57         | 0.07                      | 0.51        | 4.14                       | < LoQ        | 0.30                      |
| W - MB01 | 2015 | 9     | 4.9 | 25.2      | 17.00         | 1.32          | 0.070        | 0.140        | 1.14         | 0.81         | 0.49         | 0.09                      | 0.54        | 6.16                       | < LoQ        | 0.50                      |
| W - MB01 | 2015 | 10    | 4.8 | 25.9      | 17.00         | 0.86          | 0.100        | 0.100        | 1.79         | 0.91         | 0.65         | 0.08                      | 1.05        | 7.41                       | 0.02         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2015 | 11    | 5.0 | 25.3      | 17.10         | 1.55          | 0.140        | 0.180        | 1.35         | 0.80         | 0.37         | 0.07                      | 0.62        | 8.15                       | 0.56         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2015 | 12    | 6.3 | 25.8      | 22.90         | 0.79          | 0.080        | 0.190        | 1.40         | 0.63         | 0.33         | 0.06                      | 0.42        | 8.06                       | 0.23         | 0.10                      |
| W - MB01 | 2016 | 1     | 5.7 | 26.1      | 21.50         | < LoQ         | 0.076        | 0.130        | 0.16         | 0.98         | 0.07         | 0.01                      | 0.02        | 8.13                       | 0.06         | 0.40                      |
| W - MB01 | 2016 | 2     | 6.8 | 25.9      | 12.10         | 3.02          | 0.060        | 0.028        | 0.16         | 0.61         | 0.06         | 0.02                      | 0.02        | 8.54                       | < LoQ        | 0.20                      |
| W - MB01 | 2016 | 6     | 5.3 | 25.6      | 35.20         | < LoQ         | 0.027        | 0.013        | 1.20         | 0.72         | 0.76         | 0.01                      | 0.15        | 9.68                       | 0.20         | 0.23                      |
| W - MB01 | 2016 | 7     | 6.0 | 25.0      | 31.85         | 4.17          | 0.095        | 0.100        | 0.75         | 0.58         | 0.56         | 0.03                      | < LoQ       | 6.21                       | < LoQ        | 0.21                      |
| W - MB01 | 2016 | 8     | 5.1 | 25.9      | 17.40         | < LoQ         | 0.031        | 0.009        | 1.21         | 0.50         | 0.58         | 0.02                      | 0.19        | 8.19                       | 0.28         | 0.18                      |
| W - MB01 | 2016 | 11    | 5.4 | 25.8      | 30.10         | 3.08          | 0.078        | 0.027        | 0.37         | 0.70         | 0.14         | 0.02                      | 0.25        | 6.94                       | 0.41         | 0.31                      |
| W - MB01 | 2016 | 12    | 5.2 | 25.4      | 30.10         | 2.41          | 0.170        | 0.049        | 0.15         | 0.65         | 0.10         | 0.03                      | 0.04        | 6.59                       | 0.33         | 0.20                      |
| W - MB02 | 2017 | 1     | 5.6 | 24.3      | 22.30         | 0.72          | 0.080        | 0.029        | 0.72         | 0.76         | 0.08         | 0.04                      | 0.15        | 5.78                       | 0.03         | 0.51                      |
| W - MB02 | 2017 | 2     | 4.3 | 26.2      | 31.10         | 6.72          | 0.150        | 0.038        | 0.11         | 0.77         | 0.11         | 0.03                      | 0.21        | 6.02                       | < LoQ        | 0.19                      |
| W - MB02 | 2017 | 4     | 6.2 | 25.1      | 18.20         | 9.53          | 0.120        | 0.017        | < LoQ        | 0.80         | 0.07         | 0.03                      | 0.15        | 6.43                       | 0.21         | 0.20                      |
| W - MB02 | 2017 | 5     | 5.7 | 26.1      | 21.40         | 4.60          | 0.200        | < LoQ        | < LoQ        | 1.26         | 0.03         | 0.02                      | 0.09        | 1.76                       | 0.53         | 0.22                      |

LoQ – Limit of Quantification

**Table 5.4 - Physicochemical parameters for the Groundwater from the Aviso Plateau (W - AV).**

| Units  | Year | Month | pH  | T<br>(°C) | CE<br>(µS/cm) | Turb<br>(NTU) | Al<br>(mg/L) | Fe<br>(mg/L) | Ca<br>(mg/L) | Cl<br>(mg/L) | Mg<br>(mg/L) | NO <sub>3</sub><br>(mg/L) | K<br>(mg/L) | SiO <sub>2</sub><br>(mg/L) | Na<br>(mg/L) | SO <sub>4</sub><br>(mg/L) |
|--------|------|-------|-----|-----------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------|-------------|----------------------------|--------------|---------------------------|
| W - AV | 2012 | 6     | 5.9 | 26.9      | 17.50         | 11.80         | 0.139        | 0.016        | 0.30         | 0.72         | 0.15         | 0.05                      | 0.12        | 5.74                       | 0.50         | 0.20                      |
| W - AV | 2012 | 9     | 5.1 | 26.5      | 19.80         | 1.26          | 0.020        | 0.005        | 0.06         | 1.60         | 0.11         | 0.03                      | 1.18        | 6.96                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2012 | 10    | 5.2 | 27.1      | 18.10         | 1.72          | 0.044        | 0.072        | 0.13         | 0.72         | 0.11         | 0.03                      | 0.06        | 3.23                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2012 | 12    | 6.4 | 26.1      | 16.70         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.11         | 0.73         | 0.03         | 0.03                      | 0.20        | 7.40                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 2     | 5.3 | 25.8      | 18.60         | 0.55          | 0.050        | 0.030        | 0.22         | 0.37         | 0.09         | 0.21                      | 0.06        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 3     | 5.1 | 26.9      | 18.30         | 7.37          | 0.150        | 0.040        | 0.23         | 1.29         | 0.09         | 0.17                      | 1.51        | 1.98                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 4     | 5.5 | 26.2      | 17.20         | 0.40          | 0.110        | 0.060        | 0.02         | 0.45         | 0.05         | 0.07                      | 0.22        | 2.50                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 5     | 5.3 | 27.0      | 13.90         | 8.00          | 0.050        | 0.140        | 0.45         | 0.48         | 0.37         | 0.03                      | 0.73        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 6     | 5.5 | 26.9      | 13.20         | 0.40          | 0.050        | 0.170        | 0.71         | 0.67         | 0.26         | 0.01                      | 0.39        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 7     | 5.0 | 26.1      | 15.70         | 0.40          | 0.070        | 0.050        | 0.39         | 0.76         | 0.29         | 0.02                      | 0.24        | 6.96                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 8     | 5.1 | 26.6      | 15.40         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.57         | 1.29         | 0.19         | 0.01                      | 1.45        | 3.62                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 9     | 5.7 | 26.4      | 13.10         | 1.15          | 0.060        | 0.020        | 0.29         | 0.33         | 0.06         | 0.02                      | 0.23        | 1.53                       | 0.84         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 10    | 5.7 | 26.0      | 10.10         | 0.54          | 0.070        | 0.050        | 0.52         | 0.62         | 0.36         | 0.01                      | 0.62        | 2.15                       | 0.73         | 0.40                      |
| W - AV | 2013 | 11    | 5.5 | 26.0      | 16.40         | 0.52          | 0.060        | 0.010        | 0.08         | 1.02         | 0.14         | 0.81                      | 0.39        | 5.98                       | 0.50         | 0.25                      |
| W - AV | 2013 | 12    | 5.5 | 26.0      | 16.40         | 1.15          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.79         | 0.11         | 0.08                      | 0.08        | 6.82                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 1     | 5.4 | 26.1      | 13.80         | 2.57          | 0.050        | 0.020        | 0.27         | 0.58         | 0.12         | 0.09                      | 0.13        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 2     | 5.6 | 25.9      | 13.90         | 6.89          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.47         | 0.02         | 0.05                      | 0.38        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 3     | 5.6 | 26.5      | 15.10         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.54         | 0.03         | 0.06                      | 0.40        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 4     | 5.2 | 26.1      | 15.20         | 0.40          | 0.050        | 0.030        | 0.10         | 0.46         | 0.32         | 0.06                      | 0.45        | 1.07                       | 0.70         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 5     | 5.7 | 26.2      | 15.20         | 0.40          | 0.050        | 0.150        | 0.16         | 0.44         | 0.13         | 0.36                      | 0.02        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 6     | 6.2 | 26.3      | 28.20         | 0.40          | 0.050        | 0.290        | 0.02         | 0.39         | 0.02         | 0.01                      | 0.02        | 1.23                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 7     | 5.9 | 25.7      | 23.10         | 0.40          | 0.070        | 0.040        | 0.02         | 1.32         | 0.15         | 0.06                      | 0.40        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 8     | 5.9 | 25.4      | 24.00         | 0.88          | 0.050        | 0.110        | 0.27         | 0.73         | 0.19         | 0.04                      | 0.46        | 2.10                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 9     | 5.9 | 25.7      | 23.00         | 0.87          | 0.050        | 0.030        | 0.05         | 0.80         | 0.16         | 0.01                      | 0.38        | 5.02                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 10    | 5.9 | 25.6      | 24.00         | 0.52          | 0.050        | 0.010        | 0.05         | 0.00         | 0.07         | 0.04                      | 0.25        | 6.00                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 11    | 5.8 | 25.1      | 18.10         | 0.67          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.93         | 0.03         | 0.02                      | 0.11        | 6.06                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2014 | 12    | 5.8 | 25.1      | 18.10         | 0.98          | 0.050        | 0.007        | 0.02         | 0.94         | 0.09         | 0.01                      | 0.32        | 5.81                       | 0.01         | 0.40                      |
| W - AV | 2015 | 1     | 5.1 | 25.4      | 21.00         | 1.11          | 0.050        | 0.007        | 0.12         | 0.94         | 0.24         | 0.02                      | 0.58        | 7.16                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2015 | 2     | 5.1 | 25.3      | 18.60         | 2.47          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.53         | 0.02         | 0.01                      | 0.30        | 1.17                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2015 | 3     | 5.2 | 25.2      | 9.20          | 0.52          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.41         | 0.06         | 0.30                      | 0.29        | 1.07                       | 0.50         | 0.08                      |
| W - AV | 2015 | 4     | 5.2 | 25.2      | 14.20         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.08         | 0.58         | 0.15         | 0.07                      | 0.54        | 1.07                       | 0.50         | 0.40                      |
| W - AV | 2015 | 5     | 5.1 | 25.0      | 17.30         | 0.40          | 0.060        | 0.060        | 0.02         | 0.47         | 0.02         | 0.05                      | 0.29        | 1.07                       | 1.35         | 0.20                      |
| W - AV | 2015 | 7     | 4.3 | 28.1      | 17.20         | 0.40          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 0.73         | 0.20         | 0.08                      | 0.41        | 7.74                       | 0.82         | < LoQ                     |
| W - AV | 2015 | 8     | 5.1 | 26.0      | 18.10         | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | 0.54         | 0.87         | 0.23         | < LoQ                     | 0.06        | 7.48                       | < LoQ        | < LoQ                     |
| W - AV | 2015 | 10    | 4.6 | 26.5      | 18.70         | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | < LoQ        | 0.87         | 0.08         | 0.02                      | 0.08        | 7.08                       | < LoQ        | 0.20                      |
| W - AV | 2015 | 11    | 4.7 | 31.7      | 18.10         | < LoQ         | 0.050        | 0.060        | 0.17         | 0.78         | 0.15         | 0.02                      | 0.51        | 6.54                       | < LoQ        | 0.10                      |
| W - AV | 2015 | 12    | 5.1 | 25.9      | 18.30         | < LoQ         | 0.056        | 0.021        | 0.14         | 0.75         | 0.11         | 0.02                      | 0.73        | 6.26                       | < LoQ        | 0.10                      |
| W - AV | 2016 | 1     | 4.7 | 28.2      | 17.50         | < LoQ         | 0.027        | < LoQ        | 0.17         | 0.84         | 0.10         | 0.02                      | 0.59        | 7.69                       | 1.06         | 0.10                      |
| W - AV | 2016 | 2     | 4.7 | 26.0      | 16.90         | < LoQ         | 0.077        | < LoQ        | 0.08         | 0.75         | < LoQ        | 0.02                      | 0.01        | 7.09                       | < LoQ        | 0.10                      |
| W - AV | 2016 | 4     | 4.6 | 27.0      | 16.80         | < LoQ         | 0.073        | < LoQ        | 0.08         | 0.53         | 0.07         | 0.02                      | 0.88        | 1.41                       | 0.99         | 0.19                      |
| W - AV | 2016 | 5     | 4.2 | 26.2      | 19.80         | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | < LoQ        | 0.69         | 0.01         | 0.02                      | < LoQ       | 6.53                       | < LoQ        | 0.17                      |
| W - AV | 2016 | 6     | 4.7 | 26.2      | 18.40         | < LoQ         | 0.062        | < LoQ        | < LoQ        | 0.73         | 0.05         | 0.02                      | 0.20        | 7.25                       | 0.29         | 0.09                      |
| W - AV | 2016 | 7     | 5.2 | 26.4      | 18.30         | < LoQ         | < LoQ        | 0.580        | < LoQ        | 0.73         | 0.13         | 0.02                      | 1.96        | ***                        | 0.07         | 0.07                      |
| W - AV | 2016 | 10    | 5.1 | 25.9      | 18.40         | < LoQ         | 0.022        | 0.055        | < LoQ        | 0.67         | 0.10         | < LQ                      | 0.52        | 11.50                      | 0.11         | 0.10                      |
| W - AV | 2016 | 11    | 5.2 | 26.0      | 18.40         | < LoQ         | 0.036        | 0.170        | 0.06         | 0.67         | 0.15         | 0.01                      | 0.83        | 12.80                      | 0.31         | 0.13                      |
| W - AV | 2016 | 12    | 5.2 | 25.8      | 17.70         | < LoQ         | 0.014        | 0.052        | 0.01         | 0.77         | 0.11         | 0.01                      | 0.54        | 12.40                      | 0.35         | 0.14                      |
| W - AV | 2017 | 1     | 5.2 | 25.0      | 9.80          | 0.56          | 0.032        | 0.024        | < LoQ        | 0.85         | 0.05         | 0.03                      | 0.13        | 7.40                       | 0.16         | 0.17                      |
| W - AV | 2017 | 2     | 5.2 | 26.1      | 18.30         | < LoQ         | 0.056        | 0.086        | < LoQ        | 1.57         | 0.11         | 0.02                      | 0.45        | 11.70                      | 0.14         | 0.20                      |
| W - AV | 2017 | 3     | 5.2 | 26.1      | 18.30         | 2.10          | 0.050        | 0.140        | 0.10         | 0.78         | 0.23         | 0.01                      | 1.27        | ***                        | 0.21         | 0.16                      |
| W - AV | 2017 | 4     | 5.2 | 26.0      | 18.10         | < LoQ         | 0.057        | < LoQ        | < LoQ        | 0.82         | 0.10         | 0.18                      | 0.03        | 7.40                       | 0.21         | 0.20                      |
| W - AV | 2017 | 5     | 5.1 | 26.0      | 18.50         | 0.68          | 0.096        | 0.350        | < LoQ        | 0.59         | 0.04         | 0.03                      | 0.20        | 10.10                      | 0.21         | 0.21                      |

LoQ – Limit of Quantification

**Table 5.5** - Physicochemical parameters for the spring waters from the Monte Branco Plateau (S - MB).

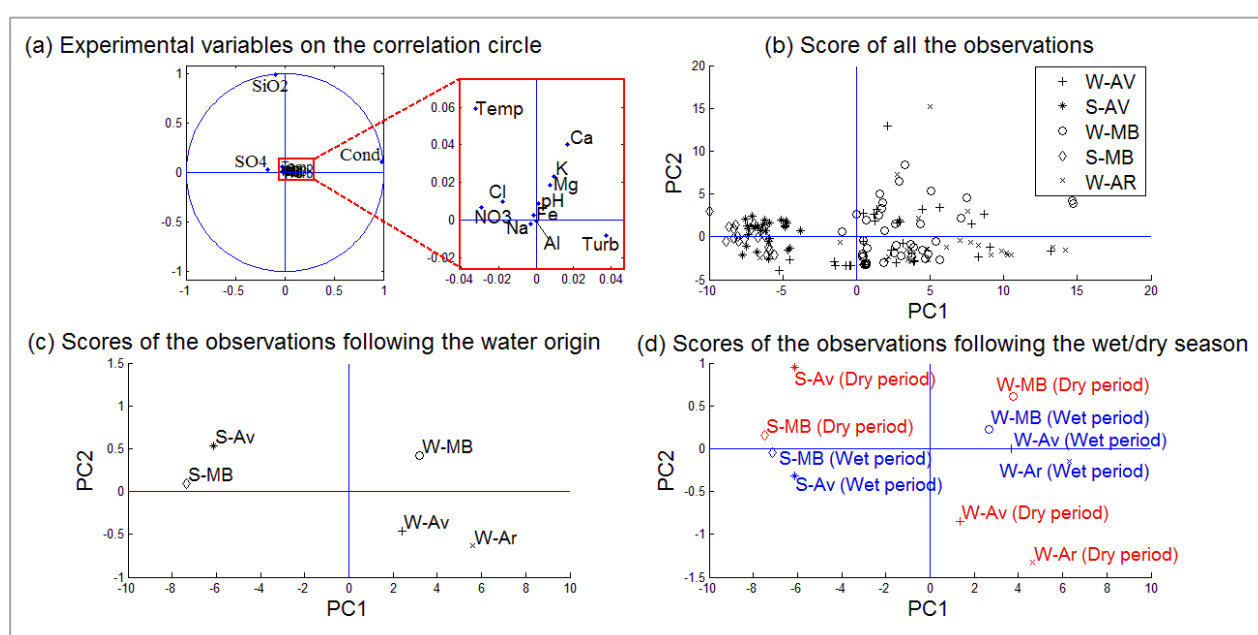
| Units   | Year | Month | pH  | T<br>(°C) | CE<br>(µS/cm) | Turb<br>(NTU) | Al<br>(mg/L) | Fe<br>(mg/L) | Ca<br>(mg/L) | Cl<br>(mg/L) | Mg<br>(mg/L) | NO <sub>3</sub><br>(mg/L) | K<br>(mg/L) | SiO <sub>2</sub><br>(mg/L) | Na<br>(mg/L) | SO <sub>4</sub><br>(mg/L) |
|---------|------|-------|-----|-----------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------|-------------|----------------------------|--------------|---------------------------|
| S-MB 04 | 2012 | 9     | 5.7 | 25.9      | 9.50          | 0.44          | 0.060        | 0.050        | 0.37         | 1.72         | 0.11         | 0.30                      | 0.22        | 2.73                       | 0.50         | 2.66                      |
| S-MB 04 | 2013 | 1     | 5.4 | 25.4      | 8.10          | 0.40          | 0.050        | 0.060        | 0.02         | 1.22         | 0.14         | 0.16                      | 0.12        | 6.04                       | 0.50         | 1.93                      |
| S-MB 04 | 2013 | 5     | 5.5 | 26.2      | 9.20          | 0.40          | 0.130        | 0.050        | 0.02         | 1.20         | 0.08         | 0.25                      | 0.09        | 6.08                       | 2.28         | 2.72                      |
| S-MB 04 | 2013 | 9     | 5.6 | 26.0      | 8.60          | 0.98          | 0.070        | 0.080        | 0.02         | 0.69         | 0.06         | 0.42                      | 0.49        | 4.94                       | 0.50         | 2.75                      |
| S-MB 04 | 2014 | 1     | 5.5 | 30.1      | 7.20          | 0.85          | 0.050        | 0.020        | 0.11         | 2.53         | 0.02         | 0.17                      | 0.02        | 4.92                       | 0.50         | 1.83                      |
| S-MB 04 | 2014 | 5     | 5.6 | 28.6      | 6.30          | 0.40          | 0.130        | 0.020        | 0.02         | 0.77         | 0.11         | 0.41                      | 0.02        | 4.57                       | 0.57         | 1.99                      |
| S-MB 04 | 2014 | 9     | 5.8 | 26.7      | 6.20          | 1.12          | 0.075        | 0.006        | 0.02         | 0.94         | 0.10         | 0.67                      | 0.15        | 8.07                       | 0.50         | 6.12                      |
| S-MB 04 | 2015 | 1     | 5.8 | 27.8      | 7.20          | 3.14          | 0.120        | 0.020        | 0.04         | 1.23         | 0.24         | 0.73                      | 0.61        | 6.13                       | 1.51         | 5.36                      |
| S-MB 04 | 2015 | 5     | 5.8 | 26.2      | 6.80          | 0.54          | 0.050        | 0.370        | 0.02         | 0.56         | 0.16         | 0.29                      | 0.29        | 4.98                       | 0.50         | 1.83                      |
| S-MB 04 | 2015 | 9     | 6.4 | 25.0      | 9.50          | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | < LoQ        | 1.07         | 0.10         | 0.16                      | 0.17        | 7.24                       | < LoQ        | 2.54                      |
| S-MB 04 | 2016 | 1     | 5.0 | 25.8      | 14.10         | < LoQ         | 0.089        | 0.005        | < LoQ        | 1.70         | 0.06         | 0.25                      | 0.57        | 7.49                       | 1.00         | 1.60                      |
| S-MB 04 | 2016 | 5     | 5.0 | 25.1      | 17.10         | < LoQ         | 0.100        | < LoQ        | 0.14         | 1.20         | 0.28         | 0.26                      | 1.40        | 6.01                       | 4.86         | 1.83                      |
| S-MB 04 | 2016 | 9     | 5.0 | 25.5      | 14.20         | < LoQ         | 0.028        | 0.009        | 0.03         | 0.03         | 0.11         | 0.33                      | 0.18        | 7.33                       | 0.32         | 1.83                      |
| S-MB 04 | 2017 | 1     | 5.6 | 26.2      | 8.90          | < LoQ         | 0.047        | 0.130        | < LoQ        | 1.16         | < LoQ        | 0.43                      | 0.18        | 5.35                       | 0.05         | 1.75                      |
| S-MB 04 | 2017 | 5     | 6.0 | 25.5      | 10.50         | < LoQ         | 0.030        | 0.010        | < LoQ        | 1.11         | < LoQ        | 0.32                      | 0.03        | 5.35                       | < LoQ        | < LoQ                     |
| S-MB 05 | 2012 | 9     | 5.6 | 24.1      | 10.00         | 0.40          | 0.050        | 0.050        | 0.34         | 1.92         | 0.17         | 0.16                      | 0.04        | 2.61                       | 0.50         | 2.35                      |
| S-MB 05 | 2013 | 1     | 5.7 | 25.2      | 8.60          | 0.40          | 0.050        | 0.050        | 0.19         | 1.19         | 0.16         | 0.10                      | 0.12        | 5.67                       | 0.50         | 1.68                      |
| S-MB 05 | 2013 | 5     | 5.7 | 25.2      | 8.60          | 0.40          | 0.080        | 0.020        | 0.02         | 1.14         | 0.10         | 0.56                      | 0.10        | 6.04                       | 2.36         | 2.04                      |
| S-MB 05 | 2013 | 9     | 5.8 | 26.0      | 7.60          | 0.82          | 0.060        | 0.070        | 0.02         | 0.95         | 0.02         | 0.41                      | 0.27        | 4.88                       | 0.91         | 2.75                      |
| S-MB 05 | 2014 | 1     | 5.9 | 30.2      | 9.10          | 0.64          | 0.050        | 0.020        | 0.19         | 2.71         | 0.02         | 0.32                      | 0.02        | 5.93                       | 1.14         | 1.83                      |
| S-MB 05 | 2014 | 5     | 5.8 | 28.9      | 6.80          | 0.40          | 0.130        | 0.020        | 0.02         | 0.82         | 0.10         | 0.46                      | 0.02        | 3.88                       | 0.50         | 1.83                      |
| S-MB 05 | 2014 | 9     | 5.6 | 25.6      | 5.70          | 1.23          | 0.056        | 0.020        | 0.02         | 0.97         | 0.10         | 1.52                      | 0.16        | 8.09                       | 0.50         | 4.13                      |
| S-MB 05 | 2015 | 1     | 5.6 | 25.6      | 8.20          | 3.47          | 0.120        | 0.020        | 0.03         | 1.22         | 0.24         | 0.69                      | 0.62        | 6.16                       | 1.25         | 1.83                      |
| S-MB 05 | 2015 | 5     | 5.7 | 26.8      | 6.80          | 0.40          | 0.072        | 0.380        | 0.02         | 0.45         | 0.11         | 0.36                      | 0.41        | 3.88                       | 0.50         | 3.01                      |
| S-MB 05 | 2015 | 9     | 4.5 | 25.9      | 11.40         | < LoQ         | 0.098        | < LoQ        | < LoQ        | 1.13         | 0.11         | 0.26                      | 0.17        | 6.94                       | < LoQ        | 2.54                      |
| S-MB 05 | 2016 | 1     | 5.4 | 25.1      | 8.40          | < LoQ         | 0.051        | 0.010        | < LoQ        | 1.57         | 0.06         | 0.18                      | 0.56        | 6.74                       | 0.95         | 1.60                      |
| S-MB 05 | 2016 | 5     | 5.1 | 25.1      | 17.30         | < LoQ         | 0.043        | 0.005        | 0.12         | 1.23         | 0.20         | 0.29                      | 0.56        | 5.67                       | < LoQ        | 1.83                      |
| S-MB 05 | 2016 | 9     | 5.7 | 25.5      | 11.60         | < LoQ         | 0.008        | < LoQ        | 0.02         | 0.95         | 0.11         | 0.33                      | 0.17        | 7.25                       | 0.29         | 1.83                      |
| S-MB 05 | 2017 | 1     | 5.6 | 25.6      | 7.30          | < LoQ         | 0.022        | 0.009        | < LoQ        | 1.18         | 0.07         | 0.34                      | 0.18        | 6.53                       | 0.20         | < LoQ                     |
| S-MB 05 | 2017 | 5     | 5.2 | 24.9      | 10.50         | < LoQ         | 0.140        | 0.043        | < LoQ        | 1.11         | 0.03         | 0.29                      | 0.23        | 3.85                       | 0.53         | < LoQ                     |
| S-MB 07 | 2012 | 9     | 5.3 | 25.2      | 8.80          | 0.96          | 0.080        | 0.040        | 0.02         | 1.55         | 0.05         | 0.11                      | 0.41        | 2.88                       | 1.64         | 1.67                      |
| S-MB 07 | 2013 | 1     | 5.8 | 25.2      | 8.20          | 0.40          | 0.050        | 0.060        | 0.10         | 0.84         | 0.15         | 0.10                      | 0.13        | 6.58                       | 0.50         | 1.07                      |
| S-MB 07 | 2013 | 5     | 5.9 | 25.3      | 9.20          | 0.40          | 0.080        | 0.060        | 0.02         | 1.05         | 0.07         | 0.33                      | 0.10        | 3.70                       | 0.87         | 2.66                      |
| S-MB 07 | 2013 | 9     | 5.7 | 26.2      | 9.10          | 0.86          | 0.070        | 0.060        | 0.02         | 0.54         | 0.04         | 0.43                      | 0.47        | 5.01                       | 0.74         | 3.00                      |
| S-MB 07 | 2014 | 1     | 5.8 | 29.8      | 7.60          | 0.94          | 0.050        | 0.030        | 0.12         | 2.34         | 0.02         | 0.18                      | 0.02        | 4.60                       | 0.57         | 1.93                      |
| S-MB 07 | 2014 | 5     | 5.9 | 28.7      | 9.20          | 0.83          | 0.070        | 0.010        | 0.04         | 0.83         | 0.09         | 0.50                      | 0.02        | 3.23                       | 0.50         | 1.99                      |
| S-MB 07 | 2014 | 9     | 5.9 | 26.7      | 6.70          | 0.57          | 0.063        | 0.050        | 0.02         | 0.93         | 0.09         | 0.88                      | 0.13        | 6.12                       | 0.50         | 0.77                      |
| S-MB 07 | 2015 | 1     | 5.8 | 26.2      | 7.80          | 1.56          | 0.050        | 0.020        | 0.02         | 1.14         | 0.02         | 1.55                      | 0.38        | 4.43                       | 0.52         | 5.71                      |
| S-MB 07 | 2015 | 5     | 5.8 | 26.7      | 7.20          | 0.40          | 0.085        | 0.020        | 0.02         | 0.49         | 0.02         | 0.43                      | 0.28        | 6.52                       | 0.50         | 2.29                      |
| S-MB 07 | 2015 | 9     | 5.1 | 26.1      | 7.40          | < LoQ         | < LoQ        | < LoQ        | < LoQ        | 0.99         | 0.10         | 0.13                      | 0.16        | 7.23                       | < LoQ        | 2.54                      |
| S-MB 07 | 2016 | 1     | 5.8 | 25.8      | 13.80         | < LoQ         | 0.083        | 0.008        | 0.06         | 1.65         | 0.07         | 0.25                      | 0.56        | 7.53                       | 1.13         | 1.60                      |
| S-MB 07 | 2016 | 5     | 5.1 | 25.4      | 15.50         | < LoQ         | 0.130        | 0.007        | 0.12         | 1.27         | 0.20         | 0.21                      | 0.51        | 5.86                       | < LoQ        | 1.83                      |
| S-MB 07 | 2016 | 9     | 5.8 | 26.0      | 9.80          | < LoQ         | 0.036        | 0.085        | 0.10         | 0.97         | 0.12         | 0.39                      | 0.24        | 7.23                       | 0.32         | 1.83                      |
| S-MB 07 | 2017 | 1     | 5.3 | 25.6      | 8.20          | < LoQ         | 0.089        | 0.110        | < LoQ        | 1.14         | < LoQ        | 0.80                      | 0.21        | 3.36                       | 0.04         | 1.82                      |
| S-MB 07 | 2017 | 5     | 5.1 | 25.3      | 9.30          | < LoQ         | 0.071        | < LoQ        | < LoQ        | 1.11         | 0.09         | 0.61                      | 0.15        | 6.82                       | 0.17         | 1.17                      |

LoQ – Limit of Quantification



Although the low mineralization of the water makes it difficult to analyze the hydrochemical behavior of the system, the evaluation of the total dataset using the Principal Component Analysis (PCA) highlights the importance of EC (PC1) and SiO<sub>2</sub> (PC2) (Figure 5.2a). Despite the low correlation for most ions, it still allows verifying the participation of the ions Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Al<sup>3+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> in the water composition.

Plotting the variable scores differentiated two groups based on the hydrochemical similarities, distinguishing the water from wells and springs (Figure 5.2b and 5.2c). Plotting the scores according to the dry and wet seasons (dry and wet) shows that groupings are independent of seasons (Figure 5.2d) while the distinctions are also independent of use (natural areas or areas affected by mining).



**Figure 5.3** - Correlation circle of variables and distribution of groundwater and spring waters samples according to their scores.

The factor analysis applied to the parameters classified by sampling sites and seasons (dry and wet), corroborates the results of the PCA, since significant loadings (>0.7) were observed for the variables EC, pH, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and Cl<sup>-</sup>. In this case, two factors add up to 69.7% of the total variance (Table 5.8).

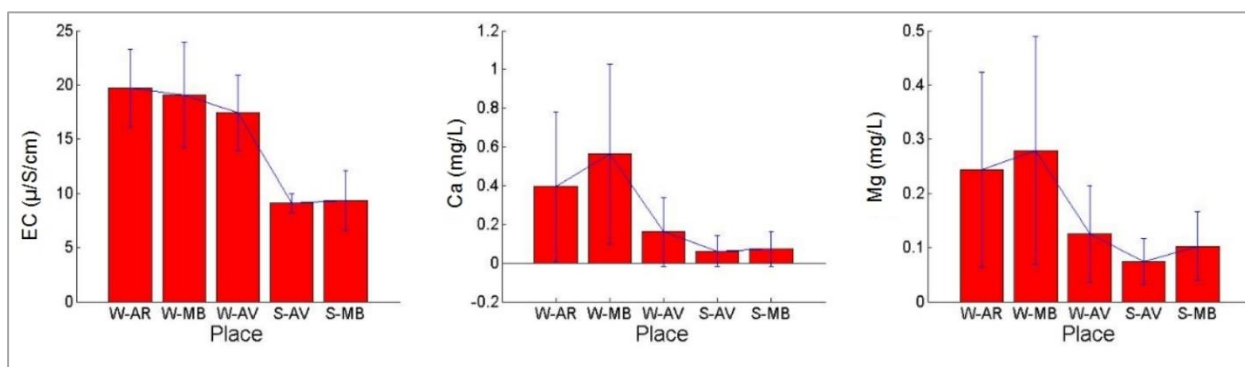
The parameters EC, especially, followed by SiO<sub>2</sub>, allow to separate the studied water samples according to type, i.e., well or spring by Cluster Analysis (according to Azevedo and Campos submitted). The EC varies from 9.2 to 35.2 μS/cm for well water, and between 5.7 and 17.3 μS/cm for spring water. Also, Si(OH)<sub>4</sub>, besides SiO<sub>2</sub>, varies from 1.0 to 12.8 mg/L in the groundwaters and from 2.3 to 8.5 mg/L in the spring water, reflecting the silicate content in the environment (sand and clay).

**Table 5. 8** - Factor Loadings by Extraction of Main Components.

| Variable                      | Factor 1      | Factor 2      |
|-------------------------------|---------------|---------------|
| pH                            | 0.117         | <b>-0.773</b> |
| CE                            | <b>-0.970</b> | 0.032         |
| Turbidez                      | -0.402        | 0.559         |
| Al <sup>3+</sup>              | 0.081         | <b>-0.873</b> |
| Fe <sup>2+</sup>              | 0.403         | 0.149         |
| Ca <sup>2+</sup>              | <b>-8.630</b> | -0.173        |
| Mg <sup>2+</sup>              | <b>-8.630</b> | -0.330        |
| K <sup>+</sup>                | <b>0.740</b>  | -0.342        |
| Na <sup>+</sup>               | 0.010         | <b>-0.758</b> |
| Cl <sup>-</sup>               | <b>0.745</b>  | -0.235        |
| NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>  | <b>-0.965</b> | 0.120         |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | <b>0.934</b>  | 0.094         |
| SiO <sub>2</sub>              | <b>0.832</b>  | 0.017         |
| Variance                      | <b>6.579</b>  | 2.489         |
| % Var                         | 0.506         | 0.191         |

A more detailed analysis shows the subtle variations in Ca and Mg contents for the well or spring sampling sites. Furthermore, a variation is also observed between the water samples from the wells located in areas not yet affected by mining, and those located in mining areas (Figure 5.3). These variations, however, do not change the hydrochemical facies.

In the well water, the average Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> concentrations are, respectively, 0.49 and 0.26 mg/L in sites not affected by mining (W-MB and W-AR), whereas values of 0.16 and 0.12 mg/L are observed in sites affected by mining (W-AV).



**Figure 5. 4** – Mean and  $\pm$ SD values for EC, Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup>.

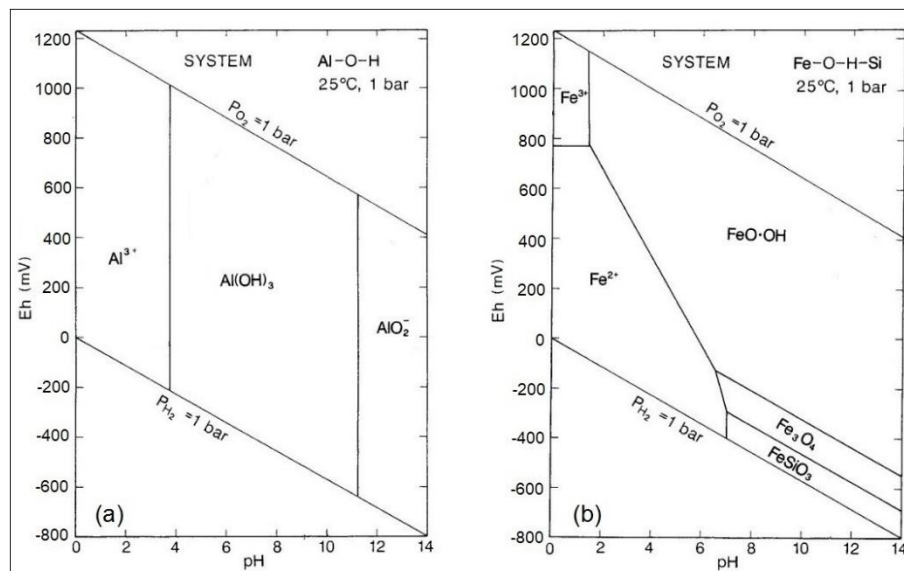
The geochemistry of the studied sites shows that the lateritic profile is enriched in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, with a small amount of K<sup>+</sup> and Na<sup>+</sup> from the weathering of feldspar (Horbe *et al.* 2001), the Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> are derived from decomposition dynamics of the litter, which also includes K<sup>+</sup> besides N and S (Santos *et al.* 1981, Hem 1985, Luizão and Schubart 1987, Luizão 1989, Selle 2007). Ca and Mg are also present in the regolith, even in small amounts, as reported by Costa *et al.* (2014) and Horbe and Costa (1999), highlighting the importance of the soil-plant relationship for these elements whereas Cl<sup>-</sup> and Na<sup>+</sup> ions are especially related to rain in the Amazonia (Lages *et al.* 2013).

The results also indicate that  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  constricted between the two water types, being higher in the spring waters compared to water from the wells. But that difference was not considered once the results obtained in samples collected in the field campaigns did not demonstrate these discrepancies. Because of the direct relationship with organic matter decomposition and biochemical activity, it is important to develop new research on the behavior of these chemical species in the groundwater of the region.

The groundwater groups were slightly different for  $\text{Al}^{3+}$  and even less expressive differences were observed for  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  and  $\text{Fe}^{2+}$  in the seasons, although not statistically significant ( $\alpha=5\%$ ).

Despite the low  $\text{Fe}^{2+}$  and  $\text{Al}^{3+}$  levels (less than 0.3 mg/L and 0.6 mg/L, respectively) and since the oxidized forms predominate in the environment, these elements are important from the viewpoint of the water quality. Raising concentrations of the ionic forms may indicate impairment of the chemical equilibrium of the acid-base and oxy-reduction. Under normal conditions, the bauxite extraction should not change this equilibrium.

Considering the aluminum and iron concentrations of  $10^{-4}$  and  $10^{-6}$  meq/L, respectively, plus gibbsite and goethite as oxidized forms, and 5.4 as the system average pH, the biodisponibilization of each of these ions demands decreasing both the pH value ( $< 3.8$ ) and redox potential ( $\text{Eh} < 150$  mV), respectively, as illustrated in Figure 5.4.



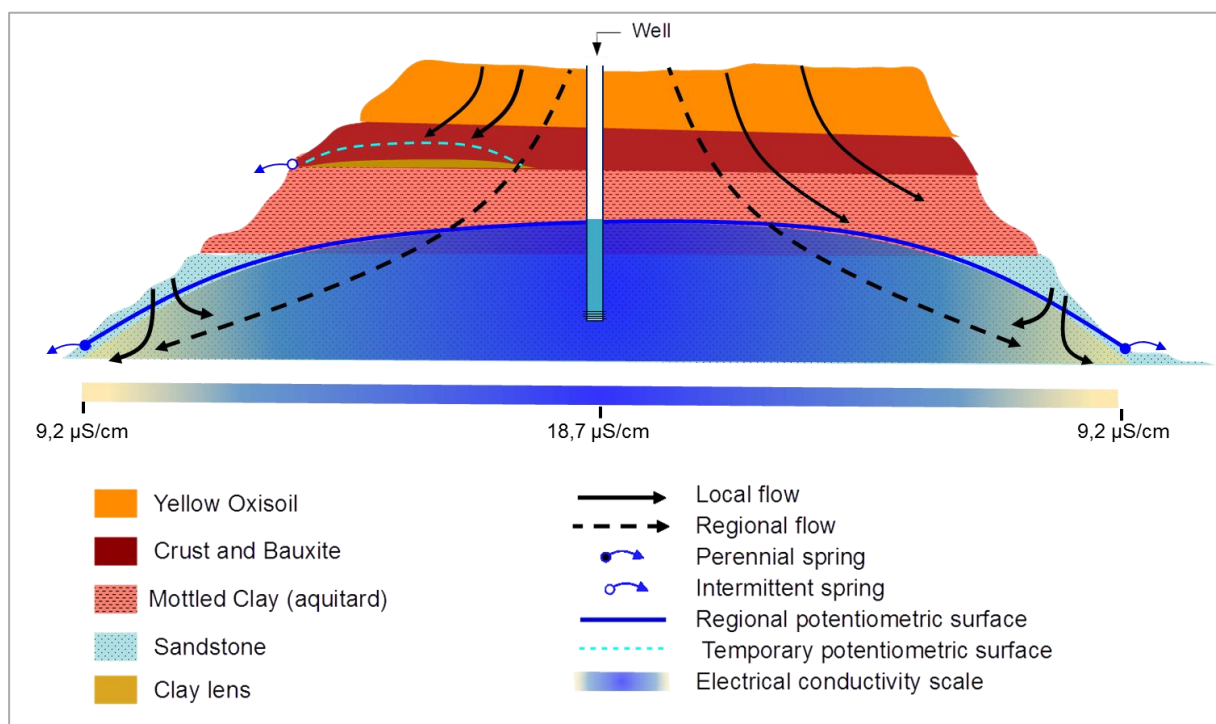
**Figure 5.5** - (a) Eh-pH Diagram for part of de system Al-O-H and (b) Eh-pH Diagram for part of de system Fe-Si-O-H. Assumed Al =  $10^{-4}$ , Fe =  $10^{-6}$  and Si =  $10^{-3}$  (adapted from Brookins 1988).



The varying EC between groundwater and spring water samples is interpreted as the product of variations in the groundwater flow patterns (Azevedo and Campos, submitted). Therefore, the varying flows are responsible for the increase and decrease of Ca and Mg levels in the groundwater and spring water samples, respectively.

While the hydrochemical matrix of groundwater comes mainly from the interactions of regional flows, the influence of local flows is more representative in the spring waters. The aquitard observed in the lateritic profile is an important aspect of the regional flow since it retards the groundwater flow and provides a greater water-rock interaction.

Figure 5.5 shows a simplified arrangement of the groundwater flows in the hydrogeological system of the study area and explains the hydrochemical patterns identified. Groundwater under the lateritic plateaus is mainly influenced by regional flows. The perennial springs represent the discharges of the regional flows added to the local flows, contributing to lower EC values and decreasing Ca and Mg contents. Intermediate flows can be characterized as springs of contact between layers with different hydraulic conductivity (intermittent spring), which were not the object of the study.



**Figure 5. 6** - Hydrogeological flow patterns influencing electrical conductivity of aquifer waters (mean values in wells and water).

Particularly for the Aviso plateau, the decrease of the  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  contents in the groundwater is attributed to the mining effect since there are indications that this effect results from changes in the system biotic component.

Luizão (2007) discussed the disruption of the basic functioning mechanisms of the natural ecosystem such as the effective recycling of organic matter and nutrients due to the effect of the conversion of areas. Remarkably, the process involved in the preparation of bauxite mining activity includes removing the entire forest cover, followed by barren removal, where the pedology and geology are represented by Al and Fe oxides and highly influenced by bioturbation. Although there has been reforestation of this plateau, the results demonstrate that the nutrient cycling processes has not yet been reestablished.

## 5.5 Conclusions

This study indicates that the waters of Alter do Chão Aquifer under the influence of the bauxite lateritic plateau are characterized by low mineralization and acidity, as well as significant silica content. Despite this fact, groundwater and spring waters show differences between the EC values, which are attributed to varying groundwater flow conditions. There are indications that the flow in the lateritic profile, which includes the aquitard, contribute to higher values of EC to the groundwater sampled in wells, when compared to those obtained in springs. The chemical elements  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  are the main constituents of the ionic matrix of the studied waters. However, the most important ions are  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  due to their relationship with the flow conditions and biotic factors.

The mineral activity does not cause changes in the hydrochemical facies of the groundwater but reduces the Ca and Mg concentrations in these waters. For mining areas undergoing environmental recovery processes (post-mining), the monitoring of the Ca and Mg contents in groundwater can be used as an indicator of the reestablishment of hydrogeological flows and nutrient cycling.

Although on small scale and without compromising environmental quality standards, the chemical changes identified in the water samples effectively demonstrate the influence of the biological component on the hydrochemical matrix of the studied areas, especially nutrient cycling.

Furthermore, the mineralogical context of the study area demands attention and continuous monitoring of the Al and Fe parameters since they are naturally stable in oxyhydroxide forms, but an increase of these ions is usually related to changing chemical equilibrium of the system (concentration, pH and Eh). Eventual increases of these ion concentrations should be properly investigated.

## 6. PIEZOMETRIC BEHAVIOR IN THE AMAZONIAN LATERITIC PLATEAUS: IMPLICATIONS OF CLIMATE CHANGES TO THE ALTER DO CHÃO AQUIFER RECHARGE

Júlio Henrichs de Azevedo <sup>a, b</sup>, José Eloi Guimarães Campos <sup>c</sup>, André Walczuk Gomes <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Brazil

<sup>b</sup> Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, Brasília/DF, Brazil

<sup>c</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Brazil

Submitted to ACTA AMAZONICA in 23-Oct-2018 - manuscript number AA-2018-0409

### Abstract

Potentiometric and pluviometric datasets were evaluated to understand the behavior of aquifer recharge in the bauxite plateaus in the Porto Trombetas region, Pará, Northern Brazil. The datasets originated from three monitoring wells and an automatic climatological station. The local groundwater is related to the Alter do Chão Aquifer System, which despite being unconfined in valley regions, acts as semiconfined type in the plateaus areas. The aquifer recharge occurs by direct infiltration and by leakage from the aquitard in the unconfined and semiconfined portions, respectively. Precipitation declined by 27% between 2002 and 2017. The rains accumulated between February and April are the most important for the recharge processes since this period is marked by higher absolute precipitation (up to 300 mm/month) and less deviation from the historical pattern. The recharge measured by the annual fluctuation of the water table also declined significantly (2010-2016). Statistical analysis demonstrates that in the case of a permanent climate change, expressed by reduced rainfall, the aquifer recharge would diminish at a non-linear rate, which is also expected for the base flow rates. In addition, data evaluation reveals that deforestation intensely decreases the recharge rates, as observed in the Aviso Plateau mining site. The results demonstrate that the water table fluctuations must be considered when modeling Global Climate Changes since maintaining surface flow rates (springs, lakes and streams) depends on aquifers' base flow. This result is particularly important in regions where climate patterns are seasonal (as the Savannah of Central Brazil).

**Keywords:** Groundwater; Alter do Chão Aquifer System; Amazon Region; Climate Change.

## 6.1 Introduction

Groundwater hydrodynamic processes represented by recharge, storage, transmission and aquifers discharge are responsible for regulating surface water systems (Fetter 2001). In times of drought, groundwater discharges as subsurface flow – interflow and base flow – contribute to maintaining the surface water bodies (springs, lakes, streams and rivers) (Feitosa *et al.* 2008).

Groundwater systems take on strategic importance due to the geological exploitation potential or surface water interface in the case that the projections about Global Climate Change (GCCs) are confirmed (Hirata and Conicelli 2012). Another important aspect is related to the quality of the aquifers waters that present greater protection when compared to surface water, because of the filter function that take place by soil and saprolite (Foster *et al.* 2002; Rebouças 2002; Giampá and Gonçalves 2013).

Green *et al.* (2011), Smerdon (2017) and Dragoni and Sukhija (2018) discuss about the potentially negative environmental impacts of the GCCs on recharge and base flow rates, as well as on water from the quantitative and qualitative point of view. However, these authors are unanimous to indicate the need for developing further such studies, including the multidisciplinary approach. Zhang *et al.* (2018) discuss the water transfer by interflow and base flow as an important indicator of the vulnerability of water resources to global climate changes.

In Africa, Anyah *et al.* (2018) dealt with the relationship between climate change and storage of water resources, which can be either linear or nonlinear, depending on the particularities of hydroclimatologic features, hydrological subsurface processes and land use activities. Hirata and Conicelli (2012) argue that, despite many forecasts pointing out to an increasing rainfall, the distribution patterns are going to be more irregular. The evaluation of recharge pulses associated with isolated rainfall events shows that the percentage of what effectively becomes recharge varies systematically according to the characteristics of the rainfall event (French *et al.* 1996, Wu *et al.* 1996, Kendy *et al.* 2004, Nimmo *et al.* 2015). Crosbie *et al.* (2012) emphasize that climate change can influence significantly aquifer water supply. Likewise, Nimmo *et al.* (2015) argue that increasing average intensity of rain events can either increase or reduce the rate of recharge, because: I) fill pre-storm soil water deficit or II) provide runoff facilitation.

After Hirata and Conicelli (2012) concerns about aquifers recharge in the North and Northeast regions of the Brazil, the Alter do Chão Aquifer System, defined as the second groundwater reservoir in the country (after the Guarani Aquifer System, ANA 2005a), should be thoroughly investigated in face of the possibly changing pluviometric regime in the Amazonia.

Thematic research involving Amazonia is generally directed to greenhouse gas emissions caused by deforestation and slash-and-burn areas conversion, as well as to possible changes in

the rainfall regime (Marengo 2008, Swann *et al.* 2015, Göpel *et al.* 2018). However, the number of studies aimed at investigating the behavior of the water regime in this region in the face of projections Global Climate Changes is still reduced (Panday *et al.* 2015, Wongchuig Correa *et al.* 2017), particularly those incorporating the hydrogeology.

The limitations for obtaining extensive climate data series, the difficulties for establishing future projections for land use, the lack of data on aquifer hydrodynamics, the complexity of validating prediction models, and the reduced model ability for considering the associated interdisciplinary problems culminate with high degrees of uncertainty, thus becoming the main obstacles for researching the effects of the GCCs on hydrogeology, particularly, on aquifer recharge processes (Green *et al.* 2011, Kurylyk and MacQuarrie 2013, Goderniaux *et al.* 2015, Kundzewicz *et al.* 2018).

In view of the strategic role played by the Alter do Chão Aquifer in the Amazon region and the insufficient research towards integrating hydrogeological and climatic studies, this paper aims to describe the aquifer recharge behavior in the lateritic plateaus, for a possible changing scenario regarding the rainfall regime. The research also aims at contributing to the environmental and territorial management of the Amazon region.

## 6.2 Material and Methods

### *Hydrogeological and Climate Context*

The Alter do Chão Aquifer System, related to the homonymous geological formation, is an important component of the Hydrogeological Amazonas Province (Ana 2015a), with approximately 300.000 km<sup>2</sup> outcrop area, partially located in the States of Pará, Amazonas, and Amapá (Caputo 1984, Cunha *et al.* 1984, Ana 2005b). It consists of an exposed area that continues underground to the West, under the Içá and Solimões formations (Souza *et al.* 2013). The Alter do Chão Formation is represented by the fluvio-lacustrine and fluvial deposits of Cenozoic age (Caputo and Soares, 2016), consisting of medium to coarse sandstone with clay fragments, medium to coarse caulinitic sandstone, fine sandstone, massif mudstone interbedded with thin to medium sandstone and mudstone. The thickness varies from tens to hundreds of meters up to 600 meters in the depositional centers (Schobbenhaus *et al.* 1984, Mendes *et al.* 2012, Souza *et al.* 2013).

The hydrogeological potential of the Alter do Chão Aquifer System is defined by these geological features and the regional climate pattern, with isohyet varying from 1,800 to 2,000 mm annually (Lopes *et al.* 2013, INMET 2017) distributed in the rainy (high water) season that lasts from December to June and the dry (low water) season between July and November. **Only** in the Santarém region the groundwater reserve is approximately 86,550 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, and the annual

recharge is about  $226 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Tancredi 1996, Aguiar *et al.* 2002, Souza and Verma 2006, CPRM 2012, Souza *et al.* 2013, Ana 2015a).

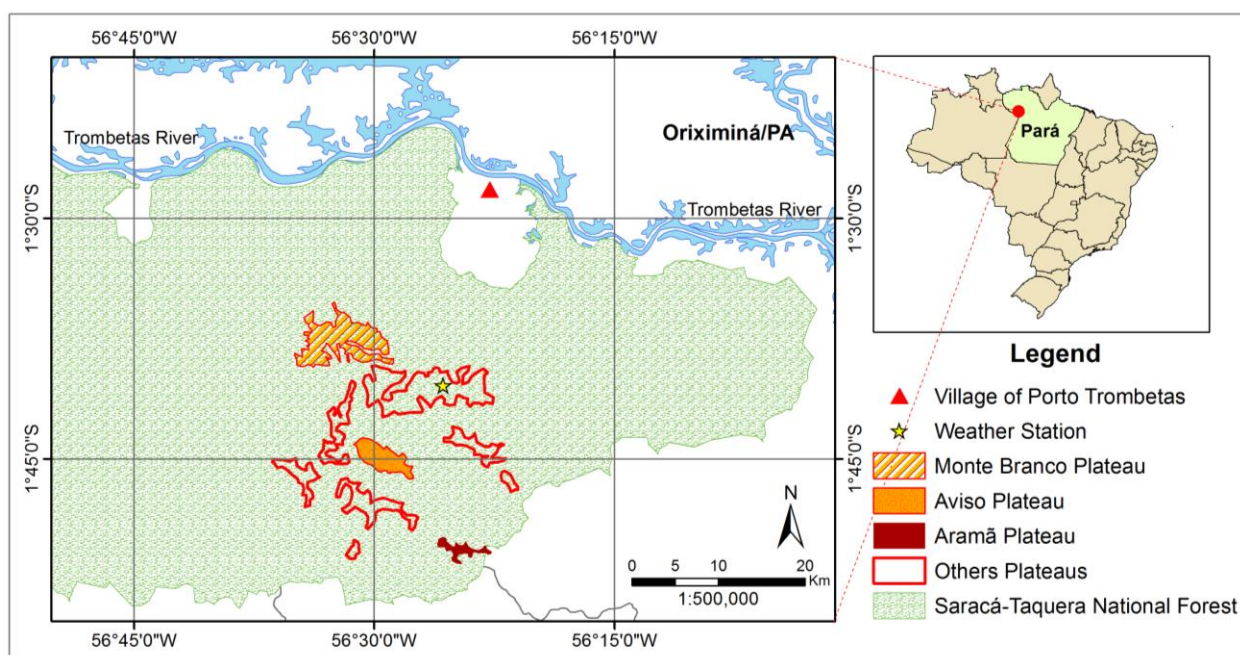
The same regional climate pattern is observed in the study areas. However, the aquifer occurs under lateritic plateaus distributed in the Amazon plain, whose profiles, from the top to the base, include yellow oxisol horizon, iron and aluminum crusts, bauxite horizon, and silt-clay layer (mottled clay). This multilayer set (Costa 1991, Ker 1997, Horbe *et al.* 2001, Brandt 2007, Costa *et al.* 2014, Rosseti 2014) shows aquitard properties so that the aquifer is classified as semiconfined type.

The climate pattern (high precipitation) allows the entire region to be covered by a dense rain forest, even in areas with less naturally fertile soil, thus contributing to the aquifer recharge.

### ***Study Areas and Research Sites***

The piezometric and meteorological monitoring datasets used in the analysis were produced by the Rio do Norte Mining Company (MRN) as a requirement for obtaining the environmental license for the bauxite mining projects in the lateritic plateaus of the Saracá-Taquera National Forest (Figure 6.1). The National Forest is a sustainable conservation unit, where the mining operation is allowed, located in Porto Trombetas, Oriximiná County, in the state of Pará.

Two of the piezometric monitoring sites are distributed in areas without significant anthropogenic changes, characterized by the dense rain forest coverage of the low Amazon plateaus (IBGE 1992, Ibama 2001, Ibama 2004, IBGE 2012). Despite the same context, the third site is located in an area affected by mining activity, but currently undergoing an environmental recovery process. The bauxite ore extraction includes main operations such as deforestation of natural forest; removal of barren material and organic soil; excavation, loading and ore transport; and environmental recovery of the affected area, consisting of replacement of the barren material and organic soil, topographic regularization, and reforestation (Brandt 2007). Table 6.1 shows the study sites, the dimensions and the main features of land use and natural cover.

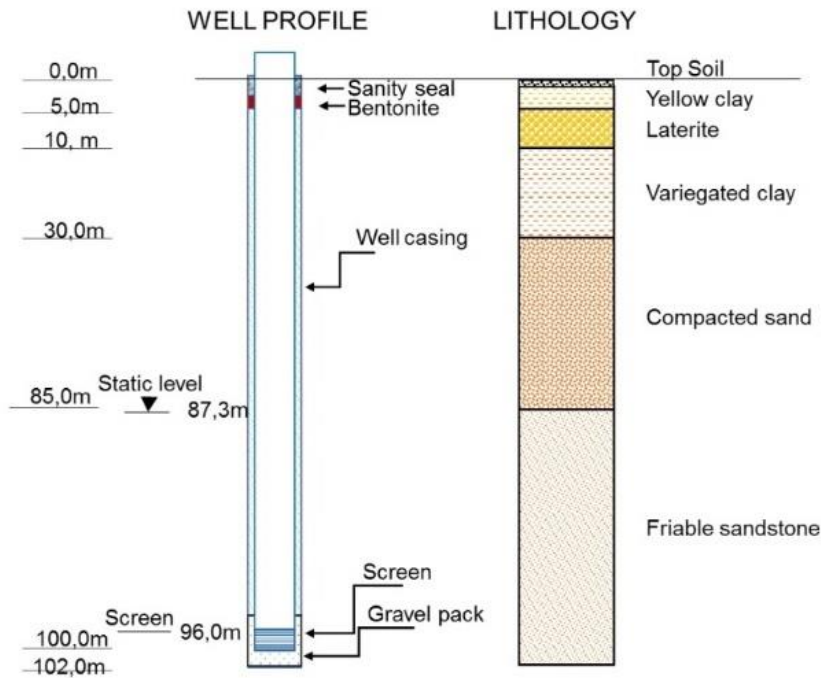


**Figure 6. 1** - Map showing the three studied lateritic plateaus. Anthropogenic interference is more significant over the Aviso Plateau area.

**Table 6. 1** - Monitoring sites (W - Deep Wells; MB - Monte Branco; AV - Aviso; AR - Aramã).

| Site | Altitude (m) | Lat S     | Long W     | Plateau      | Area (ha) | Characteristic                         |
|------|--------------|-----------|------------|--------------|-----------|--|
| W-MB | 191.00       | 01°37'26" | 56° 32'05" | Monte Branco | 3,750     | Amazon rainforest cover                |
| W-AV | 159.00       | 01°45'14" | 56°30'07"  | Aviso        | 1,400     | Mine in environmental recovery process |
| W-AR | 139.00       | 01°50'20" | 56°26'10"  | Aramã        | 375       | Amazon rainforest cover                |

The monitoring wells, specifically built for piezometric measurements and water sampling for hydrochemical studies, are 102 meters deep and have a PVC cased-screen column in the entire borehole. The screen section is limited to 6 meters at the bottom, and then a gravel pack is positioned in the column space between the case-filter and the borehole (Figure 6.2). At the upper portion, there is a 5-meter sanitary seal. This well design ensures that the assessed waters are from the deep aquifer, related to the semiconfined portion of the Alter do Chão Aquifer System.



**Figure 6. 2** - Profile showing constructive and lithological logs (adapted from MRN 2011).

### ***Procedures***

The piezometric monitoring included a monthly data series from January 2010 to December 2016, measured with an electric level meter. To minimize possible problems related to data quality, common in monitoring datasets produced by non-automated tools, the following procedures were adopted: removing measures notably characterized as typos and outliers defined as the result of the mean  $\pm$  two times the standard deviation; and, performing the control measures in April 2016. The control measurements resulted in data similar to those listed in the monitoring series for that same month (differences of  $\sim 0.2$  meters).

The study of hydrodynamic behavior of the aquifers is based on analyzing the potentiometric data given by the distance from the surface to the water level that represents the water table or the hydraulic head at each measurement point. The annual *Water Table Fluctuation (WTF)* method, in which the seasonal variation of water level in the wells represents the rainwater contributions to the saturated zone of the aquifer system, was employed for evaluating the recharge. This method was proposed by Healy (2010) and Nimmo *et al.* (2015) for cases in which the annual monitoring piezometric series are available and provide good estimation of the actual recharge since it identifies the portion of infiltration water that, minus the evapotranspiration and interflow losses, effectively reaches the saturated zone.

Nimmo *et al.* (2015) defined that the annual recharge rate is expressed as the difference between the minimum and highest potentiometric level ( $\Delta h$ ), obtained in the period defined by the groundwater rise curve during the year. Larger or smaller recharge rates are represented by



increasing or decreasing values of  $\Delta h$ , respectively.

The precipitation data are obtained from automated weather station records operated by MRN in the Saracá Plateau. The present analysis employed data from 2002 to 2017 to assess the variability of rainfall in recent years and from 2010 to 2016 for comparing with the piezometric data.

Statistical treatments consisted of analysis of variance (ANOVA) to compare the means, and Tukey method for testing variability, trend analysis of time series and cross-correlations.

## 6.3 Results

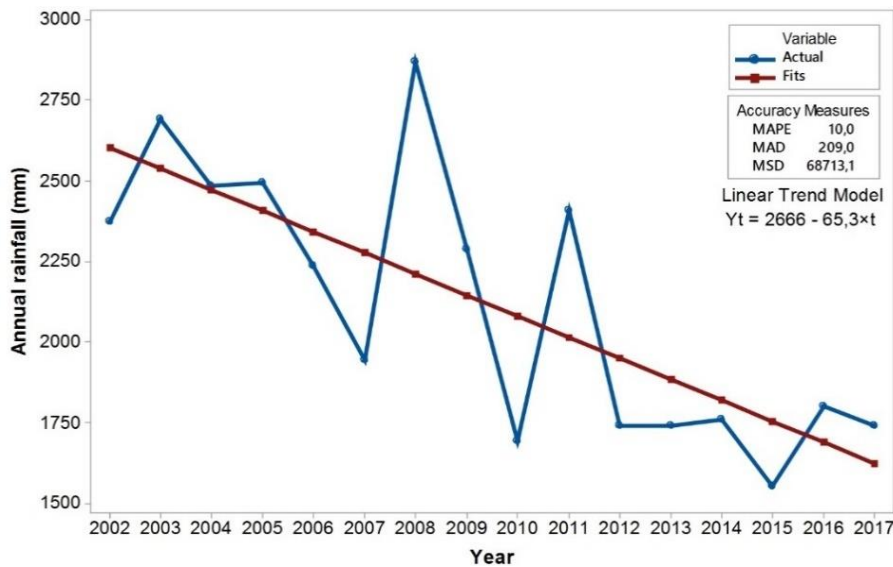
### *Rainfall*

Although the mean annual precipitation did not vary significantly in the study areas for the 2002-2017 period (Tab. 6.2) according to ANOVA with 95% reliability (P-value = 0.76; F = 0.72;  $F_{\text{CRITICAL}} = 1.72$ ), the trend analysis (Figure 6.3) assuming a *Mean Absolute Percentage Error* (MAPE) up to 10%, indicated a circumstantial decrease trend in the annual rainfall. However, this tendency had some atypical years, whose importance is highlighted by the higher *Quadratic Average Standard Deviation* compared to the *Absolute Average Standard Deviation*. The accumulated rainfall decreased around 27% between 2002 and 2017.

**Table 6. 2** - Monthly and accumulated precipitation, in mm, for the study area (2002-2017). Data obtained from the automated weather station owned by MRN.

| Year | Rainfall (mm) |        |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       | Total   |
|------|---------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
|      | Jan           | Feb    | Mar   | Apr   | May   | Jun   | Jul   | Aug   | Sep   | Oct   | Nov   | Dec   |         |
| 2002 | 344.0         | 271.6  | 339.8 | 438.6 | 326.2 | 191.0 | 114.2 | 64.4  | 24.8  | 26.6  | 46.1  | 182.9 | 2,370.2 |
| 2003 | 191.0         | 290.6  | 332.2 | 449.8 | 193.5 | 85.6  | 130.2 | 77.4  | 83.8  | 105.0 | 224.8 | 524.0 | 2,687.9 |
| 2004 | 358.9         | 523.0  | 559.9 | 215.8 | 193.0 | 103.8 | 95.6  | 85.6  | 51.0  | 214.0 | 47.4  | 35.8  | 2,483.8 |
| 2005 | 86.6          | 477.4  | 636.8 | 244.6 | 226.8 | 59.2  | 141.8 | 42.0  | 85.6  | 70.6  | 110.2 | 309.4 | 2,491.0 |
| 2006 | 214.4         | 424.4  | 452.0 | 173.8 | 348.6 | 142.4 | 87.4  | 34.2  | 42.2  | 54.4  | 106.6 | 154.8 | 2,235.2 |
| 2007 | 119.0         | 163.2  | 476.2 | 362.4 | 391.2 | 95.8  | 59.6  | 47.4  | 29.2  | 58.4  | 33.0  | 107.0 | 1,942.4 |
| 2008 | 402.5         | 302.2  | 393.4 | 445.6 | 457.4 | 94.2  | 37.6  | 8.2   | 99.8  | 183.8 | 192.6 | 250.6 | 2,867.9 |
| 2009 | 228.8         | 342.6  | 516.0 | 308.0 | 306.4 | 227.2 | 71.2  | 14.2  | 12.8  | 105.2 | 12.2  | 140.8 | 2,285.4 |
| 2010 | 85.0          | 192.8* | 183.6 | 363.5 | 205.6 | 190.6 | 149.0 | 55.8  | 30.0  | 71.8  | 68.6  | 94.6  | 1,498.1 |
| 2011 | 364.3         | 348.2  | 335.4 | 371.8 | 248.4 | 58.6  | 131.6 | 64.0  | 21.6  | 166.0 | 161.6 | 135.2 | 2,406.7 |
| 2012 | 238.0         | 255.8  | 382.4 | 313.2 | 92.0  | 50.4  | 7.2   | 10.2  | 53.8  | 44.2  | 35.6  | 254.4 | 1,737.2 |
| 2013 | 167.2         | 310.6  | 274.4 | 209.8 | 12.0  | 143.0 | 130.9 | 135.4 | 124.6 | 33.2  | 15.4  | 183.2 | 1,739.7 |
| 2014 | 160.0         | 389.2  | 290.0 | 212.2 | 155.6 | 152.0 | 104.0 | 30.8  | 46.8  | 67.6  | 72.8  | 76.0  | 1,757.0 |
| 2015 | 223.4         | 189.0  | 327.1 | 254.2 | 225.8 | 83.2  | 147.8 | 9.0   | 1.2   | 38.6  | 50.8  | 0.6   | 1,550.7 |
| 2016 | 33.0          | 154.6  | 494.0 | 241.8 | 164.8 | 106.8 | 52.2  | 76.2  | 47.2  | 49.0  | 83.2  | 296.0 | 1,798.8 |
| 2017 | 260.0         | 240.2  | 286.6 | 262.2 | 79.0  | 10.2  | 70.2  | 39.6  | 11.2  | 83.2  | 98.4  | 297.2 | 1,738.0 |

\* Data failure filled with nearest pluviometric station data (Porto Trombetas).



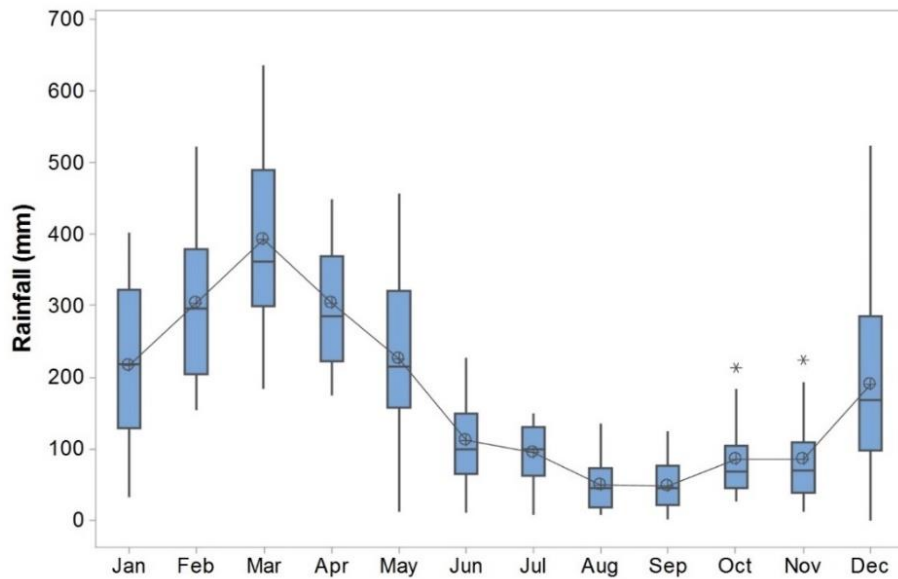
**Figure 6.3** - Trend analysis plot for annual rainfall (2002 -2017).

Paired comparisons of monthly average rainfall, produced by the Tukey Method with 95% confidence (Tab. 6.3) indicate that February, March and April are the most representative of the rainy season (December to June). These results present consistent with the studies of Marengo *et al.* (2011), which define the rainy season in the Central Amazon between December and June. The data is also supported by studies of Rosário *et al.* (2003) and Amanajás and Braga (2012), which indicate positive anomalies in rainfall volumes between January and May, despite addressing about the importance of the displacements of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) for these anomalies.

**Table 6.3** - Tukey method for pairwise comparisons of monthly rainfall means (2002 -2017). Months that do not share groups (letters) show difference between averages.

| Factor | N  | Mean  | Grouping |   |     |
|--------|----|-------|----------|---|-----|
| Mar    | 16 | 392,5 | A        |   |     |
| Feb    | 16 | 304,7 | A        | B |     |
| Apr    | 16 | 304,2 | A        | B |     |
| May    | 16 | 226,6 |          | B | C   |
| Jan    | 16 | 217,3 |          | B | C   |
| Dec    | 16 | 190,2 |          |   | C D |
| Jun    | 16 | 112,1 |          |   | D E |
| Jul    | 16 | 95,7  |          |   | D E |
| Oct    | 16 | 85,7  |          |   | E   |
| Nov    | 16 | 85,0  |          |   | E   |
| Aug    | 16 | 49,65 |          |   | E   |
| Sep    | 16 | 47,85 |          |   | E   |

However, even within the limits of the first and second quartiles, deviations in rainfall distribution in each of these months can exceed 200 mm (Figure 6.4), thus explaining the outliers observed in a few monitoring years. Regardless of climate changes, the data of the studied time series demonstrated a quite variable pattern for the rain distribution.



**Figure 6. 4** - Boxplot of the monthly rainfall over 16 years (2002-2017).

### ***Potentiometry***

The potentiometric data from 2010 to 2016 (Tab. 6.4) is significantly different between few pairs of annual averages within each of the observations sets, according to analysis of variance (ANOVA) with 95% confidence (Tab. 6.5). These differences are attributed to the declining trend of annual rain during this same period, in addition to response to the outliers observed in some years. This same analysis demonstrates that there is no seasonal variation.

The average potentiometry declined smoothly and linearly over the years on the Monte Branco Plateau, the most extensive area with a thicker lateritic profile. Also, it indicates a response time of about 1 year, where the accumulated rainfall in a given year reflects the potentiometric average levels after about 12 months. The rain effects are detected more sharply, including reproduction of the effects of precipitation outliers with less than 1-year time delay, on the Aramã Plateau, a smaller area with thinner lateritic profile. The behavior of the potentiometric level in the sampling site on the Aviso Plateau resembles the Aramã Plateau, with slight difference regarding the responses to the precipitation outliers. Despite having an intermediate dimension between the Monte Branco and Aramã plateau, in the Aviso plateau the forest cover and lateritic profile were altered due to bauxite mining activity. Figure 6.5 summarizes the potentiometry results for each sampling site. It is noteworthy that the mean surface shows significant absolute values for each plateau varying from 124.0 to 128.1 m on the Monte Branco Plateau, from 86.0 to 90.3 m on the Aviso Plateau, and from 62.5 to 65.0 m on the Aramã Plateau.

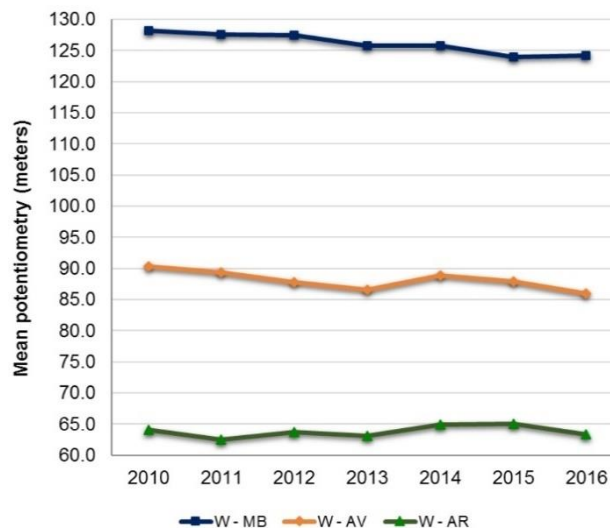
**Table 6. 4** - Potentiometry (meters) – 2010/2016 ( $\Delta$ h is the difference between the highlighted values).

| Sample Sites | Years | Jan   | Feb          | Mar          | Apr          | May         | Jun         | Jul         | Aug          | Sep          | Oct          | Nov          | Dec          |
|--------------|-------|-------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| W-MB         | 2010  | *     | <b>126.9</b> | 128.1        | 128.0        | 128.6       | 128.5       | 127.6       | 128.3        | 127.5        | 128.7        | 128.5        | <b>128.9</b> |
|              | 2011  | 128.9 | <b>125.5</b> | 125.5        | 126.5        | 128.8       | 127.9       | *           | 126.3        | 128.0        | 128.7        | <b>129.2</b> | 128.4        |
|              | 2012  | 127.5 | 127.2        | 127.3        | 127.7        | 128.5       | 127.9       | 127.6       | <b>126.0</b> | 127.8        | <b>127.8</b> | 127.0        | 127.1        |
|              | 2013  | 127.5 | <b>126.8</b> | 126.8        | <b>127.2</b> | 127.0       | 126.3       | 124.9       | 124.5        | 124.6        | 125.0        | 124.6        | 123.9        |
|              | 2014  | 125.4 | <b>125.3</b> | 125.5        | 125.6        | 125.5       | 125.5       | 125.8       | 126.1        | 125.8        | 126.0        | <b>126.5</b> | 125.9        |
|              | 2015  | 125.3 | 125.1        | 124.5        | 124.5        | *           | *           | 123.9       | 123.4        | 123.2        | 123.2        | 123.1        | 123.1        |
|              | 2016  | 123.3 | 123.3        | <b>123.1</b> | 123.2        | 125.3       | *           | 124.9       | 124.6        | <b>125.3</b> | 125.3        | 123.6        | 123.7        |
| W-AV         | 2010  | 91.8  | *            | *            | 90.3         | <b>89.8</b> | 90.0        | 90.1        | 90.3         | 90.0         | 90.3         | 89.7         | <b>90.4</b>  |
|              | 2011  | 91.0  | 90.8         | 90.8         | 91.5         | 90.8        | 90.8        | 89.4        | <b>86.5</b>  | 88.0         | <b>88.2</b>  | 87.0         | 87.9         |
|              | 2012  | 88.0  | 88.6         | 87.8         | 87.7         | <b>87.2</b> | 87.4        | 87.6        | <b>87.9</b>  | 87.9         | 87.8         | 87.9         | *            |
|              | 2013  | *     | *            | 87.2         | 87.1         | 87.0        | 87.0        | <b>86.2</b> | 86.5         | 86.3         | <b>86.7</b>  | 86.1         | 86.1         |
|              | 2014  | *     | 88.1         | 89.2         | *            | *           | 88.1        | <b>88.1</b> | 88.6         | 89.2         | 89.4         | 89.3         | <b>89.3</b>  |
|              | 2015  | 89.0  | 88.9         | 88.6         | 88.3         | 88.1        | 88.0        | 87.2        | <b>87.2</b>  | 87.2         | <b>87.4</b>  | 87.3         | *            |
|              | 2016  | 87.0  | 86.9         | 86.8         | 86.5         | <b>86.4</b> | <b>87.0</b> | 85.6        | *            | 85.2         | 85.0         | 84.9         | 84.8         |
| W-AR         | 2010  | *     | 66.8         | 66.9         | 63.3         | <b>62.9</b> | 65.3        | <b>64.7</b> | 64.6         | 64.3         | 61.9         | 61.6         | 61.8         |
|              | 2011  | 61.8  | 61.8         | 61.8         | 62.1         | 61.7        | 61.7        | <b>60.9</b> | <b>64.4</b>  | 63.9         | 63.4         | 63.7         | 63.5         |
|              | 2012  | 63.5  | 63.5         | *            | 63.7         | *           | 63.4        | 63.7        | 63.7         | <b>65.8</b>  | 63.4         | 63.4         | 63.4         |
|              | 2013  | *     | 63.6         | 63.4         | <b>62.2</b>  | *           | 63.1        | 63.2        | <b>63.2</b>  | *            | *            | 62.9         | 62.9         |
|              | 2014  | 64.6  | <b>64.1</b>  | 64.5         | *            | 65.0        | 65.2        | 65.4        | 65.6         | 65.5         | 65.5         | <b>65.8</b>  | *            |
|              | 2015  | 66.5  | 65.8         | 64.8         | <b>64.5</b>  | 64.6        | 65.0        | 64.9        | <b>65.0</b>  | 65.0         | 65.0         | 64.4         | 64.4         |
|              | 2016  | 63.8  | 63.8         | 63.4         | 63.4         | 63.2        | <b>63.0</b> | 63.2        | 63.0         | <b>63.9</b>  | 62.8         | 62.6         | 63.5         |

\* Failed data or deleted suspicious values.

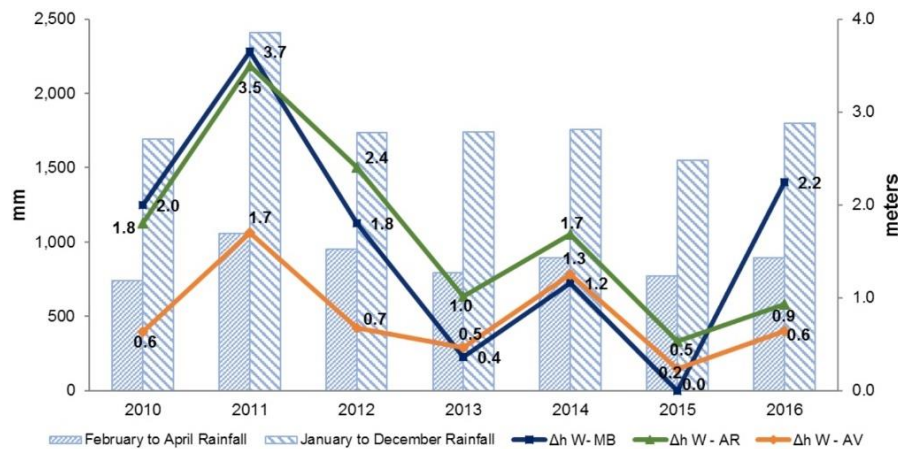
**Table 6. 5** - Analysis of Variance of the potentiometric data (Results in bold: F-value exceeds F-critical).

| Sample Site | Source | DF | Adj SS | Adj MS | F-Value      | P-Value |
|-------------|--------|----|--------|--------|--------------|---------|
| W - MB      | Factor | 6  | 169.80 | 28.30  | <b>24.87</b> | 0.00    |
|             | Error  | 74 | 84.20  | 1.14   |              |         |
|             | Total  | 80 | 254.00 |        |              |         |
| W - AV      | Factor | 6  | 142.78 | 23.80  | <b>27.89</b> | 0.00    |
|             | Error  | 67 | 57.16  | 0.85   |              |         |
|             | Total  | 73 | 199.95 |        |              |         |
| W - AR      | Factor | 6  | 60.91  | 10.15  | <b>9.71</b>  | 0.00    |
|             | Error  | 70 | 73.21  | 1.05   |              |         |
|             | Total  | 76 | 134.12 |        |              |         |



**Figure 6. 5** - Annual mean potentiometry (from 2010 to 2016).

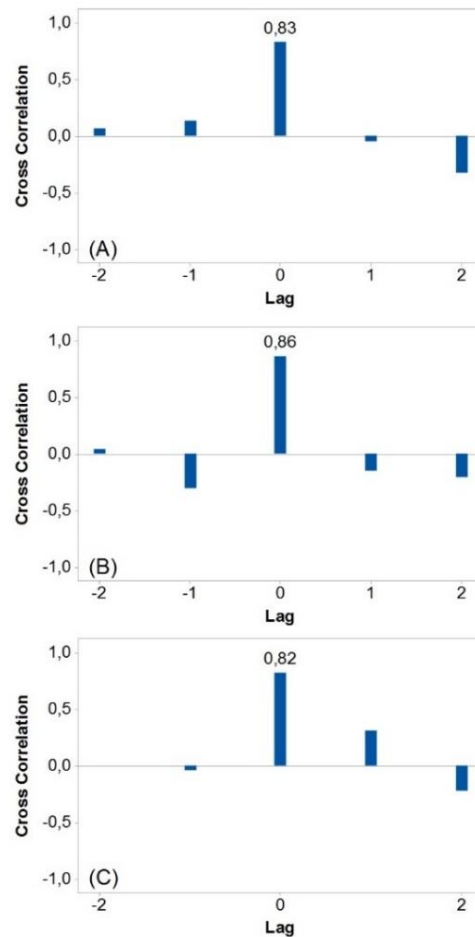
Considering the aquifer recharge rate expressed by the seasonal fluctuations of the wells ( $\Delta h$ ), the relationship with the pluviometric regime becomes more evident, especially when considering the volume accumulated in February, March and April (Figure 6.6).



**Figure 6.6** - Rainfall and water level fluctuation in the wells -  $\Delta h$ . Note that, despite similar rainfall recorded along the rainy season as a whole (2012-2014), the  $\Delta h$  curves responds to changing pluviometric patterns during the key months of February to April.

Cross-correlations with coefficients above the significance index calculated for the 7 years of observations (0.76) confer representation to the relationship between  $\Delta h$  variation and accumulated annual rain (Figure 6.7). This analysis indicates noticeable rainfall influence on the recharge within the 1-year period (Lag = 0), meaning that the water table elevation is associated with the accumulated rainfall in the immediately preceding period since the beginning of the rain season that contributes to recharge every year. The period between February and April is, on average, the most important for the effective recharge process.

The lowest water levels in the Monte Branco Plateau are observed between February and March and the highest, between October and December, causing the raising water levels due to recharge to last more than 6 months and indicating the high regulation capacity of this plateau, possibly due to its large area. The lowest water levels in the Aviso Plateau are seen between May and July while the raising levels occur from then on, lasting up to 3 months. It is noteworthy that this plateau is characterized by mining interventions, including, deforestation. On the other hand, the Aramã plateau displayed a random fluctuation pattern during the 7 years of monitoring; this randomness was attributed to the smaller area and, consequently, the lower capacity to regulate the underground flows.



**Figure 6.7** - Cross-correlation between rainfall and water table variation (A: Monte Branco Plateau; B: Aviso Plateau; and C: Aramã Plateau).

Still according to Figure 6.6, the  $\Delta h$  values for the wells in the Monte Branco and Aramã plateaus (W-MB and W-AR), areas with low human intervention, are higher than those recorded for the well in the Aviso Plateau (W-AV), an area that underwent more intensive anthropogenic change (mining and currently undergoing environmental recovery process). Azevedo and Campos (submitted) reported mean  $\Delta h$  values of 1.6 and 1.7 meters on the Monte Branco and Aramã plateaus, respectively, and 0.8 meter on the Aviso Plateau, almost 50% lower than the average found for areas with preserved natural characteristics.

## 6.4 Discussion

The 16 and 7-year historical series for rainfall and potentiometric data, respectively, are relatively small since they represent only a short period within a longer hydroclimatologic cycle. However, it allowed understanding the recharge behavior of the Alter do Chão Aquifer System as a function of rainfall regime. In the present case, a higher or lower recharge rate results from the annual accumulated rainfall, as well as the frequency and magnitude of the outlier values. The correlation between the  $\Delta h$  values and the accumulated precipitation in the wettest months, mostly February, March and April, shows the importance of the water surplus to the recharging

process. The soil field capacity ensured during the water surplus period leads to the maximum hydraulic conductivity (Reichardt 1990), maximizing the descendent movements of moisture plumes toward the saturated zone of the aquifer.

The recharge process is particularly important from February to April since the rainy season begins in November/December. The rainfall during the subsequent months (December and January) is responsible for filling up the soil moisture to its field capacity, so that the additional humidity can migrate to the saturated zone as moisture plumes. Before the field capacity conditions are established, rainwater supplies the vegetation water demand and increases soil moisture. Satisfied all the conditions for full water movement in the soil, the precipitation volume registered from February to April determines the recharge amount of a specific year.

Azevedo and Campos (submitted) explain that the recharge of the Alter do Chão Aquifer in the study area occurs by local rainfall as infiltration pulses, which can also be characterized as direct infiltration in the unconfined aquifer system, and leakage from the aquitard in the semiconfined aquifer. These conclusions are based on hydrodynamic and isotope studies.

Pearson correlation coefficients ranged from 0.75 to 0.82 for the annual  $\Delta h$  values in the three studied sites suggesting that the studied areas have the same hydraulic behavior, so that varying recharge magnitude and response time can be attributed to the extension and thickness of the lateritic profiles. Generally, the data indicate that the larger the plateau area the smaller the anthropogenic disturbance, and better recharge rates are observed.

Assuming a linear approximation for the recharge ( $y = -x 0.22 + 2.26$ ) and rainfall ( $y = -x + 48.87$  2007) variations in the 2010-2016 period, the mean annual reduction rates were 0.20 m for  $\Delta h$  in lateritic profiles and 50 mm for rainfall (considering the three research sites). Due to the greater capacity of lateritic profiles for regulating the groundwater flow (Fiori *et al.* 2010), areas where the Alter do Chão Formation sediments outcrop and these soils are not present, the mean annual reduction rate of  $\Delta h$  tends to be even greater.

Furthermore, these changes are not important when considering the possibility of a new cycle with plenty rainfall. However, they become relevant and alarming in case decreasing precipitation becomes a new standard in the region, and two aspects must be particularly critical: water availability and support to eco-hydrologic processes (Porporato *et al.* 2002, Wahnfried and Soares 2012).

As the base flow is the product of the groundwater hydrodynamic processes (Fetter 2004), the potential impacts on recharge loss tend to decrease the direct discharge regimes into the river, springs and effluent streams, and consequently, reducing the discharge of the surface watercourses as well.

Under this perspective, it is essential to develop strategies for dealing with the potential impacts on the recharge rates of the Alter do Chão aquifer system, emphasizing the planning and execution of protective and conservation measures for the main infiltration areas, as well as artificial recharge practices to urban areas and forest preservation in rural regions.

## **6.5 Conclusions**

The dataset shows clearly how the aquifer recharge is controlled by rain distribution over time and space. The rains accumulated from February to April seem to be the most important to the aquifer recharge processes.

The annual recharge increments must be estimated by the  $\Delta h$  values which are obtained by subtracting the higher value of the second semester from the smaller value of a month from the first semester.

The height of the accumulated rainwater decreased about 27% over the 16-year period (from 2002 to 2017). In general, the recharge of local aquifers decreased in a non-linear rate, but strongly correlated with the rainfall circumstantial reduction.

The deforestation also affects directly the recharge pattern (as shown by the monitoring well on the Aviso Plateau), not only in terms of amount but also because the decreasing trend becomes closer to a linear fit.

Even a small change in the highwater months, and not necessarily the total accumulated rain, may significantly affect the recharge amount. This fact suggests the importance of the Global Climate Change Models to consider the potential decrease of the aquifer recharge due to less rain and its consequences to the surface stream discharge rates (mainly in the lowwater periods).

Moreover, the statistical analysis would benefit from using longer data series so the monitoring efforts must be continued or even optimized by improving the potential for generating data from the environmental monitoring of underground water, following those required for mining projects.



## 7. ATIVIDADE NEOTECTONICA NA REGIÃO DE PORTO TROMBETAS, PARÁ: EVIDÊNCIAS, CINEMÁTICA E INFLUÊNCIAS NA HIDROGEOLOGIA

Júlio Henrichs de Azevedo <sup>a, b</sup>, Flávio Henrique Freitas-Silva <sup>c</sup>, José Eloi Guimarães Campos <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Brazil

<sup>b</sup> Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, Brasília/DF, Brazil

<sup>c</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Brazil

### Abstract

This paper shows the main records of neotectonic activity in the Porto Trombetas region, Pará State, Brazil, including: the presence of normal faults on bauxite crusts, staggering on bauxite plateaus, asymmetry on streams valleys profiles and linearity of the stream's traces, once the neotectonic processes control the geomorphological and pedological dynamics. All the structures are considered as reactivations evidences of preexisting anisotropies evolved in the past geological history since the basement and the Amazonas basin stabilization. Lineaments statistic directions shows the main families of neotectonic structures are: N30-40°W and N45°E and these directions can be observed in satellite images (digital terrain modeling) and in rocky outcrops, including expositions related to mining operation activity. The neotectonic activity in the region is attributed to a compressive strain field oriented east-west due to the recent Andean active margin evolution and to the Mean Ocean Atlantic spreading, resulting in a new tectonic environment since the Paleogene / Neogene limit. The compressive intra plate strain results to opening reactivation tendency of the NW and NE anisotropies (alternating sharing and opening tendencies), to closing the north-south structures and to make shear movement in the east-west. These neotectonic structures result in the breakage of the aquitard causing increasing in the average hydraulic conductivity of the confining layer and enlarging the leakage towards the regional confined aquifer.

**Keywords:** Neotectonic activity, bauxite crusts, Alter do Chão Aquifer System.

### Resumo

Este artigo mostra os principais registros de atividade neotectônica na região de Porto Trombetas, estado do Pará, incluindo: a presença de falhas normais sobre crostas bauxíticas, escalonamento em platôs de bauxita, assimetria nos perfis de vales de drenagens e linearidade da rede de drenagem superficial, uma vez que os processos neotectônicos controlam a dinâmica geomorfológica e pedológica. Todas as estruturas são consideradas como evidências de reativações de anisotropias preexistentes formadas na história geológica passada desde a estabilização do embasamento e formação da bacia do Amazonas. A estatística das direções dos lineamentos mostra que as principais famílias de estruturas neotectônicas são: N30-40°W, N45°E e EW, direções essas que podem ser observadas em imagens de satélite (modelo digital do terreno) e em afloramentos rochosos, incluindo exposições em cavas de mineração. A atividade neotectônica na região é atribuída a um campo de tensão compressiva com orientação aproximada leste-oeste devido à recente evolução de margem ativa Andina e ao espalhamento meso-oceano Atlântico, resultando em um novo ambiente tectônico desde o limite Paleógeno / Neógeno. Os resultados da tensão intraplaca compressiva resultam em tendência de reativação para abrir alternadamente as anisotropias NW e NE, as falhas e fraturas de extensão EW, desenvolver movimento de transcorrência nos planos preexistentes de direção próxima a NE e EW e fechar as estruturas Norte-Sul. Nas compartimentações geomorfológicas representadas pelos platôs lateríticos as estruturas neotectônicas têm efeitos importantes sobre a hidrogeologia local, uma vez que produzem rupturas nas crostas ferro aluminosas, nas camadas de bauxita e no próprio aquitarde, contribuindo para o aumento da condutividade hidráulica média e da capacidade de drenança da camada semiconfinante para o aquífero regional.

**Palavras-chave:** Atividade neotectônica, crostas bauxíticas, Sistema Aquífero Alter do Chão.

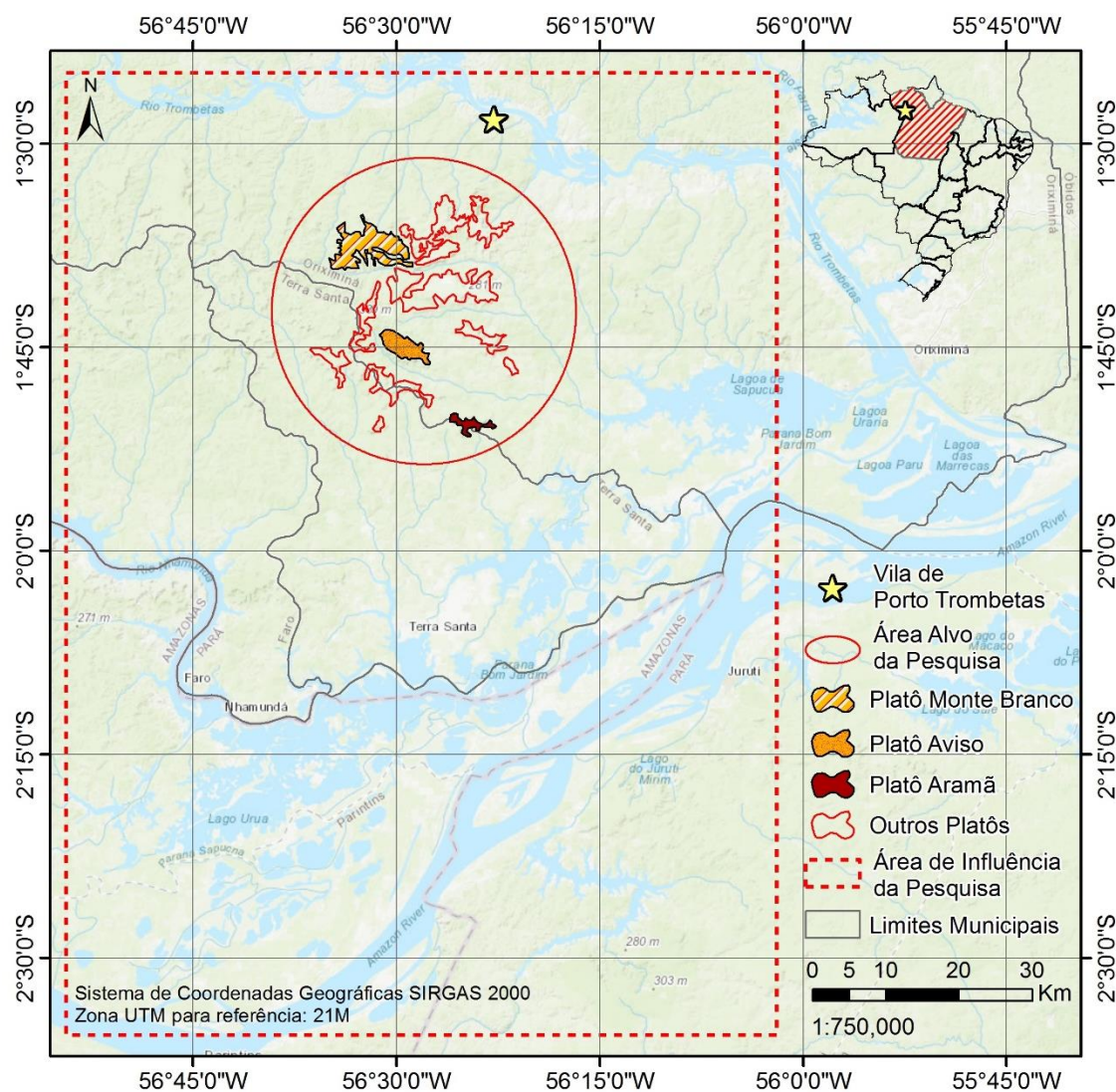
## 7.1 Introdução

Registros da atividade neotectônica são bem documentados na literatura sobre a região amazônica, incluindo trabalhos clássicos de síntese e artigos que abordam regiões específicas, como pode ser exemplificado por Franzinelli & Piuci (1988), Travassos & Barbosa Filho (1990), Saad 1993, Sena-Costa *et al.* (1996), Souza Filho *et al.* (1999), Fernandes Filho *et al.* (1997), Silva (2005), Souza & Nogueira (2009) e Ramos *et al.* (2011), dentre outros. Na ampla bibliografia disponível sobre a neotectônica amazônica existem trabalhos que se preocupam em detalhar as evidências e registros das estruturas (Igreja & Franzinelli 1990), em destacar os aspectos cinemáticos da deformação (Felipe & Morales 2012), em enfatizar questões sobre a sedimentação miocênica e sua relação com a neotectônica (Sena-Costa *et al.* 1996), e por fim, diversos outros que atentam para aspectos gerais da atividade neotectônica.

São constatados nas publicações o emprego diferentes ferramentas para se evidenciar as questões neotectônicas, incluindo dados sismogênicos (Hasui & Mioto 1988), aspectos geomorfológicos (Amaral *et al.* 2009), trabalhos de campo (Souza & Nogueira 2009), uso de imagens orbitais e geoprocessamento (Silva *et al.* 2007, Ramos *et al.* 2011) e até o emprego de técnicas de *nickpoints* (Val & Silva 2009 e Val *et al.* 2010). Entretanto, especificamente para a região de Porto Trombetas nenhuma pesquisa se preocupou com questões relativas a neotectônica, de forma que o presente trabalho pretende contribuir com essa questão, além de apresentar proposta com relação à cinemática dessa deformação recente e seus efeitos sobre a erosão diferencial e o comportamento hidrogeológico dos platôs lateríticos inseridos na bacia Amazônica.

Para fins da pesquisa considera-se o conceito de neotectônica aplicado para o território brasileiro e proposto por Hasui (1990), o qual pondera que a neotectônica inclui os movimentos ressurgentes a partir do Mesoterciário, o que pode ser atualmente entendido com a tectônica que se desenvolve a partir do limite Paleógeno / Neógeno ou mais especificamente mais jovem que 23 Ma. Esse conceito, obviamente, se contrapõe a outros aplicados a terrenos que foram submetidos a orogênese ou tafrogênese em tempo geológico mais recente (ex. Mörner 1993).

A área alvo da pesquisa é a região de Porto Trombetas (Figura 7.1), no estado do Pará, porém os resultados podem ser estendidos às áreas adjacentes, que se dispõem entre o baixo rio Trombetas, na porção norte, e a região de Juruti, na porção sul e às margens do rio Amazonas. Nesse polígono, o contexto geológico, o tipo de compartimentação geomorfológica, os solos, a hipsometria e os demais aspectos fisiográficos são similares.



**Figura 7.1** - Localização das áreas da pesquisa.

## 7.2 Materiais e Métodos

Este trabalho teve como fundamento a integração de dados e informações sobre a neotectônica na região do baixo Amazonas e, para tanto, incluiu as seguintes ações:

- Revisão da literatura disponível sobre neotectônica na região amazônica;
- Observações de campo em áreas de lavras de bauxita, com destaque para aquelas preparadas para a retirada do minério após decapeamento das coberturas de solos e estéreis;
- Medições de atitudes de fraturas e falhas de pequeno rejeito em taludes e fundos de cavas de mineração e em cortes de estradas;
- Extração de lineamentos estruturais sobre imagens orbitais para o mesmo objetivo. O conjunto de dados foi tratado estatisticamente e qualitativamente de forma a se evidenciar aspectos da tectônica ressurgente e suas implicações com relação à hidrogeologia local;

- Produção de Modelo Digital de Elevação - MDE, incluindo relevo sombreado, a partir de imagens de radar (ALOS PALSAR e SRMT), com a confecção dos perfis topográficos, a determinação das redes de drenagem das áreas de estudos, a extração de lineamentos estruturais e a verificação dos padrões dos vales fluviais que dissecam os platôs lateríticos; e
- Avaliação da cinemática da deformação com base na avaliação das direções dos lineamentos e sua correlação com o arranjo de tensores ao qual a região é atualmente submetida.

### 7.3 Contexto Geológico, Pedológico e Geomorfológico

O substrato geológico da região é exclusivamente representado pela Formação Alter do Chão, caracterizada por deposições fluvio-lacustres de idade Cretácea a cenozoica (Cunha *et al.* 1984, Caputo 2011), compostas por arenitos, argilitos, siltitos e, subordinadamente, por conglomerados, recobrando em centenas de metros os sedimentos paleozoicos da Bacia do Amazonas, além do seu embasamento ( Caputo *et al.* 1972, Cunha *et al.* 1984, Tassinari & Macambira 2004, Caputo 2011, Soares *et al.*, 2016; Soares *et al.*, 2017).

Uma particularidade da Formação Alter do Chão é o fato desse ambiente geológico abrigar o mais importante aquífero da Província Hidrogeológica Amazonas, principalmente onde ocorrem afloramentos como nos municípios de Faro, Oriximiná, Óbidos, Juruti, Terra Santa, Santarém, Alenquer, Aveiro, Prainha, Brasil Novo, Vitória do Xingu, Senador José Porfírio e Porto de Moz no estado do Pará (Imbiriba Junior & Melo Junior, 2012; CPRM, 2012a e 2012b).

A evolução tectônica dos terrenos proterozoicos da Amazônia, embora ainda alvo de controvérsias, pode ser entendida como formada pela amalgamação de diferentes blocos no paleoproterozoico (Tassinari & Macambira 1999 e 2004, Tassinari *et al.* 2000 e Santos *et al.* 2000). No caso específico da região em estudo o embasamento é formado pela acreção dos blocos Tapajós-Pirama e Tapajós-Ventuari ao Bloco Amazônia Central (Santos 2003). Os blocos que se aglutinavam para compor o Cráton Amazônico correspondiam a faixas aproximadamente norte-sul, isto é, gerado por compressões aproximadamente leste-oeste. Este fato é inclusive corroborado por reconstruções paleogeográficas do paleoproterozoico.

Posteriormente a região foi submetida à diferentes esforços que culminaram com a formação das bacias do Solimões, Amazonas e Marajó, com alinhamento geral ENE-WSW, aproveitando anisotropias impressas no substrato proterozoico. A subsidência flexural em resposta à carga sedimentar gerada por toda a seção Paleozoica da Sinéclise Amazonas teve importante participação no controle das bacias e conseqüentemente na deposição da Formação Alter do Chão (Wanderley Filho & Costa 1991). A partir da reversão transcontinental do rio

Amazonas, cujos processos de evolução são admitidos do mioceno até o início do pleistoceno, a neotectônica se destaca como importante aspecto do desenvolvimento fluvial da região, definindo novos formatos para as calhas dos rios a partir do pleistoceno superior (Sacek 2014, Rosseti 2014, Caputo & Soares 2016, Soares *et al.* 2017).

Com relação à história geológica cenozoica, paleoceno ao pleistoceno, o intenso processo de intemperismo químico e de lateritização dos sedimentos, com lixiviação de sílica e precipitação de oxi-hidróxidos, culminaram com a formação de perfis lateríticos autóctones maduros, que compreendem, do topo para a base, argila caulinitica (Argila de Belterra), nódulos de bauxita e ferruginosos em matriz de argilosa, Fe-laterita, bauxita maciça, horizonte de argila mosqueada com porções silto-argilosas e a rocha matriz (Costa 1991; Horbe *et al.* 1999, Horbe *et al.* 2001, Montes *et al.* 2007, Costa *et al.* 2014).

O perfil laterítico desenvolvido durante o Paleoceno-Eoceno experimentou nova fase durante o Mioceno (Truckenbrodt & Kotschoubey, 1981; Truckenbrodt *et al.* 1991, Costa 2002, Costa *et al.* 2005). O regolito das regiões de Trombetas e Juruti envolve um perfil laterítico completo e evoluído que desenvolveu durante o Eoceno, quando foi exposto a um ambiente de floresta tropical que induziu sua transformação parcial em caulinita e Al-goethita. Este material experimentou uma nova fase de desenvolvimento de bauxita (nodular) durante o Mioceno quando ocorreu o estabelecimento de um planalto.

Em razão dos processos de erosão diferencial, o relevo regional pode ser segmentado em quatro compartimentos: Topo de Platôs, Encostas de Platôs, Terras Baixas e Planícies Aluviais (RadamBrasil 1976 e Brandt 2007). Os Topos de Platôs, sustentados pelas crostas ferro aluminosas e pela bauxita, apresentam padrão de relevo suave ondulado, com baixa densidade de drenagem, altitudes variáveis entre pouco mais de 200 metros até 130 metros, cobertos por Latossolos Amarelos aluminicos, onde a pedogênese supera a erosão amplamente no balanço morfodinâmico. Nas Encostas o padrão de relevo varia de ondulado a forte ondulado, com moderada densidade de drenagem, com diminuição da espessura dos latossolos seguido do domínio de Neossolos Quartzarênicos. Nas terras baixas e planícies aluviais o padrão de relevo é suave ondulado, com altimetria variando entre 20 e 80 metros, em que os solos são essencialmente representados por Neossolos Flúvicos e Gleissolos Háplicos, sendo que a acumulação predomina sobre a pedogênese e erosão no balanço morfodinâmico.

Essa compartimentação tem efeitos sobre a hidrogeologia do Aquífero Alter do Chão, que ocorre tanto de forma livre, quando nas Encostas, Terras Baixas ou Planícies, quanto em condições de semiconfinamento por aquitarde, quando nos Platôs, onde as anisotropias para condutividade hidráulica caracterizam um comportamento hidrogeológico diferenciado frente às demais condições (Azevedo & Campos Submetido).

## 7.4 Resultados

### 7.4.1 Registros das Estruturas e Feições Neotectônicas

As evidências e registros que corroboram com a existência de atividade neotectônica na região são: 1) fraturas e falhas em crostas bauxíticas e Fe-lateríticas, 2) escalonamento dos platôs bauxíticos, 3) assimetria dos vales fluviais e 4) linearidade da rede de drenagem.

A neotectônica regional é considerada como de baixa intensidade, uma vez que não se observam, como na região de Manaus e a leste do estado do Pará, zonas sismogênicas em que são comumente registrados eventos com magnitude maior que 4 na escala Richter.

#### *Fraturas e Falhas em Crostas Bauxíticas*

Observações de campo em áreas de lavras de bauxita evidenciaram algumas feições que são associadas a estruturas planares, que correspondem a fraturas e falhas de pequeno rejeito.

Essas feições são facilmente reconhecíveis nas áreas decapeadas para extração da camada de bauxita. Com a remoção dos solos de cobertura e dos materiais estéreis, a camada rígida de bauxita e crostas ferruginosas ficam expostas e permitem avaliação das estruturas que quebram o material de aspecto maciço a cimentado (Figura 7.2A). Nos planos dessas falhas são comumente observadas superfícies polidas, originadas pelo atrito entre os blocos falhados, estrias de falha ou de deslizamento (*slickensides*), em geral ressaltadas pela orientação e/ou cristalização filossilicatos ou mais comumente filmes de hematita orientadas em lineação mineral (Figura 7.2B). Ao longo dos planos de falhas são observados ressaltos que correspondem a estruturas de rompimento, as quais se formam perpendiculares ao do deslocamento, que em conjunto com as estruturas lineares (*slickensides* e lineação mineral) constituem excelentes indicadores cinemáticos do sentido de deslocamento entre os blocos falhados. Tais feições observadas tanto nos lateritos ferruginosos como amplamente desenvolvidas nos minérios bauxíticos colocam em evidência uma predominância de movimentos normais entre blocos em falhas com direções NW-SE, WNW-ESSE e EW, com blocos da capa rebaixados em sua maioria correspondendo aqueles situados a NE, SE e S, embora especialmente em platôs individuais sejam observados rebaixamento de blocos de capa a NW e SW.

Falhas/Fraturas com direção NNE-SSW, NE-SW e ENE-WSW embora em geral apresentem também movimentação normal, comumente registram rejeitos oblíquos e/ou direcionais. Descontinuidades com direção NS correspondem em sua maioria à fraturas fechadas.

Tais feições afetam as próprias camadas de bauxita e as crostas ferruginosas, que são materiais considerados mais jovens que o Paleógeno, e dessa forma a reativação necessariamente deve ser associada à atividade neotectônica. Feições neotectônicas similares àquelas aqui descritas são apresentadas por Souza & Nogueira (2009) na região de Manaus.



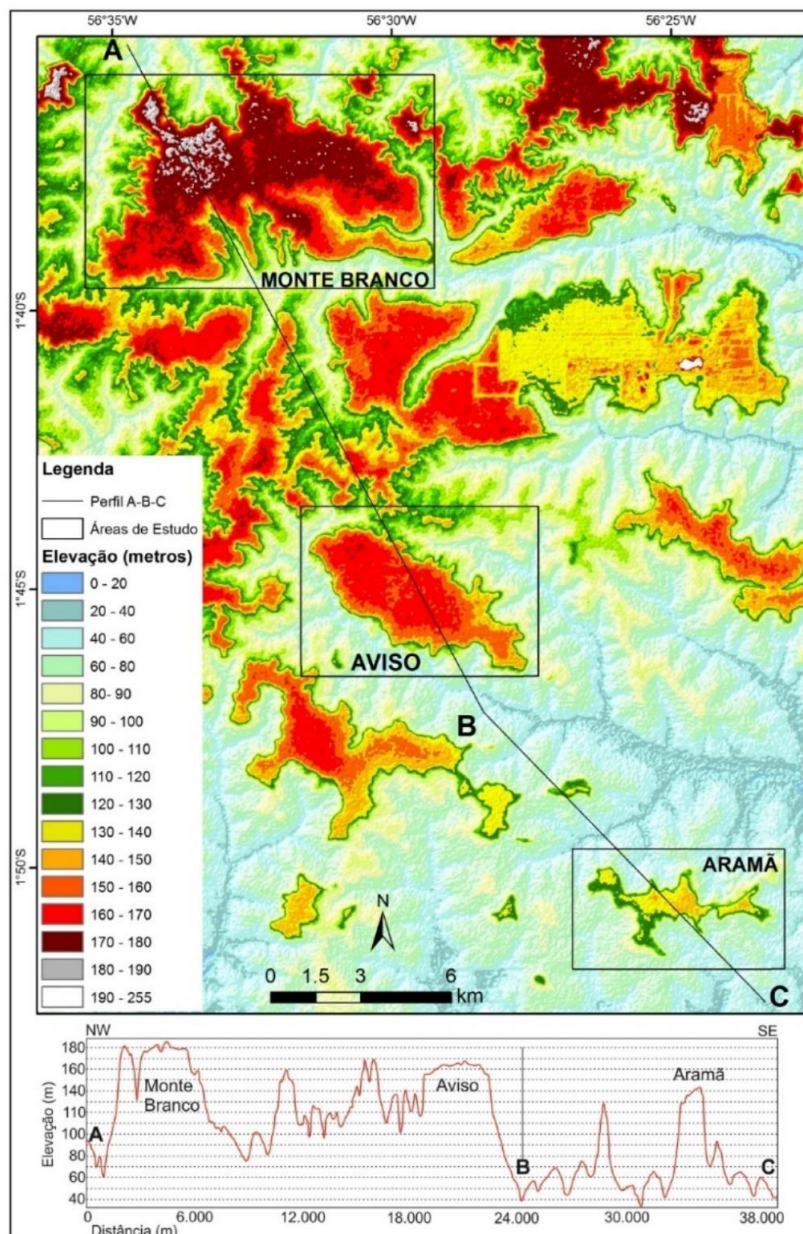
**Figura 7.2** - **A**: Estrutura aberta compondo plano de falha (em planta); **B**: slickenside interpretado como estrias de deslizamento em crosta ferruginosa interpretada como falha normal de pequeno rejeito.

### ***Escalonamento dos Platôs Bauxíticos***

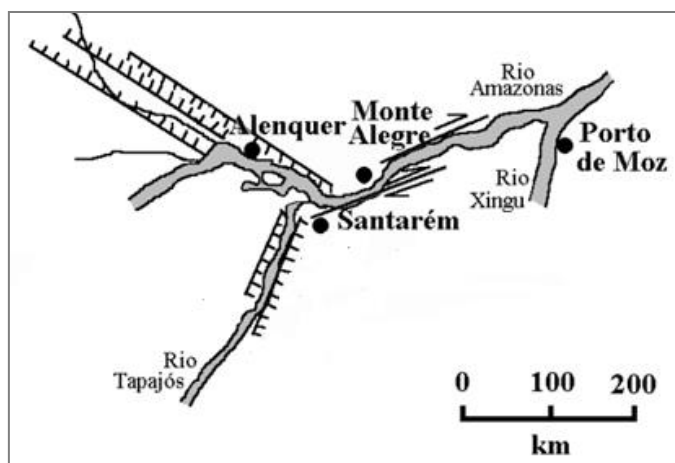
Outra feição meso regional que é atribuída à atividade neotectônica é o escalonamento dos platôs em direção ao sul. Nesse sentido, os platôs diminuem suas dimensões de norte para sul e as cotas abatem progressivamente em direção à calha do rio Amazonas. Na Figura 7.3, em uma seção NW-SE que cortam três dos principais platôs da região de Porto Trombetas, esse escalonamento é visível.

Esse comportamento do relevo é interpretado como condicionado pela intensa atividade de basculamento de blocos ao longo da calha principal do rio Amazonas, que deve sofrer atividade majoritariamente de transcorrência, que em função do ajuste dos tensores resulta em abatimento dos blocos adjacentes a sul e a norte. Abordagem similar é apresentada por Sena-Costa *et al.* (1999) que mostram que a calha do baixo curso dos rios Tapajós e Trombetas e o vale do rio Amazonas, a montante da confluência com o Tapajós, representam grábens neotectônicos (Figura 7.4).

O abatimento dos blocos em direção ao rio Amazonas, que representa o nível de base erosivo regional, resulta na ampliação dos processos de desintegração dos platôs, pois amplia o grau de dissecação associado aos antigos platôs causando a diminuição progressiva da altimetria e da dimensão dos platôs para sul.



**Figura 7.3** - Modelo digital de elevação (MDE) e perfil topográfico NW-SE ilustrando o escalonamento dos platôs.



**Figura 7.4** - Disposição de estruturas neotectônicas macro regionais no baixo Tapajós e confluência com o rio Amazonas (adaptado de Sena-Costa *et al.* 1996).



### ***Linearidade da Rede de Drenagem***

Em função da densa cobertura vegetal e do padrão de relevo relativamente aplainado e pouco dissecado, a determinação da forma da rede de drenagem é dificultada na região amazônica. Em análise direta sobre imagens de satélite de áreas específicas com ocorrência de rochas do embasamento o padrão retangular se destaca. A partir da elaboração de Modelo Digital de Elevação sobre imagens de grande resolução espacial é possível destacar a rede de drenagem e assim definir sua forma e padrão geral.

Na área em estudo a drenagem apresenta forma eminentemente linear com cursos retilíneos e padrão retangular em que os principais tributários são perpendiculares aos cursos maiores (Figura 7.5). O alinhamento da drenagem é um dos principais critérios para a extração de lineamentos estruturais sobre imagens de satélite e outros produtos cartográficos. Essas feições são interpretadas como fraturas e falhas.

Esse mesmo tipo de abordagem é apresentado por Silva & Rossetti (2009) para outras regiões da Amazônia, sendo as conclusões similares, isto é, vinculando a linearidade dos cursos d'água a falhas geológicas de história recente.

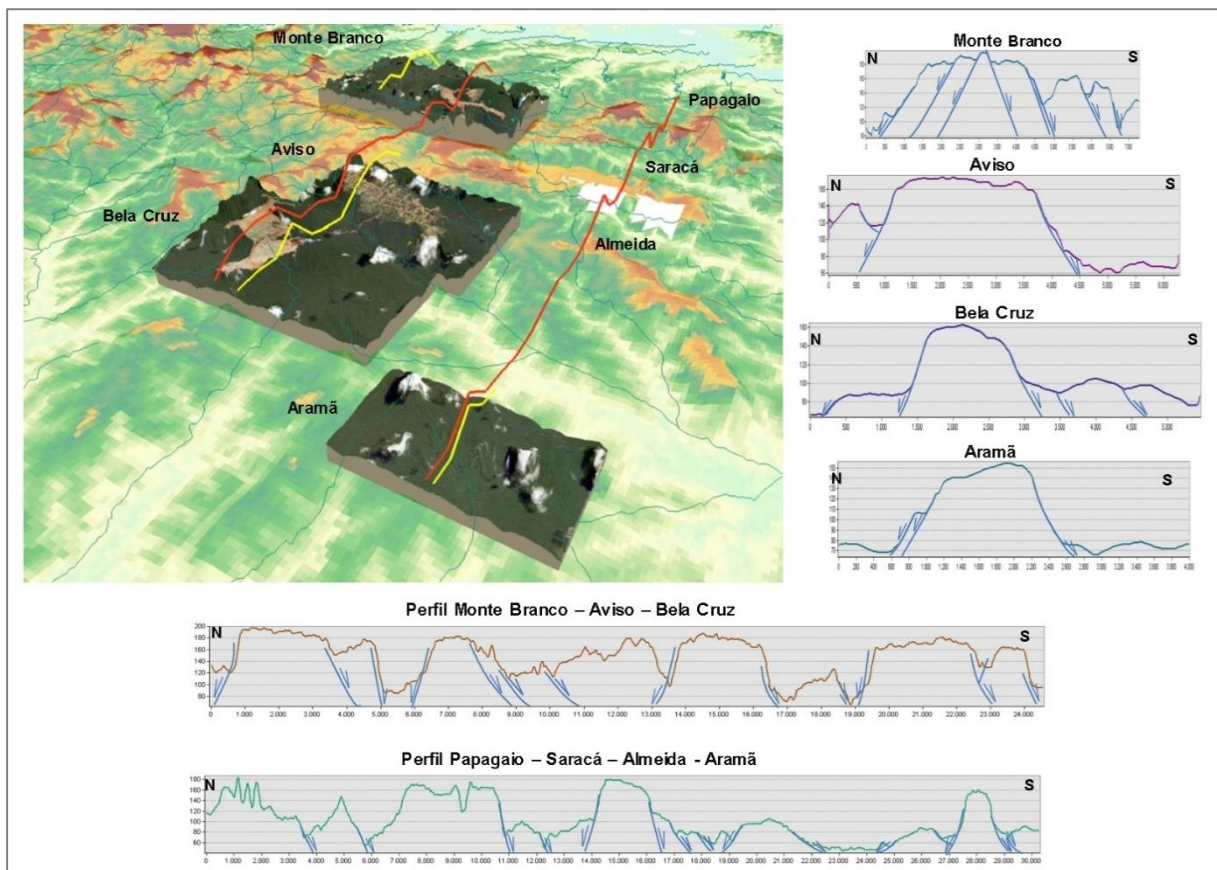
### ***Assimetria dos Vales Fluviais***

Para determinar se um lineamento ou curso de drenagem linear é uma fratura ou uma falha considerara-se a forma do vale fluvial, mais especificamente a assimetria entre suas vertentes. Falhas recentes podem ser identificadas quando o vale apresenta forte assimetria, sendo uma das vertentes íngreme e a outra mais suave. Esse arranjo indica que a porção mais íngreme do vale representa o bloco alto de uma falha normal e que a encosta mais suave o bloco rebaixado em direção ao qual o plano da anisotropia mergulha.

Esse tipo de feição de vales assimétricos foi utilizado por Campos *et al.* (2016) para determinar estruturas neotectônicas associadas a drenagens retilíneas no Distrito Federal.

Na região em estudo os vales apresentam forte assimetria o que pode ser verificado no mapa e respectivos perfis da Figura 7.5. Os perfis mostram que os platôs em geral representam horsts e os vales são os respectivos grábens. No Platô Monte Branco é possível avaliar que o próprio relevo tabular está recortado por estruturas mais jovens de forma que sua superfície seja escalonada em um corte NE-SW. Os Platôs Aviso e Bela Cruz apresentam menor grau de escalonamento. O Platô Aramã, situado no extremo sul da seção analisada, apresenta-se mais rebaixado em comparação com os demais.

A assimetria dos vales é vinculada a falhas recentes, pois se fossem estruturas antigas os processos denudacionais tenderiam a tornar os vales simétricos, uma vez que não há contraste de tipos de rochas nas duas vertentes. Pela recorrência das assimetrias tais feições são interpretadas como estruturas neotectônicas e resultantes do campo de tensões que atualmente afeta a região.



**Figura 7.5** - Perfis de vales em encostas de platôs bauxíticos. Notar o padrão assimétrico dos vales com encosta íngreme em uma das margens e encosta mais suave na margem oposta.

#### 7.4.2 Cinemática da Neotectônica

A neotectônica na região amazônica, principalmente central e oriental, se desenvolve sob um campo de tensão relativamente brando, quando comparado aos padrões orogênicos e tafrogênicos. E por isso, a atividade neotectônica, em geral, não gera novas estruturas (fraturas e falhas), apenas reativam as anisotropias preexistentes. Assim, para o melhor entendimento da ação neotectônica é necessário verificar a origem da estruturação desde o embasamento, uma vez que são estas feições que são sucessivamente reativadas durante a história geológica da região.

Como já apresentado, o substrato geológico da região foi formado por processos de acreção crustal no paleoproterozoico, culminando com a amalgamação de blocos por sistemas de arcos magmáticos em que os diferentes blocos se combinavam por sistemas aproximadamente norte-sul, a partir de tensões compressivas próximas a leste-oeste. Sob esse campo de tensão recorrente no campo há a formação de anisotropias com as seguintes direções: Norte-Sul na forma de fraturas compressivas (perpendiculares à compressão máxima); Leste-Oeste na forma de fraturas de dilatação paralelas à compressão máxima; e N45E – N45W na forma de conjugados de cisalhamento (a 45° da compressão máxima). Essa estruturação foi reativada afetando as rochas da bacia do Amazonas em diferentes estágios da história geológica da região (Figura 7.6A).

Entre 120 e 60 Ma, incluindo todo o período que culminou com a separação sul atlântica (desde a fase pré-rifte até o estágio drifte das bacias da margem leste brasileira) toda a placa sul-americana estava sob tensões extensivas com máximo estiramento aproximadamente leste-oeste. Essa condição levou às aberturas das anisotropias NS, NW e NE, enquanto as estruturas com direção próxima a EW tenderam a transcorrer (Figura 7.6B).

A partir da fase de deriva continental, na evolução sul atlântica e com a elevação da cadeia Andina a oeste da placa sul-americana todo o interior da placa fica submetida a uma compressão com eixo aproximado leste-oeste (com pequenas variações locais devido a anisotropias preexistentes). Esse arranjo resulta das forças em direção a leste, devida à subducção da placa pacífica por sobre a sul-america e forças em direção a oeste devida à abertura meso-atlântica com espalhamento da litosfera oceânica.

É sob esse arranjo de tensões compressivas que os processos neotectônicos são desenvolvidos. Nesse caso, deverão ser observadas as seguintes tendências: fechamento das estruturas norte-sul; abertura e transcorrência das estruturas próximas a EW e abertura / transcorrência alternadas nas estruturas NW e NE.

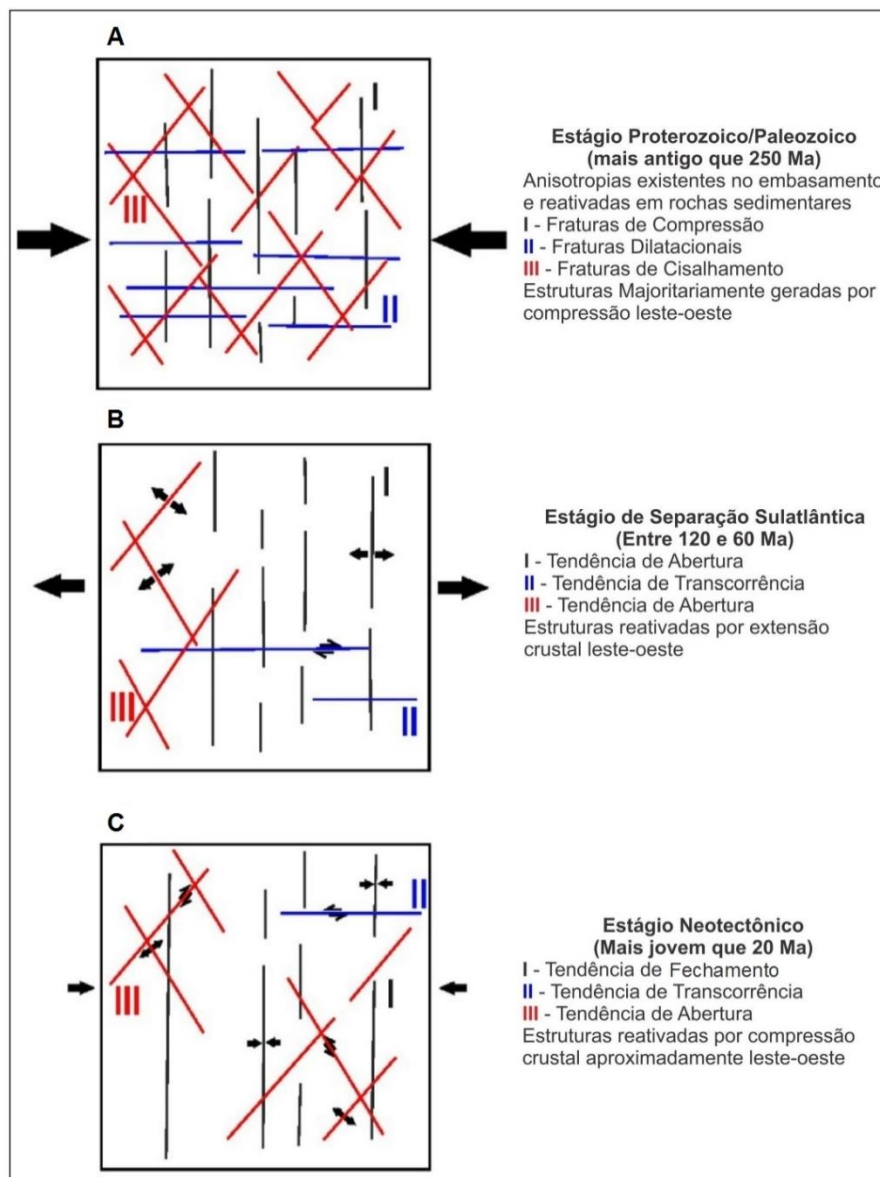
No caso das estruturas que são reativadas por transcorrências, devem-se levar em consideração os efeitos que esse movimento pode causar, principalmente nas grandes estruturas. A decomposição das forças nesse ambiente pode gerar grabens ou elevações crustais devido às pequenas inflexões dos planos submetidos ao movimento lateral entre os blocos.

No caso das estruturas com direções NE e NW, originalmente formadas no paleoproterozoico como pares conjugados de cisalhamento, deverá ocorrer uma alternância de efeitos, sendo que para um mesmo par, um conjunto de estruturas deverá transcorrer e o outro tenderá a se abrir e vice-versa (Figura 7.6C).

A atividade neotectônica deve ser ampliada em direção a oeste da região em estudo, uma vez que os efeitos da orogênese andina devem ficar mais intensos, o que é corroborado pela a sismicidade crescente em direção ao estado do Acre (onde são comuns eventos com magnitude maior que 4).

Uma análise mais detalhada das relações entre os sigmoides de deformação em diferentes escalas de observação indicam que a neotectônica regional se enquadra em um sistema rúptil destal de Riedel, com as estruturas de primeira ordem (NE-SW) correspondendo a falhas/fraturas do tipo Y (Figura 7.7), que condicionam a o traçado geral do médio-baixo curso do Rio Amazonas. Falhas/fraturas com direções NW-SE, WNW-ESE e EW, correspondem respectivamente às descontinuidades antitéticas R' e P', enquanto as últimas (EW) correspondem à fraturas de extensão do tipo T (Figura 7.7). As falhas/fraturas com direções em torno de ENE-WSW e NNE-SSW correspondem à descontinuidades sintéticas respectivamente do tipo R e P

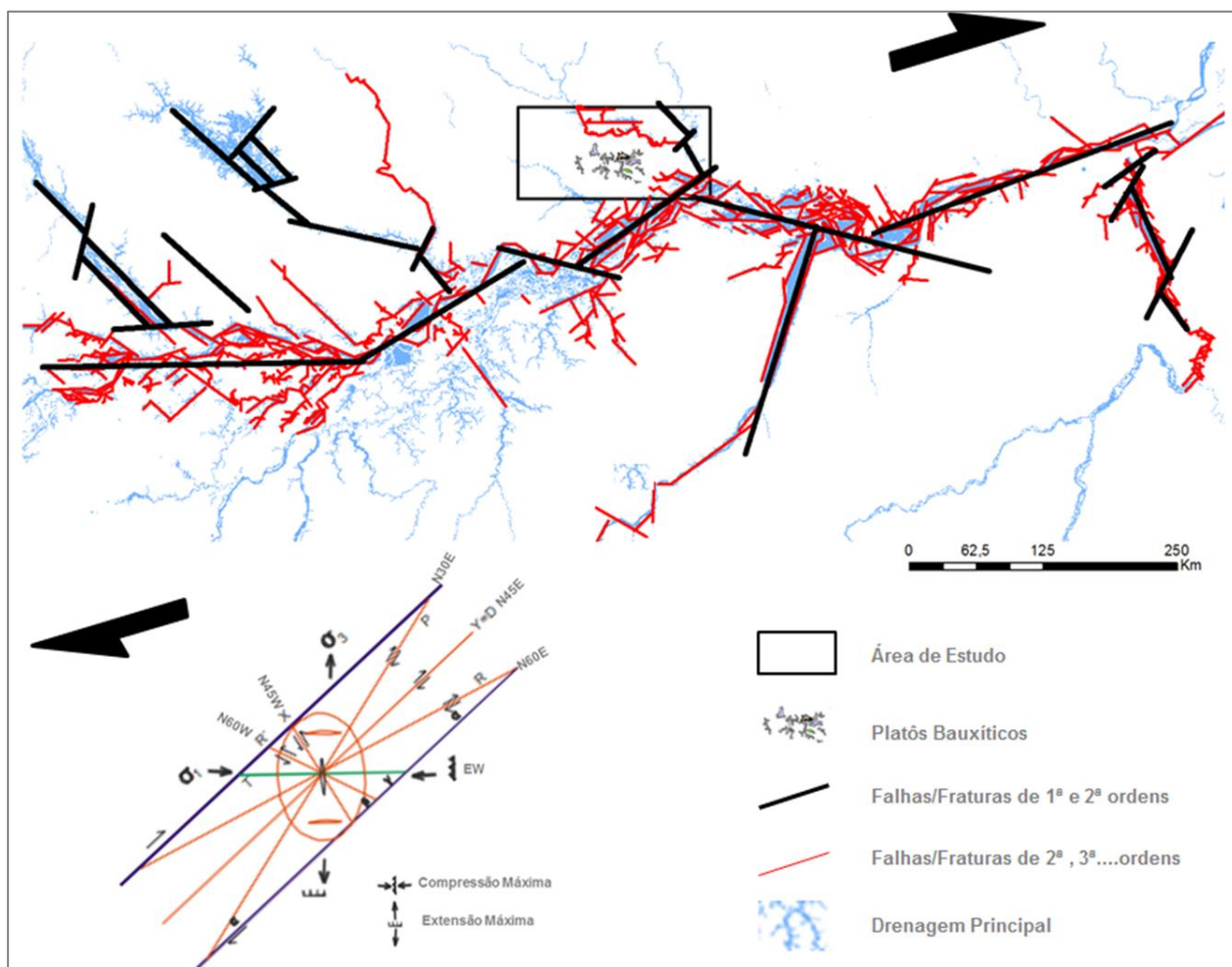
(Figura 7.7). O padrão em *zig-zague* característico do traçado do rio Amazonas corresponde a esse controle estrutural de acordo com o elipsoide de tensão com compressão EW destral.



**Figura 7. 6** Cinemática da deformação desde o substrato, passando pela reativação que culminou com a separação sul atlântica até o estágio tectônico atual caracterizado pela reativação neotectônica de anisotropias preexistentes (tamanho das setas proporcional a intensidade de deformação).

As feições rúpteis observadas nos perfis lateríticos dos depósitos bauxíticos do Rio Trombetas, promovem um progressivo rebaixamento da “Superfície Sul-Americana Modificada”, em direção a direção Sul-Sudeste (Figura 7.5). Outra feição peculiar observada ao longo dos planos de reativações neotectônicas é a criação, para a acomodação da deformação, de espaços vazios, incluindo macro porosidade secundária, observada em superfície e em subsuperfície (Figura 7.2A).

Interpretações similares foram obtidas por Santos & Souza (2015) em caracterização morfoestrutural na região nordeste do estado do Amazonas. De acordo com esses autores, o controle estrutural com direções preferenciais NW-SE, SW-NE, NNE-SSW e W-E permite explicar a distribuição das formas de relevo e drenagem, além da compartimentação dos perfis lateríticos na área por eles estudadas, colocando os prismas ou blocos mais rebaixados na porção Sul e os mais elevados na porção Centro-Norte.



**Figura 7.7** - Avaliação macrorregional da reativação neotectônica da região de confluência dos rios Trombetas, Tapajós e Amazonas na perspectiva de um sistema rúptil destal de Riedel, com discriminação das diferentes estruturas de reativação.

### 7.4.3 Estágios da Reativação Neotectônica

A reativação que é observada nas camadas mais rígidas da cobertura certamente afeta a camada de Argila de Belterra e o *top soil*, entretanto, por serem representadas por materiais plásticos sua preservação nos perfis e taludes não é materializada. Contudo, o abatimento de blocos (tanto local como regionalmente) da “Superfície de Aplainamento Sul Americana Modificada” (Platôs Bauxíticos), capeados pela Argila de Belterra/*top soil*, atesta atuação da neotectônica nos materiais mais jovens que as crostas ferruginosas e aluminosas. Levando em

consideração as idades relativas e absolutas obtidas em perfis lateríticos da região Amazônia é possível sugerir a atuação de processos neotectônicos significativos ao menos em quatro períodos:

- Relacionado com o primeiro grande evento de lateritização, desenvolvido no paleoceno-eoceno (35 - 55 Ma) responsável pela formação, na região do médio Rio Amazonas, dos grandes depósitos bauxíticos de Porto Trombetas e Juruti;
- Recorrência dos processos neotectônicos durante o mioceno por volta de 20 Ma;
- Retomada das atividades neotectônicas provavelmente relacionado com a elevação da Cadeia Andina e reversão transcontinental do Rio Amazonas, em torno de 6 a 10 Ma, com abatimentos e soerguimentos locais, promovendo a degradação e ou pedogenização de perfis lateríticos previamente formados nas áreas mais elevadas e sedimentação em planícies aluvionares e lagos formados nas áreas abatidas; e
- Exumação regional lenta e progressiva resultando no panorama de dissecação atual do relevo.

Esta proposta de reativação neotectônica em diferentes estágios se baseia nos resultados apresentados por: Sombroek (1966), Assad (1978), Krook (1979); Truckenbrodt *et al.* (1982), Kouschoubey & Lemos (1985), Kotschoubey & Truckenbrodt (1994), Kotschoubey *et al.* (2005a), Costa (1991), Costa *et al.* (2005), Lemos (1981), Lemos & Villas (1983), Souza & Kotschoubey (1991), Costa *et al.* (1991 e 1996), Vasconcelos *et al.* (1994), Maurity & Kotschoubey (1995), Ruffet *et al.* (1996) e Angélica (1996).

#### **7.4.4 Neotectônica e Hidrogeologia**

O quadro neotectônico apresentado também afeta as condições hidrogeológicas da região, em que o Sistema Aquífero Alter do Chão apresenta variação lateral do seu comportamento hidráulico e de fluxo, com a presença de aquíferos livres (nos vales e terras baixas) e semiconfinados (sob platôs lateríticos).

A influência das estruturas neotectônicas no condicionamento das águas subterrâneas foi abordada por Igreja (2012) para a região de Manaus. Esse autor conclui que após o encontro dos rios Negro e Solimões há inversão de fluxo do rio Amazonas em direção ao sistema Aquífero Alter do Chão em função da presença de camada de arenito silicificado que funciona como barreira ao fluxo.

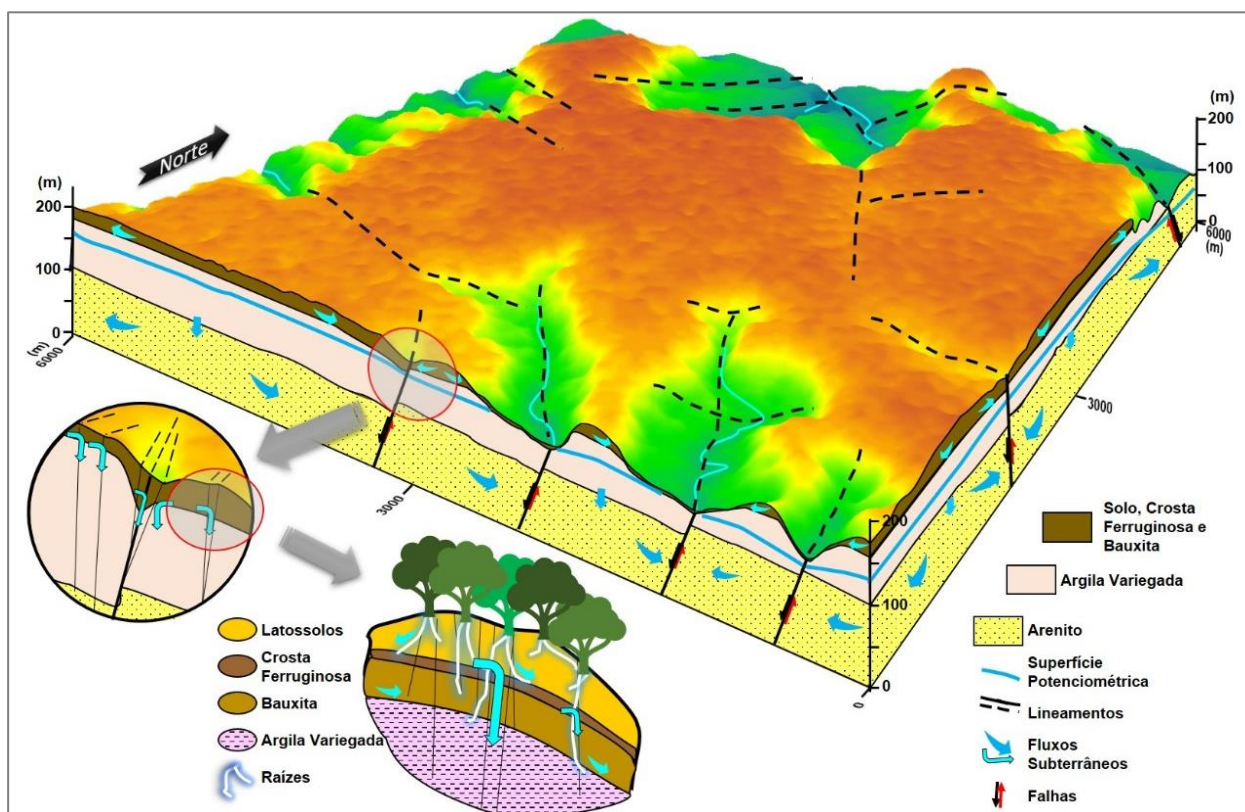
No caso da região de Porto Trombetas as estruturas neotectônicas resultam na maior interação entre o aquífero representado por todo o pacote que preserva os platôs com o aquífero regional sotoposto. A camada semiconfinante é composta por um pacote heterogêneo representado majoritariamente pelos sedimentos pelíticos representados por argilitos e folhelhos situados abaixo da bauxita e Argila de Belterra. Do ponto de vista exclusivamente descritivo,

essa camada deveria se comportar como um aquífugo e assim o aquífero regional deveria funcionar hidráulicamente como um aquífero totalmente confinado. Contudo estudos hidrogeológicos conduzidos por Azevedo & Campos (submetido) mostram que o reservatório subterrâneo regional se comporta como um aquífero semiconfinado com contribuição de água armazenada no aquítarde.

A maior conexão hidráulica entre a camada confinante e o aquífero sotoposto é vinculada à atividade neotectônica da região que resulta na criação de planos preferenciais de fluxo que ampliam a drenança da água do aquítarde para o aquífero confinado.

Os fluxos entre aquítarde e aquífero semiconfinado ainda são favorecidos pela estrutura esponjosa das camadas de crostas do perfil laterítico (ferruginosa e aluminosa), e por fatores bióticos, principalmente associados à densa cobertura florestal. Processos de bioturbação provocados por sistemas radiculares de espécies florestais podem ser observados em profundidades superiores a 15 metros.

Na Figura 7.8 é apresentado um modelo esquemático proposto para as conexões hidráulicas e os padrões de fluxos que se estabelecem nas áreas de estudo.



**Figura 7.8** - Bloco diagrama esquemático mostrando os diferentes padrões de fluxo e conexão hidráulica

## 7.5 Conclusões

A região de Porto Trombetas como nas demais áreas da Amazônia brasileira apresenta fortes evidências e registros da atividade neotectônica. Os principais argumentos que mostram a atuação de esforços recentes e desenvolvimento de estruturas neotectônicas são: linearidade dos cursos d'água superficiais, assimetria dos vales fluviais, presença de estruturas tipo *slickensides* em crostas ferruginosas, fraturas e falhas em crostas ferro aluminosa/bauxita e escalonamento dos platôs em direção à calha principal do rio Amazonas.

A atividade neotectônica na região se desenvolve em um contexto compressivo causando reativação principalmente de estruturas EW, NW e NE. As estruturas com direção próxima a NS tendem a se fechar e a presença de lineamentos nessa direção deve ser herdada do período em que se deu a separação sul atlântica. A avaliação da neotectônica como um sistema destal de Riedel possibilita a explicação do desenvolvimento da maior parte das direções de lineamentos regionais da região.

As principais implicações da estruturação neotectônica na região incluem: i) o desmantelamento dos platôs, resultando no retrabalhamento com erosão e eliminação dos perfis lateríticos, inclusive dos depósitos de bauxita; ii) a ampliação da conexão hidráulica entre o aquítarde e o aquífero sotoposto, em função do aumento da drenança de água do aquítarde para o aquífero; iii) a configuração da compartimentação geomorfológica regional em platôs + encostas + terras baixas + planícies aluviais; e iv) e conformação reticulada da rede de drenagem.



## 8. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES FINAIS

Este capítulo sintetiza e analisa de forma conjunta os principais resultados contidos nos manuscritos, buscando a integração dos estudos numa perspectiva de fomentar a aplicação do conhecimento hidrogeológico adquirido e de estimular novas pesquisas. Ainda propõe referenciais para alguns parâmetros de monitoramentos dos impactos ambientais potenciais da mineração de bauxita sobre o SAAC.

### 8.1 Integração dos Estudos

Paradoxalmente ao previsto anteriormente à pesquisa, em que a baixa condutividade hidráulica da camada de argila variegada deveria potencializar interfluxo em detrimento da recarga, os resultados realçaram as interações e o funcionamento sistêmico entre o aquítarde, formado por essa camada, e o aquífero regional.

Os dados hidroquímicos expressam a restrita mineralização das águas e a predominância de valores de pH naturalmente ácidos. Ao serem tratados por meio de análise multivariada possibilitam interpretações relativas ao tempo de permanência das águas no sistema, sugerindo a predominância de fluxos regionais nos perfis dos platôs, que incluem o aquítarde, e de fluxos locais nas encostas desses domínios, onde o sistema se dá de forma livre.

As relações isotópicas diferenciais obtidas para os isótopos estáveis (Deutério e de  $^{18}\text{O}$ ) indicam que o sistema é abastecido por meio de recarga direta originária da infiltração de águas de chuvas locais.

Os teores de Trítio nas águas do aquítarde e do aquífero demonstram que o aquífero é constituído por misturas de águas das últimas décadas (até 60 anos) e de águas mais recentes. A avaliação desses teores também indica contribuição do aquítarde para o aquífero, realçando a dinâmica hídrica existente entre esses dois ambientes.

As porosidades determinadas por meio de estudos petrográficos definem o comportamento hidráulico da zona vadosa do sistema. Contrastando com a camada mais superficial (horizonte A), onde a estruturação e o elevado teor de matéria orgânica resultam nas maiores condutividades hidráulicas, o horizonte da Argila de Belterra (horizonte B<sub>w</sub> - laterítico), apesar de expressar uma porosidade total em torno de 20%, apresenta a maior capacidade de retenção da água de infiltração, promovida pelo predomínio de pequenos poros. Percebe-se, no entanto, influência da bioturbação, especialmente de sistemas radiculares, no condicionamento de outros espaços no solo que tendem a favorecer o fluxo hídrico nesse horizonte. No horizonte constituído pelas crostas de ferro e alumínio, assim como pela própria bauxita, as porosidades provenientes de canais conectados na forma de redes, com variações entre 30 e 45%, justificam os valores de condutividades hidráulicas mais elevados do que no horizonte anterior. Esses arranjos de porosidade, seguidos das respectivas propriedades hidráulicas, ressaltam as funções

dos perfis lateríticos das áreas de estudos, tanto na proteção das águas subterrâneas, como na regulação das recargas.

Considerando-se o somatório das condições de fluxos, das propriedades hidráulicas advindas da porosidade e das condições pedogeológicas, percebe-se que o sistema possui dois modelos de recarga, a saber: a) definido como pulso de infiltração (*piston flow model*), relacionado ao abastecimento do aquítarde nos domínios dos platôs ou do próprio aquífero quando da recarga nas feições das encostas; e b) relacionado à movimentação de água do aquítarde para o aquífero na forma de drenança, ou seja, com contribuição de água armazenada no aquítarde.

As estimativas das taxas de recarga do Aquífero Alter do Chão indicam valores do sistema semiconfinado por aquítarde (197.400 a 296.100 m<sup>3</sup>/ano/km<sup>2</sup>) inferiores ao de sistemas livres (352.800 a 529.200 m<sup>3</sup>/ano/km<sup>2</sup>). No entanto, correlações entre os resultados dos monitoramentos potenciométricos e pluviométricos confirmam a maior capacidade das áreas com perfis lateríticos na regulação dos fluxos subterrâneos. Frente às projeções de alterações no regime pluviométrico da Amazônia, essa capacidade é particularmente importante, uma vez que as diminuições das taxas de recarga ocorreriam de forma não linear.

No entanto, devido a cobertura florestal e os processos de bioturbação dela decorrentes serem fatores determinantes na taxa de recarga desses ambientes, tal capacidade de regulação pode ser sensivelmente afetada por práticas de desmatamento e de alterações nas formas de uso e ocupação. Alterações promovidas por atividades minerárias, que envolvem desmatamento e alterações no próprio perfil laterítico, apontam que as reduções nas taxas de recarga de lateritos bauxíticos se aproximam de 50%. Nesse contexto é importante que os processos de recuperação das áreas degradadas, além dos critérios e parâmetros de meio biótico, os quais têm se consolidado na literatura ao longo dos anos, também passe a agregar critérios e parâmetros de meio físico, particularmente daqueles relacionados ao restabelecimento das condições hidrodinâmicas do sistema subterrâneo.

Os processos neotectônicos na região, registrados por meio de falhas subverticais, N30-45W (Gráben Trombetas) e N30-45E (queGráben do Tapajós), e por sistemas de fraturamentos EW e N60E (subordinadamente), sugestionam dois aspectos relacionados à hidrogeologia nas áreas de estudo, a saber: a) ocorrência de anisotropias na condutividade hidráulica nos perfis lateríticos provocadas por falhas ou fraturas, de maneira a favorecer os fluxos subterrâneos do sistema, incluindo no aquítarde; e b) definição de escalonamentos geomorfológicos em direção à calha do rio Amazonas, com diminuição das dimensões e das elevações dos platôs lateríticos na direção sul, resultando em menor capacidade de regulação dos fluxos.

## 8.2 Aplicações para o Monitoramento Ambiental das Atividades de Mineração de Bauxita

### *Hidroquímica*

A partir dos dados da pesquisa, os parâmetros de maior representatividade estatística na matriz hidroquímica das águas são: pH, Condutividade Elétrica (CE), Sílica ( $\text{SiO}_2$ ),  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{Cl}^-$ .

Apesar dos estudos apontarem que as operações de extração de bauxita não produzem alterações nas fácies hidroquímicas das águas subterrâneas, alguns desses parâmetros físicos e inorgânicos se destacam para fins de avaliações sobre a qualidade ambiental dos ambientes afetados por esse tipo de mineração.

A CE e a  $\text{SiO}_2$  são naturalmente importantes por testemunharem, respectivamente, as condições de fluxo do sistema (Fetter 2001) e os efeitos do processo de intemperismo da região (Horbe *et al.* 2016). Enquanto as águas do aquífero tendem a maiores valores de CE, sugerindo a ação do maior tempo de permanência das águas no sistema, as águas das nascentes tendem a uma maior concentração média de  $\text{SiO}_2$ , indicando a saída do sistema do produto mais estável proveniente do intemperismo.

A importância do Al se deve à toxicidade a ele associada. Embora o contexto mineralógico favoreça à estabilidade desse elemento na forma de oxi-hidróxidos, a possibilidade de especiação iônica em função de variações no equilíbrio ácido-base não deve ser descartada (Stum & Morgan 1995). O mesmo ocorre com o Fe que, embora não tenha obtido expressividade estatística, assim como o Al, também é abundante na mineralogia local e apresenta potencial de especiação na forma iônica tanto por influência do equilíbrio ácido-base como do equilíbrio de oxirredução tornando fundamentais as avaliações do pH e do Eh.

A relação da condição natural de acidez das águas com as especiações do Carbono (Manaham 1991, Obiefuna & Sheriff 2011), compreendidas nas áreas de estudo pelas fases do  $\text{CO}_2$  dissolvido, originário da decomposição e oxidação da matéria orgânica e da respiração das raízes das plantas, e do ânion  $\text{HCO}_3^-$ , faz com que esses parâmetros também devam ser considerados na avaliação do equilíbrio ácido-base do sistema.

O  $\text{Ca}^{2+}$  e ao  $\text{Mg}^{2+}$ , por serem provenientes de fontes externas são testemunhos da relação existente entre a cobertura florestal e o sistema aquífero, podendo ser empregados como indicadores do reestabelecimento da ciclagem de nutrientes em áreas de mineração que estejam em processos de recuperação ambiental. Reis (2006), em pesquisa realizada na região, atribui a disponibilidade de Ca e Mg no solo de áreas em avançado processo de recuperação ambiental à ciclagem biogeoquímica.

O  $\text{NO}_3^-$ , apesar da relação natural com as atividades biogeoquímicas, tem relevância como indicador de alterações antrópicas, assim como o  $\text{Na}^+$  e o  $\text{Cl}^-$ .

Nesse contexto, é possível propor valores referenciais para os seguintes parâmetros das águas subterrâneas do SAAC e que estejam sob a influência de atividades de extração de bauxita: CE, pH, Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, e SiO<sub>2</sub>.

Para o Eh, pelo fato de não se dispor de dados analíticos, adotando-se com referência a faixa de transição do diagrama de Eh-pH para o Ferro (Brookins 1988), com concentração na ordem de 10<sup>-6</sup> meq/L e pH de 5,4, além dos resultados obtidos por Horbe & Oliveira (2008) em estudos sobre a hidroquímica de igarapés de água preta do nordeste do Amazonas.

Os referenciais propostos (Tabela 8.1) constituem uma opção de critério técnico para as avaliações relativas à qualidade ambiental das águas do SAAC em lateritos bauxíticos, porém, não devendo prescindir da definição dos *baselines*. São recomendados para monitoramentos hidroquímicos em áreas afetadas exclusivamente pelas operações de extração da bauxita, sem contemplar fontes advindas de atividades de natureza industrial e/ou domésticas desenvolvidas em apoio à mineração, as quais demandam complementações com outros parâmetros, inclusive por exigências legais, a exemplo de turbidez (águas superficiais e subterrâneas), óleos e graxas, Demanda Bioquímica de Oxigênio (DBO), Oxigênio Dissolvido (OD) e cor aparente (águas superficiais).

**Tabela 8. 1** - Parâmetros físicos e inorgânicos referenciais para o controle ambiental das águas subterrâneas do SAAC em áreas de extração de bauxita.

| Parâmetro                           | Nascentes |               | Aquífero regional |               |
|-------------------------------------|-----------|---------------|-------------------|---------------|
|                                     | Média     | Desvio Padrão | Média             | Desvio Padrão |
| pH                                  | 5,50      | 0,50          | 5,40              | 0,50          |
| CE (µS/cm)                          | 9,10      | 2,20          | 18,40             | 3,90          |
| Ca <sup>2+</sup> (mg/L)             | 0,07      | 0,09          | 0,40              | 0,40          |
| Mg <sup>2+</sup> (mg/L)             | 0,09      | 0,06          | 0,20              | 0,20          |
| K <sup>+</sup> (mg/L)               | 0,30      | 0,30          | 0,40              | 0,40          |
| Al <sup>3+</sup> (mg/L)*            | 0,07      | 0,03          | 0,07              | 0,03          |
| Fe <sup>2+</sup> (mg/L)*            | 0,06      | 0,08          | 0,06              | 0,08          |
| SiO <sub>2</sub> (mg/L)             | 5,60      | 1,49          | 3,90              | 3,09          |
| NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L) | 0,40      | 0,30          | 0,10              | 0,12          |
| Cl (mg/L)                           | 1,23      | 0,53          | 0,9               | 0,35          |
| Eh (mV)                             | ≥ 150     |               | ≥ 150             |               |

(\*) Por disposições normativas, os teores máximos de Fe<sup>2+</sup> e Al<sup>3+</sup> são, respectivamente, 0,3 mg/L, 0,2 mg/L. e 0,1 mg/L.

### **Piezometria**

Sendo a piezometria um parâmetro hidrodinâmico extremamente relevante para os estudos de fluxo dos sistemas aquíferos (Fetter 2001, Healy 2010), as avaliações das variações anuais nos níveis das águas ( $\Delta h$ ) nos três ambientes estudados possibilitaram a verificação da evolução do comportamento da recarga entre os anos de 2010 e 2016, consideradas a precipitações anuais para esse mesmo período, assim como as formas de distribuição das chuvas.

Mesmo não havendo diferenciação estatística para o conjunto dos valores anuais de  $\Delta h$  dos platôs, ao se considerar os valores médios de cada poço para o período de monitoramento evidencia-se nítido afastamento dos valores para o Platô Aviso (0,8 m), afetado pela atividade minerária, com relação aos valores dos platôs Monte Branco (1,6 m) e Aramã (1,7m), cujos sítios pesquisados ainda não haviam sido afetados até o momento da pesquisa. Apesar do Platô Aviso se encontrar em processo de recuperação ambiental, há indicativos de que as condições hidrodinâmicas subterrâneas afetadas pela atividade minerária ainda não foram restabelecidas.

Infere-se que a menor taxa média de recarga para o Platô Aviso seja reflexo das operações de desmatamento e decapeamento (alteração do perfil do solo), capazes de provocarem variações nas componentes de infiltração e de escoamento superficial, sendo que o atual estágio da recuperação ambiental ainda não culminou com o restabelecimento das condições hidrológicas. Carvalho (2012), em estudos realizados em Manaus, discorre sobre a contribuição da formação florestal na hidrogeologia do Aquífero Alter do Chão; Krishnaswamy *et al.* (2013) abordam sobre a influência dos usos do solo em região de floresta tropical úmida na Índia, onde nas condições de cobertura florestal original há maior estabilidade e duração dos processos de infiltração e de recarga; e Grigg (2016), em estudo na Austrália, constata alterações nos processos hidrológicos e hidrogeológicos advindos das operações da mineração de bauxita, ressaltando, no entanto, o restabelecimento desses processos após alguns anos de recuperação ambiental das áreas afetadas.

Em razão das evidências de alterações nos fluxos e na recarga do aquífero provocados pelas operações da extração de bauxita, o monitoramento piezométrico demonstra-se indispensável para acompanhamento da hidrodinâmica do sistema subterrâneo.

Embora o sistema aquífero dos platôs lateritos bauxíticos seja do tipo intergranular, as condições de anisotropia demandam a implantação de mais de um poço de monitoramento do SAAC por platô. Avalia-se como suficiente um poço disposto em área onde se tenha uma maior homogeneidade nas cotas do terreno (porção mais central do platô), além de um conjunto de poços nas proximidades das bordas desses platôs. O número dos poços de monitoramento nas bordas deve ser definido considerando as dimensões dos platôs e a densidade de redes de drenagem nas encostas, que resultem em nascentes perenes nas bases dessas elevações. Para fins de um eventual estudo de balanço hídrico, a localização de cada um desses poços deve levar em conta a sub-bacia delimitada a partir das nascentes principais que fluem do platô, as quais necessitam contar com monitoramento de vazões.

Tendo em vista que a grandeza dos valores de condutividade hidráulica das áreas de estudo é na ordem de cm/dia, medições com periodicidade mensal tendem a representar bem as alterações potenciométricas. Na hipótese de limitações de logística e de custo, a periodicidade

para os poços próximos às bordas dos platôs pode ser flexibilizada, porém, devendo-se observar a sazonalidade climática e a cronologia com o monitoramento das vazões das nascentes. Não se pode desconsiderar a possibilidade de uso de transdutores de pressão para se realizar a medição automática dos níveis.

A obtenção de séries de dados que caracterizem *baseline* é essencial para interpretações mais aprofundadas sobre a interferência da mineração na hidrodinâmica do ambiente subterrâneo. Portanto, o monitoramento deve ser iniciado previamente a qualquer intervenção nas áreas. Em virtude das variações anuais nos volumes de precipitação que são observadas na Amazônia, quanto mais amplo for o período de monitoramento melhor será a qualidade do conjunto de dados. Quatro anos civis completos ou três anos hidrológicos é entendido como um período mínimo de monitoramento para a definição de *baseline* potenciométrico.

Esse tipo de procedimento metodológico já é desenvolvido na área do estudo de caso, restando, no entanto, o refinamento dos critérios que definem o número de poços a serem monitorados, bem como as respectivas localizações, visando à otimização da representatividade do sistema.

O monitoramento continuado por unidade de extração é outro fator relevante para a sustentação de avaliações mais assertivas sobre o comportamento da hidrodinâmica do sistema. Daí a importância de serem planejados, construídos e operados poços de monitoramento piezométrico que possibilitem medições ininterruptas desde a etapa de definição de *baseline* até a etapa de recuperação da área degradada pela mineração, sem haver interrupções durante a fase de lavra. Para tanto, podem ser destacadas áreas com baixa mineralização ou menor importância econômica (camadas de bauxita pouco espessas), uma vez que as adjacências desse tipo de poço de monitoramento ininterrupto deverão ser preservadas das operações de extração mineral.

Quanto aos aspectos construtivos dos poços, é importante que se assegure a integridade sanitária, por meio da construção de lajes de proteção na boca do poço, e o isolamento do aquífero em relação ao aquífero e a eventuais aquíferos suspensos, utilizando-se de revestimento, cimentação e aplicação de pré-filtro e filtro apenas na zona de interesse de monitoramento.

Mesmo admitidas as limitações da pesquisa no que se refere ao número de sítios de monitoramento, os resultados obtidos durante os sete anos de monitoramento possibilitam a proposição de referenciais sobre as variações anuais dos níveis estáticos das águas subterrâneas do SAAC ( $\Delta h$ ) nas áreas de estudo, levando-se em conta os acumulados de chuva nos meses de maior representatividade pluviométrica, ou seja, fevereiro, março e abril (Tabela 8.2).

**Tabela 8.2** - Referenciais para monitoramentos de  $\Delta h$  anuais do SAAC na área de estudo.

| PRECIPITAÇÃO (mm)<br>( $\Sigma$ fev, mar e abr) | $\Delta h$ (m)                         |  |
|---|--|--|
|   | Área sem perturbação<br>pela mineração | Área em processo de<br>recuperação ambiental |
| $\geq 1000$                                     | $\geq 3,0$                             | $\geq 1,5$                                   |
| $\geq 750 < 1000$                               | $\geq 1,0 < 3,0$                       | $\geq 0,5 < 1,5$                             |
| $\geq 500 < 750$                                | $\geq 0,0 < 1,0$                       | $\geq 0,0 < 0,5$                             |

A evolução temporal dos valores de  $\Delta h$  das áreas afetadas pela mineração de bauxita na Amazônia, tratadas na forma de análise de tendência, pode ser empregada como um índice de avaliação do restabelecimento da hidrodinâmica subterrânea durante o processo de recuperação ambiental. Diferentemente das componentes flora e fauna, inexistem parâmetros hidrogeológicos objetivos, ou mesmo hidrológicos, capazes de subsidiarem esse tipo de avaliação, portanto, tornando-a quase que totalmente abstrata e discricionária no âmbito dos procedimentos de licenciamento ambiental.

### 8.3 Recomendações

Os resultados até então produzidos possibilitaram o delineamento dos padrões de fluxos, das formas de recarga e do comportamento hidroquímico dos ambientes subterrâneos nos domínios de platôs lateríticos bauxíticos, bem como contribuíram para fundamentação da premissa de funcionamento sistêmico do Aquífero Alter do Chão. No entanto, o tema abordado é capaz de render pesquisas mais aprofundadas com potencial para produzir conclusões ou possibilidades diferentes.

Considerada a representatividade territorial do SAAC e as relações que com ele se estabelecem, predominantemente de naturezas hidroclimatológicas e hidro-ecológicas, o aprofundamento das pesquisas sobre esse sistema, além da notável relevância científica, deve ser entendido como estratégico seja sob o ponto de vista de reserva hídrica ou da relação que mantém com a conservação e gestão sustentável de outros recursos naturais da Amazônia.

Daí a importância de se fomentar ações voltadas a ampliação das redes oficiais de monitoramento desse sistema, de maneira a se obter uma maior representatividade das áreas de ocorrência do SAAC e que envolvam ambientes em condições de pressão livre, de confinamento e de semiconfinamento.

Estabelecer as reservas e disponibilidades hídricas a partir de séries de medidas mais amplas é outro aspecto importante, pois permite a minimização dos efeitos climáticos extremos. Dados de medições durante períodos mais prolongados também serão úteis para alimentação de modelos sobre as eventuais mudanças climáticas e seus efeitos.

Além dos resultados relevantes, os materiais e métodos adotados nesta pesquisa despertam para a oportunidade de conciliação da aquisição de dados para monitoramentos

ambientais com a produção científica. Enquanto muitas pesquisas são limitadas pelos custos da geração de dados, principalmente em regiões longínquas como a Amazônia, diversos dados são produzidos por monitoramentos ambientais, incluindo séries temporais, mas cujo emprego é restrito a avaliações de natureza técnica. Acordos de cooperação entre instituições de pesquisa e órgãos ambientais que determinem protocolos para a geração dos dados, adicionados ao adequado tratamento estatístico e de auditorias dos conjuntos de dados por meio de amostragens representativas e estrategicamente estabelecidas, podem minimizar sobremaneira os riscos relacionados ao rigor científico, culminando com uma alternativa importante para o incremento do conhecimento científico em várias áreas.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber, A.N. 2002. Bases para o estudo dos ecossistemas da Amazônia brasileira. *Estudos Avançados*, **16**(45):7-30.
- Adiansyah, J.S.; Rosano, M.; Vink, S.; Keir, G.; Stokes, J.R. 2016. Synergising water and energy requirements to improve sustainability performance in mine tailings management. *Journal of Cleaner Production*, **133**:5-17.
- Aguiar, C. J. B.; Horbe, M. A.; Rosa Filho, S. F.; Lopes, E. S.; Moura, U. F.; Andrade, N. M.; Diógenes, H. S. 2002. *Carta hidrogeológica da cidade de Manaus*. Manaus, CPRM, Relatório Interno, p. 1-4.
- Albra, J. M. F (Ed.). 2010. Recuperação de áreas mineradas. 2ª edição. EMBRAPA Informação Tecnológica, Brasília, 326 p.
- Al-Charideh, A.; Kattaai, B. 2016. Isotope hydrology of deep groundwater in Syria: renewable and non-renewable groundwater and paleoclimate impact. *Hydrogeology Journal*, **24**:79-98.
- Almeida, D.S.G.; Silva, F.A.N.G.; Santos, C.G.M.; Medeiros, M.E.; Sampaio, J.A.; Garrido, F.M.S. 2012. Estudo de beneficiamento químico e físico e caracterização de bauxitas do Pará. *Holos*, **28**(5):115-124.
- Amanajás, J.C.; Braga, C.C. 2012. Padrões espaço-temporal pluviométricos na amazônia oriental utilizando análise multivariada. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **22**(4):423-434.
- Amaral, F.R.; Silva, C.L.; Maia, T.A.; Val, P.F.A.; Ribeiro, O.L.; Morales, N. 2009. Controle neotectônico no paleocanal do Tarumã-Mirim, noroeste de Manaus (AM). In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Ouro Preto, SBG, Anais, p. 56
- Ana - Agência Nacional de Águas. 2005a. *Caderno de Recursos Hídricos: Disponibilidade e Demandas de Recursos Hídricos no Brasil*. Coordenação Geral: João Gilberto Lotufo Conejo. Coordenação Executiva: Bolivar Antunes Mattos. Brasília, ANA, 123 p.
- Ana - Agência Nacional de Águas. 2005b. *Panorama da qualidade das águas subterrâneas no Brasil*. Coordenação Geral: João Gilberto Lotufo Conejo. Coordenação Executiva: Marcelo Pires da Costa, José Luiz Gomes Zoby. Brasília: ANA, 80 p.
- Ana - Agência Nacional de Águas. 2006. *A gestão dos recursos hídricos e a mineração*. Coordenação Geral: Instituto Brasileiro de Mineração. Organizadores: Antônio Félix Domingues; Patrícia Helena Gambogi Boson; Suzana Alípa. Brasília: ANA, 334 p.
- Ana - Agência Nacional de Águas. 2010. *Atlas Brasil - Abastecimento urbano de água - Panorama nacional*. V.2. Brasília, ANA, 88 p.
- Ana - Agência Nacional de Águas. 2015a. *Avaliação dos Aquíferos das Bacias Sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e Cidades Pilotos (escala 1:50.000)*. V. I: Geologia da Província Hidrogeológica do Amazonas. Brasília, ANA, 130 p.
- Ana - Agência Nacional de Águas. 2015b. *Avaliação dos Aquíferos das Bacias Sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e Cidades Pilotos (escala 1:50.000)*. V. I: Hidrogeologia e Modelo Numérico do PHA Brasil. Brasília: ANA, 331 p.
- Andriotti, J.L.S. 2010. *Interpretação de dados de prospecção geoquímica com o auxílio de estatística*. Porto Alegre, CPRM, 73 p.

Angélica, Rômulo Simões. 1996. *Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás: depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras*. Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 138 p.

Anyah, R. O.; Forootan, E.; Awange, J. L.; Khaki, M. 2018. Understanding linkages between global climate indices and terrestrial water storage changes over Africa using GRACE products. *Science of the Total Environment*, **635**:1405-1416.

Anyah, R.O.; Forootan, E.; Awange, J.L.; Khaki. 2018. Understanding linkages between global climate indices and terrestrial water storage changes over Africa using GRACE products. *Science of the Total Environment*, **635** :1405-1416.

Assad, R. 1978. Depósitos de bauxitas na Amazônia. In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, SBG Anais, v. 6, p. 2511-2519.

Azevedo, J.H.; Campos, J.E.G. Flow patterns and aquifer recharge controls under the amazon rainforest influence: the case of the Alter do Chão Aquifer System. Submitted (*CATENA manuscript number 8245*).

Azevedo, R.P. 2006. Uso de água subterrânea em sistema de abastecimento público de comunidades na várzea da Amazônia central. *Acta Amazonica*, **36**(3):313-320.

Balan, E.; Allard, T.; Fritsch, E.; Selo, M.; Falguères, C.; Chabaux, F.; Pierret, M-C.; Cala, G. 2005. Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(9):2193–2204.

Barata, C.F., Caputo, M.V., 2007. Geologia do petróleo da Bacia do Solimões “O Estado da Arte”. In: 4º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás. Campinas, ABPG, Anais *1.1.0147*, p. 1-10.

Bertol, G.A.; Camargo, C.C.; Velásquez, L.M.N.; Branco, O.E.A.; Cota, S.T.S. 2006. Aplicação do método do cálculo do balanço hídrico na avaliação da recarga no aquífero Baúru em Araguari-MG. *Revista Brasileira de Águas Subterrâneas* (Suplemento Anais do 14º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas). Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/issue/view/1185>.

Bertolo, R.; Hirata, R.; Sracek, O. 2006. Geochemistry and geochemical modeling of unsaturated zone in a tropical region in Urânia, São Paulo state, Brazil. *Journal of Hydrology*, **329**:49-62.

Beyer, M., Jackson, B., Daughney, C., Morgenstern, U., Norton, K. 2016. Use of hydrochemistry as a standalone and complementary groundwater age tracer. *Journal of Hydrology*, **543**:127-144.

Bitar, O.Y. 1997. *Avaliação da recuperação de áreas degradadas por mineração na região metropolitana de São Paulo*. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 185 p.

Boaventura, G.R.; Freitas, A.L.S. 2005. Inorganic parameters as water quality indicators in acidic groundwater in a tropical region - Brasília-DF (Brazil). *Water, Air, & Soil Pollution* **171**(1):135-151.

Boulangé, B.; Carvalho, A.; Melfi, A. 1990. Geochemical characteristics of African and Brazilian bauxites deposits: SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> system and Ti, Cr, V and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> relations. *Chemical Geology*, **84** (special issue):30-32.

Brandt – Meio Ambiente, Meio Ambiente. 2006. *Informações Complementares aos Estudos para Licenciamento ambiental - Avaliação Geotécnica e Drenagem Superficial da Área do Platô Bacaba*. Oriximiná, BRANDT, 36p.

- Brandt – Meio Ambiente. 2007. *Estudo de Impacto Ambiental - EIA: Mineração de bauxita nos platôs Bela Cruz, Aramã, Greig, Teófilo, Cipó e Monte Branco*. Oriximiná, BRANDT, 301 p.
- Brasil, 1989. Decreto 98704. Disponível em: [http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/decreto/1980-1989/D98704.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/1980-1989/D98704.htm).
- Brasil. 1981, Lei 9638. Disponível em: [http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/leis/L9433.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L9433.htm).
- Brasil. 1988. Constituição da República Federativa do Brasil. Disponível em: [http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/constituicao/constituicaocompilado.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/constituicao/constituicaocompilado.htm).
- Bray, E.L. 2017. Bauxite and Alumina. In: U.S.G. Survey (Ed.). In: Mineral Commodity Summaries. *US Geological Survey*. Reston, p. 33.
- Brkić, Z., Briški, M., Marković, T., 2016. Use of hydrochemistry and isotopes for improving the knowledge of groundwater flow in a semiconfined aquifer system of the Eastern Slavonia (Croatia). *Catena*, **142**:153-165
- Brookins, D.G. 1988. *Eh-pH Diagrams for geochemistry*. Springer-Verlag Berlin Heideberg, New York, 176 p.
- Callisto, M.; Esteves, F.A. Macroinvertebrados bentônicos em dois lagos amazônicos: Lago Batata (um ecossistema impactado por rejeito de bauxita) e Lago Mussurá (Brasil). 1996. *Acta Limnologica Brasiliensia*. **8**:137-147.
- Campos, J.E.G. 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(1):41-48.
- Campos, J.E.G.; Xavier, T.O.; Freitas-Silva, F.H.F. 2016. Registros de atividade neotectônica no Distrito Federal. *Geociências*, **35**(2):203-219.
- Campos, M.C.C.; Ribeiro, M.R.; Souza Júnior, V.S.; Ribeiro Filho, M.R.; Costa, E.U.C. 2010 Segmentos de vertente e atributos do solo de uma toposequência na região de Manicoré, AM. *Revista Ciência Agronômica*, **41**:501-510.
- Caproni, A.L.; Franco, A.A.; Berbara, R.L.L.; Trufem, S.B.; Grnha, J.R.D.; Monteiro, A.B. 2003. Ocorrência de fungos micorrízicos arbusculares em áreas revegetadas após mineração de bauxita em Porto Trombetas, Pará. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, **38**(12):1409-1418.
- Caputo M.V., Rodrigues R., Vasconcelos D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e atualização. In: 26º Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Anais, p. 35-46.
- Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern basin of Brazil*. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 583 p.
- Caputo, M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. In: Nascimento, R. S. C.; Horbe, A. M. C.; Almeida, C. M. (Org.). Contribuição à Geologia da Amazônia. Manaus, *SBG - Núcleo Norte*, v. 7, p. 7-23.
- Caputo, M.V.; Soares, E.A.A. 2016. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. *Brazilian Journal of Geology*. **46**(2):301-328.
- Carrera-Hernández, J.J.; Smerdong, B.D.; Mendoza, C.A. 2012. Estimating groundwater recharge through unsaturated flow modelling: Sensitivity to boundary conditions and vertical discretization. *Journal of Hydrology*, **452**:90-101.

- Carvalho, J.S., 2012. *Caracterização hidrogeológica da região a norte da cidade de Manaus, com base em informações geofísicas (resistividade elétrica), geológicas e geomorfológicas*. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 157 p.
- Chamberlin, T.C. 1897. The method of multiple working hypotheses: *Journal of Geology* **5**:837-848.
- Clark, I.D., Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, New York, 328 p.
- Conama, Conselho Nacional do Meio Ambiente. 1986. Resolução 001. Disponível em: <http://www2.mma.gov.br/port/conama/res/res86/res0186.html>
- Conama, Conselho Nacional do Meio Ambiente. 1997. Resolução 237. Disponível em: <http://www2.mma.gov.br/port/conama/res/res97/res23797.html>.
- Costa M.L., Fernandes O.J.C., Requelme M.E.R. 2005. O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.V. (eds.) In: Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília, DNPM-CT/Mineral-ADIMB, p. 227-333.
- Costa, A.R.A. 2002. *Tectônica cenozoica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a Geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Pará, 237 p.
- Costa, L.M. Cruz, G.S. Almeida, E.D.F. Poellmann, H. 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, **146**:58–74.
- Costa, M. L.; Cruz, G.S., Almeida, H.D.F., Poellmann, H. 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, **146**:58-74
- Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos laterítos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. **21**(2):146-160.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. Manaus, CPRM, 125 p.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*. Belém: CPRM, 328 p.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil. 2012a. *Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas: relatório diagnóstico Aquífero Alter do Chão no Estado do Amazonas, Bacia Sedimentar do Amazonas*. Belo Horizonte, CPRM, 47 p.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil. 2012b. *Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas: relatório diagnóstico Aquífero Alter do Chão no Estado do Pará, Bacia Sedimentar do Amazonas*. Belo Horizonte, CPRM, 47 p.
- Crosbie, R. S.; McCallum, J. L.; Walker, G. R.; Chiew, F. H. 2012. Episodic recharge and climate change in the Murray-Darling Basin, Australia. *Hydrogeology Journal*, **20**(2):245-261.
- Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. 1984. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**:47-55.

- Cunha, P.R.C.; Melo, J.H. G.; Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):227-251.
- Daughney, C.J., Reeves, R.R., 2005. Definition of hydrochemical facies in the New Zealand national groundwater monitoring program. *Journal of Hydrology (NZ)*.**44**: 105–130
- Discroll, F.G. 1986. *Groundwater and wells*. 2nd Edition. Johnson Screens, St. Paul, 1090 p.
- Domenico, P.A.; Schwartz, F.W. 1998 *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd ed. John Wiley & Sons, New York, , 528 p.
- Dong, Y; Hauschil, M.Z. 2017. Indicators for environmental sustainability. *Procedia CIRP*. 61:697–702.
- Dragoni, W.; Sukhija, B. S. 2018. Climate change and groundwater: a short review. *Geological Society Special Publications*, **288**(1):1-12.
- Drever, J.I., 1988. *The Geochemistry of Natural Waters 2*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 388 p.
- Ecooideia - Serviços Ambientais e Tecnologias Sociais. 2011. *Estudo de Perdas e Danos Projeto Agro-extrativista Juruti Velho - Avaliação de Externalidades: disponibilidade hídrica, recarga de aquíferos, poluição dos igarapés e alteração geotécnica*. Relatório Técnico. Ecooideia, Brasília, 43 p.
- Eilers, V.H.M. 2004. Estimativa de recarga de águas subterrâneas utilizando o método do balanço hídrico. *Revista Brasileira de Águas Subterrâneas (Complemento do 13º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas)*. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/viewFile/23458/15544>.
- Embrapa, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2013. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. 3.ed. Brasília: EMBRAPA, 353 p.
- Emily Mace, E.; Aalseth, C.; Brandenberger, J.; Daya, A.; Hoppea, E.; Humblea, P.; Keillora, M.; Kulongoskib, J.; Overmana, C.; Paniskoa, M.; Seiferta, A.; Whitea, S. 2013. Methods for using argon-39 to age-date groundwater using ultra-low-background proportional counting. *Applied Radiation and Isotopes*, **126**:9-12.
- Feitosa, F.A.C.; Feitosa, E.C.; Demétrio, J.G.A (Eds). 2008. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 3ª. Ed. CPRM, Rio de Janeiro, 812 p.
- Feitosa, F.A.C.; Manoel Filho, J. 2000. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 2. ed. CPRM, Fortaleza, 391 p.
- Felipe, L.B.; Morales, N. 2012. *Influência neotectônica na evolução geomorfológica e geológica da região de Marabá-PA. Contribuições à Geologia da Amazônia*, **10**:145-160.
- Fernandes Filho, L.A.; Costa, M.L.; Costa, J.B.S. 1997. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus - Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(1):9-33.
- Ferreira, L.V.; Salomão, R.P.; Matos, D.C.L.; Pereira, J.L.G. 2011. Similaridade de espécies arbóreas em função da distância em uma floresta ombrófila na Floresta Nacional de Saracá-Taquera, Pará. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi Cienc. Nat.* **6**(3):295-306.
- Fetter, C.W. 2001. *Applied Hydrogeology*. 4th ed. Prentice-Hall, Inc, Upper Saddle River, New Jersey, 598 p.

- Fiori, J.P.O.; Campos, J.E.G.; Almeida, L. 2010. Variabilidade da condutividade hidráulica das principais classes de solo do estado de Goiás. *Geociências (São Paulo)*, **29**(2):229-235.
- Fisch, G., Marengo, J.A., Nobre, C.A., 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazonica*, **28**(2), 121-126.
- Flora Würth Simon, F.W.; Reginato, P.A.R.; Kirchheim, R.E.; Troian, G.C. 2017. Estimativa de recarga do sistema aquífero guarani por meio da aplicação do método da variação da superfície livre na bacia do Rio Ibicuí-RS. *Águas Subterrâneas*, **31**(2):12-29.
- Fonseca, J.J.L.; Esteves, F.A. 1999. Influence of bauxite tailings on the structure of the benthic macroinvertebrate community in Amazonian lake (Lago do Batata, Pará - Brasil). *Rev. Brasil. Biol.*, **59**(3):397-405.
- Foster, S.; Hirata, R.; Gomes, D.; D'edlia, M.; Paris, M. (Eds). 2002. Groundwater Quality Protection: a guide for water utilities, municipal authorities, and environment agencies. The World Bank, Washington, 103 p.
- Franco, A.A.; Campello, E.F.C.; Dias, L.E.; Faria, S.M (Eds). 1996. Uso de leguminosas associadas à microrganismos para a revegetação de áreas de mineração e rejeito de bauxita em Porto Trombetas- Pa. EMBRAPA, Seropédica, v. 500, 69 p.
- Franco, A.A.; Campello, E.F.C.; Dias, L.E.; Faria, S.M. 1994. Recuperação de áreas de mineração de bauxita em Porto Trombetas-Pa com leguminosas arbóreas noduladas e micorrizadas. In: 1º Simpósio Sul-Americano e II Simpósio Nacional de recuperação de áreas degradadas. v. 1. p. 145-153.
- Franco, A.A.; Campello, E.F.C.; Dias, L.E.; Faria, S.M. 2001. Land reclamatioon using nodulated and mycorrhizal legume species in the Amazon. In: The Fourth International Legume Conference, Camberra. 4<sup>th</sup> International Legume Conference. p. 25-26.
- Franco, A.A.; Marinho, N.F; Caproni, A.L.; Berbara, R.L.L. 2004. Respostas de *Acacia mangium* e *Sclerolobium paniculatum* a fungos micorrízicos arbusculares nativos provenientes de áreas degradadas pela mineração de bauxita na Amazônia. *Acta Botanica Brasilica*, **18**(1): 141-149,
- Franzinelli, E.; Piuci, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: 7º Congresso Latino-Americano de Geologia. Belém, SBG, Anais, p. 80-90.
- French, R. H.; Jacobson, R. L.; Lyles, B. F. 1996. Threshold precipitation events and potential ground-water recharge. *Journal of Hydraulic Engineering*, **122**(10):573-578.
- Galvão, P., Souza, E.L., Almeida, R., Pinheiro, C.S, Baessa, M.P.M., Cabral, M.R.S., 2016. Uso de isótopos estáveis na província petrolífera de Urucu, região Amazônica, Brasil. *Revista Águas Subterrâneas* (Suplemento Anais do 19º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas). Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28796>.
- Galvão, P.L.F.; Demétrio, J.G.A.; Souza, E.L.; Pinheiro, C.S.S.; Baessa, M.P.M. 2012. Hidrogeologia e geometria dos aquíferos das formações cretáceas Içá e Solimões, Bacia Paleozoica do Solimões, na região de Urucu, Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(Suppl 1):142-153.
- Gastmans, D.; Chang, H.K.; Hutcheon, I. 2010. Groundwater geochemical evolution in the northern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Applied Geochemistry*, **25**(1):16-33.

- Gastmans, D.; Hutcheon, I.; Menegário, A.A.; Chang, H. K. 2016. Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern. *Journal of Hydrology*, **535**:598-611.
- Gat, J.R.; Mook, W.G.; Meijer, H.A.J.(Eds.). 2001. *Atmospheric water*. In. Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and Applications. IAEA and UNESCO, USA, v. 2, 235 p.
- Gebara, J.; Barbosa, A.P.; Azevedo, I.M.G.; Gimenez, B.O. 2016. Population structure and production of copaiba oleoresin between valleys and hillsides of the mining area of trombetas river – Pará. *Revista Árvore*, **40**(1):51-60.
- Geyh, M. 2001 (Ed.). Groundwater: Saturated and unsaturated zone. In. Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and Applications. IAEA and UNESCO, USA, v. 4. 310 p.
- Giampá, C.E.Q.; Gonçalves, V.G. (Org). 2013. *Águas subterrâneas e poços tubulares profundos*. 2a ed. rev. e atualizada. Oficina de Textos, São Paulo, 496p.
- Goderniaux, P.; Brouyère, S.; Wildemeersch, S.; Therrien, R.; Dassargues, A. 2015. Uncertainty of climate change impact on groundwater reserves - Application to a chalk aquifer. *Journal of Hydrology*, **528**:108-121.
- Gonçales, S.C.B., Miranda, J.S.N., 2014. Caracterização da qualidade das águas subterrâneas do Aquífero Alter do Chão, estudos de caso das estações da Rede de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS-CPRM) no município de Manaus-AM. *Revista Águas Subterrâneas*, (Suplemento Anais do 16º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas). Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28381>.
- Göpel, J.; de Barros Viana Hissa, L.; Schüngel, J.; Schaldach, R. 2018. Sensitivity assessment and evaluation of a spatially explicit land-use model for Southern Amazonia. *Ecological Informatics*, **48**:69-79.
- Green, T.R.; Taniguchi, M.; Kooi, H.; Gurdak, J.J.; Allen, D.M.; Hiscock, K.M.; Treidel, H.; Aureli, A. 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, **405**(3-4): 532-560.
- Grigg, A.H. 2016. Hydrological response to bauxite mining and rehabilitation in the jarrah forest in south west Australia. *Journal of Hydrology (Regional Studies)*, **12**:150–164.
- Guimarães, L.A.O.P.; Dias, L.E.; Rocha, G.C.; Assis, I.R.; Fernandes, R.B.E. 2018. Physical quality of bauxite tailing after a decade of environmental recovery. *Rev. Ciênc. Agron.* **49**(2):192-200.
- Hameed, A.S., Resmi, T.R., Suraja, S., Warriar, C.U., M. Sudheesh, M., Deshpande, R.D. 2015. Isotopic characterization and mass balance reveals groundwater recharge pattern in Chaliyar river basin, Kerala, India. *Journal of Hydrology (Regional Studies)*, **4** :48–58.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no Sudeste brasileiro, Belo Horizonte, SBG, Anais, p. 1-31.
- Hasui, Y.; Mito, J.A. 1988. A zona sismogênica de Porangatu. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, SBG, Anais, v.5, p. 2173-2186.
- Healy, R.W. 2010. *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press, New York, 245 p.

- Hem, J.D. 1985. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. 3th edition. U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, Washington, 264 p.
- Hirata, R., Conicelli, B.P., 2012. Groundwater resources in Brazil: a review of possible impacts caused by climate change. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2), 297-312.
- Honório, B.A.D.; Horbe, A.M.C.; Seyler, P. 2010. Chemical composition of rainwater in western Amazonia -Brazil. *Atmospheric Research*, **98**:416-425.
- Horbe, A.M.C. Costa, M.L. 1999. Geochemical evolution of a lateritic Sn–Zr–Th–Nb–Y–REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas – Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, **66**:339–351.
- Horbe, A.M.C., Gomes, I.L.F., Miranda, S.F., Silva, M.S.R., 2005. Contribuição à hidroquímica de drenagens no Município de Manaus - AM. *Acta Amazonica*, **35**(2), 119-124.
- Horbe, A.M.C., Lages, A.S., Moquet, J.S., Santos, R.V., Seyler, P., Cochonneau, G., 2016. Geochemistry of organic-rich river waters in Amazonia: Insights on weathering processes of intertropical cratonic terrain. *Applied Geochemistry*, **65**:22-35.
- Horbe, A.M.C.; Nogueira, A.C.R.; Horbe, M.A.; Costa, M.L.; Suguio, K. 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. In: Costa, M.L. & Angélica, R. S.(org.) Contribuições a Geologia da Amazônia. Belém, SBG Núcleo Norte, v. 2,148-176.
- Horbe, Adriana Maria Coimbra & Costa, Marcondes Lima. 1999. Relações genéticas entre latossolos e crostas lateríticas aluminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociência*, **29**(4):497-504
- Hu, K., Awange, J.L., Khandu, Forootan, E., Goncalves, R.M., Fleming, K., 2017. Hydrogeological characterization of groundwater over Brazil using remotely sensed and model products. *Science of the Total Environment*, **599-600**:372–386.
- IAEA, International Atomic Energy Agency. 2019. *Global Network of Isotopes in Precipitation*. Available in: <https://websso.iaea.org/login/login.fcc>.
- IAIA, International Association for Impact Assessment. 1999. *Principles of Environmental Impact Assessment Best Practice*. IAIA, Fargo, Special Publication, v.1.
- Ibama - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. 2001. *Plano de manejo da Floresta Nacional Saracá-Taquera*. Mineração Rio do Norte S.A. e IBAMA. Curitiba, paginado por capítulo.
- Ibama - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. 2004. *Plano de manejo da Reserva Biológica do Rio Trombetas*. IBAMA, Brasília, 556 p.
- Ibama, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. 1990. *Manual de Recuperação de Áreas Degradadas pela Mineração: Técnicas de Revegetação*. IBAMA, Brasília, 96 p.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1992. *Manual Técnico da Vegetação Brasileira*. Série Manuais Técnicos em Geociências 1. IBGE, Rio de Janeiro, 94 p.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2007. *Manual Técnico de Pedologia*. 2ª ed. Manuais Técnicos em Geociências. IBGE, Rio de Janeiro, 316 p.



IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2012. *Manual Técnico da Vegetação Brasileira*. Série Manuais Técnicos em Geociências 1. 2ª ed., revista e ampliada. IBGE, Rio de Janeiro, 275 p.

Igreja, H.L.S. 2012. A neotectônica e as mudanças hidrogeológicas do sistema fluvial Solimões-Amazonas: “Encontro das águas de Manaus”, Amazonas, Brasil. *Revista Geonorte*, **2**(4):20-33.

Igreja, H.L.S.; Franzinelli, E. 1990. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Manaus, SBG/Núcleo Norte, Anais, v. 5, 2099-2108.

Ihle, C.F.; Kracht, W. 2018. The relevance of water recirculation in large scale mineral processing plants with a remote water supply. *Journal of Cleaner Production*, **177**:34-51.

Imbiriba Jr, M.; Melo Jr, H.R.M. 2012. Aquífero Alter do Chão: análises químicas in loco dos poços construídos pela rimas (sgb-cprm). *Revista Águas Subterrâneas* (Suplemento Anais do 7º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e 18º Encontro Nacional de Perfuradores de Poços). Disponível em <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/27672/17927>.

INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. 2017. BDMEP - Dados Históricos. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>.

INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. 2018a. Normal Climatológica 1981-2010. Disponível em: [www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas](http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas).

INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. 2018b. Balanço Hídrico Climático. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=agrometeorologia/balancoHidricoClimatico>.

Jain, R., Z. C. Cui, Z.C.; Domen, J.K. 2015. *Environmental impact of mining and mineral processing: Management, Monitoring, and Auditing Strategies*. Butterworth-Heinemann Publ, Oxford, 322 p.

Jie, Z.; Bendel, D.; Barthel, R.; Heyden, J. 2011. Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge Calculations. *Hydrogeology Journal*, **19**:1487-1502.

Kendy, E.; Zhang, Y.; Liu, C.; Wang, J.; Steenhuis, T. 2004. Groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain: case study of Luancheng County, Hebei Province, 1949-2000. *Hydrological Processes*, **18**(12):2289-2302.

Ker, J.C. 1997. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos*, **5**(1): 17-40.

Kotschoubey, B & Truckenbrodt, W. 1994. Evidências de bauxitização tardia no nordeste do estado do Pará. In: 4º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG/Núcleo Norte, p. 269-271.

Kotschoubey, B. & Lemos, V.P. 1985. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. In: 2º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG/Núcleo Norte, Anais, v. 3, p. 48-61.

Kotschoubey, B., Calaf, J.M.C., Lobato, A.C.C., Leite, A.S., Azevedo, C.H.D., 2005b. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera da Região de Paragominas, noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. In: Marini, O.M., Queiroz, E.T., Ramos, B.W. (Eds.). 2005. Caracterização de Depósitos Mineraiis em Distritos Mineiros da Amazônia. Brasília, DNPM - CT/Mineral – ADIMB. p. 687–782.

- Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Calaf, J.M.C., 2005a. Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (noroeste da BACIA DO GRAJAÚ, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2):263–272.
- Krishnaswamy, M.; Bonell, B.; Venkatesh, B.K.; Purandara, K.N.; Rakesh, S.; Lele, M.C.; Kiran, V.; Reddy, S. Badiger. 2013. The groundwater recharge response and hydrologic services of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation: support for the “infiltration-evapotranspiration trade-off hypothesis”. *Journal of Hydrology*, **498**: 191-209.
- Krook, L. 1979. *Sediment petrographical studies in northern Suriname*. Academisch Proefschrift, Vrije Universiteit te Amsterdam, the Netherlands, Amsterdam, 154 p.
- Kundzewicz, Z.W.; Krysanova, V.; Benestad, R.E.; Hov, Piniewski, M.; Otto, I.M. 2018. Uncertainty in climate change impacts on water resources. *Environmental Science and Policy*, **79**:1-8.
- Kurylyk, B. L.; MacQuarrie, K. T. B. 2013. The uncertainty associated with estimating future groundwater recharge: A summary of recent research and an example from a small unconfined aquifer in a northern humid-continental climate. *Journal of Hydrology*, **492**: 244-253.
- Lages, A.S.; Horbe, A.M.C.; Moquet, J-S. 2013. Geoquímica de rios de água preta do sudeste do Amazonas: Origem, fluxo dos elementos e consumo de CO<sup>2</sup>. *Acta Amazonica*, **43**(3):343-352.
- Landim, P.M.B. 2000. *Análise estatística de dados geológicos multivariados*. Texto didático 03. UNESP, Rio Claro. 128 p.
- Langmuir, D. 1997. *Aqueous environmental geochemistry*. Prantice-Hall, Inc. New Jersey, 600 p.
- Lawrence, D.P. 2007. Impact significance determination - Back to basics. *Environmental Impact Assessment Review*, **27**: 755-769.
- Lemos, V. P. 1982. *Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará - Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5-Serra dos Carajás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 97 p.
- Lemos, V.P. & Villas, R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará. Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N-5, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3):165-177.
- Lemos, V.P. 1982. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará. Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5-Serra dos Carajás. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências 97p. MsC Thesis.
- Lerner, D.N. 2002. Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeology Journal*, **10**:143–152.
- Lima, W.P., Ferraz, S.F.B., Ferraz, K.M.P.M., 2013. Interações bióticas e abióticas na paisagem: uma perspectiva eco-hidrológica. In: Calijuri, M.C.; Cunha, D.GF. (Ed.) Engenharia ambiental conceitos tecnologia e gestão. Elsevier, Rio de Janeiro, p .215-44.
- Lopes, M.N.G. De Souza, E.B. Ferreira, D.B.S. 2013. Climatologia regional da precipitação no estado do Pará. *Revista Brasileira de Climatologia*, **12**:84-112.
- Lousada, E.O., Campos, J.E.G., 2011. Estudos isotópicos em águas subterrâneas do Distrito Federal: subsídios ao modelo conceitual de fluxo. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2), 355-365.

- Lucas, Y. 2001. The role of plants in controlling rates and products of weathering: Importance of Biological Pumping. *Rev. Earth Planet. Sci*, **29**:135–63.
- Luizão, F.J. 2007. Ciclos de nutrientes na Amazônia: respostas às mudanças ambientais e climáticas. *Cienc. Cultura*, **59**(3):31-36.
- Luizão, F.J. 1989. Litter Production and Mineral Element Input to the Forest Floor in a Central Amazonian Forest. *Geo Journal*, **19**(4):407-417.
- Luizão, F.J.; Schubart, H.O.R. 1987. Litter production and decomposition in a terra-firme forest of Central Amazonia. *Experientia*, **43**(3):259-265.
- Machado, A.L.S.; Pachecho, J.B. 2010. Serviços Ecológicos e o Ciclo Hidrológico da Bacia Hidrográfica Amazônica – the biotic pump. *Revista Geonorte*, **1**:71-89.
- Manahan, S.E. 1991. *Environmental chemistry*. 5th edition. Lewis Publishers, Chelsea, 583 p.
- Manly, B.F.J. 1986 *Multivariate Statistical Methods: a Primer*. 1986. 3<sup>rd</sup> Ed. Chapman and Hall, London, 110 p.
- Manna, F.; Cherry, J.A.; McWhorter, D.B.; Parker, B.L. 2016. Groundwater recharge assessment in an upland sandstone aquifer of southern California. *Journal of Hydrology*, **541**:787-799.
- Marengo, J. A. 2008. Water and Climate Change. *Estudos Avançados*, **22**(63):83-96.
- Marengo, J. A.; Liebmann, B.; Koucky, V.E.; Filizola, N.P.; Wainer, I.C. 2001. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, **14**:833 – 852.
- Martinelli, L.A., Ometto, J.P.H.B., Ferraz, E.S., Victoria, R.L., Camargo, P.B., Moreira, M.Z., 2009. *Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis*. Oficina de Textos, São Paulo, 144 p.
- Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Sternberg, L.S.L., Ribeiro, A., Moreira, M.Z., Camargo, P.B.,
- Martinez, J.L., Raiber, M., Cox, M.E., 2015. Assessment of groundwater–surface water interaction using long-term hydrochemical data and isotope hydrology: Headwaters of the Condamine River, Southeast Queensland, Australia. *Science of the Total Environment*, **536**:499-516.
- Maurity, C. & Kotschoubey, B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1-Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (série Ciências da Terra)*, **7**:331-362
- Maziero, T.A. 2005. *Monitoramento de água subterrânea em área urbana: aspectos quantitativos*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Carlos, 223 p.
- Mechi, A.; Sanches, D.L. 2010. Impactos ambientais da mineração no estado de São Paulo. *Estudos Avançados*, **24**(68): 209-220.
- Melo, J.G.; Stein, P.; Vasconelos, M.B.; Silva, F.H.R. 2005. Fatores condicionantes na recarga do Aquífero Açú na borda sudoeste da Bacia Potiguar (RN). *Águas Subterrâneas*, **19**(2):105-122.
- Menció, A., Folch, A., Mas-Pla, J., 2012. Identifying key parameters to differentiate groundwater flow systems using multifactorial analysis. *Journal of Hydrology*, **472**(473), 301-313.

Mendes, A.C.; Truckenbrod, W.; Nogueira, A.C.R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(1):39-57.

Millaré, E; Benjamin, A.H.V. 1993. *Estudo prévio de impacto ambiental*. Revista dos Tribunais, São Paulo, 245 p.

Minardi, P.S.P., Bomtempo, V.L., 2000. Traçadores e técnicas isotópicas em hidrologia subterrânea: a experiência do CDTN/CNEN, Brasil. *Águas Subterrâneas* (Suplemento Anais do 11º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas). Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23757>.

Monteiro, M.A. 2005. Meio século de mineração industrial na Amazônia e suas implicações para o desenvolvimento regional. *Estudos Avançados*, **19**(53):187-207.

Montes, C.R.; Lucas, Y.; Melfi, A.J.; Ishida, D.B. 2007. Systèmes sols ferrallitiques-podzols et genèse des kaolins. C.R. *Geoscience*. **339**:50-56.

Mook, W.G. (Ed.) 2001 Introduction: Theory, methods, review. In: Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and Applications. IAEA and UNESCO, USA, v. 1, 185 p.

Moreira, I.V.D. 1985. *Avaliação de Impacto Ambiental - AIA*. FEEMA, Rio de Janeiro, 16 p.

Moreira, M.Z., 1996. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water. *Journal of Hydrology* **183**,191-204.

Morgenstern, U. Daughney, C.J. 2012. Groundwater age for identification of baseline groundwater quality and impacts. *Journal of Hydrology*, **456-457**:79-93.

Mörner, N.A. 1993. Neotectonics, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of ice ages. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**(2):295-301.

MRN - Mineração Rio do Norte. 2011. *Relatórios semestrais de monitoramento ambiental da Mineração Rio do Norte - Relatório Integral Ano 2010 - 03MRN0708T REV01*. STCP Engenharia de Projetos, Curitiba, 852 p.

MRN, Mineração Rio do Norte. 1999. *Environment Report. Recuperação do Lato do Batata*. Oriximiná: MRN, Porto Trombetas, 37 p. Disponível em: [http://www.mrn.com.br/Relatorios%20de%20Sustentabilidade/Environment\\_02\\_Recuperacao\\_Lago\\_Batata\\_dez99.pdf](http://www.mrn.com.br/Relatorios%20de%20Sustentabilidade/Environment_02_Recuperacao_Lago_Batata_dez99.pdf)

MRN, Mineração Rio do Norte; FRASA Ingenieros Consultores. 2012. *Estabelecimento do limite de exploração nas bordas dos platôs. Aplicação ao Platô Bela Cruz*. MRN, Porto Trombetas, 86 p.

Munn, R.E. 1975. *Environmental impact assessment: principles and procedures*. Wiley, Toronto, 173 p.

Negrão, L.B.A.; Costa, M.L.; Pöllmann, H. 2018. The Belterra Clay on the bauxite deposits of Rondon do Pará, Eastern Amazon. *Brazilian Journal of Geology*, **48**(3): 473-484.

Nimmo, J. R.; Horowitz, C.; Mitchell, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, **53**(2):282-292.

Obiefuna, G.I.; Sheriff, A. 2011. Assessment of shallow ground water quality of Pindiga Gombe area, Yola area, NE, Nigeria for Irrigation and domestic purposes. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences*, **3**(2): 131-141.

- Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Calmant, S., Mendes, C. A. B. 2013. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modelling of the Amazon River basin, *Water Resources Research*, **49**:1226–1243.
- Panday, P. K.; Coe, M. T.; Macedo, M. N.; Lefebvre, P.; Castanho, A. D. A. 2015. Deforestation offsets water balance changes due to climate variability in the Xingu River in eastern Amazonia. *Journal of Hydrology*, **523**:822-829.
- Pinto, E.J.A.; Lima, J.E.S.; Davis, E.G.; Silva, A.J.; Dantas, C.E.O.; Candido, M.O.; Palmier, L. R.; Monte-Mor, R.C.A. 2010. Estimativa da Recarga do Aquífero Livre de uma Sub-Bacia Representativa de Juatuba (MG) Aplicando Método da Variação dos Níveis d'Água (VNA). *Revista Águas Subterrâneas* (Complemento do 16º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas). Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23095/15210>.
- Pita, R.C.S.; Silva Junior, G.C.; Rosário, F.F.; Silva, M.L. 2018. Sistema aquífero Alter do Chão a oeste da cidade de Manaus (AM): processos hidrogeoquímicos, origem da salinidade e relações com aquíferos adjacentes. *Geologia USP*, **18**(1): 273-296.
- Porporato, A; O'dorico, P.; Laio, F.; Ridolfi, L.; Rodriguez-Iturbe, I. 2002. Ecohydrology of water-controlled ecosystems. *Advances in Water Resources*, **25**:1335-1348.
- RadamBrasil. 1976. *Folha SA-21-Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra (Levantamento de Recursos Naturais)*. Projeto RadamBrasil, Rio de Janeiro, 522 p.
- Ramos, F.L.G.; Miranda, F.P.; Landau, L.; Silva, C.L. 2011. Detecção de movimentação crustal recente em Manaus (AM) utilizando informações de sensoriamento remoto por radar (interferometria RADARSAT-1 e modelo digital de elevação da SRTM). In: 15º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, Anais, p. 8162-8169.
- Ranzani, G., 1979. Recursos Pedológicos da Amazônia. *Acta Amazonica* (Suplem.), **9**(4): 23-35.
- Rebouças, A. 2002. A política nacional de recursos hídricos e as águas subterrâneas. *Revista Águas Subterrâneas*, **16**:1-107.
- Reichardt, K. 1990. *A água em sistemas agrícolas*. Editora Manole Ltda, São Paulo, 188 p.
- Reis, L.L. 2006. *Monitoramento da recuperação ambiental de áreas de mineração de bauxita na Floresta Nacional Saracá-Taquera, Porto Trombetas (PA)*. Tese de Doutorado, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 159 p.
- Rosário, F.F., 2011. *O Sistema Aquífero Cretáceo Multicamada Tikuna: Subunidade do Sistema Aquífero Amazonas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 238 p.
- Rosário, F.F., Custodio, E., Silva, G.C., 2016. Hydrogeology of the Western Amazon Aquifer System (WAAS). *Journal of South American Earth Sciences*, **72**, 375-386.
- Rosário, N.; Nobre, P.; Melo, A.B.C. 2003. Zona de convergência intertropical do Atlântico: Um estudo comparativo entre simulações do MCGA/COLA, observações e reanálises do NCEP. *Revista Climanalise*. Disponível em: [http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/artigo\\_zcit\\_sep03.pdf](http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/artigo_zcit_sep03.pdf).

- Rossetti, D. F. 2014. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. *Earth-Science Reviews*, **139**: 362-389.
- Rossetti, D.F. Toledo, P.M. Góes, A.M. 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, **63**(1):78-89.
- Ruffet, G., Innocent, C., Michard, A., Féraud, G., Beauvais, A., Nahon, D., Hamelin, B. 1996. A geochronological  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  study of K-Mn oxides from weathering sequence of Azul, Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(12):2219-2232.
- Sacek, V. 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **401**: 301-312.
- Salomão, R. P.; Santana, A. C.; Brienza Júnior, S. 2012. Análise da florística e estrutura de floresta primária visando a seleção de espécies-chave, através de análise multivariada, para a restauração de áreas mineradas em unidades de conservação. *Revista Árvore*, **36**(6):989-1007.
- Salomão, R.P. Júnior, S.B.; Rosa, N.A. 2014. Dinâmica de reflorestamento em áreas de restauração após mineração em unidade de conservação na Amazônia. *Revista Arvore*, **38**(1):1-24.
- Salomão, R.P.; Rosa, N.A.; Castilho, A.; Morais, K.A.C. 2006. Castanheira-do-brasil recuperando áreas degradadas e provendo alimento e renda para comunidades da Amazônia Setentrional. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais*, **1**(2): 65-78.
- Salomão, R.P.; Rosa, N.A.; Moraes, K.A.C. 2007. Dinâmica da regeneração natural de árvores em áreas mineradas na Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **2**(2):85-139.
- Sánchez, L.E. 1993. Os papéis da avaliação de impacto ambiental. In: L.E. Sánchez (org.), Avaliação de impacto ambiental: situação atual e perspectivas. EPUSP, São Paulo, p.15-33.
- Sánchez, L.E. 2008. *Avaliação de impacto ambiental: conceitos e métodos*. Oficina de Textos, São Paulo, 495p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi LA., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (texto, mapas & SIG). Brasília, CPRM, p.169-226.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A New understand of the provinces of the Amazon Craton based on integration of feld mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Santos, A.; Ribeiro, M. N. G.; Ribeiro, J. S.; Bringel, S. R. B. 198. Hidroquímica da Amazônia Central III: Química de água de lavagem da floresta no ecossistema Campina Amazônia
- Santos, M.M.C.; Souza, V.S. 2015. Análise geomorfológica da região entre os municípios de itacoatiara, silves e itapiranga, nordeste do estado do amazonas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **16**(4):631-640.
- Santos, R.M.; Koide, S. 2016. Avaliação da Recarga de Águas Subterrâneas em Ambiente de Cerrado com Base em Modelagem Numérica do Fluxo em Meio Poroso Saturado. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **21**(2):451-465.

Scanlon, B.R., Healy, R., Cook, P., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, **10**, 18-39.

Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. 1984. (Eds.) Geologia do Brasil. DNPM, Brasília, 501 p.

Selle, G.L. Ciclagem de nutrientes em ecossistemas florestais. 2007. *Bioscience Journal*, **23**(4):29-39.

Sena, J.S.S, Carlos; Tucci, A.F.; Lima, H.N., Francisco Hara, A.S. 2010. Efeito da calagem e da correção dos teores de Ca e Mg do solo sobre o crescimento de mudas de angelim-pedra (*Dinizia excelsa* Ducke). *Acta Amazonia*, **40**(2):309-318.

Sena-Costa, J.B.; Bemerguy, R.L.; Hasui, Y.; Borges, M.S.; Ferreira, C.R.P.; Bezerra, P.E.L.; Costa, M.L.; Fernandes, J.M. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, **4**(2):23-44.

Silva C. L.; Morales, N.; Crósta, A.P.; Costa, S.S.; Jimenez-Rueda, J.R. 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(4):693-711.

Silva, C.L. 2005. Análise da tectônica cenozoica da região de Manaus e adjacências. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 282 p.

Silva, C.L.; Rossetti, D.F. 2009. História geológica dos rios na Amazônia. *Ciência e Cultura*, **61**(3):24-26.

Silva, H. Z. 2001. Hidrogeologia de regiões mineiras. *Escola de Minas*, **54**(3): 199-204.

Silva, L.L.; Donnici, C.L., Ayala, J.D.; Freitas, C.H.; Moreira, R.M.; Pinto, A.M.F. 2009. Traçadores: o uso de agentes químicos para estudos hidrológicos, ambientais, petroquímicos e biológicos. *Química Nova*, **32**(6):1576-1585.

Silva, M.L., 2001. Características das águas subterrâneas numa faixa norte-sul na cidade de Manaus (AM). *Escola de Minas*. **54**(2), 115-120.

Silveira, C.S., Silva Júnior, G.C., 2002. O Uso de Isótopos Ambientais em Estudos Hidrogeológicos no Brasil: Uma Resenha Crítica. *Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ*. **25**: 25-43.

Simon, F.W; Reginato, A.R.; Kirchheim, R.E.; Troian, G.C. 2017. Estimativa de recarga do sistema aquífero guarani por meio da aplicação do método da variação da superfície. *Revista Águas Subterrâneas*, **31**(2):12-29.

Smerdon, B. D. 2017. A synopsis of climate change effects on groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, **555**:125-128.

Soares, E.A.A.; D'Apolito, C.; Jaramillo, C.; Harrington, G.; Caputo, M.V.; Barbosa, R.O.; Santo, E.B.; Dino, R.; Gonçalves, A.D. 2017. Sedimentology and Palynostratigraphy of a Pliocene-Pleistocene (Piacenzian to Gelasian) deposit in the lower Negro River: Implications for the establishment of large rivers in Central Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **79**:215-229.

- Soares, E.A.A.; Wahnfried, I., Dino, R. 2016. Estratigrafia de subsuperfície da sequência sedimentar cretácea-neógena das regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia Central. *Geologia USP*, **16**(1): 23-41.
- Sombroek, W.G., 1966. *Amazonas Soils: A Reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon Region*. Centre for Agricultural Publications Document, Wagenigen, 292 p.
- Souza C.I.J. & Kotschoubey B. 1991. Alguns aspectos micromorfológicos e gênese da cobertura residual sobre as rochas sedimentares da aba norte da Serra dos Carajás-Pará. In: 3º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG/Núcleo Norte, v. 1, p. 569-583.
- Souza Filho, P.W.M.; Quadros, M.L.E.S.; Scandola, J.E.; Silva Filho, E.P. 1999. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4):469-476.
- Souza, E.L.; Galvão, P.H.F.; Pinheiro, C.S.S.; Baessa, M.P.M.; Demétrio, J.G.A.; Brito, W.R.R. 2013. Síntese da hidrogeologia nas bacias sedimentares do Amazonas e do Solimões: Sistemas Aquíferos Içá-Solimões e Alter do Chão. *Geologia USP*, **13**(1):107-117.
- Souza, L.S.B.; Verma O.P. 2006. Mapeamento de aquíferos na cidade de Manaus/AM (zonas norte e leste) através de perfilação geofísica de poço e sondagem elétrica vertical. *Revista de Geologia UFC*, **19**(1):111-127.
- Souza, V.S.; Nogueira, A.C.R. 2009. Seção geológica Manaus - Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(1):16-29.
- Stein, P. Melo, J.G. 2006. Potencial Hidrogeológico e Caracterização Hidrogeoquímica do Aquífero Açú na Borda Sul da Bacia Potiguar no Trecho Apodi-Upanema, RN. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **11**(3):171-181.
- Stumm, W. & Morgan, J.J. 1996. *Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters*. 3rd. ed. John Wiley & Sons, New York, 1022 p.
- Swann, A. L. S.; Longo, M.; Knox, R. G.; Lee, E.; Moorcroft, P. R. 2015. Future deforestation in the Amazon and consequences for South American climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, **214**:12-24.
- Tambosi, L.R., Vidal, M.M., Ferraz, S.F.B., Metzger, J.P., 2015. Funções eco-hidrológicas das florestas nativas e o Código Florestal. *Estudos Avançados*, **29**(84), 151-162.
- Tancredi, A.C.F.N.S. 1996. *Recursos hídricos subterrâneos de Santarém: fundamentos para uso e proteção*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 154 p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V.; Bartorelli A.; Dal Ré Carneiro C.; Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.471-485.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>st</sup> Inter. Geol. Congr, FINEP/CT Petro, 41- 95p.



- Tessema, S.G.; Mirgorodsky, D. Merten, D. HildeBRANDT, A. Attinger, S. Büchel, G. 2013. Hydrochemical characterization of groundwater system of biodiversity experimental field: Jena, Germany. *Environ Earth Science*, **70**:821-837.
- Tost, M.; Hitch, M.; Chandurkar, V.; Mose, P.; Feiel, S. 2018. The state of environmental sustainability considerations in mining. *Journal of Cleaner Production*, **182**:969-977.
- Travassos W.A.S. & Barbosa Filho C.M. 1990. Tectonismo Terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **4**(3):299-314.
- Truckenbrodt, W & Kotschoubey, B. 1982. Considerações a respeito das bauxitas na parte leste da região amazonica. In: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, 1982. SBG/Núcleo Norte, Anais, p. 201-209.
- Truckenbrodt, Werner & Kotschoubey, Basile. 1981. Argila de Belterra - Cobertura terciária das bauxitas amazônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(3):203-208.
- Truckenbrodt, Werner, Kotschoubey, Basile., Schellmann, W., 1991. Composition and origin of the clay cover on north Brazilian laterites. *Geologische Rundschau*, **80**(3):591-610.
- Tucci, C. E. M; Beltrame, L.S.E. 1993. Evaporação e evapotranspiração In: Tucci, C.E.M. (Org.). Hidrologia: ciência e aplicação. Editora Universidade, Porto Alegre, p. 253-288.
- Tundisi, J.G. 2008. Recursos hídricos no futuro: problemas e soluções. *Estudos Avançados*, **22**(63):7-16.
- Val, P.F.A.; Silva, C.L. 2009. Utilização de knickpoints como indicadores de atividade neotectônica na Amazônia. In: 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Campinas, Anais..., CD Rom.
- Val, P.F.A.; Silva, C.L.; Maia, T.F.A.; Morales, N. 2010. Identificação de zonas de falhas na Amazônia a partir de análise de knickpoints: estudo do caso da Zona de Falha do Baependi (AM). 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., CD Rom.
- Vasconcelos, P.M., Renne, P.R., Brimhall G.H., Becker, T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**:1635-1665.
- Veiga, J.E. 2010. Indicators of sustainability. *Estudos Avançados*, **24**(68):39-52.
- Vries, J.J., Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, **10**:5-17.
- Wahnfried, I; Soares, E.A.A. 2012. Água subterrânea na Amazônia: importância, estado atual do conhecimento e estratégias de pesquisa. *Ciência & Ambiente*, **44**:29-40.
- Wanderley Filho, J.R. Costa, J.B.S. 1991. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG Núcleo Norte, Anais, v. 3, p. 244-256.
- Wanderley Filho, J.R.; Gonçalves de Melo, J.H.; Medina da Fonseca, V.M.; da Costa Machado D.M. 2005. *Bacias sedimentarias, Bacia do Amazonas*. Fundação Paleontológica Phoenix, *Phoenix*, **7**:1-6.
- Winter, T.C.; Mallory, S.E.; Alley, T.R.; Rosenberry, D.O. 2000. The use of principal component analysis for interpreting ground water hydrographs. *Ground Water*, **38**:234-246.

- Wongchuig Correa, S.; Paiva, R. C. D.; Espinoza, J. C.; Collischonn, W. 2017. Multi-decadal Hydrological Retrospective: Case study of Amazon floods and droughts. *Journal of Hydrology*, **549**:667-684.
- Wu, J.; Zhang, R.; Yang, J. 1996. Analysis of rainfall-recharge relationships. *Journal of Hydrology*, **177**(1-2):143-160.
- Xafi, S.J.J., Teixeira, S.G., Fonseca, D.D.F (Eds.). 2013. *Geodiversidade do estado do Pará*. Belém, CPRM, 258 p.
- Yang, Y.; Guo, T.; Jiao, W. 2018. Destruction processes of mining on water environment in the mining area combining isotopic and hydrochemical tracer. *Environmental Pollution*, **237**:356-365.
- Yeh, H.F., Lee, C.H., Hsu, K.C., Chang, P.H., Wang, C.H., 2009. Using stable isotopes for assessing the hydrologic characteristics and sources of groundwater recharge. *J. Environ. Eng. Manage*, **19**:185-191.
- Yidana, S.M.; Bawoyobie, P.; Sakyi, P.; Fynn, O.F. 2018. Evolutionary analysis of groundwater flow: Application of multivariate statistical analysis to hydrochemical data in the Densu Basin, Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, **138**:167-176.
- Zeng, B.; Zhang, Z.; Yang, M. 2018. Risk assessment of groundwater with multi-source pollution by a long-term monitoring programme for a large mining area. *International Biodeterioration & Biodegradation*, **128**:100-108.
- Zhang, E.; Yin, X.; Xu, Z.; Yang, Z. 2018. Bottom-up quantification of inter-basin water transfer vulnerability to climate change. *Ecological Indicators*, **92**:195-206.
- Zhou, J.; Zhang, Y. Zhou, A. Liu, C. Cai, H. Liu, Y. 2016. Application of hydrochemistry and stable isotopes ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{37}\text{Cl}$ ) to trace natural and anthropogenic influences on the quality of groundwater in the piedmont region, Shijiazhuang, China. *Applied Geochemistry*, **71**:63-72.