



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IGC

LUAN MIGUEL FERREIRA MEIRELES

**BALANÇO HÍDRICO E ANÁLISE DE FLUXO DA JUNÇÃO HOMOCLINAL
CURRAL E SINCLINAL MOEDA**

BELO HORIZONTE

DEZEMBRO/2023

LUAN MIGUEL FERREIRA MEIRELES

**BALANÇO HÍDRICO E ANÁLISE DE FLUXO DA JUNÇÃO HOMOCLINAL
CURRAL E SINCLINAL MOEDA**

Trabalho Geológico de Graduação apresentado ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Sérgio de Paula

Coorientador: Prof. Dr. Jorge Geraldo Roncato Júnior

BELO HORIZONTE

DEZEMBRO/2023

AGRADECIMENTOS

Quero começar agradecendo ao meu orientador Rodrigo De Paula por me ajudar de forma excepcional, estando sempre a disposição para tirar minhas dúvidas e por sempre me incentivar a fazer o meu melhor possível.

Ao meu coorientador Jorge Roncato que, na reta final, teve a disponibilidade e a boa vontade de corrigir partes estratégicas do trabalho.

Aos hidrogeólogos Mateus De Filippo e Breno Pereira por serem exemplos de profissionais e referências para mim no ramo da Hidrogeologia.

Aos alunos de pós-graduação Alice Zupo, Celina Magalhães, Thomaz Vidal e Gabriella Meira por me ajudarem quando precisei com informações essenciais para o trabalho.

Aos meus grandes amigos que fiz durante a graduação: Thais Vianna, Paula Raíssa, Amanda Ângela, Luckas Maia, Pedro Feldman, Amanda Fuccio, Millena Marques, Matheus Franco, Daniel Balzani, Ian Lucas, Nathan Carlo e Lucas Vieira. Gostaria de agradecer especialmente ao meu melhor amigo Hugo pela parceria em todos os trabalhos que fizemos juntos, por me ajudar na reta final do TG para conseguir entregá-lo a tempo e por fazer faculdade não ser um lugar apenas de estresse, mas também sempre de boas piadas.

Ao meu irmão Victor pela excelente convivência que tivemos ao longo dos anos em que estamos morando juntos em Belo Horizonte, sendo sempre muito compreensível, generoso e parceiro.

Por fim, agradeço aos meus pais Geralda e Roberto por serem a grande inspiração da minha vida, desde o início da minha trajetória, até agora, onde encerro um dos mais importantes ciclos da minha vida. Este trabalho é dedicado a vocês, como forma de demonstrar o quão valiosos foram todos os seus esforços em mim. Espero tê-los deixado orgulhosos.

RESUMO

A área de estudos está localizada na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, abrangendo a junção do Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda. Nela está associada uma sequência de rochas do Supergrupo Minas, que inclui principalmente as Formações Moeda, Batatal, Cauê, Gandarela e Cercadinho. Alguns aquíferos dessas formações são importantes fontes de abastecimento da região, principalmente o Aquífero Cauê. Por isso, foi realizado um balanço hídrico para a região e uma análise de fluxo entre o Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda. A área de estudos foi dividida conforme as distintas unidades hidrogeológicas e analisada ao longo do período entre 2015/2016 e 2021/2022. Inicialmente foram aplicadas técnicas de cálculo de recarga, além de métodos que segmentam as taxas de precipitação da área, e que estimam valores de evapotranspiração e excedente hídrico. Em paralelo, também foi realizada uma análise da descarga antrópica, que se baseou nas vazões outorgadas dos poços compilados para a área. Com os resultados dessas duas análises, foi possível efetuar uma comparação e entender o impacto da descarga antrópica na disponibilidade de água na região, tanto na porção superficial como na subterrânea. O estudo também incluiu uma análise do fluxo hídrico, que envolveu a criação de seções hidrogeológicas e a elaboração de mapas de superfícies potenciométricas para entender como o fluxo varia ao longo das duas megaestruturas. Os resultados do balanço indicam que o ano de 2019/2020 apresentou as maiores precipitações e excedente hídrico, enquanto o de 2018/2019 as menores. O Aquífero Cauê é o que mais contribui na quantidade de água subterrânea, seguida pelo Aquífero Moeda e o Aquífero Gandarela, sendo essas também as unidades que possuem as maiores taxas de recarga calculadas. A contribuição na parte superficial é semelhante a parte subterrânea, mas apresenta o Aquitardo Batatal com valores significativos devido sua baixa permeabilidade. O Aquífero Cauê é a única unidade que possui descarga antrópica subterrânea maior do que a disponibilidade hídrica, o que representa um alto impacto. Apesar dos aquíferos Moeda e Gandarela serem potencialmente produtivos, não apresentam grandes impactos. Em relação ao fluxo, os dois flancos do Sinclinal Moeda têm tendência para E, enquanto no Curral é predominantemente para NW. Na junção deles, as cargas hidráulicas também indicam um fluxo direcionado para NW, o que significa dizer que o Sinclinal Moeda abastece o Homoclinal Curral.

ABSTRACT

The study area is located in the northwestern portion of the Iron Quadrangle, encompassing the junction of the Curral Homoclinal and Moeda Sinclinal. It is associated with a sequence of rocks from the Minas Supergroup, which mainly includes the Moeda, Batatal, Cauê, Gandarela and Cercadinho Formations. Some aquifers in these formations are important sources of water supply for the region, mainly the Cauê Aquifer. Therefore, a water balance was carried out for the region and a flow analysis between the Curral Homoclinal and the Moeda Synclinal was carried out. The study area was divided according to different hydrogeological units and analyzed over the period between 2015/2016 and 2021/2022. Initially, recharge calculation techniques were applied, in addition to methods that segment the area's precipitation rates, and that estimate evapotranspiration and water surplus values. In parallel, an analysis of anthropogenic discharge was also carried out, which was based on the flow rates granted from wells compiled for the area. With the results of these two analyses, it was possible to make a comparison and understand the impact of anthropogenic discharge on water availability in the region, both in the surface and underground portions. The study also included a water flow analysis, which involved creating hydrogeological sections and creating potentiometric surface maps to understand how flow varies across the two megastructures. The balance results indicate that the year 2019/2020 presented the highest rainfall and water surplus, while 2018/2019 had the lowest. The Cauê Aquifer contributes the most to the amount of groundwater, followed by the Moeda Aquifer and the Gandarela Aquifer, which are also the units that have the highest calculated recharge rates. The contribution in the surface part is similar to the underground part, but the Batatal Aquitard presents significant values due to its low permeability. The Cauê Aquifer is the only unit that has underground anthropogenic discharge greater than water availability, which represents a high impact. Although the Moeda and Gandarela aquifers are potentially productive, they do not present major impacts. In relation to flow, the two flanks of the Moeda Synclinal trend towards E, while in Curral it is predominantly towards NW. At their junction, the hydraulic loads also indicate a flow directed towards the NW, which means that the Moeda Syncline supplies the Curral Homoclinal.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
2. OBJETIVOS.....	17
2.1 Objetivo Geral	17
2.2 Objetivo Específico.....	17
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	18
3.1 Localização	18
3.2 Clima.....	20
3.3 Geomorfologia.....	21
3.4 Hidrografia.....	24
4. GEOLOGIA REGIONAL.....	27
4.1 Complexos Metamórficos.....	29
4.2 Supergrupo Rio das Velhas.....	31
4.2.1 Grupo Nova Lima.....	32
4.2.2 Grupo Maquiné	32
4.3 Supergrupo Minas	33
4.3.1 Grupo Tamanduá	33
4.3.2 Grupo Caraça	33
4.3.3 Grupo Itabira.....	35
4.3.4 Grupo Piracicaba.....	37
4.4 Supergrupo Estrada Real.....	38
4.4.1 Grupo Sabará	39
4.4.2 Grupo Itacolomi	40
4.4.3 Grupo Barbacena	40
4.5 Suítes Intrusivas Máficas e Ultramáficas.....	40
4.5.1 Suíte Santa Rita de Ouro Preto	41
4.5.2 Suíte Catas Altas da Noruega.....	41

4.6	Unidades Cenozoicas	42
5.	GEOLOGIA ESTRUTURAL REGIONAL.....	44
5.1	Arcabouço Estrutural.....	44
5.1.1	Nappe Curral	46
5.1.2	Sistemas de Nappe Ouro Preto	48
5.1.3	Estruturas Da Terceira Geração: Amplificação/Redobramento.....	50
5.2	Homoclinal Curral.....	51
5.3	Sinclinal Moeda.....	52
5.4	Junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda	54
5.4.1	Modelo segundo Dorr (1969) e Pomerene (1964)	55
5.4.2	Modelo segundo Pires (1979) e Pires et al. (1993).....	56
5.4.3	Modelo segundo Alkmim et al. (1996) e Alkmim & Marshak (1998).....	57
5.4.4	Modelo segundo Endo et al. (2005).....	58
5.5	Arcabouço Tectônico	60
5.5.1	Modelo de Dorr (1969).....	61
5.5.2	Modelo de Alckmin & Marshak (1998)	62
5.5.3	Modelo de Chemale (1992 e 1994)	63
5.5.4	Modelo de Endo (1997)	64
6.	HIDROGEOLOGIA REGIONAL	68
6.1	Definições	68
6.2	Aquitardo em Complexos Metamórficos.....	70
6.3	Aquitardo Nova Lima.....	71
6.4	Aquífero Moeda.....	72
6.5	Aquitardo Batatal.....	73
6.6	Aquífero Cauê	73
6.7	Aquífero Gandarela	74
6.8	Aquífero Cercadinho	75

6.9	Aquíferos de Coberturas	76
6.10	Grandes Compartimentos Hidrogeológicos	77
6.10.1	Homoclinal Curral	77
6.10.2	Sinclinal Moeda	77
6.11	Valores de Referência de Recarga	78
7.	MATERIAIS E MÉTODOS	80
7.1	Aquisição e Tratamento de Dados	80
7.2	Balanço Hídrico.....	82
7.2.1	Precipitação	84
7.2.2	Evapotranspiração e Excedente Hídrico.....	85
7.2.3	Estimativa de Água Subterrânea	89
7.2.4	Estimativa de Água Superficial	91
7.3	Estimativa de Recarga	91
7.3.1	Método do Filtro Recursivo.....	92
7.3.2	Método WTF (Water Table Flutuation)	97
7.4	Balanço de Massa.....	99
7.4.1	Descarga Antrópica	99
7.4.2	Comparação entre Disponibilidade Hídrica e Descarga Antrópica	100
7.5	Potenciometria e Análise de Fluxo	101
8.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	103
8.1	Componentes do Balanço Hídrico.....	103
8.1.1	Análise da Pluviometria	103
8.1.2	Estimativa da Quantidade da Evapotranspiração e Excedente Hídrico 105	
8.1.3	Estimativa de Recarga.....	111
8.1.4	Estimativa da Quantidade de Água Subterrânea.....	121
8.1.5	Estimativa da Quantidade de Água Superficial.....	123

8.2	Componentes do Balanço de Massa	125
8.2.1	Estimativa da Quantidade de Descarga Antrópica.....	125
8.2.2	Comparação entre Disponibilidade Hídrica e Descarga Antrópica	130
8.3	Potenciometria e Análise de Fluxo	136
8.3.1	Perfis Hidrogeológicos.....	140
9.	CONCLUSÃO	146
10.	REFERÊNCIAS	148

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 3.1: Mapa geológico simplificado do cráton São Francisco meridional e sua relação com as faixas marginais de idade Brasileira, o bloco indentante (Bloco Barbacena) e o Quadrilátero Ferrífero (QF). Estruturas: LJ- Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, LC- Zona de Cisalhamento Congonhas, FAc- Falha Acaiaca e (d)- Dique máfico com componente de cisalhamento sinistral superimposto. (Fonte: Endo et al., 2020).</i>	19
<i>Figura 3.2: Localização da área de estudos como nome das estruturas e com mapas auxiliares indicando o posicionamento do estado de Minas Gerais no mapa da América do Sul, a localização do Quadrilátero Ferrífero dentro de Minas Gerais, a posição da área de estudos ao longo do Quadrilátero Ferrífero e os diferentes municípios que abrangem o interior e os arredores da área de estudos.</i>	20
<i>Figura 3.3: Mapa hipsométrico do limite da área de estudos com indicação do Homoclinal Curral e dos Flancos Oeste e Leste do Sinclinal Moeda.</i>	24
<i>Figura 3.4: Mapa hidrográfico da área de estudos com mapas secundários indicando a posição relativa do limite da área de estudos dentro da bacia hidrográfica do São Francisco (SF), da sub-bacia do Rio das Velhas e da sub-bacia do Rio Paraopeba.</i>	26
<i>Figura 4.1: Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Endo et al., 2019b).</i>	28
<i>Figura 4.2: Mapa com unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero com detalhamento dos Grupos e Formações apenas do Supergrupo Minas e indicação do limite da área de estudos pelo polígono em vermelho, além de dois traços de perfis (B-B'; H-H'), que serão apresentados no capítulo de "GEOLOGIA ESTRUTURAL REGIONAL" (Adaptado de Endo et al., 2019a).</i>	29
<i>Figura 4.3: Mapa geológico esquemático com a localização dos vários complexos gnaisses e granitoides do interior e adjacências do Quadrilátero Ferrífero (Fonte: Endo et al., 2020).</i>	31
<i>Figura 5.1: Mapa geológico e estrutural do Quadrilátero Ferrífero com indicação de principais feições estruturais, sendo cada uma identificada por um número correspondente: (1) Sinclinal Piedade; (2) Homoclinal Serra do Curral; (3) Anticlinal da Serra do Curral; (4) Sinclinal Moeda; (5) Sinclinal Dom Bosco; (6) Anticlinal de Mariana; (7) Sinclinal Santa Rita; (8) Anticlinal Conceição; (9) Sinclinal Gandarela; (10) Sinforme Nova Lima – Brumal; (11) Sinclinal Ouro Fino; (12) Anticlinal Bento Rodrigues; (13) Anticlinal Acaica (14) Anticlinal de Monsenhor Horta; (15) Antiforme Furquim; (16) Antiforme Rio Piracicaba; (17) Sinclinal Alegria- Fábrica; (18) Sinclinal Claudio Manoel; (19) Sinclinal Mangabeiras; (20) Sinforme João Monlevade; (21) Falha Água Quente; (22) Falha Alegria; (23) Falha Curral; (24) Falha de Acaica; (25) Falha do Fundão; (26) Falha Itacolomi; (27) Falha Serra das Gaivotas; (28) Sistema de Falhas Rio Piracicaba; (29) Sistema de Falhas São Bento; (30) Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda; (31) Zona de Cisalhamento Congonha; (32) Zona de Cisalhamento São Bento; (33) Zona de Cisalhamento São Vicente. O mapa e as estruturas utilizaram como base o mapeamento realizado por Endo et al. (2019a).</i>	44
<i>Figura 5.2: Mapa esquemático de articulação do sistema de nappes do Quadrilátero Ferrífero e as principais falhas/zonas de cisalhamento. Nappes: NC- Nappe Curral, NM- Nappe Maquiné, NSR- Nappe Santa Rita, NIRP- Nappe Itabira-Rio Piracicaba, NOP- Nappe Ouro Preto. Falhas: SB- São Bento, AQ- Água Quente, RP- Rio Piracicaba, IT- Itacolomi, Cr- Curral. Zonas de cisalhamento: MB- Moeda Bonfim (descolamento basal da Nappe</i>	

<i>Curral), SV- São Vicente (descolamento basal do Sistema de Nappes Ouro Preto) (Adaptado de Endo et al., 2020).....</i>	<i>46</i>
<i>Figura 5.3: Mapa esquemático com indicação das principais falhas ao longo do Nappe Curral (Endo et al., 2005)</i>	<i>48</i>
<i>Figura 5.4: Perfil geológico B-B' cortando a serra do Curral que ilustra a configuração das rochas nessa estrutura.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 5.5: Perfil geológico H-H' cortando o Sinclinal Moeda que ilustra a configuração das rochas nessa estrutura.....</i>	<i>53</i>
<i>Figura 5.6: Indicação da Falha da Gordura (1), Falha da Mutuca (2), Falha da Catarina (3) e Falha do Barreiro (4) na junção do Homoclinal Serra do Curral com o Sinclinal Moeda (Alkmim e Marshak, 1998).....</i>	<i>54</i>
<i>Figura 5.7: Esboço simplificado do mapa que apresenta as duas alternativas para a junção Curral-Moeda proposta por Dorr (1969). Em a) falha de empurrão em curva mais suave; b) falha extremamente curvilínea. Extraído de Madeira (2018).....</i>	<i>56</i>
<i>Figura 5.8: Interpretação estrutural da junção Curral-Moeda segundo Pires et al. (1993).....</i>	<i>57</i>
<i>Figura 5.9: Modelo de evolução para a junção do Homoclinal Curral e do Sinclinal da Moeda. A superfície ilustrada representa a base da Formação Cauê (branco o topo e azul a base da superfície). (a) Formação do Anticlinal da Serra do Curral a partir da compressão SE-NW Transamazônica; (b) redobramento do Anticlinal da Serra do Curral com o desenvolvimento dos domos e quilhas. As setas indicam o movimento do embasamento; (c) Estruturação da complexa geometria com o encurtamento Brasileiro ESE-WNW (em cinza a superfície das falhas de empurrão). Alkmim & Marshak (1998)</i>	<i>58</i>
<i>Figura 5.10: Seções modelo da nappe Curral nas proximidades da área de estudo, local indicado no mapa esboçado acima. No mapa, FMC: Falha Mário Campos; SM: Sinclinal Mangabeiras; FC: Falha Curral; ACB: Anticlinal Curral-Bonfim. Nas seções: ST: Topografia atual; V: Vergência. (Adaptado de Madeira 2018 e Endo et al., 2005).....</i>	<i>60</i>
<i>Figura 5.11: Idades dos três principais períodos tectônicos que afetaram a região sul do Cráton do São Francisco (extraído de Marshak & Alkmim, 1989).</i>	<i>62</i>
<i>Figura 6.1: Mapa hidrogeológico com foco nas unidades dentro e ao redor do limite da área de estudos.</i>	<i>70</i>
<i>Figura 7.1: Fluxograma com representação da equação do balanço hídrico e indicação de número e nome de cada subcapítulo em que a metodologia de cálculo do parâmetro foi apresentada.</i>	<i>84</i>
<i>Figura 7.2: Mapa de localização das estações fluviométricas V02 E V05 utilizadas como exemplo na separação de recarga do Aquífero Cauê, com tabela indicando os dados e as equações em ordem lógica que foram utilizadas no cálculo desse método.</i>	<i>96</i>
<i>Figura 7.3: Ilustração de hidrograma de monitoramento de nível d'água pelo método do WTF, onde o ΔH representa a variação do nível freático e o Δt representa a variação no tempo. Adaptado de: Healy (2010).....</i>	<i>98</i>
<i>Figura 8.1: Mapa de localização de estações pluviométricas e delimitação de polígonos elaborados pelo método do Thiessen, com tabela indicando a pluviometria média total, quantidade de anos hidrológicos monitorados, área em quilômetros quadrados e a porção da pluviometria em milímetros por ano do polígono de Thiessen de cada estação.....</i>	<i>104</i>

<i>Figura 8.2: Mapa com delimitação dos polígonos de Thiessen sobre mapa de unidades hidrogeológicas.</i>	<i>106</i>
<i>Figura 8.3: Figura mostrando gráficos com a área de cada unidade hidrogeológica dentro de cada um dos cinco polígonos de Thiessen. O eixo Y representando a área está fora de escala para melhor visualização.</i>	<i>107</i>
<i>Figura 8.4: Gráfico de evolução do excedente hídrico de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>110</i>
<i>Figura 8.5: Gráfico com a porcentagem de contribuição de cada unidade hidrogeológica para o excedente hídrico em cada ano hidrológico de interesse.</i>	<i>111</i>
<i>Figura 8.6: Bacias hidrográficas das estações fluviométricas sobre mapa hidrogeológico, com inclusão de tabela mostrando dados das bacias utilizados no cálculo de recarga pelo método do filtro recursivo.</i>	<i>112</i>
<i>Figura 8.7: Gráficos de hidrogramas indicando o escoamento superficial e de base mensal de todas as estações utilizadas para calcular recarga pelo método do filtro recursivo, acompanhados por informações sobre a quantidade de precipitação na mesma escala de tempo. O retângulo vermelho representa o período que abrange os anos hidrológicos analisados no trabalho</i>	<i>114</i>
<i>Figura 8.8: Mapa de localização de instrumentos de monitoramento de nível d'água utilizados no método do WTF sobre unidades hidrogeológicas.</i>	<i>118</i>
<i>Figura 8.9: Gráficos de evolução de nível d'água com curvas de recessão dos instrumentos utilizados na aplicação do método do WTF ao longo da série histórica de monitoramento de cada um deles.</i>	<i>119</i>
<i>Figura 8.10: Comparação da evolução da disponibilidade de água subterrânea entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>122</i>
<i>Figura 8.11: Comparação da evolução da disponibilidade de água superficial entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>124</i>
<i>Figura 8.12: Mapa de localização de instrumentos com vazão outorgada utilizadas no cálculo de descarga antrópica, sobre mapa hidrogeológico.</i>	<i>126</i>
<i>Figura 8.13: Evolução da descarga antrópica subterrânea do Aquífero Cauê ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>128</i>
<i>Figura 8.14: Comparação da evolução da descarga antrópica subterrânea entre o Aquífero Moeda, Aquífero Gandarela, Aquífero Batatal e o Aquífero Piracicaba ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>128</i>
<i>Figura 8.15: Comparação da evolução da descarga antrópica superficial entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>129</i>
<i>Figura 8.16: Comparação da evolução do balanço de massa subterrâneo entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>132</i>
<i>Figura 8.17: Comparação da evolução do balanço de massa superficial entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>134</i>
<i>Figura 8.18: Instrumentos de nível d'água sobre mapa hipsométrico divididos entre os que foram utilizados na construção da potencimétrica de 2015 a 2018 e de 2019 a 2022, além dos utilizados em ambos os mapas.</i>	<i>136</i>
<i>Figura 8.19: Mapa potenciométrico referente ao período de 2015 a 2018 sobre unidades hidrogeológicas.</i>	<i>137</i>
<i>Figura 8.20: Mapa potenciométrico referente ao período de 2019 a 2022 sobre unidades hidrogeológicas.</i>	<i>138</i>
<i>Figura 8.21: Mapa potenciométrico referente ao período de 2015 a 2018 com traços de perfis hidrogeológicos A-A', E-E', F-F' e G-G'.</i>	<i>141</i>

<i>Figura 8.22: Perfil hidrogeológico da seção A-A' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.</i>	<i>142</i>
<i>Figura 8.23: Perfil hidrogeológico da seção E-E' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.</i>	<i>143</i>
<i>Figura 8.24: Perfil hidrogeológico da seção G-G' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.</i>	<i>144</i>
<i>Figura 8.25: Perfil hidrogeológico da seção F-F' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.</i>	<i>144</i>

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 8.1: Resultados do excedente hídrico, precipitação total e evapotranspiração de cada polígono de Thiessen das estações pluviométricas para os anos hidrológicos de interesse.</i>	<i>105</i>
<i>Tabela 8.2: Tabela com a indicação dos valores das áreas de cada unidade hidrogeológica dentro de cada um dos cinco polígonos de Thiessen.</i>	<i>108</i>
<i>Tabela 8.3: Resultados da precipitação, evapotranspiração e excedente hídrico totais de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>108</i>
<i>Tabela 8.4: Resultado de recarga gerado pelo método do filtro recursivo para cada bacia hidrogeológica, com indicação de unidades hidrogeológicas que as englobam.</i>	<i>116</i>
<i>Tabela 8.5: Resultados alcançados pela aplicação do método de separação de recargas, com indicação de qual unidade a recarga foi calculada, a estação pluviométrica utilizada como base para isso, além da unidade hidrogeológica e estação utilizada de referência.</i>	<i>117</i>
<i>Tabela 8.6: Resultados do cálculo de recarga pelo método do filtro recursivo separado entre as unidades hidrogeológicas.</i>	<i>117</i>
<i>Tabela 8.7: Dados de localização, cota e monitoramento dos instrumentos de monitoramento de nível d'água utilizados para calcular recarga pelo método WTF.</i>	<i>117</i>
<i>Tabela 8.8: Resultados de recarga calculados pelo método do WTF em cada instrumento e para o Aquífero Moeda como um todo.</i>	<i>120</i>
<i>Tabela 8.9: Compilação dos valores de recarga utilizada como base para cada unidade hidrogeológica ao longo do estudo, com indicação da referência em que foi obtida.</i>	<i>120</i>
<i>Tabela 8.10: Resultados da estimativa de água subterrânea para cada unidade hidrogeológica ao longo de todos os anos hidrológicos de interesse.</i>	<i>121</i>
<i>Tabela 8.11: Estimativa de água superficial das unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos de interesse.</i>	<i>123</i>
<i>Tabela 8.12: Compilação das descargas antrópicas de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos.</i>	<i>127</i>
<i>Tabela 8.13: Compilação das descargas antrópicas de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos divididos pelo tipo de captação.</i>	<i>127</i>
<i>Tabela 8.14: Resultados do balanço de massa de água subterrânea e superficial obtidos a partir da comparação do excedente hídrico com a descarga antrópica.</i>	<i>130</i>

1. INTRODUÇÃO

A região de estudos está localizada na região centro-sul de Minas Gerais, ao longo da porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, uma das principais províncias minerais do Brasil. Nela, estão localizadas duas megaestruturas denominadas de Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda.

Ao longo delas, ocorre uma associação de rochas do Supergrupo Minas, entre elas, as rochas do Grupo Piracicaba, com presença, principalmente, da Formação Moeda, Formação Batatal, Formação Cauê, Formação Gandarela e Formação Cercadinho, que apresentam comportamento geológicos e hidrogeológicos distintos.

No caso da Formação Cauê, a litologia predominante são os itabiritos, que representam a unidade portadora de ferro mais importante do Quadrilátero Ferrífero. Entretanto, uma característica marcante da Formação é que, além de ser a unidade com maior importância econômica, também representa o aquífero mais produtivo regionalmente.

Já o segundo grupo de rochas com potencial aquífero mais importante são os da Formação Moeda, composta principalmente por quartzitos. Separando essas duas unidades está a Formação Batatal, considerado por muitos autores como um não aquífero devido a baixa permeabilidade de suas rochas (Mourão, 2007). Ainda há a presença das rochas carbonáticas da Formação Gandarela, que podem se tornar bons aquíferos quando há carstificações proeminentes (Beato *et al.*, 2005). Por fim, a Formação Cercadinho, é marcada pela grande presença de quartzitos, intercalados com filitos, o que faz com que sejam aquíferos menos produtivos.

Conhecendo estas associações de rochas e entendendo a sua representatividade para o Quadrilátero Ferrífero, se torna muito importante o conhecimento de como essas unidades hidrogeológicas se comportam em diferentes aspectos, principalmente no que se refere a região do Homoclinal Curral e do Sinclinal Moeda. Alguns estudos, como de Mourão (2007) e Magalhães (2023), analisaram o comportamento hidrogeológico dessas duas estruturas, porém, de forma separada, sem considerar a relação entre elas.

Dessa forma, como a área apresenta unidades com um importante papel na produtividade aquífera, o trabalho em questão busca realizar um balanço hídrico da

junção dessas duas megaestruturas a partir de uma análise de entradas e saídas de água. Isso será feito para as unidades hidrogeológicas separadas, de forma a saber qual é a proporção de contribuição de cada unidade hidrogeológica para esse balanço. Além disso, através de uma compilação das descargas antrópicas em cada unidade é possível avaliar qual é o impacto que cada uma está sofrendo.

Outra avaliação importante a se fazer considerando o entendimento da relação entre os compartimentos hidrogeológicos do Homoclinal Curral e da Serra da Moeda, é uma análise potenciométrica e de fluxo entre elas, visando saber, por exemplo, qual dessas estruturas cede água para a outra.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Este trabalho visa atender a disciplina de Trabalho Geológico de Graduação do curso de Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais.

Tem como objetivo geral o cálculo do balanço hídrico e análise de fluxo da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda.

2.2 Objetivo Específico

- Estimar valores de excedente hídrico, precipitação, evapotranspiração, recarga, quantidade de água subterrânea e quantidade de água superficial para as diferentes unidades hidrogeológicas ao longo do tempo.
- Levantar dados de outorgas para contabilizar valores de descarga antrópica em cada unidade;
- Avaliar se as unidades hidrogeológicas estão passando por impacto por meio do balanço de massa;
- Compilar dados de monitoramento de nível d'água para construção de mapas potenciométricos para a região;
- Entender o comportamento hidrogeológico das diferentes unidades aquíferas ao longo das megaestrutura Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda;

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

3.1 Localização

A área de estudo de 115,72 km² está localizada no sul do Cráton São Francisco (Figura 3.1; Almeida, 1977), que compreende uma complexa união de terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos, sustentando coberturas Proterozoicas mais recentes do que 1,8 bilhão de anos, além de unidades sedimentares Fanerozoicas (Alkmim, 2004).

O Cráton São Francisco é circundado por cinturões neoproterozoicos que se formaram por volta de 630-490 Ma, durante o processo de amalgamação do Gondwana Ocidental (Alkmim & Marshak, 1998; Alkmim *et al.*, 2006).

No setor sul do Cráton, está localizado o Quadrilátero Ferrífero (QF), uma província metalogênica que ocupa uma área de aproximadamente 7000 km². Essa região encontra-se aproximadamente na região centro-sul do estado de Minas Gerais (Alkmim & Marshak, 1998).

O QF é caracterizado pelo arranjo grosseiramente quadrangular dos conjuntos de serras que o caracterizam, que estão relacionados a grandes estruturais regionais, como Sinclinais, Anticlinais e Homoclinais (Figura 3.1).

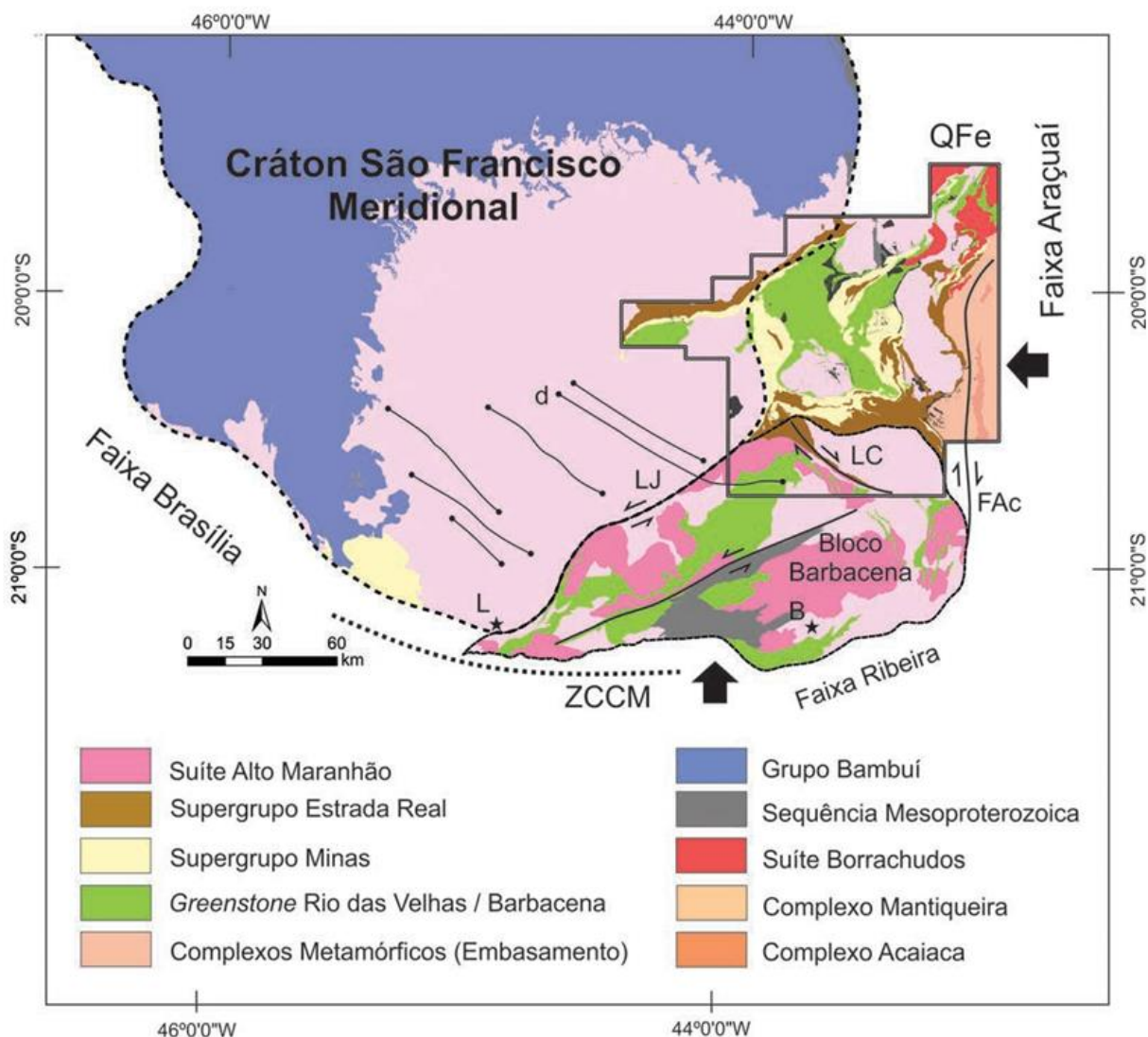


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado do cráton São Francisco meridional e sua relação com as faixas marginais de idade Brasiliana, o bloco indentante (Bloco Barbacena) e o Quadrilátero Ferrífero (QF). Estruturas: LJ- Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, LC- Zona de Cisalhamento Congonhas, FAc- Falha Acaiaca e (d)- Dique máfico com componente de cisalhamento sinistral superimposto.

(Fonte: Endo et al., 2020).

Mais especificamente, a área de estudo está localizada na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, na região que engloba tanto o Homoclinal Curral como o Sinclinal Moeda. Ela está bem próxima da Região Metropolitana de Belo Horizonte, a capital do Estado de Minas Gerais.

Está distribuída entre cinco municípios, listados em ordem de maior extensão dentro dos limites da pesquisa: Nova Lima, Brumadinho, Belo Horizonte, Ibirité e Sarzedo. A principal rodovia que corta a região é a BR-356, e as porções

urbanizadas mais significativas localizadas dentro dela são o Bairro Jardim Canadá, o Condomínio Retiro das Pedras e o Condomínio Morro do Chapéu. A localização da área é possível ser visualizada pela Figura 3.2.

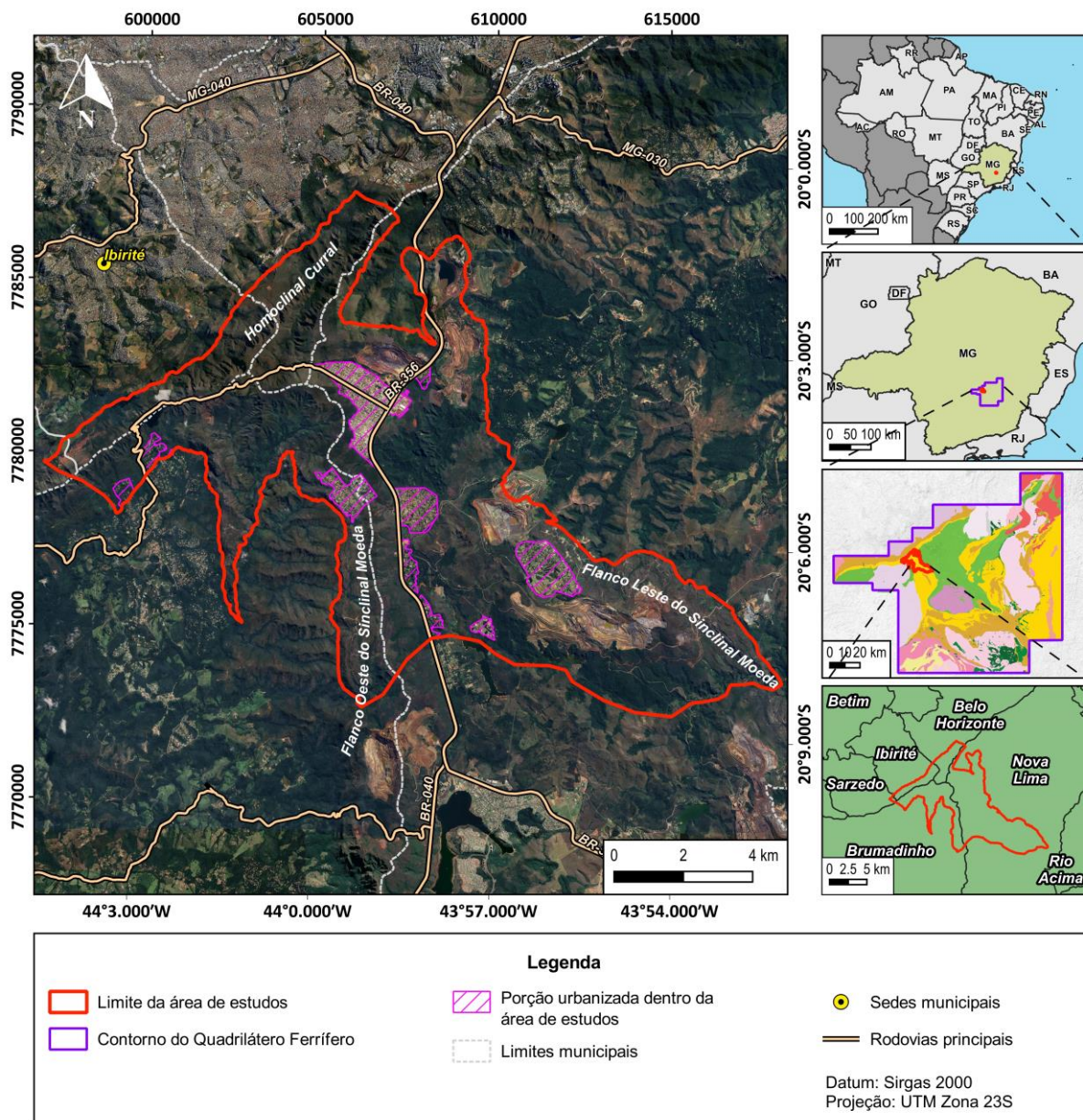


Figura 3.2: Localização da área de estudos como nome das estruturas e com mapas auxiliares indicando o posicionamento do estado de Minas Gerais no mapa da América do Sul, a localização do Quadrilátero Ferrífero dentro de Minas Gerais, a posição da área de estudos ao longo do Quadrilátero Ferrífero e os diferentes municípios que abrangem o interior e os arredores da área de estudos.

3.2 Clima

De acordo com Köppen (1936), junto a trabalhos atualizados como o de Álvarez *et al.* (2013), grande parte do setor meridional de Minas Gerais, incluindo o

Quadrilátero Ferrífero, possui um clima classificado como subtropical de altitude (Cwb), ou seja, a região possui inverno seco com temperaturas amenas e verão temperado, úmido com temperaturas quentes.

A temperatura média da região, de acordo com as medições realizadas pela estação meteorológica Ibirité Rola Moça (código: A555) está por volta de 20°C, com a mínima de 17°C registrada no mês de julho e máxima de 23°C anotada no mês de fevereiro (INMET, 2023).

A umidade relativa do ar, segundo Davis *et al.* (2005), possui maior média no mês de janeiro com cerca de 79%, com valores que se mantêm acima de 70% até o fim de junho. Entre julho e meados de outubro, essas médias permanecem abaixo de 70%, sendo que em agosto, registra-se a menor média de umidade relativa do ar, com 64.5%. A partir da metade de outubro até dezembro ocorre o aumento gradual dessas médias, chegando a valores superiores a 75%.

Em relação ao balanço hídrico, entre os meses de novembro a março ocorre o excedente hídrico, com cerca de 625 e 701 mm, e entre abril e outubro acontece o déficit hídrico na região, com valores de 127 e 171 mm (Davis *et al.*, 2005; Fernandes & Moreira, 2022; Magalhães, 2023). A evapotranspiração real da região está por volta de 868.4 mm (Davis *et al.*, 2005) e 888 mm (Magalhães, 2023).

A partir dos dados do INMET (2023), da estação meteorológica Ibirité Rola Moça (A555), foram obtidos os dados de pluviometria da região. A média histórica da precipitação acumulada anual, entre os anos de 2008 e 2022, corresponde a 1624.84 mm. Sendo que os meses com maior precipitação média acumulada são janeiro e dezembro com, respectivamente, 330,15 e 332,40 mm. Já os meses com menor quantidade de precipitação acumulada correspondem a julho e agosto com respectivos 5,32 e 10,73 mm. O trimestre com maior quantidade de chuva, que diz respeito aos meses de novembro, dezembro e janeiro, somados correspondem a 925,00 mm, ou seja, 56,93% de toda a precipitação média anual acumulada. Já o trimestre mais seco, entre junho e agosto, quando acumulados, correspondem a 34.65 mm, o mesmo que 1,13% de toda pluviometria média anual acumulada.

3.3 Geomorfologia

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é composto por uma combinação de regiões geomorfológicas intimamente ligadas às características estruturais, onde as

mudanças na altitude e inclinação das encostas estão associadas a variações nas características litológicas e estruturais (Varajão, 1988). Uma característica distintiva do terreno no Quadrilátero Ferrífero é que toda a região está elevada devido a movimentos tectônicos, com uma variação de altitude entre 900 e 1000 metros, podendo atingir alturas de 1500 metros em determinadas áreas e ultrapassar os 2000 metros, como ocorre na Serra do Caraça (Medina *et al.*, 2005).

A paisagem atual do QF foi moldada pela geologia estrutural, pela erosão diferencial (Varajão, 1991) e a denudação diferencial (Salgado, 2006) que ocorre na região, responsáveis pela formação de relevos proeminentes. No sentido da erosão diferencial, os quartzitos (Formação Moeda) e itabiritos (Formação Cauê), por serem mais resistentes, preservaram-se como elevações, enquanto os granito-gnaisses dos complexos metamórficos, devido à sua menor resistência aos efeitos do clima e da erosão, transformaram-se em terrenos mais baixos (Harder & Chamberlin, 1915). Enquanto isso, filitos e xistos estão no meio termo entre as rochas mais e menos resistentes e ocupam, principalmente, depressões formadas por anticlinais invertidos ou sinclinais (Varajão, 1991).

Salgado (2006) especifica que os processos formadores do relevo do Quadrilátero Ferrífero, que permanecem atuando, correspondem ao conjunto da erosão às taxas de denudação total (denudação mecânica somada a denudação geoquímica), acarretando a denudação diferencial do terreno. Semelhante a resistência a erosão, as taxas de denudação diferencial mostram que: os itabiritos e quartzitos são as rochas com maior resistência; os filitos e xistos apresentam resistência mediana; os granito-gnaisses apresentam baixa resistência; e as litologias com menor resistência entre as analisadas são os dolomitos e mármore (Salgado, 2006). O autor ainda atribui a diferença entre a denudação total e as taxas de erosão ao corrente processo de dissecação do relevo e a maneira como os litotipos estão distribuídos ao longo da paisagem do Quadrilátero Ferrífero.

Entretanto, de acordo com alguns trabalhos (e.g. Tricart, 1961; Barbosa & Rodrigues, 1967), rochas suscetíveis a erosão ou denudação como o caso de xistos, filitos e rochas carbonáticas, podem ocorrer em elevadas superfícies devido a faixas de itabiritos e quartzitos que os sustentam (Salgado, 2006).

A fim de delimitar as unidades geomorfológicas do Quadrilátero Ferrífero de acordo com os controles estruturais presentes na região, Medina *et al.*, (2005),

compartimentou o QF em dez dessas unidades. A área de estudo está inserida em duas das unidades morfoestruturais descritas por Medina *et al.* (op. cit.): no Platô do Sinclinal Moeda e na Crista Monoclinal da Serra do Curral.

O platô do Sinclinal Moeda constitui uma vasta elevação suspensa, orientada no sentido norte-sul, apresentando uma configuração morfológica que pode ser dividida em duas partes distintas: as margens externas e o planalto interior do sinclinal. As margens externas do sinclinal elevam-se a altitudes variando entre 1500 e 1600 metros, sendo sustentadas por quartzitos da Formação Moeda (Grupo Caraça) e itabiritos da Formação Cauê (Grupo Itabira). Nessas margens, destacam-se cristas ou planaltos, frequentemente revestidos por canga, alcançando larguras entre 500 e 1300 metros. O planalto interior do sinclinal consiste em uma superfície plana, com altitudes em torno de 1300 metros, estendendo-se por aproximadamente 20 km na direção N-S. Essa superfície é cruzada por vales encaixados, caracterizando um padrão de drenagem subdendrítico.

Já a Crista Homoclinal da Serra do Curral encontra-se na extremidade norte do Quadrilátero Ferrífero, apresentando cristas dominantes com altitudes que atingem 1400 m e que são sustentadas pela formação ferrífera. A extensa formação de cristas protuberantes da Serra do Curral segue uma direção aproximada WSW-ENE, estendendo-se por cerca de 50 km entre os fechos do Funil e de Sabará.

As altitudes ao longo da área de estudos podem ser visualizada por um mapa hipsométrico, representado pela Figura 3.3.

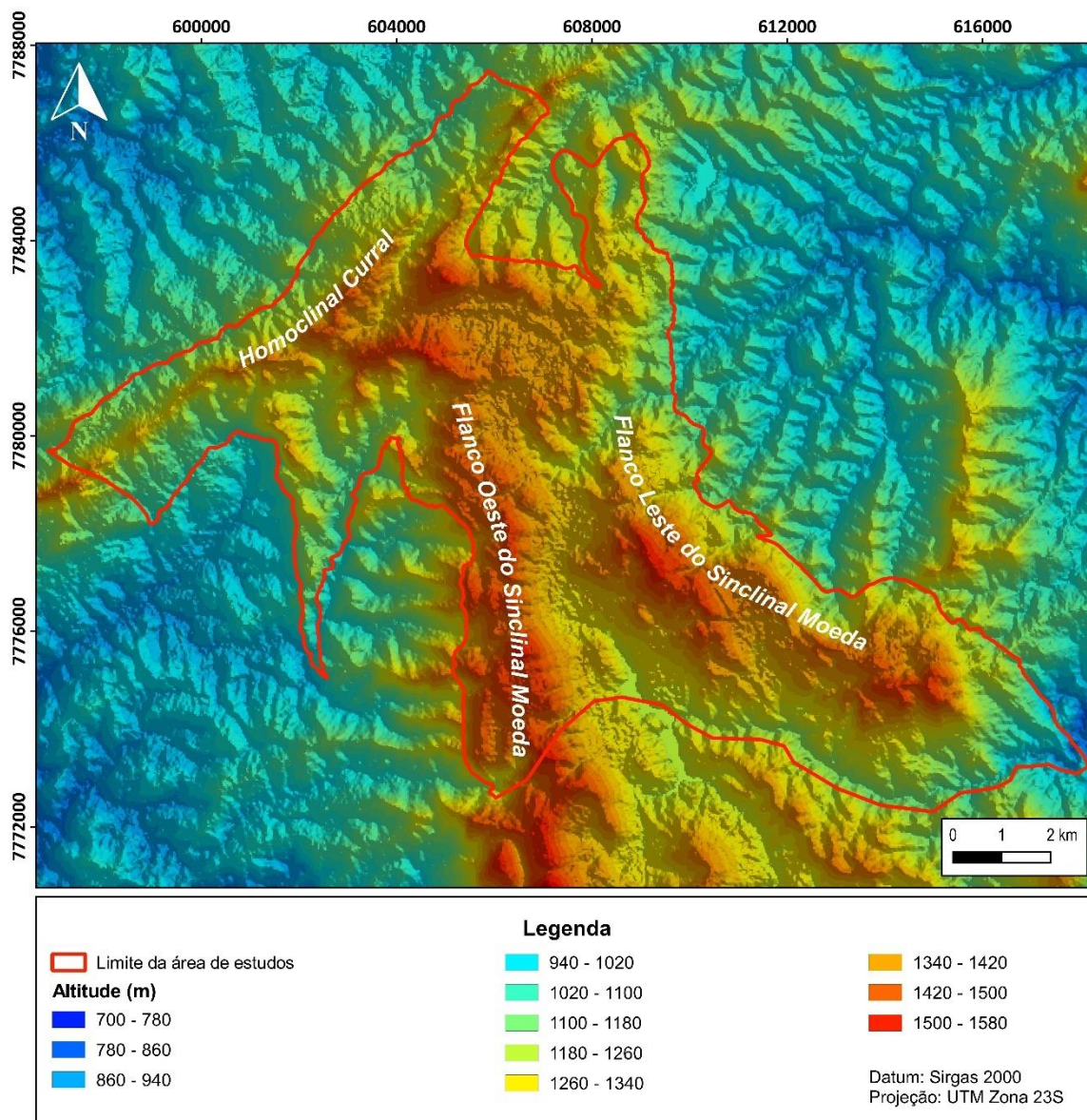


Figura 3.3: Mapa hipsométrico do limite da área de estudos com indicação do Homoclinal Curral e dos Flancos Oeste e Leste do Sinclinal Moeda.

3.4 Hidrografia

A área em análise compreende as bacias hidrográficas do Rio das Velhas e do Rio Paraopeba, ambas pertencentes à bacia hidrográfica do Rio São Francisco (Figura 3.4). Essa diferenciação ocorre devido ao flanco oeste do Sinclinal Moeda, que é representado pela Serra da Moeda, atuar como um divisor hidrológico. Nesse caso, o flanco oeste abrange a bacia do Rio Paraopeba, enquanto o flanco leste a bacia do Rio das Velhas.

A Bacia Hidrográfica do Rio Paraopeba possui uma área de 13,6 km², abrange 48 municípios e abastece 1,3 milhão de habitantes. Isso tudo ocorre ao longo de aproximadamente 510 km. Mais especificamente, na área de estudos engloba os afluentes do de um trecho denominado como Médio Paraopeba (CBHSF, 2023).

Já a Bacia Hidrográfica do Rio das Velhas ocupa uma área de 27,9 km², abrange 51 municípios e abastece 4,4 milhão de habitantes. Ele representa o maior afluente em extensão da bacia do Rio São Francisco, com 806 km. A área de estudos engloba o trecho denominado de Alto Rio das Velhas (CBHSF 2023).

Em um contexto mais local, observando apenas os cursos d'água que cortam o limite da área de estudos, nota-se que o rio do Peixe, situado na região sudeste, é o único rio presente. Um dos seus afluente é o ribeirão Capitão da Mata, também localizado na parte sul e sudeste da área. A extensão desses dois cursos d'água foi utilizada para estabelecer os limites da área de estudo, uma vez que são importantes cursos d'água de um ponto de vista local.

Outros Ribeirões localizados dentro da área são o ribeirão Catarina e ribeirão Casa Branca, no flanco oeste do Sinclinal Moeda, além do ribeirão dos Macacos, no flanco leste.

No flanco oeste também predomina as cabeceiras de alguns córregos, como o córrego Fundo, córrego Senzala, córrego Bernardinho e córrego Retiro das Pedras. Já no flanco leste, os córregos com as mesmas características são o córrego Boiadeiros, córrego do Mendes, córrego Marumbe, córrego Penteadado, córrego Grota Fria, córrego Tamanduá, córrego Fechos, córrego Taquar e córrego Gordura. Dentre esses, o córrego Fechos é o que possui maior extensão dentro da área.

Já no Homoclinal Curral, também existe a presença da cabeceira de vários córregos, o que inclui, no sentido W-E, o córrego do Urubu, córrego Fubá, córrego Rola-Moça, córrego Barreirinho, córrego Independência, córrego Barreiro e córrego Mutuca. O mais abrangente desses córregos no contexto do estudo é o córrego Barreiro, já que ele apresenta uma maior extensão dentro da área.

Além desses, o limite sul da área de estudos corta parte da Lagoa do Miguelão e, ao longo de toda área, também existem diversas drenagens sem nome.

Todos esses cursos d'água são representados pela Figura 3.4, com uma diferenciação da hidrografia pela espessura da linha. Ou seja, quanto mais espesso, maior é a hierarquia da drenagem representada.

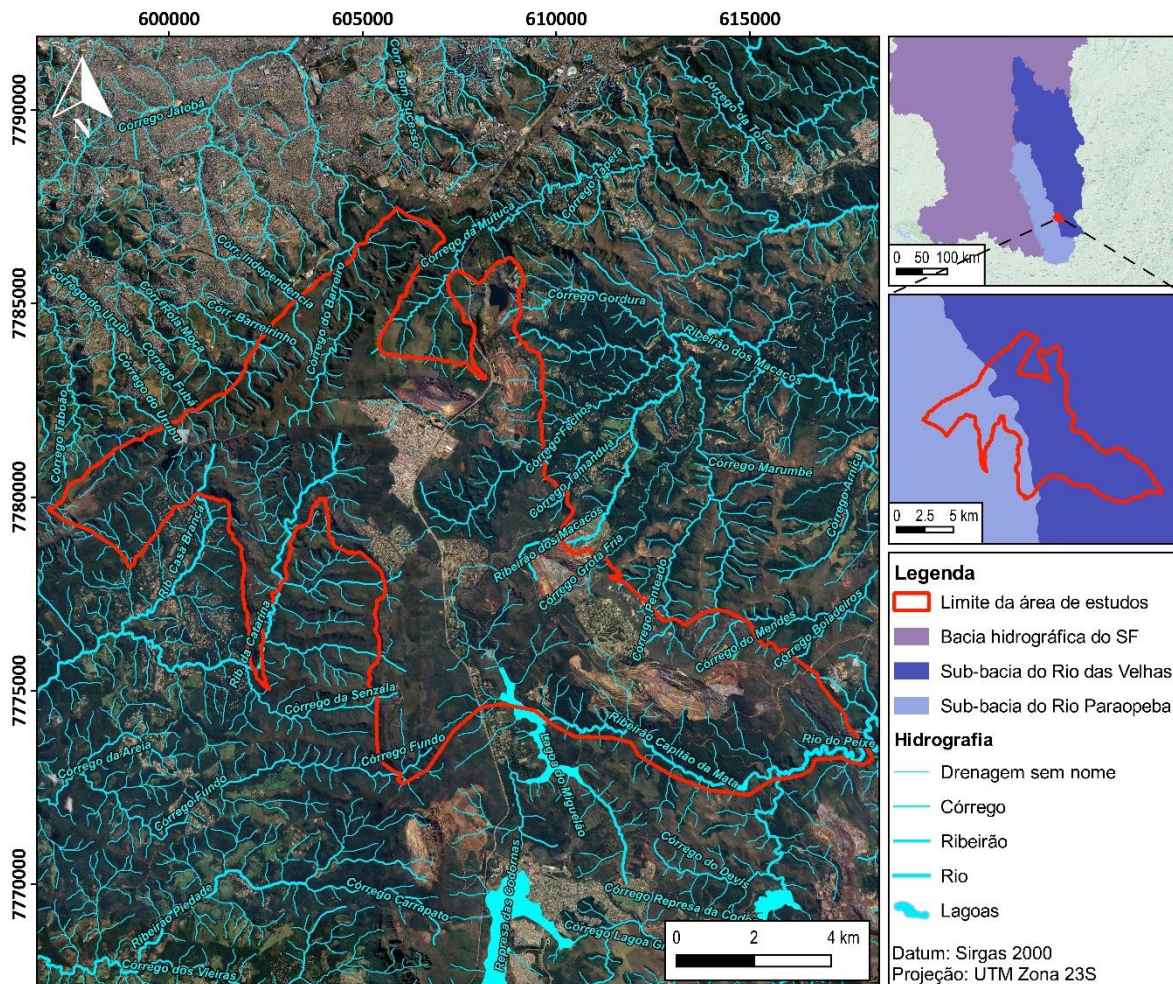


Figura 3.4: Mapa hidrográfico da área de estudos com mapas secundários indicando a posição relativa do limite da área de estudos dentro da bacia hidrográfica do São Francisco (SF), da sub-bacia do Rio das Velhas e da sub-bacia do Rio Paraopeba.

4. GEOLOGIA REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero é constituído por unidades litodêmicas e litoestratigráficas do Arqueano, do Paleo-Mesoproterozoico e do Cenozoico. Essas rochas passaram por múltiplas deformações e têm diferentes graus de metamorfismo, variando de baixo a moderado. É possível individualizar quatro grandes unidades litoestratigráficas distintas dentro desse contexto (Endo *et al.*, 2019a):

- Complexos Metamórficos do Arqueano: constituídos de gnaisses bandados ou não, migmatitos, granitoides, anfibolitos e corpos máficos/ultramáficos
- Supergrupo Rio das Velhas: constituído por rochas metassedimentares clásticas e químicas, metavulcanoclásticas e por rochas metavulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas;
- Supergrupo Minas: constituído por rochas metassedimentares clásticas e químicas;
- Supergrupo Estrada Real: constituído por rochas metassedimentares clásticas e químicas e por rochas metavulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas;

Além dessas unidades mencionadas, a região abriga extensas ocorrências de rochas intrusivas de várias composições e idades, assim como unidades sedimentares, correspondentes às coberturas do Cenozóico (Dorr 1969, Alkmim & Marshak 1998).

As unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero utilizadas nesse trabalho como base principalmente a coluna estratigráfica desenvolvida por Endo *et al.* (2019b), exibida na Figura 4.1.

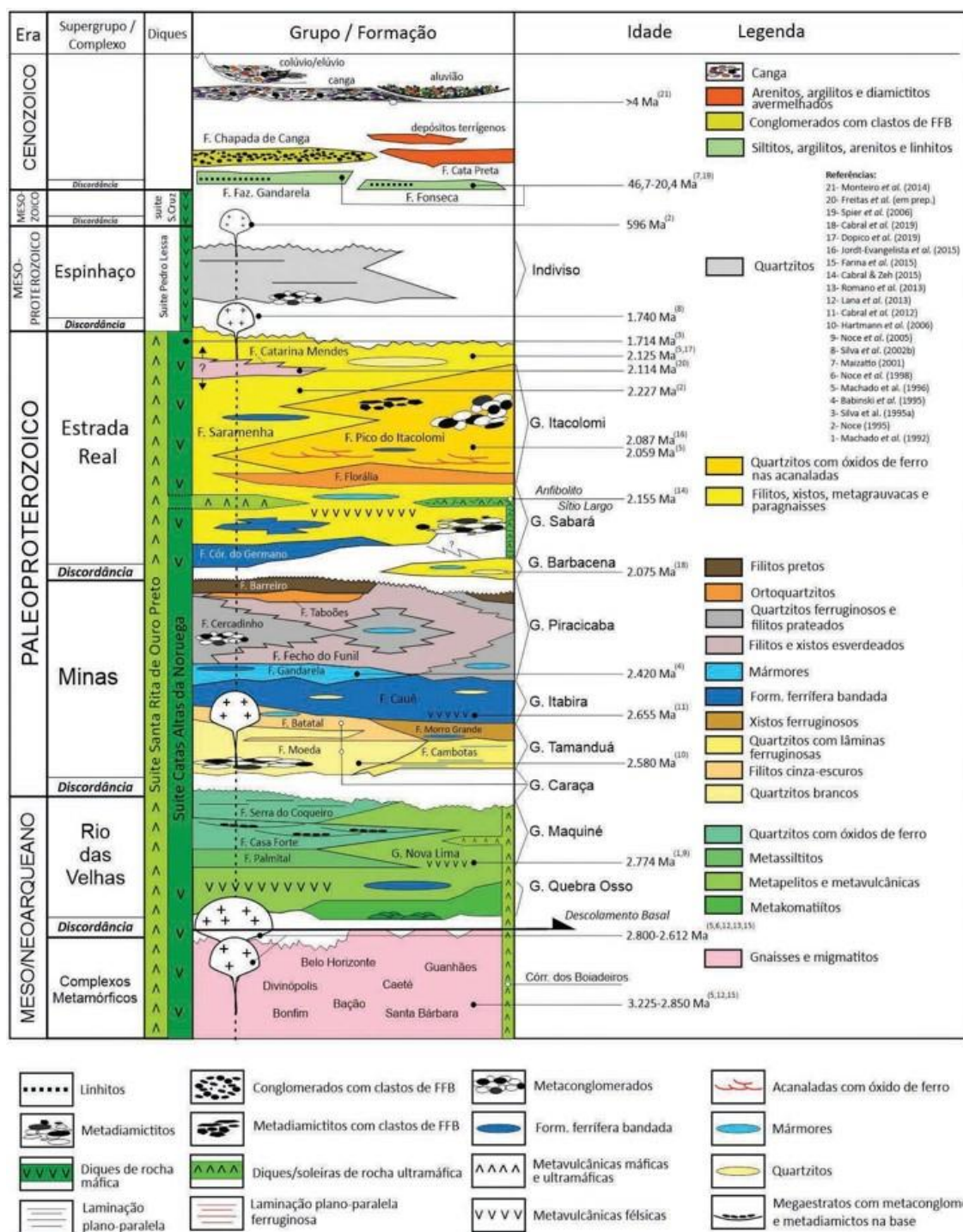


Figura 4.1: Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Endo et al., 2019b).

Essas unidades podem ser visualizadas regionalmente a partir do mapa da Figura 4.2, que apresenta a localização das principais unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero.

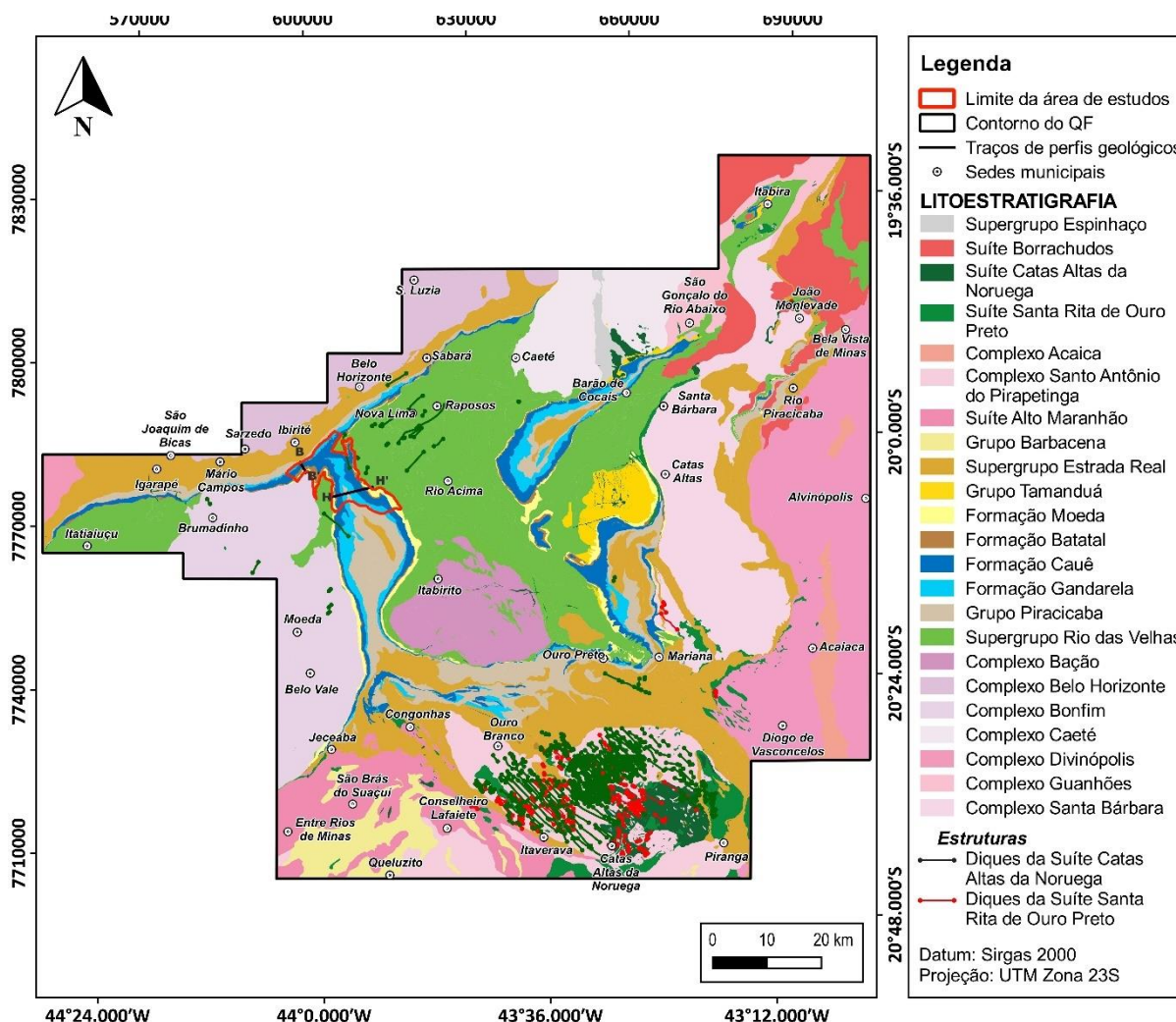


Figura 4.2: Mapa com unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero com detalhamento dos Grupos e Formações apenas do Supergrupo Minas e indicação do limite da área de estudos pelo polígono em vermelho, além de dois traços de perfis (B-B'; H-H'), que serão apresentados no capítulo de "GEOLOGIA ESTRUTURAL REGIONAL" (Adaptado de Endo et al., 2019a).

As unidades da coluna estratigráfica elaborada por Endo *et al.* (2019b) serão caracterizadas individualmente nos próximos subcapítulos. Apesar desse autor incluir o Grupo Barbacena e o Supergrupo Espinhaço no contexto do Quadrilátero Ferrífero, essas unidades não serão descritas em detalhe, já que não fazem parte da delimitação clássica do Quadrilátero Ferrífero e não possuem influência na área da pesquisa.

4.1 Complexos Metamórficos

Os complexos metamórficos do Arqueano exibem uma diversidade litológica muito grande (Carneiro 1992, Carneiro *et al.*, 1995). Em um aspecto geral estas rochas são constituídas por ortogneisses bandados definidos como tonalitos-

trondhjemitos-granodioritos (TTGs) que em alguns locais podem estar migmatizados e intrudidos por corpos graníticos de granulação média a grosseira, além de leucogranitos e diques anfibolíticos e pegmatíticos (Chemale Jr *et al.*, 1991, Carneiro *et al.*, 1995, Lana *et al.*, 2013).

Os gnaisses bandados exibem uma alternância de bandas leucocráticas e meso a melanocráticas, espessuras variáveis de milimétrica a centimétrica, apresentando, por vezes, injeções leucocráticas e bandas anfibolíticas. Apresentam-se dobrados, com as bandas leucocráticas e mesocráticas exibindo uma foliação gnáissica plano-axial de dobras transpostas (Endo *et al.*, 2019b).

O embasamento Arqueano se apresenta predominantemente na configuração de domos extensos, abrangendo os complexos Bonfim, Bação, Belo Horizonte, Santa Bárbara, Caeté, Guanhões e Divinópolis (Figura 4.3).

De maneira geral, esses complexos metamórficos em forma de domos exibem limites tectônicos com as unidades que se sobrepõem (Wallace 1965, Dorr 1969, Schorscher 1979). Alguns pesquisadores interpretaram esses limites como falhas de empurrão (Marshak & Alkmim, 1989), especialmente na margem oriental do QF.

Conforme descrito por Jordt-Evangelista *et al.* (1992), o metamorfismo presente nessas áreas alcança fácies de anfibolito médio a superior e, em estágios posteriores, passa por um processo de metamorfismo retrógrado em condições de xisto-verde (Schorscher, 1979; Hippertt *et al.*, 1992; Endo, 1997).

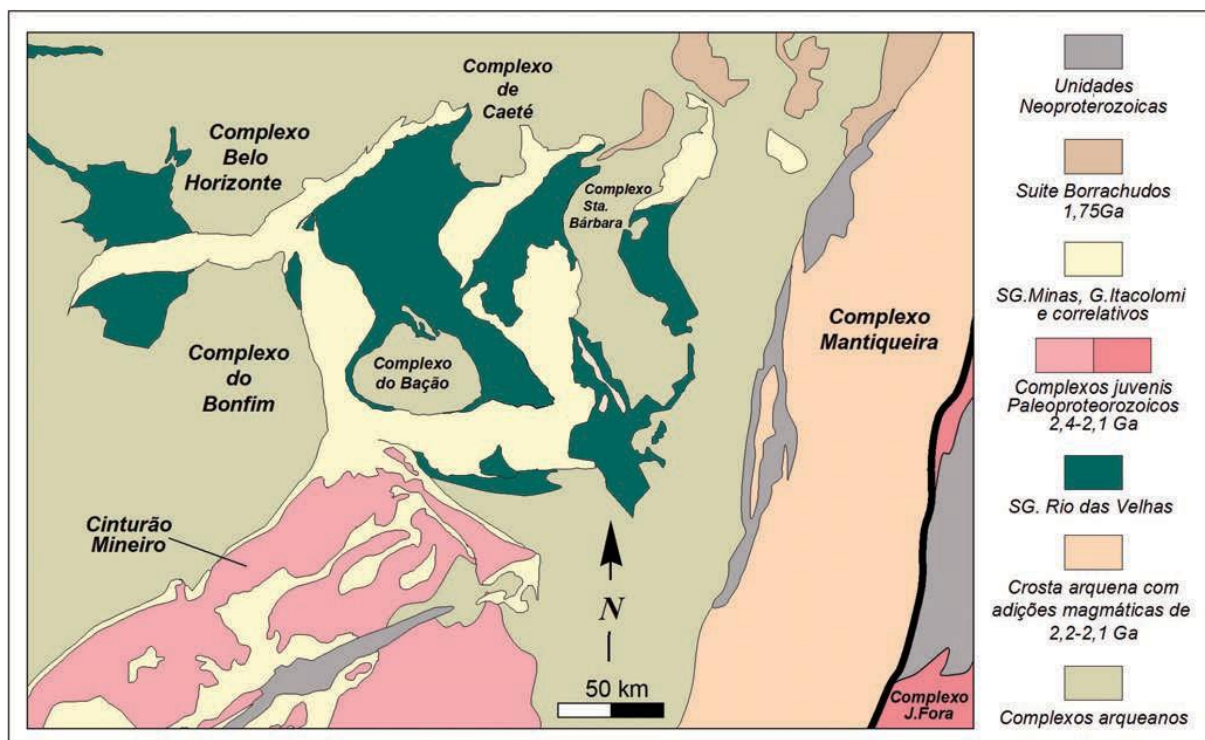


Figura 4.3: Mapa geológico esquemático com a localização dos vários complexos gnáisses e granitoides do interior e adjacências do Quadrilátero Ferrífero (Fonte: Endo *et al.*, 2020).

4.2 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas é constituído por uma sequência de rochas metavulcano-sedimentares. Elas foram associadas a terrenos arqueanos do tipo greenstones belt, associadas a um conjunto de litofácies (de base para o topo) que correspondem a rochas metavulcânicas máficas-ultramáficas e félsicas, metavulcanoclásticas, metavulcanossedimentar química, metassedimentar clástica marinha e metassedimentar costeiro (Zucchetti *et al.*, 1998, Baltazar & Pedreira 1998, Baltazar & Zucchetti 2007).

Os resultados das análises de U-Pb em zircões de lavas félsicas apontam uma idade mínima de 2,776 Ga (Machado *et al.*, 1992). Já as análises U-Pb em zircões detritais e monazitas provenientes de unidades sedimentares no topo do Supergrupo indicam uma idade máxima de 2,857 bilhões de anos (Machado e Schrank, 1996).

A primeira subdivisão desta unidade foi proposta por Dorr *et al.* (1957), que caracterizam o Supergrupo Rio das Velhas como sendo composto pelo Grupo Nova

Lima, na base e pelo Grupo Maquiné no topo. Mais tarde Schorscher (1979) propõe a designação de Grupo Quebra Osso ao conjunto de rochas vulcânicas ultramáficas, que ocorrem na borda leste do QF.

4.2.1 Grupo Nova Lima

O Grupo Nova Lima (Dorr 1969) é composto por três unidades distintas: uma base formada por rochas vulcânicas toleítico-komatíticas, associadas a rochas sedimentares químicas; uma unidade vulcânica intermediária, relacionada ao vulcanismo félsico; e uma unidade superior contendo rochas sedimentares clásticas (Ladeira, 1991; Zucchetti e Baltazar, 2000; Baltazar e Zucchetti, 2007). O Grupo Quebra Osso nada mais é que os komatitios na base dessa sequência, conforme descrito por Schorscher (1982).

Esse grupo abriga os maiores depósitos de ouro orogênico que tornaram a região famosa por seus depósitos de classe mundial. A mineralização está associada à sulfetação e pode resultar tanto de processos de alteração hidrotermal controlados por estruturas (como a maioria dos depósitos auríferos), quanto de mineralizações do tipo stratabound, como observado em sulfetos maciços vulcanogênicos (Ladeira, 1980; Ladeira, 1988; Lobato *et al.*, 2001; Lobato *et al.*, 2016; Lobato & Costa, 2018).

4.2.2 Grupo Maquiné

O Grupo Maquiné (Dorr, 1969) engloba metaconglomerados oligo e polimíticos, quartzitos maciços e sericíticos e sericita-quartzo xistos, compreendendo uma sequência do tipo flysch a molassa (Dorr, 1969).

Esse Grupo se sobrepõe ao Grupo Nova Lima em um contato que varia de gradual a discordante (Gair, 1962). Além disso, ele pode ser subdividido na Formação Palmital, na base (Dorr, 1969), sotoposta pela Formação Casa Forte (Gair, 1962).

4.2.2.1 Formação Palmital

A Formação Palmital é composta por sericita filito, quartzo-clorita xisto e xistos e é interpretada como de ambientes proximais turbidíticos.

4.2.2.2 Formação Casa Forte

Já Formação Casa Forte é separada da Formação Palmital por ser composta por metaconglomerados e metadiamicritos, além de quartzitos. O ambiente de

deposição é interpretado como um leque aluvial não marinho e depósito de rio entrelaçado (Farina *et al.*, 2015).

4.3 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas (Dorr, 1969; Babinski *et al.*, 1991; Renger *et al.*, 1995) corresponde a uma sequência metassedimentar de origem química e clástica de idade paleoproterozóica (Babinski *et al.*, 1991).

Essa sequência representa uma sucessão continental-marinha que pode atingir uma espessura de até 6000 metros (Dorr, 1969). Ela é considerada um dos estágios de evolução de uma bacia de margem passiva (Alkmim & Martins Neto, 2012).

Se sobrepõe ao Grupo Maquiné do Supergrupo Rio das Velhas de forma discordante (Silva *et al.*, 2005). As rochas desse Supergrupo foram sujeitas ao metamorfismo da fácies xisto verde atingindo a fácies anfíbolito em algumas porções.

A divisão, da base para o topo, consiste nos grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba (Dorr, 1969; Endo *et al.*, 2019b).

4.3.1 Grupo Tamanduá

O Grupo Tamanduá (Simmons & Maxwell, 1961; Dorr 1969) é composto, de baixo para cima, por uma espessa sequência de 1.037 metros (Dorr; 1969) de diferentes tipos de rochas, incluindo quartzitos, ortoquartzitos, quartzitos intercalados com camadas ferruginosas, xistos quartzosos e argilosos da Formação Cambotas (parte inferior), e ainda, xistos filíticos e quartzosos, xistos ferruginosos e formações ferríferas dolomíticas da Formação Morro Grande (parte superior) (Endo *et al.*, 2019b).

A ocorrência da Formação Cambotas é restrita a afloramentos pequenos e descontínuos principalmente na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero (Mourão, 2007).

4.3.2 Grupo Caraça

O Grupo Caraça (Dorr *et al.*, 1957) compreende formações metassedimentares quartzíticas e filíticas, que são divididas entre a Formação Moeda (Wallace, 1958) e

Formação Batatal (Maxwell, 1958). Ele é marcado por sua ampla extensão lateral em relação à sua espessura média.

4.3.2.1 Formação Moeda

Essa unidade, situada estratigraficamente na base do Grupo Caraça, Supergrupo Minas, foi primeiramente descrita por Wallace (1958). É composta predominantemente da base para o topo, de quartzitos, quartzitos sericíticos, filitos e metaconglomerados (Dorr, 1969).

Estudos conduzidos por Villaça (1981), Renger *et al.* (1988, 1993), Minter *et al.* (1990), Garayp *et al.* (1991) e, mais recentemente, por Madeira *et al.* (2019), sugerem que a Formação Moeda possui uma origem aluvial, sendo composta predominantemente por sistemas fluviais entrelaçados e marinhos. Os conglomerados na base da formação contêm pirita detrítica, bem como ouro e minerais de urânio de natureza semelhante, o que os torna comparáveis aos conhecidos depósitos da bacia arqueana de Witwatersrand.

A espessura máxima atribuída a esta formação é de 1200 m e a média é cerca de 200 m (Silva *et al.*, 2005), com uma área ocupada de, no mínimo, 80 por 150 km (Renger *et al.*, 1993).

As ocorrências da Formação Moeda estão associadas às estruturas predominantes do Quadrilátero Ferrífero (por exemplo, Sinclinal Moeda, Sinclinal Gandarela, Sinclinal Ouro Fino), apresentando afloramentos característicos em morfologias escarpadas (Nunes, 2016). O contato de base da Formação Moeda com o Grupo Nova Lima ocorre como superfície de erosão e é angular (Raynearson *et al.*, 1954; Pires, 1979).

Em relação a idade de deposição dessa formação, Hartmann *et al.* (2006) propuseram uma idade mais recente de 2.580 milhões de anos, enquanto Koglin *et al.* (2014) sugeriram uma idade mais antiga, entre 2.680 e 2.650 milhões de anos. Apesar dessa variação, todos esses autores estão de acordo em relação ao fato de que os espectros de idades de zircões obtidos refletem os eventos magmáticos registrados nos complexos gnáissicos e no Supergrupo Rio das Velhas.

4.3.2.2 Formação Batatal

A Formação Batatal (Maxwell, 1958) é constituída de filitos e, subordinadamente, por formações ferríferas bandadas, metacherts, filitos grafitosos e mármores dolomíticos (Endo et. al 2020).

A sedimentação da Formação Batatal reflete a transição do ambiente marinho para o costeiro, como descrito por Moraes (1985), representando a mudança do estágio de abertura da rift para o estágio de margem passiva (Alkmim e Marshak, 1998).

O contato geral da Formação Batatal com a Formação Moeda é abrupto, mas em certos locais pode mostrar uma transição mais gradual. A espessura dessa unidade varia de alguns metros até aproximadamente 250 metros.

4.3.3 Grupo Itabira

O Grupo Itabira (Dorr *et al.*, 1957), é composto por cerca de 1.100 metros de rochas metassedimentares marinhas, como descrito por Dorr (1969). Ele é separado do Grupo Caraça porque é composto predominantemente por sedimentos químicos, enquanto o grupo Caraça é composto por sedimentos clásticos (Dorr, 1969). Assim, essa unidade representa o registro completo da bacia de margem passiva, de acordo com Alkmim & Marshak (1998).

Durante esse evento, ocorreu uma sedimentação química rica em ferro, que levou ao acúmulo de 350 m de espessura de ferro em bandas do tipo Lago Superior na Formação Cauê e à subsequente deposição dos carbonatos ricos em estromatólitos da Formação Gandarela (Dorr, 1969; Babinski *et al.*, 1995; Machado *et al.*, 1996).

No que tange à sua idade, estimativas foram feitas inicialmente com base na idade Pb-Pb de 2.420 ± 19 Ma obtida por Babinski *et al.* (1995)

4.3.3.1 Formação Cauê

A formação Cauê (Dorr, 1969) consiste em itabiritos, itabiritos dolomíticos, itabiritos anfíbolíticos e, subordinadamente, de filitos, quartzitos e mármores (Endo *et al.*, 2020). Essa formação abriga um grande volume de formações ferríferas bandadas (FFB) do Lago Superior e corpos de minério de ferro na região, e abriga depósitos de minério de ferro de classe mundial (Rosière *et al.*, 2008). Ela é similar

em aspectos litológicos e geoquímicos às FFB siderianas de várias partes do mundo, e tem origem marinha influenciada bioquimicamente (Endo *et al.*, 2020).

O termo itabirito foi definido por Dorr e Barbosa (1963) como “uma formação ferrífera fácies óxido, laminada e metamorfisada, onde as bandas de chert ou de jaspe original foram recristalizados em quartzo granular e o ferro em hematita, magnetita ou martita”.

Dorr (1969) e Rosière & Chemale Jr. (2000) categorizam os itabiritos em três tipos composicionais distintos: os quartzo itabiritos (ou itabiritos silicosos), que se assemelham a jaspilitos metamórficos exibindo alternância entre camadas claras (quartzo) e escuras (óxidos de ferro) com espessura que varia de milímetros a centímetros; itabiritos dolomíticos, predominantemente compostos por bandas de dolomita, quartzo e óxidos de ferro; e itabiritos anfíbolíticos, formados pela alteração dos itabiritos dolomíticos e caracterizados pela presença de anfíbólios de composição variada.

Em relação à disposição geográfica desses elementos na Formação Cauê, Rosière & Chemale Jr. (2000) afirmam que os itabiritos de quartzo representam o tipo mais prevalente de itabirito identificado no Quadrilátero Ferrífero. De acordo com Dorr (1969), os itabiritos dolomíticos tendem a aparecer na parte mais elevada da Formação Cauê, sugerindo uma transição gradual com a Formação Gandarela.

A espessura dessa unidade é bastante variável, sendo estimados por Dorr (1969) valores entre 200 e 400 m para porções pouco deformadas que pode elevar-se para mais em áreas mais intensamente deformadas.

O contato da Formação Cauê com a Formação Batatal é geralmente concordante, com uma transição abrupta na maioria dos casos, mas ocasionalmente apresenta uma mudança mais gradual em áreas específicas (Dorr, 1957).

4.3.3.2 Formação Gandarela

A Formação Gandarela (Dorr, 1969) é constituída por por mármores dolomíticos, filitos dolomíticos, dolomitos ferruginosos, filitos e itabiritos (Dorr, 1958; Spier *et al.*, 2007). Em parte dessas rochas, as estruturas estromatólicas são preservadas (Souza e Müller, 1984).

Possui uma espessura média da ordem de 200 m. Além disso, apresenta uma exposição limitada na superfície, sendo menos visível em comparação com outras camadas do Supergrupo Minas. Isso se deve à sua frequente cobertura por material intemperizado, o que resulta na escassez de afloramentos dessa unidade geológica (Endo *et al.*, 2020).

De toda forma, ela surge principalmente na Serra de Moeda, na parte central da Serra do Curral e na sincronia Gandarela onde atinge a sua espessura máxima. O contato entre a Formação Gandarela e a Formação Cauê é gradual (Madeira, 2018). Isso pode variar de um a dois metros (Dorr, 1969), com os dolomitos e itabiritos ocorrendo intercalados tanto vertical como lateralmente (Pires, 1995).

4.3.4 Grupo Piracicaba

O Grupo Piracicaba (Dorr *et al.*, 1957), com 1.280 m de espessura de rochas metassedimentares relacionados a um ambiente marinho-deltaico, encerrando a deposição no Supergrupo Minas.

A idade precisa da deposição do Grupo Piracicaba ainda é imprecisa, variando entre aproximadamente 2420 Ma (idade da Formação Gandarela, segundo Babinski *et al.*, 1995) a cerca de 2100 Ma, que foi determinada a partir da datação de carbonatos dolomíticos deformados da Formação Fecho do Funil (Babinski *et al.*, 1993).

Ele é constituído de quatro formações (da mais antiga para a mais nova): Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro (Endo *et. al* 2019b).

Todos formações do Grupo sofreram metamorfismo, estando a maior parte sob um grau metamórfico de fácies xisto verde e, na porção leste do QF, fácies anfíbolito (Dorr, 1969).

4.3.4.1 Formação Cercadinho

A unidade basal do Grupo Piracicaba, a Formação Cercadinho (Pomerene, 1958a) é constituída de quartzitos ferruginosos, filitos prateados e, subordinadamente, por dolomitos, xistos sericíticos e metaconglomerados.

4.3.4.2 Formação Fecho do Funil

Essa Formação é sobreposta em contato gradacional por filitos, filitos dolomíticos, metassiltitos, dolomitos quartzosos e argilosos da Formação Fecho do Funil (Simmons, 1958; Endo *et al.*, 2020).

4.3.4.3 Formação Taboões

A Formação Taboões (Pomerene, 1958b), é composta por quartzitos de granulação fina. Apresenta contato gradacional de poucos centímetros até um metro com a Formação Fecho do Funil subjacente, que é normalmente filítica no topo.

4.3.4.4 Formação Barreiro

Completando o Grupo Piracicaba, há os filitos grafitosos, filitos e xistos (subordinados) da Formação Barreiro (Pomerene, 1958c; Endo *et al.* 2019b). A Formação não é bem exposta na superfície, por conta da intensidade do intemperismo a que foi submetida. Ela recobre a Formação Taboões em contato concordante e gradacional, marcado por uma mudança abrupta de quartzito puro para filito (Bezerra, 2014).

4.4 Supergrupo Estrada Real

Seguindo a revisão da coluna litoestratigráfica de Dorr (1969) realizada por Endo *et al.* (2019b), o Supergrupo Estrada Real é constituído pelos grupos Sabará e Itacolomi, que representam as unidades geológicas mais recentes e situam-se no topo da sequência estratigráfica na região do Quadrilátero Ferrífero.

O reposicionamento sugerido está em conformidade com a ideia de que o ambiente de deposição e as regiões fontes das rochas do Grupo Sabará são distintos daqueles encontrados no Supergrupo Minas (Almeida *et al.*, 2005). Esse Grupo representa uma sucessão do tipo flysch e molassa sin-orogênicos de pelo menos 3.625 m de espessura (Dorr, 1969; Noce, 1995; Reis *et al.*, 2002).

A provável idade de deposição dessas unidades é derivada de seus zircões detríticos, que apresentam idades de aproximadamente 2.125 ± 4 Ma para o Grupo Sabará e de 2.059 ± 58 Ma para o Grupo Itacolomi (Machado *et al.*, 1996). Esses dados situam essas formações em torno de 2.100 Ma.

4.4.1 Grupo Sabará

O Grupo Sabará (Renger *et al.*, 1995) é uma sequência flysch com metagrauvaca, filito carbonáceo, metadiamicititos, metaconglomerados e rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias (Dorr, 1969). Ele é interpretado como sin-orogênico do evento do Riacciano/Orosoriano (Alkmim & Marshak, 1998).

A espessura medida dessa unidade é de 1.750 metros na seção tipo em Sabará. Dorr (1969) havia estimado uma espessura de 3.500 metros, mas essa estimativa não levou em conta que o Grupo Sabará, na área de referência, está dobrado e constitui o Sinclinal Mangabeiras, conforme mencionado por Endo *et al.* 2019a,b.

É composto pelas formações Saramenha (Almeida *et al.*, 2005), Córrego do Germano (Endo *et al.* 2019a,b) e Catarina Mendes (Freitas, 2019; Freitas *et al.*, 2019) as quais ocorrem em todo o QF.

4.4.1.1 Formação Saramenha

A Formação Saramenha é composta principalmente por clorita xistos e mica xistos, com ocorrências intercaladas de metagrauvacas, quartzitos e formações ferríferas bandadas (Endo *et al.*, 2020). Na região de Ouro Preto, essa Formação apresenta uma espessura mínima de 978 metros, (Gomes Jr., 2002; Almeida *et al.*, 2005).

Pomerene (1964) descreve o contato com as unidades do Grupo Piracicaba como estruturalmente concordante e gradacional em certas localidades, enquanto em outras áreas é caracterizado por uma discordância erosiva (Simmons, 1968).

4.4.1.2 Formação Córrego do Germano

A Formação Córrego do Germano é composta principalmente por formação ferrífera bandada de natureza granular e quartzitos ferruginosos (Endo *et al.*, 2020). Descrita por Gair (1958) como uma formação ferrífera lenticular com laminação pouco definida, foi interpretada como um metachert ferruginoso. Estima-se para esta Formação uma espessura mínima entre 50 m a 100 m.

4.4.1.3 Formação Catarina Mendes

A Formação Catarina Mendes é a unidade de topo do Grupo Sabará, sendo constituída por biotita-quartzo xistos, quartzitos e filitos (Endo *et al.*, 2020).

4.4.2 Grupo Itacolomi

O Grupo Itacolomi (Dorr, 1969), consiste em quartzitos de granulação grossa e metaconglomerados polimíticos, contendo clastos de BIF, provavelmente da Formação Cauê.

Abrange uma sequência consideravelmente espessa, variando de aproximadamente 1000 a 2000 metros, e sua presença geográfica está restrita à região meridional do Quadrilátero Ferrífero e sul de Ouro Preto (Dorr, 1969). O Grupo Itacolomi, repousa em discordância angular sobre a Formação Sabará sobrejacente (Alkmim & Martins-Neto, 2012)

Zircões detríticos advindos do Grupo Itacolomi apresentaram idades U-Pb de 2.1 Ga (Machado *et al.*, 1993, 1996), indicando mesma idade ou uma idade ligeiramente mais nova do que o Grupo Sabará, ainda que significativamente mais nova do que a idade das rochas do Supergrupo Minas.

O Grupo Itacolomi é composto pelas formações Florália na porção inferior e Pico do Itacolomi na parte superior (Endo *et al.*, 2019b).

A Formação Florália, como unidade basal, é composta por ortoquartzitos (Endo *et al.*, 2020). Já a Formação Pico do Itacolomi Dorr (1969), consiste principalmente de quartzitos com estratificação cruzada acanalada, notavelmente marcada por trilhas de óxido de ferro, além de metaconglomerados contendo seixos, calhaus e ocasionalmente blocos de veios de quartzo, quartzito, itabirito, filito e granito.

4.4.3 Grupo Barbacena

As unidades do Grupo Barbacena, que incluem grafita xistos, gonditos, queluzitos, metacherts, xistos manganésíferos, micaxistos, quartzitos feldspáticos, filitos com intercalações de anfíbolito e metaultramáficas (Endo *et al.*, 2020), presentes na parte meridional do Quadrilátero Ferrífero, são consideradas correlatas ao Grupo Sabará, conforme sugerido por estudos como o de Cabral *et al.* (2019).

4.5 Suítes Intrusivas Máficas e Ultramáficas

As intrusões máficas e ultramáficas que ocorrem após a formação do Supergrupo Minas são evidentes em toda a extensão do Quadrilátero Ferrífero. Na

região meridional, especificamente nos domínios do Complexo Metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga (Raposos, 1991), é onde se concentra o maior número desses corpos intrusivos (Suíta *et al.*, 2007, 2013; Endo *et al.*, 2019a,b).

Segundo Alkmin & Marshak (1998) esta unidade é composta por: veios finos de pegmatitos, com idade não definida, que cortam rochas do Supergrupo Minas (Alkmin & Marshak, 1998); pegmatitos, que cortam o embasamento no QF de idade (U-Pb) de 2.06 Ga (Alkmin & Marshak 1998); granitóides, que cortam complexos metamórficos de domos no QF de idade pós-Minas e por fim, diques máficos (de orientação NNE) que cortam todo o Supergrupo Minas, onde um desses diques, produziu idade de 1.714 Ga (Alkmin & Marshak, 1998).

4.5.1 Suíte Santa Rita de Ouro Preto

A Suíte Santa Rita de Ouro Preto é marcada pela presença de um magmatismo ultramáfico intrusivo nas unidades de rochas metassedimentares do Paleoproterozoico. Isso se evidencia por um batólito na região de Santo Antônio do Pirapetinga, além de vários stocks e um conjunto extenso de diques, variando em extensão de 2 a 15 quilômetros (Endo *et al.*, 2019a,b).

Os corpos ultramáficos foram metamorfisados na fácies xisto-verde, identificados pela presença de minerais como clorita ± serpentina ± talco ± tremolita ± carbonato, (Gonçalves *et al.*, 2011).

Os diques apresentam uma orientação NW-SE, com espessuras que variam de metros a dezenas de metros, exibindo uma deformação cisalhante sinistral sobreposta (Gonçalves *et al.*, 2011). As principais rochas metaultramáficas são o esteatito (pedra-sabão) e o serpentinito (Jordt-Evangelista & Silva, 2005).

4.5.2 Suíte Catas Altas da Noruega

A Suíte Catas Altas da Noruega representa a expressão de um evento magmático máfico que ocorreu após a formação da Suíte Santa Rita de Ouro Preto (Endo *et al.*, 2020). Essa suíte forma um conjunto de diques máficos intrusivos nos xistos cloríticos do Grupo Sabará e nos ortognaisses do Complexo Metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga (Raposos, 1991). Além disso, inclui um corpo batolítico na região de Catas Altas da Noruega.

A orientação predominante dos diques é NW-SE e ocasionalmente NE-SW na parte sul do Quadrilátero Ferrífero, enquanto nos outros setores é mais comum encontrar direções E-W e N-S (Endo *et al.*, 2019a,b).

Os corpos máficos variam em espessura de alguns metros a dezenas de metros e frequentemente exibem uma foliação de cisalhamento bastante pronunciada ao longo de suas bordas. A idade provável desta suíte é 1.714 \pm 5 Ma, obtida pelo método U/Pb em baddeleyíta (Silva *et al.*, 1995).

4.6 Unidades Cenozoicas

Os principais depósitos sedimentares de idade Cenozoica do QF encontram-se restritos às bacias do Fonseca (Gorceix, 1884; Dorr, 1969; Maxwell, 1972), Chapada da Canga, Cata Preta, Fazenda do Gandarela e Gongo Soco (Endo *et al.*, 2020).

A Formação Fonseca (Gorceix, 1884; Dorr, 1969; Maxwell, 1972) é uma unidade litoestratigráfica com cerca de 85 metros de espessura, depositada sobre os gnaisses do Complexo Metamórfico Santa Bárbara. Ela é composta principalmente por argilitos, siltitos, arenitos, linhitos e conglomerados de origem flúvio-lacustre.

A Formação Fazenda do Gandarela é composta principalmente por argilitos, arenitos e linhitos cobertos por uma camada de argila avermelhada e canga (Endo *et al.*, 2020). Esta Formação repousa sobre a Formação Gandarela (Gorceix, 1884).

A Formação Chapada de Canga (Dorr, 1969; Sant'anna, 1994), encontra-se sobreposta à Formação Fonseca e é constituída por ortoconglomerados oligomíticos contendo seixos de itabirito numa matriz ferruginosa fina, associados a depósitos de leques aluviais (Sant'anna, 1994).

A Formação Cata Preta, (Castro & Ferreira, 1997; Castro *et al.*, 1998), é composta por arenitos maciços de coloração avermelhada e diamictitos que exibem seixos subangulosos a subarredondados, compostos por filitos, quartzitos ferruginosos e quartzo de veio envoltos por uma matriz argilosa avermelhada (Endo *et al.*, 2020). Segundo esses autores, a Formação Cata Preta é sobreposta pela Formação Chapada de Canga.

A Formação Gongo Soco, composta de um espesso pacote de sedimentos formados por fluxos de detritos associados a leques aluviais. Esses sedimentos são

divididos em cinco fácies distintas, variando desde diamictitos com fragmentos de hematita, itabirito e quartzo até arenitos de granulação média e coloração amarelada, com presença de fragmentos de itabirito e hematitito em matriz hematítica (Endo *et al.*, 2020).

Além das formações clássicas das unidades cenozoicas citadas acima, no Quadrilátero Ferrífero também há a presença de outros tipos de depósitos, tais como: coberturas detrito-lateríticas, depósitos elúvio-coluviais, depósitos coluviais e de talus e depósitos aluviais.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL REGIONAL

5.1 Arcabouço Estrutural

A região do Quadrilátero Ferrífero exibe um arcabouço estrutural complexo como resultado de múltiplas fases de uma história deformacional polifásica (Carneiro *et al.*, 1995). Esse conjunto de estruturas define mega-feições morfoestruturais, predominando principalmente as formas de anticlinais e sinclinais, acompanhadas por sistemas de falhas de empurrão e zonas de cisalhamento transcorrentes.

O mapa exibido na Figura 5.1 foi construído utilizando o mapeamento realizado por Endo *et al.*, em 2019. Neste mapa, são destacadas as principais estruturas do Quadrilátero Ferrífero, identificadas por números correspondentes aos seus respectivos nomes.

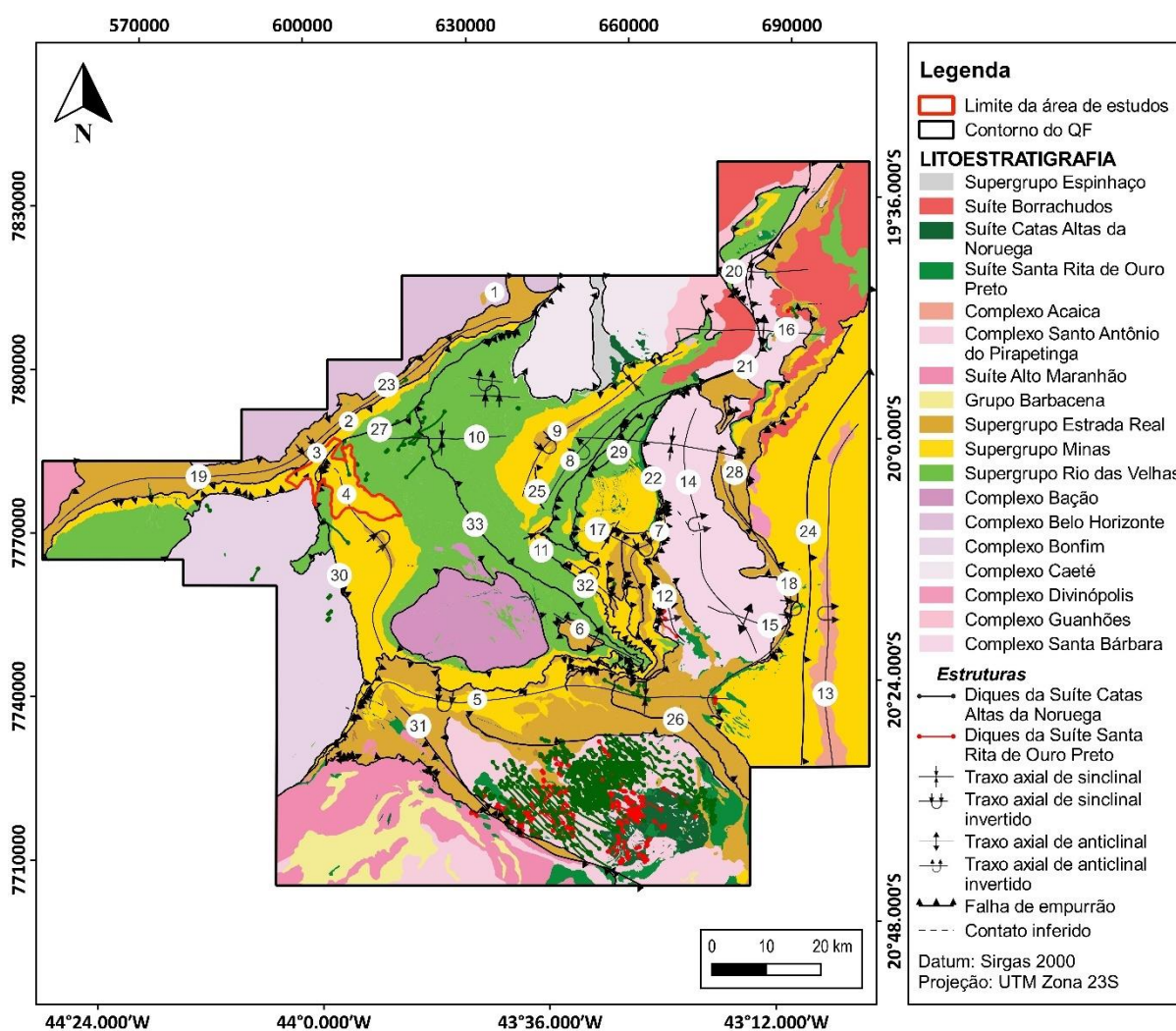


Figura 5.1: Mapa geológico e estrutural do Quadrilátero Ferrífero com indicação de principais feições estruturais, sendo cada uma identificada por um número correspondente: (1) Sinclinal Piedade; (2)

Homoclinal Serra do Curral; (3) Anticlinal da Serra do Curral; (4) Sinclinal Moeda; (5) Sinclinal Dom Bosco; (6) Anticlinal de Mariana; (7) Sinclinal Santa Rita; (8) Anticlinal Conceição; (9) Sinclinal Gandarela; (10) Sinforme Nova Lima – Brumal; (11) Sinclinal Ouro Fino; (12) Anticlinal Bento Rodrigues; (13) Anticlinal Acaica (14) Anticlinal de Monsenhor Horta; (15) Antiforme Furquim; (16) Antiforme Rio Piracicaba; (17) Sinclinal Alegria- Fábrica; (18) Sinclinal Claudio Manoel; (19) Sinclinal Mangabeiras; (20) Sinforme João Monlevade; (21) Falha Água Quente; (22) Falha Alegria; (23) Falha Curral; (24) Falha de Acaica; (25) Falha do Fundão; (26) Falha Itacolomi; (27) Falha Serra das Gaivotas; (28) Sistema de Falhas Rio Piracicaba; (29) Sistema de Falhas São Bento; (30) Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda; (31) Zona de Cisalhamento Congonha; (32) Zona de Cisalhamento São Bento; (33) Zona de Cisalhamento São Vicente. O mapa e as estruturas utilizaram como base o mapeamento realizado por Endo et al. (2019a).

De acordo com vários trabalhos, incluindo de Dorr (1969), Endo (1997), Almeida *et al.* (2001), Almeida *et al.* (2002), Almeida (2004), Almeida *et al.* (2005), Endo *et al.* (2005), o arcabouço estrutural do Quadrilátero Ferrífero é formada principalmente por dobramentos resultantes de diferentes fases e eventos tectônicos que ocorreram na área ao longo do tempo. As dobras de grande extensão identificadas e classificadas estão organizadas em uma ordem cronológica, das mais antigas para as mais recentes (Endo *et al.*, 2019b; Figura 5.2):

- Da geração 1 com vergência para N-NE: Nappe Curral e dobras de segunda ordem associadas;
- Da geração 2 com vergência para S-SW: Nappe Ouro Preto e dobras de segunda ordem associadas;
- Da geração 3: amplificação/redobramento de dobras de segunda ordem associadas;

O conjunto de nappes do Quadrilátero Ferrífero, apesar de suas vergências opostas, exhibe padrões de simetria semelhantes (como observado por Turner & Weiss, 1963; Ramsay, 1967; Sander, 1970; Díaz-Azpiroza *et al.*, 2019). Os polos desses padrões, determinados pela disposição da interseção entre a xistosidade principal e as camadas, se direcionam aproximadamente em torno de 095/45 (Endo *et al.*, 2019b).

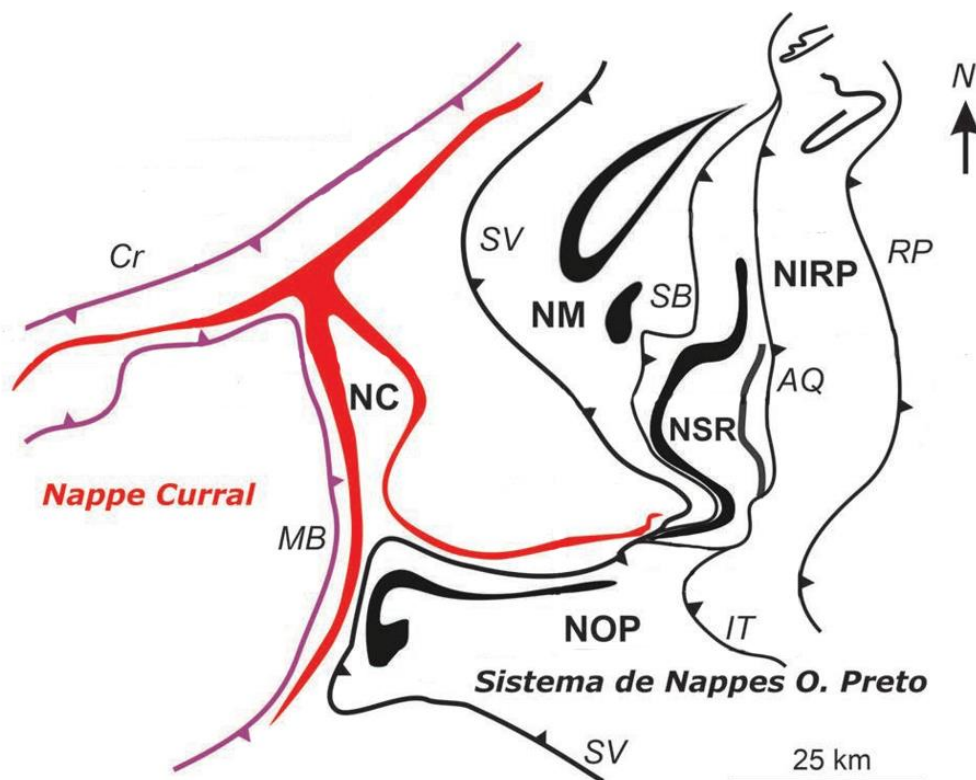


Figura 5.2: Mapa esquemático de articulação do sistema de nappes do Quadrilátero Ferrífero e as principais falhas/zonas de cisalhamento. Nappes: NC- Nappe Curral, NM- Nappe Maquiné, NSR- Nappe Santa Rita, NIRP- Nappe Itabira-Rio Piracicaba, NOP- Nappe Ouro Preto. Falhas: SB- São Bento, AQ- Água Quente, RP- Rio Piracicaba, IT- Itacolomi, Cr- Curral. Zonas de cisalhamento: MB- Moeda Bonfim (descolamento basal da Nappe Curral), SV- São Vicente (descolamento basal do Sistema de Nappes Ouro Preto) (Adaptado de Endo et al., 2020).

5.1.1 Nappe Curral

A nappe Curral é uma grande dobra alóctone, com vergência para o norte e que exerce influência predominante no cenário estrutural do lado oeste do Quadrilátero Ferrífero (Endo et al., 2005).

A sequência Minas, está posicionada de forma invertida em relação à sua disposição estratigráfica normal e representa o flanco inverso dessa nappe. Já as unidades do Supergrupo Rio das Velhas ocupam o núcleo dessa estrutura.

A zona de charneira da nappe Curral abrange a área da junção serra do Curral-Sinclinal Moeda, destacada pela presença do anticlinal Curral, cuja linha de orientação principal é de 120/30. O flanco normal da nappe está redobrado,

formando o Sinclinal Moeda. Além disso, parte do Nappe Curral está recoberto pela Nappe Ouro Preto e por dobra subsidiárias.

Em toda a área, há ocorrência de dobras de diferentes ordens, apresentando uma variedade de formas e tamanhos, desde perfis abertos até fechados, com dimensões que variam de centímetros a quilômetros. Essas dobras são mais proeminentes nos itabiritos, mármore e dolomitos, onde suas propriedades reológicas facilitaram sua formação.

As principais dobras de segunda ordem associadas à Nappe Curral são:

- Anticlinal Bonfim;
- Anticlinal Curral;
- Sinclinal Moeda;
- Sinclinal da Mutuca;
- Anticlinal dos Fechos;
- Anticlinal Catarina;
- Sinclinal das Gaivotas;
- Sinclinal Mangabeiras.

Dois importantes falhas marcam a deformação da fase F1 na Nappe Curral, sendo elas a falha Curral e a falha Mário Campos.

A falha Curral representa a superfície de deslocamento basal da nappe Curral, situada na transição entre os grupos Piracicaba e Sabará. Já a falha Mário Campos evidencia o cavalgamento do Grupo Sabará sobre o Gnaisse Belo Horizonte, com forte componente reverso-destral para NNW.

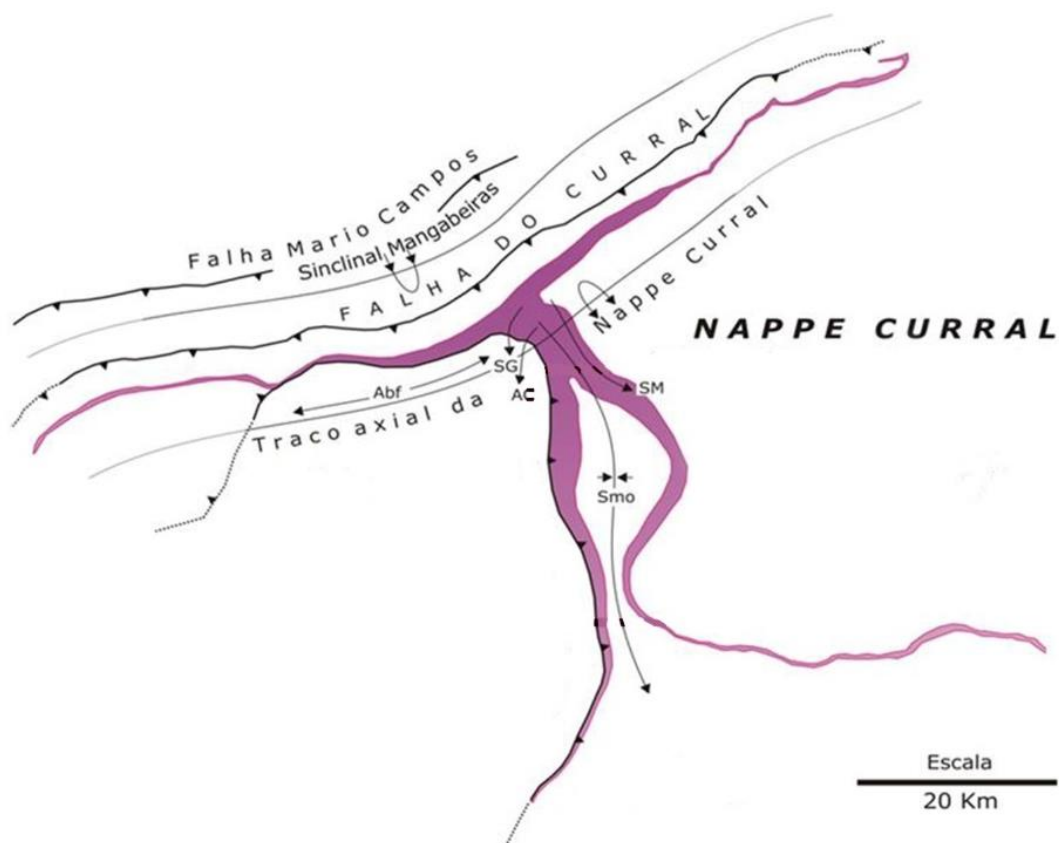


Figura 5.3: Mapa esquemático com indicação das principais falhas ao longo do Nappe Curral (Endo et al., 2005)

5.1.2 Sistemas de Nappe Ouro Preto

O Sistema de Nappes Ouro Preto nada mais é que um conjunto de várias Nappes, compostas pela Nappe Maquiné na parte inferior, Nappe Santa Rita, Nappe Ouro Preto e Nappe Itabira-Rio Piracicaba na porção superior (Figura 5.2). Esse sistema representa um segmento crustal alóctone sobre a Nappe Curral, inclinada para o sul-sudoeste.

As principais dobras associadas ao Sistema de Nappes Ouro Preto são:

- Sinclinal Gandarela;
- Sinclinal Ouro Fino;
- Anticlinal Conceição;
- Sinclinal Santa Rita;
- Sinclinório de Itabira

- Sinclínrio João Monlevade-Rio Piracicaba;
- Anticlinal de Mariana;
- Sinclinal Dom Bosco.

As falhas e zonas de cisalhamento no Sistema de Nappes Ouro Preto delimitam as diferentes nappes desse sistema. Elas incluem a Zona de Cisalhamento São Vicente e as falhas São Bento, de Água Quente, Rio Piracicaba e Itacolomi (Figura 5.1; Endo *et al.*, 2020).

5.1.2.1 Nappe Maquiné

A Nappe Maquiné abrange as unidades do greenstone dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, inseridas em um conjunto de dobras regionais com configuração em formato "M", inclinadas para S-SW e deslocadas sobre a superfície de deslocamento basal demarcada pela Zona de Cisalhamento São Vicente (Endo *et al.*, 2020).

As grandes dobras presentes na Nappe Maquiné são os sinclinais antifformes de Gandarela e Ouro Fino, além do anticlinal sinforme de Conceição (Dorr, 1969).

Essas dobras possuem traços axiais orientados no sentido nordeste-sudoeste, com eixos de atitude em torno de 110/45.

5.1.2.2 Nappe Santa Rita

A Nappe Santa Rita é caracterizada pelo Sinclinal de Santa Rita, limitado na base pela falha São Bento e no topo pela falha de Água Quente. Esse conjunto envolve porções do greenstone do Supergrupo Rio das Velhas e das unidades do Supergrupo Minas. O sinclinal possui um traço axial na direção submeridiana e um eixo com orientação de 110/55.

As camadas do Supergrupo Minas no flanco leste, com sua estratigrafia invertida, apresentam uma orientação N-S e estão altamente fragmentadas, boudinadas e afetadas pela deformação cisalhante associada à falha de Água Quente (Endo *et al.*, 2019a,b). Por outro lado, as camadas do flanco normal demonstram os efeitos mais marcantes de dobramentos, como no Sinclinal Conta História (Dorr, 1969; Angeli, 2015), no anticlinal de Mariana (Endo *et al.*, 2019a,b) e no Sinclinal Alegria-Fábrica Nova (Rossi, 2014; Rossi & Endo, 2015).

5.1.2.3 Nappe Ouro Preto

A Nappe Ouro Preto é constituída pelo flanco inverso do Sinclinal de Santa Rita, dividido pela falha de Água Quente e deslocado para o sul-sudoeste por meio da superfície de deslocamento basal, a Zona de Cisalhamento São Vicente. Sua delimitação superior ocorre pela presença da falha Itacolomi (Barbosa *et al.*, 2017; Barbosa, 2018).

Essa sequência ocupa praticamente todo o sinforme Dom Bosco, servindo como a estrutura principal da Nappe Ouro Preto. Muitas características geológicas sugerem que a sucessão estratigráfica do Supergrupo Minas na área está em uma disposição estratigráfica invertida.

5.1.2.4 Nappe Itabira-Rio Piracicaba

A Nappe Itabira-Rio Piracicaba é composta por escamas tectônicas dos complexos metamórficos Santa Bárbara e Guanhões, além de seções tectonicamente segmentadas de um sinclinal antiforme vergente para SSW. No sinclínório de Itabira, estão presentes as unidades dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, que se encontram em uma disposição estratigráfica normal no flanco inverso (Rossi *et al.*, 2019), enquanto as unidades dos Supergrupos Minas e Estrada Real, do sinclínório João Monlevade-Rio Piracicaba, estão posicionadas no flanco normal.

5.1.3 Estruturas Da Terceira Geração: Amplificação/Redobramento

As características de redobramento ou ampliação de estruturas no Quadrilátero Ferrífero são originadas por dois tipos de compressão crustal: uma orientada de leste a oeste e outra de norte a sul. Ambas estão associadas à tectônica durante o período Brasileiro.

Os efeitos da compressão de leste a oeste incluem a inversão da porção oriental do Sinclinal Moeda, a formação do Sinclinal Cláudio Manoel e do anticlinal Acaiaca, cujos eixos são orientados de norte a sul (Endo *et al.*, 2019a,b). Além disso, essa compressão originou a formação do Sinclinal Alegria-Fábrica Nova, cujo eixo principal está na direção NW-SE (Rossi, 2014; Rossi & Endo, 2015).

As características de redobramento resultantes da compressão norte-sul incluem o Sinclinal Ouro Fino e, em sequência, as seguintes estruturas, do sul para

o norte: sinforme Dom Bosco, antiforme Furquim, sinforme Nova Lima-Brumal, antiforme João Monlevade e sinforme Itabira. Todas essas estruturas têm direções axiais de leste a oeste (Endo *et al.*, 2019a,b).

5.2 Homoclinal Curral

O Homoclinal Curral é uma megaestrutura de direção geral NE-SW localizada no norte do Quadrilátero Ferrífero, com aproximadamente 100 km de extensão e é representado morfologicamente pela Serra do Curral.

Ao longo da serra há presença de rochas do Supergrupo Minas e do Grupo Sabará, do Supergrupo Estrada Real. Por grande parte de sua extensão, as camadas das unidades do Supergrupo Minas encontram-se invertidas, com inclinação predominante das camadas para o sudeste. Os mergulhos das rochas são variáveis, alternando entre 30° a 85°. Um perfil geológico B-B' (Figura 5.4) cortando uma porção dessa estrutura foi elaborado, de forma a representar um exemplo da configuração das unidades geológicas que envolvem a serra.

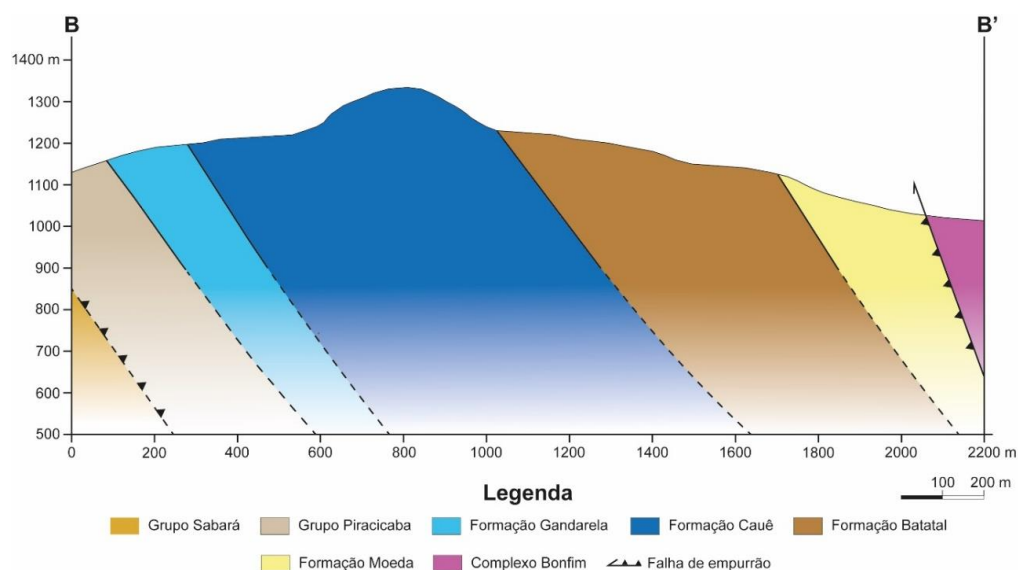


Figura 5.4: Perfil geológico B-B' cortando a serra do Curral que ilustra a configuração das rochas nessa estrutura.

Na porção nordeste da serra, essas unidades se repetem em uma disposição regular, formando a geometria de um sinclinal conhecido como Sinclinal Piedade (Alves, 1961). A partir disso, Simmons (1968) interpreta que a serra do Curral corresponde ao flanco invertido desse sinclinal (Piedade) parcialmente preservado a norte. Já de acordo com Endo *et al* (2005), a sequência invertida do Supergrupo Minas na Serra do Curral representa o flanco invertido da nappe Curral.

Alkmim *et al.* (1996) e Endo (1997) atribuem ao Homoclinal Curral um anticlinal ao sul apenas na junção com o Sinclinal Moeda. Esse anticlinal representaria a zona de charneira reliquiar da nappe Curral. Além disso, Alkmim e Marshak (1998) reconheceram a presença de dois segmentos com características estruturais distintas no Homoclinal Curral, o setor oeste e o setor leste.

A oeste do município de Sarzedo, há ocorrência de dobras apertadas inclinadas para noroeste e falhas de empurrão com mergulho para sudeste, ocasionando a repetição das camadas. Essas estruturas são atravessadas por zonas de cisalhamento normais que margeiam a fronteira com os gnaisses e migmatitos dos complexos Belo Horizonte e Bonfim (Alkmim e Marshak, 1998).

Na região a leste de Sarzedo, há predominância de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, relacionadas ao evento Brasileiro, as quais encobrem as estruturas mais antigas preservadas na área ocidental. Além disso, há presença de falhas normais com orientação N-S, ocasionalmente associadas a diques máficos com cerca de 1.75 Ga (Alkmim e Marshak, 1998).

5.3 Sinclinal Moeda

O Sinclinal Moeda, segundo Dorr (1969), pode ser descrito como um sinclinal de direção N-S, localizado no setor centro-oeste do Quadrilátero Ferrífero. Possui uma extensão aproximada 40 Km, desde a conexão com a serra do Curral, a norte, até a conexão com o Sinclinal Dom Bosco, a sul.

No Sinclinal Moeda, há a presença de diversas unidades estratigráficas, incluindo rochas dos Complexos Metamórficos Arqueanos, do Supergrupo Rio das Velhas, do Supergrupo Minas e do Grupo Itacolomi, além de coberturas lateríticas (canga) e camadas recentes de depósitos aluviais e coluviais (Silva *et al.*, 2005). No interior dele ocorrem todas as unidades do Supergrupo Minas (Dorr, 1969).

Para Alkmin & Marshak (1998), o Quadrilátero Ferrífero é marcado por uma estrutura de domos e quilhas. Os Domos são as rochas granito-gnáissicas e migmatitos do embasamento Arqueano (e.g. Complexo Bação, Complexo Bonfim, Complexo Caeté). Já as quilhas são constituídas tanto pelas rochas do Supergrupo Rio das Velhas quanto pelas rochas do Supergrupo Minas, e incluem as megadobras sinclinais do QF (e.g. Sinclinal Moeda, Sinclinal Dom Bosco, Sinclinal Santa Rita) e o Homoclinal Curral. Dessa forma, o Sinclinal Moeda forma a Quilha

entre os Domos Bonfim e Bação, gerada durante o evento transamazônico e associado à nappe Curral.

A dobra do sinclinal exhibe uma estrutura assimétrica, onde o lado oeste está com mergulhos mais inclinados, enquanto o lado leste está mais verticalizado (Mourão, 2007).

Seu flanco a oeste, é fisiograficamente marcado pela Serra da Moeda e nessa localidade o Supergrupo Minas está em contato com as rochas do Complexo Bonfim. Essa região é mais regular, com mergulhos para leste, variando entre 40° e 55° (Madeira, 2018).

Já o flanco leste apresenta uma complexidade maior, já que está majoritariamente invertido, com inclinação predominantemente para NE e SE. O ângulo de mergulho do acamamento sedimentar varia de 50° a 80° nos sentidos NE, E e SE. Em toda a sua extensão, o flanco leste está em contato com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas (Madeira, 2018; Mourão, 2007).

Ambos os flancos são cortados por falhas e fraturas orientadas de leste a oeste, incluindo a Falha das Codornas. Essa formação, identificada por Braga (2006), divide os compartimentos estruturais norte e sul dentro do Sinclinal Moeda. Outras falhas são a Falha do Bonga e Falha da Cata Branca, localizadas no flanco leste.

Da mesma forma que no Homoclinal Curral, foi criado um perfil geológico para representar o Sinclinal Moeda, permitindo a visualização das características mencionadas ao longo deste capítulo. Assim, na Figura 5.5, o perfil que está cortando toda a estrutura, desde o flanco oeste (H) até o flanco leste (H').

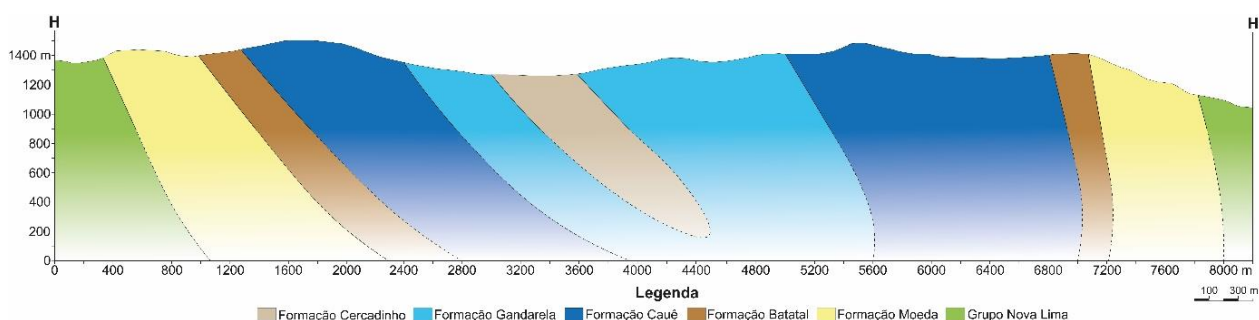


Figura 5.5: Perfil geológico H-H' cortando o Sinclinal Moeda que ilustra a configuração das rochas nessa estrutura.

Além disso, falhas reversas e de empurrão inclinadas para o W cortam a porção leste da região próxima à interseção com o Homoclinal Curral. Entre essas falhas, destacam-se as falhas de Gorduras, Mutuca, Catarina e Barreiro (Figura 5.6; Alkmim e Marshak, 1998). Para Chemale Jr. *et al.* (1992), estas falhas foram geradas durante o Evento Brasileiro.

De acordo com Mourão (2007), as falhas da Mutuca e Gordura fazem parte de um faixa denominada Faixa Tamadué-Mutuca, que está localizado no flanco leste do Sinclinal Moeda, no trecho de cerca de 8 km que se estende da Mina da Mutuca até a Mina do Tamanduá. Essa estrutura tem direção N-S e possui característica proeminente a presença de uma camada de itabirito isolada entre dois estratos de rochas pelíticas do Aquitardo Batatal.

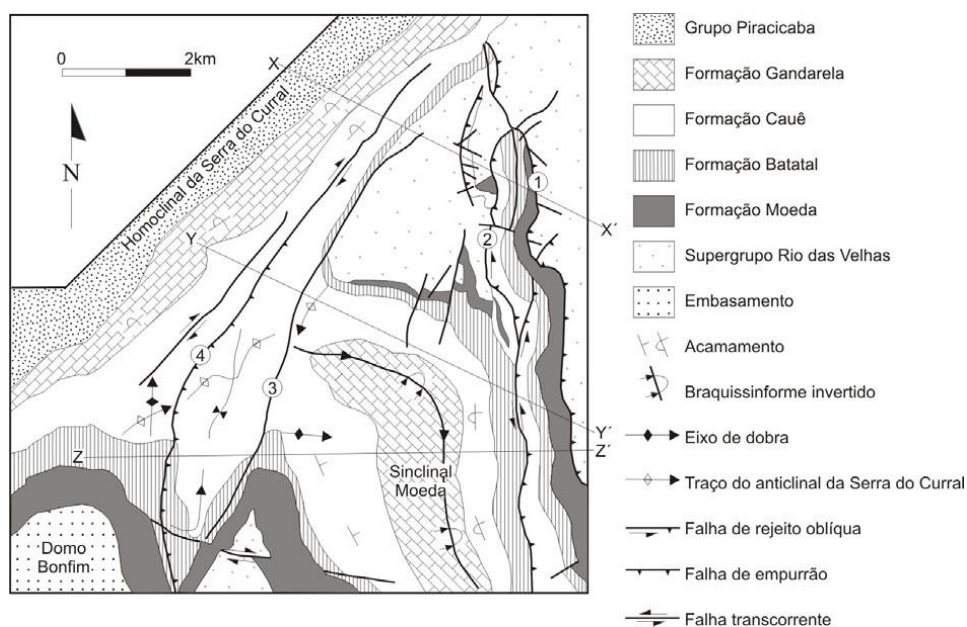


Figura 5.6: Indicação da Falha da Gordura (1), Falha da Mutuca (2), Falha da Catarina (3) e Falha do Barreiro (4) na junção do Homoclinal Serra do Curral com o Sinclinal Moeda (Alkmim e Marshak, 1998).

5.4 Junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda

Cerca de 10 km a sudoeste da cidade de Belo Horizonte, o Homoclinal Curral cruza a sincronia Moeda, criando a anômala junção entre essas duas estruturas. Exibe feição em mapa na forma de “T”, já que ao norte está o Homoclinal Curral com uma orientação NE-SW, enquanto ao sul encontra-se o Sinclinal da Moeda com uma orientação N-S (Madeira, 2018).

Nessa região, são identificadas estruturas sinformais e antiformais geminadas, como o Sinclinal Gaivotas, o Anticlinal Catarina e o Sinclinal da Moeda. Os padrões para a geometria e origem dessas estruturas são motivo de controvérsia, assim como os modelos estruturais e tectônicos que explicam a junção entre Curral e Moeda como um todo (Madeira, 2018).

Existem diversas interpretações para a junção, sendo que as principais correspondendo ao modelo de Dorr (1969) e Pomerene (1964), Pires (1979 e 1993), Alkmim *et al.* (1996) e Alkmim & Marshak (1998) e Endo *et al.* (2005). A seguir, serão apresentados esses modelos, os quais representam uma síntese da compilação feita por Madeira (2018).

5.4.1 Modelo segundo Dorr (1969) e Pomerene (1964)

Segundo Dorr (1969), essa junção é descrita como enigmática, presumindo que as áreas cruciais para desvendar essa estrutura estão encobertas por solos e canga. Esse autor descreve uma dobra complexa em formato de sela, caracterizada pelo estreitamento do sinclinal 5 km ao sul da junção e pela abertura dela na porção norte.

Nessa área, o sinclinal é intersectado por falhas de empurrão e zonas de cisalhamento no flanco oriental, e por uma falha de empurrão a leste da Serra das Gaivotas, no flanco ocidental. Dorr (1969) também considerou a proposta de Pomerene (1964), que sugere que as falhas ocidentais estão conectadas com as orientais, admitindo assim um grande plano de deslocamento de traçado curvilíneo. A geometria desse deslocamento foi interpretada de duas formas distintas por Dorr: uma extremamente curvilínea e outra alternativa com uma curva suave (Figura 5.7).

Nas duas interpretações, as unidades que compõem a Serra da Moeda deslizariam, por uma distância desconhecida, mas não necessariamente extensa, sobre as unidades que suportam o flanco invertido de um dobramento já existente, que agora forma o Homoclinal Curral.

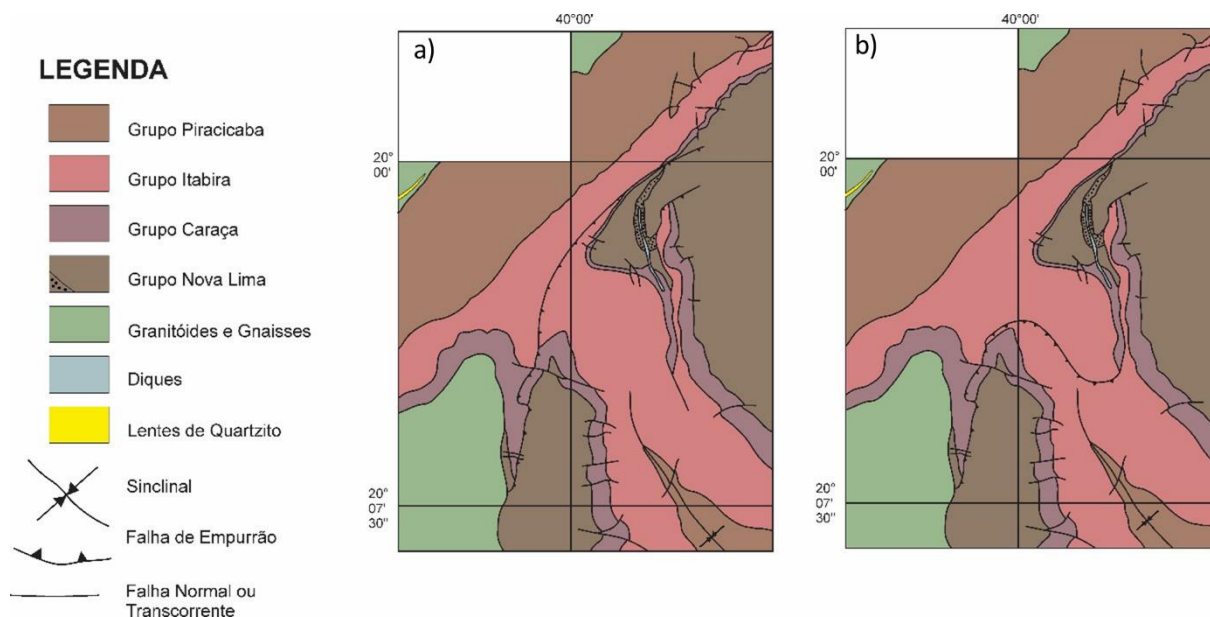


Figura 5.7: Esboço simplificado do mapa que apresenta as duas alternativas para a junção Curral-Moeda proposta por Dorr (1969). Em a) falha de empurrão em curva mais suave; b) falha extremamente curvilínea. Extraído de Madeira (2018).

5.4.2 Modelo segundo Pires (1979) e Pires et al. (1993)

Pires (1979) e Pires *et al.* (1993) interpretam a presença de um grande anticlinal recumbente, chamado Anticlinal da Serra do Curral, que se sobrepõe estruturalmente ao Sinclinal Gaivotas, Anticlinal Catarina, Sinclinal Moeda e empurrões (Figura 5.8).

De acordo com os autores, houve dois eventos ou direções tectônicas distintas que resultaram na formação de uma estrutura de redobramento do Tipo 2 (Thiessen, 1986).

O conjunto Anticlinal Curral (ou Jangada) - Sinclinal Gaivotas - Anticlinal Catarina foi descrito, de forma geral, como estruturas recumbentes giradas para leste, exibindo uma homogeneidade estrutural relativa, onde a foliação principal (S1) corta o bandamento composicional (S0) em baixo ângulo.

As lineações de estiramento (L1) e de crenulação (L2) apresentam um sentido de inclinação entre 112 e 122, indicando, para os autores, a direção principal do transporte tectônico. Os eixos das dobras coincidem com essas lineações e têm uma inclinação entre 65 e 90.

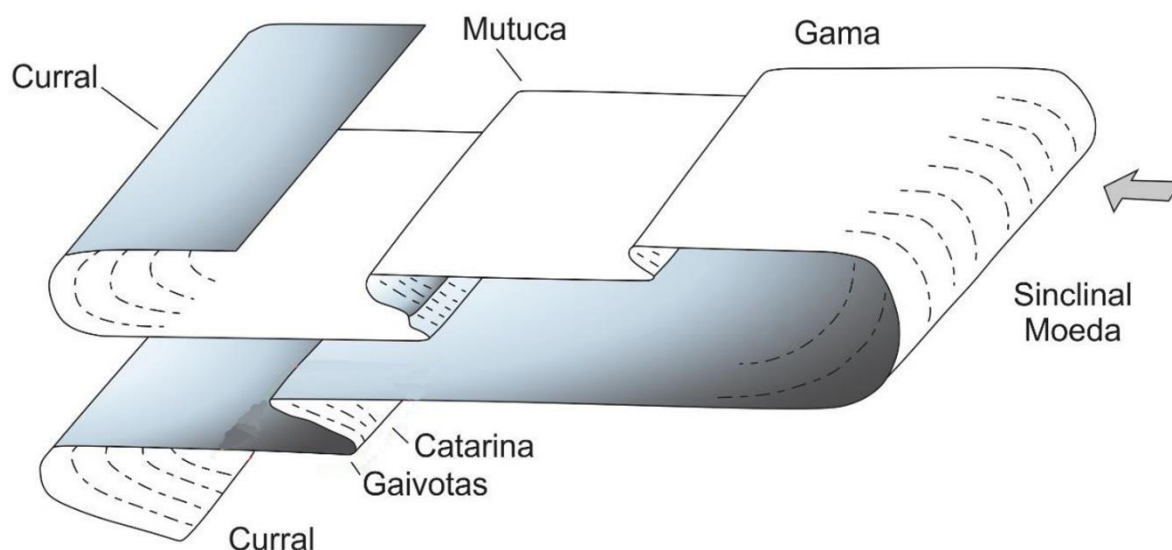


Figura 5.8: Interpretação estrutural da junção Curral-Moeda segundo Pires *et al.* (1993).

5.4.3 Modelo segundo Alkmim *et al.* (1996) e Alkmim & Marshak (1998)

Alkmim *et al.* (1996) e posteriormente Alkmim & Marshak (1998) propuseram que a ligação entre Curral e Moeda ocorre por meio de uma depressão antiformal, resultando em uma estrutura em forma de sela (Figura 5.9). Essa depressão teria sido formada em duas fases de deformação, envolvendo redobramento e falhas na zona de charneira e no flanco sul de um anticlinal inclinado para o NW.

O flanco invertido NW desta dobra anticlinal se relacionaria com o Homoclinal Curral, que sofreu menos alterações devido à deformação que formou essa junção. Em contraste, a área central da dobra e o limbo sul foram alteradas pela própria estrutura do Sinclinal Moeda e por um conjunto de falhas e dobras associadas com direções entre NE-SW e N-S.

Após a nucleação do anticlinal da Serra do Curral durante o período Transamazônico (Alkmim & Marshak, 1998), essa estrutura foi posteriormente sobreposta em uma segunda fase que nucleou o Sinclinal Moeda. Essa formação é o resultado da fase em que os domos gnáissicos foram elevados de forma intensa, criando protuberâncias com dobras entre os domos, antecedendo o período de deformação Brasileira (Marshak *et al.*, 1992; Chemale Jr. *et al.*, 1992).

Na área de junção, o Sinclinal da Moeda mostra uma direção aproximada E-W, com a zona central inclinada em torno de 20° para SE. À medida que se afasta dessa junção em direção ao sul, a dobra assume uma orientação N-S, e a inclinação

da zona central suaviza para cerca de 10° em direção ao sul (Alkmim *et al.*, 1996). A parte em que a orientação é predominantemente E-W e a inclinação da zona central é mais acentuada corresponde à área onde a dobra original em forma de anticlinal foi dobrada, formando uma estrutura em sela (Figura 5.9).

Durante uma terceira fase de deformação durante o evento Brasileiro, com direção para o oeste, formou-se um conjunto de zonas de cisalhamento ductéis e falhas transcorrentes dextrais, além de falhas de empurrão inclinadas para sudeste, como as falhas Mutuca, Gorduras, Catarina e Barreiro, que atravessam o Sinclinal da Moeda e a Serra do Curral (Figura 5.9). As estruturas dessa fase mais recente ocorreram em várias escalas, refletindo um campo de compressão ESE-WNW, sendo uma das características proeminentes uma foliação com orientação preferencial de 115/55.

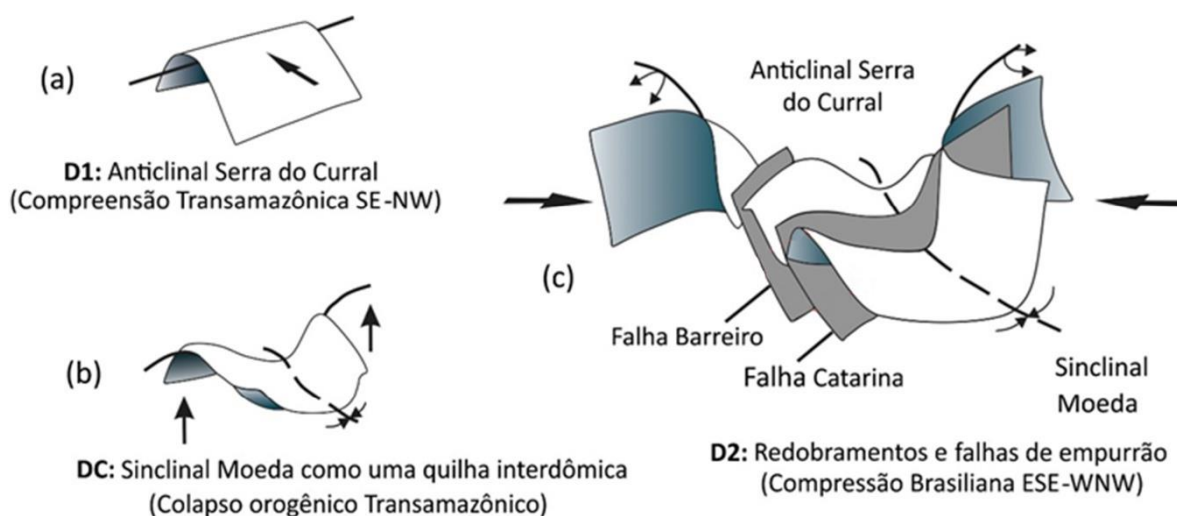


Figura 5.9: Modelo de evolução para a junção do Homoclinal Curral e do Sinclinal da Moeda. A superfície ilustrada representa a base da Formação Cauê (branco o topo e azul a base da superfície). (a) Formação do Anticlinal da Serra do Curral a partir da compressão SE-NW Transamazônica; (b) redobramento do Anticlinal da Serra do Curral com o desenvolvimento dos domos e quilhas. As setas indicam o movimento do embasamento; (c) Estruturação da complexa geometria com o encurtamento Brasileiro ESE-WNW (em cinza a superfície das falhas de empurrão). Alkmim & Marshak (1998)

5.4.4 Modelo segundo Endo *et al.* (2005)

Com base em uma análise estratigráfica e estrutural detalhada utilizando dados cartográficos em uma escala de 1:10.000 e seções geológicas, Endo *et al.*

(2005) concluíram que, na região central da Serra do Curral, as camadas do Supergrupo Rio das Velhas formam o núcleo de uma gigantesca dobra recumbente alóctone, inclinando-se para o norte. Os autores referiram-se a essa estrutura como "nappe Curral", conforme já explicada no capítulo 5.1.1.

O flanco inverso desta grande estrutura envolve todo o conjunto de camadas formadas pelos supergrupos Rio das Velhas e Minas na Serra do Curral, enquanto o lado normal está dobrado, resultando na formação do Sinclinal Moeda ao sul. A junção entre Curral e Moeda representa a região central dessa grande estrutura, a qual está estrangulada devido à presença do Gnaisse Souza Noshese no núcleo da nappe.

Além desse movimento lateral, há também uma compressão frontal evidenciada por estruturas de segunda geração, como dobras e planos de xistosidade S₂, inclinados para o sudoeste, e falhas de empurrão com deslocamento para o norte, como a Falha Mário Campos (Figura 5.10).

Os autores consideram que a trama penetrativa presente em todos os tipos de rochas do Supergrupo Rio das Velhas é a xistosidade S₁, que representa o plano axial de dobras F₁, sempre inclinado em relação ao acamamento das camadas. A interseção entre a lineação, a disposição dos minerais e a orientação dos eixos das dobras ocorre de forma simultânea e correlacionada.

As dobras isoclinais e estruturas semelhantes são cortadas pela xistosidade S₁, que representa estruturas anteriores no contexto geológico.

Na Serra do Curral, as relações principais são de flanco inverso (Z), enquanto no Sinclinal da Moeda, prevalecem estruturas de flanco normal (S), com uma transição acontecendo na área de interseção entre essas duas formações.

A zona de charneira da nappe Curral é composta por um conjunto de dobras em formato de "M", fora de fase, de segunda ordem. No flanco oeste, é representada pela presença da anticlinal Catarina e do Sinclinal das Gaivotas, enquanto no flanco leste, é evidenciada pela anticlinal dos Fechos e pelo Sinclinal Mutuca.

A Nappe Curral move-se ao longo de uma superfície, situada sobre os gnaisses do Complexo Bonfim. Essa ocorrência é observada na região ocidental da Serra da Moeda, na área de transição entre as rochas supracrustais e o embasamento.

A borda frontal da Nappe é definida pela falha de empurrão Curral, localizada na interface entre o Grupo Sabará e o Supergrupo Minas. O Sinclinal Mangabeiras é consequência do deslocamento progressivo dessa unidade tectônica, como ilustrado na Figura 5.10.

Dentro desse cenário, surgem um conjunto de falhas sintéticas e antitéticas de empurrão que definem as bordas do sinclinal de antepaís. A falha de empurrão Mário Campos representa a falha sintética, enquanto a falha antitética se evidencia por meio de dobras do tipo kink com inclinação em direção a S-SW.

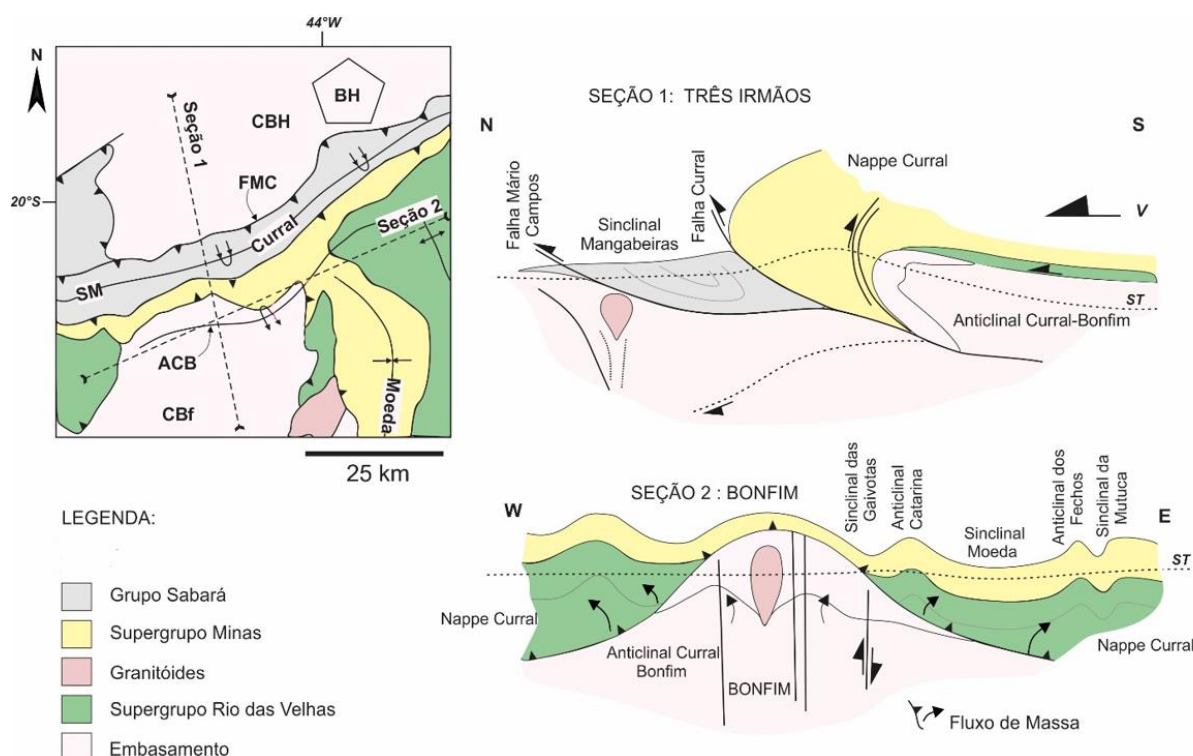


Figura 5.10: Seções modelo da nappe Curral nas proximidades da área de estudo, local indicado no mapa esboçado acima. No mapa, FMC: Falha Mário Campos; SM: Sinclinal Mangabeiras; FC: Falha Curral; ACB: Anticlinal Curral-Bonfim. Nas seções: ST: Topografia atual; V: Vergência. (Adaptado de Madeira 2018 e Endo et al., 2005)

5.5 Arcabouço Tectônico

Devido o nível de complexidade geológica e estrutural do Quadrilátero Ferrífero, ele é alvo de diversos estudos que geram diferentes interpretações sobre sua evolução geotectônica. Nesse sentido, destacam-se as de Dorr (1969), Chemale Jr. et al. (1994), Endo (1997) e Alkmim & Marshak (1998).

5.5.1 Modelo de Dorr (1969)

Para Dorr (1969), foram três os eventos responsáveis pela estruturação do QF.

5.5.1.1 Primeiro Evento

O primeiro evento, denominado de pré-minas, corresponde ao evento deformacional que afetou apenas o Supergrupo Rio das Velhas, com a intensidade dessa deformação aumentando de leste para oeste. De acordo com Dorr (1969), o foco orogênico pré-Minas estaria localizado a W ou SW do Quadrilátero Ferrífero, conforme pode ser evidenciado inclusive pela direção de proveniência dos sedimentos Minas. Além disso, ele diz que a complexidade da deformação pós-Minas na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero foi tão significativa que o grau e a natureza específica da deformação pré-Minas não puderam ser plenamente decifrados.

5.5.1.2 Segundo Evento

O segundo evento ocorreu entre o tempo de deposição do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi. Foi considerado como um período de agitação crustal, com algum arqueamento, mas não como um ciclo orogênico. Assim, apenas uma orogênese denominada pós-Itacolomi a SE do Quadrilátero Ferrífero teria sido responsável pela estruturação regional.

O autor afirma que o Grupo Itacolomi se sobrepõe diretamente, em discordância angular, a quase todas as estruturas do Grupo Piracicaba, sugerindo assim a presença de uma erosão pré-Itacolomi de aproximadamente 1000 metros. A discordância angular é pequena, chegando a um máximo de 12°. Para este autor, um relevante movimento tectônico ocorreu na direção W-SW durante o período de deposição das camadas Minas e Itacolomi, o que é indicado pela existência de conglomerados itabiríticos neste último grupo.

5.5.1.3 Terceiro Evento

O terceiro evento e de maior expressão, se processou após a sedimentação do Grupo Itacolomi, e afetou todas as sequências pré-cambrianas. Ele foi responsável pela formação de dobras sinformais e antiformais de eixos N-S, E-W, NE-SW e NW-SE e pelo soerguimento do Complexo Metamórfico Bação.

Posteriormente, há o aparecimento de estruturas de falhas e sobreposições com movimento em direção W e NW, as quais, de maneira geral, resultam na inversão dos flancos leste e sudeste das principais dobras. A estimativa do encurtamento crustal na orientação E-W é de várias dezenas de quilômetros, com a força tectônica direcionada para o NW e W.

5.5.2 Modelo de Alckmin & Marshak (1998)

Alkmim e Marshak (1989, 1998) sugerem um modelo de evolução tectônica pós-Minas com quatro estágios: D1, D2, DE e D3. Os estágios D1, D2 e D3 foram relacionados aos períodos tectonometamórficos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro, respectivamente (Figura 5.11).

Idade Ma	Período tectônico	Eventos descritos por Marshak & Alkimim, 1989
500	Brasiliano	Evento compressivo D3
1000		Extensão DE
1500	Uruaçuano	Evento compressivo D2
2000	Transamazônico	Evento compressivo D1
2500		Deposição do Sg. Minas

Figura 5.11: Idades dos três principais períodos tectônicos que afetaram a região sul do Cráton do São Francisco (extraído de Marshak & Alkmim, 1989).

5.5.2.1 Evento D1

O primeiro evento é relacionado à orogênese Transamazônica, impactou amplamente as formações rochosas do Supergupo Minas, levando à criação de estruturas inclinadas para NW e desenvolvimento de xistosidade regional em condições metamórficas que variaram de xisto verde alto a anfibólito baixo. O Sinclinal Gandarela, parte do Sinclinal Ouro Fino, o Anticlinal Conceição e o cinturão que compõe a Serra do Curral também teriam sido gerados durante D1.

5.5.2.2 Evento D2

O segundo evento (D2), de idade Uruaçuana e campo compressivo de direção N-S, gerou dobras normais com clivagem E-W e falhas inversas associadas. Este evento promoveu a acomodação do Sinclinal Moeda-Dom Bosco em torno do Complexo Metamórfico Bação.

5.5.2.3 Evento DE

O terceiro evento (DE) é de natureza extensional, com formação de falhas normais e colocação de diques máficos. Segundo os autores estaria relacionado à abertura da Bacia Espinhaço a leste do Cráton do São Francisco.

5.5.2.4 Evento D3

O quarto e último evento, de idade brasileira, é compressivo e desencadeou a formação da estrutura do cinturão de dobramentos do Espinhaço, falhamentos na direção N-S na Serra do Caraça e a sobreposição do Complexo Bação sobre o flanco leste do Sinclinal Moeda.

5.5.3 Modelo de Chemale (1992 e 1994)

De acordo com Chemale *et al.* (1992 e 1994), o Quadrilátero Ferrífero sofreu dois grandes eventos de deformação.

5.5.3.1 Primeiro Evento

O primeiro deles é de natureza extensional, de orientação WNW-ESE e teria ocorrido durante o Paleoproterozóico, entre 2,1 e 1,7 Ga, no evento Transamazônico. Ele foi responsável pelo desenvolvimento de megassinclinais contínuos Serra do Curral (NW-SE), Moeda (N-S), Dom Bosco (E-W) e Santa Rita (N-S). Os sinclinais Gandarela, João Monlevade e Itabira – todos de direção NE-SW – seriam atualmente isolados das outras megaestruturas, mas teriam sido provavelmente gerados durante o mesmo evento (Chemale Jr. *et al.*, 2004). Esse evento também causou o soerguimento de vários complexos metamórficos do QF, o que gerou a arquitetura geológica de domo e quilha do QF.

A extensão estaria registrada nas zonas de cisalhamento que ocorrem junto ao contato das sequências supracrustais com o embasamento cristalino. Nessas zonas, as condições metamórficas foram em facies xisto-verde baixo, atingindo a facies anfíbolito junto às auréolas dos complexos metamórficos Bonfim e Bação.

5.5.3.2 Segundo Evento

O segundo evento é de natureza compressional, com campo dirigido para W e idade correlacionada ao evento Brasileiro (650 Ma a 500 Ma). Isso resultou em dobras e falhas de empurrão desenvolvidas ao longo de três fases (D1, D2 e D3).

5.5.3.2.1 Fase D1

A fase inicial, denominada D1, é aquela que exhibe as características mais proeminentes na região. Durante esse processo, ocorreu uma deformação dúctil sob condições de metamorfismo nas fácies de xisto verde e anfibolito. Isso resultou na formação de dobras amplas até isoclinais, assim como dobras em bainha. Além disso, zonas de cisalhamento associadas a falhas inversas, sistemas de falhas transcorrentes conjugadas e falhas de rasgamento foram desenvolvidas nessa etapa.

5.5.3.2.2 Fase D2

Na fase D2, em meio ao contexto de metamorfismo de fácies xisto-verde baixo, observa-se a formação de dobras mesoscópicas com crenulação orientada na direção E-W, clivagem espaçada e o surgimento de falhas transcorrentes.

5.5.3.2.3 Fase D3

A fase D3 se dá sob mesmas condições metamórficas que a fase D2, com desenvolvimento de dobramentos mesoscópicos de direção N-S, crenulação e falhas reversas de alto ângulo de direção N-S.

5.5.3.3 Deformação

A partir da interpretação de todos esses eventos, o autor afirma que seria possível definir duas regiões estruturais no QF: a região ocidental, que exibiria registros sobretudo da deformação de caráter extensional, e a região oriental, que teria sido afetada com diferentes magnitudes de deformação pelo evento Brasileiro.

5.5.4 Modelo de Endo (1997)

Endo (1997) e Endo & Machado (1998) interpreta a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes como o resultado da superposição de três ciclos tectono-deformacionais: Jequié, Transamazônico e Brasileiro.

5.5.4.1 Ciclo Jequié

O ciclo Jequié (2,78 Ga a 2,56 Ga) consiste de três eventos tectônicos de natureza transpressional.

5.5.4.1.1 Evento 1 do Ciclo Jequié:

O primeiro evento do ciclo Jequié, do Neo-Arqueano Inferior, corresponde à orogenia Rio das Velhas, de caráter transpressional NS dextral. É considerado o evento mais intenso, sendo responsável pelo forte magmatismo e metamorfismo do Grupo Nova Lima e Quebra Ossos em condições de facies anfibolito. Os plútons importantes deste magmatismo são: Tonalito Samambaia, granodiorito Mateus Leme, Ibirité e Caeté e o Granito Brumadinho (Romano, 1989; Carneiro, 1992; Machado *et al.*, 1992; Chemale Jr. *et al.*, 1993; Noce, 1995).

5.5.4.1.2 Evento 2 do Ciclo Jequié:

O segundo evento tectônico é transpressional sinistral de direção NE-SW. Esse evento se destaca pela intrusão de um conjunto de diques máficos de idade 2,66 Ga (Pinese, 1997) ao longo de fraturas de extensão com orientação NW-SE, e possivelmente pela deposição das sequências molássicas do Grupo Maquiné.

5.5.4.1.3 Evento 3 do Ciclo Jequié:

Durante o terceiro evento tectono-deformacional, houve a inversão da Bacia Maquiné (conhecida como Orogênese Maquiné) em um regime transpressional dextral, acompanhado pela formação de intrusões graníticas em sincronia com o evento tectônico.

5.5.4.2 Ciclo Transamazônico

O ciclo orogênico transamazônico é composto de dois eventos tectônicos compressivos e dois extensionais, alternando-se durante um intervalo de tempo mínimo entre 2,25 e 1,90 bilhões de anos, associados aos períodos Riacciano e Orosiriano. Esses eventos podem ser interpretados como dois megaeventos tectônicos progressivos, desenvolvidos sob um regime de transpressão, com um plano de fluxo direcionado de N-S. As condições metamórficas variam desde a fácies de xisto verde até a fácies de anfibolito médio (Endo, 1997).

5.5.4.2.1 Evento 1 do Ciclo Transamazônico:

O primeiro megaevento, conhecido como orogenia Minas, ocorreu com um encurtamento da crosta na direção sudoeste. Esse evento foi responsável pela inversão tectônica das sequências mineiras do período sideriano e pela deposição sintetctônica das formações rochosas de Sabará e Santo Antônio. Também resultou

na intrusão de vários plutons granitoides ao longo de descontinuidades crustais reativadas com orientação NE-SW.

Após o encurtamento tectônico para o sudoeste, houve uma fase tectônica extensional direcionada para sudeste durante o Riáciano Superior. Essa fase foi responsável pela formação de cúpulas e estruturas de bacias destacáveis na região do Quadrilátero Ferrífero, possivelmente preenchidas por sedimentos do Grupo Itacolomi (Endo & Machado, 1998). Os produtos desse evento consistem na formação dos megassinclinais e domos gnáissicos do QF e também dos entes tectônicos: Zona de Cisalhamento Moeda-Bonfim, Zona de Cisalhamento Souza Noschese, Falha do Curral e Falha do Engenho

5.5.4.2.2 Evento 2 do Ciclo Transamazônico:

Durante o segundo megaevento tectônico, conhecido como orogenia Itacolomi, ocorreu um encurtamento e espessamento da crosta direcionado para noroeste. Esse evento foi seguido por uma fase de colapso orogênico extensional no Orosiriano Superior. Os resultados desse segundo megaevento foi a inversão da Bacia Itacolomi, colocação de diques máficos e corpos graníticos e colapso orogênico associado aos descolamentos normais de NW para SE.

5.5.4.3 Ciclo Brasileiro

O último ciclo orogênico no QF é o do Brasileiro (650-500 Ma), que apresenta dois eventos tectônicos em regimes transpressionais com plano de fluxo NE-SW, originando os sistemas de dobramentos e cavalgamentos com vergência para NW e W.

5.5.4.3.1 Evento 1 do Ciclo Brasileiro:

O evento mais antigo do Brasileiro, é marcado pelo surgimento de um cinturão de dobras na direção W na região sul do Quadrilátero Ferrífero e por uma deformação tangencial e controlada do embasamento em direção oeste na região norte. O deslocamento do bloco Bação para oeste provocou um estreitamento do Sinclinal Moeda, resultando na inversão do flanco leste por meio de um processo que envolveu um escape tectônico ascendente das sequências de greenstone belts.

Posteriormente, ocorreu uma deformação orogênica extensional tardia na região leste do QF, após um encurtamento no sentido E-W, o que resultou na

elevação dos blocos do embasamento, na formação de dobras marginais orientadas para leste e no desenvolvimento de zonas de cisalhamento normais, como a Zona de Cisalhamento de Furquim (Endo & Machado, 1998).

5.5.4.3.2 Evento 2 do Ciclo Brasileiro:

Finalmente, a segunda fase orogênica Brasileira representa um componente de encurtamento N-S que produziu dobras com planos foliares axiais NE-SW a E-W e tecido tectônico de embasamento reativado (Endo & Machado, 1998).

6. HIDROGEOLOGIA REGIONAL

6.1 Definições

Inicialmente será apresentado algumas definições importantes para o entendimento da hidrogeologia nesse capítulo, o que inclui os critérios das divisões e nomenclaturas das unidades hidrogeológicas.

De acordo com Custódio e Llamas (1983), aquífero é “um estrato ou formação geológica que permitindo a circulação de água pelos seus poros ou fraturas faz com que o homem possa aproveitá-la em quantidades economicamente apreciáveis para atender as suas necessidades”. Outras definições que não se concentram no aspecto econômico ou no aproveitamento podem ser encontradas em Feitosa *et. al* 2008, onde é apresentado o aquífero como “uma formação geológica que contém água e permite que quantidades significativas dessa água se movimentem no seu interior em condições naturais”.

Por outro lado, também é possível definir as unidades que não são consideradas como aquíferos, que são os aquitardo, aquiclude e aquífugo. Segundo Rebouças (1994), aquitardo é uma formação geológica que contendo apreciáveis quantidades de água a transmite muito lentamente e está pouco apta ao seu aproveitamento, mas que em condições especiais permite a recarga vertical de aquíferos. Já aquiclude é uma formação geológica que pode conter água no seu interior, inclusive até a saturação, mas não a transmite e, portanto, não é possível a sua exploração. Por fim, aquífugo é uma formação que não contém água e tampouco é capaz de transmiti-la (Custódio & Llamas, 1983).

O termo sistema aquífero, de acordo com Rebouças (1994) e Souza (1995), representa um conjunto formado por uma ou mais unidades litoestratigráficas que apresentam condutividade hidráulica, características hidrodinâmicas, condições de recarga, circulação e descarga, e de qualidade das águas relativamente semelhantes.

Já o termo unidade hidrogeológica é usada para caracterizar a ocorrência tanto para os aquíferos, como para os aquitardos e/ou aquicludes, que está associada a uma unidade geológica específica (Souza, 1995).

As unidades aquíferas na região do Quadrilátero Ferrífero já foram classificadas por diversos autores, sendo os mais importantes as classificações de

Beato *et al.* (2005) e Mourão (2007). Uma diferença principal entre esses dois autores é que Beato *et al.* (2005) classifica todas as unidades como sistemas aquíferos, enquanto Mourão (2007) não.

A pesquisa em questão irá descrever as características das unidades com uma mescla das contribuições desses e de outros autores, mas não as considerando como sistemas aquíferos, pelo fato de possuírem características distintas entre as formações.

Nos próximos subcapítulos, serão descritas as principais unidades hidrogeológicas presentes dentro e nos arredores dos limites do estudo, as quais constituem grande parte do Quadrilátero Ferrífero. São elas o Aquitardo em Complexos Metamórficos, Aquitardo Nova Lima, Aquífero Moeda, Aquitardo Batatal, Aquífero Cauê, Aquífero Gandarela, Aquífero Cercadinho e Aquífero de Coberturas. O mapa com a localização dessas unidades pode ser visualizado a seguir (Figura 6.1).

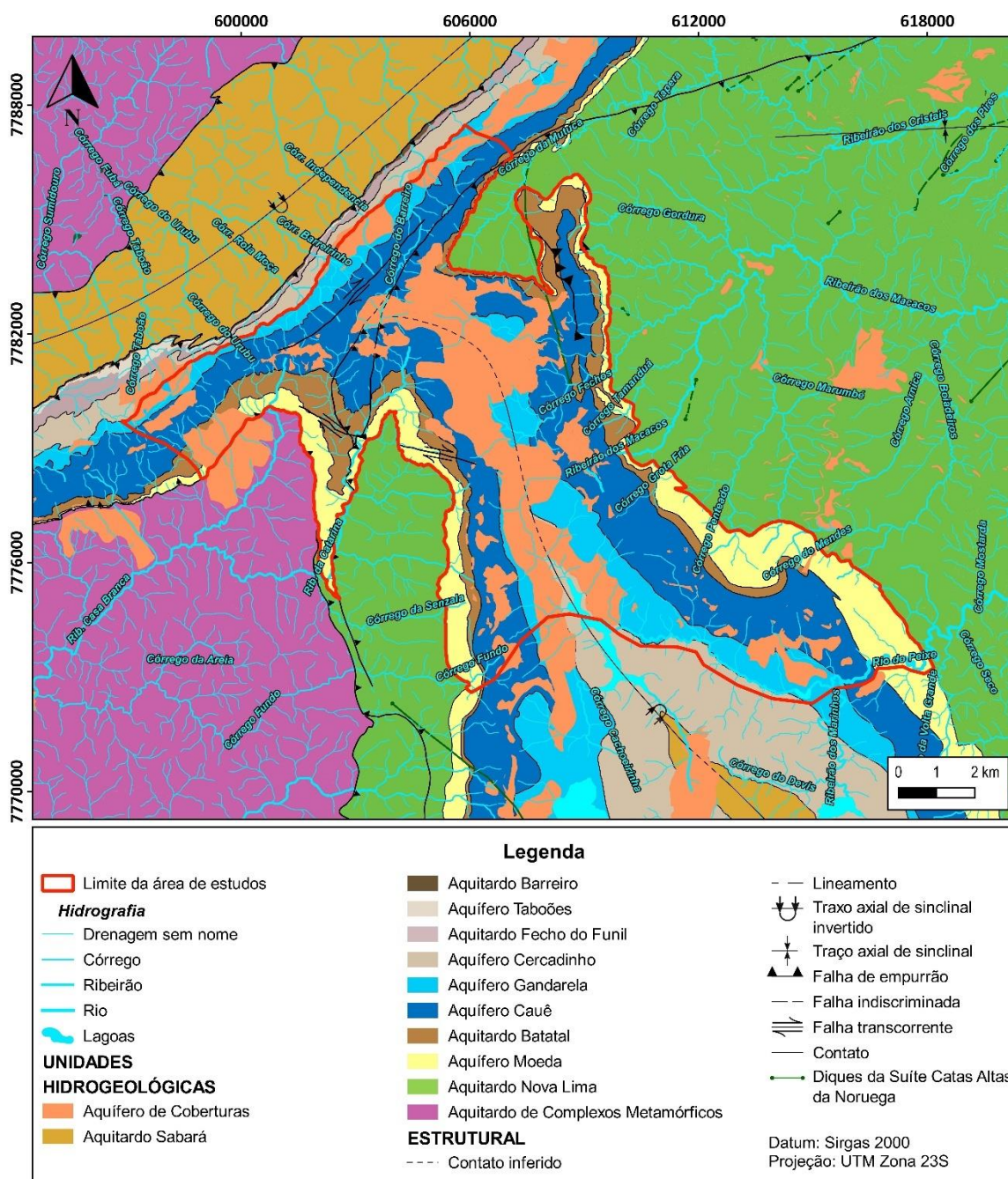


Figura 6.1: Mapa hidrogeológico com foco nas unidades dentro e ao redor do limite da área de estudos.

6.2 Aquitardo em Complexos Metamórficos

O Aquitardo em Complexos Metamórficos foi nomeado como Aquífero em Rochas Granito-Gnáissicas por Mourão (2007) e Sistema Aquífero Granito-Gnáissico por Beato (2005). Devido à baixa capacidade de armazenamento de água dessa área, optou-se, neste estudo, pela denominação Aquitardo de Complexos

Metamórficos, termo também utilizado por Magalhães (2023). No caso desse trabalho, o termo aquífero foi aplicado para cada complexo de maneira individual.

O arcabouço litológico é constituído de granitos, gnaisses, migmatitos, granitóides e rochas básicas e metabásicas intrusivas, pertencentes aos Complexos Bonfim, Bação, Belo Horizonte, Santa Bárbara, Caeté, Guanhões e Divinópolis. São unidades descontínuas, fraturadas, heterogêneas, e livres a semiconfinadas pelas formações superficiais. A porosidade e a permeabilidade são secundárias, resultantes dos esforços tectônicos e dos processos de meteorização (Endo *et al.*, 2020).

Correspondem a aquíferos fissurados que têm como peculiaridade o espesso manto de intemperismo, que determina a presença de aquíferos de coberturas com baixa permeabilidade e capacidade de armazenamento, em espessuras médias inferiores a 50 metros, porém, com boa continuidade lateral.

As condições de recarga estão ligadas ao manto de alteração que cobre a parte fraturada da rocha. Essa camada porosa facilita a infiltração da água da chuva até alcançar áreas com porosidade secundária, que são formadas pelas fraturas. É nessas áreas que geralmente ocorre o armazenamento e a transmissão preferencial da água subterrânea. Os exutórios naturais são nascentes pontuais ou difusas ao longo dos vales com pequenas vazões. A água subterrânea circula ao longo das fraturas da rocha íntegra, movendo-se em direção às áreas de menor elevação topográfica, onde estão localizados os cursos d'água perenes responsáveis por drenar o sistema (Beato *et al.*, 2005).

6.3 Aquífero Nova Lima

O Aquífero Nova Lima é descrito como Aquífero em Xistos por Mourão (2007) e Sistema Aquífero Xistoso por Beato (2005). Geralmente é classificado como aquífero ou aquíclode devido à predominância de litofácies com baixa permeabilidade. Por isso, seguindo a nomenclatura adotada por Magalhães (2023), foi utilizado o nome para essa unidade de Aquífero Nova Lima. É formado em rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares do tipo greenstone belt.

São aquíferos descontínuos, fraturados, fortemente anisotrópicos, heterogêneos e livres e confinados por metapelitos e xistos. A alta heterogeneidade é resultado da presença dos xistos de composição variada, intercalados com

diferentes tipos de rochas como metarenitos, metagrauvacas e formações ferríferas (Beato *et al.*, 2005). A porosidade e a permeabilidade são secundárias e resultantes dos esforços tectônicos.

A capacidade de armazenamento é baixa, mas suficiente para atender pequenas demandas. Porém, lentes de Formações Ferríferas Bandadas intercaladas aos xistos, apresentam-se como zonas aquíferas localizadas com boas condições de circulação e armazenamento de água.

A recarga principal é pluvial, pela infiltração nas formações superficiais conectadas às fraturas. Também recebe aportes dos sistemas aquíferos Quartzítico e Formação Ferrífera com os quais está em contato gradacional. Os exutórios naturais são nascentes dispersas ao longo dos vales, podendo ser pontuais ou difusas, e geralmente apresentam vazões pequenas.

A circulação ocorre predominantemente ao longo das principais direções de fraturas e segue as direções dos acamamentos. Além disso, o fluxo tende aos baixos topográficos onde os cursos d'água perenes drenam o sistema.

6.4 Aquífero Moeda

O Aquífero Moeda foi descrito pelo mesmo nome por Mourão (2007) e como Sistema Aquífero Quartzítico por Beato *et al.* (2005). Representa um aquífero com predomínio de quartzito, ainda que contenham níveis interestratificados de filitos ou dolomito.

Os aquíferos são descontínuos, do tipo fissural ou fraturado, livres a confinados pelos metapelitos interestratificados de baixa permeabilidade, anisotrópicos e heterogêneos. A porosidade e permeabilidade são secundárias, resultantes dos esforços tectônicos (Beato *et al.*, 2005).

A recarga desse aquífero ocorre principalmente pela contribuição direta da água da chuva sobre as regiões onde ele é exposto. Os exutórios naturais são nascentes que emergem em contato com as camadas pouco permeáveis de metapelitos e xistos.

O potencial hidrogeológico é considerado relativamente alto devido à circulação e armazenamento predominantes de água nesse aquífero ocorrerem nas descontinuidades estruturais, como os planos de fissuras e fraturas interconectadas,

além da presença de falhas em nível local e regional. As direções de fluxo também podem ser influenciadas pelo declive do terreno, e em menor medida, pela existência de contatos geológicos com unidades de menor permeabilidade (Endo *et al.*, 2020).

6.5 Aquitardo Batatal

O Aquitardo Batatal foi descrito por Mourão (2007) como Unidade Confinante e Aquitardos por Beato (2005). Essa unidade é composta predominantemente por filitos sericíticos, filitos grafitosos e, em algumas áreas, pode conter quantidades consideráveis de clorita e materiais carbonáticos.

Apresentam características predominantemente de aquitardo ou aquioclude devido a sua baixa permeabilidade. Ou seja, embora os argilo-minerais presentes nesta unidade armazenem água, eles não são capazes de transmiti-la de forma rápida. Além disso, sua plasticidade origina fraturas fechadas. É importante notar que litologias originalmente não consideradas aquíferas podem se comportar localmente como tal, dependendo principalmente do seu grau de fraturamento e da sua espessura. Por esse motivo, há uma conexão identificada entre o Aquitardo Batatal e o Aquífero Cauê, conforme observado por Ventura e Bacellar (2011). Esse é o motivo de nomear o Batatal como Aquitardo e não Aquioclude ou Aquífugo. Essa mesma lógica foi seguida nas contribuições de Magalhães (2023).

De toda forma, elas desempenham um papel crucial ao confinar unidades que produzem água, resultando em mananciais com vazões consideráveis em áreas de contatos de elevada altitude. As heterogeneidades locais podem criar áreas com maior permeabilidade, como é o caso das intercalações de chert e a percolação de água ao longo das superfícies de foliação e fraturas em áreas mais intensamente afetadas pela atividade tectônica.

A espessura geralmente varia de 20 a 50 metros (Barbosa, 1968). Essa formação está presente em faixas estreitas na Homoclinal Curral, bem como nas Sinclinais Moeda, Gandarela e Ouro Fino. Os contatos com a Formação Cauê, na parte superior, e com os quartzitos da Formação Moeda, na parte inferior, são gradativos.

6.6 Aquífero Cauê

O Aquífero Cauê foi descrito pelo mesmo nome por Mourão (2007) e como Sistema Aquífero Itabirítico por Beato *et al.* (2005) Está relacionado com a presença

de itabiritos diversos (goethíticos, anfíbolíticos e carbonáticos) e corpos de hematitas. Corresponde ao aquífero mais produtivo da área, com poços que, em geral, conseguem explorar mais de 100 m³/h.

Em virtude da diversidade litológica, da complexidade estrutural e de distintas intensidades no intemperismo exibe elevada heterogeneidade e anisotropia, além de grande distinção em termos de capacidade de armazenamento e condutividade hidráulica (Mourão, 2007). Dessa forma, os maiores valores de condutividade hidráulica são atribuídos aos corpos de minério friável. Já as litologias compactas são menos propícias à presença de água devido à resistência à erosão e ao fraturamento. A intensidade do intemperismo também interfere na porosidade, que varia entre fissural ou granular. O aquífero pode ser livre a confinado por metapelitos, principalmente do Aquitardo Batatal, ou de coberturas sedimentares argilosas.

A recarga ocorre pela infiltração direta das águas pluviais sobre os horizontes intemperizados espessos, sendo mais eficaz quando essas camadas são cobertas por coberturas lateríticas de alta porosidade. As descargas estão principalmente ligadas aos pontos de maior erosão do relevo, próximo ao contato com as rochas pouco permeáveis do Batatal e, em ocasiões menos frequentes, no contato com o aquífero Gandarela (Beato *et al.*, 2005).

A circulação ocorre ao longo das fraturas, dos planos de estratificação e ao longo das barreiras impermeáveis, como diques (Mourão, 2007). Em menor escala, o fluxo também ocorre em direção ao declive topográfico. Além disso, os níveis piezométricos tendem a ser mais profundos se comparado a de outras litologias.

6.7 Aquífero Gandarela

O Aquífero Gandarela foi descrito como Aquífero Carbonático por Mourão (2007) e Sistema Aquífero Carbonático por Beato (2005). É composto por rochas calcárias, como itabirito dolomíticos, mármore dolomítico e calcítico, filito rico em carbonato e lente de itabirito.

São aquíferos descontínuos, predominantemente do tipo fissural, dependendo do desenvolvimento de falhas, fraturas, diáclases e juntas, além da presença de condutos cársticos resultantes da dissolução dos carbonatos em áreas de fragilidade do dolomito. Geralmente, esses aquíferos variam de livres a confinados devido aos

regolitos argilosos, originados da alteração da rocha dolomítica, sendo altamente anisotrópicos, heterogêneos e complexos. A porosidade e permeabilidade são secundárias e influenciadas pela atividade tectônica e pela dissolução do carbonato (Endo *et al.*, 2020).

Estratigraficamente, é sobreposto ao sistema aquífero Itabirítico através de um contato gradacional onde a redução do teor de ferro indica a transição, resultando em uma distribuição geográfica comum. É recoberto por quartzitos e filitos da Formação Cercadinho. Geralmente também está relacionada a extensas camadas argilosas intemperizadas e raramente está aflorante.

O calcário dolomítico (carbonato de magnésio) é predominante, porém sua menor solubilidade em comparação com o calcário calcítico (carbonato de cálcio) não promove a formação significativa de estruturas cársticas capazes de facilitar o armazenamento e o fluxo da água subterrânea (Beato *et al.*, 2005). Dessa forma, como o comportamento hidrogeológico está vinculado à sua carstificação, tende a criar zonas aquíferas localizadas quando apresentam essas feições mais expressivas.

Em relação a recarga, a principal fonte é a infiltração de águas pluviais ou a indução lateral proveniente do contato com unidades mais produtivas, como o Aquífero Cauê, por exemplo. A descarga ocorre como nascentes ou como recarga de outros aquíferos. A circulação preferencial é nas direções de fraturamento e/ou carstificação, e, também, segundo os planos de estratificação.

6.8 Aquífero Cercadinho

O Aquífero Cercadinho foi descrito pelo mesmo nome por Mourão (2007) e como Sistema Aquífero Quartzito Cercadinho por Beato *et al.* (2005). Trata-se de uma unidade com a característica singular de apresentar camadas espessas de quartzito cinza intercaladas por estratos de filito prateado, típicos da Formação Cercadinho.

São aquíferos descontínuos, do tipo fraturado ou fissural, heterogêneos, livre e fortemente anisotrópicos (Beato *et al.*, 2005). Tem maior expressão ao longo da vertente norte da serra do Curral e no interior do Sinclinal Moeda. Com frequência, está coberto por material intemperizado e, em certas áreas, por sedimentos alúvio-coluvionares, sobretudo ao longo dos cursos d'água.

Na sua base, está delimitado pelos dolomitos da Formação Gandarela, por meio de um contato discordante e erosivo, enquanto no topo, encontra-se confinado pelos filitos da Formação Fecho do Funil. Pode haver uma conexão local com os Aquíferos Gandarela e Cauê através de estruturas tectônicas (Mourão, 2007).

A recarga ocorre principalmente pela infiltração de águas pluviais através das formações superficiais conectadas com as fraturas. Os exutórios naturais são nascentes de contato com os níveis pouco permeáveis ao longo dos vales. Por fim, a circulação da água ocorre de acordo com as direções das fraturas e das camadas rochosas.

6.9 Aquíferos de Coberturas

Os Aquíferos de Coberturas foram nomeados e caracterizados por Mourão (2007) como Aquíferos Inconsolidados e por Beato *et al.* (2005) como Sistema Aquífero Granular. Representam todas as formações superficiais cenozoicas, além dos depósitos detrítico-lateríticos, elúvio-coluviais, aluviais, coluviais e de tálus. Estão dispersos por toda a região em formações superficiais que cobrem outras unidades aquíferas.

Essa unidade corresponde a aquíferos localizados, descontínuos, livres, anisotrópicos e muito heterogêneos. As porosidades e permeabilidades variam devido à diversidade de fatores físico-químicos na formação dos sedimentos e no processo de meteorização das rochas. Em algumas situações, podem apresentar porosidade e permeabilidade boas, como nas coberturas lateríticas, onde praticamente toda a água da chuva se infiltra. Por outro lado, em sedimentos ou solos residuais com uma quantidade significativa de fração argilosa, a permeabilidade é reduzida, dificultando tanto a infiltração quanto o fluxo subterrâneo da água. Isso causa uma capacidade de armazenamento variada (Beato *et al.*, 2005).

A recarga se dá pela precipitação pluvial e, localmente, pelo aporte de água de cursos d'água perenes e efluentes. Têm um papel crucial na recarga dos aquíferos subjacentes devido à sua porosidade considerável. Em alguns locais, onde o substrato está impermeabilizado, formam pequenas nascentes de comportamento sazonal (Endo *et al.*, 2020).

Apesar de serem classificadas como aquíferos e aflorarem na área de estudos, as camadas aluvionares são desconsideradas neste estudo regional devido à sua espessura reduzida em comparação com outras unidades, sendo vistas apenas como unidades de armazenamento e facilitadoras da recarga para as camadas subjacentes.

6.10 Grandes Compartimentos Hidrogeológicos

Além da análise das unidades hidrogeológicas separadas, também é possível fazer uma análise considerando os grandes compartimentos hidrogeológicos do Quadrilátero Ferrífero citados por Mourão (2007), em especial o Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda.

6.10.1 Homoclinal Curral

No homoclinal, dentro das unidades descritas acima, há a presença dos Aquíferos Cauê, Gandarela e Cercadinho, além do Aquitardo Batatal. Na região sul da vertente leste da serra, essa área faz fronteira com o Aquitardo Nova Lima, enquanto em toda a região norte e na fronteira sul da parte oeste da serra, está em contato com o Aquitardo dos Complexos Metamórficos.

O Aquífero Cauê está presente ao longo de toda a crista da serra. Ele apresenta maiores espessuras aparentes nas proximidades da junção com o Sinclinal Moeda, em torno de 1.500 metros, e tende a se afinar nas extremidades. No entanto, há uma exceção na região e no entorno da Mina de Águas Claras, onde atinge uma espessura aparente de 1.000 metros (Mourão, 2007).

Além disso, diques de rocha básica são identificados cortando toda a sequência hidrogeológica, podendo atuar como barreiras hidráulicas.

A recarga ocorre nas áreas mais altas da serra, onde a unidade Cauê está exposta, através da infiltração direta das águas pluviais. Os principais pontos de descarga estão concentrados principalmente na vertente sul da Serra do Curral, embora também sejam encontradas algumas nascentes no flanco noroeste, próximo à Serra dos Três Irmãos (Mourão, 2007).

6.10.2 Sinclinal Moeda

O núcleo do Sinclinal Moeda é formado pelos Aquíferos Cauê, Gandarela e Cercadinho, enquanto seus flancos estão o Aquífero Moeda e o Aquitardo Batatal.

No flanco leste, o contato do sinclinal é com o Aquitardo Nova Lima, enquanto no flanco oeste faz contato com os Aquitardo dos Complexos Metamórficos.

O Aquífero Cauê apresenta continuidade desde o interior do Sinclinal Moeda até o Homoclinal Curral, enquanto o Aquífero Gandarela sobrepõe o Aquífero Cauê em toda a extensão da calha do Sinclinal Moeda. O estudo realizado por Lazarim (1999) na área do Bairro Jardim Canadá indicou a presença de uma conexão hidráulica entre as unidades hidroestratigráficas das formações Cauê, Gandarela e Cercadinho, formando um aquífero único de escala local.

De acordo com Mourão (2007), a Formação Batatal, de baixa permeabilidade, atua como limite na base das unidades sobrepostas no Sinclinal Moeda, o que facilita o acúmulo de água subterrânea nas litologias internas do Sinclinal, principalmente nas unidades Cauê e Gandarela

A estrutura geomorfológica e os padrões de drenagem dentro do sinclinal sugerem que os cursos de água principais estão encaixados em áreas de fraqueza com direção aproximada de N-S, seguindo o contorno geral das camadas e das áreas mais elevadas das grandes dobras.

Na parte norte, as descargas associadas aos Aquíferos Cauê e Gandarela estão localizadas próximo ao núcleo do sinclinal e ligadas a estruturas de direção NNW-SSE (por exemplo, Capitão da Mata). Outros pontos de descarga no Sinclinal Moeda estão próximos ao contato inferior da Formação Cauê, tanto na borda leste (bacia do rio das Velhas) quanto na oeste (bacia do rio Paraopeba). Na borda leste, esses pontos ocorrem na interseção dessa superfície com alinhamentos de direção aproximada E-W. Um exemplo significativo é o rio do Peixe, que corta o sinclinal de forma perpendicular em um profundo cânion na direção E-W. Mourão (2007) identificou uma nascente com vazão de 200 m³/h às margens do rio do Peixe nesse cânion. Na borda oeste, geralmente são registradas nascentes com menor vazão, devido à conformação e inclinação das camadas geológicas.

6.11 Valores de Referência de Recarga

O entendimento dos valores de recarga é essencial para caracterizar os aquíferos mais produtivos da área, que variam principalmente de acordo com as características geológicas entre as unidades.

De acordo com Mourão (2007), as taxas mais elevadas são observadas em áreas pertencentes à Formação Cauê, atingindo valores acima de 38%. Bertachini *et al.* (2012) apontam que a taxa de recarga no Aquífero Cauê situa-se em torno de 35 e 40% do total da precipitação. Já no trabalho de Magalhães (2023), as recargas calculadas para esse aquífero foram de 38,67%. Além disso, também foi abordado por Mourão (2007) que as coberturas cenozoicas, assim como as rochas do Complexo Bação e da Formação Moeda, exibem taxas de recarga abaixo de 28% da precipitação anual.

Já Freitas e Bacellar (2013), citam que as rochas do Grupo Nova Lima permitem valores mais elevados de recarga anual, cerca de 28%, enquanto as do Complexo Bação apresentam uma recarga de aproximadamente 18% e mantêm a água subterrânea por um período mais prolongado no sistema.

Por fim, o trabalho de Magalhães (2023) indica que a recarga do Grupo Nova Lima é de 20,03%, do Gandarela é de 16,52%, do Piracicaba é de 12,42% e o Batatal é o menor, com 5,42%.

7. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho contempla inicialmente a validação de um banco de dados compilados a partir de fontes públicas. Logo após, vários métodos que envolvem o cálculo do balanço hídrico, balanço de massa, potenciometria e análise de fluxo foram apresentados, sendo que, para cada um deles foram gerados resultados.

Em vez de realizar uma análise da área como um todo, esta pesquisa dividiu a região em diferentes unidades hidrogeológicas com o objetivo de entender especificamente o comportamento de cada uma delas. As unidades identificadas incluem o Aquífero Cauê, o Aquífero Gandarela, o Aquífero Moeda, o Aquitardo Batatal e o Aquífero Cercadinho, apresentadas ao longo do trabalho em ordem de importância do sistema hidrogeológico. Essa análise foi conduzida ao longo de sete anos hidrológicos, abrangendo o período de 2015/2016 a 2021/2022.

A seguir, cada etapa da metodologia será detalhada:

7.1 Aquisição e Tratamento de Dados

Inicialmente foi realizado uma etapa que consiste em validar a base de dados do trabalho. Para extrair informações de piezômetros, INA's (Indicadores de nível d'água) e poços tubulares, foi utilizado as plataformas dos dados abertos da Agência Nacional das Águas (ANA), da Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IDE-Sisema) e do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas da Cprm (SIAGAS). Nesses sites, foi possível obter informações essenciais, como os dados de localização, tipo de captação, data inicial e final da outorga, nível estático e nível dinâmico do teste de bombeamento e vazão outorgada dos instrumentos.

Nessa compilação também foi utilizado o site do Sistema Integrado de Informação Ambiental (Siam) do Instituto Mineiro de Gestão das Águas (Igam), que disponibiliza diversos documentos das outorgas registradas na área. Esses dados são apresentados principalmente em relatório de cumprimentos de condicionantes e solicitação de outorgas. A partir deles, foi possível extrair informações de mais pontos de monitoramento de nível d'água, assim como outorgas de rebaixamento e série histórica de monitoramento de vazão em cursos d'água. Ao longo desse trabalho, todos os instrumentos provenientes dessas fontes foram representados por nomes fictícios, os quais não correspondem aos nomes originais dos instrumentos.

Com base nessas informações coletadas de fontes públicas, foi possível ter acesso a diversos instrumentos com valores monitoramento de nível d'água, sendo tanto retirado de monitoramento sistemático, que contempla várias medidas em um único instrumento ao longo do tempo, como pontuais, a partir de um único valor de nível estático extraído de testes de bombeamento. Cerca de 118 instrumentos compilados com essas informações foram utilizados no trabalho.

Em relação a descarga antrópica, foram utilizados na análise 97 outorgas subterrâneas, 16 outorgas superficiais, 11 outorgas superficiais de uso insignificante, 3 outorgas de uso insignificante subterrâneas e 5 outorgas de rebaixamento em grandes empreendimentos, o que totaliza 132 instrumentos.

No que diz respeito aos dados de pluviometria, a coleta foi feita pelo Hidroweb, administrada pela Agência Nacional de Águas (ANA), pelo portal do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), além de relatórios de cumprimento de condicionantes de grandes empreendimentos obtidos no site do Sistema Integrado de Informação Ambiental (Siam).

Com o intuito de validar a precisão dos dados públicos empregados, foram conduzidas comparações entre diferentes bancos de dados públicos a fim de eliminar informações duplicadas ou triplicadas referentes a localização dos instrumentos de monitoramento de nível d'água e das outorgas de vazão. No que diz respeito a base de dados de fluviometria, uma validação foi conduzida por meio de análise estatística descritiva para que se tornem mais representativos, já que pode haver erros de medidas nas estações. Assim, foi aplicado as equações 7.1 e 7.2 com o objetivo de descobrir quais são os outliers na série histórica do monitoramento de vazão.

$$\textit{Outlier superior} = P_{75} + [1,5 * (P_{75} - P_{25})] \quad 7.1$$

$$\textit{Outlier inferior} = P_{25} - [1,5 * (P_{75} - P_{25})] \quad 7.2$$

Onde:

P_{75} = percentil 75%;

P_{25} = percentil 25%.

Esses valores considerados como *outliers* foram excluídos e substituídos pela média histórica do mês em questão.

Outro método de completação foi feito nas lacunas, ou seja, nos meses sem monitoramento. Nesses casos, também foi utilizado a média histórica mensal para preenchê-los. Dessa forma, no caso da pluviometria, foi possível obter os totais anuais de todos os anos hidrológicos, já que só é possível saber a soma do total anual se todos os meses possuem monitoramento.

Todos os dados foram organizados em planilhas eletrônicas e segmentados de acordo com as finalidades específicas.

Os dados compilados contendo informações de localização, foram importados para o software QGis 3.28.8. Nele foi realizado toda a parte de geoprocessamento, com criação de mapas para diversas finalidades. Além disso, também foi possível realizar várias análises, como, por exemplo, estimativa de área de unidades hidrogeológicas, delimitação de bacias hidrográficas e criação de linhas equipotenciais do mapa potenciométrico.

A base de dados hidrográficos, foi inicialmente obtida do IGAM e depois passou por refinamentos manuais utilizando imagens de satélite do Google. Os dados topográficos foram derivados de modelos digitais de elevação do tipo SRTM. Quanto a base geológica e hidrogeológica da região, foram obtidas a partir do mapeamento da UFOP elaborado por Endo *et al.* (2019a).

É válido dizer que todos os mapas foram elaborados no DATUM SIRGAS 2000, de zona 23S. Dessa forma, os elementos que não estavam nesse sistema de projeção foram convertidos para ele.

Além disso, o software Adobe Illustrator foi utilizado para criação de imagens vetoriais, como perfis hidrogeológicos e fluxogramas.

7.2 Balanço Hídrico

O balanço hídrico é de suma importância para poder estimar a quantidade de água que envolve um sistema. A equação geral do balanço hídrico pode ser dada pela seguinte equação (Feitosa *et al.*, 2008):

$$\Delta S = P - EVT - I - ESC \quad 7.3$$

Onde:

ΔS = Variação do armazenamento;

P = Precipitação total;

EVT = Evapotranspiração total;

ESC = Escoamento superficial;

I = Infiltração ou água subterrânea.

Nesse trabalho em questão, o balanço hídrico é fechado, e isso faz com que a variação de armazenamento seja igual a 0, como demonstrado pela equação 7.4 abaixo.

$$\Delta S = 0 \quad 7.4$$

Diante disso, a equação 7.3 pode ser reescrita da seguinte forma, gerando a equação 7.5:

$$P = EVT + I + ESC \quad 7.5$$

Cada parâmetro da equação 7.5 será calculado por uma metodologia apresentada nos próximos tópicos. Ou seja, a precipitação (P) será abordada no subcapítulo 7.2.1 por meio do método de Thiessen (7.2.1.1). Já a evapotranspiração (EVT) será tratada no subcapítulo 7.2.2 por via do método de Thornthwaite (7.2.2.1). Esse último método também calcula o excedente hídrico, que representa a soma do escoamento superficial (ESC) e da infiltração (I). Contudo, a infiltração foi apresentada individualmente no subcapítulo 7.2.3 com o cálculo de estimativa de água subterrânea. Por fim, o escoamento superficial foi desenvolvido no subcapítulo 7.2.4.

Um detalhe importante a ser citado é que para calcular a infiltração, é necessário ter valores de recarga individuais de cada unidade hidrogeológica. Por isso, foi necessário aplicar métodos para poder calculá-las. Porém, devido ao nível de detalhamento que esse cálculo requer, ele foi individualizado e tratado no subcapítulo 7.3, apesar de também estar relacionado ao balanço hídrico.

A lógica por trás do cálculo de cada componente do balanço hídrico pode ser visualizada pelo fluxograma a seguir (Figura 7.1).

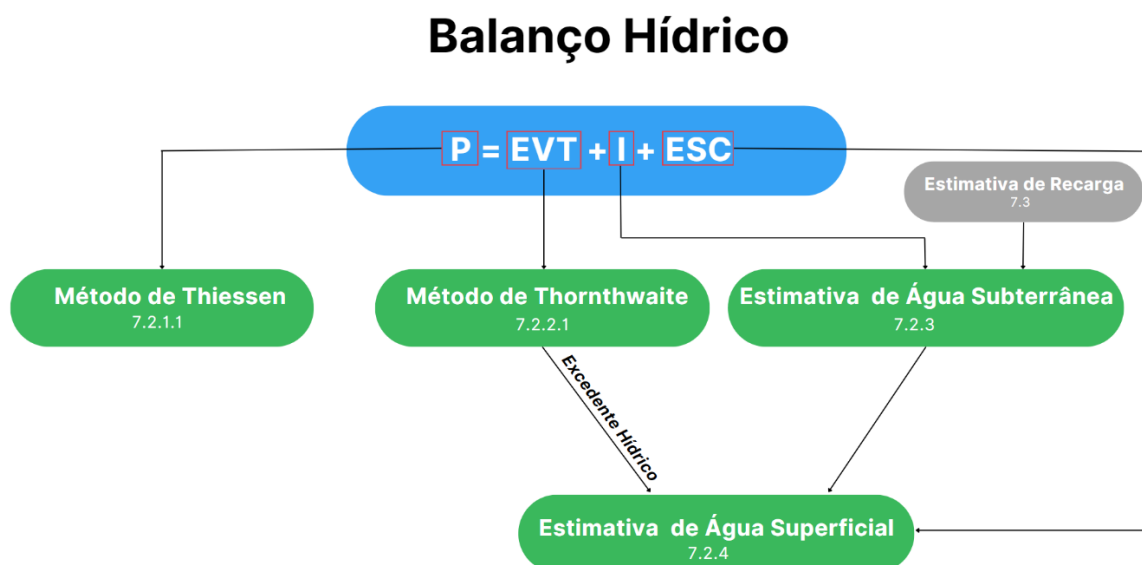


Figura 7.1: Fluxograma com representação da equação do balanço hídrico e indicação de número e nome de cada subcapítulo em que a metodologia de cálculo do parâmetro foi apresentada.

7.2.1 Precipitação

7.2.1.1 Método de Thiessen

No primeiro passo do cálculo do balanço hídrico, é essencial determinar o valor da precipitação, que representa a componente P da equação 7.5. Para realizar essa tarefa, foi empregado o método de Thiessen, desenvolvido por Thiessen (1911) com objetivo de aprimorar a representação espacial de dados pluviométricos coletados por estações meteorológicas dispostas de maneira aleatória. Ele avalia a relação entre a quantidade de chuva em cada estação pluviométrica e a área de influência correspondente a essa estação. A lógica por trás desse método pode ser visualizado matematicamente pela equação 7.6 abaixo.

$$P = \frac{\sum P_i A_i}{A} \quad 7.6$$

Onde:

P = Precipitação média na bacia;

P_i = Precipitação média no polígono i;

A_i = Área do polígono i dentro da bacia;

A = Área total da bacia.

O método envolve a criação de segmentos de reta entre as estações analisadas, formando uma série de triângulos. Em seguida, os lados desses triângulos são divididos ao meio, e novos segmentos de reta perpendiculares às arestas dos triângulos são traçados do centro de um triângulo a outro ou até o limite da região estudada, resultando nos polígonos de Thiessen (Feitosa et al., 2008).

Para a criação desses polígonos é utilizado o método de triangulação de Delaunay, que garante uma boa aproximação da triangulação ideal para problemas espaciais (Brassel & Rief, 1979; Boots, 1986). O diagrama resultante da triangulação de Delaunay consiste em triângulos que não estejam sobrepostos e sejam o mais próximo possível de um triângulo equilátero, sendo importante também que os triângulos tenham tamanhos o mais parecido possível, sem uma grande disparidade (Yamada, 2016).

Esse processo divide a área em regiões que representam estações pluviométricas. O cálculo da média da precipitação é realizado ao atribuir um peso a cada uma delas, o qual representa a fração da área do polígono de Thiessen em relação à área total da bacia (Feitosa *et al.*, 2008).

7.2.2 Evapotranspiração e Excedente Hídrico

7.2.2.1 Método do Thornthwaite e Mather

Thornthwaite e Mather (1955) foram os precursores na metodologia do balanço hídrico climatológico, uma abordagem que calcula o fluxo hídrico de uma região de maneira rápida e simples, sem a necessidade de medições diretas das condições do solo. Com a aplicação dessa metodologia é possível obter os componentes de evapotranspiração (EVT) e excedente hídrico da equação 7.5 do balanço hídrico. Vale destacar que o excedente hídrico também pode ser chamado de escoamento total, e representa a soma do escoamento superficial (ESC) e subterrâneo (I).

A metodologia de Thornthwaite e Mather (1995) foi processada em uma planilha eletrônica desenvolvida por Rolim, Sentelhas e Barbieri (1998), as quais são aplicáveis a diversas condições climáticas e demandam apenas um conjunto mínimo de dados meteorológicos disponíveis.

Dessa forma, fornecendo valores de precipitação média mensal, temperatura média mensal, bem como nas coordenadas de latitude da área, a planilha de Rolim

e Sentelhas (1995) gera como resultado valores de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR), déficit hídrico (DEF), excedente hídrico (EXC), além do armazenamento (ARM), alteração (ALT) e negativo acumulado (NEG ACM). Nessa planilha também é necessário definir o valor da Capacidade de Água Disponível no solo (CAD), que representa a quantidade de umidade que permanece no solo após um longo período de drenagem gravitacional, sem fornecimento de água na superfície do terreno. O CAD aplicado ao longo das planilhas calculadas foi de 100 mm, sendo esse valor considerado padrão para quando não há medidas específicas dentro de uma região.

A evapotranspiração, um dos parâmetros calculados pelo método, é considerada como a perda de água por evaporação da superfície terrestre no solo ou em massas d'água, associada à perda de água devido à transpiração de plantas (Feitosa *et al.* 2008). Na prática, as quantidades de água evaporadas, a partir do teor de umidade do solo, e transpiradas, no processo de desenvolvimento das plantas, são muito difíceis de medir separadamente.

Por isso, Thornthwaite (1948), criou o termo evaporação potencial (ETP), que é uma estimativa teórica da quantidade máxima de água que poderia ser perdida para a atmosfera através da evaporação do solo e da transpiração das plantas, sob condições ideais de disponibilidade de água no solo e de energia (Feitosa *et al.*, 2008).

Thornthwaite (1948) introduziu uma fórmula inicial para calcular a evapotranspiração potencial (ETP) que considerava o comprimento do dia, a temperatura média diária e a umidade relativa do ar. Posteriormente, ao aprimorar a equação, o termo relacionado à umidade relativa foi removido, permanecendo apenas os parâmetros da temperatura média do ar e do comprimento do dia. A equação pode ser visualizada a seguir (Equação 7.7), seguida pela equação que calcula o índice "i" (Equação 7.8) e a constante "a" (Equação 7.9); Ferreira *et al.*, 2008):

$$ETP = 16 * \left(10 * \frac{T_{med}}{i} \right)^a \quad 7.7$$

$$i = \sum_{n=1}^{12} (0,2T_n)^{1,514} \quad 7.8$$

$$a = 6,75 * 10^{-7}i^3 - 7,71 * 10^{-5}i^2 + 1,7912 * 10^{-2}i + 0,49139 \quad 7.9$$

Onde:

ETP = evapotranspiração potencial;

Tmed = temperatura média do ar para um dia específico;

i = índice térmico em função da temperatura normal climatológica local (T_n);

a = constante local calculada em função de i.

Já o conceito de evapotranspiração real (ETR) representa a quantidade de água que de fato é perdida para a atmosfera através da evaporação do solo e da transpiração das plantas, levando em conta as condições reais de umidade do solo e disponibilidade de água (Feitosa et al., 2008). Ela é normalmente menor e pode ser no máximo igual a evapotranspiração potencial. Ressalta-se que os valores calculados de evapotranspiração real foram os utilizados na equação do balanço hídrico.

O excedente hídrico (EXC), é obtido quando a precipitação é maior do que a evapotranspiração potencial, representando períodos de abundância hídrica, conforme a seguinte relação (Equação 7.10):

$$EXC = (P - ETP > 0) - ALT \quad 7.10$$

Já o déficit hídrico (DEF) é obtido pela diferença entre a evapotranspiração potencial e real (Equação 7.11).

$$DEF = ETP - ETR \quad 7.11$$

A variável ALT é a alteração da quantidade de água existente no solo para cada mês, enquanto o parâmetro de armazenamento ARM representa a quantidade de água retida no solo. Por fim, fator NEG ACM (negativo acumulado) configura a soma de todas as parcelas mensais de água para a evapotranspiração que foram solicitadas ao solo.

Entretanto, a aplicação da metodologia de Thornthwaite e Mather (1955) não será feito para apenas uma única grande área, mas sim para cada uma das cinco áreas dos polígonos de Thiessen apresentadas no capítulo 7.2.1. Isso será feito para cada ano hidrológico de interesse ao longo do período analisado.

Nenhuma das estações pluviométricas utilizadas no Thiessen possuem dados de monitoramento de temperatura. Por isso, foi convencionado utilizar os dados de temperatura de uma única estação para todos os polígonos a serem calculados pelo método do Thornthwaite. A estação escolhida foi a Ibirité Rola Moça, de código A555 e disponibilizada pelo INMET. Ela foi selecionada pois é a única estação localizada dentro do limite da área de estudos que possui um monitoramento de temperatura amplo.

7.2.2.1.1 Segmentação da Evapotranspiração e Excedente Hídrico por Unidades Hidrogeológicas

Ao final, os cálculos da planilha de Rolim, Sentelhas e Barbieri (1998) geram resultados em milímetros e divididos para cada polígono de Thiessen entre os anos de análise. Porém, como o objetivo é avaliar esses parâmetros divididos pelas unidades hidrogeológicas no limite da área de estudos como um todo, os resultados em mm de cada polígono de Thiessen foram transformados em metros e multiplicados pela área de cada unidade hidrogeológica aflorante dentro dela. Tomando como exemplo o cálculo de excedente hídrico e evapotranspiração de alguma unidade hidrogeológica, esse raciocínio pode ser simplificado pelas equações 7.12 e 7.13 abaixo:

$$EVT_{uh_i} = EVT_i * Auh_i \quad 7.12$$

$$EXC_{uh_i} = EXC_i * Auh_i \quad 7.13$$

Onde:

EVT_{uh_i} = Evapotranspiração da unidade hidrogeológica em um polígono de Thiessen “i”;

EVT_i = Evapotranspiração total em um polígono de Thiessen “i”;

Auh_i = Área aflorante da unidade hidrogeológica dentro de um polígono de Thiessen “i”;

EXC_{uh_i} = Excedente hídrico da unidade hidrogeológica em um polígono de Thiessen “i”;

EXC_i = Excedente hídrico total em um polígono de Thiessen “i”;

Para descobrir o volume total de uma unidade hidrogeológica dentro da área de estudos em um ano hidrológico específico basta somar os volumes de água dos diferentes polígonos em que ela está inserida (Equação 7.14 e 7.15).

$$EVTuh = \sum EVTuh_{i\dots m} \quad 7.14$$

$$EXCuh = \sum EXCuh_{i\dots m} \quad 7.15$$

Onde:

$EVTuh$ = Evapotranspiração total de uma unidade hidrogeológica;

$EVTuh_{i\dots m}$ = Evapotranspiração da unidade hidrogeológica nos polígonos de Thiessen de “i” a “m”;

$EXCuh$ = Excedente hídrico total de uma unidade hidrogeológica;

$EXCuh_{i\dots m}$ = Excedente hídrico da unidade hidrogeológica nos polígonos de Thiessen de “i” a “m”;

Os resultados gerados estão em metros cúbicos por ano (m^3/ano), porém, para facilitar na análise dos dados, eles foram divididos por 8760 para serem transformados em metros cúbicos por hora (m^3/h). Essa mesma transformação foi aplicada em todos os parâmetros ao longo do trabalho para deixar todos na mesma unidade.

Vale destacar que algumas estações pluviométricas não possuem dados até o período final de análise em 2021/2022. Essas estações são a Ibitaré, Capão Xavier e Morro do Chapéu. Por isso, como já citado no subcapítulo 7.1 Aquisição e Tratamento de Dados, o cálculo dos anos faltantes pela planilha de Rolim e Sentelhas foi feito utilizando a média histórica de cada estação.

7.2.3 Estimativa de Água Subterrânea

A estimativa de água subterrânea, também chamada de reserva renovável, representa o componente I da equação do balanço hídrico (Equação 7.5). Pode ser definido como um recurso hídrico que se origina da parte da água da chuva que penetra no solo e percola através da camada não saturada do solo até alcançar o sistema aquífero na zona saturada, onde ocorre sua recarga efetiva. Esse parâmetro representa, portanto, uma fração do volume total de água proveniente da

precipitação pluviométrica, que de fato recarrega o reservatório subterrâneo de água (Feitosa *et al.* 2008).

A fim de calcular esse volume, aplicou-se a abordagem desenvolvida por Feitosa *et al.* 2008 que envolve a multiplicação da área de ocorrência do aquífero pela precipitação média anual na região e pela taxa de infiltração, quando esta última é conhecida. Isso pode ser representado pela seguinte equação:

$$A_{sub} = A_b * P * R \quad 7.16$$

Onde:

A_{sub} = Estimativa de água subterrânea;

A_b = Área da bacia hidrogeológica;

P = Precipitação;

R = Taxa de recarga.

Inicialmente, foi calculado a área aflorante das unidades hidrogeológicas dentro de cada polígono de Thiessen. Esses resultados foram multiplicados pela taxa específica de recarga da unidade e pela pluviometria anual do polígono de Thiessen de influência. Para cada ano hidrológico em cada polígono de Thiessen um valor total de precipitação diferente foi considerado, correspondendo ao ano hidrológico a ser calculado (Equação 7.17). Essa equação utilizou o mesmo princípio desenvolvido por Feitosa *et al.* 2008, mas segmentado pelos polígonos de Thiessen

$$A_{subU_i} = A_{b_i} * P_i * R_i \quad 7.17$$

Onde:

A_{subU_i} = Estimativa de água subterrânea de uma unidade hidrogeológica em um polígono de Thiessen “i”;

A_{b_i} = Área da unidade hidrogeológica dentro de um polígono de Thiessen “i”;

P_i = Precipitação que envolve o polígono de Thiessen “i” em um certo ano hidrológico;

R = Taxa de recarga da unidade hidrogeológica.

Como o limite de estudos está dividido em 5 polígonos de Thiessen, a água subterrânea total para uma mesma unidade hidrogeológica é a soma dos resultados de todos eles, conforme mostrado pela equação 7.18.

$$A_{subUh} = \sum A_{subUh_{i\dots m}} \quad 7.18$$

Onde:

A_{subUh} = Estimativa de água subterrânea total de uma unidade hidrogeológica;

$A_{subUh_{i\dots m}}$ = Estimativa de água subterrânea da unidade hidrogeológica dentro dos polígonos de Thiessen “i” a “m”.

Esse cálculo foi aplicado para um regime de precipitação de sete anos hidrológicos diferentes, de 2015/2016 até 2021/2022.

7.2.4 Estimativa de Água Superficial

Para calcular a estimativa de água superficial, que representa o fator ESC da equação 7.5, foi aplicado a premissa idealista de que toda quantidade de água do excedente hídrico que não é água subterrânea, é água superficial. Com o conhecimento dos volumes de excedente hídrico, calculado pela equação 7.15, e da estimativa de água subterrânea, calculada pela equação 7.18, foi possível gerar a equação 7.19, que propõe o cálculo da água superficial.

$$A_{sub} = E_h - A_{sup} \quad 7.19$$

Onde:

A_{sub} = Estimativa de água superficial;

E_h = Excedente hídrico;

A_{sub} = Estimativa de água subterrânea.

7.3 Estimativa de Recarga

Como apresentado acima, antes de determinar a estimativa de água subterrânea, que representa o fator I da equação 7.5, primeiramente é necessário ter valores de recarga. Por isso, foi necessário calculá-las. Esse parâmetro é definido como a água proveniente do movimento da superfície do solo que atinge a zona saturada, sendo a principal fonte de abastecimento de água subterrânea

(Risser, 2005). Existem vários métodos que propõem o cálculo da recarga. No trabalho em questão foram utilizados dois métodos para o seu cálculo, sendo eles o método do filtro recursivo e o WTF (Water Table Fluctuation).

7.3.1 Método do Filtro Recursivo

Esse método utilizou de base a técnica do filtro digital recursivo desenvolvido por Lyne e Hollick (1979) e que foi incorporado em procedimentos de análise de separação de fluxo por Nathan e McMahon (1990). Essa técnica se fundamenta no fenômeno oscilatório, segregando o fluxo vinculado a ondas de baixa frequência (escoamento de base) das ondas de alta frequência (escoamento superficial).

O procedimento normalmente é utilizado para separar o escoamento diário, mas nesse trabalho foi realizado uma adaptação para uma técnica de escoamento mensal.

As seguintes equações abaixo (7.20 e 7.21), representam a técnica do método do filtro recursivo para o cálculo mensal:

$$q_m = aq_{m-1} + 0,5(1 + a)(Q_m - Q_{m-1}) \quad 7.20$$

$$QB_m = Q_m - q_m \quad 7.21$$

Usando a notação onde 'q' representa a fração do fluxo mensal disponível para eventos de alto fluxo (ou seja, eventos rápidos ou de alta frequência), 'Q' denota o fluxo mensal total, 'QB' corresponde à porção do fluxo mensal total relacionada a eventos de baixa frequência, 'a' é o parâmetro do filtro recursivo, 'm' representa o índice do mês atual na série temporal e 'm - 1' é o índice do mês anterior (Smakhtin, 2001)

De acordo com Smakhtin (1997), os valores apropriados para o filtro geralmente se situam na faixa entre 0,985 e 0,995, sendo que ele recomendou o valor de 0,995 como sendo uma escolha sólida para a maioria das separações diárias do fluxo de base. Entretanto, o valor do parâmetro pode variar entre 0,88 até 0,92 em regiões com precipitações mais altas, acima de 1100 mm. Como essa realidade aplica na área de estudos, a variação do parâmetro de filtro variou entre esses valores.

Esses cálculos são realizados de forma automatizada em uma planilha eletrônica, que tem como vantagem facilitar a obtenção dos dados de recarga das

bacias hidrográficas. Nessa planilha é necessário informar todos os dados de vazões mensais monitoradas, além de valores de precipitação no mesmo intervalo de tempo e a área da bacia.

Dessa forma, para estimar a recarga por esse método, primeiramente foi necessário compilar dados de estações de monitoramento de vazão localizadas ao longo da área de estudos. Para ter acesso aos dados de localização e a série histórica dessas estações foi utilizado exclusivamente relatórios de empresas que disponibilizam esses dados de forma pública pelo site do Siam. Feito isso, foi selecionado especificamente para o cálculo de recarga pelo método do filtro recursivo apenas as estações de monitoramento com valores mais coerentes, com base na série histórica de monitoramento de cada uma.

Após essa etapa, calculou-se a área de cada uma e foi verificado em qual polígono de Thiessen cada estação fluviométrica sofre influência. Essa informação foi utilizada para aplicar o regime de precipitação na planilha do filtro recursivo.

Na planilha de filtro recursivo também é necessário estimar um valor inicial de escoamento de base, e, para isso, foi calculado os valores mínimos de vazão de cada ano hidrológico para cada estação. Após ter esses valores, foi calculado a média dessas mínimas. O resultado desse cálculo foi o valor utilizado no método.

Como já falado na parte de aquisição e tratamento de dados, a área de cada bacia foi calculada pelo software Qgis, que gera essa informação a partir dos limites da bacia traçada. Essa informação é utilizada no método pois os valores de recarga também dependem do tamanho da bacia.

Assim, com o conhecimento de todas essas informações citadas acima, é possível aplicá-las na planilha eletrônica para estimar a recarga. Os resultados de recarga geradas são os valores de cada ano hidrológico com monitoramento na série histórica de vazão. Para obter um valor único que representasse a recarga calculada para a bacia foi realizada uma média aritmética simples das recargas em todos os anos hidrológicos disponíveis.

7.3.1.1 Separação de Taxas de Recarga

Nem sempre a recarga é calculada para uma estação pura, ou seja, com apenas uma única unidade hidrogeológica. Na maioria dos casos as bacias abrangem mais de uma unidade, e, nesse caso, para poder determinar a recarga

específica de cada uma é necessário realizar uma separação com base em relações matemáticas.

Efetivamente, para realizar a separação das taxas de recarga em uma estação com diversas unidades, é fundamental, em primeiro lugar, dispor de um valor de recarga conhecido de uma estação que englobe uma única unidade hidrogeológica pura. Essa recarga será usada para comparar com a unidade em que não há o valor específico de recarga. Para melhorar o entendimento é possível utilizar o exemplo da separação da recarga do Aquífero Cauê e Gandarela na estação V02. Nesse cenário, utilizou-se como base de recarga os valores da unidade Gandarela na estação V05.

A comparação envolve o cálculo da estimativa de água subterrânea para cada bacia utilizando os valores de área de cada uma, além da recarga calculada para a bacia pelo método do filtro recursivo e da pluviometria, conforme o método descrito por Feitosa *et al.* (2008). Ou seja, realizou-se um cálculo multiplicando as respectivas áreas das bacias em metros quadrados (m²) pela taxa anual de pluviometria em metros por ano (m/ano) e pela taxa de recarga calculada para cada estação utilizando o método do filtro recursivo, como representado pela equação 7.16.

Considerando que a quantidade de água subterrânea de cada unidade hidrogeológica varia em relação à área, ao conhecer a quantidade de água subterrânea do Aquífero Gandarela no V02 com base na área aflorante dessa unidade, é possível estimar a quantidade de água subterrânea da mesma unidade hidrogeológica na estação V02 utilizando o valor da área correspondente ao Aquífero Gandarela nessa estação. Essa lógica pode ser resumida pela equação abaixo:

$$A_{subG_{V02}} = \frac{A_{sub_{V05}} * A_{G_{V02}}}{A_{G_{V05}}} \quad 7.22$$

Onde:

$A_{subG_{V02}}$ = Estimativa de água subterrânea do Aquífero Gandarela na bacia do V02;

$A_{sub_{V05}}$ = Estimativa de água subterrânea total na bacia do V05;

$A_{G_{V02}}$ = Área aflorante do Aquífero Gandarela na bacia do V02;

AG_{V05} = Área aflorante do Aquífero Gandarela na bacia do V05.

Ao ter o conhecimento da quantidade de água subterrânea do Aquífero Gandarela na estação V02, é possível subtrair esse valor da quantidade total de água subterrânea, a fim de determinar o valor correspondente à água subterrânea do Aquífero Cauê (Equação 7.23).

$$A_{subC_{V02}} = A_{sub_{V02}} - A_{subG_{V02}} \quad 7.23$$

Onde:

$A_{subC_{V02}}$ = Estimativa de água subterrânea no Aquífero Cauê na bacia do V02;

$A_{sub_{V02}}$ = Estimativa de água subterrânea total da bacia do V02;

$A_{subG_{V02}}$ = Estimativa de água subterrânea do Aquífero Gandarela na bacia do V02.

Por fim, para determinar a taxa de recarga do Aquífero Cauê na estação V02 é necessário dividir o valor da estimativa de água subterrânea dessa unidade pela pluviometria anual e pela área do Aquífero Cauê nessa estação (Equação 7.24).

$$RC = \frac{A_{subC_{V02}}}{P_{V02} * AC_{V02}} \quad 7.24$$

Onde:

RC = Recarga do Aquífero Cauê;

$A_{subC_{V02}}$ = Estimativa de água subterrânea no Aquífero Cauê na bacia do V02;

P_{V02} = Pluviometria média do polígono de Thiessen que envolve a estação V02;

AC_{V02} = Área do Aquífero Cauê na bacia do V02.

Essa relação pode ser aplicada a diversas bacias que contenham múltiplas litologias, permitindo estimar a recarga de cada unidade hidrogeológica presente dentro delas.

Para facilitar o entendimento da separação de recargas, toda a lógica por trás desse equacionamento pode ser visualizado pela Figura 7.2. Nela, está ilustrado a localização das bacias V02 e V05 utilizadas no exemplo, com a indicação das unidades hidrogeológicas que elas abrangem. Anexado ao mapa, há uma tabela

mostrando os dados utilizados no cálculo, ordenados em uma sequência lógica que envolve os equacionamentos apresentados.

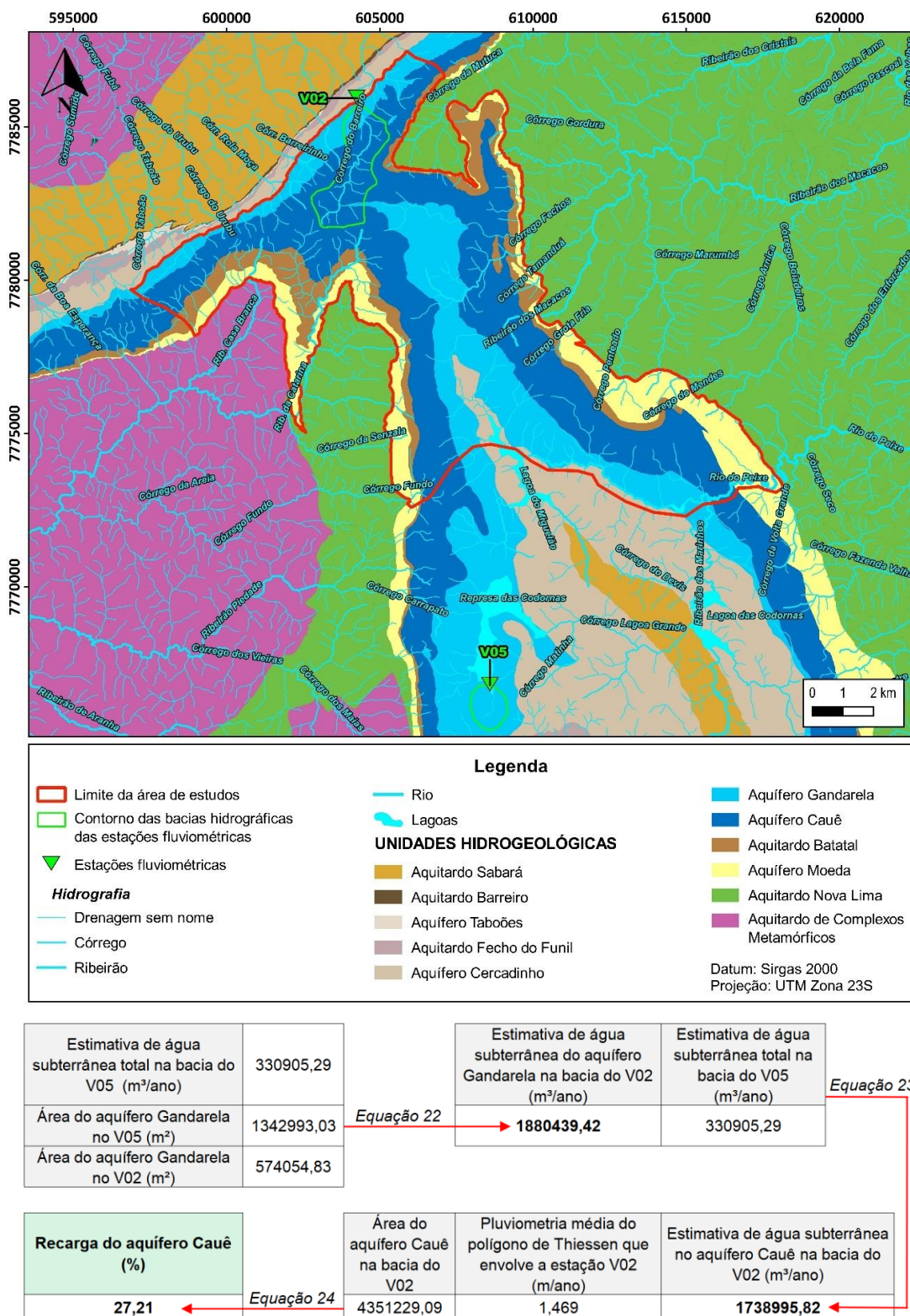


Figura 7.2: Mapa de localização das estações fluviométricas V02 E V05 utilizadas como exemplo na separação de recarga do Aquífero Cauê, com tabela indicando os dados e as equações em ordem lógica que foram utilizadas no cálculo desse método.

7.3.2 Método WTF (*Water Table Flutuation*)

O método WTF (*Water Table Flutuation*), ou método de flutuação do Nível D'água, desenvolvido por Healy e Cook (2002), é aplicado em piezômetros e indicadores de nível d'água. Ele se baseia na premissa de que a elevação do nível d'água é causada exclusivamente pela recarga e que a porosidade eficaz é constante. Ou seja, a água que atinge o nível freático é armazenada imediatamente, enquanto todos os outros elementos do balanço hídrico subterrâneo (evapotranspiração subterrânea, fluxo de base, entrada e saída de fluxo sub-superficial) são negligenciados durante o período de recarga (Healy e Cook, 2002).

Ele é adequado apenas para aquíferos livres e exige o conhecimento prévio do rendimento específico, bem como o acompanhamento das variações nos níveis d'água ao longo do tempo.

A partir disso, é possível desenvolver a seguinte equação fundamental do método (Equação 7.25):

$$R = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad 7.25$$

Onde:

R = Recarga do instrumento observado;

S_y = Rendimento específico;

Δh = Variação da altura do nível freático;

Δt = Variação do tempo de ocorrência da recarga.

A seguir, apresenta-se a Figura 7.3, que representa um hidrograma de um piezômetro no qual esse método está sendo aplicado.

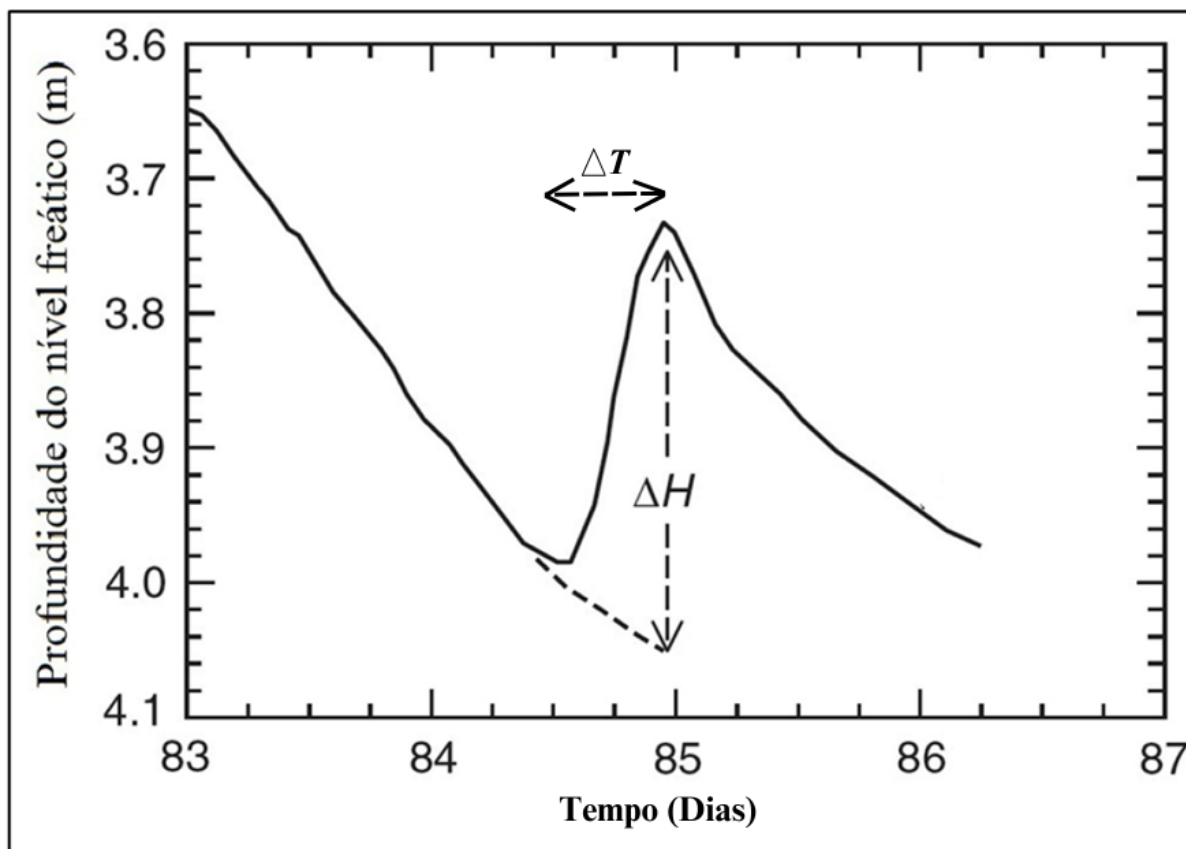


Figura 7.3: Ilustração de hidrograma de monitoramento de nível d'água pelo método do WTF, onde o ΔH representa a variação do nível freático e o Δt representa a variação no tempo. Adaptado de: Healy (2010).

A linha extrapolada da curva de recessão anterior representa a trajetória que o nível piezométrico teria seguido caso não ocorresse o aumento devido à precipitação. O valor de ΔH é calculado subtraindo-se a elevação máxima do nível freático do ponto de interseção da linha extrapolada com a última curva de recessão (Figura 7.3).

Conforme Scanlon et al. (2002), este é um método simples e de fácil aplicação, uma vez que a presença de fluxo preferencial não limita a sua utilização, já que leva em conta o movimento da água na zona não saturada. A escolha do método foi fundamental pois ele não depende do monitoramento de vazões superficiais, o que o torna especialmente valioso em áreas onde tal monitoramento não é praticado.

Este método é mais eficaz em poços nos quais ocorreu uma variação rápida e acentuada nos níveis da água em resposta a eventos de chuva isolados, uma vez

que resultaram em picos de variação e curvas de recessão mais claramente definidos.

As incertezas associadas a este método estão associadas à complexidade de estimar o rendimento específico, uma vez que ele pode variar de acordo com a profundidade do nível freático e, ao longo de períodos mais longos, em resposta ao histórico das oscilações desse nível, conforme mencionado por Delin *et al.* (2007). Para o cálculo em questão, o valor de s_y utilizado foi retirado do trabalho de Magalhães (2023) por ter tido esse parâmetro calculado especificamente no Aquífero Moeda.

Esse método calcula o valor de recarga para cada curva de recessão dentro de um mesmo gráfico de evolução de nível d'água de um piezômetro em específico. A taxa de recarga é obtida dividindo a recarga encontrada em cada uma delas pela pluviometria da região. Por fim, a recarga média de cada gráfico pode ser considerada como a média da taxa de recarga em todas as curvas de recessão, com a exclusão de quaisquer valores considerados atípicos (*outliers*).

No caso de haver sido calculado taxas de recargas para diferentes piezômetros, o valor final de recarga considerado para uma única unidade hidrogeológica é a média dos valores de todos eles.

7.4 Balanço de Massa

O balanço de massa em hidrogeologia pode ser usado para comparar as entradas e saídas de água antrópica em uma determinada área ou volume de subsuperfície. Pelos cálculos realizados no balanço hídrico é possível estimar a disponibilidade hídrica do limite da área de estudos. Para poder comparar esses valores com o quanto está saindo de água por efeitos antrópicos, foi estimado a descarga antrópica da região, apresentada no subcapítulo 7.4.1 a seguir. Já os resultados do balanço de massa estão apresentados no subcapítulo 7.4.2.

7.4.1 Descarga Antrópica

A demanda hídrica pode ser considerada como toda a descarga realizada de forma antrópica no sistema por meio de outorgas de bombeamento. Para se ter uma ideia dos valores bombeados na região, foi realizado a soma de todos os

instrumentos com valores de vazão outorgados em cada ano, o que inclui outorgas subterrâneas, superficiais e de uso insignificante (tanto subterrânea como superficial). Além disso, também foi individualizado as outorgas de rebaixamento, que representam uma parcela significativa da descarga antrópica.

O volume bombeado de cada poço é a multiplicação da vazão média outorgada de cada instrumento pelo tempo de captação. Nos casos em que não havia informações sobre o tempo de captação nas outorgas, assumiu-se um valor padrão de 20 horas diárias, que pode ser considerado representativo para a região.

Como a análise da demanda hídrica foi feita por unidade hidrogeológica, também é necessário saber em qual aquífero cada instrumento de bombeamento está localizado. Para definir isso, utilizou-se a localização superficial dos instrumentos no trabalho de mapeamento de Endo *et al.* (2019a).

A análise da demanda hídrica das outorgas também foi feita para cada ano hidrológico, por isso, na soma total da vazão de cada um foi necessário avaliar quais poços estavam vigentes. Ou seja, foram removidas as outorgas vencidas antes do ano hidrológico analisado e os que tiveram a data inicial da outorga depois desse ano.

Vale destacar que na análise da descarga antrópica os impactos calculados são mínimos, pois não está sendo considerado as captações irregulares, mas apenas os dados outorgados.

7.4.2 Comparação entre Disponibilidade Hídrica e Descarga Antrópica

Ao final do cálculo do balanço hídrico, com as informações de excedente hídrico para cada unidade hidrogeológica durante os anos hidrológicos de análise, é possível fazer uma comparação com as taxas de descarga antrópica da área. Em outras palavras, com as informações do quanto tem disponível na área, é possível subtrair o quanto está sendo retirado, para análise de exploração do aquífero.

O excedente hídrico representa a quantidade de água disponível no sistema, e é dividido entre a quantidade de água superficial e água subterrânea. As descargas antrópicas também podem ser separadas pelo tipo de captação superficial e subterrânea. Dessa forma, é possível fazer uma subtração do excedente hídrico pela descarga antrópica de mesma natureza para se ter uma ideia

de qual está sendo o real impacto em cada sistema. Assim, foram realizados os seguintes cálculos expressos pelas equações 7.26 e 7.27.

$$BM_{sub} = A_{sub} - DA_{sub} \quad 7.26$$

$$BM_{sup} = A_{sup} - DA_{sup} \quad 7.27$$

Onde:

BM_{sub} = Balanço de massa subterrâneo;

A_{sub} = Estimativa de água subterrânea;

DA_{sub} = Descarga antrópica subterrânea;

BM_{sup} = Balanço de massa superficial;

A_{sup} = Estimativa de água superficial;

DA_{sup} = Descarga antrópica superficial.

7.5 Potenciometria e Análise de Fluxo

Um mapa potenciométrico é a representação bidimensional da superfície do nível d'água de um aquífero específico ou de um conjunto de aquíferos. Ela inclui as linhas equipotenciais do nível d'água, que indicam os locais onde o aquífero possui uma carga hidráulica particular, bem como a direção do fluxo subterrâneo (Feitosa *et al.*, 2008).

Ele é criado com uma análise entre as cotas topográficas do terreno e das cargas hidráulicas da água subterrânea, obtidos principalmente a partir de instrumentos que monitoram o nível d'água.

A partir da análise das curvas criadas de forma manual, foram deduzidas as principais orientações das correntes de fluxo subterrâneo presentes.

O cenário ideal para a potenciometria requer a disponibilidade de dados referentes ao mesmo período de observação. No entanto, na área de estudo em questão, não foi possível obter tal nível de detalhamento de informações. Portanto, os mapas potenciométricos foram elaborados considerando dados de nível d'água de instrumentos ao longo de diferentes anos, como citado no subcapítulo 7.1.

No trabalho realizado foram elaborados dois mapas potenciométricos, sendo o primeiro mais antigo, envolvendo cotas de nível d'água que abrangem os anos de 2015 a 2018, e o segundo mais recente, com cotas envolvendo os anos de 2019 a 2022. O objetivo da criação desses mapas é analisar se houve impactos que podem ser enxergados na potencimetria ao longo desses anos de interesse. Os instrumentos utilizados para realizar a potencimetria foram compilados a partir de fontes de dados públicos, com ênfase nas medições dos níveis d'água, principalmente por meio do nível estático obtido de testes de bombeamento e de monitoramento sistemático obtido em relatório de cumprimento de condicionantes. Ao todo, 83 instrumentos foram utilizados para criar a potencimetria mais antiga e 84 para a potencimetria mais recente.

Os cursos d'água perenes, cotas de nascentes e estruturas geológicas também foram utilizadas para delimitar o posicionamento das linhas equipotenciais. O espaçamento das linhas foi feita a cada 40 metros, sendo esse uma divisão considerada adequada para ilustrar o padrão das equipotenciais da área. Outro detalhe importante é a indicação da direção de fluxo, que como o próprio nome aponta, mostra a região que a água subterrânea tende a percorrer. As setas têm que ser traçadas perpendicularmente as equipotenciais e quanto menores forem, menor também é a condutividade da região.

Para complementar a análise de fluxo, e ilustrar como o nível d'água se comporta em profundidade, foram elaborados perfis hidrogeológicos de regiões de interesse dentro da área de estudos. A criação deles utilizou como base o mapa hidrogeológico e topográfico, sendo que os ângulos de mergulho das unidades foram definidos a partir da média dos valores mapeados de acamamento em cada região. Após a criação do mapa hidrogeológico, evidentemente o nível d'água foi representado a partir das cotas das linhas equipotenciais do mapa potenciométrico em questão.

8. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Antes de prosseguir com a apresentação dos resultados juntamente com as discussões, é relevante destacar que, em alguns momentos, eles serão expostos em uma ordem diferente da mostrada no capítulo de Materiais e Métodos, visando estabelecer uma lógica na interpretação dos dados.

8.1 Componentes do Balanço Hídrico

No contexto do balanço hídrico, os resultados alcançados representam os fatores da equação 7.5. Assim, será conduzida a análise dos seguintes aspectos nos subcapítulos subsequentes: pluviometria, evapotranspiração, excedente hídrico, estimativa de água subterrânea e água superficial. Ao longo desses subcapítulos, também serão apresentados os resultados do cálculo de recarga, um componente essencial para determinar as estimativas de água subterrânea.

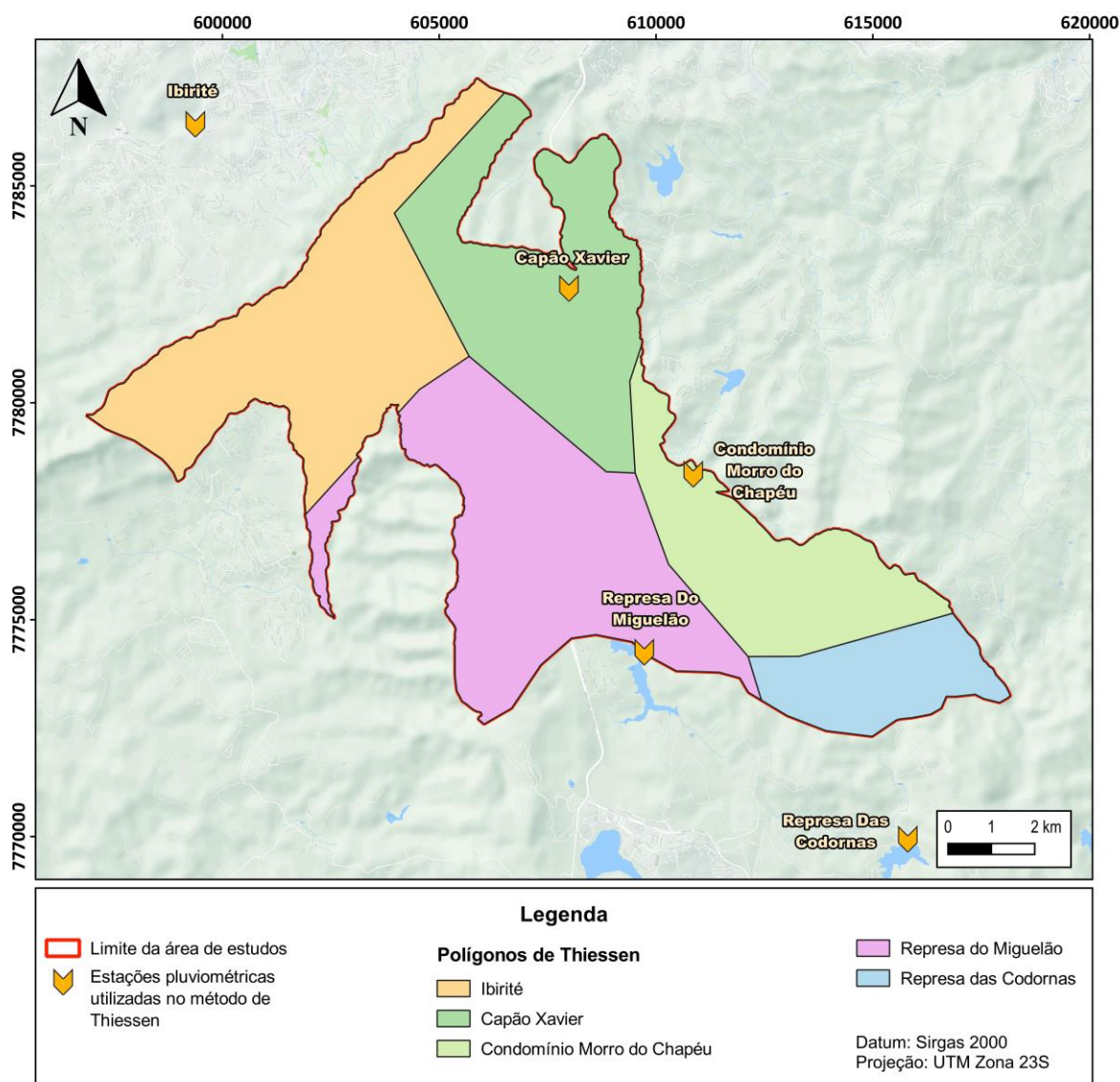
8.1.1 Análise da Pluviometria

Foi utilizado a localização de 8 estações pluviométricas para realizar o processo de triangulação e criar os polígonos de Thiessen.

Recortando-os no limite da área de estudos, vê-se que apenas cinco estações pluviométricas possuem influência dentro dele, sendo elas a estação Ibirité, Capão Xavier, Morro do Chapéu, Represa do Miguelão e Represa das Codornas, como pode ser visualizado pela

Figura 8.1. A pluviometria considerada para as estações é a média da série histórica de cada uma delas. A partir do tamanho da área de cada polígono é possível identificar a estação mais representativa, sendo essa a estação Represa do Miguelão, com uma área que corresponde a 28,57% do total e que possui uma precipitação média de 1655,94 mm/ano. A

Figura 8.1 também apresenta uma tabela com a pluviometria média de todas as estações, a quantidade de anos hidrológicos monitorados e a contribuição em mm de cada estação de acordo com a porcentagem da área de cada polígono. A soma total da pluviometria específica de Thiessen é de 1623,34 mm. Dessa forma, quanto mais próximo os valores de pluviometria serem da pluviometria anual de Thiessen e da estação Represa do Miguelão, mais assertivo serão os dados.



Estação	Pluviometria Média Total (mm/ano)	Quantidade de Anos Hidrológicos Monitorados	Área (km ²)	Área (%)	Pluviometria - Thiessen (mm/ano)
Ibirité	1472,49	62	30,01	25,93	381,83
Capão Xavier	1733,92	35	25,02	21,62	374,86
Condomínio Morro do Chapéu	1674,20	26	17,78	15,36	257,21
Represa do Miguelão	1655,94	46	33,06	28,57	473,04
Represa das Codornas	1600,85	46	9,86	8,52	136,39
Total					1623,34

Figura 8.1: Mapa de localização de estações pluviométricas e delimitação de polígonos elaborados pelo método do Thiessen, com tabela indicando a pluviometria média total, quantidade de anos hidrológicos monitorados, área em quilômetros quadrados e a porção da pluviometria em milímetros por ano do polígono de Thiessen de cada estação.

8.1.2 Estimativa da Quantidade da Evapotranspiração e Excedente Hídrico

Dados importantes para o cálculo do balanço hídrico, como o excedente hídrico e a evapotranspiração total foi calculada a partir do método do Thornthwaite na planilha de Rolim, Sentelhas e Barbieri (1998). Importante destacar que a planilha também realiza o cálculo da precipitação total, que é o mesmo valor calculado pelo método de Thiessen. Conseqüentemente, esse parâmetro também foi incluído na tabela para facilitar a comparação dos dados.

Esse método foi realizado para cada ano hidrológico de 2015/2016 a 2021/2022 em cada polígono de Thiessen, conforme apresentado pela Tabela 8.1 abaixo:

Tabela 8.1: Resultados do excedente hídrico, precipitação total e evapotranspiração de cada polígono de Thiessen das estações pluviométricas para os anos hidrológicos de interesse.

Estação	Parâmetros Calculados	Anos Hidrológicos						
		2015/2016	2016/2017	2017/2018	2018/2019	2019/2020	2020/2021	2021/2022
Ibirité	Precipitação Total (mm)	1197,10	1181,49	1063,08	1140,09	1935,88	1310,30	1615,65
	Evapotranspiração Total(mm)	835,45	720,81	750,26	797,50	754,00	736,29	774,68
	Excedente Hídrico (mm)	361,64	460,68	312,82	342,60	1181,88	574,01	840,97
Capão Xavier	Precipitação Total (mm)	1595,00	1424,00	1602,00	1304,00	2132,09	1482,48	2052,37
	Evapotranspiração Total(mm)	845,22	695,13	769,70	813,44	813,56	813,56	813,56
	Excedente Hídrico (mm)	749,78	728,87	832,30	490,56	1318,53	668,92	1238,81
Condomínio Morro do Chapéu	Precipitação Total (mm)	1371,30	1399,50	1421,00	1251,30	2061,30	1519,68	1674,20
	Evapotranspiração Total(mm)	853,92	738,29	775,69	781,13	748,67	812,87	791,81
	Excedente Hídrico (mm)	517,38	661,21	645,31	470,17	1312,63	706,81	882,39
Represa do Miguelão	Precipitação Total (mm)	1441,30	1250,70	1483,80	1388,50	2130,40	1587,00	2017,38
	Evapotranspiração Total(mm)	820,69	707,90	790,84	788,46	750,69	701,76	735,64
	Excedente Hídrico (mm)	620,61	542,80	692,96	600,04	1379,71	885,24	1281,75
Represa das Codornas	Precipitação Total (mm)	1315,30	1324,30	1560,90	1221,70	2172,60	1206,00	1864,10
	Evapotranspiração Total(mm)	787,92	698,56	791,67	767,39	772,70	696,40	668,23

	Excedente Hídrico (mm)	527,38	625,74	769,23	454,31	1399,90	509,60	1195,87
--	------------------------	--------	--------	--------	--------	---------	--------	---------

Como apresentado pela equação 7.12 e 7.13, os resultados de excedente hídrico e evapotranspiração, assim como a precipitação de cada polígono de Thiessen, devem ser multiplicados pela respectiva área de cada unidade hidrogeológica dentro do polígono. Assim, para ilustrar essa relação, a Figura 8.2 apresenta um mapa com as delimitações dos polígonos de Thiessen sobre o mapa hidrogeológico.

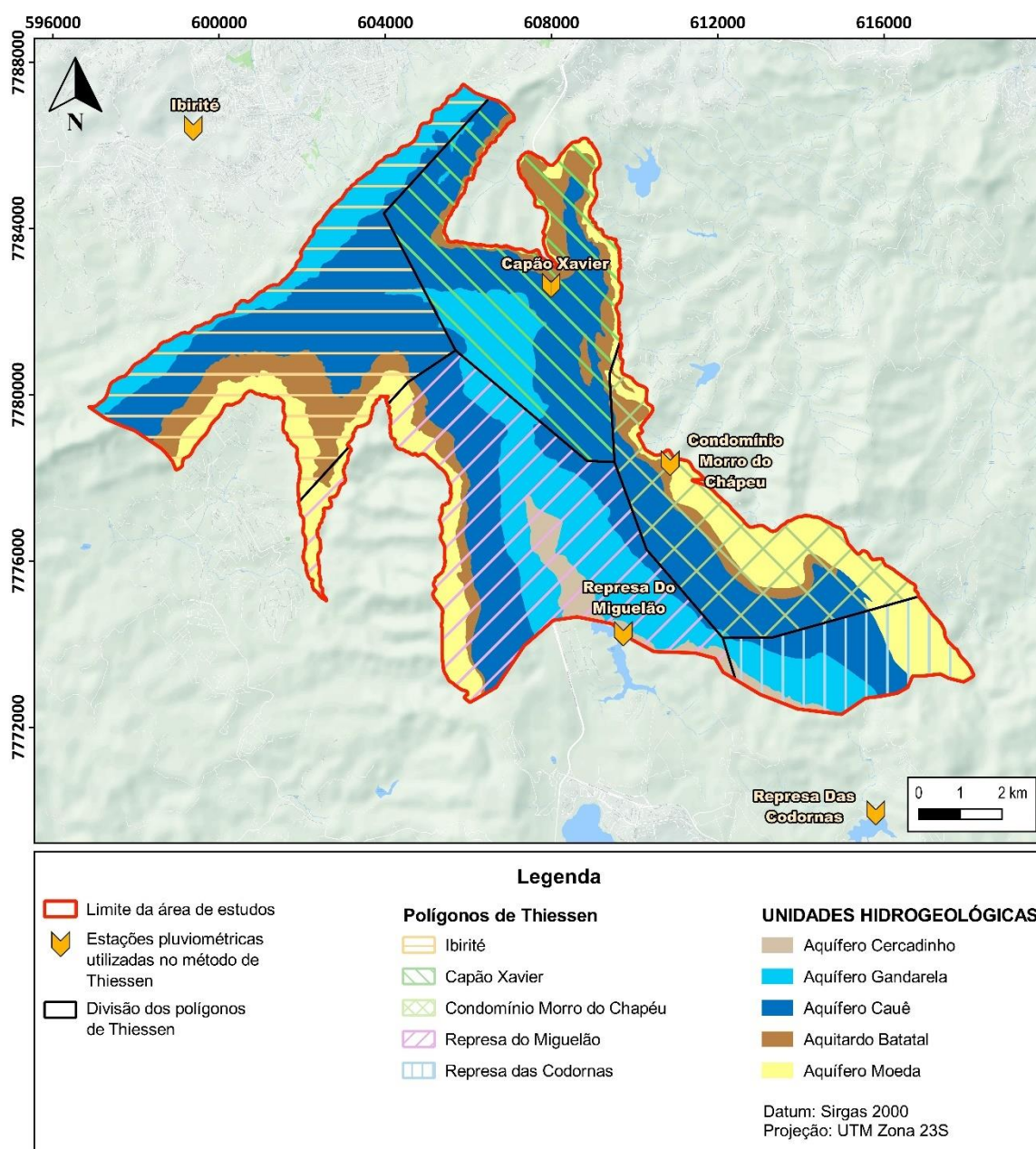


Figura 8.2: Mapa com delimitação dos polígonos de Thiessen sobre mapa de unidades hidrogeológicas.

Para complementar a análise das áreas das unidades hidrogeológicas e definir os valores que serão multiplicadas pelos resultados do método de Thornthwaite foi elaborado a Figura 8.3, que apresenta graficamente as áreas das unidades, complementada pela Tabela 8.2, que as apresenta de forma numérica.

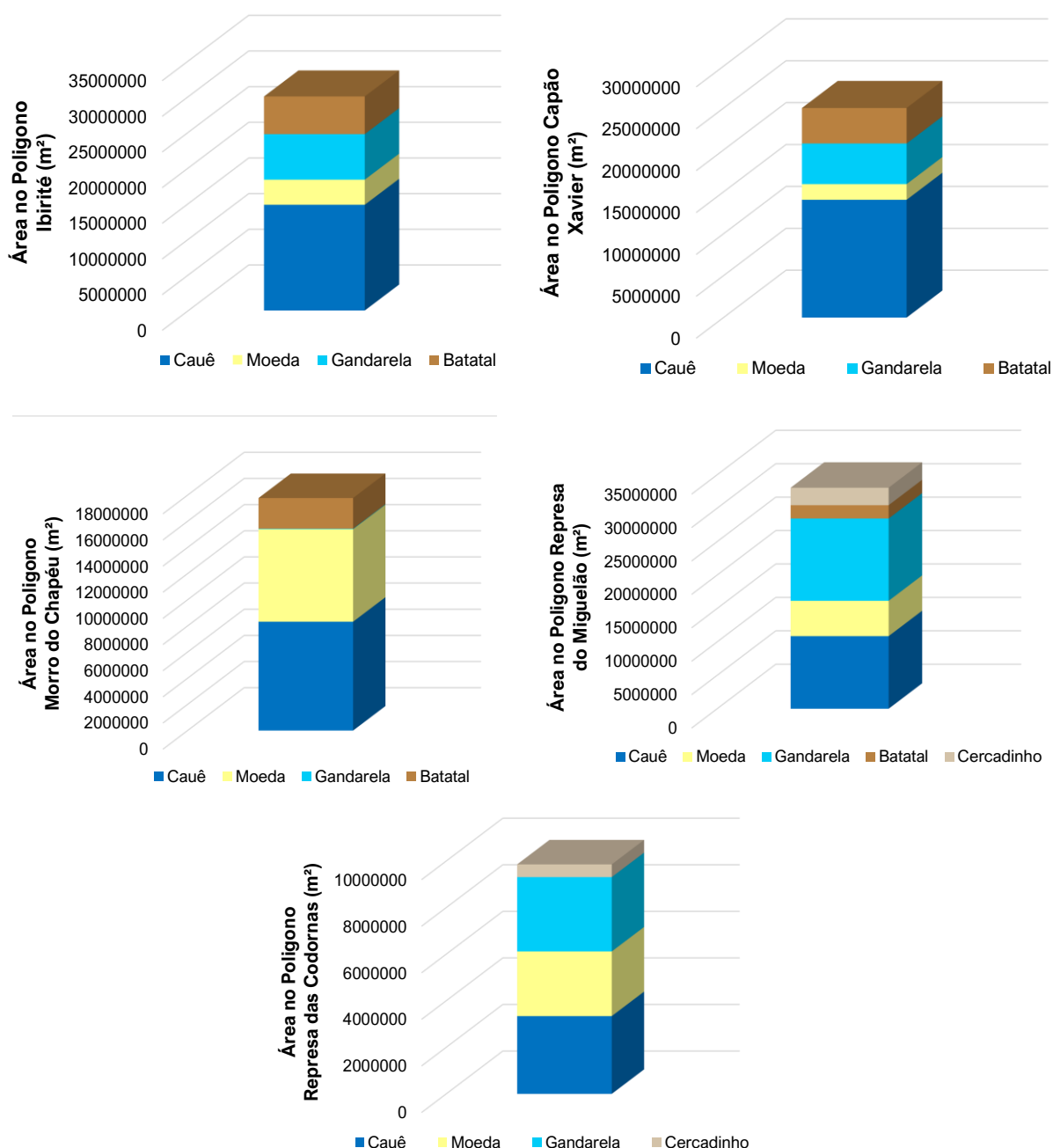


Figura 8.3: Figura mostrando gráficos com a área de cada unidade hidrogeológica dentro de cada um dos cinco polígonos de Thiessen. O eixo Y representando a área está fora de escala para melhor visualização.

Tabela 8.2: Tabela com a indicação dos valores das áreas de cada unidade hidrogeológica dentro de cada um dos cinco polígonos de Thiessen.

Estação	Unidade Hidrogeológica	Área das Unidades (m ²)	Total (m ²)
Ibirité	Cauê	14824084,51	30005859,72
	Moeda	3517384,87	
	Gandarela	6382372,04	
	Batatal	5282018,30	
Capão Xavier	Cauê	14062019,21	25018542,07
	Moeda	1871832,49	
	Gandarela	4847995,43	
	Batatal	4236694,94	
Morro do Chapéu	Cauê	8323101,11	17778108,61
	Moeda	7074062,27	
	Gandarela	36614,13	
	Batatal	2344331,10	
Represa do Miguelão	Cauê	10862041,15	33062737,14
	Moeda	5284173,73	
	Gandarela	12308823,41	
	Batatal	1994789,34	
	Cercadinho	2612909,51	
Represa das Codornas	Cauê	3340610,24	9856606,02
	Moeda	2776824,38	
	Gandarela	3192890,39	
	Cercadinho	546281,01	

Com os resultados dos parâmetros divididos por unidades hidrogeológicas em cada polígono de Thiessen, pode ser aplicado o equacionamento 7.14 e 7.15 para descobrir os resultados totais de precipitação, evapotranspiração e excedente hídrico de cada unidade hidrogeológica para a área de estudos como um todo. Eles estão apresentados na Tabela 8.3 abaixo.

Tabela 8.3: Resultados da precipitação, evapotranspiração e excedente hídrico totais de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos.

Ano Hidrológico	Unidade Hidrogeológica	Precipitação Total (m ³ /h)	Evapotranspiração Total (m ³ /h)	Excedente Hídrico Total (m ³ /h)
2015/2016	Cauê	8177,81	4900,00	3277,81
	Moeda	3215,22	1950,45	1264,77

	Gandarela	4265,23	2520,38	1744,85
	Batatal	2188,41	1327,94	860,47
	Cercadinho	511,93	293,93	218,00
2016/2017	Cauê	7670,79	4181,28	3489,51
	Moeda	3083,07	1682,61	1400,46
	Gandarela	3894,81	2162,25	1732,55
	Batatal	2060,44	1129,60	930,84
2017/2018	Cercadinho	455,64	254,71	1088,88
	Cauê	8155,84	4524,70	3631,14
	Moeda	3306,53	1820,12	1486,41
	Gandarela	4320,90	2375,61	1945,30
	Batatal	2133,97	1212,32	921,65
2018/2019	Cercadinho	539,92	285,26	254,67
	Cauê	7399,04	4667,82	2731,22
	Moeda	2971,73	1843,70	1128,03
	Gandarela	3953,84	2422,07	1531,77
	Batatal	1969,16	1262,87	706,29
2019/2020	Cercadinho	490,34	283,04	207,31
	Cauê	12127,16	4518,77	7608,39
	Moeda	4871,26	1778,95	3092,31
	Gandarela	6384,36	2339,18	4045,18
	Batatal	3235,21	1219,42	2015,80
2020/2021	Cercadinho	770,94	272,10	498,83
	Cauê	8468,72	4460,02	4008,70
	Moeda	3409,70	1769,97	1639,72
	Gandarela	4450,94	2229,98	2220,97
	Batatal	2275,14	1214,78	1060,36
2021/2022	Cercadinho	548,57	252,75	295,83
	Cauê	10831,71	4536,24	6295,47
	Moeda	4247,09	1779,89	2467,20
	Gandarela	5834,06	2295,19	3538,87
	Batatal	2874,24	1240,00	1634,24
	Cercadinho	717,99	261,10	456,89

Os anos de maior precipitação em todas as unidades hidrogeológicas são os de 2019/2020 e 2021/2022. Já o ano com a menor taxa de precipitação é o de 2018/2019, apesar de 2015/2016 também possuir taxas de precipitação bem baixas.

Em relação a evapotranspiração, as maiores taxas de evapotranspiração são em 2015/2016, o que provavelmente é resultado de elevadas temperaturas que assolaram esse período. Já as menores taxas de evaporação estão majoritariamente no ano de 2016/2017.

Na análise do excedente hídrico foi elaborado um gráfico de evolução desse parâmetro para poder interpretar os dados, no qual pode ser visualizado abaixo (Figura 8.4):

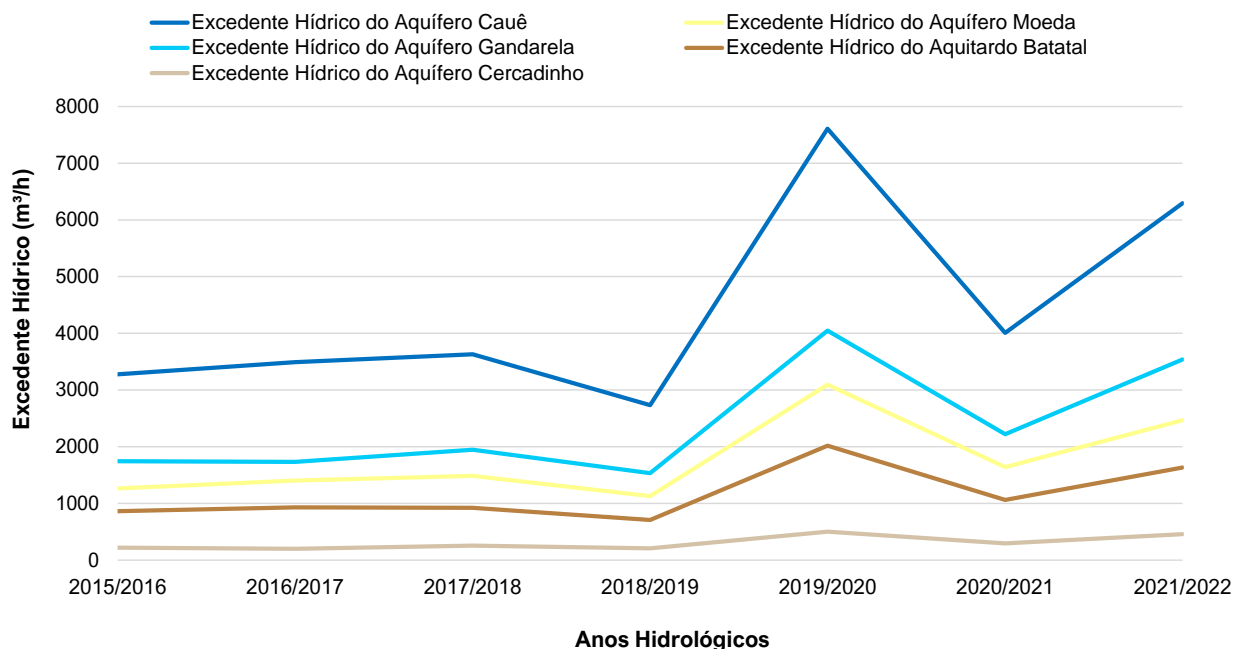


Figura 8.4: Gráfico de evolução do excedente hídrico de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos.

Observa-se que os maiores valores estão em 2019/2020, com os valores de todas as unidades apresentando um pico. Já o segundo maior ano com dados de excedente hídrico é em 2021/2022. Esses anos também são os com maiores índices de precipitação.

Entre todos os anos hidrológicos, o de 2018/2019 é o com menores valores de excedente hídrico, mas os de 2015/2016 e 2016/2017 também possuem valores mais baixos do que os demais.

Além disso, foi criado um gráfico (Figura 8.5) para visualizar e analisar a contribuição de cada unidade hidrogeológica para o excedente hídrico total.

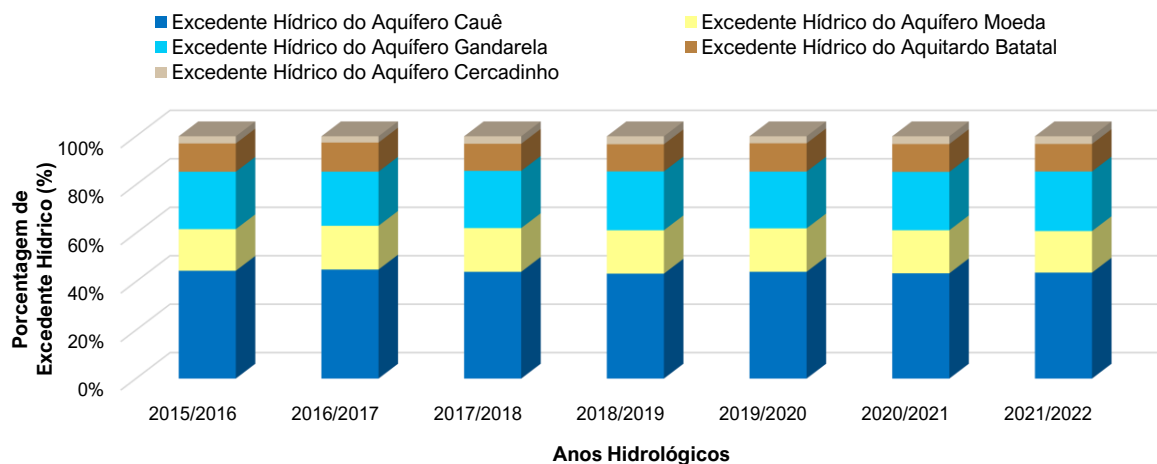


Figura 8.5: Gráfico com a porcentagem de contribuição de cada unidade hidrogeológica para o excedente hídrico em cada ano hidrológico de interesse.

Neste gráfico, torna-se evidente que o Aquífero Cauê é a principal contribuinte, com uma média de 44% de excedente. Em seguida, as unidades Gandarela e Moeda apresentam valores bastante próximos, representando 23% e 18%, respectivamente. O Aquífero Batatal contribui com apenas 12%, enquanto o Cercadinho contribui com 3%. Nota-se que a variação percentual entre as unidades ao longo dos anos é geralmente baixa.

8.1.3 Estimativa de Recarga

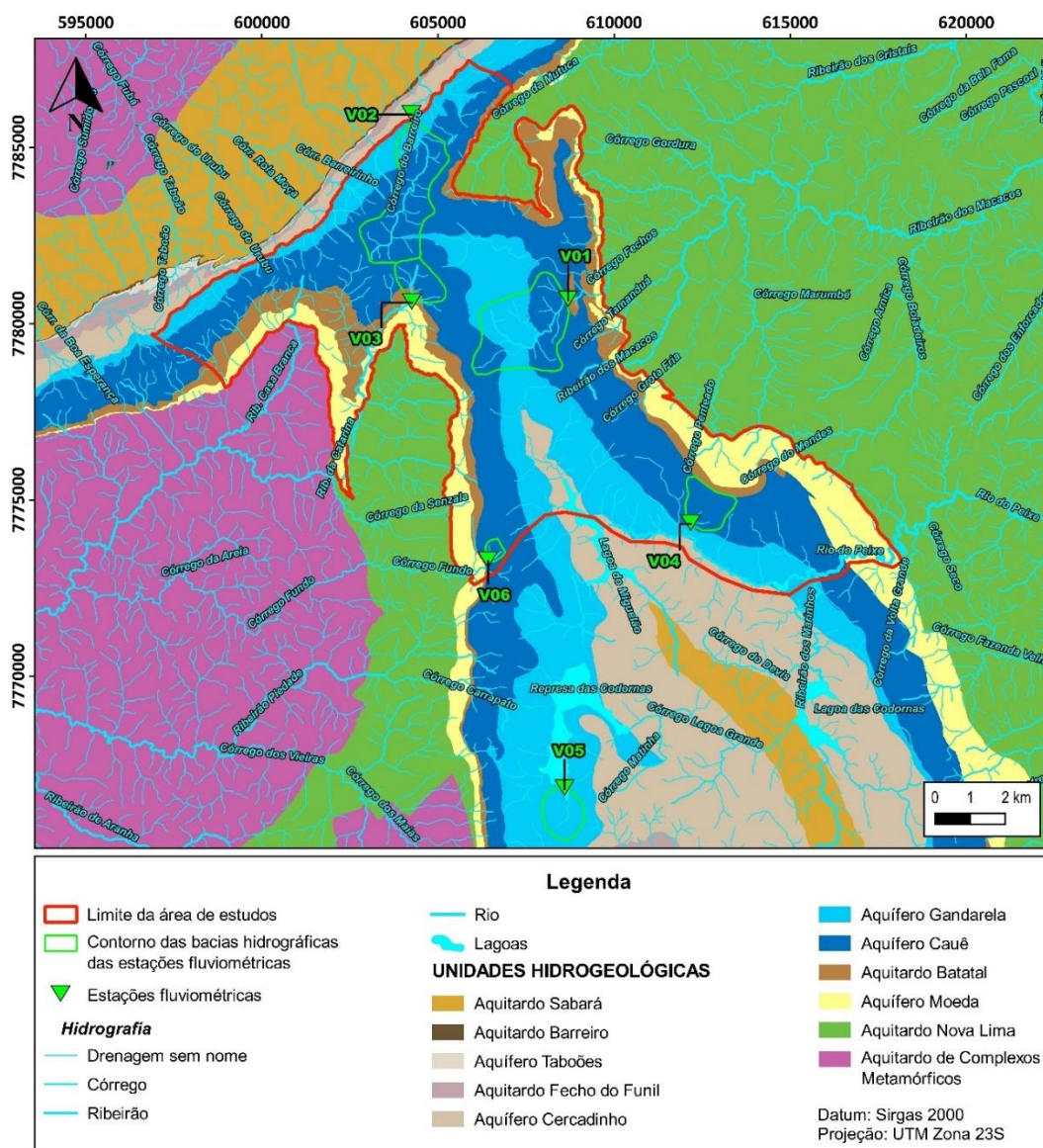
Antes de apresentar a análise da estimativa de água subterrânea, será apresentado os resultados de estimativa de recarga, já que eles serviram de base para o cálculo desse parâmetro dentro do balanço hídrico.

Devido a indisponibilidade de dados superficial e subterrâneo para aplicação de uma única metodologia, foi necessário a aplicação de dois métodos, o do filtro recursivo e do WTF. Os resultados dessas duas metodologias serão descritas adiante.

8.1.3.1 Método do Filtro Recursivo

As estações escolhidas para o cálculo de recarga pelo método do filtro recursivo e as suas respectivas bacias hidrográficas são apresentadas na Figura 8.6. É válido ressaltar que dentro da área existem os instrumentos V04 e V06 que abrangem o Aquífero Cauê de forma pura, ou seja, representam apenas uma única unidade hidrogeológica. Entretanto, o mesmo não ocorre para o Aquífero Gandarela, e, por isso, foi buscado uma estação fora da área que monitorasse essa unidade,

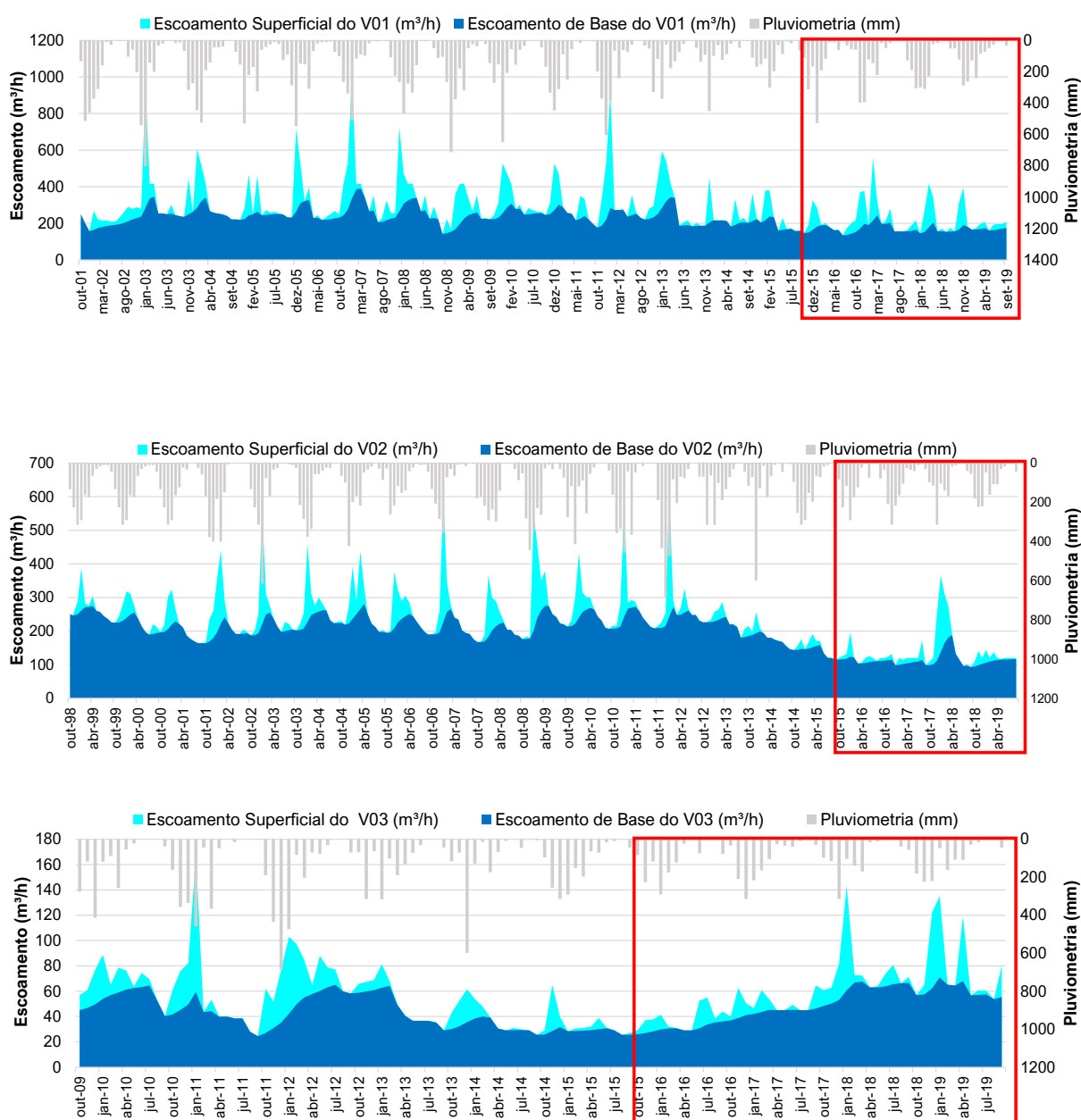
sendo ela a estação V05. Junto a essa figura está apresentada uma tabela com algumas informações das bacias utilizadas no método (Figura 8.6).



Estação	Área da Bacia Hidrográfica (km ²)	Data Inicial dos Dados	Data Final dos Dados	Estação Pluviométrica que Abrange a Bacia	Unidade(s) Hidrogeológica(s) Presente(s)
V01	5.40	01/10/2001	01/09/2019	Capão Xavier	Cauê e Gandarela
V02	4.93	01/10/1998	01/09/2019	Ibirité	Cauê e Gandarela
V03	1.23	01/10/2009	01/09/2019	Ibirité	Cauê e Batatal
V04	1.45	01/12/1996	01/09/2020	Morro do Chapéu	Cauê
V05	1.34	01/08/2016	01/09/2019	Represa das Codornas	Gandarela
V06	0.25	01/08/2000	01/01/2020	Represa do Miguelão	Cauê

Figura 8.6: Bacias hidrográficas das estações fluviométricas sobre mapa hidrogeológico, com inclusão de tabela mostrando dados das bacias utilizados no cálculo de recarga pelo método do filtro recursivo.

A planilha do filtro recursivo fornece valores de fluxo superficial direto, fluxo de base e fluxo total, que são utilizados para calcular a recarga nesse método. Eles, juntamente com a pluviometria, foram utilizados para gerar gráficos de escoamento para todas as estações, apresentadas na Figura 8.7. Nesses gráficos está representado o período total de monitoramento de cada instrumento, e, apesar da recarga ter sido calculada considerando todos os anos de monitoramento dos instrumentos, foi incluído um retângulo em vermelho que indica apenas o período que está sendo analisado nesse trabalho.



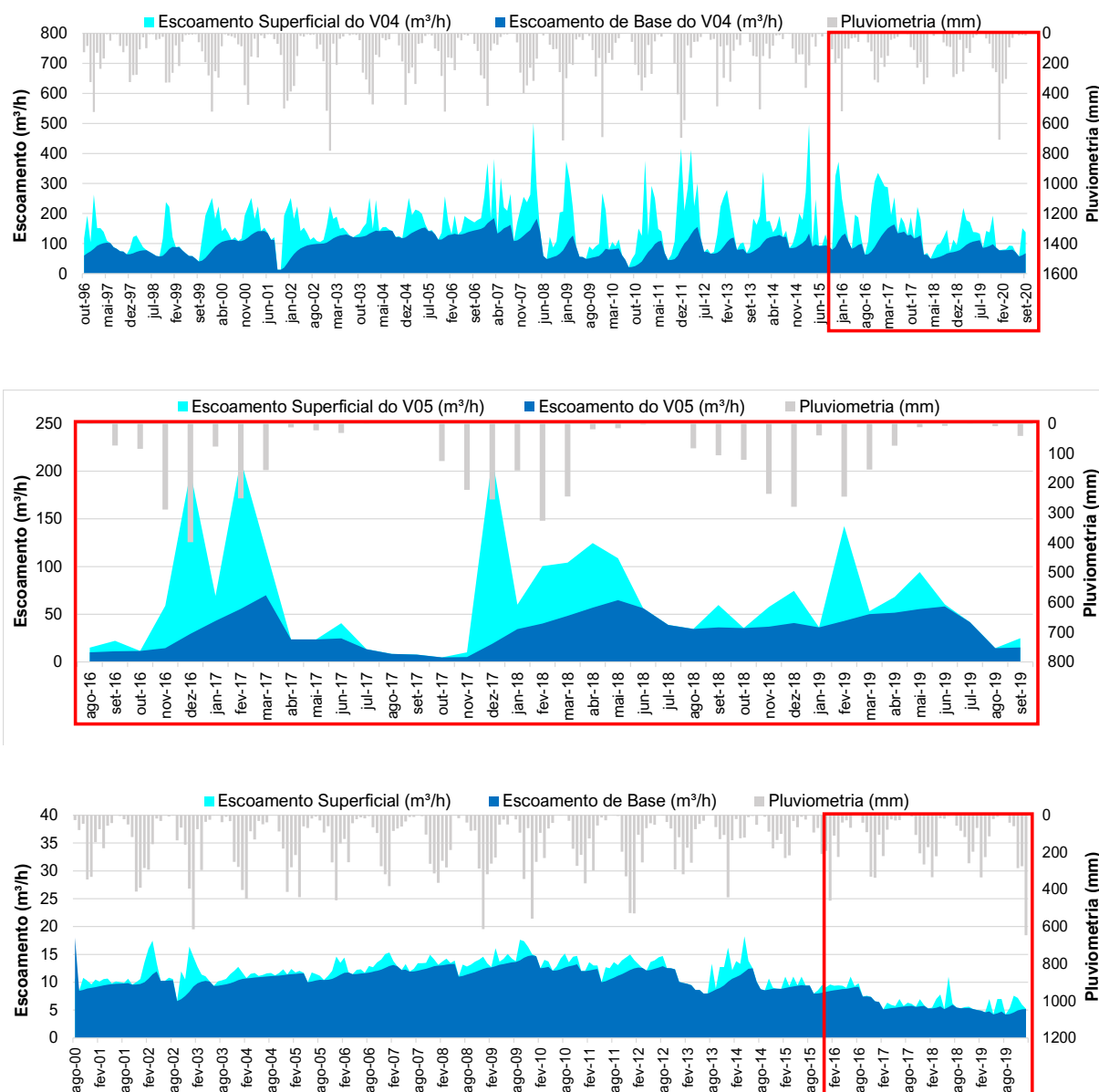


Figura 8.7: Gráficos de hidrogramas indicando o escoamento superficial e de base mensal de todas as estações utilizadas para calcular recarga pelo método do filtro recursivo, acompanhados por informações sobre a quantidade de precipitação na mesma escala de tempo. O retângulo vermelho representa o período que abrange os anos hidrológicos analisados no trabalho

No V01, observa-se que o escoamento superficial é muito bem-marcado nos picos de precipitação. Nesses momentos, a contribuição da água superficial tende a ser igual ou até maior do que a água subterrânea. Quando não há chuva, o escoamento superficial é muito baixo ou inexistente. No período de interesse marcado pelo retângulo vermelho, tanto o escoamento de base como o escoamento superficial são menores do que no restante da série histórica. Nesse intervalo, o escoamento superficial continua apresentando um padrão de elevação com a

precipitação. Porém, aparentemente o escoamento de base não apresenta interferência com esse aumento, o que indica uma menor contribuição da recarga nessa bacia durante esse período.

No V02, da mesma forma que no V01, o escoamento superficial tende a ser proeminente apenas nos períodos com maior quantidade de chuva. Quando isso acontece, a relação de proporcionalidade entre os escoamentos varia bastante. Ou seja, em alguns momentos a contribuição da água superficial é maior e em outras a água subterrânea é mais elevada. A partir do final de 2012 há um decréscimo nos valores de escoamento superficial e subterrâneo. Isso engloba o período de interesse, que se inicia em outubro de 2015. Nele, com exceção de dezembro de 2017, o escoamento superficial foi bem baixo, o que indica que nos períodos de monitoramento mais atuais, a contribuição de água subterrânea na bacia é mais significativa.

Diferentemente dos dois primeiros pontos de monitoramento, o hidrograma do V03 tem um aumento na quantidade de escoamento nos últimos anos de monitoramento. Além disso, se comparada a outras bacias, o escoamento superficial e subterrâneo nessa bacia apresenta uma proporcionalidade maior ao longo do tempo.

Analisando o hidrograma do V04, verifica-se que o escoamento superficial tem grande contribuição nessa bacia, já que na maioria do tempo os valores desse parâmetro são maiores do que a parte subterrânea. Entretanto, o escoamento de base também apresenta aumentos significativos com o aumento da precipitação, o que indica uma alta taxa de recarga. Uma característica marcante desse gráfico é que, tanto o escoamento superficial como o subterrâneo apresentam um padrão serrilhado em boa parte do gráfico, o que pode ser resultado de impacto antrópico, já que está próximo a grandes empreendimentos. Em relação ao período de análise marcado pelo retângulo vermelho, observa-se que nos últimos anos de monitoramento o escoamento superficial nessa bacia não foi tão elevado igual ao restante, mesmo com altas precipitações.

Já o hidrograma do V05 apresenta o menor tempo de monitoramento. Nele, o escoamento superficial é bem alto em picos de precipitação entre 2016 e o começo de 2018. Já no final de 2018 até 2019, o escoamento superficial é menor, com valores semelhantes ao do escoamento de base.

No hidrograma do V06 é evidente que o escoamento subterrâneo é majoritariamente o que mais contribui para a bacia, o que indica uma alta taxa de recarga. A porção superficial apresenta um padrão serrilhado semelhante ao visualizado no V04, o que também pode ser resultado de impacto antrópico. Nos últimos anos de monitoramento, que compreende o período de interesse para o estudo, tanto o escoamento superficial como o subterrâneo apresentam uma redução, como já visto em outras bacias. Apesar disso, as proporções entre o escoamento superficial e subterrâneo permanecem semelhantes às que ocorrem ao longo de todo tempo monitorado.

Ao final, a planilha de filtro recursivo gera os valores de recarga em cada bacia para cada ano hidrológico a partir da relação do escoamento de base e superficial, assim, como a precipitação. Os resultados gerados para todas as bacias podem ser visualizados pela Tabela 8.4.

Tabela 8.4: Resultado de recarga gerado pelo método do filtro recursivo para cada bacia hidrogeológica, com indicação de unidades hidrogeológicas que as englobam.

Estação	Unidade(s) Hidrogeológica(s) Presente(s)	Recarga Calculada pelo Método do Filtro Recursivo (%)
V01	Cauê e Gandarela	22.14%
V02	Cauê e Gandarela	25.99%
V03	Cauê e Batatal	24.62%
V04	Cauê	31.56%
V05	Gandarela	15.39%
V06	Cauê	24.18%

8.1.3.2 Separação de Taxas de Recargas

Dentro das estações escolhidas, a V01, V02 e V03 abrangem mais de uma unidade hidrogeológica. Devido a isso, foi aplicado o cálculo de separação de recargas, conforme explicado no capítulo de métodos. É importante notar que, quanto mais estações com dados de recarga estiverem disponíveis, melhor será a comparação entre esses dados e, portanto, mais assertivo serão os resultados. Por esse motivo, a separação das recargas nas estações V01 e V02 utilizou diferentes referências de unidades hidrogeológicas (Tabela 8.5) para possibilitar uma análise da coerência dos dados entre si.

Tabela 8.5: Resultados alcançados pela aplicação do método de separação de recargas, com indicação de qual unidade a recarga foi calculada, a estação fluviométrica utilizada como base para isso, além da unidade hidrogeológica e estação utilizada de referência.

Unidade a ser Calculada a Recarga	Estação Principal	Unidade Hidrogeológica e Estação Utilizada de Referência	Recarga Calculada (%)
Cauê	V01	Gandarela (V05)	27.85
Cauê	V02	Gandarela (V05)	27.21
Gandarela	V01	Cauê (V06)	19.83
Gandarela	V02	Cauê (V06)	16.38
Batatal	V03	Cauê (V06)	4.09

Como para algumas unidades foi calculado mais de um valor de recarga, a recarga final considerada é a média de todos esses resultados, conforme apresentado na Tabela 8.6 abaixo.

Tabela 8.6: Resultados do cálculo de recarga pelo método do filtro recursivo separado entre as unidades hidrogeológicas.

Unidade Hidrogeológica	Recarga (%)
Cauê	27,70
Gandarela	17,20
Batatal	4,09

A interpretação dos resultados de recarga será feita no subcapítulo 8.1.3.4, em conjunto com o método do WTF.

8.1.3.3 Método do WTF

Para calcular a recarga do Aquífero Moeda foi aplicado o método do WTF. Esse método requer uma série histórica abrangente de piezômetros localizados especificamente dentro de uma unidade hidrogeológica. Foi utilizado quatro instrumentos, cujos detalhes estão apresentados na Tabela 8.7, e a localização deles pode ser observada na Figura 8.8.

Tabela 8.7: Dados de localização, cota e monitoramento dos instrumentos de monitoramento de nível d'água utilizados para calcular recarga pelo método WTF.

Nome	Coordenadas Sirgas 2000 Zona 23S		Cota (m)	Data Inicial de Monitoramento	Data Final de Monitoramento
	X	Y			
P01	611093,8	7777876,95	1224	01/10/2014	22/04/2019
P02	613167,34	7775529,87	1417	25/12/2009	28/10/2020

P03	613358,34	7775451,87	1416	02/12/2008	12/06/2020
P04	613114,34	7775536,87	1413	04/10/1903	19/09/2020

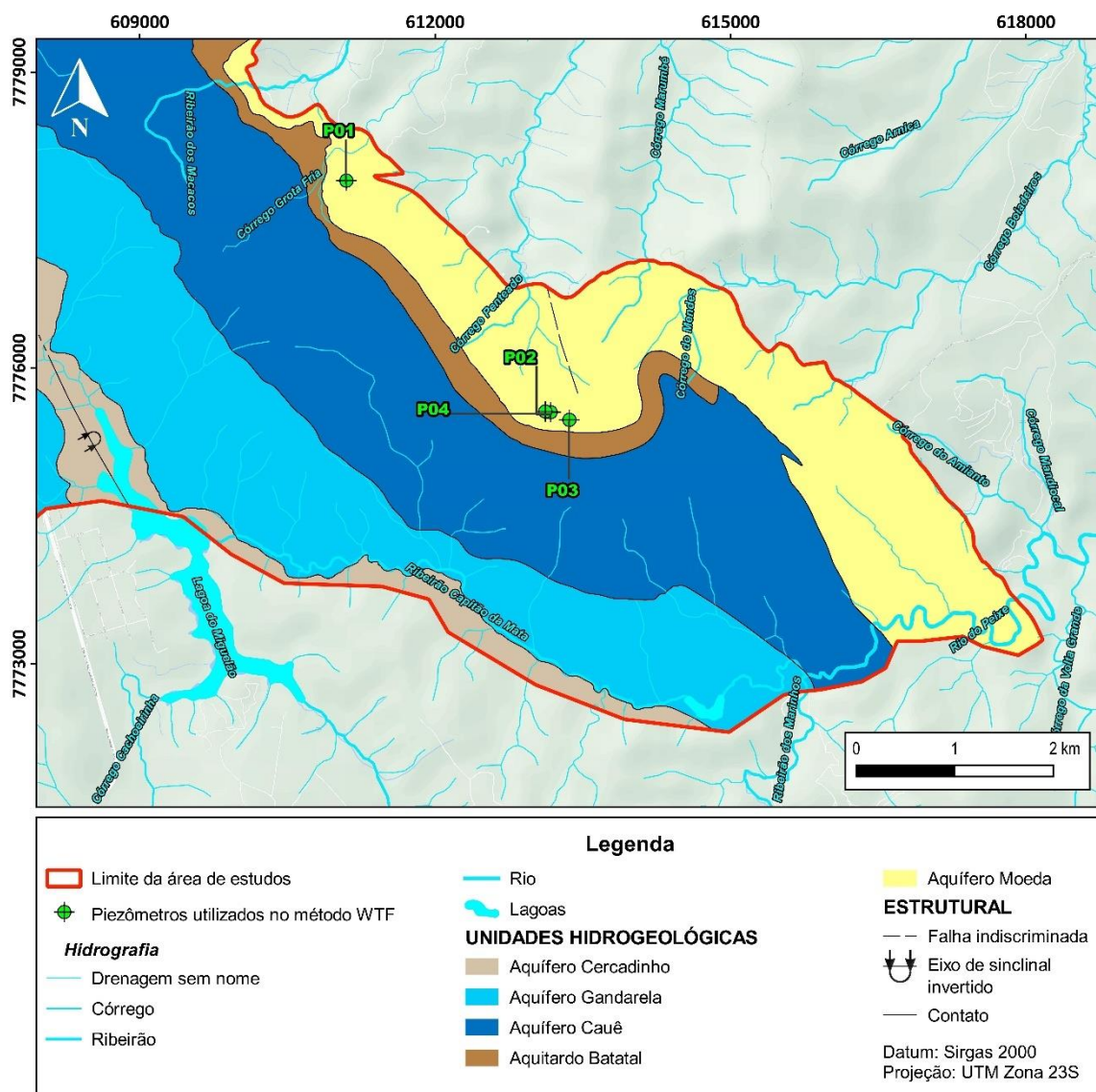


Figura 8.8: Mapa de localização de instrumentos de monitoramento de nível d'água utilizados no método do WTF sobre unidades hidrogeológicas.

Para cada um dos instrumentos, foi gerado um gráfico mostrando a evolução do nível d'água, no qual as curvas de recessão foram delimitadas (Figura 8.9). Em seguida, para cada curva, foram determinados o pico e a base do nível d'água, sendo calculada a diferença entre esses dois pontos. Além disso, a diferença de tempo entre esses valores também foi calculada.

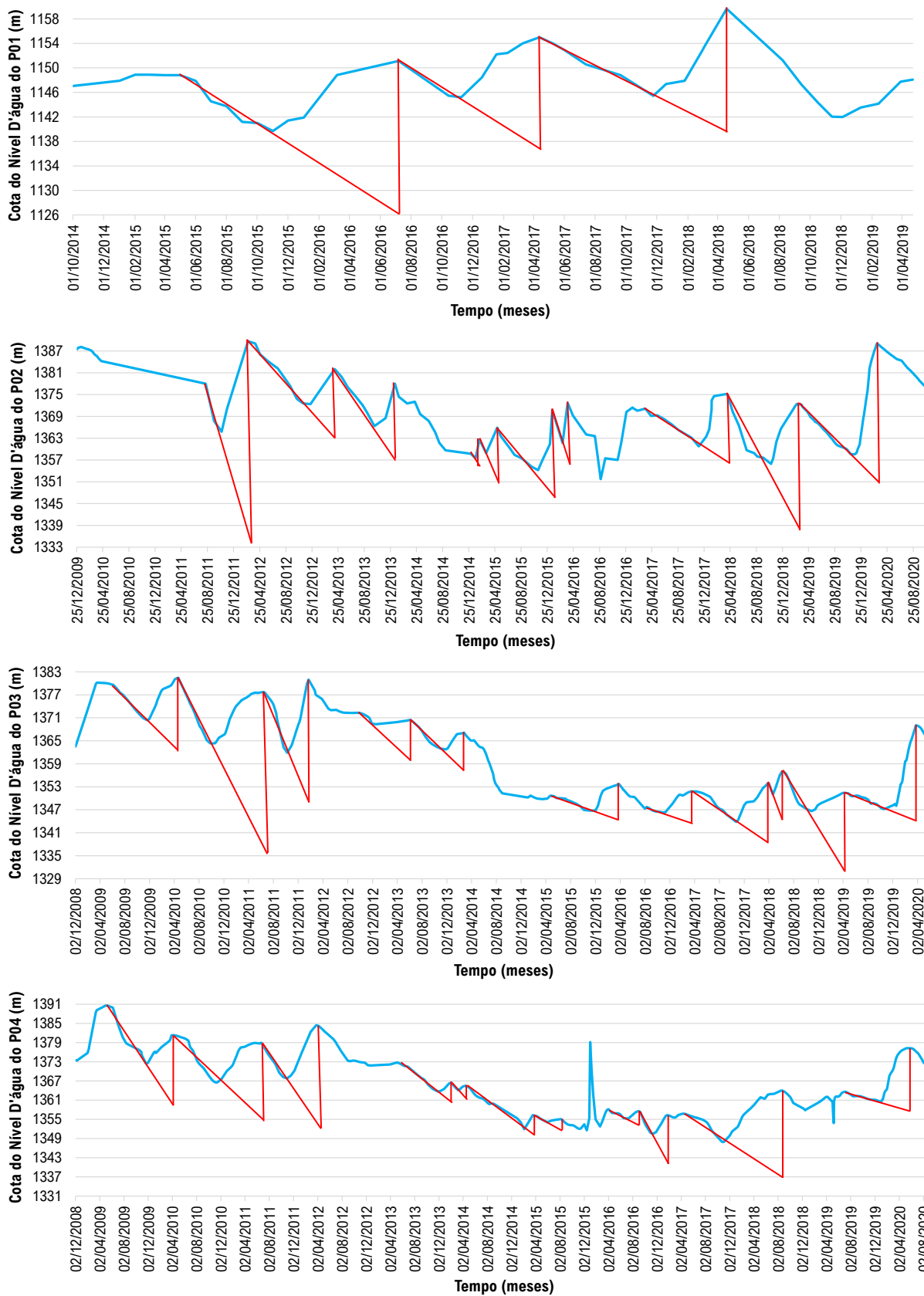


Figura 8.9: Gráficos de evolução de nível d'água com curvas de recessão dos instrumentos utilizados na aplicação do método do WTF ao longo da série histórica de monitoramento de cada um deles.

A recarga de todos os instrumentos foi dividida pela média histórica da estação pluviométrica Morro do Chapéu, visto que todos eles estão localizados dentro do polígono de Thiessen dessa estação. Dessa forma, foi possível obter as taxas de recarga.

Portanto, a recarga no Aquífero Moeda foi determinada tomando a média das taxas de recarga dos instrumentos utilizados no cálculo do WTF, desconsiderando os *outliers*. Os resultados detalhados podem ser encontrados na Tabela 8.8. Porém, é relevante mencionar que o resultado do instrumento P01 não foi incluído na média devido ao seu valor ter sido considerado um *outlier*.

Tabela 8.8: Resultados de recarga calculados pelo método do WTF em cada instrumento e para o Aquífero Moeda como um todo.

Instrumento	Recarga Individual (%)	Recarga Final do Aquífero Moeda (%)
P01	18,73	21,36
P02	42,34	
P03	23,05	
P04	22,30	

8.1.3.4 Análise dos Resultados de Recarga

A compilação dos resultados obtidos de recarga utilizados como base para cada unidade hidrogeológica ao longo de toda análise do projeto, estão dispostas na Tabela 8.9, juntamente com a referência na qual esses valores foram obtidos. Apenas a recarga do Aquífero Cercadinho não pôde ser calculada por nenhum método devido à baixa extensão da área em afloramento dessa unidade, bem como à ausência de estações fluviométricas e piezômetros com monitoramento nessa região. Portanto, o valor de recarga utilizado neste estudo baseia-se na pesquisa de Magalhães (2023).

Tabela 8.9: Compilação dos valores de recarga utilizada como base para cada unidade hidrogeológica ao longo do estudo, com indicação da referência em que foi obtida.

Unidade Hidrogeológica	Recarga (%)	Referência
Cauê	27,70	Cálculo pelo Método do Filtro Recursivo
Moeda	21,36	Cálculo pelo Método do WTF
Gandarela	17,20	Cálculo pelo Método do Filtro Recursivo
Batatal	4,09	Cálculo pelo Método do Filtro Recursivo
Cercadinho	12,42	Magalhães (2023)

Analisando os resultados obtidos, destaca-se que a recarga no Aquífero Cauê é significativamente superior em relação às outras unidades hidrogeológicas. Isso está de acordo com o que foi apresentado no subcapítulo 6.11, embora os resultados obtidos sejam menores do que os calculados por outros pesquisadores. Em seguida, a segunda maior recarga foi observada no Aquífero Moeda, com valores correspondentes aos encontrados por Mourão (2007), abaixo de 28%. Quanto ao Aquífero Gandarela, a recarga calculada foi próxima à estimativa de Magalhães (2023), diferindo apenas 0,68%. Provavelmente a recarga do Aquífero Gandarela está sendo potencializada pela atuação do Aquífero de Coberturas que cobre esse aquífero em boa parte de sua extensão. Já no caso do Aquífero Cercadinho, adotou-se a recarga de referência do Grupo Piracicaba conforme o trabalho de Magalhães (2023), representando uma recarga intermediária. Por fim, o Aquífero Batatal registrou a menor recarga, com um valor muito próximo ao calculado por Magalhães (2023), com uma diferença de apenas 1,33%.

8.1.4 Estimativa da Quantidade de Água Subterrânea

A água subterrânea teve seus valores calculados por unidades hidrogeológicas dentre os anos hidrológicos de interesse. Os valores podem ser observados pela Tabela 8.10 abaixo.

Tabela 8.10: Resultados da estimativa de água subterrânea para cada unidade hidrogeológica ao longo de todos os anos hidrológicos de interesse.

Ano Hidrológico	Estimativa de Água Subterrânea por Unidade Hidrogeológica (m ³ /h)					Total (m ³ /h)
	Cauê	Moeda	Gandarela	Batatal	Cercadinho	
2015/2016	2265,16	686,71	733,55	89,43	63,58	3838,43
2016/2017	2124,72	658,49	669,84	84,20	56,59	3593,84
2017/2018	2259,07	706,22	743,12	87,20	67,06	3862,67
2018/2019	2049,45	634,71	679,99	80,47	60,90	3505,52
2019/2020	3333,72	1037,81	1092,57	131,08	95,75	5690,93
2020/2021	2311,62	724,75	758,18	91,46	68,13	3954,14
2021/2022	2544,01	822,24	909,16	96,25	89,17	4460,84

A partir dos dados da Tabela 8.10, foi gerado o gráfico da Figura 8.10, que foi construído para poder comparar a evolução da quantidade de água subterrânea ao longo dos anos hidrológicos entre as diferentes unidades hidrogeológicas.

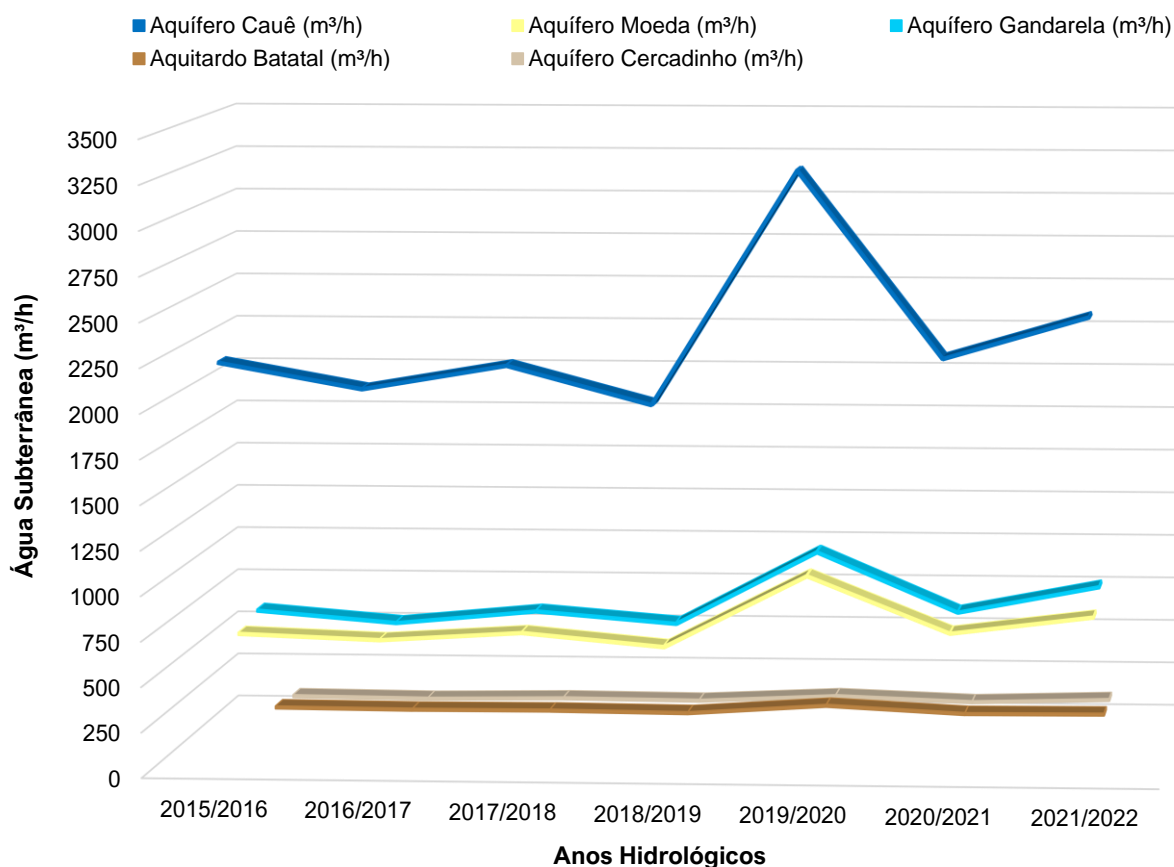


Figura 8.10: Comparação da evolução da disponibilidade de água subterrânea entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.

A contribuição da quantidade de água subterrânea apresentada nesse gráfico varia principalmente a partir da magnitude das áreas e da recarga de cada unidade. Dessa forma, observa-se que o Aquífero Cauê é o que mais apresenta contribuição, com uma média de 2412 m³/h considerando todos os anos hidrológicos. Logo em seguida, vem os aquíferos Moeda e Gandarela, com volumes bem semelhantes, variando na média de 753 m³/h, no caso do Moeda, e 798 m³/h, no Gandarela. Essas três unidades também são as que possuem as maiores taxas de recarga, logo, são as principais unidades aquíferas da área.

Por fim, as unidades hidrogeológicas Batatal e Cercadinho possuem valores bem baixos. Isso é esperado por conta das duas unidades possuírem menor área aflorante, além do Batatal representar um aquífero. Em ambas as unidades, os valores tendem a ser menores que 100 m³/h na maioria dos anos.

É bem evidente que os maiores valores de água subterrânea em todas as unidades estão em 2019/2020, sendo esse o ano hidrológico com maior precipitação. Além desse, o ano de 2021/2022 também apresenta vazões elevadas. Já o menor ano de contribuição de água subterrânea se deu em 2018/2019 e 2016/2017.

8.1.5 Estimativa da Quantidade de Água Superficial

A quantidade de água superficial disponível varia em uma relação direta entre o excedente hídrico e a quantidade de água subterrânea de acordo com a equação 7.19. Os resultados desse cálculo estão apresentados na Tabela 8.11.

Tabela 8.11: Estimativa de água superficial das unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos de interesse.

Ano Hidrológico	Estimativa de Água Superficial por Unidade Hidrogeológica (m³/h)					Total (m³/h)
	Cauê	Moeda	Gandarela	Batatal	Cercadinho	
2015/2016	1012,65	578,05	1011,30	771,04	154,42	3527,47
2016/2017	1364,79	741,97	1062,71	846,65	144,34	4160,45
2017/2018	1372,07	780,19	1202,17	834,45	187,61	4376,49
2018/2019	681,78	493,32	851,78	625,83	146,41	2799,11
2019/2020	4274,68	2054,50	2952,61	1884,72	403,08	11569,59
2020/2021	1697,08	914,97	1462,78	968,91	227,69	5271,45
2021/2022	3751,46	1644,96	2629,71	1537,99	367,72	9931,83

Para trazer as informações da tabela acima de forma mais visual, foi elaborado o gráfico exposto na Figura 8.11.

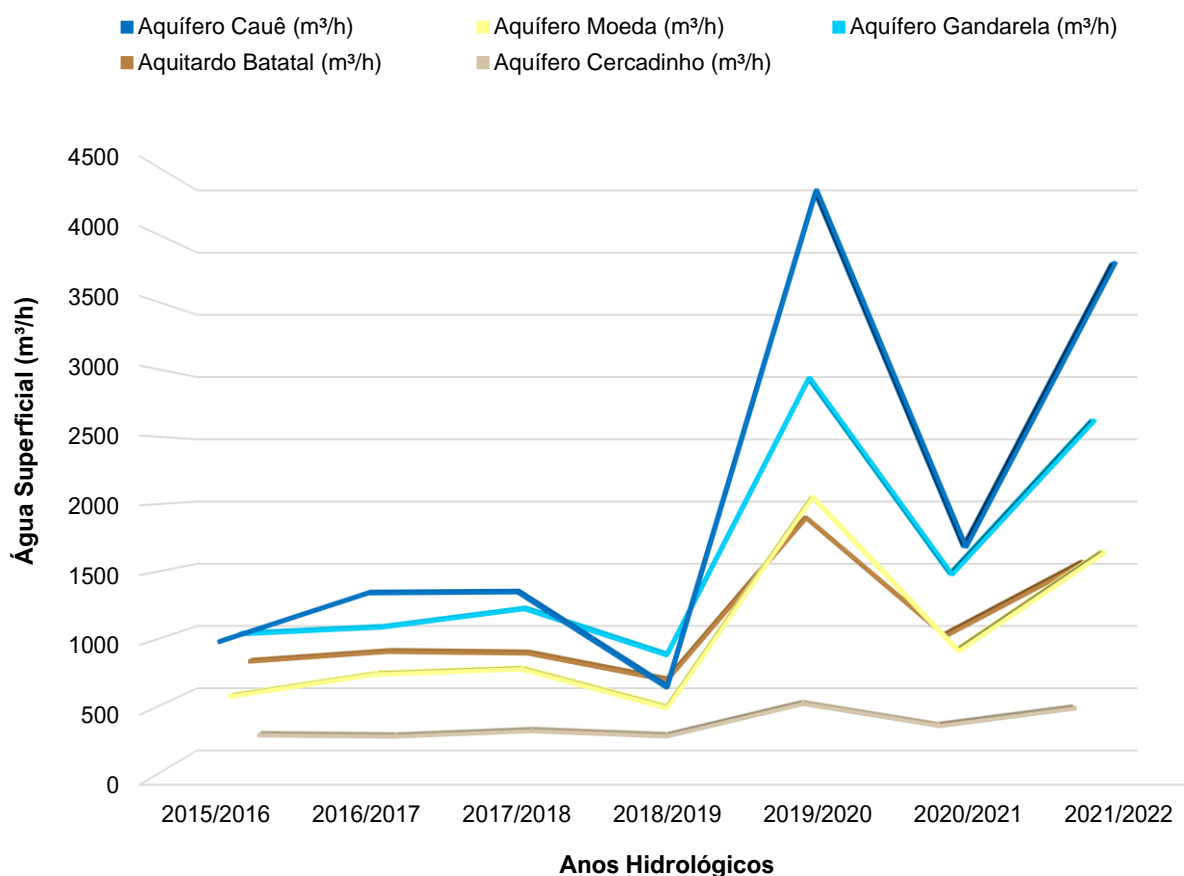


Figura 8.11: Comparação da evolução da disponibilidade de água superficial entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.

Semelhante ao que ocorre na água subterrânea, o Aquífero Cauê é o que mais contribui na quantidade de água superficial, seguido pelo Aquífero Gandarela. A unidade Cauê varia de 682 m³/h a 4275 m³/h ao longo do período analisado, enquanto o Gandarela vai de 852 m³/h a 2953 m³/h. Essas duas unidades também são as que possuem maior área de bacia ao longo do limite, o que é um fator essencial para apresentarem os maiores volumes.

Entretanto, o Aquitardo Batatal também possui elevados valores, próximos aos do Aquífero Moeda, apesar dessa última unidade possuir uma área 1,4 vezes maior do que a do Batatal. Essa situação pode ser justificada pela baixa permeabilidade do Aquitardo Batatal, fazendo com que a água meteórica tenha um escoamento superficial maior. A quantidade de água superficial no Batatal varia de 626 m³/h a 1885 m³/h, enquanto o Aquífero Moeda vai de 493 m³/h a 2054 m³/h. Já o Aquífero Cercadinho é o que menos contribui, o que pode ser explicado pela sua

baixa extensão de área. O volume de água superficial nele varia de 144 m³/h a 403 m³/h.

Da mesma forma da água subterrânea, os maiores valores de água superficial também são encontrados em 2019/2020 e 2021/2022, enquanto os menores estão principalmente em 2018/2019. Nesse ano, apesar de todas as unidades apresentarem queda do volume superficial, a mais evidente está na unidade Cauê, que alcança o valor mínimo de 682 m³/h, o que é menor do que o Aquífero Gandarela e Batatal nesse mesmo período.

8.2 Componentes do Balanço de Massa

Após determinado o balanço hídrico da região, o trabalho seguiu com a análise do balanço de massa para avaliar os impactos antrópicos no sistema. Dessa forma, os subcapítulos subsequentes abordam a estimativa de descarga antrópica que impacta a área, além dos resultados propriamente ditos do balanço de massa.

8.2.1 *Estimativa da Quantidade de Descarga Antrópica*

O mapa com a localização de todos os instrumentos que influenciam na demanda hídrica pode ser visualizado pela Figura 8.12. Como já citado na metodologia, foram utilizados 132 instrumentos, o que inclui 97 outorgas subterrâneas, 16 outorgas superficiais, 11 outorgas superficiais de uso insignificante, 3 outorgas de uso insignificante subterrâneas e 5 outorgas de rebaixamento.

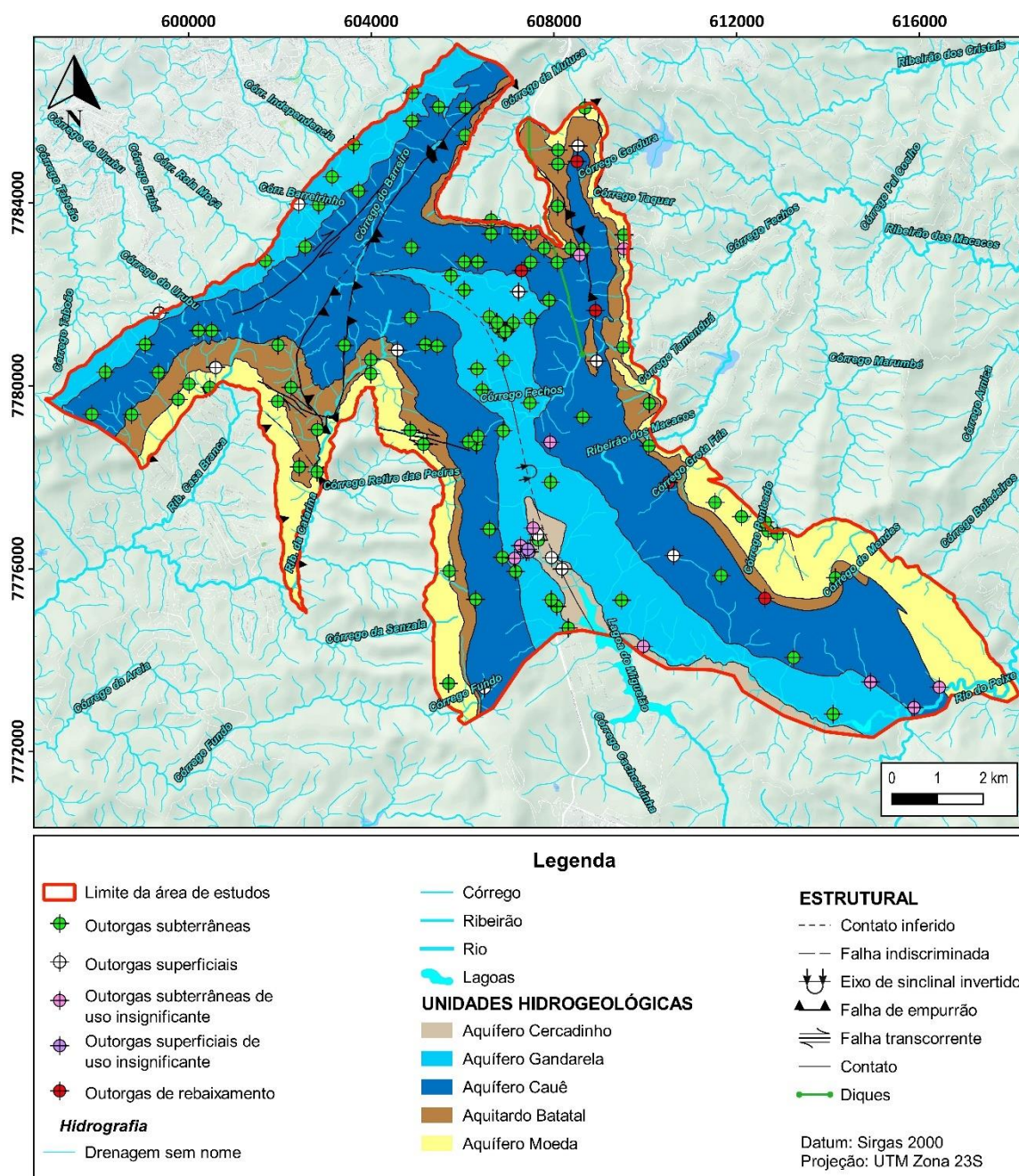


Figura 8.12: Mapa de localização de instrumentos com vazão outorgada utilizadas no cálculo de descarga antrópica, sobre mapa hidrogeológico.

A Tabela 8.12 evidencia a soma do bombeamento desses instrumentos divididos por ano hidrológico e por unidade hidrogeológica.

Tabela 8.12: Compilação das descargas antrópicas de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos.

Ano Hidrológico	Descarga Antrópica por Unidades Hidrogeológicas (m³/h)					Total (m³/ano)
	Cauê	Moeda	Gandarela	Batatal	Cercadinho	
2015/2016	4083,50	8,75	183,99	0,00	0,03	4276,27
2016/2017	3597,68	12,92	191,90	0,00	0,23	3802,73
2017/2018	3598,52	11,67	127,53	0,00	90,65	3828,36
2018/2019	3680,28	11,33	119,66	0,00	92,87	3904,14
2019/2020	4587,78	75,46	718,19	63,63	99,56	5544,63
2020/2021	4338,86	22,87	495,21	40,63	92,87	4990,44
2021/2022	4364,18	70,87	627,98	59,88	96,33	5219,25

Em complemento a essas informações, também é possível fazer uma análise da contribuição pelo tipo de outorga, ou seja, se é subterrânea ou superficial, que está apresentado na Figura 8.13. É importante destacar que as outorgas de rebaixamento foram designadas como outorgas subterrâneas.

Tabela 8.13: Compilação das descargas antrópicas de cada unidade hidrogeológica ao longo dos anos hidrológicos divididos pelo tipo de captação.

Ano Hidrológico	Descarga Antrópica Dividida por Unidade Hidrogeológica e Tipo de Captação (m³/h)									
	Cauê		Moeda		Gandarela		Batatal		Cercadinho	
	Descarga Antrópica Sub.	Descarga Antrópica Sup.	Descarga Antrópica Sub.	Descarga Antrópica Sup.	Descarga Antrópica Sub.	Descarga Antrópica Sup.	Descarga Antrópica Sub.	Descarga Antrópica Sup.	Descarga Antrópica Sub.	Descarga Antrópica Sup.
2015/2016	3862,67	220,83	4,58	4,17	26,92	157,07	0,00	0,00	0,00	0,03
2016/2017	3597,68	0,00	8,75	4,17	22,58	169,33	0,00	0,00	0,20	0,03
2017/2018	3598,52	0,00	7,50	4,17	21,72	105,81	0,00	0,00	0,62	90,03
2018/2019	3638,61	41,67	7,16	4,17	13,85	105,81	0,00	0,00	2,87	90,00
2019/2020	3743,19	844,59	71,29	4,17	195,31	522,88	46,97	16,67	6,53	93,03
2020/2021	3715,19	623,67	18,71	4,17	29,39	465,81	23,97	16,67	2,87	90,00
2021/2022	3740,51	623,67	66,71	4,17	167,98	460,00	43,22	16,67	6,33	90,00

Os dados da Tabela 8.13 foram representados visualmente por gráficos mostrando a evolução das descargas antrópicas. No que diz respeito à descarga antrópica subterrânea, os valores mais elevados concentram-se principalmente no Aquífero Cauê. Com o intuito de facilitar a visualização desses dados, foram gerados dois gráficos: o primeiro, representando exclusivamente o Aquífero Cauê (Figura 8.13), e o segundo abrangendo as demais unidades (Figura 8.14). Já a descarga antrópica superficial foi representada pelo único gráfico da Figura 8.15.

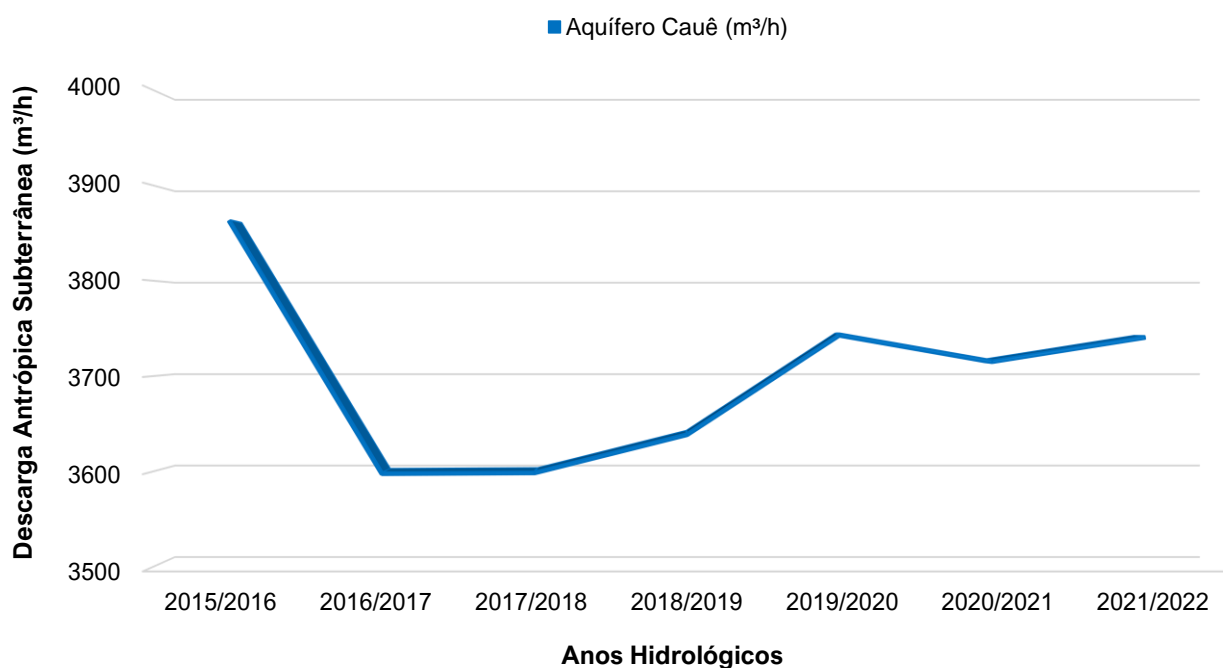


Figura 8.13: Evolução da descarga antrópica subterrânea do Aquífero Cauê ao longo dos anos hidrológicos.

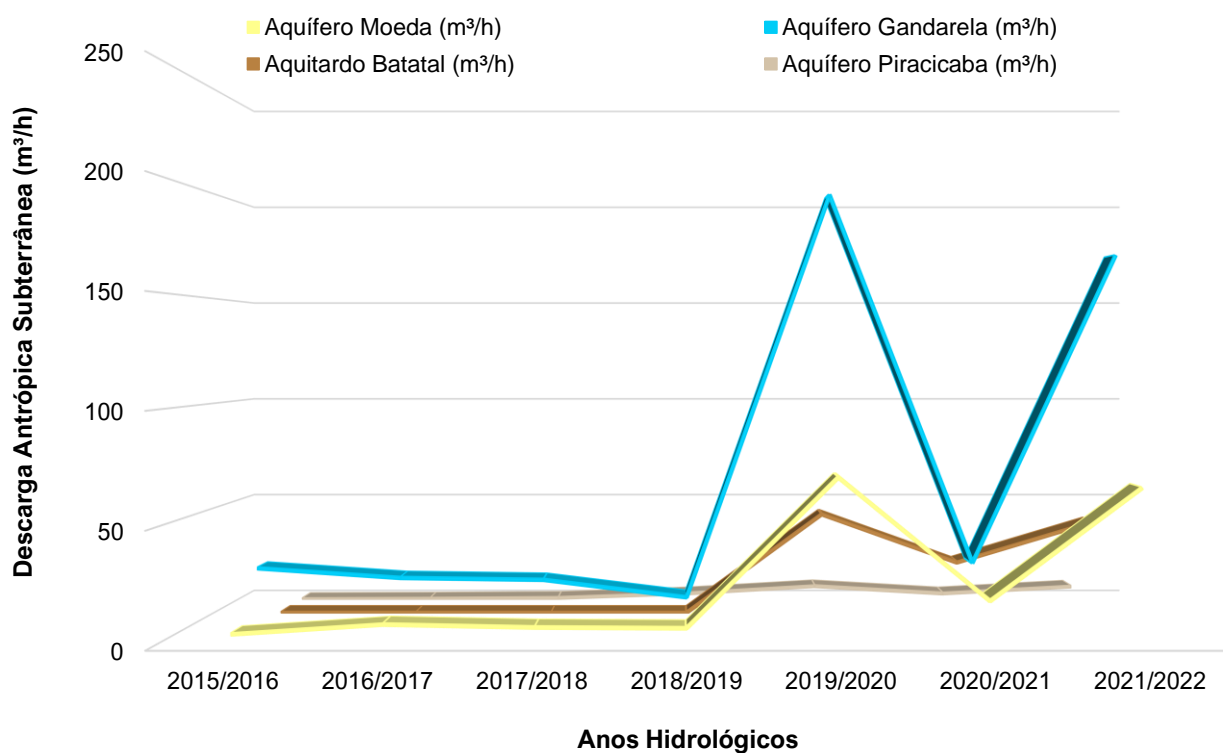


Figura 8.14: Comparação da evolução da descarga antrópica subterrânea entre o Aquífero Moeda, Aquífero Gandarela, Aquífero Batatal e o Aquífero Piracicaba ao longo dos anos hidrológicos.

A descarga antrópica no Aquífero Cauê alcança um valor máximo de 3863 m³/h em 2015/2016, seguido por um mínimo de 3598 m³/h em 2016/2017. Esse valor permanece estável no ano seguinte e, em seguida, aumenta gradualmente até atingir o pico de 3743 m³/h em 2019/2020. Nos anos mais recentes, observa-se uma relativa estabilidade nesse valor. Em média, a descarga antrópica no Aquífero Cauê foi de aproximadamente 3699 m³/h ao longo de todo o período observado.

O restante das unidades apresenta valores muito baixos, com descargas não ultrapassando 100 m³/h. A média da descarga do Moeda é de apenas 26 m³/h e do Gandarela é de 68 m³/h. Já no batatal, as descargas antrópicas possuem valor igual a 0 em 2015/2016 e depois variam em uma média de aproximadamente 38 m³/h no restante do período. Por fim, o Aquífero Cercadinho possui descarga antrópica insignificante de apenas 2,77 m³/h. Além disso, no gráfico da Figura 8.14 mostra claramente que os Aquíferos Cauê e Moeda e o Aquitardo Batatal possuem dois picos, um no ano de 2019/2020 e outro em 2021/2022.

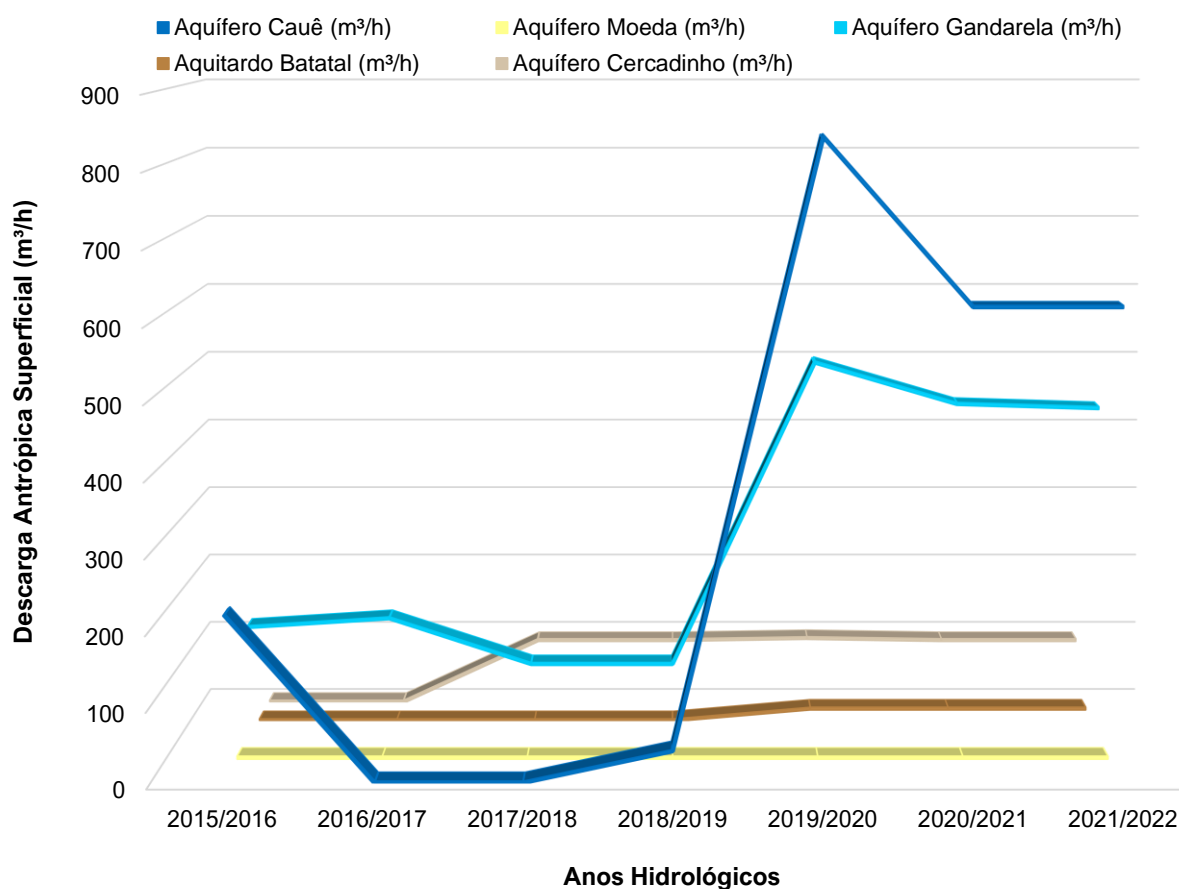


Figura 8.15: Comparação da evolução da descarga antrópica superficial entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.

Diferentemente da descarga antrópica subterrânea, a descarga superficial apresenta um padrão que varia muito mais ao longo do tempo (Figura 8.15). O Aquífero Cauê inicia com uma vazão de 221 m³/h e depois é zerada em 2016/2017 e 2017/2018. Esse comportamento pode ser explicado pelo vencimento de outorgas superficiais na área durante esse período. Após isso, a descarga superficial volta a aumentar e alcança um pico em 2019/2020, com um valor de 845 m³/h. Nos últimos dois anos apresenta um valor constante de 634 m³/h.

Já o Aquífero Moeda possui uma descarga antrópica superficial insignificante, de apenas 4,17 m³/h. O Aquífero Gandarela possui uma mínima em 2017/2018 e 2018/2019, com valor de 106 m³/h. Já os maiores valores estão entre 2019/2020 e 2021/2022, comportamento semelhante ao que ocorre no Aquífero Cauê. O pico nessa unidade possui vazão de 523 m³/h em 2019/2020. O Aquitardo Batatal possui valores zerados entre 2015/2016 a 2018/2019 e nos últimos anos apresenta um valor constante de 16,67 m³/h. Por fim, a descarga antrópica no Aquífero Cercadinho tem valores nulos em 2015/2016 e 2016/2017, mas ela começa a aumentar em 2017/2018 e mantêm-se constante ao longo do período com uma vazão de 90 m³/h.

É válido destacar que tanto para a descarga antrópica superficial como a subterrânea pode haver a presença de poços irregulares que não estavam presentes nas fontes de compilação para esse trabalho. Dessa forma, eles poderiam atuar para aumentar ainda mais os efeitos da descarga antrópica.

8.2.2 Comparação entre Disponibilidade Hídrica e Descarga Antrópica

De posse de todas as informações calculadas é possível fazer uma análise integrada do excedente hídrico em relação à descarga antrópica (Tabela 8.14).

Tabela 8.14: Resultados do balanço de massa de água subterrânea e superficial obtidos a partir da comparação do excedente hídrico com a descarga antrópica.

Ano Hidrológico	Unidade Hidrogeológica	Excedente Hídrico		Descarga Antrópica		Balanço de Massa da Água Subterrânea (m ³ /h)	Balanço de Massa da Água Superficial (m ³ /h)
		Água Subterrânea (m ³ /h)	Água Superficial (m ³ /h)	Descarga Antrópica Subterrânea (m ³ /h)	Descarga Antrópica Superficial (m ³ /h)		
2015/2016	Cauê	2265,16	1012,65	3862,67	220,83	-1597,51	791,82
	Moeda	686,71	578,05	4,58	4,17	682,13	573,89
	Gandarela	733,55	1011,30	26,92	157,07	706,63	854,23

	Batatal	89,43	771,04	0,00	0,00	89,43	771,04
	Cercadinho	63,58	154,42	0,00	0,03	63,58	154,39
2016/2017	Cauê	2124,72	1364,79	3597,68	0,00	-1472,96	1364,79
	Moeda	658,49	741,97	8,75	4,17	649,74	737,80
	Gandarela	669,84	1062,71	22,58	169,33	647,26	893,38
	Batatal	84,20	846,65	0,00	0,00	84,20	846,65
	Cercadinho	56,59	144,34	0,20	0,03	56,39	144,31
2017/2018	Cauê	2259,07	1372,07	3598,52	0,00	-1339,44	1372,07
	Moeda	706,22	780,19	7,50	4,17	698,72	776,03
	Gandarela	743,12	1202,17	21,72	105,81	721,40	1096,36
	Batatal	87,20	834,45	0,00	0,00	87,20	834,45
	Cercadinho	67,06	187,61	0,62	90,03	66,44	97,58
2018/2019	Cauê	2049,45	681,78	3638,61	41,67	-1589,16	640,11
	Moeda	634,71	493,32	7,16	4,17	627,54	489,16
	Gandarela	679,99	851,78	13,85	105,81	666,14	745,97
	Batatal	80,47	625,83	0,00	0,00	80,47	625,83
	Cercadinho	60,90	146,41	2,87	90,00	58,03	56,41
2019/2020	Cauê	3333,72	4274,68	3743,19	844,59	-409,48	3430,09
	Moeda	1037,81	2054,50	71,29	4,17	966,52	2050,33
	Gandarela	1092,57	2952,61	195,31	522,88	897,26	2429,72
	Batatal	131,08	1884,72	46,97	16,67	84,11	1868,05
	Cercadinho	95,75	403,08	6,53	93,03	89,22	310,05
2020/2021	Cauê	2311,62	1697,08	3715,19	623,67	-1403,57	1073,42
	Moeda	724,75	914,97	18,71	4,17	706,04	910,81
	Gandarela	758,18	1462,78	29,39	465,81	728,79	996,97
	Batatal	91,46	968,91	23,97	16,67	67,49	952,24
	Cercadinho	68,13	227,69	2,87	90,00	65,27	137,69
2021/2022	Cauê	2544,01	3751,46	3740,51	623,67	-1196,50	3127,79
	Moeda	822,24	1644,96	66,71	4,17	755,54	1640,79
	Gandarela	909,16	2629,71	167,98	460,00	741,18	2169,71
	Batatal	96,25	1537,99	43,22	16,67	53,03	1521,32
	Cercadinho	89,17	367,72	6,33	90,00	82,84	277,72

Para poder facilitar a análise, foram gerados dois gráficos para comparar a evolução do balanço de massa nas unidades hidrogeológicas ao longo dos anos. O primeiro deles analisa o balanço de massa subterrâneo, e está apresentado pela Figura 8.16. Já a segunda análise trás o gráfico do balanço de massa superficial, podendo ser visualizado pela Figura 8.17.

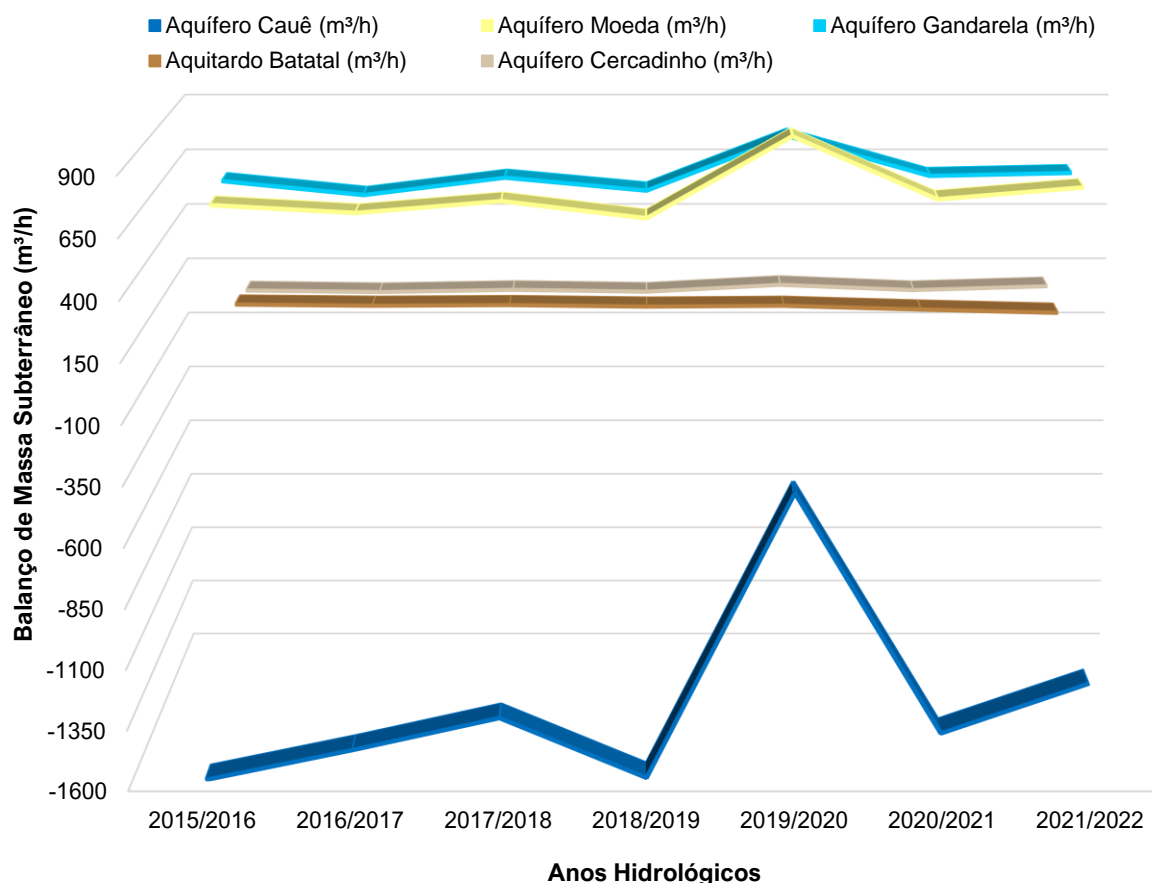


Figura 8.16: Comparação da evolução do balanço de massa subterrâneo entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.

Analisando o gráfico acima e os dados da Tabela 8.14, observa-se que a descarga antrópica subterrânea do Aquífero Cauê é a única que é maior do que a disponibilidade subterrânea. Isso gera um balanço de massa negativo, o que significa dizer que os dados indicam que toda a água subterrânea está sendo utilizada, sendo necessário extrair da reserva permanente. Válido ressaltar que esses resultados estão levando em consideração as outorgas públicas que foram compiladas. Na análise de balanço de massa, quanto menor o valor, maior o impacto sobre a unidade, e vice-versa. Dessa forma, o menor impacto no Cauê foi em 2019/2020, com um valor de $-409 \text{ m}^3/\text{h}$, apesar dele ainda ser bem significativo. Já o menor valor de balanço de massa, ou seja, o maior impacto, foi registrado no ano de 2015/2016, com $-1597,51 \text{ m}^3/\text{h}$. Isso pode estar acontecendo nesse ano devido à proximidade com o período de déficit hídrico e pelo maior número da

atuação de outorgas de rebaixamento, que tiveram vencimento depois desse período.

Os maiores valores de balanço de massa são os do Aquífero Moeda e Gandarela, sendo que essas unidades possuem um comportamento bem semelhante. Ambos possuem impacto maior no ano de 2018/2019 e mínimo de impacto em 2019/2020. O Aquífero Moeda possui um balanço de massa que varia de 628 m³/h a 967 m³/h, enquanto o Aquífero Gandarela vai de 647 m³/h a 897,26 m³/h. Conclui-se que, esses aquíferos, apesar de serem muito produtivos, não passam por tanto impacto. Um possível motivo para isso no Aquífero Moeda é de que essa unidade aflora na área principalmente em regiões escarpadas, o que dificulta na instalação de poços e diminua a quantidade de poços com capacidade de explorar a água. Já o Aquífero Gandarela, pode ser menos utilizado para bombeamento por estar em contato direto com o Aquífero Cauê em toda a sua extensão, sendo esse o aquífero mais produtivo da região. Dessa forma, é mais conveniente optar por ele ao invés do Gandarela para instalar poços de bombeamento. Além disso, a produtividade dessa unidade está associada à presença de zonas carstificadas, as quais não são frequentes em toda a extensão.

Por fim, o Aquitardo Batatal e o Aquífero Cercadinho também possuem um comportamento bem semelhante entre si. A unidade Batatal possui menos impacto em 2015/2016, com um valor de 89 m³/h, enquanto o maior impacto foi de 53 m³/h em 2021/2022. A média desse fator ao longo de todos os anos hidrológicos é de 78 m³/h. Observa-se também que os valores do balanço de massa estão diminuindo ao longo dos anos. Já no Aquífero Cercadinho, o maior impacto foi em 2019/2020 com um valor de 89 m³/h, enquanto o menor foi de 56 m³/h em 2016/2017. A média nessa unidade ao longo do período analisado foi de 69 m³/h.

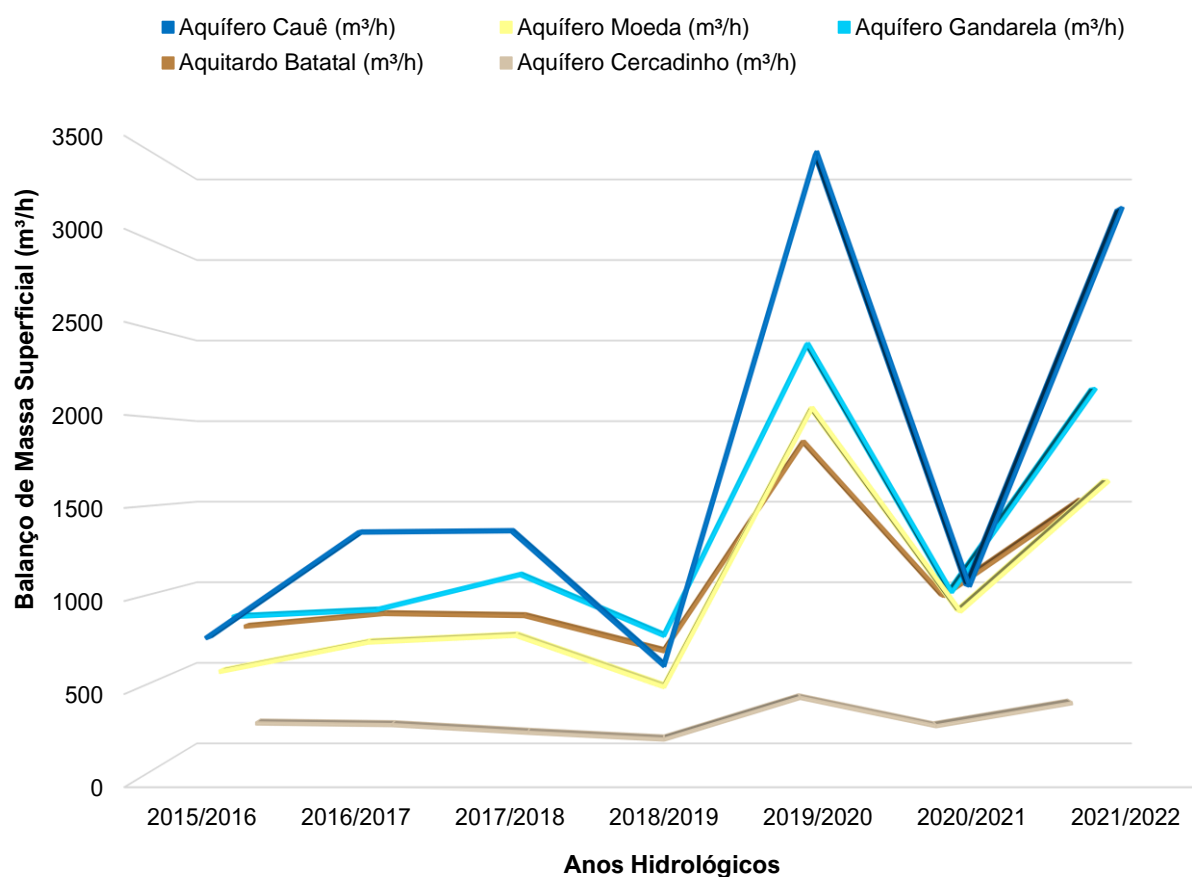


Figura 8.17: Comparação da evolução do balanço de massa superficial entre as unidades hidrogeológicas ao longo dos anos hidrológicos.

No gráfico da evolução do balanço de massa superficial (Figura 8.17), assim como em vários outros gráficos, observa-se que em todas as unidades há um aumento do balanço de massa durante os anos de 2019/2020 e 2021/2022. Em outras palavras, esses são os anos em que houve menor impacto. Já os maiores impactos são verificados nos anos de 2018/2019 e 2015/2016, apesar de 2020/2021 também apresentar uma queda significativa no balanço de massa.

Tratando especificamente do Aquífero Cauê, verifica-se que ele é a unidade que apresenta os maiores valores e as maiores variações ao longo do tempo. A mais notável é a redução que apresenta em 2018/2019, alcançando o valor de 640,11 m³/h, que é menor do que o balanço de Massa do Gandarela e do Batatal. Já o valor máximo nessa unidade é de 3430 m³/h.

O Aquífero Gandarela é a segunda unidade com o maior valor de balanço de massa. O menor valor nessa unidade foi de 756 m³/h, enquanto o maior atingiu 2430 m³/h.

Os valores de balanço de massa do Aquífera Moeda e do Aquitardo Batatal variaram em valores próximos, com alguns anos o Batatal apresentando maiores balanços enquanto em outros foi o Moeda. Essa unidade, por sua vez, teve um valor mínimo de 489 m³/h e máximo de 2050 m³/h. Já a média da variação do balanço ao longo de todo o período foi de 1026 m³/h. O Batatal apresentou mínimas de 626 m³/h e máxima de 1868 m³/h. A média dessa unidade foi um pouco maior que do Aquífero Moeda, com 1060 m³/h.

Por fim, o Aquífero Cercadinho é a unidade com menores valores de balanço de massa, bem afastada das demais. O mínimo atingido foi de 56 m³/h e o máximo de 310 m³/h. Já a média dessa unidade variou entre 168 m³/h.

8.3 Potenciometria e Análise de Fluxo

Foram gerados dois mapas de superfície potenciométrica para a região. O primeiro utilizou dados de nível d'água que variam entre 2015 e 2018, enquanto o segundo utilizou valores mais recentes, dos anos de 2019 a 2022. Na Figura 8.18 abaixo está apresentado um mapa com a localização dos piezômetros utilizados na construção desses mapas, assim como o mapa hipsométrico da região.

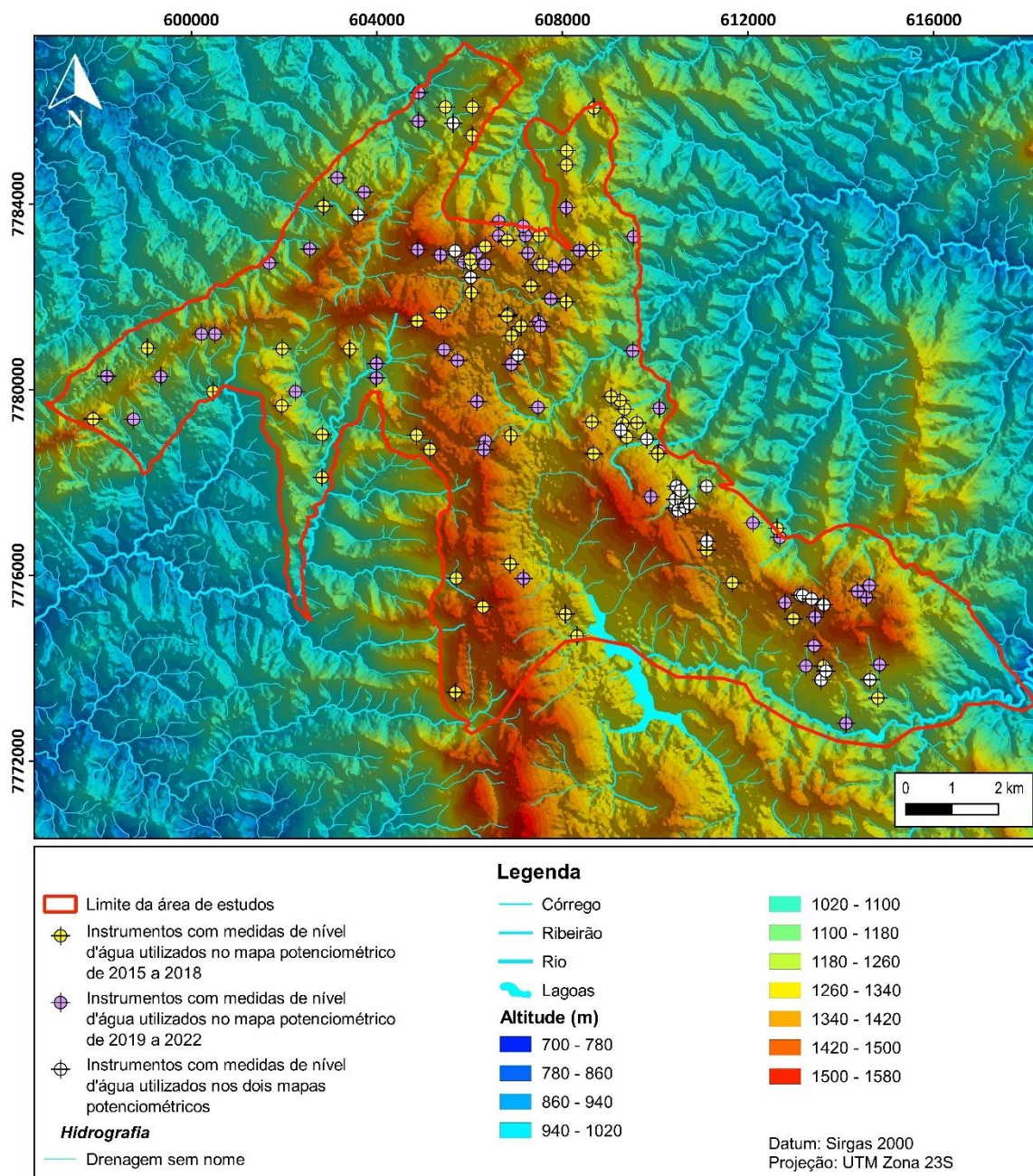


Figura 8.18: Instrumentos de nível d'água sobre mapa hipsométrico divididos entre os que foram utilizados na construção da potencimetria de 2015 a 2018 e de 2019 a 2022, além dos utilizados em ambos os mapas.

O resultado gerado para os dois mapas potenciométricos pode ser visualizado pelas Figura 8.19 e Figura 8.20:

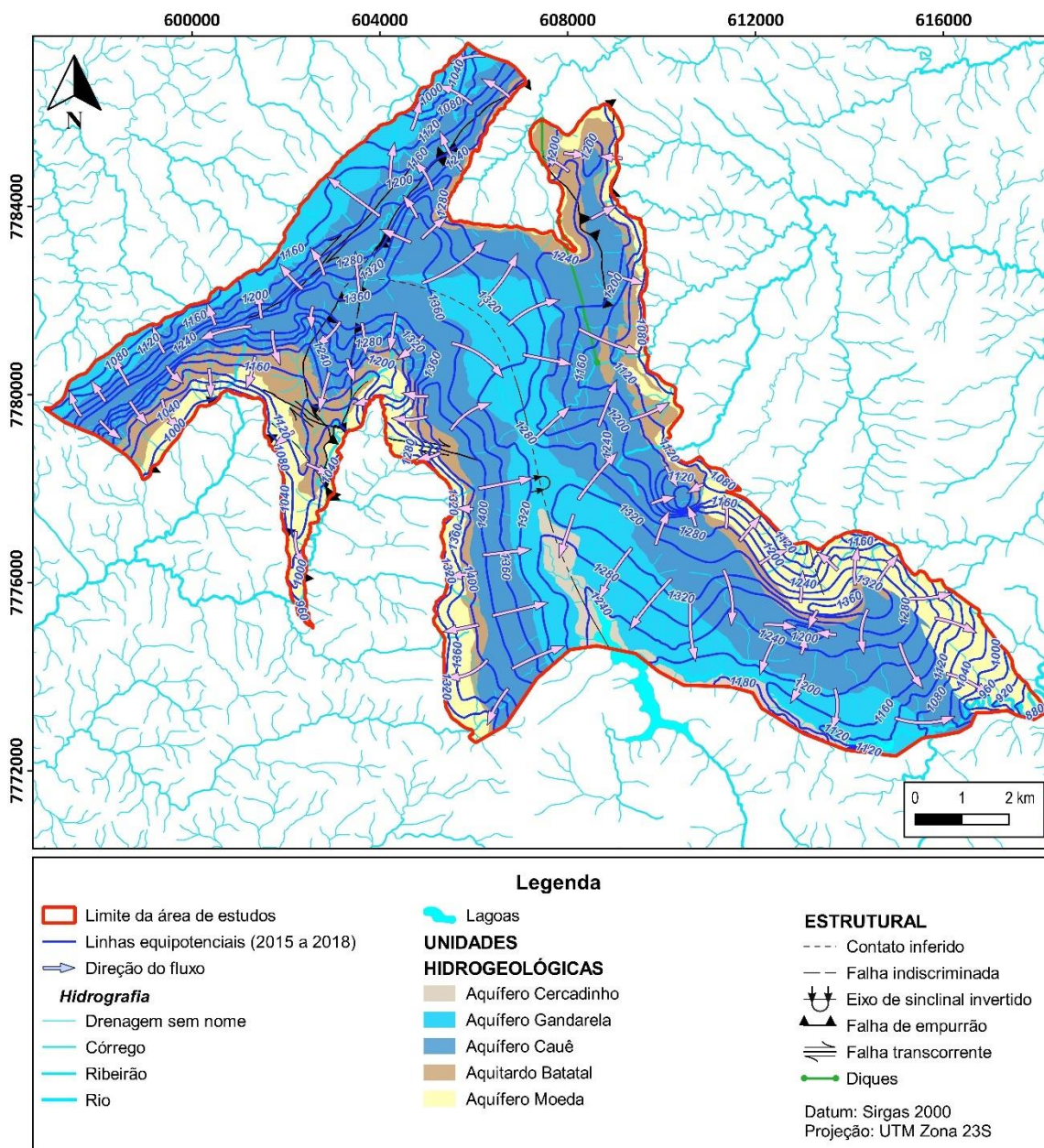


Figura 8.19: Mapa potenciométrico referente ao período de 2015 a 2018 sobre unidades hidrogeológicas.

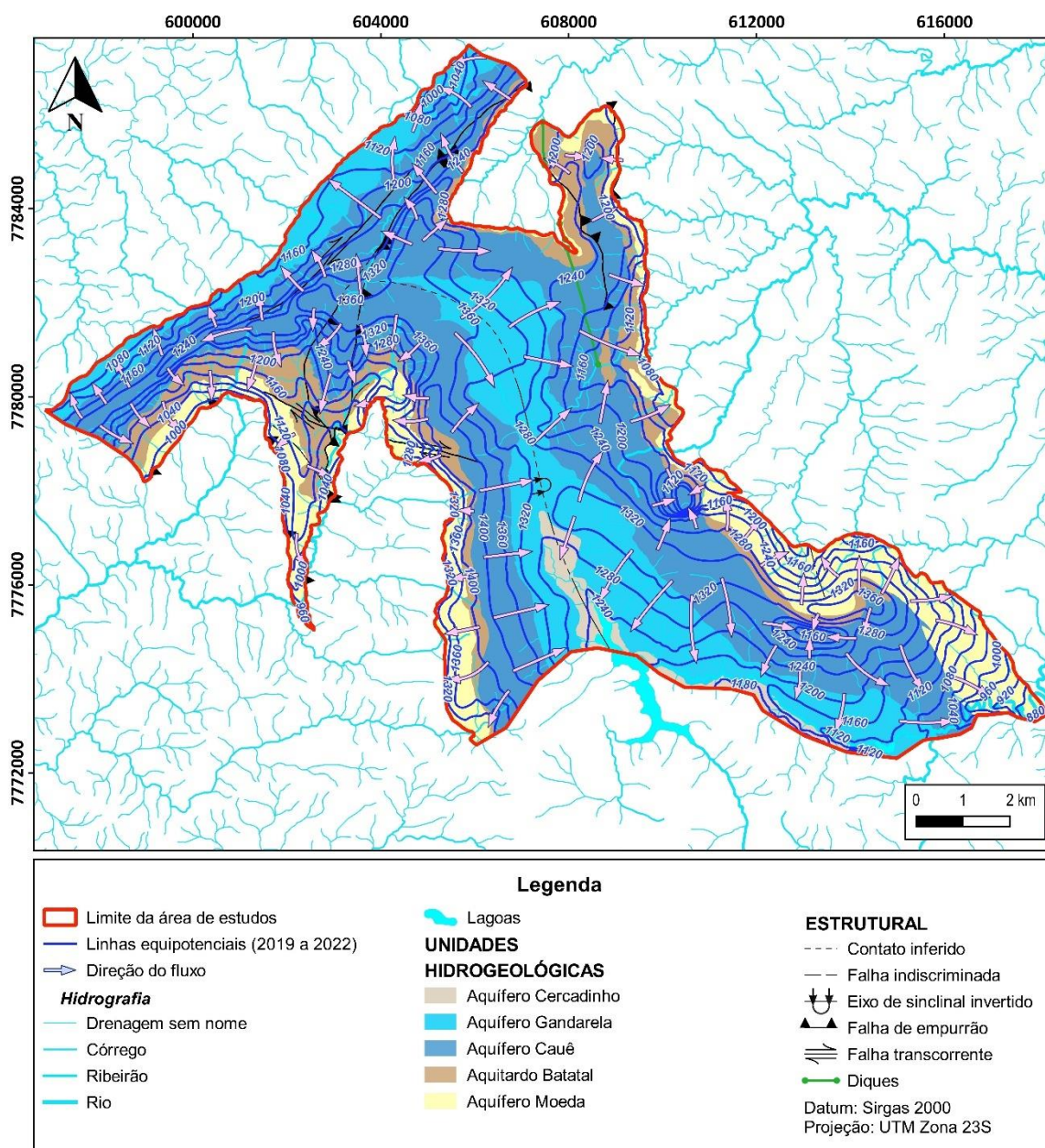


Figura 8.20: Mapa potenciométrico referente ao período de 2019 a 2022 sobre unidades hidrogeológicas.

Analisando os dois mapas potenciométricos, verifica-se que a diferença entre eles é mínima, indicando que não houve alterações substanciais no fluxo. As principais divergências estão localizadas nas áreas em que estão localizadas as outorgas de rebaixamento. Por exemplo, na área existem dois cones de rebaixamento, que fazem com que o local em questão apresente linhas equipotenciais menores do que aconteceria naturalmente, causando alterações no entorno. Entre os dois mapas, nota-se que no mais antigo, os cones de rebaixamento estão menos pronunciados. Além disso, na região centro-norte, há

uma inflexão que se desenvolve devido ao impacto das outorgas. Essas diferenças são mais significativas no Aquífero Cauê, já que ele é o que mais sofre impacto conforme o balanço de massa. Entretanto, essas mudanças são pontuais, pois, embora ocorra retirada de toda água subterrânea do Cauê, esse aquífero é grande suficiente para minimizar relativas mudanças potenciométricas no espaço temporal utilizado.

Agora analisando as características em comum entre os dois mapas, observa-se que no Sinclinal Moeda, as linhas equipotenciais têm uma orientação direcionada para norte-sul, sendo que ele é dividido em cada flanco de leste a oeste com um predomínio para leste. No flanco oeste, as cargas hidráulicas mais altas estão na cota de 1400 m, sendo essa, também, as cargas mais altas de todo o limite de estudos. A região que abrange essa carga hidráulica funciona como um divisor hidrogeológico, com uma parte caindo em direção ao interior do Sinclinal Moeda e outra predominantemente indo para oeste. Além disso, ela abrange as unidades do Aquífero Cauê e Aquitardo Batatal.

No flanco leste todas as maiores cargas hidráulicas também estão com o fluxo direcionado para a região leste. Nesse flanco, mais especificamente na parte extremo sudeste da área, encontra-se as menores cargas hidráulicas de todo o limite, com cotas de 880 m e abrangendo a área aflorante do Aquífero Moeda. Dessa forma, como o maior nível é 1400 m e o menor 880 m, o nível d'água varia 520 metros ao longo de todo limite de estudos.

Ainda dentro do Sinclinal Moeda, mas na região centro-sul, observa-se que o fluxo escoar principalmente para sul e sudeste, sendo esse o mesmo comportamento que os fluxos d'água seguem, como o ribeirão Capitão da Mata e o Rio do Peixe. De forma geral, a tendência da descarga ir em direção aos principais cursos d'água é válido em todo o limite de estudos.

Na Homoclinal Curral, as linhas equipotenciais apresentam uma orientação nordeste-sudoeste, onde as cargas hidráulicas mais elevadas na região da serra atuam como divisores de fluxo. No entanto, a maior parte do fluxo se desloca predominantemente para noroeste, em direção a Belo Horizonte.

A área da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda coincide com a carga hidráulica de 1360 metros localizada na parte centro norte do mapa. Essa região

funciona também como um divisor de fluxo, com parte indo em direção a leste, parte para noroeste e parte para sul. Com base nisso, infere-se que a região do Sinclinal Moeda recarrega o Homoclinal Curral.

As estruturas geológicas da área não funcionam normalmente como divisores hidrogeológicos, pois há passagem de água entre elas. Porém, em alguns casos atuam alterando levemente o fluxo d'água.

Na maioria das vezes, todas as unidades hidrogeológicas são semipermeáveis, ou seja, o nível d'água percorre entre elas. Porém, em alguns casos mais pontuais pode ser que alguma unidade hidrogeológica apresente comportamento confinado. Além disso, é possível visualizar nos mapas potenciométricos elaborados que no encontro das linhas equipotenciais em diferentes unidades, elas apresentam uma “quebra”, resultado das mudanças do meio que a água está passando.

8.3.1 Perfis Hidrogeológicos

Para complementar essas informações e analisar as linhas equipotenciais em profundidade, foram criados quatro perfis hidrogeológicos. Como não há grandes diferenças entre os dois mapas, os perfis foram feitos no mapa potenciométrico mais antigo, de 2015 a 2018.

Detalhes importantes a serem ressaltados é que os perfis que estão localizados no Homoclinal Curral possuem uma espessura menor do que os localizados no Sinclinal Moeda. Isso se deve ao fato do embasamento na serra do curral aflorar em profundidades mais rasas em comparação com o Sinclinal Moeda. Além disso, foi aplicado um degradê nas cores de cada unidade hidrogeológica de acordo com o aumento da profundidade para incidir que quanto mais profundo, maior é a incerteza sobre a geologia da área. Por fim, em nenhum deles foi aplicado exagero vertical ou horizontal, ou seja, a escala no eixo X é o mesmo que no eixo Y.

Os traços dos perfis de dentro do mapa hidrogeológico podem ser visualizados pela Figura 8.21. Já o perfil propriamente dito do A-A' está exposto na Figura 8.22, o E-E' na Figura 8.23, o F-F' na Figura 8.25 e o G-G' na Figura 8.24.

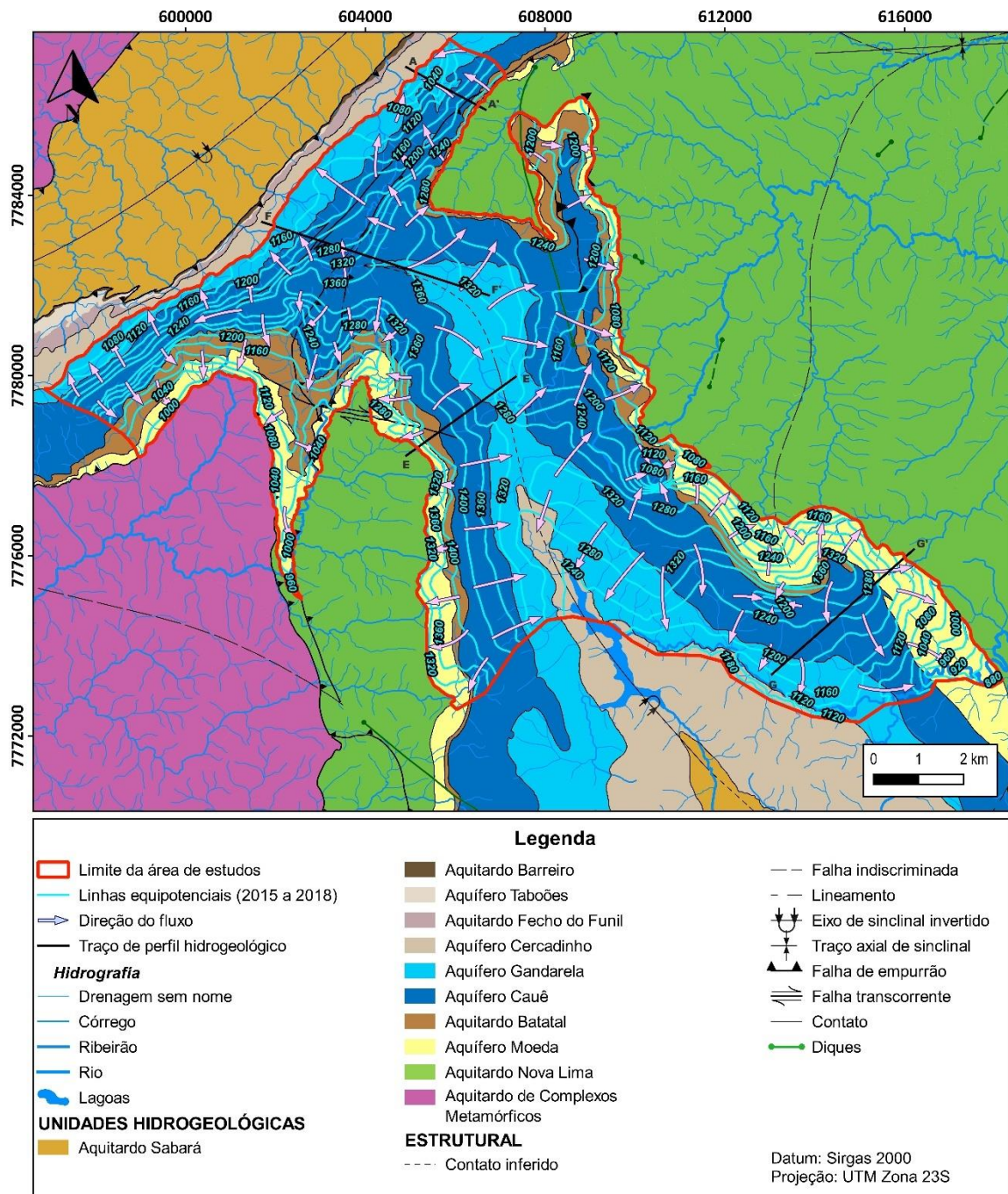


Figura 8.21: Mapa potenciométrico referente ao período de 2015 a 2018 com traços de perfis hidrogeológicos A-A', E-E', F-F' e G-G'.

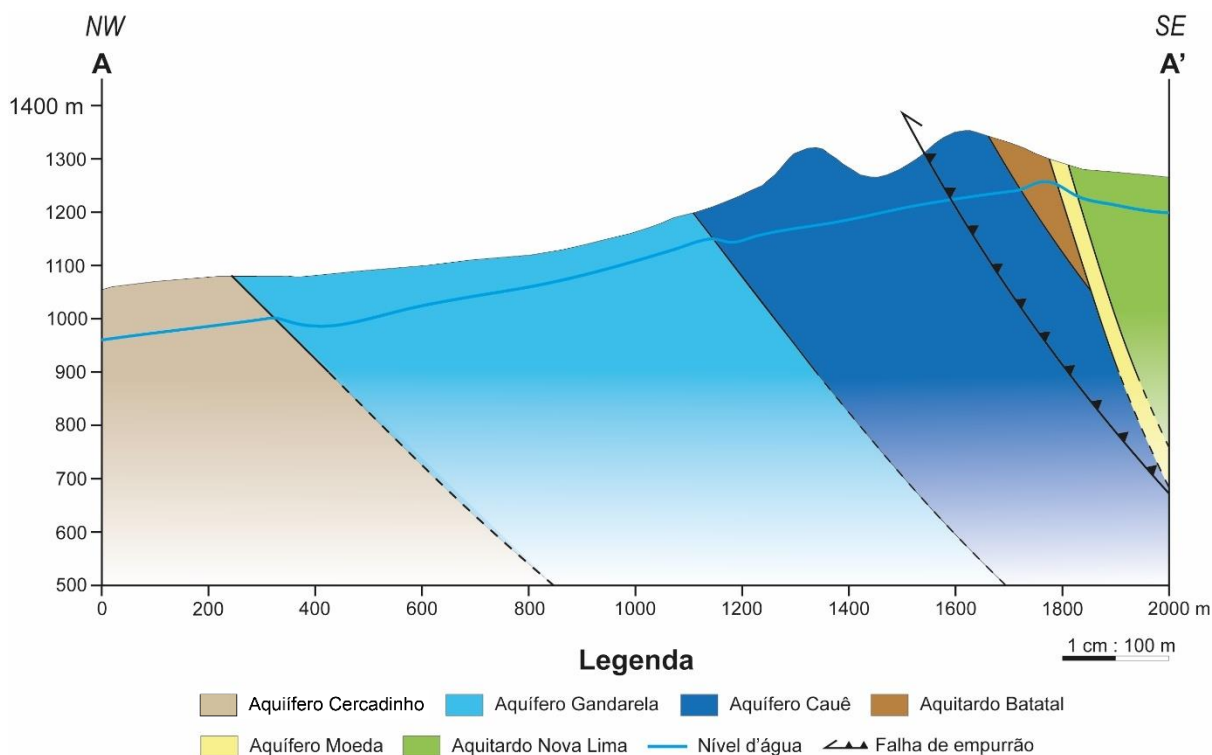


Figura 8.22: Perfil hidrogeológico da seção A-A' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.

No perfil A-A' (Figura 8.22) fica bem evidente a informação comentada anteriormente de que o fluxo no Homoclinal Curral é direcionado predominantemente para a região noroeste. Porém, como há um divisor de fluxo dentro do Aquífero Batatal, parte também direciona para sudeste.

Nessa seção o nível d'água é profundo, variando de 150 metros, nas regiões topograficamente mais altas, a 40 metros nas partes mais rasas.

Além disso, esse perfil também é bom para analisar as mudanças causadas no encontro das unidades hidrogeológicas. Quando o nível d'água passa de um aquífero mais produtivo para um menos produtivo, a tendência é o nível d'água aumentar, enquanto quando ocorre o contrário, de um meio menos produtivo para um mais produtivo, a tendência é do nível baixar.

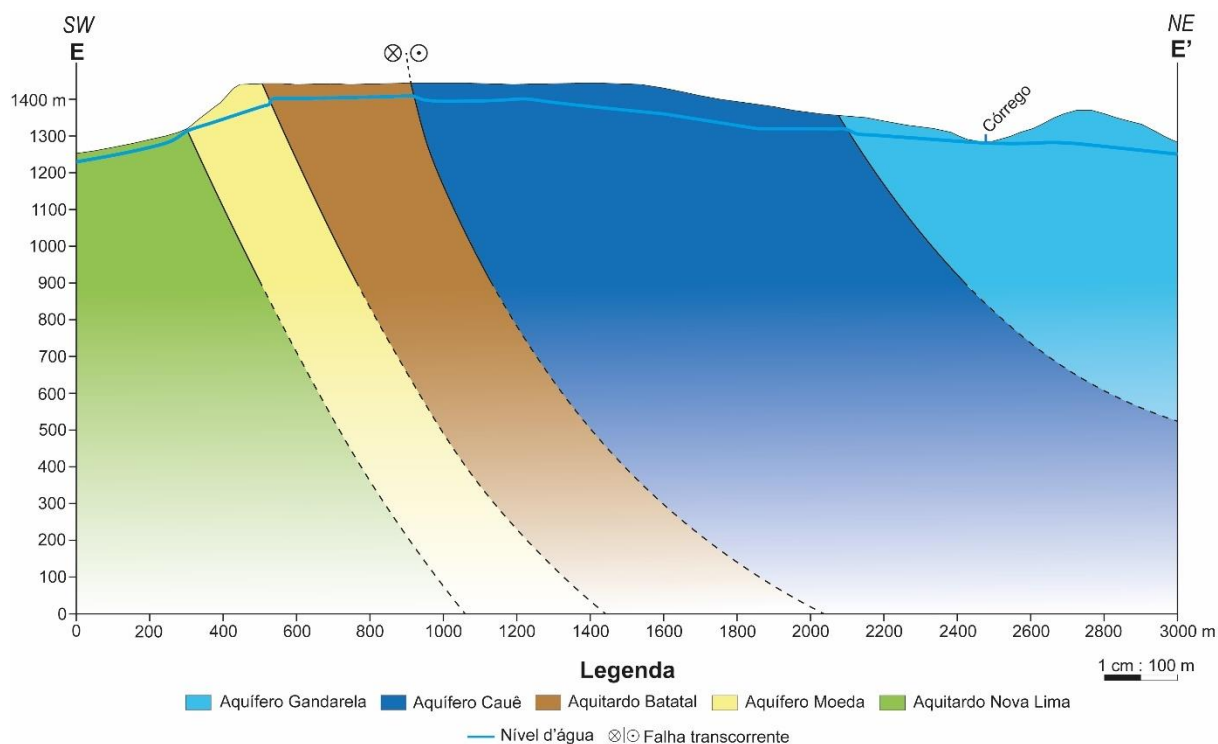


Figura 8.23: Perfil hidrogeológico da seção E-E' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.

O perfil E-E' (Figura 8.23) está situado no flanco oeste do Sinclinal Moeda, destacando o divisor de fluxo na carga hidráulica de 1400 m, conforme mencionado anteriormente neste capítulo. Essa carga hidráulica está localizada predominantemente no Aquitardo Batatal, dividindo o fluxo em uma porção que se desloca para sudoeste no Aquífero Nova Lima, enquanto o restante flui para nordeste no interior do Sinclinal Moeda, abrangendo os Aquíferos Cauê e Moeda. O nível d'água intercepta a topografia em uma região com nascentes e outra onde há presença de córrego. As maiores profundidades do nível d'água atingem até 90 metros, dentro do Aquífero Gandarela.

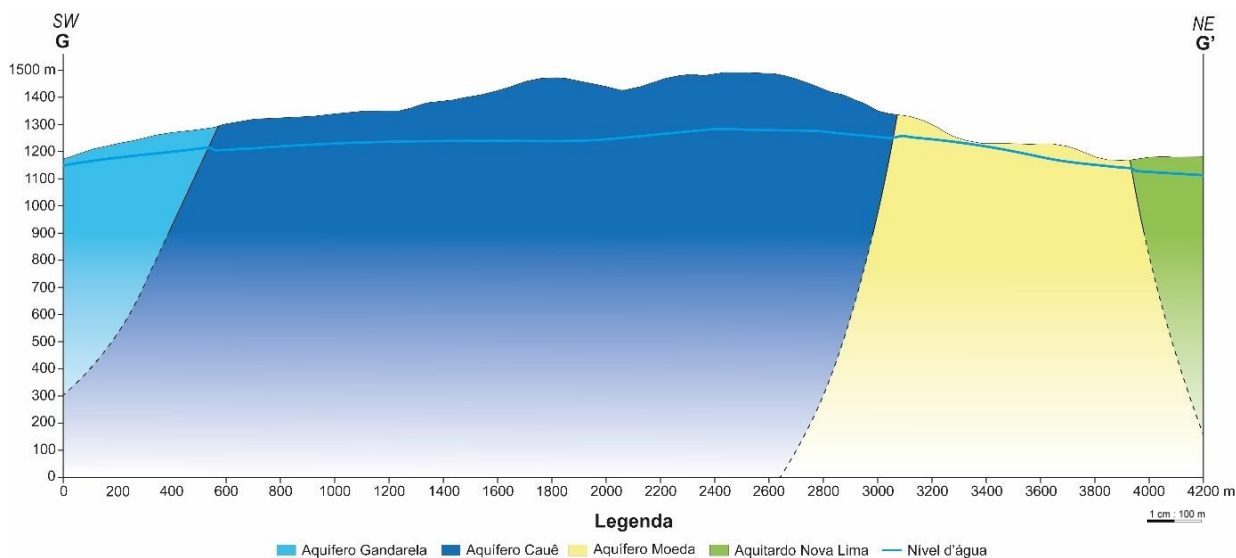


Figura 8.24: Perfil hidrogeológico da seção G-G' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.

Por fim, o perfil G-G' (Figura 8.24) ilustra uma região ao sul do flanco leste do Sinclinal Moeda. Nesse perfil, é possível visualizar os principais sentidos de fluxo dessa região, conforme mencionado anteriormente no início do capítulo. Nele, observa-se um divisor de fluxo situado no Aquífero Cauê, aproximadamente na região central do perfil, onde uma parte do fluxo segue para nordeste, sendo essa uma das direções principais de fluxo do flanco leste, enquanto a outra parte se direciona para sudeste, em direção ao ribeirão Capitão do Mato. Já a profundidade do nível d'água varia de 200 a 10 metros ao longo de toda a sua extensão.

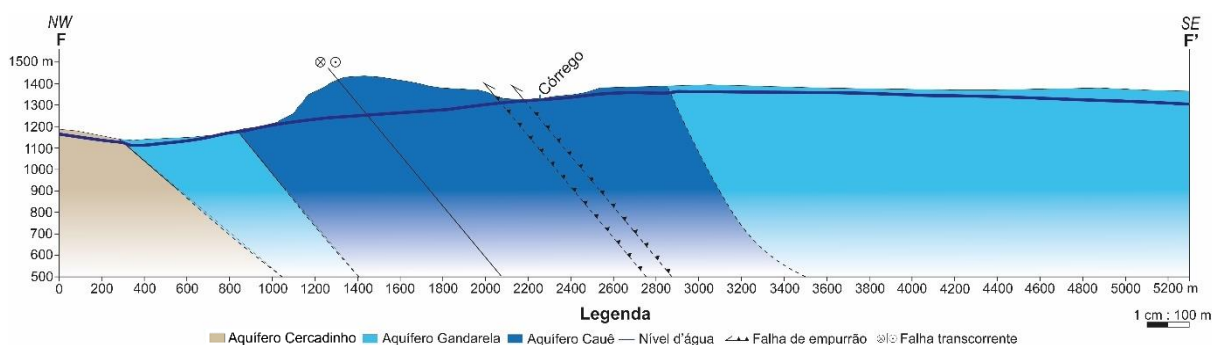


Figura 8.25: Perfil hidrogeológico da seção F-F' com nível d'água referente ao mapa potenciométrico de 2015 a 2018. Degradê ao longo da profundidade representa a incerteza que se tem sobre a geologia.

O perfil F-F' (Figura 8.25) representa a região da junção do Homoclinal Curral e do Sinclinal moeda. Geologicamente, o perfil dessa região é controverso, já que

não se sabe ao certo como as unidades se comportam em profundidade. Por isso, o contato do Aquífero Gandarela com o Aquífero Cauê é inferido.

De forma geral, esse perfil ajuda a visualizar que o Sinclinal Moeda recarrega o Homoclinal Curral, já que o fluxo é predominante para noroeste. O nível d'água nesse perfil alcança 180 metros de profundidade no alto da serra do curral, mas na maioria da região varia entre 20 e 30 metros. Em algumas regiões também acontece do nível d'água aflorar na superfície através de córregos e nascentes. Por fim, nota-se também que em grande parte do perfil o nível d'água fica constante, seguindo a topografia, que se apresenta de forma plana.

Via de regra, nota-se que em nenhum desses perfis as estruturas geológicas estão atuando para mudar ou restringir o fluxo.

9. CONCLUSÃO

A partir do balanço hídrico realizado na junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda durante os anos de hidrológicos de 2015/2016 a 2021/2022 foi possível chegar em algumas conclusões. Entre elas, destaca-se que os anos com maior precipitação e excedente hídrico em todas as unidades hidrogeológicas foram em 2019/2020 e 2021/2022, enquanto o de menor precipitação foi em 2018/2019.

O maior valor de recarga é do Aquífero Cauê, seguida pelo Aquífero Moeda, Gandarela, Cercadinho e, por fim, o Aquitardo Batatal. Isso, aliado a magnitude da área aflorante na área de estudos, faz com que o Aquífero Cauê se destaque como a unidade hidrogeológica com o maior excedente hídrico na região, contribuindo na média com 44% do total. Em seguida, os Aquíferos Gandarela e Moeda apresentam valores muito próximos, contribuindo com 23% e 18%, respectivamente. O Aquitardo Batatal contribui de maneira mais modesta, com apenas 12%, enquanto o Cercadinho representa uma contribuição de apenas 3% do excedente hídrico.

Ao comparar os resultados entre a disponibilidade hídrica e a descarga antrópica subterrânea, destaca-se, em primeiro lugar, que a descarga antrópica no Aquífero Cauê supera a disponibilidade em todos os anos analisados. Dessa forma, os dados indicam que toda a reserva renovável desse aquífero está sendo explorada, representando um impacto substancial para essa unidade. Dentre todo o período, o maior impacto no Aquífero Cauê ocorreu em 2015/2016, enquanto o menor impacto foi registrado em 2019/2020, embora ainda seja considerável.

Os aquíferos Moeda e Gandarela exibem comportamentos bastante semelhantes, e, apesar de serem unidades potencialmente produtivas, não estão sendo explorados extensivamente na região, como evidenciado pelos seus maiores valores de balanço de massa.

Uma característica marcante do balanço de massa superficial é que o Aquitardo Batatal possui altos valores, apresentando um resultado semelhante ao do Aquífero Moeda. Isso pode ser atribuído à baixa permeabilidade dessa unidade, que promove um maior escoamento da água em comparação com a infiltração, juntamente com o efeito das taxas reduzidas de descarga antrópica.

A análise potenciométrica resultou na produção de dois mapas, porém, não foram identificadas diferenças significantes entre eles. As principais variações estão

concentradas em áreas onde há outorgas de rebaixamento, localizadas dentro do Aquífero Cauê, a unidade mais impactada.

Em relação ao fluxo, observa-se que as linhas equipotenciais no flanco oeste e leste do Sinclinal Moeda estão orientadas para N-S, com um fluxo dividido entre E-W, mas com predomínio para E. Na parte sul, no interior do sinclinal, o fluxo é direcionado para S e SE, que vai de encontro aos principais cursos d'água da região, que são o Ribeirão Capitão da Mata e o Rio do Peixe.

Já no Homoclinal Curral, as equipotenciais apresentam uma direção orientada para NE-SW, mas com o fluxo predominando para NW. Por fim, na região da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda, o fluxo também tende a ir para NW, sugerindo que o Sinclinal Moeda desempenha um papel de abastecimento do Homoclinal Curral.

10. REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (Brasil). **Sistema HIDROWEB**. Brasília, DF: ANA, 2023. Disponível em: <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>. Acesso em Março de 2023.

ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Mar. Pet. Geol.**, v. 33, p. 127-139, 2012.

ALKMIM, F. F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A. C., PERES, G. G., CRUZ, S. C. WHITTINGTON, A. Kinematic Evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, v. 149, p. 43-64, 2006.

ALKMIM, F. F., AMORIN, L. Q. A., SOUZA, K., CAVALCANTI, J. A. D., FREITAS, C. A., LANFRANCHI, R. A., OLIVEIRA, F. M., SANTOS, G. J. I., BARBOSA, V. C. A junção entre o Sinclinal da Moeda e o Homoclinal da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero. MG. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais**, p. 1, ref. 337-340.

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the Southern Sao Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, n. 1-2, p. 29-58, 1998.

ALKMIM, F.F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Bec, 17-34, 2004.

ALMEIDA, L. G. **Evolução Tectônica da porção central do sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais**. 2004. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2004.

ALMEIDA, L. G., ENDO, I., FONSECA, M. A. Sistema de nappes na porção meridional do Quadrilátero Ferrífero, MG. *In*: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais**, p.615;

ALMEIDA, L. G.; OLIVEIRA, D. J.; ENDO, I. O arcabouço estratigráfico-estrutural da região de Dom Bosco/Bela Vista, Quadrilátero Ferrífero, como manifestação da orogênese minas com polaridade tectônica para sudoeste. *In*: XI Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte. **Atas**, Arquivo Eletrônico, 2001.

ALMEIDA, L. G., CASTRO P. T. A., ENDO I., FONSECA M. A. O Grupo Sabará no Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero: uma revisão estratigráfica. **Brazilian Journal of Geology**, v. 35, n. 2, p. 177-186, 2005.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349-364, 1977.

ALVARES, C. A., STAPE, J. L., SENTELHAS, P. C., GONÇALVES, J. D. M., & SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

ALVES, B. P. Sumário sobre estratigrafia e estrutura das quadrículas de Caeté e Serra da Piedade. **Publicação da Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos**, Ouro Preto: SICEG 1, p. 257-260., 1961.

ANGELI, G. **Arcabouço estrutural e contribuição à estratigrafia do Grupo Maquiné, Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais**: Idade e controle da mineralização aurífera. 2015. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2015.

BABINSKI, M., CHEMALE JR, F., SCHUMUS, W. R. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Super- grupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3., 1991, São Paulo. **Anais [...]**. São Paulo: SBGq., 1991, p.628-630.

BABINSKI, M., CHEMALE JR., F., VAN SCHMUS, W. R. A idade das formações ferríferas bandadas do Super- grupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e Austrália. *In*: 2º Simpósio sobre o Cráton do São Francisco,

1993, Salvador. **Anais**. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo BA, 1993, p.152-153.

BABINSKI, M., CHEMALE JR., F., VAN SCHMUS, W. R. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Precambrian Research**, v. 72, p. 235-245, 1995.

BALTAZAR, O. F. & PEDREIRA, A. J. Associações litofaciológicas. *In*: Zucchetti, M. & Baltazar, O. F. (Org.). **Projeto Rio das Velhas**: Texto explicativo do mapa geológico integrado. Belo Horizonte: Convênio DNPM/CPRM, 1998. Escala 1:100.000.

BALTAZAR, O. F. & ZUCCHETTI, M. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. **Ore Geol. Rev.**, v. 32, p. 471–499, 2007.

BARBOSA, L. H. C., ARAÚJO, L. P., ASSUNÇÃO, P. H. S., BOVOLENTA, R. G., CANABRAVA, R. L. P., CARNEIRO, M. B., CIARALLO, F., COSTA, T. L. S., FAVERSANI, G., MASSA, G. F., GONÇALVES, W. F., GUEDES, I. N. R., HORTA, L. F. C., PEDROSA JR, A. C., OLIVEIRA, V. Q., SCHFFER, P. N. M., ENDO, I. 2017. Falha Itacolomi: uma nova estrutura do Quadrilátero Ferrífero. *In*: 15º Simpósio de Geologia do Sudeste e 19º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2007, Diamantina. **Anais**. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, 2007.

BARBOSA, L. H. C. **Serra do Itacolomi revisitada: estratigrafia, arcabouço estrutural e aplicação de métodos geofísicos, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. 2018. Monografia (Bacharel em Engenharia Geológica) - Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

BARBOSA, A. L. M. **Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero**. Belo Horizonte: UFMG/Inst. de Geoc./SBG-MG. 1968. 43p.

BARBOSA, G. V., & RODRIGUES, D. M. S. **Quadrilátero Ferrífero**. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 1967. 130p.

BEATO, D. A. C., MONSORES, A. L. M.; BERTACHINI, A. C. Hidrogeologia. *In: CPRM/SEMAD/CEMIG. Projeto Apa Sul RMBH Estudos do Meio Físico: Área de Proteção Ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte.* Belo Horizonte: CPRM/SEMAD, 2005. 116p.

BERTACHINI, M. N. A, BERTACHINI, A. C., PEREIRA, B., GRANDCHAMP, C. A., NUNES, F., PEREIRA, FILHO, M. Estudos sobre os efeitos da Recarga Artificial (RA) sobre o Aquífero Cauê, no Quadrilátero FerríferoMG. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 17., 2012, BONITO. Anais [...].* Bonito, 2012.

BEZERRA, Daniel Peifer. Quadrilátero ferrífero MG: fatores condicionantes do relevo. 2014.

BOOTS, B. N. Using angular properties of Delaunay triangles to evaluate point patterns. **Geographical Analysis**, v. 18, n. 3, p. 252-259, 1986.

BRAGA, S. C. M. **Modelagem estrutural e geofísica da porção centro-norte do Sinclinal da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG.** 2006. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

KE, BRASSEL. A procedure to generate Thiessen polygons. **Geogr Anal**, v. 325, p. 31-36, 1979.

CABRAL, A. R, ZEH A., VIANNA, N. C., ACKERMAN, L. PAŠAVA, J., LEHMANN, B., CHRASTNÝ, V. Molybdenum-iso- tope signals and cerium anomalies in Palaeoproterozoic manganese ore survive high-grade metamorphism. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 4570, 2019.

CARNEIRO, M. A., NOCE, C. M., TEIXEIRA, W. Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. **Revista da Escola de Minas**, v. 48, n. 4, p. 264-273, 1995.

CARNEIRO, M. A. **O complexo metamórfico Bonfim Setentrional - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano.** 1992. Tese (Doutorado em

Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

CARNEIRO, M.A., NOCE, C.M., TEIXEIRA, W. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero sob o ponto de vista da Geocronologia. **Revista da Escola de Minas**, v. 48, p. 264-274, 1995.

CASTRO, E. C. C. & FERREIRA, J. E. **Aspectos estratigráficos, sedimentares e estruturais dos sedimentos cenozóicos da borda leste do Quadrilátero Ferrífero entre Santa Rita Durão e Fonseca, Minas Gerais**. 1997. Trabalho Final de Graduação (Bacharel em Engenharia Geológica) - Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1997.

CASTRO, E. C. C., FERREIRA, J. E., CASTRO, P. T. A. Formação Cata Preta: uma nova unidade estratigráfica definida em rochas cenozóicas no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero - MG. *In: XL CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1998, Belo Horizonte. **Anais do XL Congr. Bras. de Geol.** Belo Horizonte, 1998, p. 82-82.

CHEMALE JR, F., ROSIÈRE, C. A., ENDO, I. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: um modelo. **Pesquisas**, v. 18, n. 2, p. 104-127, 1991.

CHEMALE JR, F., ROSIÈRE, C. A., ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Prec. Res.**, v. 65, p. 25-54, 1994.

COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO FRANCISCO (Brasil). **CBH Rio das Velhas (SF5)**. Disponível em: <https://cbhsaofrancisco.org.br/comites-de-afluentes/cbh-rio-das-velhas-sf5-minas-gerais/>. Acesso em: 22 de nov. de 2023.

COSTA, W. D. Avaliação de Reservas, Potencialidade e Disponibilidade de Aquífero. *In: X Congresso Brasileiro de Água Subterrânea*, 1998, São Paulo. **Anais**. São Paulo, 1998.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. **Hidrología subterránea**. 2. ed. Barcelona: Ediciones Omega, 1983. 2v.

DAVIS, E. G., PINTO, E. J., & PINTO, M. C. F. Hidrologia. *In: Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005, v. 9.

DELIN, G. N., HEALY, R. W., LORENZ, D. L., & NIMMO, J. R. Comparison of local-to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, v. 334, p. 231–249, 2007.

DÍAZ-AZPIROZA, M., FERNÁNDEZ, C., CZECK, D. M. Are we studying deformed rocks in the right sections? Best practices in the kinematic analysis of 3D deformation zones. *Jour. of Struct. Geol.*, v. 125, p. 218–225, 2019.

DORR, J. V. N., BARBOSA, A. L. M. **Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil**. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, USGS, 1963.

DORR, J. V. N., GAIR, J. E., POMERENE, J. B., RYNEARSON G. A. **Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero**. Brazil Depart. Nac. Produção Mineral, Div. Fomento Produção Mineral, Avulso 81, p. 31, 1957;

DORR, J. V. N. **The Cauê Itabirite**. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 7, n. 2, p. 61 62, 1958a.

DORR, J. V. N. **The Gandarela Formation**. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 7, n. 2, p. 63-64, 1958b.

DORR, J. V. N. **Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**. USGS Professional Paper, 1969.

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DE MINAS GERAIS. **Recursos Minerais de Minas Gerais**: Síntese do conhecimento sobre as riquezas minerais, história geológica, meio ambiente e mineração de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2023. Disponível em: <http://recursomineralmg.codemge.com.br/>. Acesso em: 22 nov. 2023.

ENDO, I. **Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana**: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas

Gerais. 1997. Tese (Doutoramento em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

ENDO, I., CHEMALE JR., F. Modelo de evolução cinemática do sinclinal Alegria e adjacências, Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 45, p. 24-27, 1992.

ENDO, I., GALBIATTI, H. F., DELGADO, C. E. R., OLIVEIRA, M. M. F., ZAPPAROLI, A. C., MOURA, L. G. B., PERES, G. G., OLIVEIRA, A. H., ZAVAGLIA, G., DANDERFER, F. A., GOMES, C. J. S., CARNEIRO, M. A., NALINI JR, H. A., CASTRO, P. T. A., SUITA, M. T. F., TAZAVA, E., LANA, C. C., MARTINS-NETO, M. A., MARTINS, M. S., FERREIRA, F. F. A., FRANCO, A. P., ALMEIDA, L. G., ROSSI, D. Q., ANGELI, G., MADEIRA, T. J. A., PIASSA, L. R. A., MARIANO, D. F., CARLOS, D. U. **Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil**. Ouro Preto: Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero, 2019a. Escala 1:150.000.

ENDO, I., DELGADO, C. E. R., OLIVEIRA, M. M. F., ZAPPAROLI, A. C., CARLOS, D. U., GALBIATTI, H. F., CASTRO, P. T. A., SUITA, M. T. F., BARBOSA, M. S. C., LANA, C. E., MOURA, L. G. B. **Estratigrafia e Arcabouço Estrutural do Quadrilátero Ferrífero**: Nota Explicativa do Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Ouro Preto: Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero, 2019b. Escala 1:150.000.

ENDO, I., MACHADO, R., GALBIATTI, H. F., ROSSI, D. Q., ZAPPAROLI, A. C., DELGADO, C. E. R., CASTRO, P. T. A., OLIVEIRA, M. M. F. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: Castro, P. T. A., Endo, I., Gandini, A. L. (org.). **Quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos**. Belo Horizonte: 3i, 2020. v. 50.

ENDO, I.; OLIVEIRA, A. H.; PERES, G. G.; GUIMARÃES, M. L. V.; LAGOEIRO, L. E.; MACHADO, R.; ZAVAGLIA, G.; ROSAS, C. F.; MELO, R. J. Nappe Curral: uma megaestrutura alóctone do Quadrilátero Ferrífero e controle da mineralização. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, E

INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 4., 2005, Curitiba. **Boletim de resumos expandidos [...]**. 2005. p. 279-282.

ENDO, I.; MACHADO, R. The geologia architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais – Brasil) after multiple transpressional and trantensional tectonic events. *In*: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., Ouro Preto, 1998. **Anais**. Ouro Preto, IBTA/UFOP, 1998, p. 126-127.

FARINA, F., ALBERT, C., LANA, C. The Neoproterozoic transition between medium and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). **Prec. Res.**, v. 266, p. 375–394, 2015.

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E. C.; DEMETRIO, J. G. A. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. 3. ed. Rio de Janeiro: CPRM; Recife: LABHID, 2008. 812 p

FEITOSA, F. A. C., MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. 2. ed. Fortaleza: CPRM/UFPE, 1997. 412 p.

FERNANDES, A. S., & MOREIRA, A. A. M. A pluviometria do quadrilátero ferrífero em Minas gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 31, p. 753-775, 2022.

FREITAS, F. M., PINHEIRO, M. A. P., NOVO, T. A., MAGALHÃES, J. R., MARINHO, M. S. U-Pb ages for metasedimentary rocks of the Catarina Mendes Formation, Quadrilátero Ferrífero. *In*: 4º SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2019, Aracaju. **Anais**, 2019.

FREITAS, S. M. A. C. D., BACELLAR, L. D. A.P. Avaliação da recarga de aquíferos em microbacias do Alto Rio das Velhas, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, p. 3139, 2013.

FREITAS, F. M. **Geocronologia U-Pb em zircões detríticos e caracterização litoestratigráfica das rochas metassedimentares da unidade Catarina Mendes: implicações quanto à evolução geotectônica do Quadrilátero Ferrífero**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2019.

GAIR, J. E. **Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil.** U. S. Geol. Survey Prof. Paper, v. 341-A, p. 67, 1962.

GARAYP, E., MINTER, W. E. L., RENGER, F. E., SIEGERS, A. Moeda placer gold deposits in the Ouro Fino Syn- cline, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *In*: Ladeira, E.A (Ed). **Brazil Gold 91**. Rotterdam, Balkema, p. 601-608, 1991.

GOMES Jr, A. A. S. **Compartimentação estrutural de um segmento do Sinclinal Dom Bosco, Saramenha-Tripuí, Ouro Preto, MG.** 2002. Trabalho Final de Graduação (Bacharel em Engenharia Geológica) - Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2002.

GONÇALVES, L. E. DA S., COSTA, J. C. M. O., ENDO, I., ROESER, H. M. P. Petrogênese, microestruturas e deformação de corpos ultramáficos metamorfizados da região de Santa Rita de Ouro Preto, MG, Brasil. **Geonomos**, v. 19, n. 1, p. 10 – 17, 2011.

GORCEIX, C. H. **Bacias terciárias de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Geraes, Brasil:** Ouro Preto, Escola de Minas, Annaes, n. 3, p. 95-114, 1884;

HARDER, E. C., & CHAMBERLIN, R. T. The geology of central Minas Geraes, Brazil. The **Journal of Geology**, v. 23, n. 5, p. 385-424, 1915.

HARTMANN, L. A., ENDO, I., SUITA, M. T. F., SANTOS, J. O. S., FRANTZ, J. C., CARNEIRO, M. A., NAUGHTON, N. J., BARLEY, M. E. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U–Pb isotopes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 20, p. 273-285, 2006.

HEALY, R. W. **Estimating groundwater recharge.** Cambridge: Cambridge University Press, 2010.

HEALY, R. W.; COOK, P. G. Using groundwater levels to estimate recharge. **Hydrogeology journal**, v. 10, p. 91-109, 2002.

HIPPERTT, J. F., BORBA, R. P., NALINI, H. A. JR. O contato Formação Moeda-Complexo Bonfim: Uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Rev. Esc. Minas**, v. 45, p. 32-34, 1992.

INFRAESTRUTURA DE DADOS ESPACIAIS. **IDE – SISEMA**. 2023. Disponível em: <https://idesisema.meioambiente.mg.gov.br/webgis>. Acesso em Marco de 2023.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Banco de dados meteorológico para ensino e pesquisa - BDMEP**. Brasília, 2023. Disponível em: <https://bdmep.inmet.gov.br/>. Acesso em: 20 nov. 2023.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Histórico de estações de monitoramento**. Brasília, 2023. Disponível em: <https://portal.inmet.gov.br>. Acesso em: 20 nov. de 2023.

JORDT-EVANGELISTA, H. & SILVA, M. E. Rochas metaultramáficas de Lamim, sul do Quadrilátero Ferrífero, MG: contribuição ao conhecimento do protólito da pedra-sabão. **Rev. Esc. Minas**, Ouro Preto, v. 58, n. 1, p. 11-20, 2005.

JORDT-EVANGELISTA, H., ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos três polimorfos de Al_2SiO_5 (cianita, andaluzita e silimanita) na Formação Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, MG. **Rev. Escola de Minas**, v. 45, n. 1-2, p. 157-160, 1992.

KOGLIN, N., ZEH, A., CABRAL, A. R., GOMES, A. A. S., NETO, A. V. C., BRUNETTO, W. J., GALBIATTI, H. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constraints from U–Pb–Hf isotopes in zircon and xenotime. **Precambrian Research**, v. 255, p. 96-108, 2014.

KOPPEN, W. Das geographische System der Klimate. *In*: W. Koppen & R. Geiger (Eds.), **Handbuch der Klimatologie**. Gebruder Borntrager, 1936.

LADEIRA, E. A. **Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**. Tese (Pós-Doutorado em Geologia) - University of Western Ontario, Ontario, 1980.

LADEIRA, E. A. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanency, recycling and inheritance: a tribute to Djalma Guimares, Pierre Routhier and Hans Ramberg. *In*: SYMPOSIUM BRAZIL GOLD'91, 1991, Rotterdam. **Anais [...]**, 1991. p. 11-30.

LADEIRA, E. A. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C. E. S. **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM, 1988. v. 3, p. 301-375.

LANA, C., ALKMIM, F. F., ARMSTRONG, R., SCHOLZ, R., ROMANO, R., NALINI JR, H. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Resource**, v. 231, p. 157-173, 2013.

LOBATO, L. M., RODRIGUES. L. C. R., VIEIRA. F. W. V. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archaean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero

LOBATO, L.M.; COSTA, M.A. 2018. Recursos Minerais de Minas Gerais – Ouro. *In*: PEDROSA-SOARES, A.C.; VOLL, E.; CUNHA, E.C. (coord.). **Recursos Minerais de Minas Gerais On Line: Síntese do conhecimento sobre as riquezas minerais, história geológica, meio ambiente e mineração de Minas Gerais**. Belo Horizonte: Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (CODEMGE). Disponível em: <http://recursomineralmg.codemge.com.br/>. Acesso em: 20 de nov. 2023.

LAZARIM, H. A. Caracterização hidrogeológica no extremo norte do Sinclinal da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Nova Lima, MG - Proposta de Modelo. Tese de Doutorado. 1999. Dissertação de Mestrado em Geologia Econômica e Aplicada, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 115 f.

LOBATO, L.M.; COSTA, M.A.; HAGEMANN, S.G.; MARTINS, R. 2016. Ouro no Brasil: Principais depósitos, produção e perspectivas. *In*: MELFI, A.J.; MISI, A.; CAMPOS, D.A.; CORDANI, U.G. (orgs.). **Recursos Minerais no Brasil: problemas e desafios**. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro. p. 46-59.

LYNE, V., HOLLICK, M. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. *In: Institute of engineers Australia national conference*. Barton, Australia: Institute of Engineers Australia, 1979. p. 89-93.

MACHADO, N., NOCE, C. M., LADEIRA, E. A., OLIVEIRA, O. A. B. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v. 104, n. 9, p. 1221-1227, 1992.

MACHADO, N., SCHRANK, A., NOCE, C. M., GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 141, p. 259-276, 1996.

MACHADO, R., & ENDO, I. Estruturas transcorrentes na borda sul do cráton São Francisco: uma interpretação. *In: Simpósio sobre o cráton São Francisco*, 1993, Salvador. **Anais do II Simpósio sobre o cráton São Francisco**. Salvador: SBG-Núcleo Bahia, 1993, p.269-271;

MADEIRA, M., MARTINS, M.S., MARTINS, G.P., ALKMIM, F.F. Caracterização faciológica e evolução sedimentar da Formação Moeda (Supergrupo Minas) na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Geologia USP Série Científica**, v. 19, n. 3, p. 12-148, 2019.

MADEIRA, M. R. **Evolução sedimentar e história deformacional da Formação Moeda ao longo da junção entre o Sinclinal da Moeda e o Homoclinal da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

MAGALHÃES, C. C. C. **Modelo hidrogeológico de fluxo do flanco leste do Sinclinal Moeda (Quadrilátero Ferrífero–MG): caracterização, impactos e perspectivas futuras para o Aquífero Cauê**. 2023. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2023.

MAIZATTO, J. R. **Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias do Gandarela e Fonseca –**

Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. 2001. Tese (Doutorado em Geologia) - Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2001.

MARSHAK, S. & ALKMIM, F. F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. **Tectonics**, v. 8, n. 3, p. 555-571, 1989.

MAXWELL, C. H. **Geology and ore deposits of the Alegria district, Minas Gerais, Brazil.** Washington/US, Geol. Survey Prof. Paper, 72p. 341J, 1972.

MAXWELL, C. H. **The Batatal Formation:** Soc. Bras. de Geol. Bol., v. 7, n. 2, p. 60-61, 1958.

MEDINA, A. I. M., DANTAS, M. E., & SAADI, A. (2005). Geomorfologia. *In: Projeto Apa Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte (Volume6).* Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005

MINTER, W. E. L., RENGER, F. E., SIEGERS, A. Early Proterozoic gold placers of Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, v. 85, n. 5, p. 943-951, 1990.

MACHADO, N., MORAES, M. A. S. Reconhecimento de facies sedimentares em rochas metamórficas da região de Outro Preto (MG). **SBG, Simp. Geol. Minas Gerais**, v. 3, p. 84-93, 1985.

MOURÃO, M. A. A. **Caracterização hidrogeológica do Aquífero Cauê, Quadrilátero Ferrífero, MG.** 2007. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio-Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007.

NATHAN, R. J., & MCMAHON, T. A. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. **Water Resources Research**, v. 26, n. 7, p. 1465–1473, 1990.

NOCE, C. M. **Geocronologia dos Eventos Magmáticos, Sedimentares e Metamórficos na Região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.** 1995.

Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

NUNES, F. S. **Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircões detríticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.** 2016. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2016.

PINESE, J. P. P. **Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), Porção Sul do cráton São Francisco.** 1997. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

PIRES, F. R. M. **Structural Geology and Stratigraphy at the Junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** 1979. Dissertação (Pós-Doutorado em Geologia) - Michigan Technological University, Michigan, 1979.

PIRES, F. R. M., GUEDES, S. C., CABRAL, A. R. A estrutura anticlinal recumbente da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO NACIONAL ESTUDOS TECTÔNICOS*, 4, 1993, Belo Horizonte. **Anais.** 1993, p. 156–165.

PIRES, F. R. M. Textural and mineralogical variations during metamorphism of the Proterozoic Itabira Iron Formation in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, **Anais da Academia Brasileira de Ciências.** 1995, p. 77-105.

POMERENE, J. B. **Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité, and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil.** U.S. Geol. Survey Prof. Paper 341-D, 84 p. 1964.

POMERENE, J. B. **The Cercadinho Formation.** Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 7, n. 2, p. 64-65, 1958a.

POMERENE, J. B. **The Taboões Quartzite.** Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 7, n. 2, p. 66-67, 1958b.

POMERENE, J. B. **The Barreiro Formation**. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 7, n. 2, p. 67-68, 1958c

RAMSAY, J. G. **Folding and Fracturing of Rocks**. New York: McGraw-Hill, 1967. 568 p.

RAPOSO, F. O. Estratigrafia, Petrografia e Petrologia. *In*: RAPOSO, F. O. (Ed.). **Rio Espera, Folha SF.23-X-B-IV, Estado de Minas Gerais**. Brasília: DNPM-CPRM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil — PLGB), 1991. p. 27-88.

RAYNEARSON, G. A., POMERENE, J. B., DORR, J. V. N. Contacto basal da Série de Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Brazil: **DNPM**, Div. Geologia e Mineralogia, 1954. 18p. (Avulso, 34).

REBOUÇAS, A. C. Sistema aquífero Botucatu no Brasil. *In*: CONG. BRAS. DE AGUAS SUBTERRÂNEAS, Recife, 8, 1994. **Anais[...]**. Recife, ABAS/DNPM/CPRM, 1984. p. 500-509.

REIS, L. A., MARTINS-NETO, M. A., GOMES, N. S., ENDO, I. A bacia de antepaís paleoproterozóica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, 32, 43-58, 2002.

RENGER, F. E., NOCE, C. M., ROMANO, A. W., MACHADO, N. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, v. 2, n. 1, p. 1-11, 1995.

RENGER F.E., SILVA R.M.P, SUCKAU V.E. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In*: 35º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1988, Belém. **Anais[...]**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v.1, p. 44-57.

RENGER, F. E., SUCKAU, V. E., SILVA, R. M. P., 1993. Sedimentologia e análise de bacia da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *In*: 7º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1993, Belo Horizonte. **Anais [...]**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, 1993. p. 41-45.

RISSER, D. W., GBUREK, W. J., FOLMAR, G. J. Comparison of Methods for Estimating Ground-Water Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States. **Denver: U.S. Geological Survey Scientific Investigations - Report 2005**, v. 5038, p. 31, 2005.

ROLIM, G. S.; SENTELHAS, P. C.; BARBIERI, V. Planilhas no ambiente Excel para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.6, p.133-137, 1998.

ROMANO, A. W. **Évolution Tectonique de la region nord-ouest du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais - Brésil**. 1989. Tese (Pós-Doutorado em Geologia) - Université de Nancy I, Nancy, 1989.

RONCATO, J., MARTINS, M.M., SILVA, M.M.L. Remote sensing applied to geological, structural, and mass movements characterization in the connection between Curral Homocline and Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero Region, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 53, n. 1, p. e20220040, 2023.

ROSIÈRE, C. A., SPIER, C. A., RIOS, F.J., SUCKAU, V. E. The itabirite from the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade ores: an overview. **Reviews in Economic Geology**, v. 15, p. 223-254, 2008.

ROSIÈRE, C.A., CHEMALE JR., F. Itabirites e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero - uma visão geral e discussão. **Geonomos**, v. 8, n. 2, p. 27-42, 2008.

ROSSI, D. Q. & ENDO, I. A structural model of the Fábrica Nova region, Santa Rita syncline, Quadrilátero Ferrífero: flanking folds as a folding mechanism. **Rev. Esc. Minas**, Ouro Preto, v. 68, n. 2, p. 153-162, 2015.

ROSSI D. Q., ENDO I. GABRIEL E. G. Structural framework of the iron district of Itabira, Iron Quadrangle, Minas Gerais. **Int. Eng. Jour.**, Ouro Preto, v. 72, n. 1, p. 39-45;

ROSSI, D. Q. **Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Fábrica Nova, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. 2014. Dissertação (Mestrado em

Geologia) - Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2014.

SALGADO, A. A. R. **Estudo da evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG–Brasil, através da quantificação dos processos erosivos e denudacionais**. 2006. Tese (Doutorado em Ciências Naturais)- Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

SANDER, B. **An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies**. 1. ed. Oxford: Pergamon Press, 1970. 660 p.

SANGLARD, J. C. D. **Geologia estrutural do segmento oeste da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, e o controle tectônico das acumulações de alto teor em Fe**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

SANT'ANNA, L. G. **Mineralogia das argilas e evolução geológica da Bacia de Fonseca, Minas Gerais**. 1994. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SCANLON, B. R., HEALY, R. W., & COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 18–39, 2002.

SCHORSCHER, H. D. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 51, p. 766-768, 1979.

SCHORSCHER, H.D., SANTANA, F.C., POLÔNIA, J.C., MOREIRA, J.M.P. Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais State. *In*: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geological Evolution and Metalogenesis, 1982, **Salvador. Excursion Annex Book**. Salvador, 1982. p. 1-25.

SECRETARIA DE ESTADO DE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL. **Sistema Integrado de Informação Ambiental (SIAM)**. 2023. Disponível

em:

<https://www.google.com/search?client=opera&q=siam&sourceid=opera&ie=UTF-8&oe=UF-8>. Acesso em Março de 2023.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS)**. 2023. Disponível em: <https://siagasweb.sgb.gov.br/layout/>. Acesso em Junho de 2023.

SILVA, S. L., MONTEIRO, E. A., BALTAZAR, O. F.. Geologia. *In*: CPRM/SEMAD/CEMIG. **Projeto APA SUL RMBH - Estudos do Meio Físico: Área de Proteção Ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte**. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD, 2005. 73p.

SILVA, A., & COTA, S. Groundwater age dating using single and time-series data of environmental tritium in the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 107, p. 103009, 2021.

SIMMONS, G. C., MAXWELL, C. H. Grupo Tamanduá da Serie Rio das Velhas. Brazil: **Dept. Nac. Produção Mineral, Div. Geol. e Min.**, 1961. Bol. 211, 30 p.

SIMMONS, G. C. Geology and iron deposits of the western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil. **U.S. Geol. Survey Prof. Paper**, v. 341-G, p. 57, 1968.

SIMMONS, G. C. The Fecho do Funil Formation. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 7, n. 2, p. 65-66, 1958.

SMAKHTIN, V. U. Estimating continuous monthly baseflow time series and their possible applications in the context of the ecological reserve. **Water SA**, v. 27, n. 2, p. 213–218, 2001.

SMAKHTIN, V. Y. Regional low-flow studies in South Africa. **IAHS PUBLICATION**, p. 125-132, 1997.

SOUZA, P. C., MÜLLER, G. Primeiras estruturas algais comprovadas na Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero. **Revista de Escola de Minas, Ouro Preto**, v. 2, p. 161-198, 1984.

SOUZA, S. M. T. (Ed.) Disponibilidades hídricas subterrâneas no Estado de Minas Gerais. **Belo Horizonte: HIDROSISTEMAS/COPASA**, 1995. 525p. il.

SPIER, C. A., DE OLIVEIRA, S.M.B., SIAL, A.N., RIOS, F.J. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero

Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Precambrian Research**, v. 152, n. 3-4, p. 170-206, 2007.

SUITA, M. T. F., DANDERFER, F. A., SOUZA, T. P., SILVA, M. V. A., COSTA JUNIOR, J. R. N., PEREIRA, R. R. O Complexo desmembrado e metamorfizado vulcano-plutônico komatiítico Paleoproterozóico (?) de Catas Altas da Noruega (MG). *In*: GEOSUDESTE 17º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS E 13º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2013, Juiz de Fora. **Resumos Geosudeste**. Juiz de Fora, MG: SBG, Núcleo MG, 2013;

SUITA, M. T. F., ENDO, I., ASSUMPÇÃO, C. S., ALCÂNTARA, R. M., MENEZES, I. P. 2007. Metacumulados ultramáficos de Santa Rita de Ouro Preto (Ouro Preto): Esteatitos, intrusões acamadadas (máfico?) ultramáficas Paleoproterozoicas (?) e suas implicações. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2007, Diamantina. **Simpósio do Sudeste - Programação e Livro de Resumos**. Diamantina, MG: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos RJ, MG e SP, 2007. p.92-92;

TEIXEIRA, G. M., DE PAULA, R. S., VELASQUEZ, L. N. M., ANDRADE, I. B., & NETO, W. M. P. Evaluation of recharge estimation methods applied to fissure and karst aquifers of the Lagoa Santa Karst Environmental Protection Area, Brazil. **Hydrological Processes**, v. 37, n. 8, p. e14971, 2023.

THIESSEN, R. L. Two-dimensional re-fold interference patterns. **Journal of Structural Geology**, v. 8, p. 563-573, 1986.

THIESSEN, A. H. Precipitation averages for large areas. **Monthly Weather Review**, v. 39, n. 7, p. 1082-1089, 1911.

THORNTHWAITE, C. W., MATHER, J. R. The water balance. **Climatology**, New Jersey: Drexel Institute of Technology, 104p. 1955.

TRICART, J. O Modelado do Quadrilátero Ferrífero Sul de Belo Horizonte. **Annales de Geographie**, v. 70, n. 379, p. 255-272, 1961.

TURNER, F. J. & WEISS, L. E. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. **(No title)**. 1963.

VARAJÃO, C. A. C. **Estudo comparativo das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero, MG: micromorfologia, geoquímica, geomorfologia e sensoriamento remoto**. 1988. Dissertação (Mestrado em Geoquímica de Superfície) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 138-145, 1991.

VENTURA, L. C., BACELLAR, L. A. P. Influência de filitos no padrão de fluxo e na estabilidade de taludes de cavas a céu aberto. **Geotecnia**, v. 121, p. 7188, 2011.

VILLAÇA J. N. Alguns Aspectos Sedimentares da Formação Moeda. **Bol. Soc. Bras. Geol.** v. 2, p. 92-106, 1981.

WALLACE, R. M. The Moeda Formation. **Sociedade Brasileira de Geologia**, 1958. p. 59-60. (Boletim. 7-2).

YAMADA, I. Thiessen Polygons, The International Encyclopedia of Geography. **John Wiley and Sons, Ltd. Published, doi**, v. 10, p. 9781118786352, 2016.

ZUCCHETTI, M., BALTAZAR, O. F. **Projeto Rio das Velhas**: Texto explicativo do mapa geológico integrado. Escala 1:100.000. Convênio DNPM/CPRM, Belo Horizonte, 1998.

ZUCCHETTI, M., BALTAZAR, O. F., RAPOSO, F. O. **Estratigrafia**. In: ZUCCHETTI, M.; BALTAZAR, O. F. (Org.). **Projeto Rio das Velhas**: Texto explicativo do mapa geológico integrado. Escala 1:100.000. Convênio DNPM/CPRM, Belo Horizonte, 1998.