

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JUAN NAVARRO

PETROFÍSICA E GEOQUÍMICA DE  
RESERVATÓRIO BASÁLTICO NO MUNICÍPIO DE COLÔMBIA (SP):  
CONDICIONANTES PARA CAPTURA E ARMAZENAMENTO DE CO<sub>2</sub> NA  
FORMAÇÃO SERRA GERAL.

Rio Claro - SP

2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JUAN NAVARRO

PETROFÍSICA E GEOQUÍMICA DE  
RESERVATÓRIO BASÁLTICO NO MUNICÍPIO DE COLÔMBIA (SP):  
CONDICIONANTES PARA CAPTURA E ARMAZENAMENTO DE CO<sub>2</sub> NA  
FORMAÇÃO SERRA GERAL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Rio Claro - SP

2021

N322p

Navarro, Juan

Petrofísica e geoquímica de reservatório basáltico no município de Colômbia (SP): condicionantes para captura e armazenamento de CO<sub>2</sub> na Formação Serra Geral / Juan Navarro. -- Rio Claro, 2021

110 f. : il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Chang Hung Kiang

1. Captura e armazenamento de carbono. 2. Formação Serra Geral. 3. Perfuração geofísica. 4. Fluorescência de raios-X. 5. Modelagem numérica de fluxo. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

JUAN NAVARRO

PETROFÍSICA E GEOQUÍMICA DE  
RESERVATÓRIO BASÁLTICO NO MUNICÍPIO DE COLÔMBIA (SP):  
CONDICIONANTES PARA CAPTURA E ARMAZENAMENTO DE CO<sub>2</sub> NA  
FORMAÇÃO SERRA GERAL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Dr. Elias Hideo Teramoto

Dr. Flávio de Paula e Silva

Conceito: Aprovado

Rio Claro - SP, 18 de março de 2021

*“E todo saber é vão, exceto quando há trabalho.  
E todo trabalho é vazio, exceto quando há amor.  
E o que é trabalhar com amor? É [...] pôr, em  
todas as coisas que fazeis, um sopro de vossa  
alma. [...] O trabalho é o amor feito visível.”*

*Gibran Khalil Gibran*

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Fabiano Cabañas Navarro e Telma Lara, por terem me dado todas as oportunidades e condições para que eu pudesse chegar aqui. Por acreditarem em mim e me apoiarem em todos os momentos de minha vida, com um amor sempre gigantesco. Muito obrigado por tudo, do fundo do meu coração. Agradeço também aos meus irmãos, Nicolás Navarro e Lorena Camilotti, pelas palavras de incentivo e pelos momentos de descontração e brincadeiras, que tanto me animaram o espírito. Obrigado por, na medida da possibilidade de cada um, compreenderem minha ausência em várias ocasiões. É a todos vocês que dedico este trabalho, com imenso amor.

À Ana Flávia Soffiati, por estar sempre ao meu lado, me dando forças para continuar adiante mesmo com as dificuldades e desafios que a vida nos traz. Sou eternamente grato por tê-la em minha vida. Obrigado pelo seu companheirismo, pela sua amizade e, acima de tudo, por seu amor.

Ao Professor Dr. Chang Hung Kiang, pela orientação e pelos conselhos dados durante o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço-lhe também pela oportunidade que me concedeu de fazer parte de sua equipe ao longo destes dois anos de trabalho, experiência que muito contribuiu para o meu amadurecimento e aprendizado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de mestrado concedida através do processo 130937/2019-3. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Aos membros da Comissão Examinadora, Dr. Elias Hideo Teramoto e Dr. Flávio de Paula e Silva, pela avaliação criteriosa e pelas críticas e sugestões apontadas.

Ao Engenheiro Fernando Conte Jr., por seu tempo e sua disposição em me auxiliar quanto aos detalhes dos métodos de perfilagem geofísica empregados neste trabalho.

À Professora Dra. Maria Rita Caetano-Chang, pela revisão minuciosa do texto.

Ao grande parceiro de LEBAC, Me. Bruno Zanon Engelbrecht, pela amizade e companheirismo nestes anos todos. Agradeço-lhe profundamente por tudo que me ensinou.

Aos meus amigos e companheiros de trabalho Vitor Sato, Eduardo Meneghel e Bárbara Panegassi. A amizade de vocês e a força que me deram foram muito significativas nesta jornada.

Por fim, estendo meus agradecimentos a todos aqueles que um dia cruzaram meu caminho, pois de uma ou outra forma, certamente contribuíram para que eu chegasse até aqui.

## RESUMO

Nos últimos anos, os esforços para limitar o aumento da temperatura média global se intensificaram, principalmente pela redução das emissões de gases de efeito estufa, em especial o CO<sub>2</sub>. Diversas tecnologias para mitigação das emissões de CO<sub>2</sub> vêm crescendo em importância, com especial destaque para a captura e armazenamento de carbono (Carbon Capture and Storage – CCS). Plantas-piloto de injeção de CO<sub>2</sub> em derrames basálticos da Islândia e dos Estados Unidos demonstram que estas unidades geológicas são eficientes para promover a carbonatação *in situ* do CO<sub>2</sub> injetado, aumentando a segurança do armazenamento. No Brasil, a Formação Serra Geral (FSG – Cretáceo da Bacia do Paraná) constitui um dos maiores derrames vulcânicos continentais do mundo, sendo composta predominantemente por litotipos basálticos, e está situada próxima a importantes zonas emissoras de CO<sub>2</sub>. Entretanto, estudos quanto ao aproveitamento desses basaltos para CCS são escassos. O presente trabalho, estudando derrames da FSG no município de Colômbia (SP), buscou avaliar se esta unidade possui uma estruturação que favoreça seu uso como reservatório para CCS e identificar os intervalos mais promissores para o armazenamento de carbono. Para caracterização petrofísica do arcabouço, empregou-se a análise de perfis geofísicos de poço (resistividade elétrica, sônico compensado e raios gama total), bem como equações empíricas relacionando velocidade de ondas sônicas, porosidade e permeabilidade em basaltos. Para caracterização geoquímica, utilizou-se análise química por fluorescência de raios-X portátil em amostras de calha dos poços perfilados. Também foi elaborado modelo conceitual para o reservatório e confeccionou-se modelo numérico sintético de fluxo para simulação de teste de bombeamento de vazão máxima. A interpretação dos perfis geofísicos e as estimativas de permo-porosidade revelaram a existência de quatro fácies distintas que se sucedem verticalmente: (I) basalto maciço, caracterizado por altos de resistividade elétrica e velocidades sônicas, e por baixa permo-porosidade; (II) basalto vesicular, caracterizado por baixos de resistividade elétrica e velocidades sônicas, e pelas maiores permo-porosidades; e (III) basalto alterado e (IV) horizonte argiloso, com características intermediárias entre as duas primeiras. As análises químicas demonstraram concentrações molares de Ca, Mg e Fe total relativamente homogêneas ao longo do perfil vertical, sem concentrações preferenciais em qualquer das fácies do derrame. O modelo conceitual apresentado aponta os intervalos de basalto vesicular como principais horizontes reservatórios e os horizontes de basalto maciço como selantes ao CO<sub>2</sub>, assumindo a possibilidade de lenta migração vertical por fraturas existentes nos níveis selantes. Este comportamento foi reforçado pelo modelo numérico de fluxo e pela análise da curva diagnóstica do teste de bombeamento simulado, os quais indicaram que o

arcabouço se comporta como aquífero confinado drenante. Os resultados obtidos neste estudo apontam cenário favorável ao emprego de tecnologias de CCS na FSG. Indicam que os níveis vesiculares de topo dos derrames da unidade poderiam atuar como reservatórios de CO<sub>2</sub> e possuem composição química que favorece as reações de carbonatação mineral, enquanto intervalos de basalto maciço promoveriam o trapeamento físico do CO<sub>2</sub>, aumentando a segurança do armazenamento e as taxas de retenção.

**Palavras-chave:** Captura e armazenamento de carbono. Formação Serra Geral. Perfilagem geofísica. Fluorescência de raios-X. Modelagem numérica de fluxo. Análise de curva diagnóstica.

## ABSTRACT

In recent years, efforts to limit the mean global temperature rising have been intensified, mainly through the greenhouse gases emission reduction, particularly the CO<sub>2</sub>. The importance of technologies to mitigate the CO<sub>2</sub> emissions has increased, especially the carbon capture and storage (CCS) technologies. Pilot projects of CO<sub>2</sub> injection in flood basalts from Iceland and United States prove these geological formations are efficient to promote *in situ* carbonation of the injected CO<sub>2</sub>, improving the storage security. In Brazil, the Serra Geral Formation (SGF – Cretaceous of the Paraná Basin) represents one of the largest continental igneous provinces worldwide and is predominantly composed of basaltic rocks and is located nearby important CO<sub>2</sub> emission sources. However, there are few studies involving the use of SGF basalts for CCS. The present study, developed in Colômbia county, São Paulo State, aimed to assess the potential of SGF as CCS reservoir as well as to select the most promising intervals to carbon storage. The petrophysical characterization of the formation was carried using well log analysis (electrical resistivity, sonic velocity and total gamma-ray), as well as empirical equations correlating sonic velocities, porosity and permeability for basalts. The chemical analysis for geochemical characterization was performed on well cuttings by means of portable X-ray fluorescence spectrometer. A conceptual model of the reservoir was developed, and a synthetic groundwater flow model was built to simulate a constant-rate pumping test, to help diagnose pumping test results. The well log analysis and the porosity-permeability estimations identified four different facies in the flood basalt sequences: (I) massive basalt, denoted by higher values of resistivity and sonic velocities, and by lower porosity-permeability; (II) vesicular basalt, characterized by lower values of electrical resistivity and sonic velocities, and by higher porosity-permeability; (III) weathered basalt and (IV) clay intervals, which have intermediate characteristics between the first ones. The chemical analysis showed relatively homogeneous molar concentrations of Ca, Mg and total Fe along the vertical profile, without preferential distributions on the recognized facies. The conceptual model identifies the vesicular basalt intervals as the most promising reservoirs for the CO<sub>2</sub> storage. The massive basalt acts as a caprock, although the possibility of slow vertical migration due to fractures in the internal flows is assumed. This behavior was endorsed by the results obtained from the numerical groundwater flow model and from the diagnostic plot analysis of the simulated pumping test, indicating that the formation behaves as a leaky confined aquifer. The results presented in this study point out a positive scenario for the use of CCS technologies in SGF. The top vesicular basalts intervals could be used as reservoirs for the CO<sub>2</sub> storage and the chemical composition of these intervals could promote mineral

carbonation reactions, while the interior massive basalts would act as caprocks, promoting the physical trapping of CO<sub>2</sub> and enhancing the storage security and the retention taxes.

**Keywords:** Carbon capture and storage. Serra Geral Formation. Well logging. X-ray fluorescence. Numerical flow modeling. Diagnostic plot analysis.

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
2. CAPTURA E ARMAZENAMENTO GEOLÓGICO DE CO <sub>2</sub> .....	18
2.1. Armazenamento Geológico de CO <sub>2</sub> e Mecanismos de Trapeamento .....	19
2.2. Plantas de Injeção de CO <sub>2</sub> e Mineralização <i>In Situ</i> em Reservatórios Basálticos.....	22
2.2.1. CarbFix Project.....	23
2.2.2. Wallula Pilot Sequestration Project.....	28
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	32
3.1. Localização e Fisiografia.....	32
3.2. Geologia .....	34
3.2.1. Contexto Geológico Regional - Bacia do Paraná .....	34
3.2.2. Contexto Geológico Local.....	37
3.3. Sistema Aquífero Serra Geral.....	44
4. MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO .....	49
4.1. Interpretação de Perfis Geofísicos de Poços.....	50
4.2. Estimativas de Porosidade, Permeabilidade e Condutividade Hidráulica.....	54
4.3. Análise Química por Fluorescência de Raios-X.....	55
4.4. Modelo Conceitual e Simulação Numérica de Fluxo.....	56
4.5. Análise da Curva Diagnóstica de Teste de Bombeamento Simulado .....	57
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	59
5.1. Interpretação de Perfis Geofísicos de Poço .....	59
5.2. Estimativas de Porosidade, Permeabilidade e Condutividade Hidráulica.....	68
5.3. Análise Química por Fluorescência de Raios-X.....	74
5.4. Modelo Conceitual, Simulação Numérica de Fluxo e Análise da Curva Diagnóstica de Teste de Bombeamento Simulado .....	80
6. CONCLUSÕES.....	91
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	93
ANEXO I.....	108

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Área de ocorrência da Formação Serra Geral e principais áreas de emissão de CO <sub>2</sub> . Fonte: Ketzer <i>et al.</i> (2016).....	16
Figura 2.1 – Principais mecanismos de trapeamento do CO <sub>2</sub> . Da esquerda para a direita: CO <sub>2</sub> em fase livre trapeado por rocha selante (trapeamento estratigráfico/estrutural); porções do gás retidas em pequenos poros (trapeamento residual); solubilização do CO <sub>2</sub> na água da formação (trapeamento por solubilidade); e sequestro do CO <sub>2</sub> por meio de reações químicas com a rocha da formação, resultando em sua precipitação na forma de minerais carbonáticos (trapeamento mineral). Fonte: adaptado de Global CCS Institute (2019). .....	19
Figura 2.2 – Mecanismos de trapeamento do CO <sub>2</sub> supercrítico injetado em bacias sedimentares e evolução das parcelas de contribuição de cada mecanismo ao longo do tempo. Fonte: adaptado de Snæbjörnsdóttir <i>et al.</i> (2020). .....	20
Figura 2.3 – Distribuição espacial das principais ocorrências de rochas básicas cujo aproveitamento para mineralização <i>in situ</i> de CO <sub>2</sub> é viável. Estão representados os principais derrames basálticos continentais do mundo, os platôs ígneos oceânicos e as cordilheiras meso-oceânicas. Fonte: adaptado de Snæbjörnsdóttir <i>et al.</i> (2020). .....	23
Figura 2.4 – Esquema simplificado da técnica de injeção conjunta de água e CO <sub>2</sub> gasoso, promovendo a solubilização do CO <sub>2</sub> no momento da injeção. Fonte: adaptado de Gislason & Oelkers (2014). .....	26
Figura 2.5 – Mecanismos de trapeamento do CO <sub>2</sub> , e alteração de suas parcelas de contribuição com o tempo, considerando a aplicação da técnica de solubilização do CO <sub>2</sub> em água no momento da injeção. O trapeamento por solubilidade é obtido instantaneamente e uma maior parcela de contribuição do trapeamento mineral é atingida em pouco tempo após a injeção, garantindo maior segurança ao armazenamento. Fonte: adaptado de Snæbjörnsdóttir <i>et al.</i> (2020). .....	26
Figura 3.1 – Mapa de localização da área de estudo, vias de acesso ao município de Colômbia (SP) e principais corpos hídricos da região, representados pelos rios Pardo, Velho e Grande. ....	32
Figura 3.2 – Volumes médios de precipitação mensal calculados para o município de Colômbia (SP) com base em série histórica de 1970 a 2000, obtida do Departamento de Águas e Energia (DAEE). .....	33

Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com as seis supersequências componentes do pacote magmático-sedimentar da bacia, e linhas de contorno estrutural mostrando a profundidade do embasamento cristalino. Fonte: Milani (2004).....	35
Figura 3.4 – Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná apresentando litoestratigrafia, idades das unidades, ambiente deposicional e discordâncias que delimitam as supersequências. Fonte: Milani <i>et al</i> (2007).....	36
Figura 3.5 – Mapas litoestratigráficos mostrando, no Estado de São Paulo (A) e no município de Colômbia (B), a distribuição espacial das formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Adamantina, bem como de depósitos aluvionares recentes. ....	37
Figura 3.6 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Legenda: 1) sedimentos pós-vulcânicos; 2) rochas ácidas da Formação Serra Geral; 3) derrames vulcânicos básicos a intermediários da Formação Serra Geral; 4) sedimentos pré-vulcânicos; 5) embasamento cristalino; 6) estrutura anticlinal; 7) estrutura sinclinal; 8) lineamentos oceânicos; 9) lineamento tectônico. Fonte: Machado (2005) adaptado de Bellieni (1986). ....	40
Figura 3.7 – Modelo hidrogeológico conceitual elaborado por Fraga (1986) para os horizontes de derrame do SASG. Fonte: Fraga (1986). ....	46
Figura 4.1 –Localização geográfica dos poços de bombeamento cujos dados são utilizados neste estudo.....	49
Figura 5.1 – Perfis geofísicos de raios gama total (GR), tempo de trânsito de ondas sônicas compressionais (DT), resistividade elétrica de indução (DIR) e normal curta (SN), e tempos de perfuração registrados para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P2. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis apresentados e nas descrições das amostras de calha. ....	59
Figura 5.2 – Perfis geofísicos de raios gama total (GR), tempo de trânsito de ondas sônicas compressionais (DT), resistividade elétrica de indução (DIR) e normal curta (SN), e tempos de perfuração registrados para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P3. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis apresentados e nas descrições das amostras de calha. ....	60
Figura 5.3 – Linhas de tendência ajustadas aos dados de resistividade elétrica (DIR e SN) e tempo de trânsito de ondas sônicas compressionais (DT) dos poços SAG-P2 (à esquerda) e SAG-P3 (à direita).....	62

Figura 5.4 – Diagramas de caixa com distribuição dos valores de resistividade elétrica (SN e DIR), raios gama total (GR), tempo de trânsito de ondas sônicas compressionais (DT) e espessura, referentes ao conjunto amostral dos poços SAG-P2 e SAG-P3.....	63
Figura 5.5 – Gráfico de dispersão dos dados experimentais de porosidade e velocidade de propagação de ondas sônicas compressionais (Vp) e equação empírica ajustada relacionando ambos os parâmetros. ....	69
Figura 5.6 – Relação entre permeabilidade e porosidade baseada nos dados experimentais compilados da literatura: (A) curva ajustada aos dados a partir de regressão não linear e equação correspondente; e (B) gráfico de dispersão do logaritmo natural da permeabilidade observada (dados compilados) e da calculada pelo modelo ajustado.....	69
Figura 5.7 – Perfis dos valores estimados de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P2. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha. ....	71
Figura 5.8 – Perfis dos valores estimados de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P3. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha. ....	72
Figura 5.9 – Diagramas de caixa com distribuição dos valores estimados de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica, referentes ao conjunto amostral dos poços SAG-P2 e SAG-P3.....	73
Figura 5.10 – Comparativo entre o perfil geofísico de raios gama total (GR) e as concentrações de K e Th (expressas em ppm) obtidas pela análise química das amostras de calha do poço SAG-P2. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha.....	75
Figura 5.11 – Gráfico de dispersão relacionando contagem de raios gama total e concentração de K dos diferentes intervalos de profundidade do poço SAG-P2. Observar que o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) ajustado para os dados referentes às amostras situadas entre 350 m e 792 m de profundidade (laranja) é maior do que aquele ajustado para as amostras entre 792 m e 1.038 m de profundidade (verde), evidenciando baixa correlação entre os dois parâmetros para este último intervalo. Em azul, o coeficiente de determinação ajustado considerando-se todos os dados (350 m a 1.038 m).....	76

Figura 5.12 – Concentrações de Ca, Mg e Fe total, expressas em mols por quilograma de rocha (mol/kg), obtidas pela análise química das amostras de calha do poço SAG-P2. Os valores de concentração de Ca, Mg e Fe total considerando os desvios padrões positivo e negativo são representados, respectivamente, pelas linhas em rosa, azul e verde. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha. ....	77
Figura 5.13 – Diagramas de caixa com distribuição das concentrações de Ca, Mg, Fe total e somatório das concentrações destes elementos, expressas em mol por quilograma de rocha (mol/kg), para cada fácies de derrame.....	78
Figura 5.14 – Modelo conceitual relacionando as litofácies reconhecidas na sequência de derrames basálticos estudada (esquerda), as variações de permo-porosidade ao longo do perfil (centro) e a compartimentação esperada quanto à ocorrência de horizontes reservatórios e horizontes selantes para o CO <sub>2</sub> injetado (direita). ....	80
Figura 5.15 – Empilhamento sintético utilizado no modelo numérico confeccionado, com a profundidade dos contatos entre os horizontes (esquerda), suas respectivas espessuras (direita), bem como os valores de porosidade efetiva (Sy) e de condutividade hidráulica (K) associados a cada fácies (centro). Também estão representadas as características construtivas do poço de bombeamento (PB) e dos poços de monitoramento (PMs), com as distâncias entre eles.....	83
Figura 5.16 – Disposição tridimensional da malha de elementos finitos e dimensões do domínio simulado. ....	83
Figura 5.17 – Vista em planta da malha de elementos finitos utilizada na confecção do modelo numérico, evidenciando a maior discretização na porção central do domínio do modelo.....	84
Figura 5.18 – Vista em corte da distribuição tridimensional das condições de contorno tipo poço multicamadas utilizadas internamente no domínio do modelo para representar o poço de bombeamento e os poços de monitoramento empregados na simulação. ....	85
Figuras 5.19 – Curvas de rebaixamento dos poços PB, PM1 e PM2, obtidas do teste de bombeamento simulado.....	86
Figura 5.20 – Curvas de rebaixamento dos poços PM3 e PM4, obtidas do teste de bombeamento simulado. ....	87
Figura 5.21 – Curvas diagnósticas construídas para os poços PB e PM2 a partir do teste de bombeamento simulado e modelo analítico ajustado para os dados. Parâmetros hidrodinâmicos:	

(T) transmissividade; (S) armazenamento; (b) espessura do aquífero; (K) condutividade hidráulica do aquífero; (K') condutividade hidráulica do aquífero; (Ss) armazenamento específico. .... 88

Figura 5.22 – Comparação da distribuição dos dados de rebaixamento simulados com a curva de inclinação diagnóstica de fluxo radial infinito (IARF). Em vermelho, poço PB; em azul, poço PM2. .... 89

## 1. INTRODUÇÃO

Durante a 21<sup>a</sup> Conferência das Partes (COP21) da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (UNFCCC), realizada em 2015, foi aprovado o Acordo de Paris entre os 195 países membros signatários. O principal objetivo do acordo é limitar o aumento da temperatura média global a 1,5°C-2°C acima dos níveis pré-industriais, meta que só pode ser atingida com a redução das emissões de gases de efeito estufa.

A captura e armazenamento de carbono (CCS – *Carbon Capture and Storage*) é uma das principais tecnologias de mitigação das emissões de CO<sub>2</sub> (IPCC, 2018) e engloba todos os processos envolvidos nas etapas de captura, separação, transporte, injeção e armazenamento de CO<sub>2</sub> e posterior monitoramento do CO<sub>2</sub> injetado (IPCC, 2005; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2020). Ademais, possui importante participação em tecnologias de emissão negativa como BECCS (Bioenergia com Captura e Armazenamento de Carbono) e DACCS (Captura Direta de Ar e Armazenamento de Carbono), as quais devem aumentar em importância até a segunda metade deste século (IPCC, 2018).

Para cumprir a meta de limitar o aquecimento global a 1,5°C, todos os cenários propostos consideram algum tipo de remoção de CO<sub>2</sub> (IPCC, 2018), sendo necessário o armazenamento de até 190 bilhões de toneladas do gás (UNFCCC, 2016). Contudo, as 19 unidades de armazenamento em larga escala atualmente ativas contribuem com a captura de apenas 40 milhões de toneladas de CO<sub>2</sub> ao ano (GLOBAL CCS INSTITUTE, 2019). Cerca de 14 projetos de CCS em larga escala estão relacionados à recuperação avançada de petróleo, em que o CO<sub>2</sub> é injetado em estado líquido, gasoso ou supercrítico e armazenado em bacias sedimentares (GLOBAL CCS INSTITUTE, 2019).

Plantas de injeção e sequestro de CO<sub>2</sub> em derrames basálticos do Platô Columbia (EUA) e de Hellisheidi (Islândia) têm demonstrado a possibilidade de carbonatação do CO<sub>2</sub> a partir da solubilização do gás e posterior reação química entre a solução ácida rica em CO<sub>2</sub> e os minerais constituintes das rochas basálticas (ROSENBAUER *et al.*, 2012; MARIENI & OELKERS, 2018; MATTER *et al.*, 2016; POGGE VON STRANDMANN *et al.*, 2019). O projeto CarbFix, iniciado em 2012 na Usina de Hellisheidi (Islândia), injetou 230 toneladas de CO<sub>2</sub> solubilizadas em água e verificou que mais de 95% do gás injetado foi mineralizado em menos de 2 anos (MATTER *et al.*, 2016; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2017), indicando a grande eficiência desses arcabouços como reservatórios de curta e de longa duração.

No Brasil, a Formação Serra Geral constitui um dos maiores derrames ígneos continentais do mundo, com volume de cerca de 600.000 km<sup>3</sup> (FRANK *et al.*, 2009); compõe-se,

predominantemente, por basaltos toleíticos (PICCIRILLO *et al.*, 1988). Estende-se por uma área total estimada em 917.000 km<sup>2</sup> no Brasil, ocorrendo nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, com área aflorante de cerca de 500.000 km<sup>2</sup> (FRANK *et al.*, 2009). A Formação Serra Geral situa-se próxima de importantes centros econômicos e industriais do país e, portanto, de fontes significativas de emissão de CO<sub>2</sub> (Figura 1.1). Os derrames basálticos da unidade apresentam diversos intervalos permo-porosos, associados a estruturas vesiculares de topo e a fraturas tectônicas e de resfriamento, que poderiam ser aproveitados como reservatórios para injeção e armazenamento de CO<sub>2</sub>, onde estes intervalos apresentem baixas produtividades como aquífero.

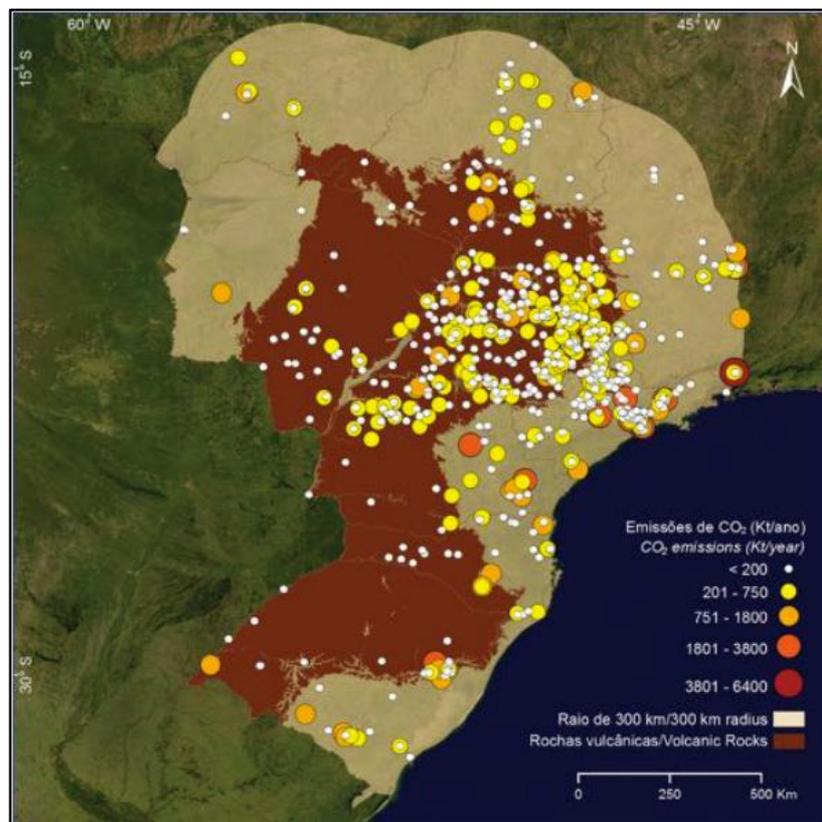


Figura 1.1 – Área de ocorrência da Formação Serra Geral e principais áreas de emissão de CO<sub>2</sub>. Fonte: Ketzer *et al.* (2016).

Estudos nessa linha de pesquisa ainda se mostram escassos no país, mas já apontam a eficiência dos basaltos da Formação Serra Geral no processo de carbonatação, com taxas de conversão superiores a 90% para os íons Ca<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup> lixiviados, sendo a calcita ferrosa a principal fase mineral precipitada (CARNEIRO *et al.*, 2013).

Considerando o potencial desta unidade como reservatório para a injeção e sequestro de CO<sub>2</sub> (dado seu volume de armazenamento e sua eficiência no processo de carbonatação), a crescente importância das tecnologias de CCS na mitigação das emissões de gases de efeito estufa no quadro mundial atual, e em vista da carência de estudos nesta temática em território brasileiro, este trabalho teve por objetivo avaliar se os derrames basálticos da Formação Serra Geral possuem uma estruturação que favoreça seu uso como reservatório para o armazenamento e sequestro de CO<sub>2</sub>, bem como identificar os intervalos mais promissores para o armazenamento e mineralização do dióxido de carbono. Para tanto, foi escolhida área no município de Colômbia (SP), onde poços perfurados nos derrames basálticos apresentam produtividade insuficiente para suprir a elevada demanda hídrica da produção agrícola na região, embora os intervalos permo-porosos dos derrames encontrem-se preenchidos por água (LEBAC, 2017). Deste modo, a capacidade reservatória da Formação Serra Geral poderia ser aproveitada para fins de armazenamento e sequestro de CO<sub>2</sub>.

## 2. CAPTURA E ARMAZENAMENTO GEOLÓGICO DE CO<sub>2</sub>

A captura e armazenamento de CO<sub>2</sub> compreende todos os processos envolvidos desde a captura de gases emitidos por fontes estacionárias (usinas de geração de energia à base de queima de combustíveis fósseis, carvão ou biomassa; processos industriais na produção de ferro e aço, amônia e cimento etc.), separação do dióxido de carbono dos demais gases emitidos, transporte do CO<sub>2</sub> até o local de armazenamento e seu armazenamento em reservatórios que garantam um longo tempo de residência (centenas a milhares de anos) (IPCC, 2001; IPCC, 2005; BANDILLA & CELIA, 2016; SHUKLA *et al.*, 2010; GAURINA-MEĐIMUREC & MAVAR, 2019; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2020).

Para garantir os longos tempos de armazenamento necessários, o reservatório deve ser suficientemente seguro, ou seja, deve possibilitar as menores taxas possíveis de liberação de CO<sub>2</sub>, garantindo maiores valores de fração retida (IPCC, 2005; BANDILLA & CELIA, 2016). Desde que as liberações demorem milhares de anos para ocorrer, o efeito do armazenamento pode ser tão efetivo quanto no caso de não haver vazamentos (IPCC, 2001).

Outro importante fator é o volume do reservatório, o qual deve ser suficientemente grande para garantir taxas de adição de CO<sub>2</sub> com grandezas proporcionais às taxas de emissão (da ordem de bilhões de toneladas ao ano), de modo que o impacto do armazenamento possa ser significativo (IPCC, 2005). A partir dessa premissa, os reservatórios com maiores potenciais para armazenamento de volumes elevados de CO<sub>2</sub> são reservas naturais, tais como o oceano profundo e as formações geológicas (VOORMEIJ & SIMANDL, 2004; IPCC, 2005; ABU-KHADER, 2006).

Embora a fração retida estimada para o armazenamento nos oceanos, abaixo dos 3.000 m de profundidade, seja de 85% após 500 anos, esse processo ainda não foi demonstrado em escala significativa e em longos períodos (IPCC, 2005). Para o armazenamento geológico, os números mostram-se mais promissores, uma vez que as frações retidas podem exceder 99% ao longo de 1000 anos (IPCC, 2005; GAURINA-MEĐIMUREC & MAVAR, 2019); no entanto, esses valores variam em função da forma em que o CO<sub>2</sub> é injetado (se em estado gasoso, supercrítico ou em solução) e do tipo de formação geológica do reservatório, podendo ser mais ou menos vulnerável a falhamentos geológicos que afetem a rocha selante, a eventos eruptivos ou de abalo sísmico, ou a futuras perfurações no reservatório.

## 2.1. Armazenamento Geológico de CO<sub>2</sub> e Mecanismos de Trapeamento

Atualmente, os reservatórios mais empregados no armazenamento geológico de CO<sub>2</sub> estão relacionados a bacias sedimentares, especialmente em campos de petróleo, além de aquíferos salinos e camadas de carvão (GLOBAL CCS INSTITUTE, 2019; VOORMEIJ & SIMANDL, 2004; IPCC, 2005; ABU-KHADER, 2006; BANDILLA & CELIA, 2016; SHUKLA *et al.* 2010; GAURINA-MEĐIMUREC & MAVAR, 2019). Em campos petrolíferos, os principais mecanismos de trapeamento são físicos (estratigráficos e/ou estruturais), de modo que o CO<sub>2</sub> injetado fica armazenado nos poros da rocha reservatório e capeado por rochas de baixa permeabilidade; uma parcela fica retida em poros de pequena dimensão (trapeamento residual) e outra, com o tempo, solubiliza-se na água da formação (trapeamento por solubilidade), podendo resultar, após longos períodos de residência e a depender da disponibilidade de cátions divalentes em solução, em alguma proporção de trapeamento mineral por precipitação de fases carbonáticas estáveis (Figuras 2.1 e 2.2) (IPCC, 2005; MATTER & KELEMEN, 2009; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2020). O CO<sub>2</sub> comumente é injetado em seu estado supercrítico, no qual inicialmente é imiscível com a água da formação, podendo configurar-se como a fase flutuante e ascendente em um sistema bifásico (VOORMEIJ & SIMANDL, 2004; IPCC, 2005; BANDILLA & CELIA, 2016; GAURINA-MEĐIMUREC & MAVAR, 2019). Isso acaba por reduzir a segurança do armazenamento, uma vez que a fase ascendente pode encontrar caminhos preferenciais de percolação já existentes ou posteriormente originados, por exemplo, por reativações de falhamentos geológicos (MCGRAIL *et al.*, 2003; IPCC, 2005; BANDILLA & CELIA, 2016; SHUKLA *et al.* 2010; GAURINA-MEĐIMUREC & MAVAR, 2019).

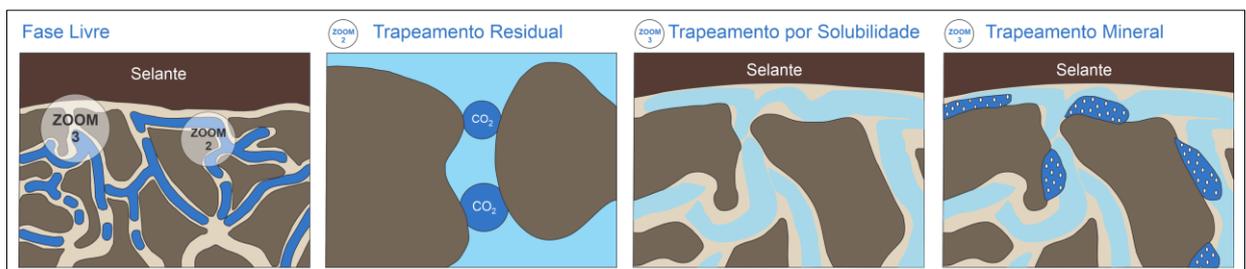


Figura 2.1 – Principais mecanismos de trapeamento do CO<sub>2</sub>. Da esquerda para a direita: CO<sub>2</sub> em fase livre trapeado por rocha selante (trapeamento estratigráfico/estrutural); porções do gás retidas em pequenos poros (trapeamento residual); solubilização do CO<sub>2</sub> na água da formação (trapeamento por solubilidade); e sequestro do CO<sub>2</sub> por meio de reações químicas com a rocha da formação, resultando em sua precipitação na forma de minerais carbonáticos (trapeamento mineral). Fonte: adaptado de Global CCS Institute (2019).

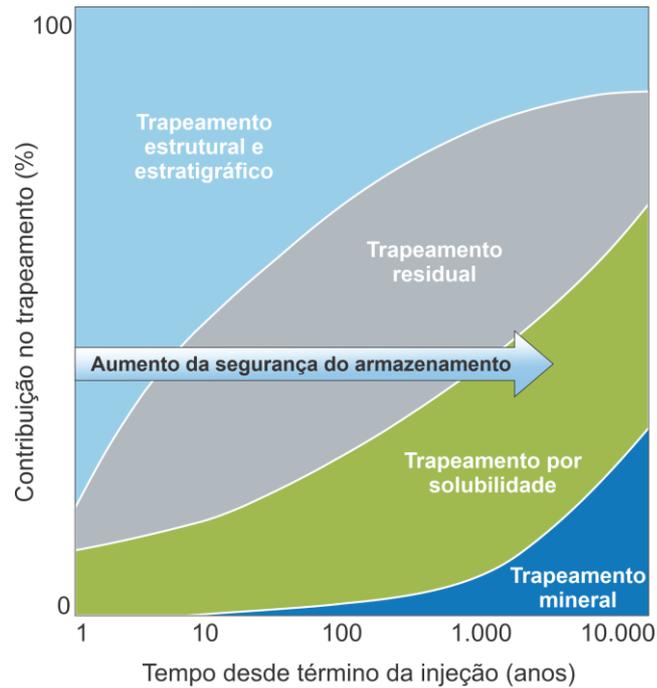
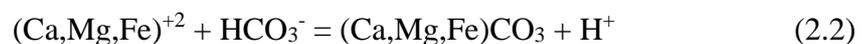
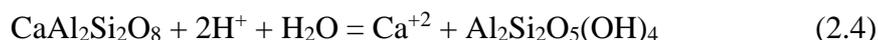


Figura 2.2 – Mecanismos de trapeamento do CO<sub>2</sub> supercrítico injetado em bacias sedimentares e evolução das parcelas de contribuição de cada mecanismo ao longo do tempo. Fonte: adaptado de Snæbjörnsdóttir *et al.* (2020).

Os reservatórios mais seguros são aqueles onde é possível a combinação de trapeamento físico e químico, de modo que, além de uma camada selante, ocorram também reações químicas entre o CO<sub>2</sub> injetado e as rochas da formação, resultando na precipitação de minerais carbonáticos responsáveis por sequestrar o dióxido de carbono, processo denominado mineralização *in situ* (IPCC, 2005; GAURINA-MEĐIMUREC & MAVAR, 2019). No trapeamento químico, o CO<sub>2</sub> injetado inicialmente solubiliza-se na água da formação, produzindo ácido carbônico, o qual dissocia-se em bicarbonato e/ou carbonato e íon H<sup>+</sup> (Equação 2.1). Havendo cátions divalentes em solução (Ca<sup>+2</sup>, Fe<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup>), ocorre a formação e precipitação de minerais carbonáticos como calcita, dolomita, magnesita e siderita (Equações 2.2 e 2.3). Os íons H<sup>+</sup> são consumidos em reações de dissolução de minerais silicáticos, como por exemplo plagioclásio e olivina (Equações 2.4 e 2.5, respectivamente), deslocando o equilíbrio das Equações 2.2 e 2.3 para a direita e culminando na precipitação de minerais carbonáticos (MATTER & KELEMEN, 2009; MATTER *et al.*, 2009).





Minerais como olivina, serpentina, piroxênio e plagioclásio mostram-se como os de maior potencial para sequestrar o CO<sub>2</sub>, com especial destaque para a olivina (OELKERS *et al.*, 2008). Estes minerais são comumente encontrados em rochas máficas e ultramáficas, como basaltos e peridotitos, configurando estes litotipos como reservatórios promissores para o armazenamento de CO<sub>2</sub> (MATTER & KELEMEN, 2009). A eficiência dessas rochas no sequestro de CO<sub>2</sub> é evidenciada pela elevada quantidade de dióxido de carbono atmosférico consumida em decorrência do intemperismo químico atuante sobre basaltos: com uma área de apenas 6,8 milhões km<sup>2</sup> (cerca de 4,6% da superfície continental e 8,4% da área de rochas silicáticas), os derrames continentais basálticos respondem por 30% a 35% do CO<sub>2</sub> consumido no intemperismo químico das rochas silicáticas ao redor do globo, a uma taxa de 4,08 x 10<sup>12</sup> mol/ano (DESSERT *et al.*, 2003). Outro exemplo está na retirada de CO<sub>2</sub> dos oceanos a partir da interação água-CO<sub>2</sub>-rocha ocorrida durante a atividade hidrotermal existente ao longo do primeiro quilômetro de profundidade da crosta oceânica (majoritariamente composta por basaltos), resultando na mineralização de 1,5 x 10<sup>12</sup> - 2,4 x 10<sup>12</sup> mol de CO<sub>2</sub> ao ano (ALT & TEAGLE, 1999).

Resultados obtidos a partir de experimentos laboratoriais com basaltos do Plateau Columbia (EUA) (MCGRAIL *et al.*, 2006) e do Planalto do Decã (Índia) (PRASAD *et al.*, 2012), bem como aqueles reportados a partir de planta-piloto de injeção situada na Islândia (MATTER *et al.* 2016), têm demonstrado elevadas taxas de reação entre basaltos e soluções ricas em CO<sub>2</sub>, com formação e precipitação de minerais carbonáticos dentro de intervalos menores que 6 meses, sendo condizente com estimativas obtidas por modelagem geoquímica (ROSENBAUER *et al.*, 2012). Estudo preliminar realizado por Marieni & Oelkers (2018) com basaltos da Islândia demonstra que mesmo minerais secundários como argilas, zeólitas, clorita, epidoto, actinolita e carbonatos, oriundos de alteração das rochas basálticas, podem atuar como fontes importantes de cátions divalentes para carbonatação mineral, tornando reservatórios máficos alterados tão eficientes quanto aqueles compostos por basalto são, desde que os minerais secundários não exerçam forte influência nos caminhos de fluxo e prejudiquem a percolação do fluido rico em CO<sub>2</sub>. No Brasil, embora estudos nessa linha de pesquisa ainda sejam escassos, os basaltos da Formação Serra Geral, presentes sobretudo nas regiões Sul e Sudeste do país, mostram-se

eficientes no processo de carbonatação, com taxas de conversão superiores a 90% para os íons  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$  lixiviados, sendo a calcita ferrosa a principal fase mineral formada (CARNEIRO *et al.*, 2013).

Além da eficiência dos basaltos para o trapeamento químico, as estruturas internas dos derrames continentais, ocasionadas por desgaseificação e contração por resfriamento, podem originar arranjos de horizontes reservatórios e horizontes selantes sucessivamente alternados, conforme apontado por Goldberg *et al.* (2010), McGrail *et al.* (2003), McGrail *et al.* (2006) e Zakharova *et al.* (2012). Segundo esses autores, os horizontes vesiculares que ocorrem nas porções de topo dos derrames constituiriam o principal reservatório para o  $\text{CO}_2$  injetado, enquanto as porções de interior do derrame, marcadas por basalto maciço e compacto, atuariam como rochas selantes, evitando a migração e escape do dióxido de carbono. Embora estruturas como disjunções colunares e entablaturas desenvolvam-se no interior do derrame, trazendo riscos de liberação do  $\text{CO}_2$  injetado, os autores advogam que estas estruturas não comprometeriam a integridade do capeamento e, ainda que acarretem em aumentos da permeabilidade do horizonte selante, a velocidade de migração ainda seria suficientemente baixa para permitir a reação fluído-rocha e o trapeamento do  $\text{CO}_2$  na forma de minerais carbonáticos.

## 2.2. Plantas de Injeção de $\text{CO}_2$ e Mineralização *In Situ* em Reservatórios Basálticos

As elevadas taxas de mineralização do  $\text{CO}_2$  a partir de sua reação com litotipos basálticos, conforme observado em análogos naturais (intemperismo de basaltos continentais e hidrotermalismo na crosta oceânica), experimentos laboratoriais e em simulações geoquímicas, motivaram a elaboração dos únicos dois projetos existentes para injeção em larga escala de  $\text{CO}_2$  em reservatórios basálticos: o CarbFix Project e o Wallula Pilot Sequestration Project do Big Sky Carbon Sequestration Partnership (BSCSP).

Os resultados obtidos por esses projetos têm comprovado a alta eficiência dos reservatórios basálticos para o sequestro de  $\text{CO}_2$ . A ampla distribuição espacial desses litotipos ao redor do globo (Figura 2.3) torna a utilização de basaltos ainda mais interessante, seja por aumentar a probabilidade de ocorrência de reservatórios próximos a importantes fontes emissoras de  $\text{CO}_2$ , seja pelo elevado volume disponível para armazenamento de dióxido de carbono – estima-se que 2 a 250 trilhões de toneladas de  $\text{CO}_2$  possam ser armazenadas apenas nas cordilheiras meso-oceânicas, números bastante significativos frente a 18,5 trilhões de toneladas de  $\text{CO}_2$  que seriam emitidas pela queima de todo o combustível fóssil existente no planeta (SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.* 2014).

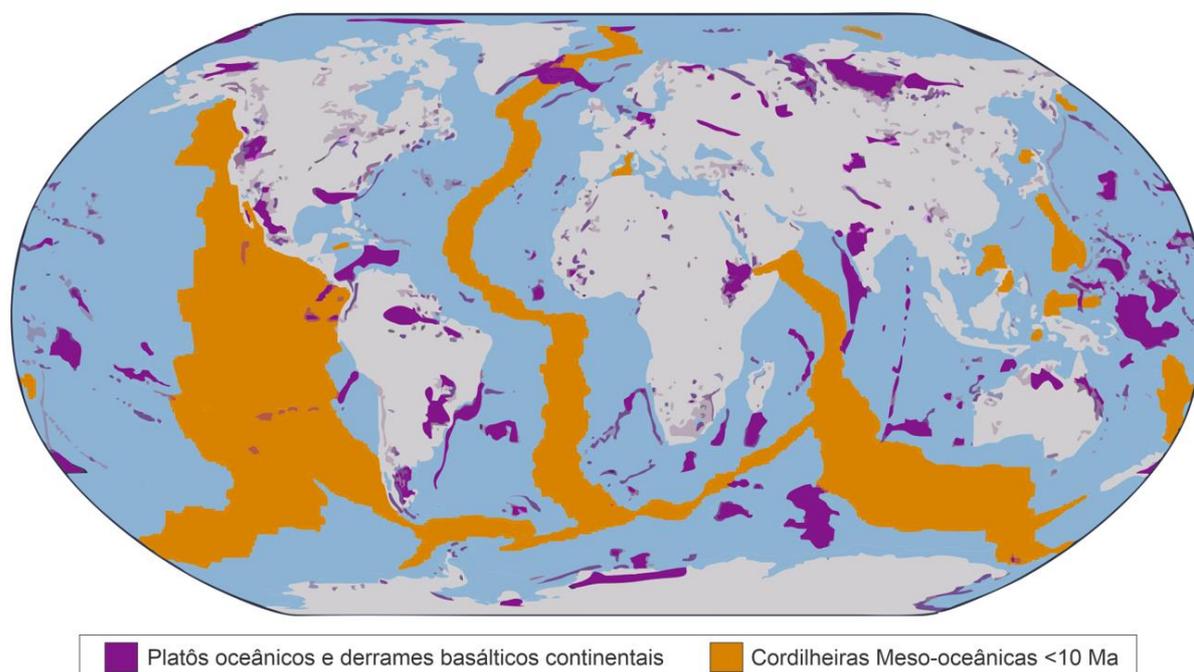


Figura 2.3 – Distribuição espacial das principais ocorrências de rochas básicas cujo aproveitamento para mineralização *in situ* de CO<sub>2</sub> é viável. Estão representados os principais derrames basálticos continentais do mundo, os platôs ígneos oceânicos e as cordilheiras meso-oceânicas. Fonte: adaptado de Snæbjörnsdóttir *et al.* (2020).

A seguir, são abordados em maior detalhe o desenvolvimento e os resultados do CarbFix Project e do Wallula Pilot Sequestration Project.

### 2.2.1. CarbFix Project

Inaugurado no ano de 2007, em parceria com a companhia Reykjavik Energy, a Universidade da Islândia, a Universidade de Columbia (Nova York, EUA) e o Centre National de la Recherche Scientifique Université Paul Sabatié (França), o CarbFix Project tinha como objetivo aplicar os processos observados na mineralização natural de CO<sub>2</sub>, durante o intemperismo de basaltos, em uma planta de injeção de grande escala (OELKERS *et al.*, 2008; MATTER *et al.*, 2009; GÍSLASON *et al.*, 2018). A fase piloto do CarbFix Project, financiada pela União Europeia, iniciou-se em 2012, próxima à Usina Geotermal de Hellishidi, sudoeste da Islândia, consagrando-se como o primeiro projeto integrado de CCS com armazenamento de CO<sub>2</sub> em rochas basálticas, integrando uma planta-piloto de separação de CO<sub>2</sub>, uma planta-piloto de injeção de CO<sub>2</sub>, estudos de análogos naturais, experimentos laboratoriais e modelagem numérica (MATTER *et al.*, 2011).

Previamente às primeiras injeções, foram realizados diversos estudos de caracterização do arcabouço geológico e do aquífero local. A partir de análises em microscópio petrográfico e por difração de raios-X realizadas em amostras de calha, Alfredsson *et al.* (2013) identificaram como fases minerais predominantes em Hellisheidi: olivina (forsterita), plagioclásio (variando entre oligoclásio e labradorita), clinopiroxênio (augita), magnetita-ilmenita e matriz vítrea. As fases minerais secundárias, associadas ao preenchimento de poros, foram predominantemente carbonatos, além de esmectita cálcio-ferro-magnésiana, zeólitas ricas em cálcio (cabazita) e hidróxidos amorfos a pouco cristalinos (ALFREDSSON *et al.*, 2013; ARADÓTTIR *et al.*, 2011). Com base em análises químicas de rocha total por fluorescência de raios-X, Alfredsson *et al.* (2013) classificaram os litotipos de Hellisheidi como basaltos de afinidade toleítica. Ainda segundo os mesmos autores, a ocorrência de diversos horizontes de hialoclastito de baixa permeabilidade compartimentaria a água subterrânea em diversos níveis aquíferos, impedindo a comunicação entre o intervalo alvo de injeção e os aquíferos sobrepostos ou sotopostos, o que é sustentado por testes com traçador de Na fluorescente apresentados por Aradóttir *et al.* (2011).

Experimentos laboratoriais para determinação das taxas de dissolução dos minerais máficos presentes nos basaltos de Hellisheidi e para avaliação dos processos envolvidos durante a interação CO<sub>2</sub>-água-rocha foram realizados por Gudbrandsson *et al.* (2011) e Gysi & Stefánsson (2012), respectivamente. Os resultados obtidos por Gudbrandsson *et al.* (2011), a partir da dissolução de basalto cristalino, indicaram que olivina e piroxênio apresentam taxas de dissolução decrescentes com o aumento do pH, acarretando em maiores taxas de liberação de Fe e Mg em pH ácido. Paralelamente, a curva de dissolução do plagioclásio exibe forma em U, o que resulta em taxas de liberação de Ca decrescentes com o aumento do pH para condições ácidas e crescentes com o aumento do pH para condições alcalinas. Gysi & Stefánsson (2012), com base em experimento laboratorial de interação entre solução rica em CO<sub>2</sub> e basalto vítreo, à temperatura de 40°C, concluíram que a dissolução da rocha é dependente do pH e do progresso da reação, e que elevadas concentrações de CO<sub>2</sub> aquoso modificam a trajetória natural da reação água-basalto. Os mesmos autores reportaram rápida carbonatação do CO<sub>2</sub> solubilizado (sequestro de 1/3 do volume utilizado após 3 meses), e que a velocidade do processo é controlada pela concentração inicial de CO<sub>2</sub> e pela proporção fluido-rocha. Ademais, a composição dos carbonatos precipitados seria dependente da disponibilidade de Ca, Mg e Fe. Para condições de pH inferior a 5,5 prevalece a formação de carbonatos ricos em Fe com alguma incorporação de Ca e Mg; para pH > 5,5 tem-se a passagem do ferro para sua forma oxidada e a formação de ferridrita e esmectita; e, por fim, em pH superior a 6,5 ocorre progressiva saturação em calcita, zeólitas e esmectita ferro-magnésiana (GYSI & STEFÁNSSON, 2012). Estes

resultados mostram-se em total concordância com modelagens numéricas realizadas por Gysi & Stefánsson (2011) para o sequestro de CO<sub>2</sub> em basaltos a temperaturas de 25°C a 90°C.

Aradóttir *et al.* (2012) realizaram modelagem de transporte reativo 3D simulando injeção e sequestro de CO<sub>2</sub> em Hellisheidi para dois cenários distintos, ambos com solubilização prévia do CO<sub>2</sub>: uma injeção piloto de 1.200 toneladas de CO<sub>2</sub> e uma injeção completa de 400.000 toneladas de dióxido de carbono. O primeiro cenário apresentou mineralização de 100% após 10 anos, e o segundo, de 80% após 100 anos. Os resultados da simulação apontaram que, no período inicial de dissolução da rocha, as taxas de dissolução de olivina e piroxênio são as mais elevadas, reduzindo gradativamente até que o plagioclásio passa a ser a principal fase dissolvida, conforme reportado por Gudbrandsson *et al.* (2011). As principais fases precipitadas foram carbonatos (calcita predominantemente e, subordinadamente, dolomita e magnesita-siderita), zeólitas, hidróxidos e sílica amorfa. Especialmente, a precipitação de dolomita dar-se-ia no *front* da pluma de injeção, dissolvendo-se posteriormente com a passagem da pluma; magnesita e siderita formar-se-iam no interior da pluma e, conjuntamente à calcita, permaneceriam estáveis. O modelo previu que a precipitação de minerais secundários ocorreria a uma distância suficiente do poço de injeção para que não houvesse problemas de obstrução do poço. Outro importante resultado obtido evidencia que a eficiência do sequestro de CO<sub>2</sub> em basaltos seria maior a temperaturas de 40°C a 80°C, de modo que horizontes selecionados para injeção devem situar-se em profundidades que garantam esta faixa de temperatura.

Após os estudos de caracterização do reservatório, experimentos laboratoriais de dissolução e simulações geoquímicas, foi iniciada a fase piloto de injeção de CO<sub>2</sub>. Entre janeiro e agosto de 2012 realizou-se a injeção sequencial de 175 toneladas de CO<sub>2</sub> puro e de 73 toneladas de mistura CO<sub>2</sub> (75%) – H<sub>2</sub>S (25%) (SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2017; GÍSLASON *et al.*, 2018). Os gases foram totalmente solubilizados em água proveniente da própria formação (Figura 2.4), a uma proporção de 25 toneladas de água para cada tonelada de gás, e injetados sob pressão de 25 bar até o horizonte de interesse, situado a 500 m de profundidade, onde a pressão hidrostática chega a 40 bar e a temperatura varia de 20°C a 50°C (GISLASON *et al.*, 2010; ARADÓTTIR *et al.*, 2011; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2017). Embora este método exija grandes volumes de água, a solubilização prévia dos gases possui três vantagens principais (SIGFUSSON *et al.*, 2015): (I) o trapeamento por solubilidade é alcançado instantaneamente (Figura 2.5), aumentando a segurança do armazenamento; (II) a água com os gases dissolvidos é mais densa que a água da formação livre de CO<sub>2</sub>, levando ao trapeamento do fluido injetado; e (III) promove o aumento da dinâmica de dissolução do basalto e de mineralização do gás injetado (Figura 2.5). Juntamente com a água rica em gases, foram injetados

traçadores conservativos, como hexafluoreto de enxofre ( $\text{SF}_6$ ), trifluormetil pentafluoreto de enxofre ( $\text{SF}_5\text{CF}_3$ ) e corante fluorescente amidorodamina G, e traçadores reativos, como carbono radiogênico  $^{14}\text{C}$  associado ao  $\text{CO}_2$  (GISLASON *et al.*, 2010; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2017).

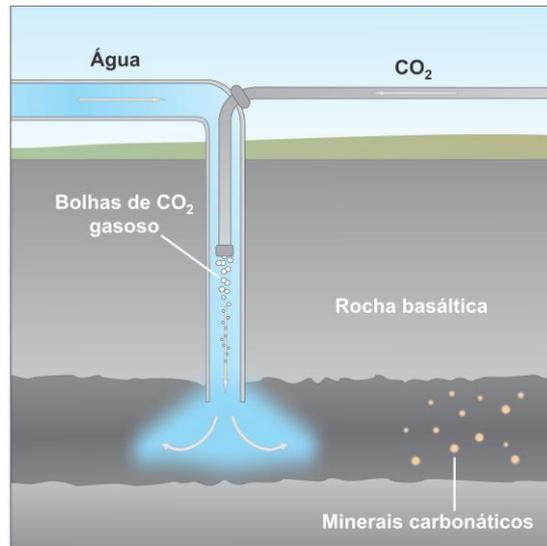


Figura 2.4 – Esquema simplificado da técnica de injeção conjunta de água e  $\text{CO}_2$  gasoso, promovendo a solubilização do  $\text{CO}_2$  no momento da injeção. Fonte: adaptado de Gislason & Oelkers (2014).

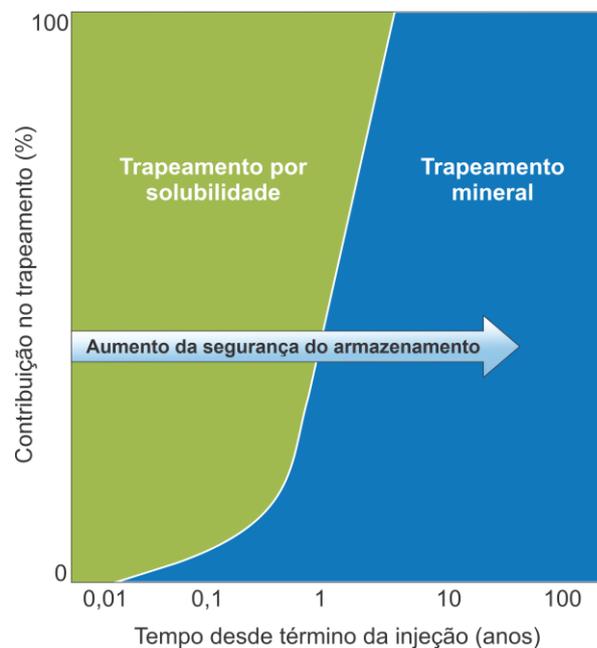


Figura 2.5 – Mecanismos de trapeamento do  $\text{CO}_2$ , e alteração de suas parcelas de contribuição com o tempo, considerando a aplicação da técnica de solubilização do  $\text{CO}_2$  em água no momento da injeção. O trapeamento por solubilidade é obtido instantaneamente e uma maior parcela de contribuição do trapeamento mineral é atingida em pouco tempo após a injeção, garantindo maior segurança ao armazenamento. Fonte: adaptado de Snæbjörnsdóttir *et al.* (2020).

Durante o período de injeção, a amostragem dos fluidos da formação mostrou crescentes concentrações de Ca, Mg e Fe, com redução gradual nos meses subsequentes (SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2017). Os índices de saturação calculados para os fluidos amostrados indicaram saturação em siderita cerca de 4 semanas após o início das injeções e em calcita 3 meses após cada injeção (SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2017). Em julho de 2013, uma das bombas utilizadas para amostragem dos fluidos da formação apresentou falhas em razão da precipitação de calcita ao seu redor, comprovando a carbonatação do CO<sub>2</sub> injetado (SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2017). Balanços de massa realizados por Snæbjörnsdóttir *et al.* (2017), baseados na recuperação dos traçadores conservativos co-injetados, e por Matter *et al.* (2016), utilizando concentrações medidas de carbono inorgânico dissolvido e <sup>14</sup>C, estimam a mineralização de 95% do CO<sub>2</sub> injetado em menos de 2 anos, enquanto todo o H<sub>2</sub>S teria sido mineralizado em 4 meses. Dentre os 95% de dióxido de carbono sequestrado na forma de carbonato, estima-se que 72% precipitou-se na forma de calcita (POGGE VON STRANDMANN *et al.*, 2019).

Modelagem numérica geoquímica da trajetória de reação foi realizada por Snæbjörnsdóttir *et al.* (2018) após a injeção dos gases e o subsequente monitoramento. Os resultados obtidos sugerem que ao longo de estruturas de alta permeabilidade e velocidade de fluxo predomina a dissolução de basalto cristalino, enquanto ocorre predomínio de dissolução de basalto vítreo ao longo de caminhos de fluxo lento e pervasivo, por onde flui a maior parte do fluido injetado. Durante as etapas iniciais de mineralização, a formação de siderita e carbonatos ferromagnesianos seria favorecida, o que está em concordância com os resultados obtidos por Gudbrandsson *et al.* (2011). A sequência de formação de carbonatos obtida pela simulação foi: siderita em pH inferior a 5, carbonatos de Mg e Fe e carbonatos de Ca, Mg e Fe em pH superior a 5, e calcita em pH igual ou superior a 8. Os cálculos também apontam para a início da formação de calcedônia e hidróxidos de alumínio e de ferro em pH inferior a 6,5, de zeólitas (analcima) em pH próximo de 7 e de esmectita a partir de pH 8. Estes resultados são similares aos reportados por Gysi & Stefánsson (2011) e Gysi & Stefánsson (2012). Outra importante conclusão obtida por Snæbjörnsdóttir *et al.* (2018) foi que o ponto ótimo para mineralização do CO<sub>2</sub> em basaltos a baixa temperatura (20°C - 50°C) dá-se em pH 5,2 - 6,5, pois este intervalo de concentração hidrogeniônica seria suficientemente alto para formação de carbonatos, mas não alto o suficiente para que ocorra precipitação de zeólitas e esmectita, reduzindo, deste modo, a competição com os carbonatos por cátions e espaço poroso.

Os resultados positivos obtidos após a fase piloto do projeto incentivaram sua ampliação em junho de 2014, originando o CarbFix2. Os gases provenientes da usina geotermal passaram a ser conduzidos por uma torre de depuração, onde o CO<sub>2</sub> e o H<sub>2</sub>S são separados dos demais

gases por solubilização em água pura, a qual é obtida por condensação do vapor das turbinas da usina (GUNNARSSON *et al.*, 2018). O fluido resultante é pressurizado a 9 bar e injetado em reservatório basáltico situado a 800 m de profundidade, onde as temperaturas atingem cerca de 250°C (SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2018), valor limite para o armazenamento via carbonatação mineral em basaltos (CLARK *et al.*, 2020). Após 3 anos e meio, foram injetados ao todo 23.300 toneladas de CO<sub>2</sub> e 11.800 toneladas de H<sub>2</sub>S, com mineralização de mais de 50% dos gases dentro de um período de 4 a 9 meses, e sem perda de injetividade do poço ao longo de todo o período (CLARK *et al.*, 2020).

No CarbFix2, a metodologia de mineralização *in situ* foi também acoplada a uma instalação de Captura Direta do Ar (*Direct Air Capture – DAC*), possibilitando capturar CO<sub>2</sub> diretamente do ar atmosférico, concentrá-lo, solubilizá-lo e injetá-lo na formação, onde será trapeado na forma de minerais carbonáticos (GÍSLASON *et al.*, 2018; GUTKNECHT *et al.*, 2018; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2020). Atualmente, os esforços do projeto estão direcionados para o desenvolvimento de tecnologias para armazenamento de CO<sub>2</sub> em basaltos submarinos pela injeção de CO<sub>2</sub> solubilizado em água marinha (GÍSLASON *et al.*, 2018; SNÆBJÖRNSDÓTTIR *et al.*, 2020).

### **2.2.2. Wallula Pilot Sequestration Project**

O projeto para instalação de uma planta-piloto de injeção de CO<sub>2</sub> em basaltos na região de Wallula, município de Walla Walla, Washington (EUA), iniciou-se em 2007, quando o *Big Sky Carbon Sequestration Partnership*, pertencente ao Departamento de Energia dos Estados Unidos, foi convidado pela agência de desenvolvimento econômico do município para conduzir um estudo de campo para CCS (MCGRAIL *et al.* 2011). O estudo foi requisitado em vista da construção de uma usina de gaseificação integrada com ciclos combinados (IGCC) que demandaria instalações para CCS (MCGRAIL *et al.* 2009).

Os basaltos da região de Wallula pertencem aos derrames miocênicos do Columbia River Basalt Group (CRBG), inseridos na Província do Columbia Plateau (HOOPER, 1997), os quais são caracterizados por natureza toleítica e compostos por plagioclásio, clinopiroxênio (augita e pigeonita como acessório) e matriz vítrea (até 50% da rocha), podendo conter ortopiroxênio (enstatita-bronzita a hiperstênio) e olivina em menores quantidades; hematita, magnetita titanífera, ilmenita e apatita podem ocorrer como acessórios (REIDEL, 1983). Dentre os minerais secundários, destacam-se esmectita, clinopitilolita, celadonita, pirita, sílica amorfa e, em menores quantidades, calcita (PORTER, 2010). Morfologicamente, os derrames do CRBG possuem topos permeáveis, compostos por basalto vítreo vesicular a escoriáceo ou brechas, e

interiores de derrame relativamente impermeáveis, caracterizados por basalto maciço e/ou basaltos com estruturas colunares e de entablatura (DOE, 1988).

O potencial do CRBG como reservatório para injeção de CO<sub>2</sub> foi inicialmente apontado por McGrail *et al.* (2003 e 2006), sugerindo que os topos de derrame permeáveis e porosos seriam horizontes de injeção favoráveis e que a baixa permeabilidade associada às porções centrais do derrame possibilitaria a atuação destes intervalos como selantes, impedindo ou retardando a migração do CO<sub>2</sub> por tempo suficiente para sua reação com os basaltos e seu trapeamento mineral na forma de carbonatos. Os cálculos e experimentos laboratoriais executados por McGrail *et al.* (2006) indicaram taxas relativamente rápidas para a reação química entre basalto, água e CO<sub>2</sub> supercrítico, o que é evidenciado pela formação de calcita e ankerita 8 meses após o início dos experimentos. Estimativa feita pelos mesmos autores para a capacidade de armazenamento de dióxido de carbono no CRBG ultrapassa 100 bilhões de toneladas do gás.

Com a aprovação do projeto para instalação de um poço-piloto de injeção em Wallula, iniciou-se uma série de estudos de caracterização do meio físico e de experimentos laboratoriais. Schaeff *et al.* (2009 e 2010) realizaram experimentos para avaliar a interação basalto-água-CO<sub>2</sub> supercrítico e observaram a precipitação de carbonatos nos poros e nas superfícies de grãos em todas as amostras após 3 anos. Ademais, os autores concluíram que a composição química da mesóstase (matriz vítrea) seria a maior determinante na reatividade dos basaltos, uma vez que é o componente mais reativo deste litotipo. Experimento realizado por Schaeff & McGrail (2010) para avaliar a cinética de dissolução dos basaltos do CRBG em temperaturas de 25°C a 90°C, sob condições ácidas a neutras ( $3 < \text{pH} < 7$ ), mostrou taxas de dissolução decrescentes com o aumento do pH. Para simular reação com fase supercrítica do CO<sub>2</sub> considerando basaltos em condições de maior profundidade, Schaeff *et al.* (2011) expôs amostras de basalto do CRBG a CO<sub>2</sub> supercrítico rico em água e a água em equilíbrio com CO<sub>2</sub> supercrítico durante 180 dias. As amostras sob temperaturas e pressões mais elevadas (correspondente a condições de profundidade entre 800 m e 3.000 m) apresentaram mineralização mais abundante, sendo que os principais minerais precipitados foram aragonita, calcita, dolomita, ankerita e rodocrosita, além de sílica amorfa. Outro resultado destacado pelos autores foi que as amostras que reagiram com CO<sub>2</sub> supercrítico rico em água apresentaram maior quantidade de precipitados do que aquelas em contato com água em equilíbrio com CO<sub>2</sub> supercrítico.

Anterior e simultaneamente à perfuração do poço-piloto foi realizada caracterização preliminar do arcabouço a partir de levantamento de seção sísmica de refração, perfilagem geofísica do poço (perfis de resistividade, gama, sônico, calíper, imageamento acústico e potencial espontâneo), análises de amostras de calha em microscópio petrográfico e por difração de raios-

X (XRD), análise química de amostras de calha por fluorescência de raios-X (XRF) e testes de bombeamento com *packer* (MCGRAIL *et al.*, 2009; 2011; 2014).

A seção sísmica revelou a inexistência de falhas geológicas expressivas na área (SULLIVAN *et al.*, 2011), de modo que, em 2009, seguiu-se a perfuração do poço-piloto, o qual atingiu 1253 m de profundidade. A perfilagem geofísica do poço permitiu identificar os intervalos de profundidade correspondentes às porções de topo e de interior dos derrames, sobretudo por meio dos perfis de resistividade, sônico e caliper (MCGRAIL *et al.*, 2009; ZAKHAROVA *et al.*, 2012). Segundo Zakharova *et al.* (2012), os horizontes de interior de derrame, compostos por basalto maciço com fraturamento variável, possuem espessuras entre 10 m e 70 m e caracterizam-se por altos valores de resistividade elétrica (100 ohm-m - 500 ohm-m para maiores densidades de fraturamento e acima de 1.000 ohm-m para porções pouco fraturadas) e de velocidade de ondas acústicas (5,5 km/s - 6 km/s para ondas compressoriais), com porosidade aparente entre 0% e 10% (5%-10% para porções com fraturamento mais intenso e próximas a 0% para basaltos maciços sem fratura). As litofácies de topo de derrame, correspondentes a basalto vesicular e/ou brechas, apresentam espessuras entre 3 m e 10 m e distinguem-se por reentrâncias no perfil caliper e baixos valores de resistividade elétrica (10 ohm-m - 20 ohm-m) e de velocidade de ondas acústicas (em média de 2,5 km/s - 3 km/s), com valores de porosidade aparente entre 20% e 50%.

Com base nos resultados obtidos pela perfilagem e pela comparação dos horizontes submetidos aos testes de bombeamento, foram identificadas três zonas de topo de derrame como alvos para injeção entre 828 m e 887 m, com valores de condutividade hidráulica (K) variando de  $10^{-4}$  m/s a  $10^{-7}$  m/s. Valores de K obtidos para as três zonas de interior de derrame que capeiam os alvos de injeção situaram-se entre  $10^{-12}$  m/s e  $10^{-13}$  m/s (MCGRAIL *et al.*, 2009; 2011; 2014). A análise da derivativa de teste de recuperação executado em 2012 demonstrou a inexistência de qualquer drenança através de possíveis estruturas verticais, o que, associado à baixa permeabilidade das porções de interior de derrame, apontaram a eficiência destes horizontes como rochas selantes para impedir a migração do CO<sub>2</sub> após sua injeção nos níveis permeáveis de topo de derrame (MCGRAIL *et al.*, 2011; 2014). Simulações numéricas 2D da injeção de 1.000 toneladas de CO<sub>2</sub> ao longo de um período de até 30 dias, nos três níveis de topo de derrames selecionados, apontaram que após 1 ano 18% do CO<sub>2</sub> injetado se solubilizaria na água subterrânea da formação (MCGRAIL *et al.*, 2009; 2011).

Diante dos resultados obtidos pelos estudos preliminares, a injeção de CO<sub>2</sub> no poço-piloto foi iniciada em julho de 2013 e concluída em agosto de 2013, totalizando 25 dias de operação (MCGRAIL *et al.*, 2014). Antes de ser injetado, o gás era aquecido e pressurizado.

Ao todo, foram injetadas 997 toneladas de CO<sub>2</sub> supercrítico, a uma taxa constante de injeção de 40 toneladas ao dia. O monitoramento ao longo dos dois anos subsequentes à injeção, a partir das concentrações de gás no solo e de amostras de água coletadas dos poços de monitoramento ao redor do poço de injeção, não apresentou nenhuma evidência de vazamento do CO<sub>2</sub> (MCGRAIL *et al.*, 2014). Amostras de água coletadas dos horizontes reservatórios apresentaram concentrações crescentes de Ca, Mg, Fe e Mn, além de alterações nas assinaturas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , sugerindo rápida reação do basalto com o CO<sub>2</sub> injetado (MCGRAIL *et al.*, 2014; 2017b). Levantamento de perfil geofísico de resistividade indicou a presença de CO<sub>2</sub> como fase livre no topo das zonas de injeção, mas sem evidência de migração vertical do gás (MCGRAIL *et al.*, 2017). Testemunhos de sondagem recuperados dos horizontes reservatórios continham nódulos de carbonatos precipitados em vesículas, identificados como ankerita após análises por XRD e microscopia eletrônica de varredura (MCGRAIL *et al.*, 2017a, b). A assinatura isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  encontrada para os nódulos de ankerita corresponde à do CO<sub>2</sub> injetado, comprovando a ocorrência de reação com o basalto e o sequestro do dióxido de carbono por trapeamento mineral (MCGRAIL *et al.*, 2017a, b).

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1. Localização e Fisiografia

A área de estudo localiza-se na porção sul do município de Colômbia, norte do Estado de São Paulo (Figura 3.1). O município está situado entre as latitudes 20°09'S e 20°24'S e as longitudes 48°30'S e 48°53'S, totalizando cerca de 729,2 km<sup>2</sup> de área, e a uma altitude de aproximadamente 490 m. Pertence à mesorregião de Ribeirão Preto e possui como municípios limítrofes Barretos (SP), ao sul, Planura (MG), ao norte, e Guaíra (SP), a leste. A principal via de acesso ao município de Colômbia corresponde à rodovia estadual SP-326 (Rodovia Brigadeiro Faria Lima), que interliga Matão a Colômbia. Os principais corpos hídricos que drenam o município são o Rio Velho e o Rio Pardo, cuja confluência ocorre no limite leste de Colômbia, e o Rio Grande, o qual delimita as fronteiras do município em suas porções norte e oeste.

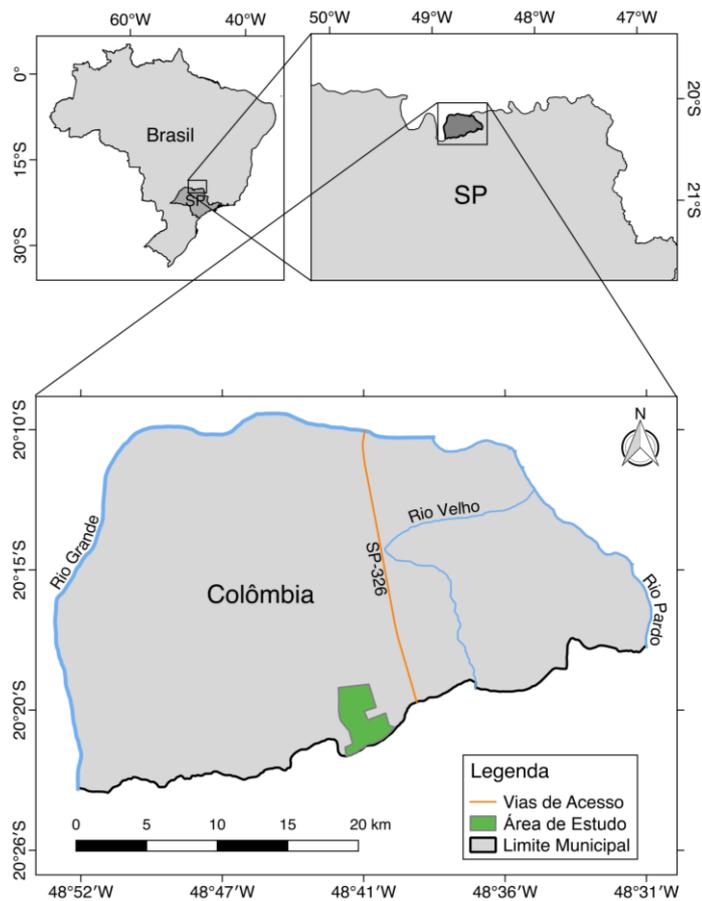


Figura 3.1 – Mapa de localização da área de estudo, vias de acesso ao município de Colômbia (SP) e principais corpos hídricos da região, representados pelos rios Pardo, Velho e Grande.

O clima da região de Colômbia, conforme classificação de Köppen-Geiger, é do tipo Aw – Clima tropical com estação seca, com verões quentes e chuvosos e invernos frios e secos. Conforme dados de monitoramento do INMET de estação situada em Catanduva (SP), a cerca de 100 km do município de Colômbia, a região apresenta médias de temperatura mínima e máxima de 16,8°C e 27,4°C, respectivamente, considerando dados do período de 1970 a 2020. Segundo dados da estação pluviométrica B5-059 do Departamento de Águas e Energia (DAEE), cuja série histórica compreende o período de 1970 a 2000, os maiores volumes de precipitação concentram-se nos meses de dezembro a março (variando entre 180 mm e 215 mm), enquanto o período de seca ocorre entre maio e agosto (volumes entre 17 mm e 40 mm) (Figura 3.2).

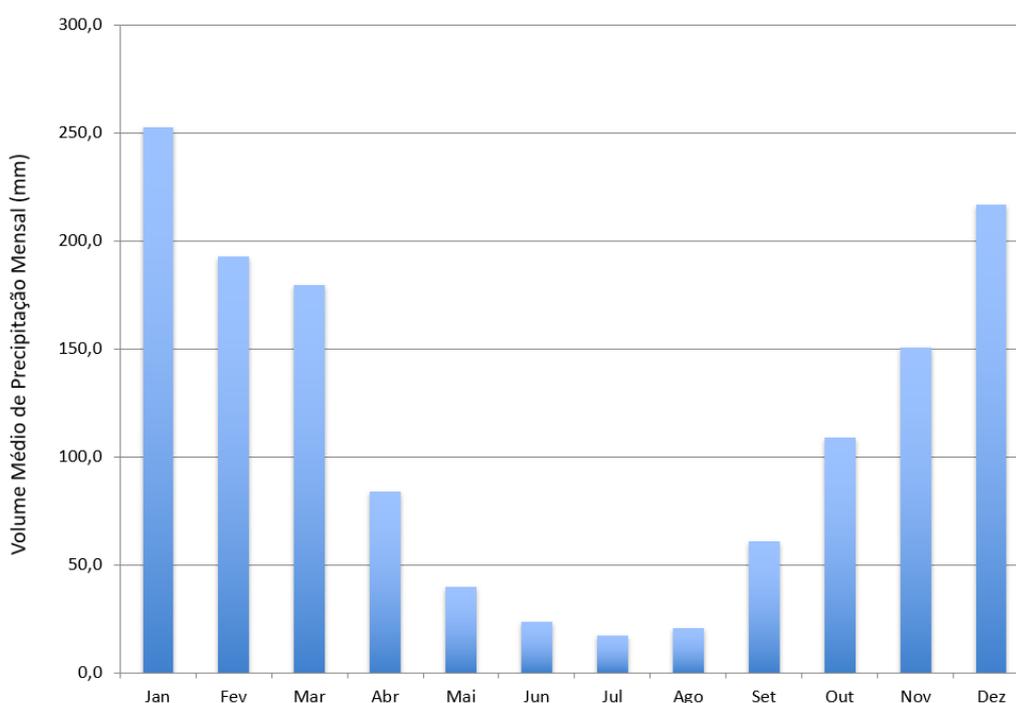


Figura 3.2 – Volumes médios de precipitação mensal calculados para o município de Colômbia (SP) com base em série histórica de 1970 a 2000, obtida do Departamento de Águas e Energia (DAEE).

Em relação ao contexto geomorfológico, a área de estudo está situada na unidade geomorfológica denominada Planalto Centro Ocidental, pertencente à unidade morfoescultural do Planalto Ocidental Paulista, inserindo-se na unidade morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Paraná (ROSS & MOROZ, 1996). Seu relevo caracteriza-se por ser uniforme e monótono, levemente ondulado, de colinas baixas e amplas, com vertentes convexas de baixa declividade (10% a 20%) e topos aplainados (ALMEIDA, 1964; ROSS & MOROZ, 1996). Segundo IPT (1981), o Planalto Ocidental Paulista situa-se essencialmente sobre as rochas

predominantemente areníticas do Grupo Bauru, enquanto exposições de basalto da Formação Serra Geral (sotoposta ao Grupo Bauru) limitam-se aos vales dos principais rios e ocorrem de maneira descontínua, à exceção do Rio Pardo, ao longo do qual são extensas.

## **3.2. Geologia**

A seguir, apresenta-se breve abordagem do contexto geológico regional em que a área de estudo se insere, o qual está associado à Bacia do Paraná. Em sequência, são abordadas as unidades relevantes ao presente estudo, representadas pelas unidades componentes do arcabouço geológico do município de Colômbia (SP).

### **3.2.1. Contexto Geológico Regional - Bacia do Paraná**

A Bacia do Paraná constitui uma ampla bacia intracratônica localizada no continente sul-americano e distribui-se territorialmente pelo centro-sul do Brasil, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (Figura 3.3), totalizando cerca de 1.500.000 km<sup>2</sup> de área, com 1.750 km de comprimento e 900 km de largura, configurando um contorno ovalado com seu ramo de maior extensão segundo NNE-SSW (MILANI, 2004; MACHADO, 2005; MILANI *et al.*, 2007). Cerca de 1.100.000 km<sup>2</sup> situam-se em território brasileiro (ZALÁN *et al.*, 1990), ocupando a maior parte dos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e porções menores dos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. As estimativas de espessura do registro estratigráfico da bacia são de aproximadamente 7.000 m no depocentro estrutural da sinéclise, o qual coincide com a calha do Rio Paraná (MILANI *et al.*, 2007).

Segundo Milani (1997), o pacote magmático-sedimentar da Bacia do Paraná compõe-se por seis Supersequências – Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) – representadas por pacotes rochosos que materializam individualmente intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e que são delimitados por superfícies de discordância de caráter inter-regional (Figuras 3.3 e 3.4). Ciclos transgressivo-regressivos caracterizam as três primeiras unidades de ampla escala, sendo as últimas correspondentes a pacotes de sedimentos continentais associados a rochas ígneas.

Milani (1997) e Milani & Ramos (1998) propõem como modelo genético da Bacia do Paraná uma subsidência inicial durante o Neo-Ordoviciano, produto da reativação transtensiva

de zonas de fraqueza do embasamento, como uma resposta aos esforços compressivos atuantes na borda sul-ocidental do Gondwana durante a colisão do paleocontinente com a litosfera oceânica do Panthalassa, geodinâmica esta que se fez presente ao longo de todo o Fanerozoico. Sustentando essa hipótese, os autores relacionam o registro estratigráfico da Bacia do Paraná e os ciclos de subsidência instalados na bacia aos pulsos orogênicos oriundos da margem sul-ocidental do Gondwana.

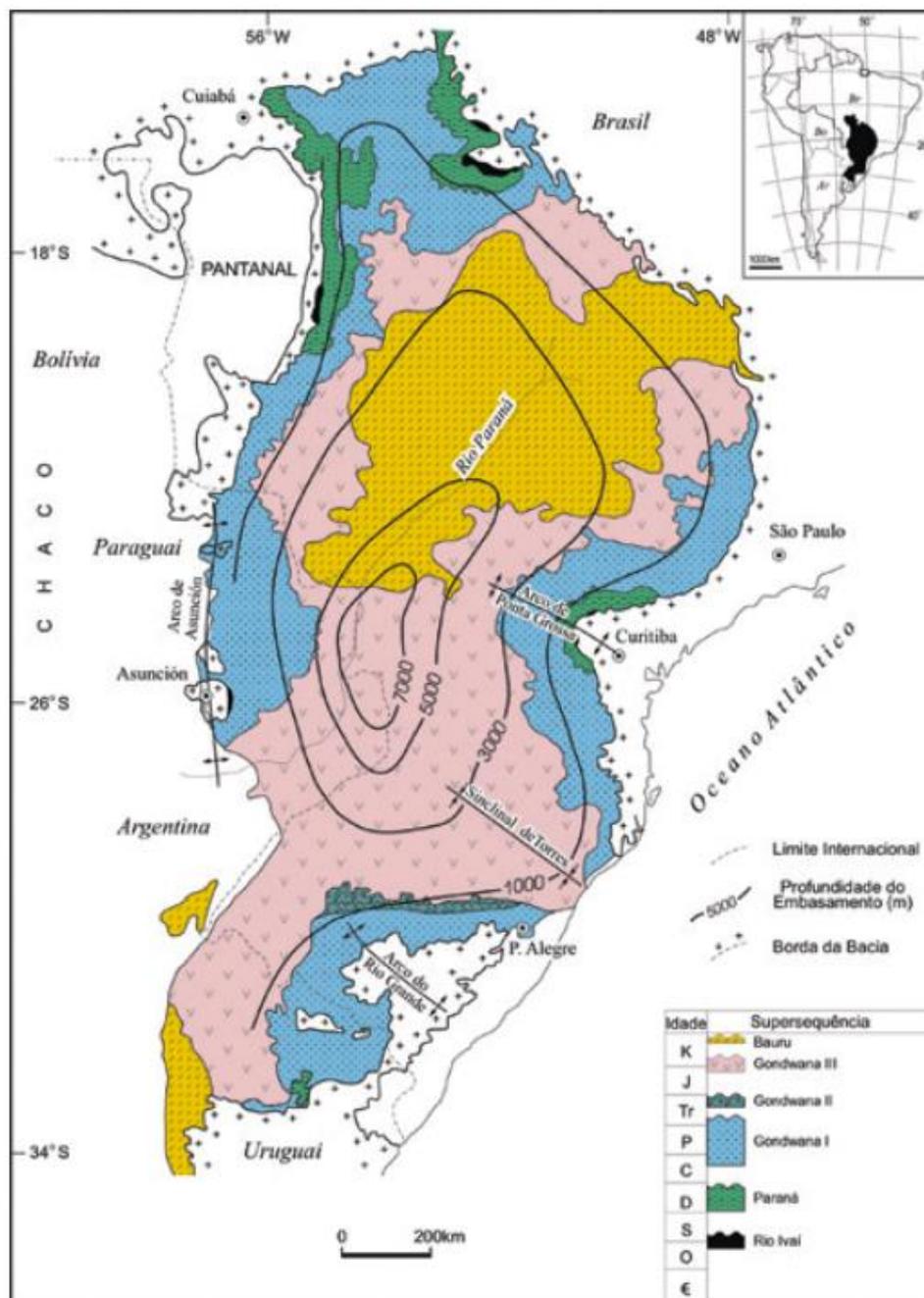


Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com as seis superseqüências componentes do pacote magmático-sedimentar da bacia, e linhas de contorno estrutural mostrando a profundidade do embasamento cristalino. Fonte: Milani (2004).

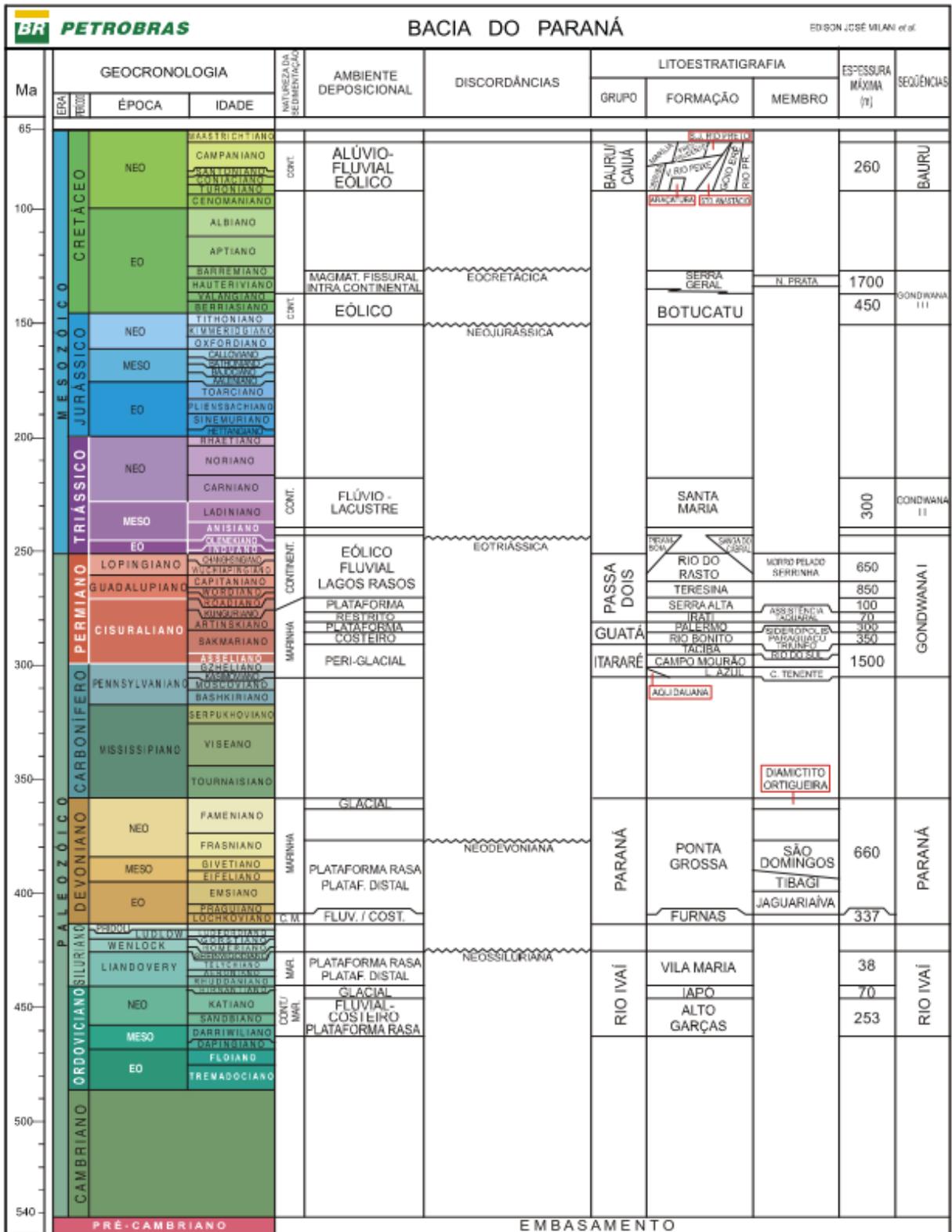


Figura 3.4 – Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná apresentando litoestratigrafia, idades das unidades, ambiente deposicional e discordâncias que delimitam as superseqüências. Fonte: Milani *et al.* (2007).

### 3.2.2. Contexto Geológico Local

O contexto geológico do município de Colômbia resume-se às unidades superiores da sequência vulcanossedimentar da Bacia do Paraná, em particular às rochas sedimentares da Formação Adamantina (Grupo Bauru) e aos derrames toleíticos da Formação Serra Geral; sedimentos quaternários inconsolidados, representados por depósitos aluvionares compostos por areia, cascalho e sedimentos areno-argilosos, ocorrem com menor expressão, associados ao traçado dos principais corpos hídricos do município (rios Velho, Pardo e Grande) (Figura 3.5b). Embora não sejam aflorantes na área, as formações Pirambóia e Botucatu, sotopostas aos derrames da Formação Serra Geral (Figura 3.5), são descritas a seguir, uma vez que os poços tubulares utilizados neste estudo interceptam ambas as unidades (vide Anexo I).

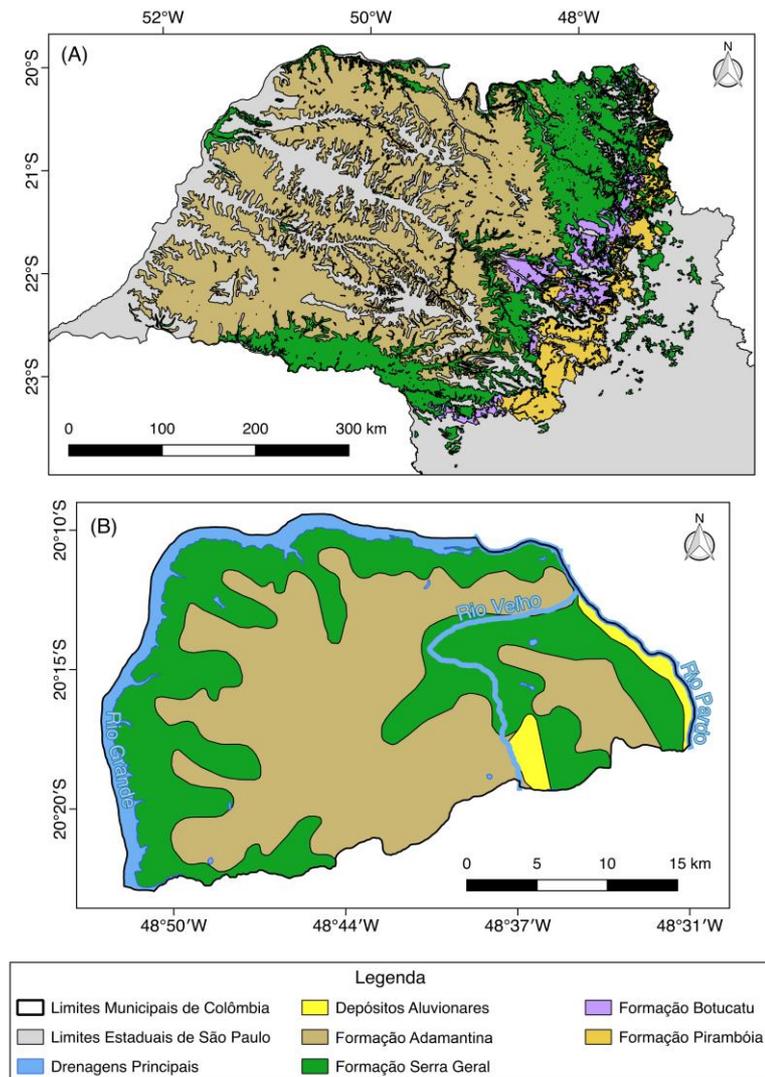


Figura 3.5 – Mapas litoestratigráficos mostrando, no Estado de São Paulo (A) e no município de Colômbia (B), a distribuição espacial das formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Adamantina, bem como de depósitos aluvionares recentes.

### **Formação Pirambóia**

A Formação Pirambóia ocorre nos estados de Mato Grosso, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (SCHNEIDER *et al.*, 1974; SOARES *et al.*, 2014). No estado de São Paulo, estende-se desde a divisa com Minas Gerais até o Paraná, e sua faixa de afloramento possui larguras que variam de 5 km a 50 km (SOARES, 1975). Soares (1975) reporta espessuras máximas de 300 m na Bacia do Tietê, com redução para sul e nordeste do estado de São Paulo, atingindo cerca de 150 m em Analândia e 60 m em Franca, até desaparecer pouco ao sul do Rio Grande. No estado de São Paulo, esta unidade ocorre estratigraficamente acima da Formação Corumbataí (Neopermiano), em contato marcado por discordância erosiva (SOARES, 1975). Sobrepondo a Formação Pirambóia ocorre a Formação Botucatu (Juro-Cretáceo), em contato marcado por discordância regional (CAETANO-CHANG, 1997).

A Formação Pirambóia constitui-se majoritariamente por arenitos levemente siltosos, esbranquiçados, amarelados ou de tonalidades avermelhadas, com granulação de areia predominantemente muito fina, e grãos subangulares e subarredondados. Esses arenitos mostram estratificações cruzadas dos tipos tabular, tangencial de base e, subordinadamente, acanaladas, podendo variar de pequeno a grande porte. Frequentemente, os arenitos estão intercalados a camadas decimétricas a métricas de siltitos e siltitos arenosos, com registros de ôndulas eólicas e estruturas de adesão (CAETANO-CHANG, 1997).

De acordo com Caetano-Chang (1997) e Wu & Caetano-Chang (1992), as características faciológicas da unidade demonstram franca predominância de deposição eólica, com fácies de dunas e interdunas (principalmente úmidas) eólicas, associadas à deposição fluvial, subordinada. A idade atribuída à deposição dos sedimentos é triássica, possivelmente situada entre o Triássico Médio e Jurássico Inferior (SOARES, 1975).

### **Formação Botucatu**

A Formação Botucatu ocorre de maneira generalizada na Bacia do Paraná (SCHNEIDER *et al.*, 1974), aflorando ao longo de todo seu flanco leste e sul (SOARES, 1975). As espessuras registradas para a unidade variam entre 50 m e 150 m, mas de modo geral raramente ultrapassam 100 m em toda sua área de ocorrência (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Em sua faixa de afloramento no Estado de São Paulo, o valor máximo de espessura da Formação Botucatu é de 130 m; os valores médios situam-se em torno de 50 m a 70 m (SOARES, 1975). No Estado de São Paulo, a Formação Botucatu assenta-se sobre a Formação Pirambóia em contato marcado por discordância regional (CAETANO-CHANG, 1997; ASSINE *et al.*, 2004). A Formação Botucatu tem contato superior concordante com a Formação Serra Geral (Cretáceo), sendo

frequente a interdigitação de derrames basálticos desta com os depósitos sedimentares daquela, atestando a contemporaneidade das duas unidades (SOARES, 1975; ASSINE *et al.*, 2004).

A Formação Botucatu é constituída por arenitos de coloração avermelhada, friáveis ou silicificados, com granulação variando predominantemente de areia fina a média, grãos foscos e bem arredondados, e grau de seleção regular a bom (WU & CAETANO-CHANG, 1992). As principais estruturas presentes na unidade são estratificações cruzadas de grande a médio porte, acanaladas e tabulares tangenciais.

Os litotipos e estruturas sedimentares encontrados na Formação Botucatu indicam deposição eólica (SCHNEIDER *et al.*, 1974; SOARES, 1975; WU & CAETANO-CHANG, 1992), tendo-se iniciado no Eojurássico e perdurado até o Cretáceo (SCHNEIDER *et al.*, 1974; SOARES, 1975; ASSINE *et al.*, 2004).

### **Formação Serra Geral**

A Formação Serra Geral corresponde à parcela brasileira da Província Magmática do Paraná (PMP), uma das maiores províncias de basalto continental do mundo (MARQUES & ERNESTO, 2004), cujo extenso magmatismo recobriu com derrames toleíticos grande parte dos sedimentos ordoviciano-jurássicos da Bacia do Paraná (BELLIENI *et al.*, 1986; PICCIRILLO *et al.*, 1988) (Figura 3.6). Além dos derrames de lava, esteve associada ao evento de magmatismo intensa atividade intrusiva, representada pelos enxames de diques NW-SE do Arco de Ponta Grossa, pelos diques NE-SW nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro ao longo da Serra do Mar, e por soleiras de diabásio encaixadas principalmente nos sedimentos paleozoicos da Bacia do Paraná, estas últimas mais frequentes nos estados de São Paulo e Paraná (ALMEIDA, 1956; ZALÁN *et al.*, 1985; NARDY *et al.*, 2002; MARQUES & ERNESTO, 2004; MACHADO, 2005). De acordo com síntese apresentada em Marques & Ernesto (2004) e Nardy *et al.* (2008), datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizadas em rochas vulcânicas da província apontam para idades entre 133 Ma e 130 Ma para o magmatismo, com pico de atividade concentrado entre 133 Ma e 132 Ma, situando-o no Eocretáceo. Em estudo mais recente, Thiede & Vasconcelos (2010) obtiveram idade de  $134,6 \pm 0,6$  Ma para a extrusão da província, confirmando trabalhos prévios que colocavam uma duração inferior a 1,2 Ma para o vulcanismo (RENNE *et al.*, 1992). O evento de magmatismo gerador da PMP está associado à ruptura distensiva do paleocontinente Gondwana, que antecedeu a formação do Oceano Atlântico (MARQUES & ERNESTO, 2004).

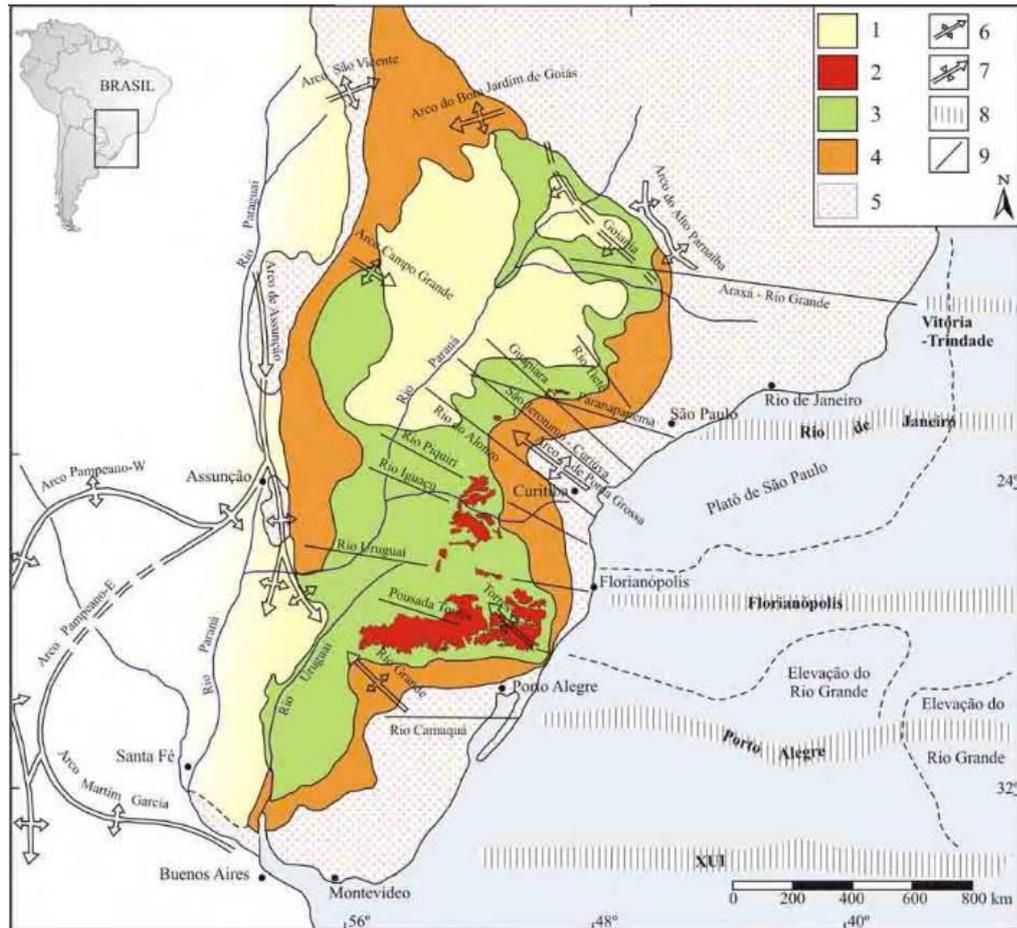


Figura 3.6 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Legenda: 1) sedimentos pós-vulcânicos; 2) rochas ácidas da Formação Serra Geral; 3) derrames vulcânicos básicos a intermediários da Formação Serra Geral; 4) sedimentos pré-vulcânicos; 5) embasamento cristalino; 6) estrutura anticlinal; 7) estrutura sinclinal; 8) lineamentos oceânicos; 9) lineamento tectônico. Fonte: Machado (2005) adaptado de Bellieni (1986).

Somando uma área de aproximadamente 917.000 km<sup>2</sup>, equivalente a 61% da área da Bacia do Paraná, a Formação Serra Geral ocorre desde o Rio Grande do Sul a Goiás e do Mato Grosso do Sul a São Paulo (Figura 3.6), sendo que sua área aflorante é próxima de 500.000 km<sup>2</sup> (FRANK *et al.*, 2009). As dimensões individuais dos derrames de lava são variáveis, mas de modo geral apresentam espessuras entre 10 m e 80 m (MARQUES & ERNESTO, 2004), e extensões laterais geralmente da ordem de dezenas de quilômetros, sendo estes valores próximos de 30 km na região de Ribeirão Preto (SP) (FERNANDES *et al.*, 2010) e de 50 km na porção oeste do Estado do Paraná (WAICHEL *et al.*, 2006), embora sejam reportados valores inferiores a 10 km em outras regiões da província (MARQUES & ERNESTO, 2004). Para os pacotes formados pelo sucessivo empilhamento de derrames vulcânicos da formação, as espessuras médias são estimadas em 650 m a 660 m (LEINZ *et al.*, 1966; PICCIRILLO *et al.*, 1988). Segundo Leinz *et al.* (1966), sondagem realizada em Presidente Epitácio (SP) interceptou

1.529 m de rochas vulcânicas, em sequência que totalizou 32 derrames. A maior espessura reportada para a unidade, da ordem de 1.700 m, foi encontrada em poço perfurado no município de Cuiabá Paulista (SP) (ALMEIDA, 1986). Considerando a espessura média de 650 m para a Formação Serra Geral, Frank *et al.* (2009) estimam que o volume da unidade seja próximo de 600.000 km<sup>3</sup>.

No Estado de São Paulo, a Formação Serra Geral é limitada no topo pelo contato discordante com o pacote sedimentar do Grupo Bauru (SOARES *et al.*, 1980). Os derrames vulcânicos assentam-se, em contato concordante, sobre a Formação Botucatu (ASSINE *et al.*, 2004), sendo que a inclinação dos derrames e as cotas deste contato podem apresentar variações locais em função da colocação passiva dos derrames de lava sobre o relevo de dunas do paleodeserto Botucatu (MARQUES & ERNESTO, 2004; FERNANDES *et al.*, 2010). Como já referido anteriormente, é comum, sobretudo próximo às porções basais da Formação Serra Geral, a interdigitação de derrames vulcânicos com os arenitos eólicos da Formação Botucatu, configurando intertrapas ou, se houve interação entre lava e sedimento, produzindo peperitos (WAICHEL *et al.*, 2008); ambas as feições são reportadas por Fernandes *et al.* (2010) na região de Ribeirão Preto (SP). Segundo Almeida (1953), na porção nordeste do estado de São Paulo a espessura dos pacotes de arenito eólico intercalados a derrames pode atingir expressivos 160 m.

De acordo com Bellieni *et al.* (1986) e Piccirillo *et al.* (1988), os principais litotipos constituintes da PMP são rochas básicas, representadas por basaltos toleíticos e andesi-basaltos, que respondem por cerca de 90% de todo o volume da província. Aproximadamente 7% de seu volume constitui-se por rochas intermediárias (andesitos toleíticos) e 3% por rochas ácidas, estas últimas representadas por riolacitos e riolitos. De maneira geral, as rochas ácidas ocorrem estratigraficamente acima dos basaltos da Formação Serra Geral, à exceção da região de Ourinhos (SP), onde as ácidas estão assentadas diretamente sobre arenitos da Formação Botucatu (NARDY *et al.*, 2008).

Do ponto de vista geoquímico, os basaltos toleíticos da província dividem-se em dois grandes grupos, com base nos teores de TiO<sub>2</sub> e nas razões entre elementos incompatíveis (BELLIENI *et al.*, 1983, 1984a,b,c), sendo denominados alto-Ti (ATi, TiO<sub>2</sub> > 2%) e baixo-Ti (BTi, TiO<sub>2</sub> < 2%). Enquanto o segundo grupo predomina na porção sul da província (abaixo do paralelo 24°S), o primeiro é dominante na região norte (acima do paralelo 24°S), ocorrendo nos estados do Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul (BELLIENI *et al.*, 1984a; SQUISATO *et al.*, 2009). As rochas ácidas podem ser igualmente subdivididas em dois subtipos, denominados ácidas tipo Chapecó (ATC) e ácidas tipo Palmas (ATP). Enquanto as ATP são pobres em TiO<sub>2</sub> e em elementos incompatíveis, frequentemente ocorrendo

associadas aos basaltos BTi, as ATC são relativamente mais enriquecidas em elementos incompatíveis e  $\text{TiO}_2$ , e aparecem sistematicamente associadas aos basaltos ATi da província (BELLIENI *et al.*, 1986; PICCIRILLO *et al.*, 1988; NARDY *et al.*, 2008).

Análises macroscópicas, petrográficas e mineralógicas descrevem as rochas básicas como afaníticas a subfaneríticas, de cor cinza-escuro a preta, mineralogicamente constituídas por plagioclásio ( $\text{An}_{86-50}$ , ca. 40%), augita ( $\text{Wo}_{42-48}$ , ca. 25%), pigeonita ( $\text{Wo}_{12-6}$ , ca. 10%), olivina (ca. 1%), quartzo (ca. 0,5%), apatita (ca. 0,5%), opacos como magnetita e ilmenita (5% a 10%) e matriz vítrea a microcristalina, a qual pode corresponder a até 100% da rocha e que compõe-se por esses mesmos minerais (PICCIRILLO *et al.*, 1988; NARDY *et al.*, 2002; MACHADO, 2005; SQUISATO *et al.*, 2009); fenocristais (0,5 mm - 2 mm) e/ou microfenocristais (0,2 mm - 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas proporções de titanomagnetita e, raramente, olivina, esta última geralmente alterada, podem ocorrer inseridos na mesóstase (PICCIRILLO *et al.*, 1988; MARQUES & ERNESTO, 2004). Segundo Piccirillo *et al.* (1988), os basaltos alto-Ti apresentam valores modais de olivina e titanomagnetita mais elevados do que dos basaltos baixo-Ti, enquanto o inverso ocorre em relação ao conteúdo de pigeonita. A textura mais comumente observada é a intergranular, mas também são comuns as texturas hialofítica e pilotaxítica (MACHADO, 2005; SQUISATO *et al.*, 2009).

As rochas ATC possuem coloração cinza-clara a acastanhada e são porfíricas, contendo macrofenocristais de plagioclásio andesina com até 2 cm de comprimento (podem responder por até 24% da rocha) inseridos em matriz afanítica, a qual constitui-se por augita (ca. 4,5%), pigeonita (ca. 2,2%), magnetita (ca. 3,7%) e apatita (ca. 1,7%), envolvidos em trama de quartzo e feldspato alcalino, conferindo à rocha textura vitroférica (BELLIENI *et al.*, 1986; NARDY *et al.*, 2008). As rochas ATP são hipovítreas a holovítreas, de coloração cinza-clara a vermelho-acastanhada, podendo ser negra quando holohialina, sendo marcante a textura sal-e-pimenta; compõe-se por microfenocristais (<0,2 mm) de plagioclásio labradorita (ca. 16%), augita (ca. 11%), pigeonita (ca. 3%), magnetita (ca. 5%), apatita (< 1%), além de matriz semi-vítrea (até 63% do volume da rocha) de coloração castanho escuro e frequente intercrescimento de microlitos de quartzo e feldspato alcalino definindo textura granoférica (BELLIENI *et al.*, 1986; NARDY *et al.*, 2008).

Dentre as estruturas observadas para os derrames basálticos destacam-se a maciça e a vesicular e/ou amigdaloidal (NARDY *et al.*, 2002), esta última frequentemente associada aos topos de derrame, onde as espessuras podem variar entre dezenas de centímetros a alguns metros e às porções basais do derrame, com espessuras de alguns centímetros (LEINZ, 1949; GIAMPÁ *et al.*, 1981; MACHADO, 2005; FERNANDES *et al.*, 2010). Comumente, as

vesículas são parcialmente preenchidas por quartzo, calcita, zeólitas, fluorita e celadonita (LEINZ, 1949; MACHADO, 2005; SQUISATO *et al.*, 2009; FERNANDES *et al.*, 2010). Nas porções interiores do derrame verifica-se a formação de disjunções colunares, zonas de entablamento e fraturas conchoidais (LEINZ, 1949; MACHADO, 2005; SQUISATO *et al.*, 2009; FERNANDES *et al.*, 2010). Compartimentação faciológica semelhante é reportada em derrames de outras grandes províncias de basaltos continentais, como no Columbia River Basalt Group (EUA) e no Planalto do Decã (Índia) (BUCKLEY & OLIVER, 1990; GOLDBERG *et al.*, 2010; MCGRAIL *et al.*, 2003; 2006; ZAKHAROVA *et al.*, 2012).

As mudanças de estrutura ao longo do derrame produzem grandes contrastes de propriedades físicas (e.g. densidade, porosidade, permeabilidade) entre as fácies de topo e de interior do derrame, tornando a perfilagem geofísica uma ferramenta útil na identificação e caracterização dos distintos horizontes que se sucedem no empilhamento estratigráfico. Nery & Marcari (2006) reportam resultados obtidos com o uso de perfis de raios gama, potencial espontâneo, sônico compensado, indução profunda, normal curta e calíper, obtidos ao longo de intervalo aberto em poço tubular profundo, perfurado em Catanduva (SP), que interceptou 480 m de basalto da Formação Serra Geral. A partir da utilização conjunta dos diferentes perfis e comparando-os com imagens obtidas por perfilagem óptica, os autores concluem que os perfis geofísicos foram capazes de identificar e diferenciar, ao longo dos derrames, as zonas com estruturação distinta.

De acordo com Nery & Marcari (2006), os intervalos de basalto maciço caracterizam-se por elevados valores de resistividade elétrica ( $> 1.000 \text{ ohm.m}$ ) e por baixos tempos de trânsito de ondas sônicas (ca.  $57 \mu\text{s/pé}$ , equivalente a velocidades de  $5,3 \text{ km/s}$ ), podendo haver pequenos picos no perfil de raios gama para os intervalos fraturados, a depender do preenchimento existente nas fraturas. Já as zonas vesiculares e/ou amigdaloidais caracterizam-se por aumento dos valores de raios gama e do tempo de trânsito das ondas sônicas (valores de  $80 \mu\text{s/pé}$  -  $120 \mu\text{s/pé}$ , equivalente a velocidades de  $2,5 \text{ km/s}$  -  $3,8 \text{ km/s}$ ) e diminuição dos valores de resistividade elétrica, em comparação aos observados para basalto maciço e/ou fraturado. Os valores de velocidade obtidos por Nery & Marcari (2006) em perfis sônicos compensados mostram-se semelhantes aos apresentados por Rossetti *et al.* (2019) a partir de medições laboratoriais de amostras de basaltos e andesi-basaltos da Formação Serra Geral no norte do Estado do Rio Grande do Sul; segundo estes autores, as velocidades de ondas sônicas obtidas para os horizontes vesiculares de topo de derrame são da ordem de  $3,0 \text{ km/s}$  -  $5,0 \text{ km/s}$ , enquanto para os intervalos de basalto maciço do núcleo dos derrames esses valores são mais elevados e situam-se entre  $4,0 \text{ km/s}$  e  $6,0 \text{ km/s}$ .

### **Formação Adamantina**

A primeira subdivisão estratigráfica formal do Grupo Bauru deve-se a Soares *et al.* (1980), que distinguiram as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília, com base em suas características litológicas e genéticas. Estudos de subsuperfície realizados por Paula e Silva *et al.* (2003) e Paula e Silva *et al.* (2005) mantiveram a subdivisão proposta por Soares *et al.* (1980), com inclusão da Formação Araçatuba, definida por Suguio (1981), e acréscimo das formações Pirapozinho e Birigui, identificadas com base em perfis geofísicos e descrição de amostras de calhas de poços em todo o Estado de São Paulo.

Na área de estudo, o grupo se restringe à ocorrência da Formação Adamantina (Figura 3.5), que recobre discordantemente os basaltos da Formação Serra Geral.

A Formação Adamantina é constituída por arenitos de granulometria fina a muito fina, cor rósea a castanha, portando estratificações cruzadas, alternados com lamitos, siltitos e arenitos lamíticos, de cor castanho-avermelhada a cinza-acastanhada, maciços ou com acamamento plano-paralelo incipiente, frequentemente com marcas onduladas e microestratificações cruzadas, sendo frequente a ocorrência de clastos de argilito, nódulos e cimento carbonático (SOARES *et al.*, 1980). Em subsuperfície, conforme descrição de Paula e Silva & Cavaguti (1994), esta unidade caracteriza-se pela presença de arenitos avermelhados a acastanhados, finos a muito finos, argilosos, carbonáticos, de composição quartzosa, intercalados a camadas de lamito marrom a avermelhado, arenoso, carbonático.

Segundo Paula e Silva *et al.* (2009), a unidade depositou-se em um sistema fluvial, que exhibe evidente sucessão em granocrescência ascendente, com os corpos de arenito tornando-se mais espessos para o topo da unidade.

### **3.3. Sistema Aquífero Serra Geral**

O arcabouço do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) é composto pelos derrames da Formação Serra Geral, sendo aflorante no Estado de São Paulo ao longo de uma faixa irregular na porção central do estado (Figura 3.5a). Sobrepõe-se ao Sistema Aquífero Guarani (SAG) e está sotoposto ao Sistema Aquífero Bauru (SAB), cujos arcabouços são compostos pelas formações Botucatu e Pirambóia e pelo Grupo Bauru, respectivamente (FERNANDES *et al.*, 2007). Diversos centros econômicos importantes estão localizados sobre o SASG, como Ribeirão Preto e São Carlos, e suas águas são amplamente empregadas para abastecimento industrial,

doméstico, pastoril, rural e urbano de pequeno porte (REBOUÇAS & FRAGA, 1988; GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO, 2005).

O SASG constitui um aquífero do tipo fraturado (FERNANDES *et al.*, 2007), categoria usualmente associada a baixos valores de porosidade e permeabilidade primárias, de modo que as principais zonas condutoras de água estão associadas a estruturas secundárias tectônicas, como juntas e falhas, ou à porosidade secundária resultante de processos intempéricos com formação de mantos de alteração. Entretanto, as estruturas primárias existentes nos derrames basálticos, ocasionadas durante os processos de resfriamento das lavas (e.g., diáclases verticais e horizontais) e desgaseificação (e.g., zonas vesiculares e amigdaloidais), conferem ao SASG algumas particularidades em relação à dinâmica de fluxo da água subterrânea.

Conforme modelo proposto por Fraga (1986) e Rebouças e Fraga (1988), a água subterrânea no SASG é condicionada por fatores de ordem genética e tectônica, de modo que os primeiros são condicionantes intrínsecos da permeabilidade horizontal, enquanto os últimos controlam a permeabilidade vertical e a interconexão das estruturas aquíferas dos derrames. Diversos autores atribuem a fraturas tectônicas um papel fundamental na percolação de água dentro do SASG (GIAMPÁ & SOUZA, 1982; REGINATO & STRIEDER, 2004; REGINATO *et al.*, 2007; FERNANDES *et al.*, 2006; REIS *et al.*, 2014). Entretanto, Lastoria *et al.* (2006) e Governo do Estado de São Paulo (2005) reportam a ausência de correlação entre produtividade dos poços do SASG com a densidade de lineamentos verticais.

Segundo Fraga (1986) e Rebouças e Fraga (1988), os níveis de diaclasamento vertical são responsáveis por alimentar os intervalos de diáclases horizontais subjacentes. No entanto, para Fraga (1986) e Rebouças e Fraga (1988), as diáclases horizontais não são capazes de promover uma circulação eficiente da água subterrânea, devido à presença de minerais de alteração junto aos planos de fratura. Diversos estudos, entretanto, têm atribuído às fraturas horizontais o papel de principais armazenadoras e controladoras do fluxo das águas subterrâneas do SASG, associadas a “cachoeiras” em poços que as interceptam, enquanto as diáclases verticais contribuiriam muito pouco na circulação de água, geralmente estando fechadas a partir de profundidades maiores que 150 m ou tornando-se impermeáveis em função de seu preenchimento por minerais carbonáticos ou argilosos (GIAMPÁ & SOUZA, 1982; SPILLER, 2005; LASTORIA *et al.*, 2006; FERNANDES *et al.*, 2006; WAHNFRIED, 2010).

De acordo com o modelo de Fraga (1986) e Rebouças e Fraga (1988), os topos vesiculares de derrame constituem os principais horizontes aquíferos do basalto fraturado (Figura 3.7). Os mesmos autores apontam que as condições de excelência para armazenamento de água subterrânea seriam originadas quando as vesículas são interconectadas por sistemas de

fraturamento extensos e profundos, os quais, adicionalmente, possibilitariam uma recarga mais eficiente do aquífero. O desenvolvimento de microfraturamento, durante o processo de resfriamento das lavas, e/ou de microporosidade, decorrente do intemperismo, tem sido apontado como fator crucial para promover a conexão entre as vesículas e contribuir para o aumento da porosidade e permeabilidade destes horizontes (REGINATO *et al.*, 2007; REIS *et al.*, 2014). Como resultado da conjunção de fraturas e vesículas no controle do fluxo, o aquífero pode apresentar comportamento característico de sistemas de dupla-porosidade, conforme observado por Wahnfried (2010) no SASG da região de Ribeirão Preto (SP).

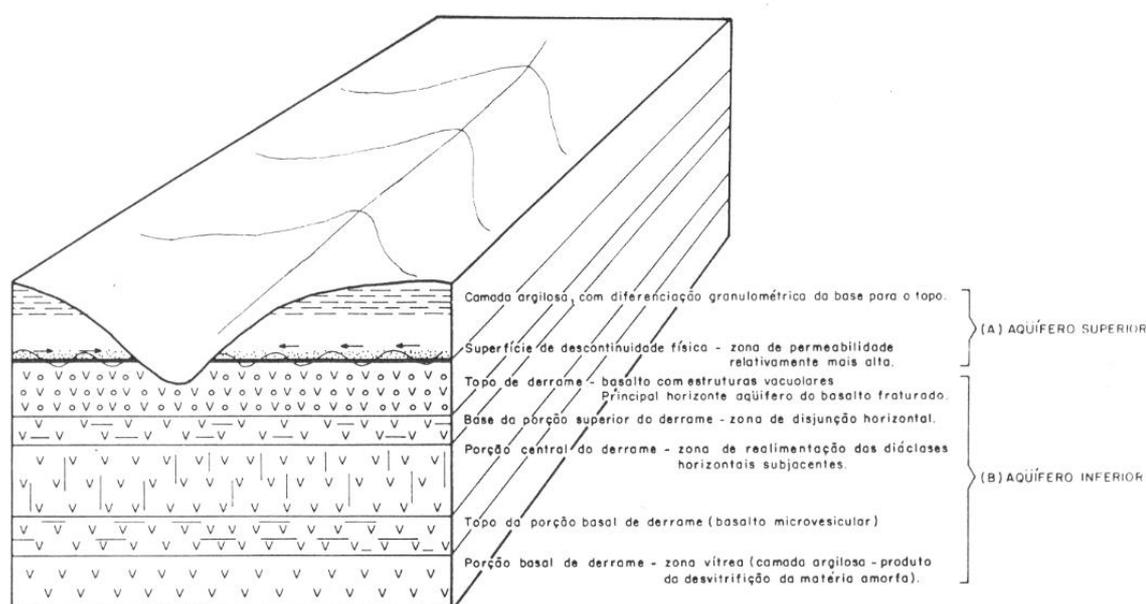


Figura 3.7 – Modelo hidrogeológico conceitual elaborado por Fraga (1986) para os horizontes de derrame do SASG. Fonte: Fraga (1986).

O manto de alteração argiloso, que ocorre na porção mais superficial do SASG (Figura 3.7), resulta de processos intempéricos atuantes sobre os litotipos basálticos e pode constituir um aquífero; é caracterizado por águas com baixos valores de condutividade elétrica ( $<100 \mu\text{S}/\text{cm}$ ) e pH 5-6, indicando rápida circulação da água subterrânea (REGINATO & STRIEDER, 2004; REGINATO *et al.*, 2012). Importantes zonas aquíferas associadas ao manto intempérico são descritas por Versey & Singh (1982) e Buckley & Oliver (1990) para os derrames basálticos do Decã (Índia), sendo que maiores espessuras contribuem para um aumento do armazenamento e da transmissividade desses aquíferos, à semelhança do observado por Cavalcante (1990) em aquíferos de manto de alteração de rochas granito-gnáissicas.

Estudos de caracterização da porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica do SASG são relativamente escassos na literatura. Becker (2014) reporta valores de porosidade

primária e permeabilidade para amostras de basalto vesicular da Formação Serra Geral de 20% e 21.519,2 mD, respectivamente. Resultados de porosidade obtidos por Becker *et al.* (2019) a partir de medições com permo-porosímetro e análises por microtomografia de raios-X (micro-CT) apresentam diferenças significativas entre si, sendo que os obtidos pelo primeiro método são mais elevados que os fornecidos pela micro-CT, sugerindo que o sistema poroso é multi-escalar. Rossetti *et al.* (2019) apresentam porosidades efetivas de 0,4% a 7,4% (predominando valores inferiores a 3%) para amostras de basalto maciço da porção interior dos derrames, enquanto as amostras vesiculares de topo exibem porosidades efetivas de 3,4% a 26,6% (valor médio de 12,3%), sendo os menores valores encontrados quando as vesículas estão parcialmente preenchidas por minerais secundários.

Ainda segundo Rossetti *et al.* (2019), a permeabilidade apresenta correlação positiva com a porosidade, aumentando dos basaltos maciços para os basaltos vesiculares, de modo que as permeabilidades dos interiores de derrame variam de 0,001 mD a 0,195 mD, com valor médio de 0,008 mD, e as porções de topo, compostas por basalto vesicular, apresentam valores entre <0,001 mD e 415,7 mD, com média de 27,8 mD, sendo que os valores mais elevados associam-se a basaltos vesiculares sem qualquer preenchimento dos vazios por minerais secundários. Por fim, condutividades hidráulicas reportadas para basaltos da Formação Serra Geral situam-se entre  $10^{-03}$  m/s e  $10^{-05}$  m/s nos domínios de diáclases horizontais, entre  $3 \times 10^{-10}$  m/s e  $6 \times 10^{-10}$  m/s para os intervalos de basalto compacto com diáclases verticais, e entre  $1,2 \times 10^{-08}$  m/s e  $6 \times 10^{-09}$  m/s para os basaltos vesiculares e amigdaloidais (FARJALLAT, 1974 *apud* CELLIGOI, 1993; REBOUÇAS & FRAGA, 1988). O sucessivo empilhamento de horizontes permo-porosos, que atuam como aquíferos, e intervalos de baixa porosidade e permeabilidade, que configuram aquitardos, pode ocasionar comportamento similar ao de aquífero confinado para o SASG, podendo haver alguma drenança devido ao fraturamento presente no interior dos derrames, conforme demonstrado por Montanheiro *et al.* (2016).

Refletindo o elevado grau de heterogeneidade do SASG, as vazões e capacidades específicas dos poços perfurados nos derrames da Formação Serra Geral mostram-se bastante variáveis, sendo que diversos autores (GIAMPÁ & SOUZA, 1982; FRAGA, 1986; CELLIGOI, 1993; REGINATO & STRIEDER, 2004; SPILLER, 2005; LASTORIA *et al.*, 2006; FERNANDES *et al.*, 2006; REGINATO *et al.*, 2007; ATHAYDE *et al.*, 2012) apresentam valores de vazão entre 0,3 m<sup>3</sup>/h e 144 m<sup>3</sup>/h (geralmente inferiores a 10 m<sup>3</sup>/h) e capacidades específicas entre 0,03 m<sup>3</sup>/h/m e 50 m<sup>3</sup>/h/m. De acordo com FERNANDES *et al.* (2007), para um conjunto amostral de 285 poços perfurados no SASG do Estado de São Paulo, as vazões variam entre 7 m<sup>3</sup>/h e 100 m<sup>3</sup>/h, com mediana de 23 m<sup>3</sup>/h, enquanto os valores de capacidade específica vão

desde 0,16 m<sup>3</sup>/h/m a 2,89 m<sup>3</sup>/h/m, com mediana de 0,62 m<sup>3</sup>/h/m. As transmissividades reportadas para o SASG também possuem alta variabilidade, contemplando um amplo espectro de valores, situados entre um mínimo de 0,03 m<sup>2</sup>/d e máximo 275 m<sup>2</sup>/d (DAEE, 1974 *apud* GALLO & SINELLI, 1980; FRAGA, 1986; REGINATO & STRIEDER, 2004; REGINATO *et al.*, 2007; WAHNFRIED, 2010; MONTANHEIRO *et al.*, 2016).

Os estudos hidroquímicos realizados no SASG apontam as águas bicarbonatadas cálcicas e bicarbonatadas cálcico-magnesianas como as principais tipologias hidroquímicas do aquífero, sendo que os tipos bicarbonatado sódico e sulfatado-bicarbonatado sódico também são comumente reportados (FRAGA, 1986; REBOUÇAS & FRAGA, 1988; CELLIGOI, 1993; GIAMPÁ & SOUZA, 1982; ATHAYDE *et al.*, 2007; REGINATO *et al.*, 2012; ATHAYDE *et al.*, 2012; GASTMANS *et al.*, 2013; REGINATO *et al.*, 2013; GASTMANS *et al.*, 2016). Estes dois últimos caracterizam-se por composições e parâmetros físico-químicos bastante similares aos encontrados no SAG e têm sido associados a regiões onde ocorre fluxo ascendente do SAG para o SASG (FRAGA, 1986; REBOUÇAS & FRAGA, 1988; ATHAYDE *et al.*, 2007; GASTMANS *et al.*, 2013; REGINATO *et al.*, 2013; GASTMANS *et al.*, 2016), em decorrência da potenciometria do primeiro tornar-se mais elevada que a do segundo (LASTORIA *et al.*, 2006). Segundo Athayde *et al.* (2007), os principais mecanismos propiciadores deste interfluxo entre os sistemas aquíferos são falhas de alto ângulo de mergulho e intrusões de diques de diabásio. De acordo com Gastmans *et al.* (2016), na porção nordeste do Estado de São Paulo verifica-se a mistura entre águas do SAG e do SASG em direção ao Rio Grande.

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO

Os materiais utilizados na realização deste trabalho correspondem a amostras de calha e dados geofísicos relativos às perfurações de dois poços tubulares profundos para captação de água subterrânea do Sistema Aquífero Guarani, realizadas pela empresa Água Nossa entre 2018 e 2019 (LEBAC, 2018; 2019). Ambos os poços, designados por SAG-P2 e SAG-P3, estão situados na região sul do município de Colômbia (SP) (Figura 4.1).

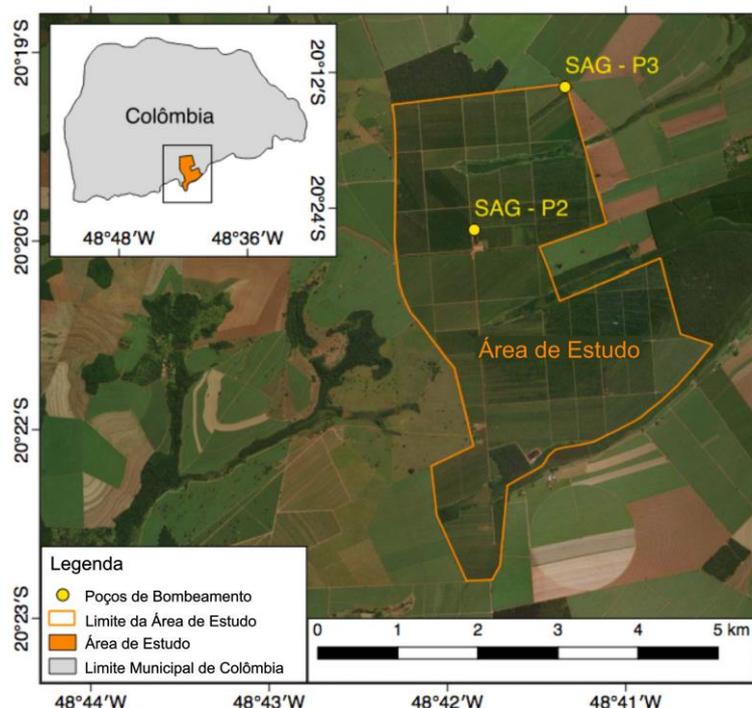


Figura 4.1 –Localização geográfica dos poços de bombeamento cujos dados são utilizados neste estudo.

Os poços SAG-P2 e SAG-P3 distam 2.000 m entre si e suas profundidades são de 1.241 m e 1.225 m, respectivamente, ao longo dos quais foram interceptados cerca de 930 m de derrames basálticos da Formação Serra Geral. Sobrepostos aos basaltos ocorrem rochas sedimentares do Grupo Bauru (Formação Adamantina), que atingem 110 m de espessura (LEBAC, 2018; 2019). Abaixo da sequência basáltica, os poços interceptam cerca de 40 m da Formação Botucatu e 160 m da Formação Pirambóia. Os perfis construtivos dos poços são apresentados no Anexo I.

Durante a perfuração de ambos os poços, a empresa responsável pela perfuração coletou amostras de calha a cada 2 m de profundidade, as quais foram lavadas para recuperação da lama de perfuração e acondicionadas em sacos plásticos. As descrições das amostras foram realizadas

por equipe do Laboratório de Estudos de Bacias (UNESP-Rio Claro), responsável pelo acompanhamento da perfuração, sendo reportadas em LEBAC (2018) e LEBAC (2019). Após as perfurações dos poços, a empresa Hydrolog Serviços de Perfilagens Ltda. realizou perfilagens de raios gama, resistividade elétrica e sônico compensado (LEBAC, 2018; 2019). Os intervalos dos derrames com dados de perfilagem situam-se entre 350 m e 1.038 m de profundidade para o poço SAG-P2 e entre 360 m e 1.020 m para o SAG-P3. A seguir são detalhadas as metodologias utilizadas no presente estudo.

#### **4.1. Interpretação de Perfis Geofísicos de Poços**

A perfilagem geofísica de poço consiste na geração de perfis verticais das propriedades petrofísicas da unidade rochosa por meio da aplicação de diversos métodos geofísicos. Embora seu emprego mais frequente ocorra em arcabouços sedimentares, sobretudo vinculado à indústria do petróleo, o elevado contraste de porosidade entre as porções de topo e de interior de derrame em uma sequência basáltica faz dos perfis geofísicos ferramentas valiosas para o reconhecimento e individualização das diferentes litofácies que se sucedem verticalmente. A aplicabilidade e eficácia da perfilagem geofísica na caracterização deste tipo de arcabouço tem sido demonstrada por diversos autores (CROSBY & ANDERSON, 1971; BUCKLEY & OLIVER, 1990; HELM-CLARK *et al.*, 2004; BOLDREEL, 2006; NERY & MARCARI, 2006; MATTER *et al.*, 2009; MCGRAIL *et al.*, 2011; ZAKHAROVA *et al.*, 2012), sobretudo pela utilização conjunta dos perfis de resistividade elétrica, raios gama e tempo de trânsito de ondas sônicas.

Deste modo, os perfis geofísicos de resistividade elétrica, sônico compensado e de raios gama total, com dados levantados a cada 20 cm para os intervalos referentes aos derrames basálticos da Formação Serra Geral nos poços SAG-P2 e SAG-P3, foram empregados na caracterização petrofísica desses basaltos, com enfoque na delimitação dos distintos horizontes faciológicos componentes do derrame (interiores de derrame, níveis com alteração intempérica ou fraturamento, horizontes vesiculares e/ou amigdaloidais, e horizontes argilosos). A seguir, é apresentada breve fundamentação teórica, conforme Ellis & Singer (2007), sobre as perfilagens utilizadas neste trabalho.

### **Perfil de Resistividade Elétrica (SN e DIR)**

Os perfis geofísicos de resistividade elétrica utilizados foram os de resistividade aparente e de resistividade profunda de indução, ambos reportados em ohm-metro (ohm-m). O perfil de resistividade aparente foi gerado a partir de sonda com arranjo de eletrodos de emissão e de medição de corrente espaçados em 16”, denominado normal curta (*Short Normal – SN*), cujo raio de investigação é proporcional ao espaçamento entre eletrodos. O eletrodo de emissão de corrente produz uma corrente elétrica de baixa frequência (geralmente, inferior a 1.000 Hz) que se propaga pela formação, a qual, por sua vez, oferece determinada resistência à passagem da corrente injetada, produzindo uma voltagem que é medida pelo eletrodo de medição e, então, relacionada à resistividade da formação.

O perfil de resistividade profunda de indução (*Deep Induction Resistivity – DIR*) foi obtido por meio de sonda de indução composta por um arranjo de bobinas de transmissão e de recepção, cujo raio de investigação é de 40” (ca. 1,00 m). Uma corrente elétrica alternada, com frequência da ordem de 20 kHz, energiza a bobina transmissora da sonda, produzindo um campo magnético concêntrico ao eixo da sonda. A componente vertical do campo gerado induz um fluxo de corrente elétrica circundante, cuja intensidade é proporcional à condutividade da formação. A corrente elétrica induzida, de maneira semelhante à bobina transmissora, acaba por produzir um campo magnético próprio, induzindo uma voltagem medida na bobina receptora e que varia diretamente com a condutividade da formação.

Em decorrência das medições da sonda de indução estarem relacionadas à condutividade da formação e aquelas da sonda normal curta serem dependentes da resistividade da formação, em arcabouços compostos por rochas de resistividade muito elevada, como é o caso de litotipos basálticos, esta última é preferível pois fornece melhores resultados de resistividade se comparada à primeira, posto que os baixos valores de condutividade elétrica do basalto podem resultar em sinais fracos de leitura na sonda de indução (HELM-CLARK *et al.*, 2004; ELLIS & SINGER, 2007).

A aplicação de perfis de resistividade em arcabouços basálticos saturados é bastante útil na identificação e delimitação dos interiores de derrame – associados a basalto maciço, cuja resistividade elétrica é elevada (comumente, maior que 1.000 ohm-m) – e dos topos de derrame, caracterizados por maiores porosidades, o que, em decorrência da saturação desses vazios por água, acaba por refletir em baixos valores de resistividade elétrica (BUCKLEY & OLIVER, 1990; HELM-CLARK *et al.*, 2004; ZAKHAROVA *et al.*, 2012).

### **Perfil Sônico (DT)**

A perfilagem sônica (DT) consiste na utilização de uma sonda dotada de um transmissor de pulsos de energia acústica, com frequências de 5 kHz a 20 kHz, e de um receptor a uma determinada distância deste. O sinal acústico emitido é refratado em ângulo crítico na formação, permitindo sua propagação ao longo do meio, paralelamente à parede do poço, até ser novamente refratado em ângulo crítico, retornando à sonda e sendo detectado pelo receptor. O principal parâmetro obtido por este método é o tempo de trânsito ( $\Delta t$ ) das ondas sonoras compressoriais, expresso em microssegundo por pé ( $\mu\text{s}/\text{pé}$ ), o qual corresponde ao tempo decorrido entre o momento da emissão dos pulsos pelo transmissor e sua detecção pelo receptor da sonda.

A velocidade de propagação das ondas compressoriais varia em função do litotipo que percorrem, da porosidade e textura, e do tipo de fluido preenchendo os poros da formação. Como a propagação das ondas compressoriais é mais rápida em rochas do que em líquidos e gases (presentes nos poros das rochas), reduções de velocidade (i.e., aumentos do tempo de trânsito) ao longo do mesmo litotipo estão relacionadas a aumentos de porosidade. Em sequências basálticas, esse comportamento das ondas sônicas resulta em elevados contrastes de tempo de trânsito entre as zonas de interior e de topo de derrames, de modo que o baixo percentual de vazios existente nos basaltos maciços reflete-se em baixos tempos de trânsito, enquanto comportamento contrário é observado para os tempos de trânsito das ondas sônicas quando percorrem os intervalos vesiculares ou argilosos do derrame, estes últimos caracterizados por maiores porosidades (PLANKE *et al.*, 1999; NERY & MARCARI, 2006; HELM-CLARK *et al.*, 2004; ZAKHAROVA *et al.*, 2012; VEDANTI *et al.*, 2018).

Um fator importante a ser observado, especialmente em formações cuja velocidade de propagação das ondas compressoriais é baixa, relaciona-se ao espaçamento entre o transmissor e o receptor da sonda, o qual deve garantir que os pulsos transmitidos que percorrem a formação cheguem ao receptor antes daqueles que percorrem o fluido de perfuração. O espaçamento entre os dispositivos também determina o raio de investigação da sonda, segundo uma relação diretamente proporcional. Para os dispositivos comumente empregados neste tipo de levantamento, com valores de espaçamento de 3 a 5 pés (0,9 m - 1,5 m), o raio de investigação do perfil sônico é de aproximadamente 2” a 3” (ca. 5,0 cm a 7,6 cm).

Ademais, a perfilagem sônica, quando comparada a outros métodos de geofísica de poço (como os perfis de densidade e neutrônico), apresenta menor sensibilidade a efeitos de aumento de diâmetro do poço. O mecanismo que possibilita essa compensação consiste na utilização de um arranjo com um transmissor de pulso e dois receptores, um deles situado na extremidade do equipamento e outro em sua porção intermediária. A diferença entre os tempos de trânsito

medidos em cada um dos receptores é calculada e utilizada para correção dos valores afetados pelo maior trecho de fluido de perfuração percorrido pelos pulsos detectados em um dos receptores. Perfis sônicos adquiridos por esse tipo de dispositivo são denominados sônicos compensados (*Borehole Compensated* - BHC).

### **Perfil de Raios Gama (GR)**

A perfilagem geofísica de raios gama baseia-se na detecção e quantificação da radiação gama natural emitida pela formação, decorrente do decaimento radioativo de isótopos naturais de potássio ( $^{40}\text{K}$ ), tório ( $^{232}\text{Th}$ ) e urânio ( $^{238}\text{U}$ ). Para isso, os dispositivos frequentemente empregados são cintilômetros e gamaespectrômetros: o primeiro realiza apenas contagens da radiação gama total da formação, enquanto o segundo é capaz de separar a radiação detectada em canais de distintas energias, possibilitando a quantificação das contribuições individuais de emissão provenientes do decaimento de  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{238}\text{U}$  e suas respectivas concentrações na formação.

Os dados utilizados no presente estudo foram obtidos por meio de sonda equipada com cintilômetro. Sua construção consiste de um cristal de 85,6 mm de diâmetro e 140,0 mm de comprimento, composto por NaI dopado com Tl – elemento sensível à radiação ionizante, como por exemplo, elétrons energizados –, opticamente acoplado a um tubo fotomultiplicador por meio de um fotocatodo. Os raios gama emitidos pela formação interagem com o retículo cristalino do NaI(Tl) produzindo uma série de elétrons secundários energizados, os quais são trapeados pelos átomos de tálio. Como consequência deste trapeamento, os átomos de tálio emitem luz no comprimento do visível, a qual, por sua vez, incide sobre o fotocatodo. A energia dos fótons incidentes é absorvida pelo material fotossensível existente no fotocatodo, cujo efeito fotoelétrico emite elétrons para o interior do tubo fotomultiplicador, onde são multiplicados por um arranjo de sucessivos dinodos e transformados em pulso elétrico cuja intensidade é proporcional à energia total depositada no cristal pelos raios gama incidentes. Em relação ao raio de investigação do equipamento, cerca de 90% da resposta obtida provém de um raio de aproximadamente 6” (ca. 15,2 cm).

As leituras de contagem obtidas pelo equipamento são reportadas em unidades de radioatividade (API), uma vez que estes dispositivos são calibrados segundo um padrão estabelecido pelo *American Petroleum Institute*. Este padrão consiste em uma formação radioativa confeccionada artificialmente, com concentrações de K, Th e U iguais a 4%, 24 ppm e 12 ppm, respectivamente, e cuja radiação emitida foi definida como 200 API.

A perfilagem de raios gama em sequências basálticas tem se mostrado útil para a delimitação de intervalos argilosos presentes em topos de derrame intemperizados (BUCKLEY & OLIVER, 1990). Quando há variações composicionais relacionadas a maiores ou menores concentrações de potássio entre os vários derrames que constituem o empilhamento da sequência, os perfis de raios gama também podem ser empregados como ferramenta em correlações estratigráficas regionais (BUCKLEY & OLIVER, 1990; VERSEY & SINGH, 1982).

#### **4.2. Estimativas de Porosidade, Permeabilidade e Condutividade Hidráulica**

Os dados da perfilagem sônica foram empregados na estimativa de valores de porosidade efetiva ao longo dos perfis levantados (SAG-P2 e SAG-P3). Para esta etapa, foi utilizada equação empírica específica para litotipos basálticos, a qual foi obtida por análise de regressão a partir de dados experimentais compilados da literatura (AL-HARTHI *et al.*, 1999; ZAMORA *et al.*, 1994; PLANKE *et al.*, 1999; CHEN *et al.*, 2015; VEDANTI *et al.*, 2018; ROSSETTI *et al.*, 2019), posto que os modelos empíricos de Wyllie *et al.* (1956) e de Raymer (1980), comumente empregados para a estimativa de porosidade a partir dos dados do perfil sônico, foram desenvolvidos para rochas sedimentares (ELLIS & SINGER, 2007). Embora valores de resistividade sejam frequentemente empregados em estimativas de porosidade de rochas sedimentares por meio das Equações de Archie, Helm-Clark *et al.* (2004) argumentam que o emprego desta abordagem para basaltos é problemático e pouco recomendado, posto que tais equações não consideram contribuições por argilas condutivas, minerais de alteração ou a condutividade em fraturas e microfraturas.

Os valores de porosidade obtidos foram utilizados para estimativa da permeabilidade ao longo do perfil, tendo-se recorrido a equação empírica relacionando porosidade e permeabilidade em rochas basálticas, elaborada a partir de análise de regressão de dados experimentais disponíveis na literatura (SAAR & MANGA, 1999; MUELLER *et al.*, 2005; LOAIZA *et al.*, 2012; LAMUR *et al.*, 2017; ROSSETTI *et al.*, 2019; SCHAEFER *et al.*, 2015; BAI *et al.*, 2010; LUHMANN *et al.*, 2017).

Por fim, procedeu-se a estimativa dos valores de condutividade hidráulica ao longo dos perfis, servindo-se da Equação 4.1, na qual estão relacionadas permeabilidade ( $k$ , expressa em  $m^2$ ) e condutividade hidráulica ( $K$ , expressa em  $m/s$ ):

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (4.1)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água (assumida como  $1.000 \text{ kg/m}^3$ ),  $g$  é a aceleração gravitacional (aproximadamente  $9,8 \text{ m/s}^2$ ) e  $\mu$  é a viscosidade dinâmica (expressa em  $\text{kg/m}\cdot\text{s}$ ). Para a variação de temperatura com a profundidade, assumiu-se gradiente geotérmico de  $30^\circ\text{C}/\text{km}$  e temperatura de superfície de  $25^\circ\text{C}$ . Em relação à variação de viscosidade com a temperatura, empregou-se os valores compilados em Fetter (2001).

### 4.3. Análise Química por Fluorescência de Raios-X

A fluorescência de raios-X consiste em uma técnica analítica não destrutiva para análise composicional de materiais. Seu princípio analítico baseia-se na detecção de raios-X característicos de um elemento químico após este interagir com fótons de raios-X incidentes. Conforme descrito por Reed (2005), Dedavid (2007) e Pinto (2018), primeiramente incide-se sobre a amostra um feixe de raios-X com energia superior à energia de ligação de elétrons situados nas camadas próximas ao núcleo atômico. Os fótons incidentes transferem sua energia aos elétrons das camadas internas, fazendo com que estes sejam ejetados do átomo, o que resulta em uma vacância nesta camada. Elétrons das camadas mais distantes do núcleo em relação à camada com vacância decaem para esta camada mais próxima ao núcleo, ocupando a posição do elétron ejetado. O decaimento produz uma emissão de raios-X característicos, que são detectados por um espectrômetro.

Os analisadores portáteis, como o utilizado neste trabalho, geralmente fazem uso de espectrometria de dispersão de energia (EDS); o dispositivo de detecção consiste em um cristal de silício dopado com lítio, responsável por separar os fótons de raios-X de diferentes energias e identificar suas intensidades (DEDAVID, 2007; PINTO, 2018). O resultado obtido é um gráfico de intensidade (contagens; plotada no eixo das ordenadas) *versus* energia (plotada no eixo das abscissas), sendo que os raios-X característicos de um determinado elemento ocupam uma raia específica no espectro de energia representado. Idealmente, a análise por EDS somente permite a detecção dos espectros dos elementos com número atômico superior a 11, uma vez que as energias associadas aos elementos de menor número atômico são baixas e sujeitas a perdas significativas por absorção na amostra (DEDAVID, 2007; PINTO, 2018). O tempo de análise necessário à obtenção de um espectro de boa qualidade é de, aproximadamente, dois minutos (DEDAVID, 2007).

Buscando-se avaliar a distribuição vertical das concentrações de Ca, Mg e Fe total ao longo da sequência de derrames basálticos da área de estudo, realizou-se análises químicas de rocha total, por fluorescência de raios-X, em amostras de calha do poço SAG-P2. As amostras foram coletadas em intervalos de 6 m no trecho de perfilagem geofísica (350 m a 1.038 m de profundidade). As amostras selecionadas foram lavadas para retirada de restos da lama de perfuração que podem eventualmente revestir os fragmentos de rocha (amostras de calha) e, após secagem, foram analisadas para elementos maiores, menores e traços, fornecendo resultados expressos em elementos totais. Para as análises, utilizou-se analisador portátil de fluorescência de raios-X por dispersão de energia (EDXRF) da Thermo Fisher Scientific, modelo Niton XL3t XRF Analyzer. O tempo de análise empregado para cada amostra foi de 120 segundos, possibilitando uma melhor quantificação dos elementos na rocha.

#### **4.4. Modelo Conceitual e Simulação Numérica de Fluxo**

Modelos consistem em representações simplificadas da realidade complexa. Em hidrogeologia são amplamente empregados modelos matemáticos, compostos por um conjunto de equações diferenciais responsáveis por descreverem os variados processos físicos que ocorrem em um meio (WANG & ANDERSON, 1982; KRESIC, 2007; ANDERSON *et al.*, 2015). São subdivididos em modelos matemáticos analíticos e modelos matemáticos numéricos, estes últimos capazes de solucionar as equações em meios de alta complexidade (envolvendo heterogeneidades e anisotropia), ao passo que os primeiros limitam-se a sistemas de menor complexidade, assumindo meios homogêneos e isotrópicos (WANG & ANDERSON, 1982).

Conforme Anderson *et al.* (2015), o processo de desenvolvimento de um modelo numérico hidrogeológico inicia-se pela definição do processo natural a ser estudado e do objetivo do modelo, o qual pode destinar-se à previsão (modelo preditivo) ou à compreensão (modelo interpretativo) dos processos atuantes no meio. Na etapa seguinte, os conhecimentos acerca do processo de interesse e da área de estudo são sintetizados em um modelo conceitual, que descreve a dinâmica do fluxo subterrâneo de maneira simplificada e qualitativa, e fornece o arranjo necessário ao desenvolvimento do modelo numérico. As três componentes principais do modelo numérico de fluxo são: (I) equação governante, que descreve matematicamente o processo físico estudado e corresponde a uma combinação da lei de Darcy com a lei de conservação das massas; (II) condições de contorno, que descrevem o fluxo ao longo dos limites ou no interior do modelo, podendo ser de carga hidráulica especificada (Tipo-I), fluxo especificado (Tipo-II) ou fluxo dependente da carga hidráulica (Tipo-III); e (III) condições iniciais, as quais

especificam os valores iniciais de variáveis dependentes (e.g., carga hidráulica) no início da simulação, sendo necessárias a simulações em regime transiente.

Para o cálculo da carga hidráulica em tempos e pontos específicos do domínio simulado, os modelos numéricos empregam dois meios de aproximação da equação governante: (I) por diferenciação, denominado método das diferenças finitas; ou (II) por integração, substituindo a solução exata da equação diferencial que descreve o fluxo por uma solução aproximada de uma integral por partes, conhecido por método dos elementos finitos (WANG & ANDERSON, 1982; ANDERSON *et al.*, 2015). Este último emprega elementos comumente triangulares, compostos por três nós (posicionados em seus vértices) nos quais são computados os valores de carga hidráulica calculados pela simulação e, posteriormente, interpolados para definir os valores de carga hidráulica no interior de cada elemento triangular (WANG & ANDERSON, 1982). O método dos elementos finitos destaca-se por sua maior flexibilidade para lidar com geometrias complexas e contornos irregulares, meios heterogêneos e/ou anisotrópicos, condições de contorno internas e níveis d'água dinâmicos (WANG & ANDERSON, 1982).

As informações de espessura, porosidade e condutividade hidráulica de cada horizonte faciológico dos derrames, oriundas da interpretação dos perfis geofísicos e das estimativas descritas no item 4.2, foram empregadas na elaboração de um modelo conceitual. Nesse modelo, buscou-se identificar os principais horizontes reservatórios para o CO<sub>2</sub> e aqueles que podem atuar como selantes, além de descrever a dinâmica de fluxo que a água subterrânea apresentaria em arcabouço basáltico composto pelas distintas fácies reconhecidas nos derrames da área de estudo.

A partir do modelo conceitual desenvolvido, o modelo numérico de fluxo foi confeccionado. Utilizou-se como algoritmo computacional o *software* FEFLOW® - *Finite Element Sub-surface Flow and Transport Simulation System* (DIERSCH, 2014), que consiste em um programa iterativo de simulação de fluxo da água subterrânea por meio do método dos elementos finitos. O objetivo da modelagem numérica foi verificar a validade do modelo conceitual elaborado, avaliar a dinâmica de fluxo dentro do reservatório e possibilitar a obtenção de uma curva de rebaixamento por tempo a partir da simulação, em regime transiente, de um teste de bombeamento de vazão constante.

#### **4.5. Análise da Curva Diagnóstica de Teste de Bombeamento Simulado**

Em um teste de bombeamento, o comportamento do rebaixamento observado em um ou mais poços é decorrente de diversos fatores, especialmente do tipo de aquífero, da presença de descontinuidades geológicas (e.g., fraturas), do armazenamento do poço e da existência de

condições de contorno, de modo que a assinatura característica de cada um desses fatores pode ser identificada em distintos momentos: os tempos iniciais registram variações de armazenamento do poço ou existência de fraturas; os períodos intermediários refletem particularidades do comportamento do aquífero; e os períodos finais podem indicar a presença de condições de contorno (KRUSEMAN & RIDDER, 1994; BOURDET, 2002; FERROUD *et al.*, 2019).

De acordo com Bourdet (2002) e Renard *et al.* (2008), uma metodologia particularmente útil para este tipo de interpretação de testes de bombeamento consiste na análise da curva diagnóstica, caracterizada pela construção de um gráfico, em escala bi-logarítmica, no qual são simultaneamente plotadas as curvas de rebaixamento ( $s$ ) e da derivada logarítmica do rebaixamento ( $ds/d\ln t$ ) em função do tempo ( $t$ ). Dentre as vantagens oferecidas por este método, Renard *et al.* (2008) e Ferroud *et al.* (2019) destacam a alta sensibilidade da curva derivativa a variações na curva de rebaixamento, bem como a maior eficiência e assertividade do método na identificação ou diagnóstico de um modelo conceitual e na estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos do reservatório.

O processo de interpretação e análise da curva diagnóstica consiste na comparação da morfologia das curvas de rebaixamento e da derivada logarítmica com aquelas de modelos-tipo, buscando-se a que melhor se ajusta aos dados observados, tanto qualitativamente (i.e., pela similaridade entre os sinais observados e teóricos) quanto quantitativamente (por critérios de ajuste, como soma quadrática dos resíduos) (RENARD, 2005; RENARD *et al.*, 2008).

Em vista da configuração espacial das diferentes fácies dos derrames basálticos na área estudada e suas distintas propriedades hidrodinâmicas, e tendo por premissa a representatividade do modelo numérico elaborado, os dados de rebaixamento provenientes do teste de bombeamento simulado foram utilizados para elaboração e análise da curva diagnóstica por meio do *software* AQTESOLV®. O objetivo dessa análise foi identificar o tipo de comportamento do aquífero para avaliar se existem, dentre os horizontes faciológicos reconhecidos, aqueles que possam atuar como reservatórios ou como selantes ao CO<sub>2</sub> injetado.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. Interpretação de Perfis Geofísicos de Poço

Com base nos perfis geofísicos de resistividade elétrica (SN e DIR), raios gama total (GR) e sônico compensado (DT), levantados para os poços SAG-P2 e SAG-P3, e na descrição das amostras de calha de ambas as perfurações, foram identificadas quatro litofácies principais que se sucedem verticalmente ao longo dos perfis dos poços (Figuras 5.1 e 5.2): basalto maciço, basalto alterado, basalto vesicular e horizonte argiloso.

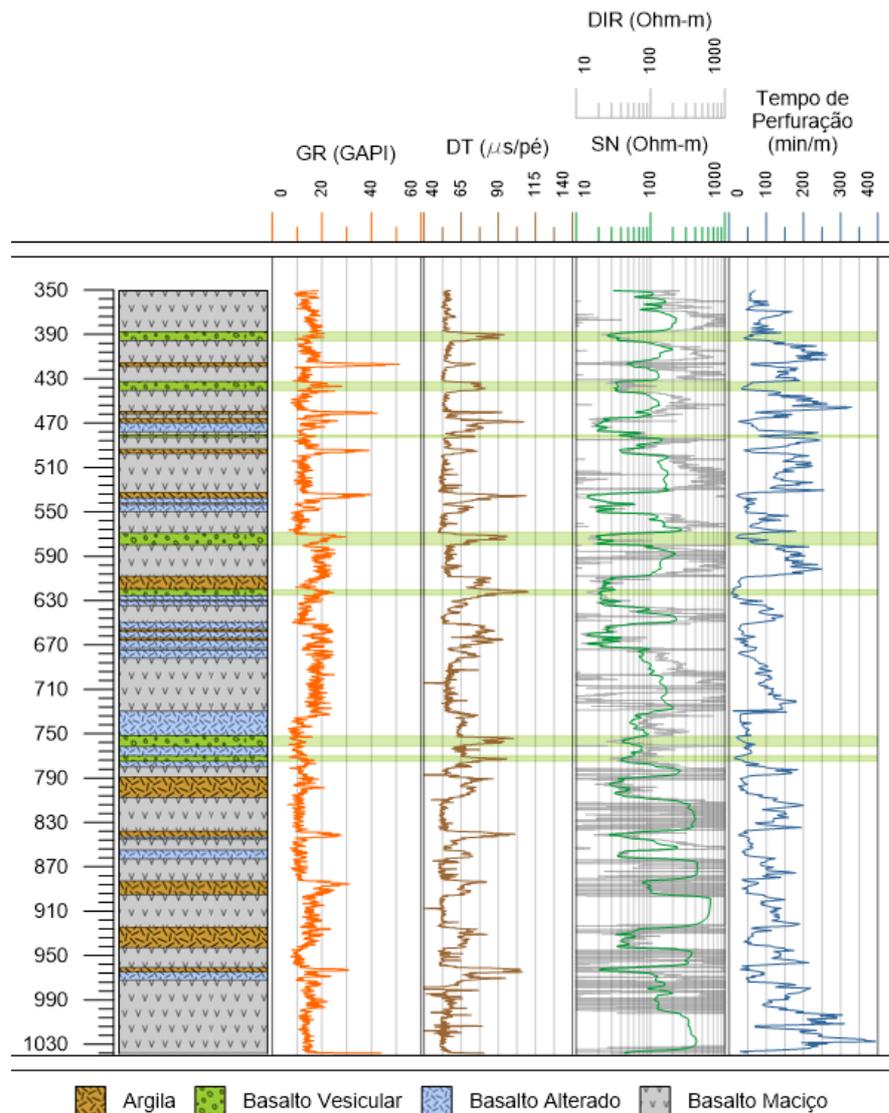


Figura 5.1 – Perfis geofísicos de raios gama total (GR), tempo de trânsito de ondas sônicas compressoriais (DT), resistividade elétrica de indução (DIR) e normal curta (SN), e tempos de perfuração registrados para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P2. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis apresentados e nas descrições das amostras de calha.

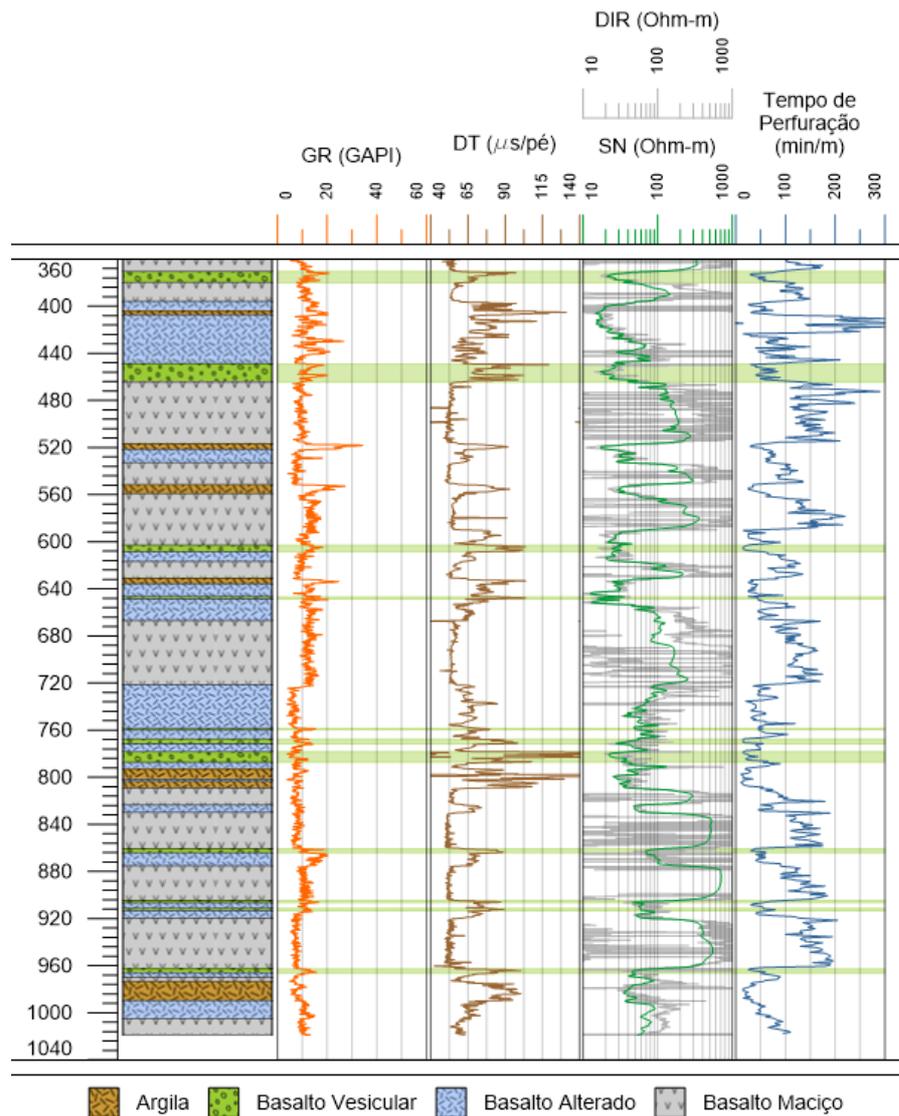


Figura 5.2 – Perfis geofísicos de raios gama total (GR), tempo de trânsito de ondas sônicas compressoriais (DT), resistividade elétrica de indução (DIR) e normal curta (SN), e tempos de perfuração registrados para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P3. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis apresentados e nas descrições das amostras de calha.

As diferenças de densidade, porosidade e permeabilidade existentes entre as fácies refletem-se em um satisfatório contraste nas respostas obtidas para os parâmetros físicos analisados, possibilitando a identificação e delimitação, com relativa precisão, dos intervalos de profundidade de ocorrência de cada fácies. A influência destas propriedades petrofísicas, em especial a porosidade, sobre a resistência mecânica da rocha à perfuração fica evidenciada nos perfis de taxa de perfuração (expressa em minutos por metro perfurado), o qual apresenta elevado grau de aderência às respostas obtidas pelos perfis geofísicos de resistividade elétrica e tempo de trânsito de ondas compressoriais (Figuras 5.1 e 5.2). Observa-se que as menores taxas de

perfuração, as quais refletem rochas com menor resistência mecânica, associam-se aos horizontes faciológicos mais porosos da sequência, enquanto o contrário ocorre para a fácies maciça, em acordo com resultados reportados por Giampá *et al.* (1981), Rebouças & Fraga (1988) e Buckley & Oliver (1990).

Os gráficos apresentados na Figura 5.3 mostram que, em ambos os poços perfilados, os valores de resistividade elétrica (SN e DIR) exibem tendência geral crescente com o aumento da profundidade, enquanto que os valores de tempo de trânsito das ondas compressoriais (DT) possuem comportamento inverso, com tendência geral de redução, embora pouco acentuada, rumo a profundidades maiores. Esse padrão pode estar relacionado à redução de porosidade em função do aumento da pressão litostática atuante sobre o arcabouço geológico em profundidades cada vez maiores, o que promove o fechamento de fraturas e microfraturas existentes nas rochas da formação (SINGHAL & GUPTA, 2010). Como consequência da redução de porosidade, o volume de fluido na formação é menor, o que nos perfis geofísicos resulta em valores de resistividade elétrica maiores e em menores tempos de trânsito das ondas compressoriais em relação aos horizontes menos profundos.

Os perfis de raios gama total dos poços SAG-P2 e SAG-P3 evidenciam a existência de duas assinaturas principais ao longo da sequência de derrames (Figuras 5.1 e 5.2): uma de menores valores de contagem total (<10 GAPI - 15 GAPI, aproximadamente) e outra de valores mais elevados (geralmente >10 GAPI - 15 GAPI). Esta última é representada pelos intervalos de profundidade de 570 m a 730 m e 885 m a 925 m para o poço SAG-P2, com valores de gama superiores a 15 GAPI e podendo ultrapassar 20 GAPI, e pelos intervalos de 550 m a 720 m e 860 m a 915 m para o poço SAG-P3, nos quais os valores de gama registrados situam-se acima de 10 GAPI, mas não alcançam 20 GAPI (Figuras 5.1 e 5.2). Comportamento semelhante é reportado para os derrames do Planalto do Decã (Índia) por Versey & Singh (1982) e Buckley & Oliver (1990), onde derrames com maiores valores de gama – denominados, pelos autores, de basaltos alto-gama – exibem extensão regional (superior a 100 km) e foram empregados em correlações litoestratigráficas dentro da sequência.

A Figura 5.4 apresenta diagramas de caixa com a distribuição dos dados de resistividade elétrica, tempo de trânsito das ondas compressoriais e contagem de raios gama total para cada fácies reconhecida nos perfis da área de estudo. A existência de fácies distintas com sobreposição parcial de valores de um mesmo parâmetro indica que a utilização de um único método de perfilagem pode não ser suficiente para o reconhecimento de todas as litofácies presentes na formação, demonstrando a necessidade e a vantagem de uma abordagem multi-parâmetros,

conforme apontado por Helm-Clark *et al.* (2004). As respostas nos perfis geofísicos de cada litofácies reconhecida na sequência estudada é detalhada a seguir.

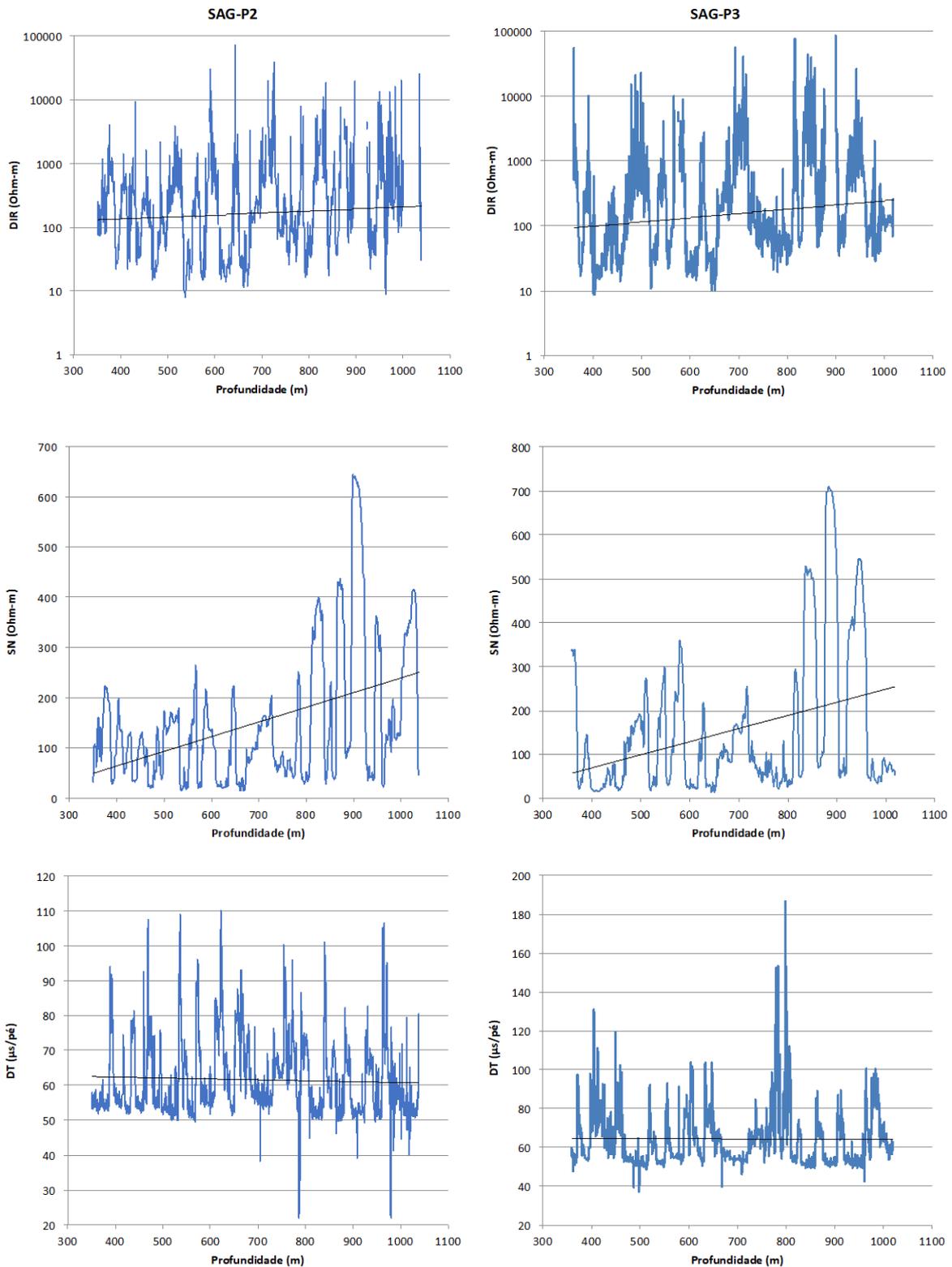


Figura 5.3 – Linhas de tendência ajustadas aos dados de resistividade elétrica (DIR e SN) e tempo de trânsito de ondas sônicas compressoriais (DT) dos poços SAG-P2 (à esquerda) e SAG-P3 (à direita).

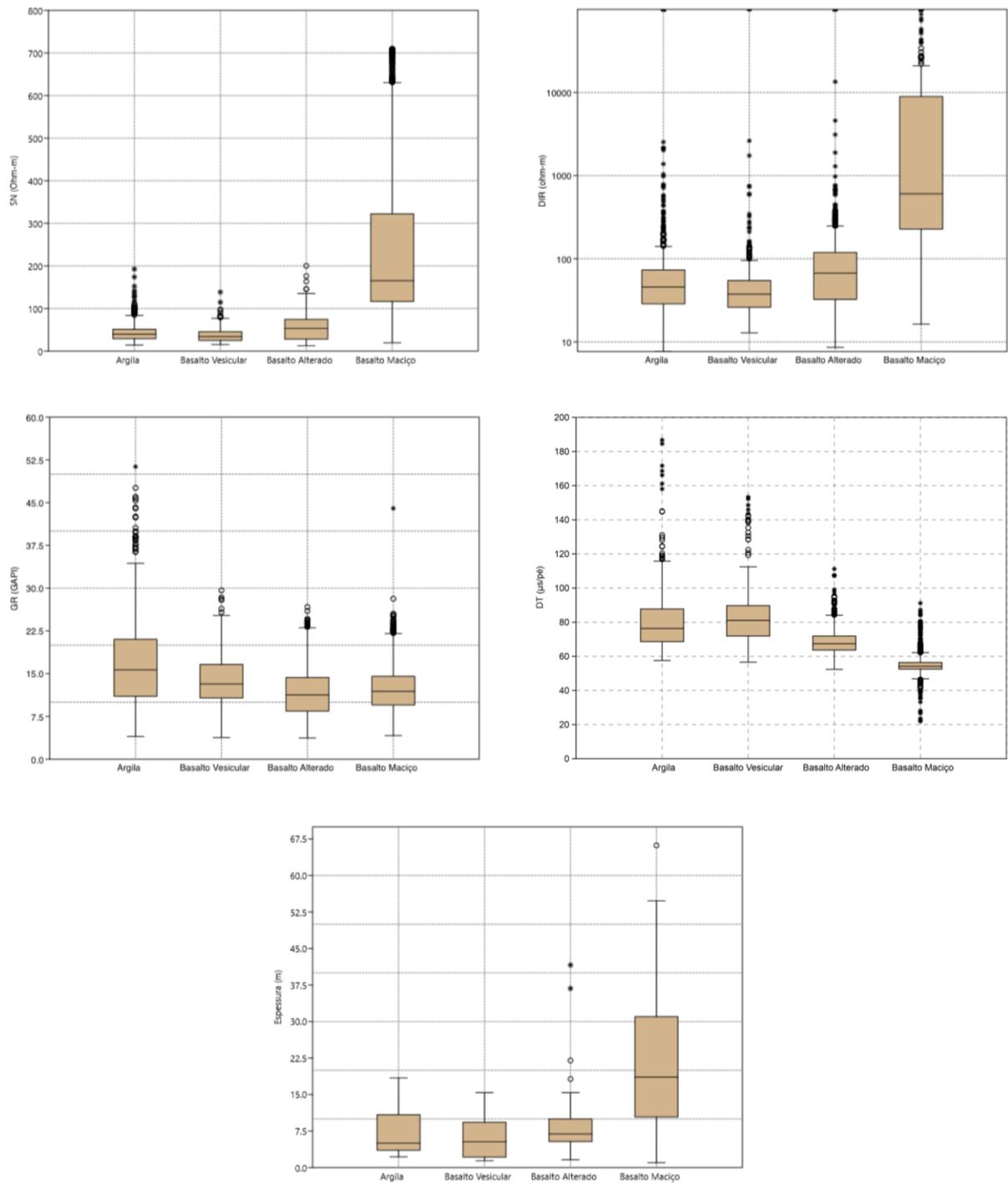


Figura 5.4 – Diagramas de caixa com distribuição dos valores de resistividade elétrica (SN e DIR), raios gama total (GR), tempo de trânsito de ondas sônicas compressoriais (DT) e espessura, referentes ao conjunto amostral dos poços SAG-P2 e SAG-P3.

### Basalto Maciço

Os horizontes de basalto maciço, associados às porções de interior de derrame, caracterizam-se por amostras de calha compostas por basalto compacto e maciço, afanítico a

subfanerítico, de coloração cinza escura a preta, e grau de cominuição variável. Intervalos com maior grau de cominuição das amostras ocorrem ao longo dos perfis, e sugerem a presença de fraturamento, possivelmente relacionado aos níveis com estruturas colunares ou de entablatura.

Conforme a Figura 5.4, o basalto maciço corresponde à fácies de maior espessura nos derrames estudados, com média de  $22,45 \pm 16,7$  m e mediana de 18,6 m. Exibe elevados valores de resistividade elétrica (Figuras 5.1 e 5.2), com mediana de 165 ohm-m para a normal curta e de 604 ohm-m para a resistividade profunda de indução, valores estes significativamente maiores que aqueles apresentados pelas demais fácies da sequência (Figura 5.4). Os resultados de resistividade elétrica encontrados mostram-se coerentes com estudos prévios realizados em arcabouços basálticos. Para os intervalos de basalto maciço no Columbia River Basalt Group (CRBG), Zakharova *et al.* (2012) reportam valores médios de resistividade elétrica de indução entre 200 ohm-m e 2.000 ohm-m, variação menor do que a encontrada no presente trabalho (Figura 5.4). Valores de resistividade elétrica das porções de basalto maciço, obtidos por Buckley & Oliver (1990) em derrames do Decã (Índia), situam-se entre 500 ohm-m e mais de 4.000 ohm-m. Nery & Marcari (2006) reportam valores de resistividade elétrica de indução sempre superiores a 1.000 ohm-m para intervalos de basalto maciço da Formação Serra Geral.

Em relação ao tempo de trânsito das ondas compressoriais, os níveis de basalto maciço apresentam mediana de  $54 \mu\text{s/pé}$  – correspondente a uma velocidade  $V_p$  de 5,6 km/s –, valor bastante reduzido quando comparado aos encontrados para os níveis de basalto alterado, basalto vesicular ou argila (Figuras 5.1, 5.2 e 5.4). Os valores encontrados são condizentes com aqueles apresentados em Nery & Marcari (2006) e Rossetti *et al.* (2019), nos quais os basaltos maciços da Formação Serra Geral apresentam, respectivamente, tempo de trânsito de  $57 \mu\text{s/pé}$  e  $V_p$  de 4,1 km/s a 5,9 km/s. Zakharova *et al.* (2012) reportam valores bastante similares para os níveis maciços dos derrames toleíticos do Columbia River Basalt Group, com  $V_p$  de 5,5 km/s a 6 km/s.

Por fim, os dados de contagem de raios gama total obtidos para os basaltos maciços apresentam mediana de 11,9 GAPI, valor similar à assinatura dos horizontes de basalto alterado (Figura 5.4). A grande amplitude de valores observada nos dados de raios gama total, possivelmente em função da existência de sequências de derrame com assinatura de alto-gama, faz com que este parâmetro seja o menos distintivo dos basaltos maciços, ao menos na área de estudo.

### **Basalto Alterado**

Os horizontes de basalto alterado caracterizam-se por amostras de calha com fragmentos de basalto cinza a ocre, com grau de cominuição variado e evidências de desenvolvimento de intemperismo químico, este último marcado pela coloração ocre da superfície de alguns

fragmentos de basalto e pela presença de argila cinza-acastanhada a marrom recobrimdo os clastos. Os fragmentos de rocha encontrados nesses horizontes podem apresentar estruturação maciça ou vesicular, embora a visualização das vesículas possa ser dificultada a depender do grau de alteração dos fragmentos. Segundo Versey & Singh (1982) e Buckley & Oliver (1990), estes intervalos estão associados a processos de intemperismo físico e químico atuantes sobre um derrame durante o espaço de tempo compreendido entre seu extravasamento e seu posterior recobrimento por um derrame subsequente.

Intervalos de basalto alterado são reconhecidos nos derrames continentais do Decã, Índia, com variável teor de argila (por vezes ausente), esta última de coloração variando entre cinza, vermelho e verde (VERSEY & SINGH, 1982; BUCKLEY & OLIVER, 1990). Entretanto, estes horizontes podem não ocorrer em algumas sequências basálticas, como por exemplo no Columbia River Basalt Group, conforme resultados apresentados por Zakharova *et al.* (2012).

Conforme mostrado na Figura 5.4, os intervalos de basalto alterado presentes na área de estudo possuem espessuras inferiores às encontradas para as porções de basalto maciço e superiores àquelas das zonas vesiculares ou argilosas, com valores médios de espessura de  $9,6 \pm 8,9$  m e mediana de 6,9 m. Embora encontrado em ambos os poços perfilados, esse horizonte pode não estar presente em alguns derrames (e.g., em 570 m - 610 m no poço SAG-P2 e em 450 m - 515 m no poço SAG-P3, Figuras 5.1 e 5.2).

As respostas obtidas nos perfis geofísicos de resistividade elétrica e tempo de trânsito de ondas sônicas situam-se, grosso modo, com valores intermediários entre o basalto maciço e os horizontes argilosos (Figuras 5.1, 5.2 e 5.4). Os dados de resistividade elétrica obtidos pela normal curta apresentam mediana de 53 ohm-m e, para os dados de indução, a mediana é de 67 ohm-m (Figura 5.4). Os valores de tempo de trânsito das ondas sônicas compressoriais obtidos apresentam mediana de 67  $\mu\text{s}/\text{pé}$  (Figura 5.4). Planke *et al.* (1999) reportam valores de  $V_p$ , em porções alteradas de derrames basálticos da Groelândia, variando entre 2,5 km/s e 5,5 km/s a 6 km/s (correspondente a tempos de trânsito de 50,8  $\mu\text{s}/\text{pé}$  a 121  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ), distribuição semelhante à encontrada nos perfis levantados (52  $\mu\text{s}/\text{pé}$  a 111  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ). Os menores valores de resistividade elétrica e o aumento do tempo de trânsito das ondas sônicas para os basaltos alterados, quando comparados aos resultados obtidos para os intervalos de basalto maciço, provavelmente estão relacionados ao aumento das porosidades total e efetiva em razão da atuação de processos intempéricos em litotipos basálticos, conforme apresentado por Navarre-Sitchler *et al.* (2015).

Os perfis de raios gama total dos poços SAG-P2 e SAG-P3 registram pequenos picos associados aos intervalos de basalto alterado (Figuras 5.1 e 5.2), com picos de maior intensidade geralmente associados a maiores teores de argila. Entretanto, a mediana (11,3 GAPI) dos dados e a distribuição de valores mínimo e máximo mostram-se similares aos obtidos para o basalto maciço (Figura 5.4), indicando que o perfil de raios gama, embora útil, é menos eficiente para a distinção entre as duas litofácies do que os perfis de resistividade elétrica e de tempo de trânsito de ondas compressoriais.

### **Basalto Vesicular**

Os horizontes de basalto vesicular são reconhecidos, em amostras de calha, pela predominância de fragmentos de basalto afanítico com estruturas vesiculares e amigdaloidais de tamanho variável, geralmente da ordem de 1 mm a 3 mm. As amígdalas geralmente estão parcialmente preenchidas, embora o preenchimento completo das cavidades também ocorra, sendo os minerais de preenchimento mais comuns a calcita, a celadonita e minerais do grupo das zeólitas.

Os intervalos vesiculares ocorrem nas porções de topo de derrame (Figuras 5.1 e 5.2) e nem sempre se fazem presentes, uma vez que estas estruturas podem ser completamente apagadas pelo avanço dos processos intempéricos, ou terem sido erodidas à época em que se encontravam expostos em superfície (VERSEY & SINGH, 1982; FRAGA, 1986). Na área de estudo, os valores médios de espessura dos intervalos vesiculares são de  $6,0 \pm 3,9$  m e mediana de 5,3 m (Figura 5.4).

Em função de sua maior porosidade, o basalto vesicular caracteriza-se por baixos valores de resistividade elétrica e elevados tempos de trânsito das ondas sônicas compressoriais (Figuras 5.1 e 5.2). Os valores de mediana obtidos para a resistividade elétrica da normal curta e de indução foram, respectivamente, 34 ohm-m e 37 ohm-m (Figura 5.4), ambos consideravelmente inferiores aos valores obtidos para os horizontes de basalto maciço e basalto alterado, refletindo o elevado contraste de porosidade destas litofácies. Resultados semelhantes são reportados para a Formação Serra Geral por Nery & Marcari (2006), com valores de resistividade elétrica variando entre 20 ohm-m e 40 ohm-m para os basaltos vesiculares. Embora possuam ordem de grandeza similar, estes resultados mostram-se pouco mais elevados do que os reportados para as porções de topo de derrame do Columbia River Basalt Group e dos basaltos do Decã, nos quais os valores de resistividade elétrica são de 10 ohm-m a 20 Ohm-m e inferiores a 20 ohm-m, respectivamente (ZAKHAROVA *et al.*, 2012; BUCKLEY & OLIVER, 1990).

A mediana obtida para os dados de tempo de trânsito das ondas sônicas compressoriais foi de 81  $\mu\text{s}/\text{pé}$  ( $V_p$  de 3,76 km/s), valor mais elevado que o encontrado para os basaltos maciço e alterado (Figura 5.4), em função da maior porosidade do nível vesicular em comparação a ambos. Estes resultados são condizentes com estudos anteriores em basaltos da Formação Serra Geral: valores de tempo de trânsito das ondas compressoriais em basalto vesicular, apresentados em Nery & Marcari (2006), variam entre 60  $\mu\text{s}/\text{pé}$  e 120  $\mu\text{s}/\text{pé}$ , enquanto valores de velocidade das ondas compressoriais ( $V_p$ ), obtidos por Rossetti *et al.* (2019), situam-se no intervalo de 3,0 km/s a 5,5 km/s. De modo geral, os valores obtidos no presente trabalho, bem como os de Nery & Marcari (2006) e Rossetti *et al.* (2019), mostram-se mais elevados do que aqueles reportados por Zakharova *et al.* (2012) e Planke *et al.* (1999), respectivamente, para os topos de derrame do Columbia River Basalt Group e de derrames basálticos da Groenlândia, nos quais os valores de  $V_p$  variam entre 2 km/s e 3 km/s.

Nos perfis de raios gama total dos poços SAG-P2 e SAG-P3, os intervalos de basalto vesicular associam-se a picos com intensidade inferior apenas aos dos níveis argilosos (Figuras 5.1 e 5.2). A mediana dos dados, de 13,2 GAPI, mostra-se pouco mais elevada que as dos basaltos maciço e alterado (Figura 5.4). Embora a distribuição dos valores de gama total do basalto vesicular seja similar àquelas encontradas para os basaltos maciço e alterado (Figura 5.4), o perfil de contagens gama mostra-se útil ao reconhecimento e individualização do intervalo vesicular de um derrame basáltico, posto que as intensidades dos picos nesses horizontes são suficientemente contrastantes em relação àquelas das demais litofácies (Figuras 5.1 e 5.2).

### **Horizonte Argiloso**

Os horizontes argilosos são caracterizados por amostras de calha com elevado teor de argila plástica, de coloração variando entre cinza e castanho, na qual se inserem fragmentos de basalto milimétricos e pouco angulosos. Estes horizontes resultam da evolução do processo intempérico atuante sobre o derrame basáltico durante o período em que esteve exposto à superfície, sendo posteriormente recoberto por um novo derrame (VERSEY & SINGH, 1982; BUCKLEY & OLIVER, 1990). Níveis argilosos são reconhecidos na sequência de derrames basálticos do Decã por Versey & Singh (1982) e Buckley & Oliver (1990), mas não se fazem necessariamente presentes em outras sequências (e.g., Zakharova *et al.* 2012 não reportam intervalos argilosos ao longo do Columbia River Basalt Group).

A ocorrência dos horizontes de argila dá-se nas porções de topo de derrame, embora estes possam estar ausentes em alguns derrames por não desenvolvimento desses intervalos,

decorrente da incipiência de processos intempéricos, ou por serem facilmente erodíveis (VERSEY & SINGH, 1982) à época em que se encontravam expostos em superfície. Para os intervalos reconhecidos nos perfis levantados, o valor médio de espessura obtido foi de  $7,3 \pm 5,3$  m, com mediana de 5,0 m (Figura 5.4).

Os intervalos argilosos caracterizam-se por baixos valores de resistividade elétrica, elevado tempo de trânsito das ondas compressonais e, sobretudo, altos valores de contagens gama (Figuras 5.1 e 5.2). As medianas obtidas para os dados de resistividade elétrica fornecidos pelas sondas de indução e normal curta são, respectivamente, de 46 ohm-m e 40 ohm-m, valores intermediários entre os obtidos para os basaltos vesicular e alterado, mas consideravelmente inferiores àqueles do basalto maciço (Figura 5.4). Para o tempo de trânsito de ondas sônicas compressonais, o valor da mediana é de  $76 \mu\text{s/pé}$  ( $V_p$  de 4,0 km/s), novamente situando-se entre os valores apresentados para os basaltos alterado e vesicular, e distinguindo-se fortemente dos horizontes de basalto maciço (Figura 5.4). Embora a distribuição dos dados de resistividade elétrica e tempo de trânsito de ondas compressonais mostre-se bastante similar às obtidas para o basalto vesicular, os horizontes argilosos distinguem-se por maiores contagens de raios gama total (mediana de 15,6 GAPI, Figura 5.4), sendo estas mais elevadas do que as das demais litofácies, com picos geralmente bem definidos e contrastantes dentro de cada derrame (Figuras 5.1 e 5.2).

## 5.2. Estimativas de Porosidade, Permeabilidade e Condutividade Hidráulica

Com o intuito de se obter um modelo empírico para estimar a porosidade a partir dos dados do perfil sônico, foram compilados dados experimentais correlacionando valores de velocidade de ondas sônicas compressonais ( $V_p$ ) e porosidade efetiva em basaltos. O conjunto amostral empregado totaliza 197 dados, compreendendo desde amostras de basalto maciço a vesicular, de modo que o modelo empírico obtido seja representativo das fácies encontradas em um derrame. A equação da curva obtida a partir da regressão não-linear (Equação 5.1) e o gráfico de dispersão dos dados utilizados são apresentados na Figura 5.5. Os valores de  $V_p$  compilados situam-se entre 2 km/s e 6,5 km/s, enquanto o intervalo de porosidade compreende valores de 0,1% a 62,7%.

$$\phi = 54,746 \cdot e^{-0,821 \cdot (V_p - 2,369)} \quad (5.1)$$

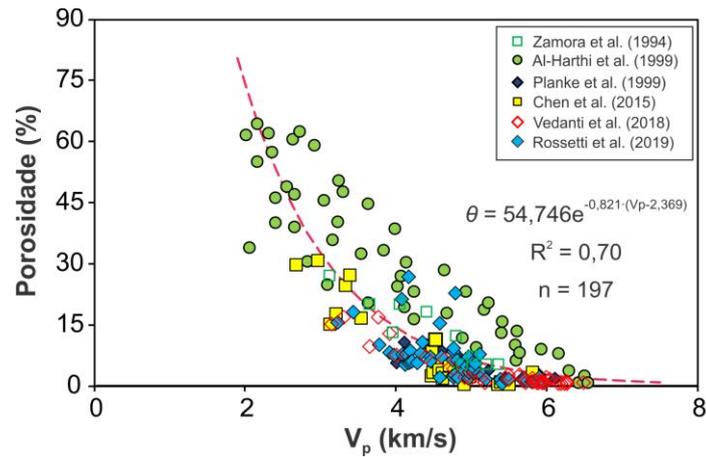


Figura 5.5 – Gráfico de dispersão dos dados experimentais de porosidade e velocidade de propagação de ondas sônicas compressoriais ( $V_p$ ) e equação empírica ajustada relacionando ambos os parâmetros.

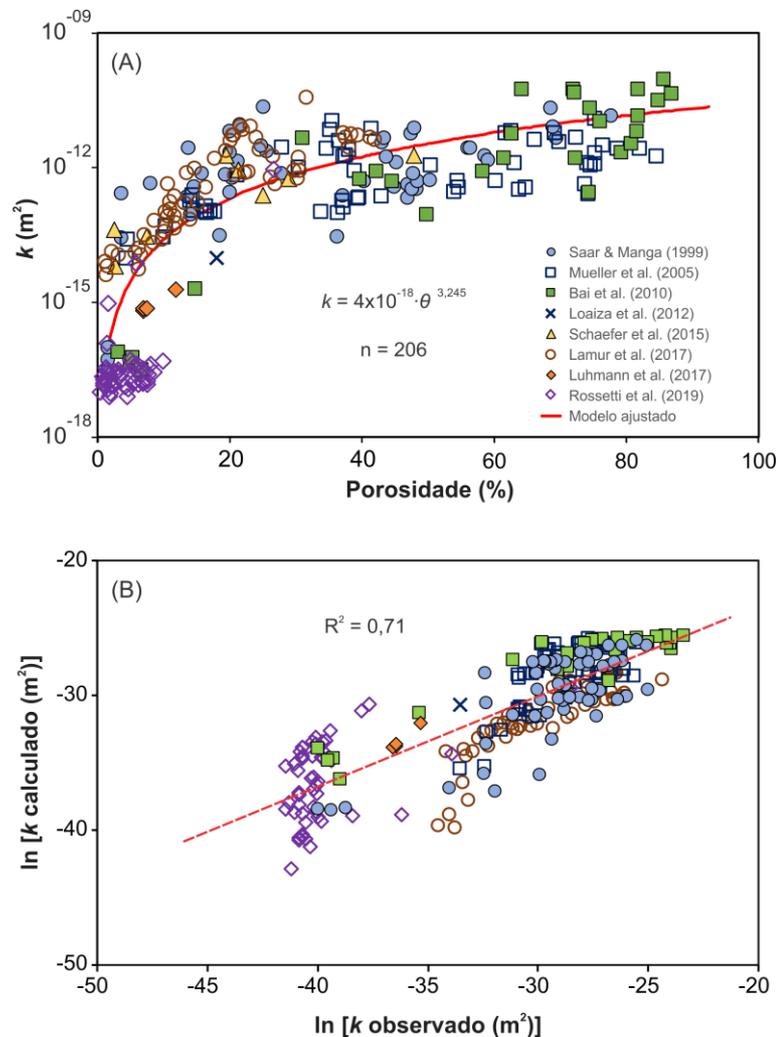


Figura 5.6 – Relação entre permeabilidade e porosidade baseada nos dados experimentais compilados da literatura: (A) curva ajustada aos dados a partir de regressão não linear e equação correspondente; e (B) gráfico de dispersão do logaritmo natural da permeabilidade observada (dados compilados) e da calculada pelo modelo ajustado.

Para estimativas de permeabilidade a partir da porosidade, construiu-se modelo empírico a partir do ajuste de uma curva, por regressão não-linear, ao conjunto de dados empíricos compilados da literatura. Os dados utilizados compreendem desde amostras de basalto maciço a vesicular, totalizando um conjunto amostral de 206 medições. O gráfico de dispersão dos dados e a equação empírica ajustada (Equação 5.2) são apresentados na Figura 5.6a. Os valores de porosidade dos dados compilados variam entre 1,07% e 87%, e os dados de permeabilidade situam-se entre  $4,34 \times 10^{-18} \text{ m}^2$  e  $6,89 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ . O gráfico de dispersão dos valores de permeabilidade calculados e observados (Figura 5.6b) indica boa concordância entre ambos, suportando a capacidade do modelo ajustado de produzir estimativas razoáveis de permeabilidade. Os valores de permeabilidade estimados a partir da Equação 5.2 foram empregados na Equação 4.1 para estimativa da condutividade hidráulica de cada intervalo do derrame.

$$k = 4 \cdot 10^{-18} \cdot \phi^{3,245} \quad (5.2)$$

Os perfis obtidos a partir das estimativas de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica para os poços SAG-P2 e SAG-P3 são apresentados, respectivamente, nas Figuras 5.7 e 5.8. Os diagramas de caixa da Figura 5.9 apresentam a distribuição dos dados de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica de cada fácies do derrame.

Os horizontes vesiculares caracterizam-se pelos maiores valores de porosidade, com mediana e média iguais a 17,5% e  $19,4 \pm 11,0\%$ , respectivamente. Já os intervalos argilosos apresentam porosidade pouco menor, com mediana de 14,4% e média de  $17,8 \pm 11,8\%$ . Os horizontes de basalto alterado exibem porosidade intermediária, com mediana de 9,34% e média de  $10,1 \pm 4\%$ . As menores porosidades associam-se ao basalto maciço, com mediana de 3,76% e média de  $4,2 \pm 1,8\%$ . Estes resultados mostram-se compatíveis com aqueles existentes na literatura. Para basaltos vesiculares da Formação Serra Geral, Rossetti *et al.* (2019) apresentam valores entre 3,4% e 26,6%, com média de 12,3%, enquanto Becker (2014) reporta valores entre 20% e 25%. De acordo com Rossetti *et al.* (2019), nos intervalos de basalto maciço da Formação Serra Geral, as porosidades ficam, em geral, abaixo dos 3%, variando entre 0,4% e 7,4%. Na Província Magmática do Atlântico Central (EUA), Goldberg *et al.* (2010) apresentam porosidades de 10% a 20% para os topos vesiculares dos derrames basálticos, e de menos de 10% para os interiores do derrame. Valores de porosidade pouco mais elevados foram obtidos por Zakharova *et al.* (2012) para os topos de derrame do Columbia River Basalt Group (EUA), variando entre 20% e 50%, enquanto os interiores de derrame possuem porosidades de 0-10%,

com os valores de 5% a 10% associados a porções de maior densidade de fraturamento, e os valores próximos a zero registrados para as porções maciças. Deolankar (1980) reporta porosidades de 5% a 15% nos níveis fraturados de interior de derrame nos basaltos do Decã (Índia). Vale ressaltar que as porosidades obtidas no presente trabalho com valores superiores a 60% (Figuras 5.8 e 5.9) possuem maior incerteza associada à sua estimativa, posto que os valores de  $V_p$  empregados em seus cálculos são menores do que o valor mínimo de  $V_p$  dos dados utilizados para a regressão.

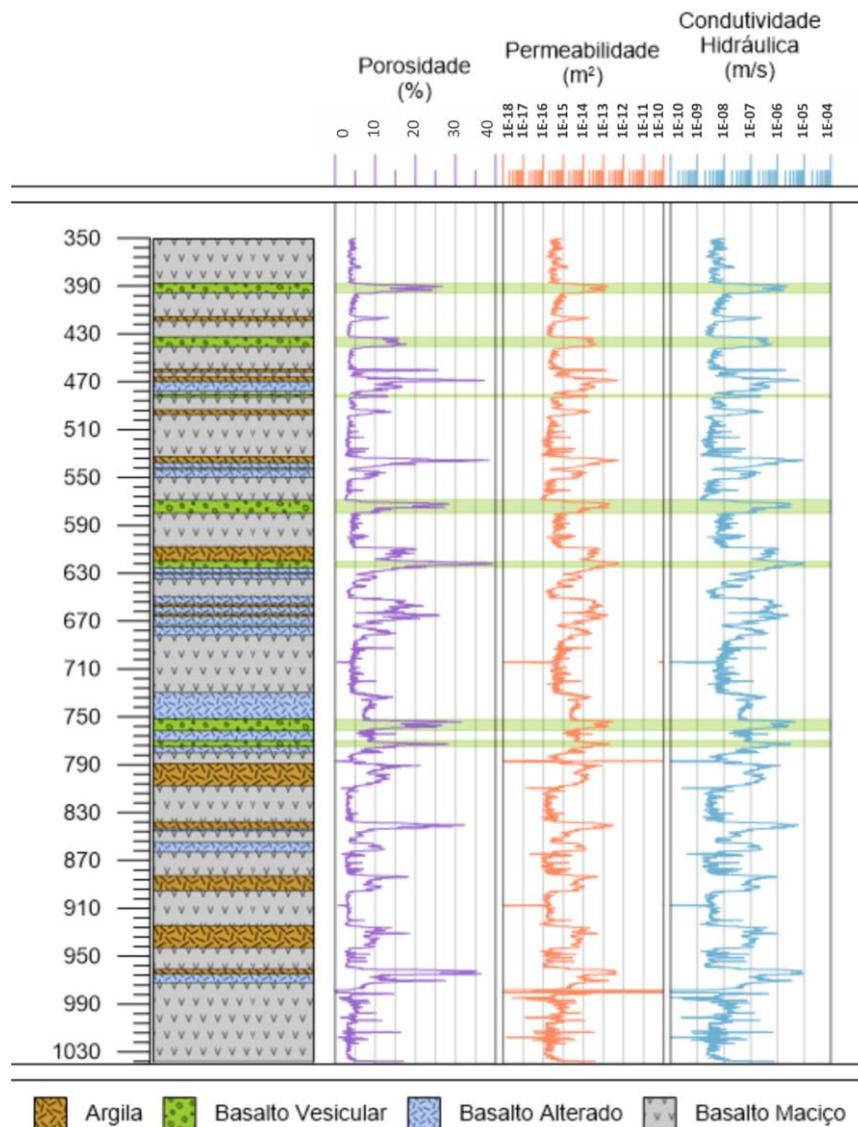


Figura 5.7 – Perfis dos valores estimados de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P2. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha.

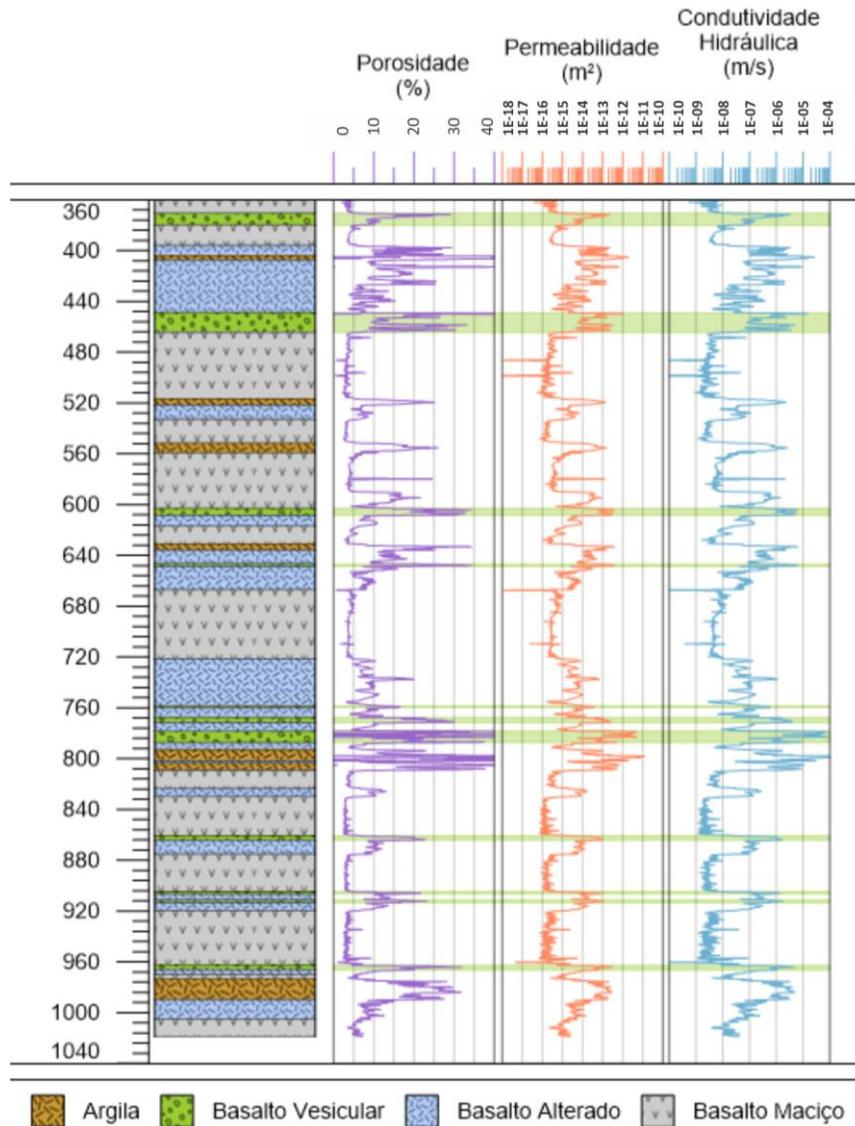


Figura 5.8 – Perfis dos valores estimados de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica para cada intervalo de profundidade do poço SAG-P3. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha.

Em relação à permeabilidade, os maiores valores estão associados aos intervalos de basalto vesicular e aos horizontes argilosos, com medianas de  $4,3 \times 10^{-14} \text{ m}^2$  (43,6 mD) e de  $2,3 \times 10^{-14} \text{ m}^2$  (23,3 mD), respectivamente. Os valores médios correspondentes são de  $1,7 \times 10^{-13} \pm 5,4 \times 10^{-13} \text{ m}^2$  para o horizonte vesicular e de  $1,8 \times 10^{-13} \pm 9,0 \times 10^{-13} \text{ m}^2$  para o argiloso. Para o basalto alterado, estes valores mostram-se menores, em cerca de uma ordem de grandeza, com mediana de  $5,6 \times 10^{-15} \text{ m}^2$  (5,7 mD) e média de  $1,3 \times 10^{-14} \pm 3,2 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ . As permeabilidades mais baixas aparecem associadas aos horizontes de basalto maciço, com valor de  $2,9 \times 10^{-16} \text{ m}^2$  (0,3 mD) para a mediana e média de  $9,7 \times 10^{-16} \pm 4,5 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ . Resultados similares a estes são reportados por Rossetti *et al.* (2019) para as porções de topo e interior de

derrames basálticos da Formação Serra Geral, em que as primeiras exibem valores entre  $<0,001$  mD e 415,7 mD, com média de 27,8 mD, enquanto as últimas associam-se a permeabilidades de 0,001 mD a 0,195 mD, com valor médio de 0,008 mD.

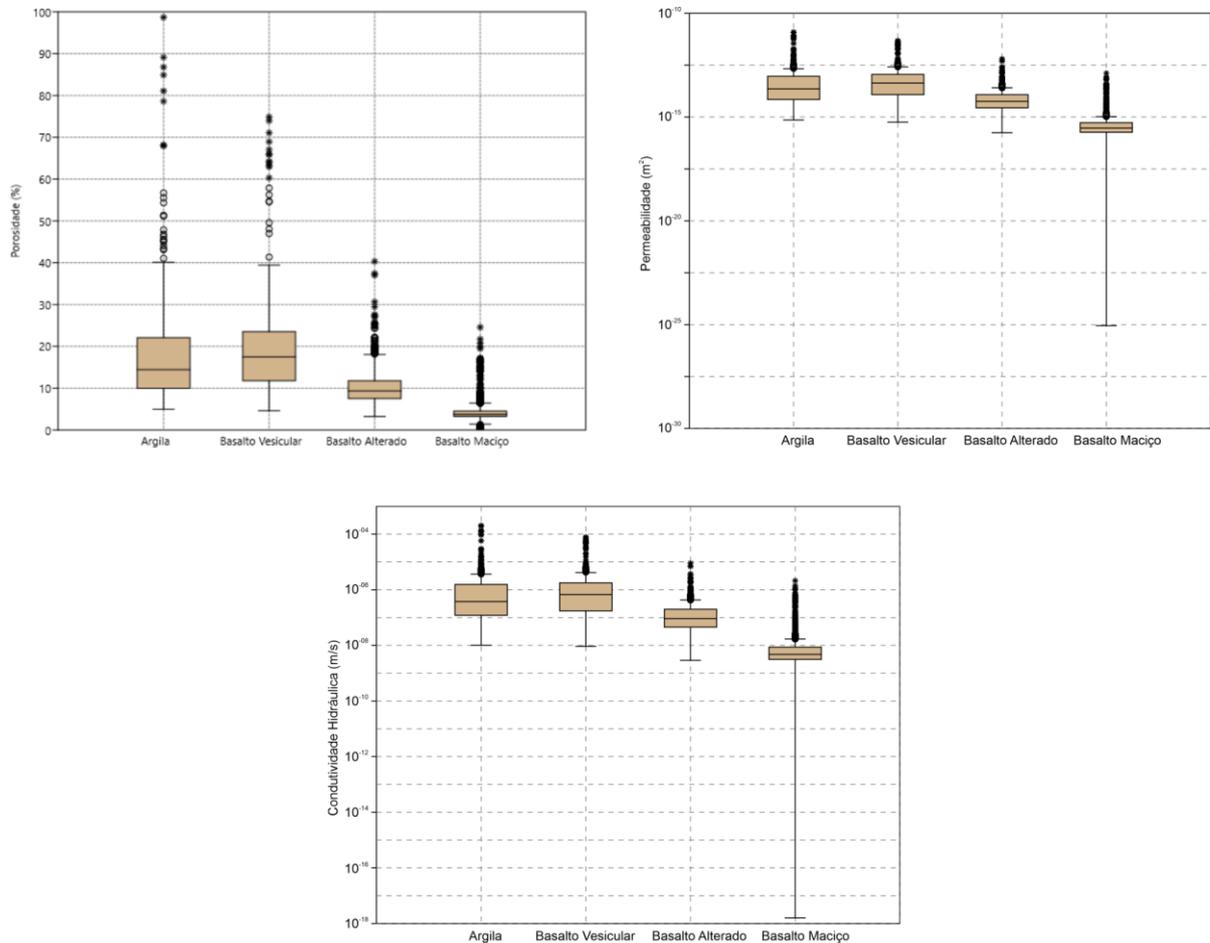


Figura 5.9 – Diagramas de caixa com distribuição dos valores estimados de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica, referentes ao conjunto amostral dos poços SAG-P2 e SAG-P3.

As condutividades hidráulicas obtidas mostram valores de média geométrica e mediana, respectivamente, de:  $6,15 \times 10^{-07}$  m/s e  $6,8 \times 10^{-07}$  m/s para os intervalos de basalto vesicular;  $4,7 \times 10^{-07}$  m/s e  $3,8 \times 10^{-07}$  m/s para os horizontes argilosos;  $9,4 \times 10^{-08}$  m/s e  $9,1 \times 10^{-08}$  m/s para os intervalos de basalto alterado;  $5,45 \times 10^{-09}$  m/s e  $4,7 \times 10^{-09}$  m/s para os níveis de basalto maciço. Condutividades hidráulicas reportadas na literatura para basaltos vesiculares e para basaltos maciços da Formação Serra Geral são cerca de uma a duas ordens de grandeza menores, com valores de  $6 \times 10^{-09}$  m/s a  $1,2 \times 10^{-08}$  m/s e  $3 \times 10^{-10}$  m/s a  $6 \times 10^{-10}$  m/s, respectivamente (FARJALLAT, 1974 *apud* CELLIGOI, 1993; REBOUÇAS & FRAGA, 1988). Nos derrames do Columbia River Basalt Group, McGrail *et al.* (2009) estimam condutividades hidráulicas

variando entre  $8,1 \times 10^{-08}$  m/s e  $1,1 \times 10^{-07}$  m/s para os intervalos vesiculares, e entre  $1 \times 10^{-13}$  m/s e  $1 \times 10^{-12}$  m/s para os horizontes de basalto maciço.

A partir da análise dos perfis apresentados nas Figuras 5.7 e 5.8, identifica-se um nítido padrão de alternância vertical de intervalos com elevados valores de porosidade e permeabilidade, representados pelos níveis vesiculares e argilosos, que são compartimentados por intervalos de baixa porosidade e permeabilidade, correspondentes aos horizontes de basalto maciço e basalto alterado. Essa mesma estruturação foi reportada em Goldberg *et al.* (2010) para os derrames *onshore* da Província Magmática do Atlântico Central (EUA), e em McGrail *et al.* (2006; 2009) e Zakharova *et al.* (2012) para os derrames do Columbia River Basalt Group (EUA). De acordo com estes autores, esse arranjo cria condições favoráveis ao armazenamento geológico de CO<sub>2</sub> neste tipo de arcabouço, posto que os intervalos vesiculares, porosos e permeáveis, atuam como reservatórios ao gás injetado, enquanto os horizontes de basalto maciço que os recobrem atuam como selantes, promovendo o trapeamento físico do CO<sub>2</sub>. Migrações verticais e o escape do CO<sub>2</sub> para a atmosfera seriam dificultadas ainda mais pela existência de níveis sucessivos de basalto maciço ao longo do empilhamento vertical dos derrames, o que, aliado à baixa permeabilidade destes horizontes, contribui para que uma maior parcela de CO<sub>2</sub> fique retido por trapeamento residual e que as reações de mineralização do CO<sub>2</sub> dissolvido tenham tempo de ocorrer antes que o mesmo retorne à superfície, garantindo maiores taxas de retenção para o reservatório (ZAKHAROVA *et al.*, 2012).

### 5.3. Análise Química por Fluorescência de Raios-X

Os resultados das análises químicas de rocha total por fluorescência de raios-X, realizadas nas amostras de calha do poço SAG-P2, foram empregados para avaliar, ao longo do perfil vertical estudado, a distribuição das concentrações de Ca, Mg e Fe, elementos de grande relevância para as reações de carbonatação mineral do CO<sub>2</sub> em formações basálticas (conforme Equações 2.1 a 2.5).

Como o processo de recuperação de amostras de calha durante a perfuração de poços pode ocasionar a mistura de fragmentos de rocha provenientes de profundidades distintas, comprometendo a identificação das características da formação em um determinado intervalo de profundidade, as concentrações dos elementos K e Th foram comparadas com as assinaturas de raios gama obtidas pela perfilagem geofísica (Figuras 5.10 e 5.11). As concentrações de urânio não foram utilizadas nesta comparação por apresentarem valores inferiores ao limite de detecção do equipamento para todas as amostras analisadas.

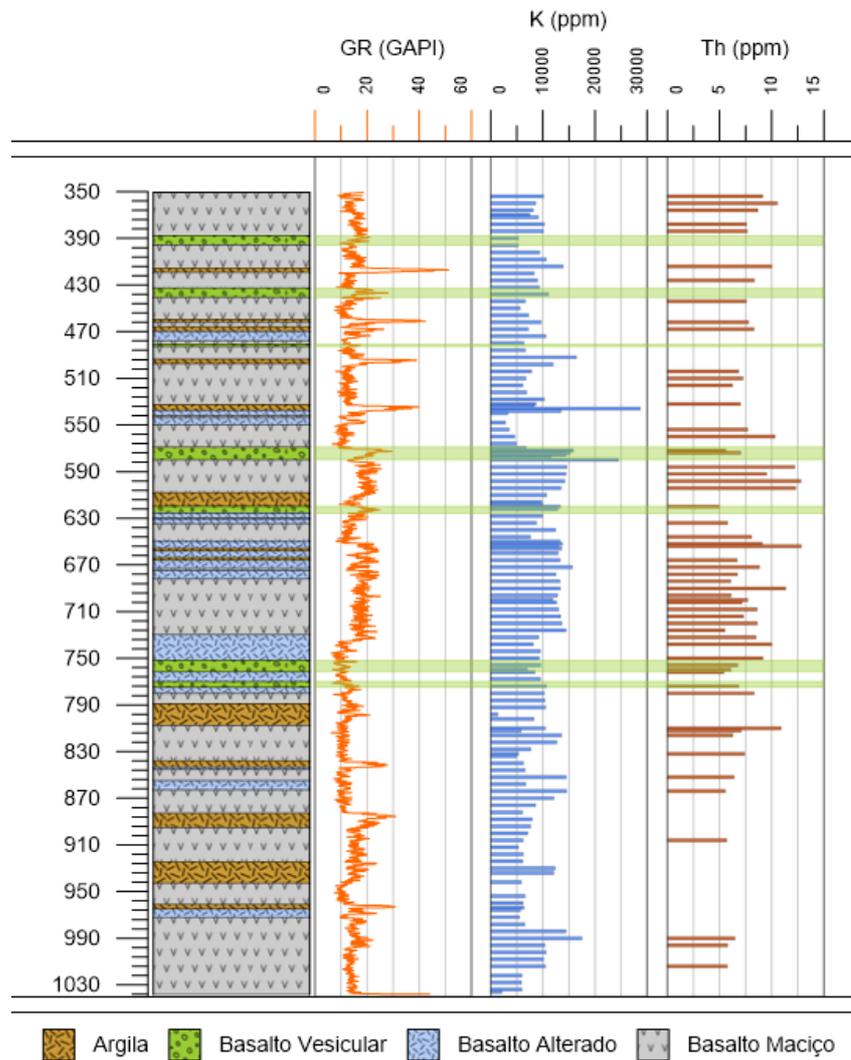


Figura 5.10 – Comparativo entre o perfil geofísico de raios gama total (GR) e as concentrações de K e Th (expressas em ppm) obtidas pela análise química das amostras de calha do poço SAG-P2. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha.

Pode-se observar um grau de aderência satisfatório entre os dados do perfil geofísico de raios gama total e as concentrações de K e Th, com especial destaque para o potássio, o que sugere que este elemento é o principal responsável pelas radiações gama emitidas pela formação. Os picos de raios gama coincidem com aumentos na concentração de potássio no perfil para o intervalo de profundidade entre 350 m e 792 m aproximadamente; em profundidades maiores os dois parâmetros passam a exibir baixa correlação entre si (Figuras 5.10 e 5.11), sugerindo um maior grau de mistura com fragmentos de diferentes intervalos.

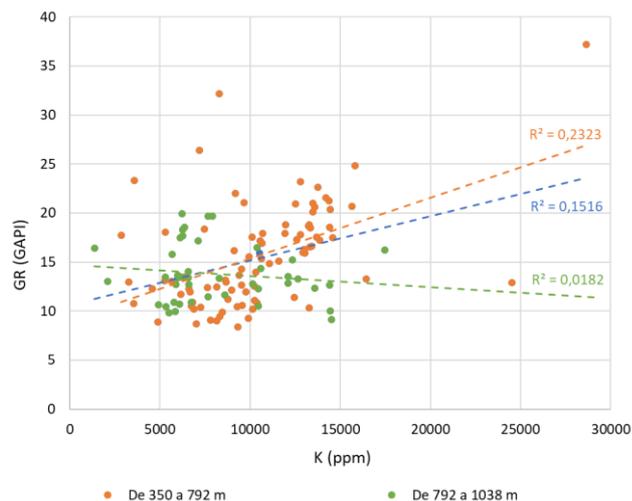


Figura 5.11 – Gráfico de dispersão relacionando contagem de raios gama total e concentração de K dos diferentes intervalos de profundidade do poço SAG-P2. Observar que o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) ajustado para os dados referentes às amostras situadas entre 350 m e 792 m de profundidade (laranja) é maior do que aquele ajustado para as amostras entre 792 m e 1.038 m de profundidade (verde), evidenciando baixa correlação entre os dois parâmetros para este último intervalo. Em azul, o coeficiente de determinação ajustado considerando-se todos os dados (350 m a 1.038 m).

A partir da comparação entre o perfil geofísico de raios gama total e as concentrações de potássio, observa-se que os derrames situados no intervalo de 570 m a 730 m de profundidade, associados a valores de raios gama em geral mais elevados que dos demais derrames do perfil, caracterizam-se por concentrações de K também mais elevadas, sendo esta cerca de duas vezes maior que a encontrada nos derrames de baixo gama. Neste mesmo intervalo, as concentrações de Th apresentam comportamento semelhante, sendo pouco maiores do que aquelas dos derrames com baixos valores de contagem gama. Resultados semelhantes são descritos por Buckley & Oliver (1990) para os derrames basálticos do Decã (Índia), embora as diferenças de concentrações de K e Th entre os derrames de alto e baixo gama sejam de maior ordem de grandeza do que as aqui apresentadas. Segundo os autores, os derrames de alto gama apresentam concentrações de K até quatro vezes maior e de Th entre duas e três vezes maior que aquelas obtidas para os derrames normais.

A variação das proporções molares de Ca, Fe e Mg por quilograma de rocha é apresentada na Figura 5.12. Os diagramas de caixa da Figura 5.13 ilustram a distribuição dos dados de concentração destes elementos para cada uma das quatro litofácies reconhecidas na sequência de derrames estudada. Observa-se relativa homogeneidade na distribuição desses elementos ao longo do perfil, não havendo evidências de concentração preferencial de qualquer um deles em alguma das fácies. As medianas obtidas para o número de mols de Ca por quilograma de rocha

nos horizontes argilosos e de basalto vesicular, alterado e maciço são de 1,37 mol/kg, 1,26 mol/kg, 1,38 mol/kg e 1,40 mol/kg, respectivamente. Dentre os três elementos analisados, o magnésio apresenta as menores proporções molares registradas, com valores de mediana iguais a: 0,65 mol/kg para os intervalos argilosos; 0,33 mol/kg para o basalto vesicular; 0,60 mol/kg para o basalto alterado; e 0,69 mol/kg para os horizontes de basalto maciço. Em contraposição, o Fe mostra-se como o elemento mais presente, com valores de mediana de: 1,67 mol/kg para os horizontes de argila; 1,75 mol/kg para os de basalto vesicular; 1,71 mol/kg para os de basalto alterado; e 1,68 mol/kg para os de basalto maciço. A concentração total dos três elementos apresenta variação de 3,39 mol/kg a 3,73 mol/kg (Figura 5.13).

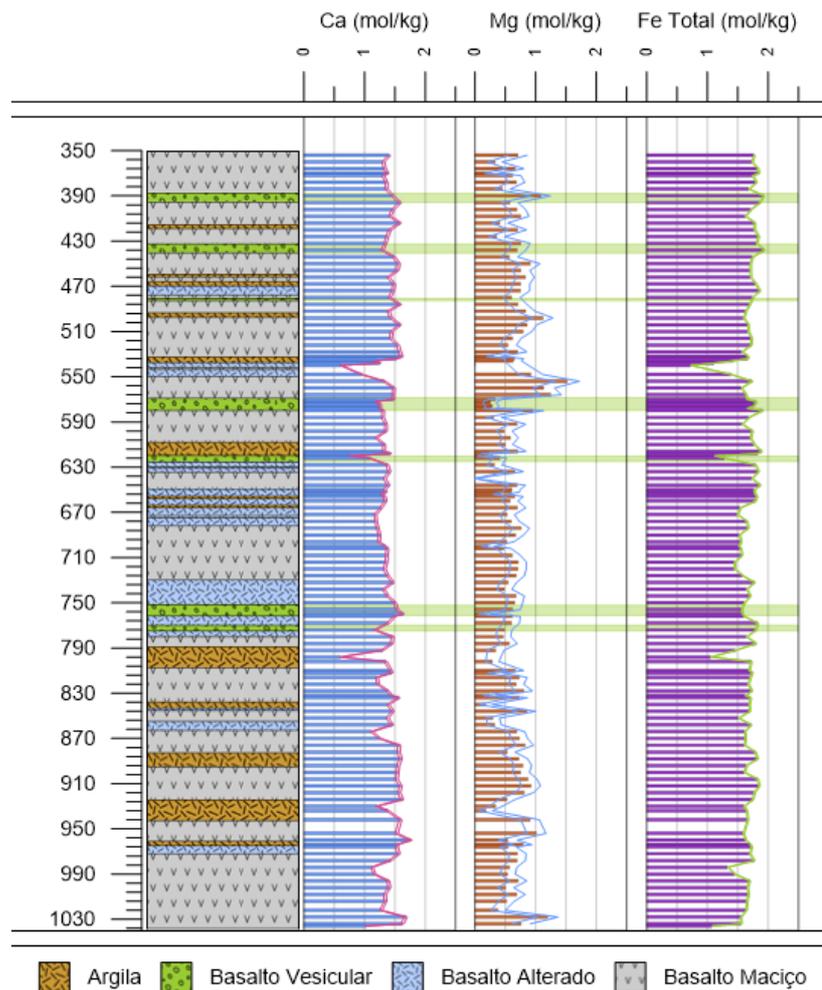


Figura 5.12 – Concentrações de Ca, Mg e Fe total, expressas em mols por quilograma de rocha (mol/kg), obtidas pela análise química das amostras de calha do poço SAG-P2. Os valores de concentração de Ca, Mg e Fe total considerando os desvios padrões positivo e negativo são representados, respectivamente, pelas linhas em rosa, azul e verde. À esquerda, litofácies interpretadas com base nos perfis geofísicos de poço e nas descrições das amostras de calha.

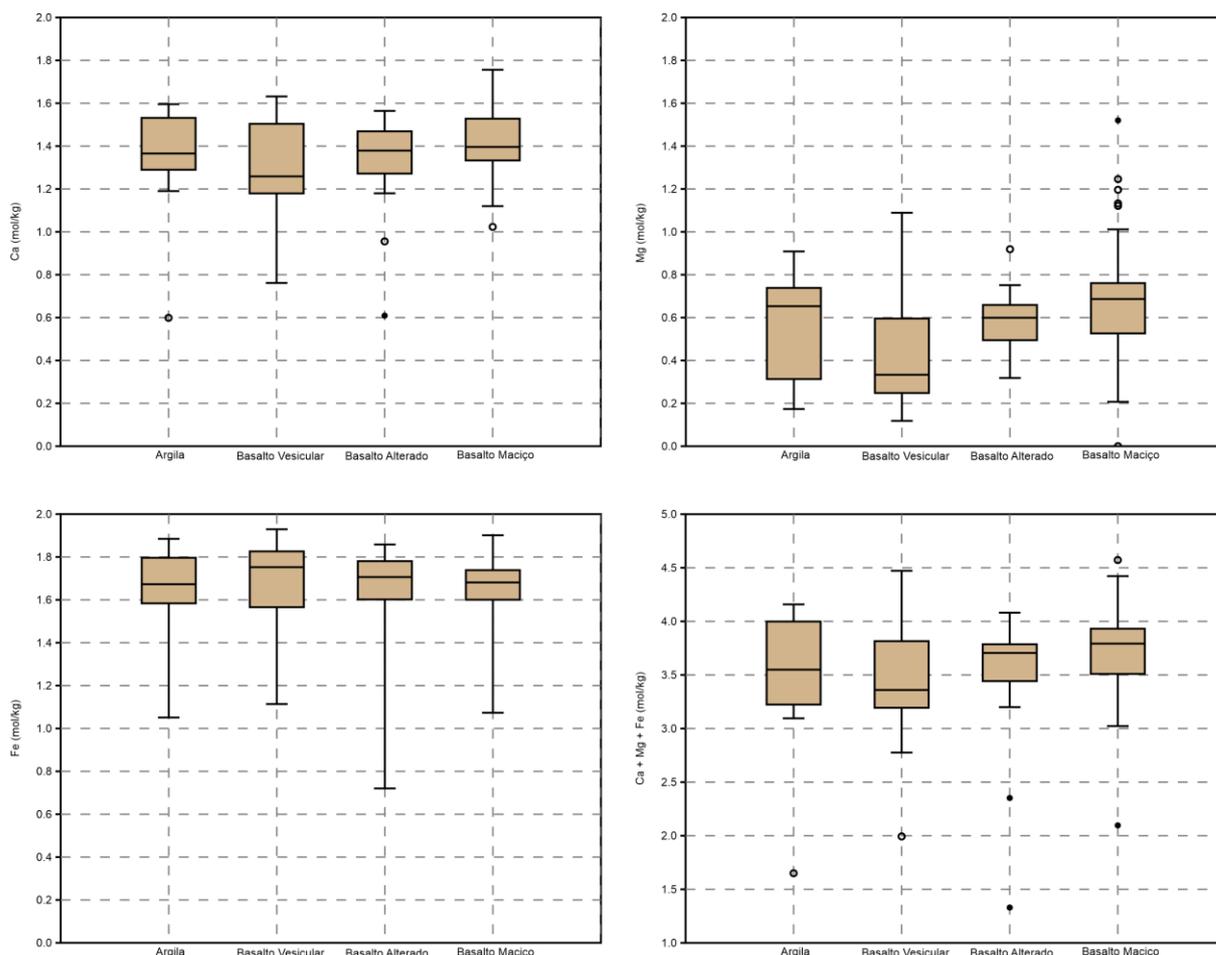


Figura 5.13 – Diagramas de caixa com distribuição das concentrações de Ca, Mg, Fe total e somatório das concentrações destes elementos, expressas em mol por quilograma de rocha (mol/kg), para cada fácies de derrame.

Resultados reportados para sítios de injeção de CO<sub>2</sub> em basaltos, situados na Islândia e nos Estados Unidos, guardam similaridades com aqueles ora apresentados. Alfredsson *et al.* (2013), a partir de análises químicas por fluorescência de raios-X em amostras de basalto de Hellisheidi (Islândia), oriundas de distintas profundidades, apresentam valores de concentração de Ca, Mg e Fe (II) variando entre 1,5 mol/kg e pouco mais de 2,0 mol/kg, totalizando cerca de 5 mols a 6 mols destes elementos por quilograma de rocha. Ademais, a distribuição das concentrações de Ca, Mg e Fe (II), ao longo das distintas profundidades analisadas pelos autores, mostra-se relativamente homogênea. A ausência de diferenças químicas significativas entre os horizontes porosos de topo de derrame e os interiores maciços também é reportada por Zakharova *et al.* (2012), a partir de análises químicas realizadas por fluorescência de raios-X em basaltos do CRBG.

Os resultados apresentados nas Figuras 5.12 e 5.13 mostram-se similares aos de Alfredsson *et al.* (2013), embora as concentrações de Mg aqui apresentadas sejam inferiores.

Considerando a comprovada eficiência dos basaltos de Hellisheidi no processo de carbonatação mineral do CO<sub>2</sub> em plantas de injeção *in situ*, as concentrações de Ca, Fe e Mg obtidas para os derrames basálticos da Formação Serra Geral, no município de Colômbia (SP), sugerem que estas rochas possuem bom potencial, do ponto de vista geoquímico, para promover as reações de mineralização do CO<sub>2</sub> injetado. A partir de experimentos laboratoriais de carbonatação mineral de CO<sub>2</sub> em amostras de basalto da Formação Serra Geral, Carneiro *et al.* (2013) observaram que íons de Ca e Mg liberados após a lixiviação das amostras de basalto apresentaram altos percentuais de conversão em carbonatos, com valores de 97,06% e 93,85%, respectivamente.

Em vista das maiores concentrações de Ca e Fe em relação ao Mg (Figura 5.12), espera-se que a predominância dos dois primeiros se reflita na composição dos carbonatos precipitados após a reação destas rochas com soluções ricas em CO<sub>2</sub>, prevalecendo espécies como siderita, ankerita, calcita ferrosa e calcita, com menores proporções de magnesita e dolomita associadas. Suportando estas expectativas, Carneiro *et al.* (2013), por meio de análises em MEV-EDS de amostras de basalto da Formação Serra Geral, empregadas em experimentos de carbonatação mineral de CO<sub>2</sub>, reportam que a principal espécie de carbonato precipitada foi a calcita ferrosa.

Por fim, a relativa homogeneidade nas concentrações de Ca, Mg e Fe, também observada nas sequências basálticas de Hellisheidi e do CRBG, sugerem que, embora importante, a disponibilidade destes elementos não constitui o principal fator para escolha dos horizontes mais favoráveis ao armazenamento e à mineralização do CO<sub>2</sub>. Ao contrário, uma vez que as concentrações destes elementos são de extrema similaridade entre os distintos horizontes de derrame, fatores como o grau de cristalinidade da rocha e a permo-porosidade dos intervalos despontam como os mais decisivos, posto que são determinantes, respectivamente, da reatividade da rocha e de sua capacidade de armazenamento. Neste sentido, os horizontes de topo de derrame, particularmente os basaltos vesiculares, parecem ser os mais promissores, uma vez que são compostos por basalto vítreo a microcristalino (resultando em maiores reatividades, conforme Schaef *et al.* (2009; 2010) e Gysi & Stefánsson *et al.* (2012) apontam) e dispõem de ampla rede de vesículas e amígdalas que, quando conectadas, conferem excelente caráter reservatório a estes intervalos, o que se reflete em maior volume de armazenamento de CO<sub>2</sub>.

#### 5.4. Modelo Conceitual, Simulação Numérica de Fluxo e Análise da Curva Diagnóstica de Teste de Bombeamento Simulado

A partir dos resultados da interpretação dos perfis geofísicos dos poços SAG-P2 e SAG-P3, em especial do empilhamento das distintas litofácies reconhecidas dentro de uma sucessão de derrames basálticos e de seus respectivos valores de espessura e permo-porosidade, foi elaborado modelo conceitual acerca das implicações esperadas quanto à ocorrência de horizontes reservatórios para o armazenamento de CO<sub>2</sub> e de horizontes selantes que promovam seu trapeamento físico (Figura 5.14).

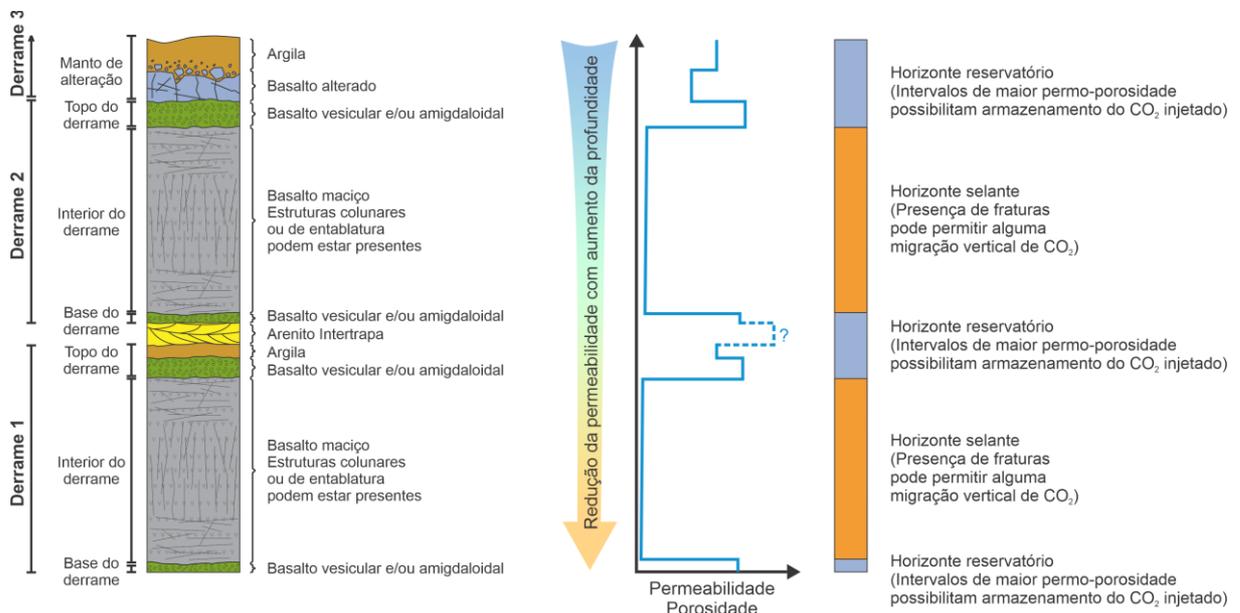


Figura 5.14 – Modelo conceitual relacionando as litofácies reconhecidas na sequência de derrames basálticos estudada (esquerda), as variações de permo-porosidade ao longo do perfil (centro) e a compartimentação esperada quanto à ocorrência de horizontes reservatórios e horizontes selantes para o CO<sub>2</sub> injetado (direita).

Os valores de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica estimados para os intervalos de basalto vesicular são os mais elevados dentre as litofácies reconhecidas nos derrames, o que aponta para melhores condições de injeção do CO<sub>2</sub> e maiores volumes de armazenamento. Estas duas características, aliadas ao baixo grau de cristalinidade do basalto vesicular e às concentrações obtidas de cátions divalentes tornam estes níveis os mais interessantes como horizontes reservatórios para o dióxido de carbono e sua mineralização *in situ* (Figura 5.14). Confirmando este potencial, a utilização dos horizontes vesiculares dos derrames basálticos do Columbia River Basalt Group (CRBG) como reservatórios de CO<sub>2</sub> tem se mostrado bastante promissora, conforme abordado anteriormente no item 2.2.2.

Em comparação aos intervalos vesiculares, as permo-porosidades estimadas para o basalto alterado e para os horizontes argilosos mostram-se inferiores. Ainda assim, a existência de porosidades na ordem de 10% a 15% e as concentrações de cátions divalentes em proporções similares às observadas nos intervalos de basalto maciço indicam que os níveis de argila e de basalto alterado podem ser aproveitados como reservatórios de importância secundária para o armazenamento de CO<sub>2</sub> (Figura 5.14). O fato de que tais horizontes constituem importantes zonas aquíferas nos derrames basálticos continentais do Decã, conforme apresentado por Versey & Singh (1982) e Buckley & Oliver (1990), ilustra o potencial desses intervalos como reservatório. Além disso, o potencial geoquímico destes intervalos para o processo de mineralização *in situ* do CO<sub>2</sub> foi demonstrado em estudo preliminar realizado por Marieni & Oelkers (2018) com basaltos da Islândia, no qual os minerais secundários oriundos da alteração das rochas basálticas provaram ser fontes significativas de cátions divalentes para o processo de carbonatação mineral.

Em intercalações sucessivas com horizontes de basalto vesicular, basalto alterado e os níveis argilosos encontram-se intervalos de basalto maciço, caracterizados pelos mais baixos valores de porosidade e permeabilidade e pelas maiores espessuras ao longo do empilhamento de derrames. Estas características fazem com que os níveis de basalto maciço configurem potenciais rochas selantes para o CO<sub>2</sub> injetado nas demais litofácies (Figura 5.14), de modo a garantir o trapeamento físico do CO<sub>2</sub>. Deve-se mencionar que as estruturas colunares e de entablatura, presentes nestes intervalos, podem atuar como caminhos preferenciais para a migração vertical do CO<sub>2</sub> (Figura 5.14). Entretanto, os baixos valores de permo-porosidade sugerem que esta migração seja lenta o suficiente para que as reações de carbonatação mineral ocorram antes de o CO<sub>2</sub> retornar à superfície. Esta migração também seria dificultada pelas grandes espessuras dos pacotes de basalto maciço e pela existência de múltiplos horizontes desta litofácies na sucessão vertical da sequência de derrames. Este modelo foi inicialmente sustentado por McGrail *et al.* (2006) para os basaltos continentais do Platô Columbia (EUA) e posteriormente validado pelos resultados de McGrail *et al.* (2014), conforme apresentado no item 2.2.2 deste trabalho.

Com base nas linhas de tendência obtidas para os dados de resistividade elétrica (SN e DIR) e de tempo de trânsito das ondas compressãoais (DT) registrados nos poços SAG-P2 e SAG-P3 (vide Figura 5.3), o modelo conceitual proposto também considera uma redução gradual da permo-porosidade com o aumento da profundidade (Figura 5.14), em razão do aumento da pressão litostática atuante sobre o arcabouço geológico para profundidades cada vez maiores, o que pode resultar em fechamento de fraturas e microfraturas existentes nas rochas da formação (SINGHAL & GUPTA, 2010). Implicações importantes desse efeito para o

armazenamento de carbono são: (I) a eficiência dos horizontes de basalto maciço como selantes tende a se elevar com o aumento da profundidade, uma vez que o fechamento de fraturas promoveria uma redução ainda maior da permeabilidade desses intervalos, diminuindo a probabilidade de ocorrência de migração vertical do CO<sub>2</sub> e seu conseqüente escape do reservatório; e (II) o fechamento de microfraturas nos horizontes de basalto vesicular pode prejudicar a conectividade entre as vesículas e/ou amígdalas, acarretando em redução da porosidade efetiva, de modo que a capacidade de armazenamento de CO<sub>2</sub> desses intervalos seria impactada negativamente com o aumento da profundidade.

Do ponto de vista hidrogeológico, a sucessão de litofácies observadas com suas respectivas permo-porosidades configura um arranjo de diversos níveis aquíferos (reservatórios) – representados pelos intervalos de basalto vesicular e, secundariamente, pelos intervalos argilosos e de basalto alterado –, que são compartimentados por aquitardos (selantes) de maior espessura, representados pelos horizontes de basalto maciço, os quais confinariam, parcial ou totalmente, os níveis aquíferos, a depender da existência ou não de drenança em razão da abertura e conectividade das fraturas presentes nos intervalos de basalto maciço.

Para verificar a validade do modelo conceitual proposto e avaliar o comportamento da dinâmica de fluxo no arcabouço estudado foi confeccionado modelo numérico de fluxo, de modo a reproduzir uma seqüência faciológica sintética, mas representativa do arcabouço basáltico existente na área de estudo, considerando as relações de empilhamento e valores de espessura, porosidade e condutividade hidráulica das fácies reconhecidas (Figura 5.15).

O domínio simulado possui geometria circular, com raio de cerca de 5 km e espessura total de 167 m (Figura 5.16), resultando em uma área de 78 km<sup>2</sup> e um volume de 13 km<sup>3</sup>, aproximadamente. A malha utilizada para a discretização do modelo totaliza 165.536 elementos finitos e 92.945 nós (Figura 5.17). A distância internodal varia entre 0,15 m e 555 m, com maior refinamento na porção central do domínio. Somente 21% dos elementos apresentam ângulos acima de 90° e não se verifica nenhuma ocorrência de ângulos superiores a 120°. O domínio compreende 14 horizontes litofaciológicos distintos, cada um deles discretizado verticalmente em duas camadas, totalizando 28 camadas no modelo (Figura 5.15).

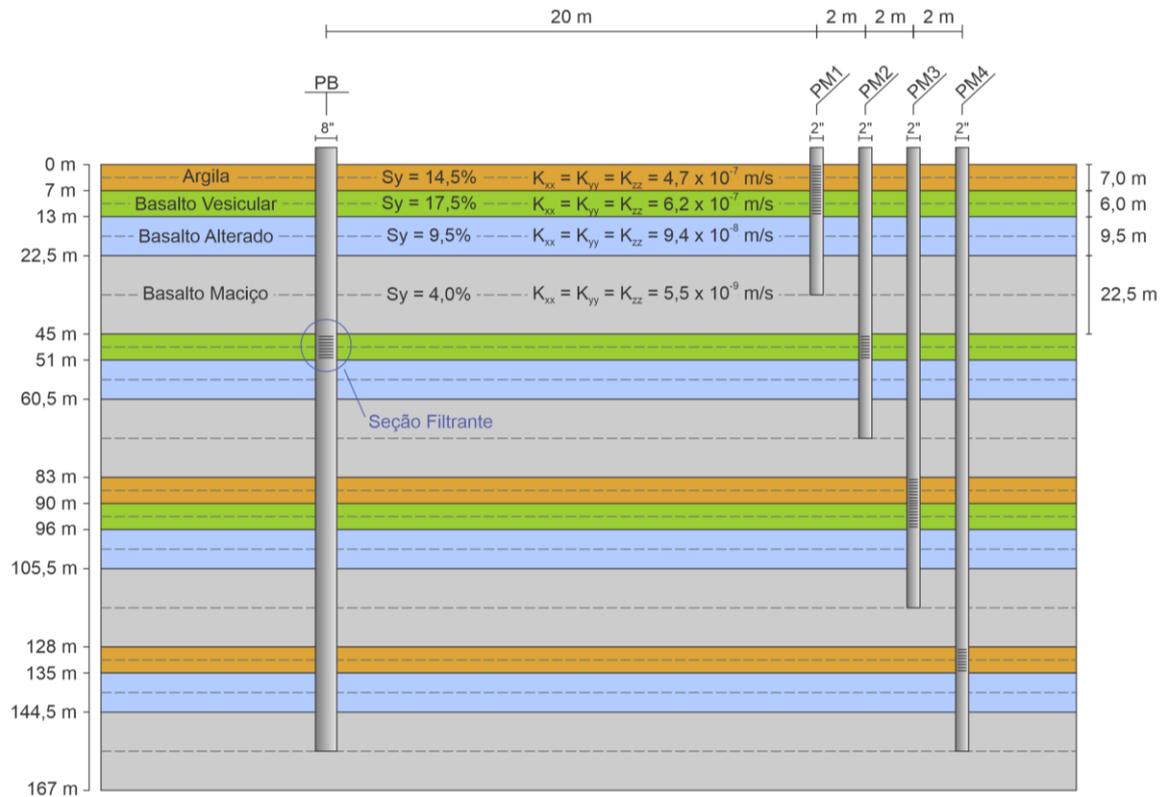


Figura 5.15 – Empilhamento sintético utilizado no modelo numérico confeccionado, com a profundidade dos contatos entre os horizontes (esquerda), suas respectivas espessuras (direita), bem como os valores de porosidade efetiva ( $S_y$ ) e de condutividade hidráulica ( $K$ ) associados a cada fácies (centro). Também estão representadas as características construtivas do poço de bombeamento (PB) e dos poços de monitoramento (PMs), com as distâncias entre eles.

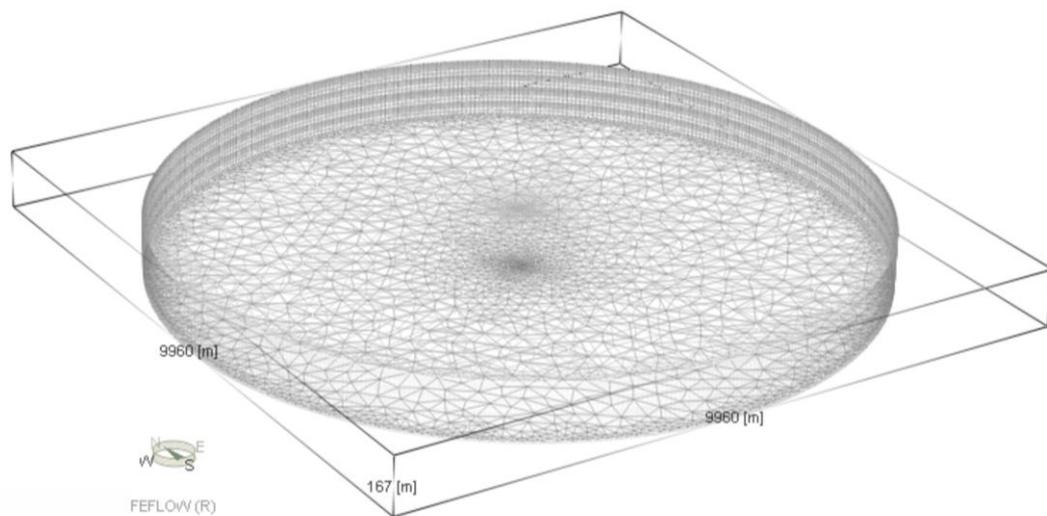


Figura 5.16 – Disposição tridimensional da malha de elementos finitos e dimensões do domínio simulado.

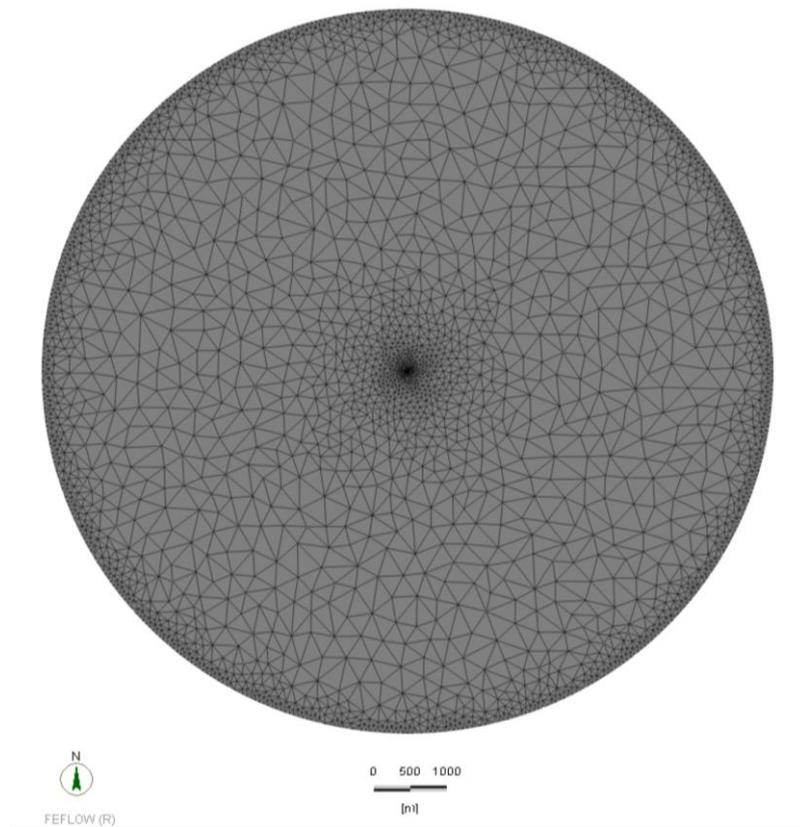


Figura 5.17 – Vista em planta da malha de elementos finitos utilizada na confecção do modelo numérico, evidenciando a maior discretização na porção central do domínio do modelo.

Os valores de espessura atribuídos a cada horizonte litofaciológico correspondem aos valores médios obtidos a partir da interpretação dos perfis geofísicos de poço (vide item 5.1), enquanto que para a porosidade efetiva ( $S_y$ ) e a condutividade hidráulica ( $K$ ) foram empregados, respectivamente, os valores de mediana e de média geométrica obtidos a partir das estimativas apresentadas no item 5.2. Em razão da carência de dados que possibilitem a determinação de eventual anisotropia e/ou heterogeneidade para o tensor de condutividade hidráulica no arcabouço estudado, assumiu-se, para fins da modelagem, que o meio é homogêneo e isotrópico no domínio de cada horizonte litofaciológico (Figura 5.15). O valor de armazenamento específico ( $S_s$ ) utilizado para todo o domínio do modelo foi de  $1,0 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ , com base nos resultados apresentados em Piersol & Sprenke (2015) para os derrames basálticos do Columbia River Basalt Group (EUA).

Para a simulação em regime transiente do teste de bombeamento de vazão máxima utilizou-se condição de contorno de poço multicamadas para representação do poço de bombeamento (PB), posicionado ao longo do eixo central do modelo (Figura 5.18), bem como para a representação de quatro poços de monitoramento, PM1, PM2, PM3 e PM4, distantes

radialmente do poço de bombeamento em 20 m, 22 m, 24 m e 26 m, respectivamente (Figura 5.15). Ao poço PB foi atribuída vazão constante de  $24 \text{ m}^3/\text{d}$  e diâmetro de 8", com sua seção filtrante posicionada em horizonte vesicular situado entre 45 m e 51 m de profundidade (Figura 5.15). Aos poços de monitoramento foram atribuídas vazões nulas e diâmetros de 2", com seções filtrantes situadas entre 0 m e 13 m (PM1), entre 45 m e 51 m (PM2), entre 83 m e 96 m (PM3), e entre 128 m e 135 m (PM4) (Figura 5.15), de modo a monitorar a influência do bombeamento em todos os intervalos de maior permo-porosidade (correspondentes a horizontes aquíferos e potenciais reservatórios para  $\text{CO}_2$ ). Aos limites do modelo foi atribuída condição de contorno de não-fluxo, tipo especial de condição de fluxo especificado no qual o fluxo é nulo. Como condição inicial para a simulação em regime transiente, utilizou-se distribuição arbitrária de carga hidráulica, com valor igual a 0 m aplicado para todo o domínio do modelo.

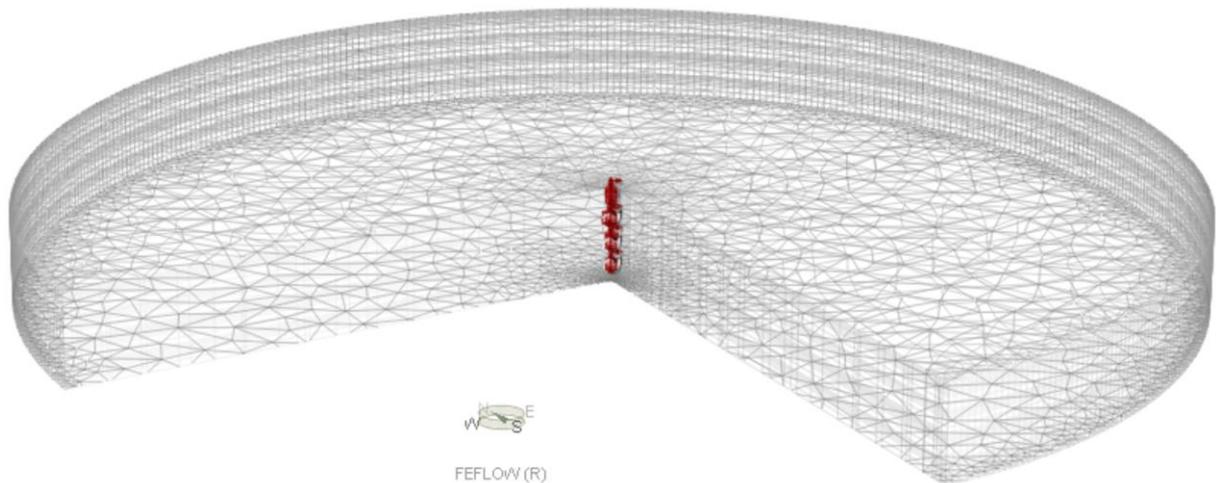
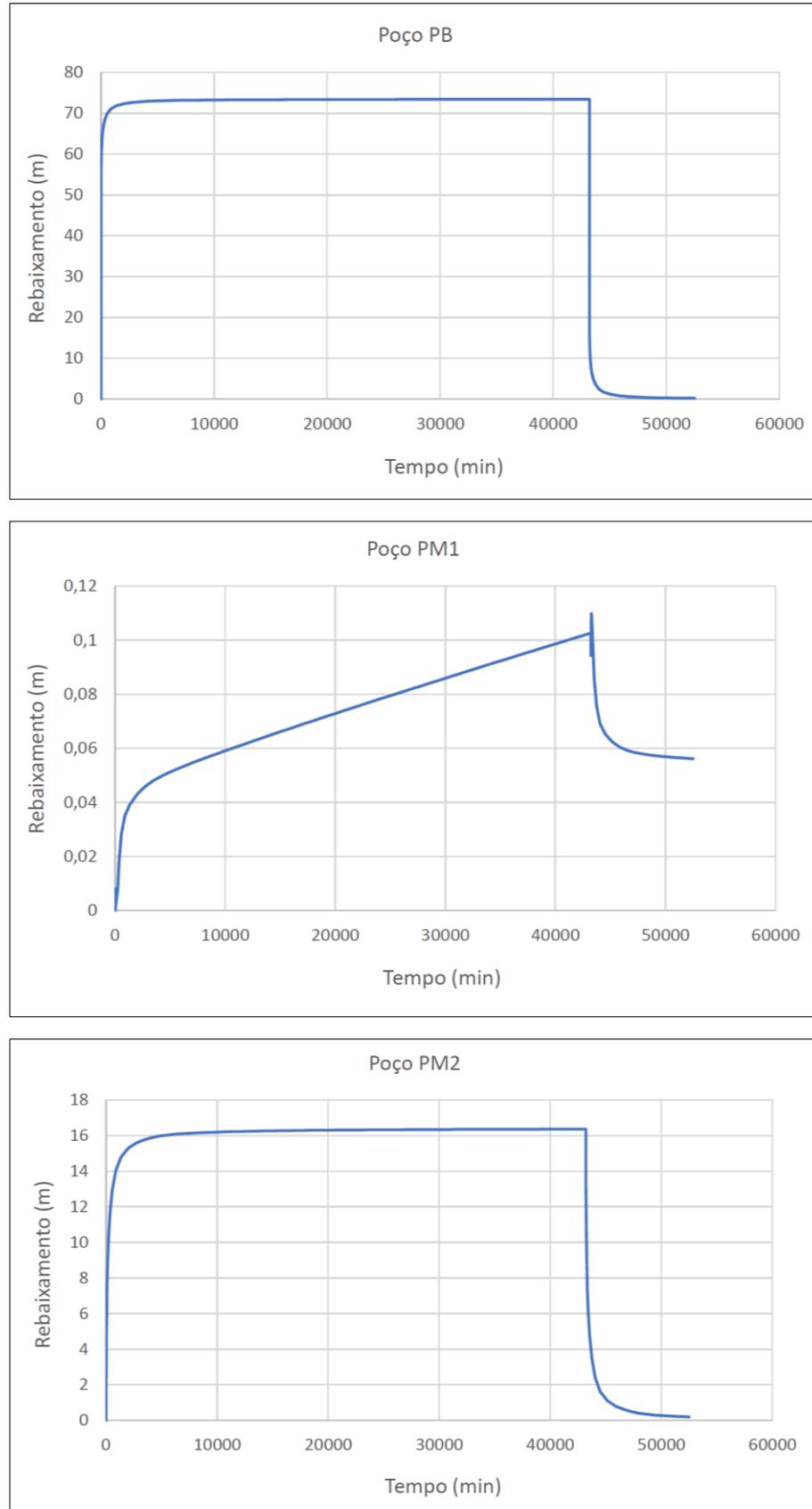


Figura 5.18 – Vista em corte da distribuição tridimensional das condições de contorno tipo poço multicamadas utilizadas internamente no domínio do modelo para representar o poço de bombeamento e os poços de monitoramento empregados na simulação.

O tempo de bombeamento simulado foi de 43.200 minutos (30 dias), com regime de bombeamento ininterrupto e vazão constante, sendo seguido por 9.300 minutos (cerca de 6 dias) de período de recuperação, totalizando 52.500 minutos de teste. As curvas de rebaixamento obtidas a partir das variações de carga hidráulica no poço de bombeamento e nos poços de monitoramento são apresentadas nas Figuras 5.19 e 5.20.



Figuras 5.19 – Curvas de rebaixamento dos poços PB, PM1 e PM2, obtidas do teste de bombeamento simulado.

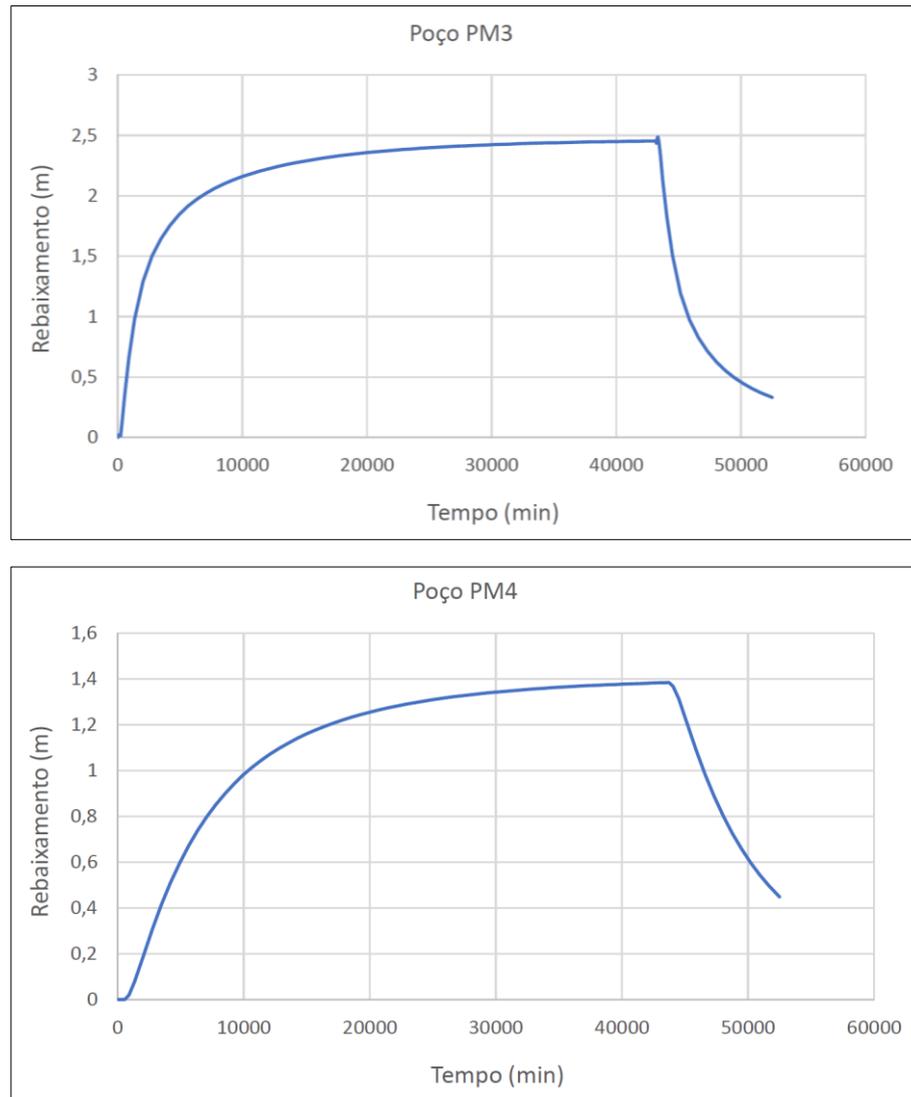


Figura 5.20 – Curvas de rebaixamento dos poços PM3 e PM4, obtidas do teste de bombeamento simulado.

Observa-se maior rebaixamento no poço de bombeamento, com tendência de estabilização em cerca de 73 m, seguido pelo poço de monitoramento PM2, também situado no aquífero bombeado, no qual é registrado pouco mais de 16 m de rebaixamento. Os poços de monitoramento PM1, PM3 e PM4 apresentam valores de rebaixamento consideravelmente inferiores aos dos poços PB e PM2, de modo que o maior valor dentre eles, registrado no poço PM3, é de 2,5 m, enquanto o menor, da ordem de apenas 10 cm, ocorre no poço PM1. Conforme apresentado na Figura 5.15, o horizonte de basalto vesicular bombeado e os poços PM1, PM3 e PM4, estão fisicamente separados por espessos intervalos de basalto maciço. A expressiva diferença na ordem de grandeza dos rebaixamentos registrados em cada um dos poços durante a simulação do bombeamento aponta para uma limitada conectividade hidráulica entre os horizontes aquíferos do modelo, sugerindo que a permo-porosidade dos intervalos de basalto maciço é

suficientemente baixa para compartimentar e isolar, ainda que não completamente, os níveis mais permo-porosos do domínio.

Os dados dos períodos de rebaixamento e de recuperação referentes aos poços PB e PM2 foram utilizados para confecção e interpretação de suas respectivas curvas diagnósticas, apresentadas na Figura 5.21, que consistem nas curvas de rebaixamento pelo tempo e da derivada logarítmica do rebaixamento pelo tempo (derivativa) plotadas conjuntamente em escala bilogarítmica. Observa-se que as curvas dos poços PB e PM2 possuem geometrias bastante similares, com especial destaque para a curva derivativa. Entre aproximadamente 10 minutos e 1.000 minutos após o início do bombeamento, verifica-se a formação de um patamar na curva derivativa de ambos os poços, indicando condições de fluxo radial infinito (IARF). Este comportamento é confirmado pela análise do gráfico de rebaixamento por tempo em escala monologarítmica, no qual se observa elevada semelhança entre a inclinação da curva formada pelos dados de rebaixamento dos poços e a curva modelo com inclinação característica de IARF (Figura 5.22).

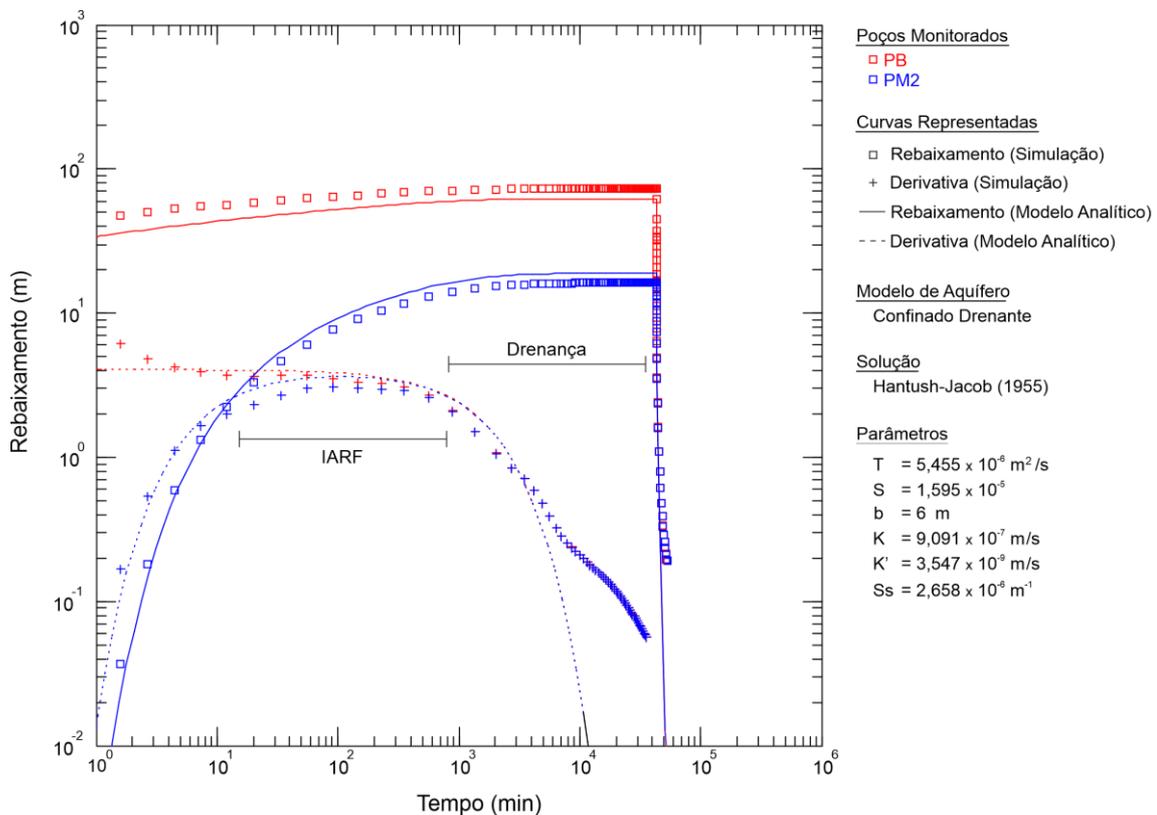


Figura 5.21 – Curvas diagnósticas construídas para os poços PB e PM2 a partir do teste de bombeamento simulado e modelo analítico ajustado para os dados. Parâmetros hidrodinâmicos: (T) transmissividade; (S) armazenamento; (b) espessura do aquífero; (K) condutividade hidráulica do aquífero; (K') condutividade hidráulica do aquífero; (Ss) armazenamento específico.

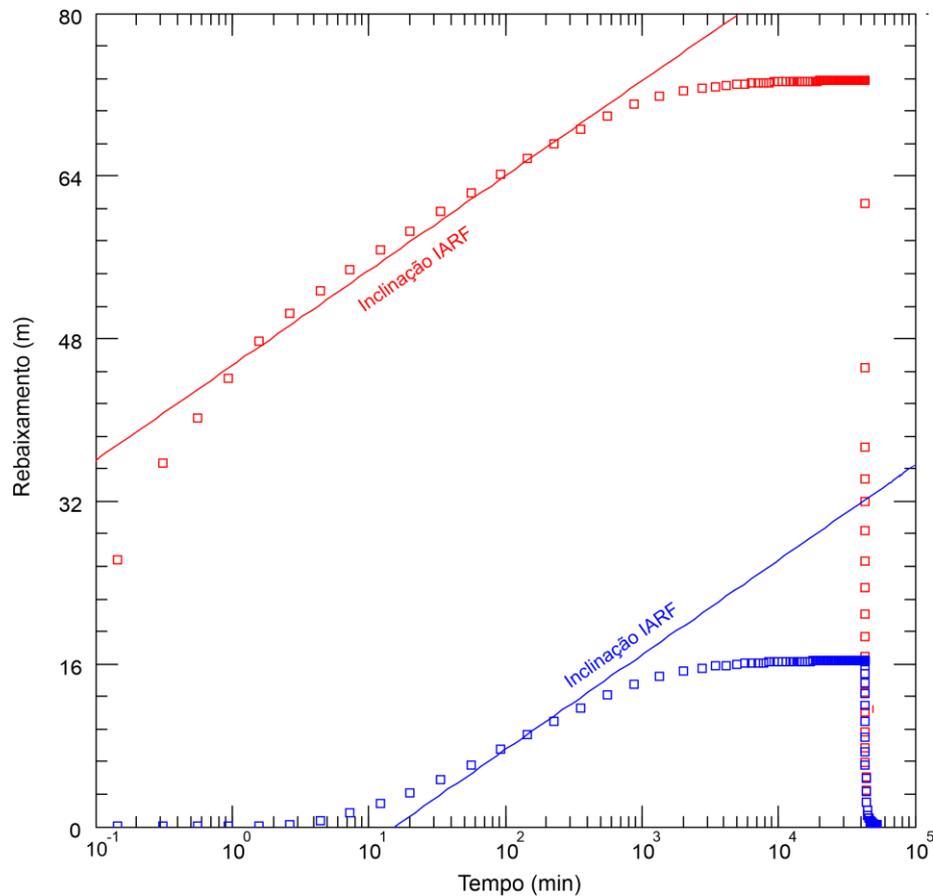


Figura 5.22 – Comparação da distribuição dos dados de rebaixamento simulados com a curva de inclinação diagnóstica de fluxo radial infinito (IARF). Em vermelho, poço PB; em azul, poço PM2.

A partir de 1.000 minutos após o início do teste, o platô formado pelas curvas derivativas de ambos os poços dá lugar a um padrão de queda (Figura 5.21), o qual se mantém até o término do período de bombeamento (43.200 minutos), o que indica que o rebaixamento nos poços simulados tende à estabilização. Conforme apontado em Renard et al. (2008), esse comportamento pode ser relacionado à presença de condição de contorno de carga constante ou à existência de drenança. Considerando que no domínio do modelo numérico não foi empregada qualquer condição de contorno de carga constante, a queda da derivativa está relacionada à segunda possibilidade, indicando que o gradiente hidráulico gerado entre o horizonte vesicular bombeado e os horizontes de basalto maciço induz uma drenança no sistema. De fato, o modelo analítico que melhor se ajustou às curvas diagnósticas simuladas foi o de aquífero confinado drenante de Hantush & Jacob (1955), conforme apresentado na Figura 5.21. A qualidade do ajuste é sustentada pelos valores estimados para os parâmetros hidrodinâmicos a partir do modelo analítico selecionado (Figura 5.21), os quais mostram-se extremamente próximos daqueles

utilizados na simulação numérica, sendo que a maior diferença registrada para a condutividade hidráulica do aquífero é inferior a meia ordem de grandeza.

A conjunção dos resultados obtidos ratifica as proposições elencadas no modelo conceitual proposto, reforçando a hipótese de que o arcabouço basáltico estudado pode comportar-se como um aquífero do tipo confinado drenante, e que, por consequência, os intervalos de baixa permo-porosidade seriam capazes de compartimentar e isolar os diversos horizontes reservatórios. Num cenário em que este arcabouço seja utilizado para injeção e armazenamento de CO<sub>2</sub>, os horizontes confinantes atuariam como selantes que retardariam a migração vertical do CO<sub>2</sub> injetado.

Outro fator a se destacar é que, apesar de a vazão utilizada para o teste de bombeamento ter sido relativamente pequena, o rebaixamento observado no poço de bombeamento foi significativo, indicando que os horizontes vesiculares, embora possam constituir intervalos aquíferos, podem não ser viáveis para exploração quando há demanda de vazões elevadas (como ocorre na área de estudo, por exemplo). Contudo, suas permo-porosidades ainda o configuram como um reservatório interessante, podendo, nestes casos, ser aproveitado para o armazenamento de CO<sub>2</sub>.

## 6. CONCLUSÕES

A interpretação dos perfis geofísicos de poços no SASG possibilitou a identificação de quatro fácies distintas que se sucedem verticalmente na sequência de derrames: basalto maciço, basalto vesicular, basalto alterado e horizontes argilosos. Os intervalos de basalto maciço, presentes nas porções internas dos derrames, constituem a fácies de maior espessura (geralmente de algumas dezenas de metros), caracterizados pelos mais altos valores de resistividade elétrica e menores tempos de trânsito de ondas sônicas compressoriais, respostas que refletem sua baixa porosidade. Os horizontes vesiculares de topo de derrame apresentam espessuras métricas, quase sempre inferiores a 10 m, podendo estar ausentes em decorrência de sua maior susceptibilidade à erosão; distinguem-se por baixos valores de resistividade elétrica e elevado tempo de trânsito das ondas compressoriais, respostas estas associadas ao caráter poroso desses intervalos. Os horizontes de basalto alterado e argilosos apresentam características intermediárias entre os dois extremos – basalto maciço e vesicular –, exceto pelos valores elevados de contagem de raios gama total registrados para os intervalos argilosos, sendo uma característica distintiva desta fácies.

À semelhança do observado em outros derrames basálticos continentais ao redor do mundo, as estimativas de porosidade, permeabilidade e condutividade hidráulica indicam que, nos derrames da área de estudo, os níveis mais permo-porosos são representados pelos intervalos de basalto vesicular e, secundariamente, pelos horizontes argilosos e pelo basalto alterado, enquanto as espessas porções de basalto maciço constituem-se como a fácies de menor porosidade e permeabilidade dentro da sequência de derrames. O modelo conceitual proposto, elaborado a partir das estimativas de permo-porosidade e da interpretação dos perfis geofísicos de poços perfurados no SASG, considera que essa compartimentação cria condições favoráveis para a injeção de CO<sub>2</sub>, posto que os horizontes vesiculares de topo de derrame podem ser empregados como reservatórios para o CO<sub>2</sub> injetado, enquanto os intervalos de basalto maciço atuam como selantes do reservatório, dificultando eventuais migrações verticais do dióxido de carbono. A baixa permeabilidade desses horizontes pode retardar a migração por tempo suficiente para que as reações de carbonatação se processem e acabem por garantir que nenhum ou muito pouco CO<sub>2</sub> escape do reservatório. Isto também é favorecido pela existência de sucessivos intervalos de basalto maciço, contribuindo para uma maior segurança do armazenamento do CO<sub>2</sub> e para maiores taxas de retenção.

Em consonância com o modelo conceitual elaborado, a simulação de fluxo realizada a partir de modelo numérico sintético, bem como a interpretação da curva diagnóstica de teste de

bombeamento simulado apontam que o reservatório se comporta como aquífero confinado drenante, de modo que as porções de interior de derrame confinam os intervalos de basalto vesicular, limitando sobremaneira a conectividade hidráulica entre os diversos níveis de topo de derrame e, portanto, constituem bons horizontes selantes em um cenário de injeção e armazenamento de CO<sub>2</sub> neste tipo de arcabouço.

Os perfis de proporção molar de Ca, Mg e Fe por quilograma de rocha, construídos a partir das análises químicas por XRF, exibem relativa homogeneidade na distribuição destes elementos ao longo da sucessão vertical dos derrames, não havendo feições indicativas de concentração preferencial de nenhum deles em alguma das fácies reconhecidas. Deste modo, as concentrações de Ca, Fe e Mg não se configuram, ao menos para os derrames da área de estudo, como um fator distintivo do potencial de mineralização do CO<sub>2</sub> entre as fácies, conferindo maior importância ao grau de cristalinidade da rocha e à permo-porosidade dos horizontes na seleção dos intervalos mais promissores como reservatório ao CO<sub>2</sub>.

Os resultados obtidos no presente estudo apontam para um cenário favorável ao armazenamento de CO<sub>2</sub> nos derrames de basalto da Formação Serra Geral, os quais dispõem de intervalos permo-porosos que podem atuar como horizontes reservatórios ao CO<sub>2</sub> injetado e cuja composição química possibilitaria a ocorrência de reações de carbonatação *in situ*. Os intervalos mais promissores para promover o armazenamento e a mineralização do CO<sub>2</sub> correspondem às porções vesiculares de topo de derrame. Os horizontes de basalto alterado e os níveis argilosos poderiam ser utilizados como reservatórios de importância secundária, a depender sobretudo de seus valores de porosidade e permeabilidade. Por fim, os basaltos maciços de interior de derrame aparentam ser selantes eficientes, o que contribui para dificultar migrações verticais e escape do dióxido de carbono, aumentando as taxas de retenção e a segurança do reservatório.

Espera-se que os resultados apresentados neste trabalho sirvam de incentivo para o desenvolvimento de novos estudos, dentro desta linha de pesquisa, envolvendo os basaltos da Formação Serra Geral, de modo a trazer maiores detalhamentos acerca das potencialidades dessa unidade para uso em CCS, e viabilizar, em curto a médio prazo, a instalação das primeiras plantas-piloto de injeção em basaltos continentais no Brasil.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABU-KHADER, M. Recent progress in CO<sub>2</sub> capture/sequestration: A review. **Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization and Environmental Effects**, v. 28, n. 14, p. 1261–1279, 2006.
- AL-HARTHI, A. A.; AL-AMRI, R. M.; SHEHATA, W. M. The porosity and engineering properties of vesicular basalt in Saudi Arabia. **Engineering Geology**, v. 54, n. 3–4, p. 313–320, 1999.
- ALFREDSSON, H. A. *et al.* The geology and water chemistry of the Hellisheidi, SW-Iceland carbon storage site. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 12, p. 399–418, 2013.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Botucatu, a triassic desert of South America. In: XIX International Geological Congress, Algiers 1952, **Anais...**1953.
- ALMEIDA, F. F. M. O Planalto Basáltico da Bacia do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, p. 3–34, 1956.
- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. **Série Teses e Monografias. Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, SP.**, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325–349, 1986.
- ALT, J. C.; TEAGLE, D. A. H. The uptake of carbon during alteration of ocean crust. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 63, n. 10, p. 1527–1535, 1999.
- ANDERSON, M.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. **Applied Groundwater Modeling, Second Edition: Simulation of Flow and Advective Transport**. 2nd. ed. London: Academic Press, 2015.
- ARADÓTTIR, E. S. P. *et al.* CarbFix: a CCS pilot project imitating and accelerating natural CO<sub>2</sub> sequestration. **Greenhouse Gases: Science and Technology**, v. 1, n. 2, p. 105–118, jun. 2011.
- ARADÓTTIR, E. S. P. *et al.* Multidimensional reactive transport modeling of CO<sub>2</sub> mineral sequestration in basalts at the Hellisheidi geothermal field, Iceland. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 9, p. 24–40, 2012.

ASSINE, M. L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 77–93. São Paulo: Beca, 2004.

ATHAYDE, G. B. *et al.* Estudo sobre os tipos das águas do Aquífero Serra Geral, no município de Marechal Cândido Rondon – PR. **Águas Subterrâneas**, v. 21, n. 1, p. 111–122, 1 dez. 2007.

ATHAYDE, G.; MÜLLER-ATHAYDE, C. Compartimentação hidroestrutural e aptidões químicas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. s1, 2012.

BAI, L.; BAKER, D. R.; HILL, R. J. Permeability of vesicular Stromboli basaltic glass: Lattice Boltzmann simulations and laboratory measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. B7, p. 1–16, 2010.

BANDILLA, K. W.; CELIA, M. A. Geological Sequestration of Carbon Dioxide. In: CUSHMAN, J. H.; TARTAKOVSKY, D. M. (Ed.). **The Handbook of Groundwater Engineering**. 3rd Ed, p. 657–690. Boca Raton: CRC Press, 2016.

BECKER, M. **Caracterização petrográfica e petrofísica de litofácies vulcânicas da Formação Serra Geral**. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Santa Catarina, 2014.

BECKER, M. *et al.* Pore system quantification and characterization in volcanic rocks: a case study from the Lower Cretaceous Serra Geral Group, Paraná Basin, Southern Brazil. **Journal of Petroleum Geology**, v. 42, n. 3, p. 301–317, 11 jul. 2019.

BELLIENI, G. *et al.* Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, n. 4, p. 355–383, 1983.

BELLIENI, G. *et al.* High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen**, v. 150, n. January, p. 272–306, 1984a.

BELLIENI, G. *et al.* Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. **Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen**, v. 33, n. 1, p. 25–47, 1984b.

- BELLIENI, G. *et al.* Flood basalt to rhyolite suites in the southern Parana Plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 3, p. 579–618, 1984c.
- BELLIENI, G. *et al.* Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the paraná plateau (Brazil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 4, p. 915–944, 1986.
- BOLDREEL, L. O. Wire-line log-based stratigraphy of flood basalts from the Lopra-1/1A well, Faroe Islands. **Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin**, n. 9, p. 7–22, 2006.
- BOURDET, D. **Well test analysis: the use of advanced interpretation models**. Amsterdam: Elsevier Science B. V., 2002.
- BUCKLEY, D. K.; OLIVER, D. Geophysical logging of water exploration boreholes in the Deccan Traps, Central India. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 48, n. 1, p. 153–161, 1990.
- CAETANO-CHANG, M. R. **A formao Pirambóia no centro-oeste do estado de São Paulo**. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista., 1997.
- CARNEIRO, P. *et al.* Carbonatao do basalto e seu potencial uso no armazenamento de CO<sub>2</sub>. **Tecnologia em Metalurgia Materiais e Minerao**, v. 10, n. 1, p. 43–49, 2013.
- CAVALCANTE, I. N. **Estudo hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo - área piloto de Atibaia (SP)**. Dissertao de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1990.
- CELLIGOI, A. **Recursos hídricos subterrâneos da Formao Serra Geral em Londrina-PR**. Dissertao de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1993.
- CHEN, X. *et al.* Empirical relations between ultrasonic P-wave velocity , porosity and uniaxial compressive strength. **CSEG Rec**, v. 40, n. 05, p. 24–29, 2015.
- CLARK, D. E. *et al.* CarbFix2: CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>S mineralization during 3.5 years of continuous injection into basaltic rocks at more than 250°C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, abr. 2020.
- CROSBY, J. W.; ANDERSON, J. V. Some Applications of Geophysical Well Logging to Basalt Hydrogeology. **Ground Water**, v. 9, n. 5, p. 12–20, set. 1971.

DEDAVID, B. A.; GOMES, C. I.; MACHADO, G. **Microscopia eletrônica de varredura - Aplicações e preparação de amostras - Materiais poliméricos, metálicos e semicondutores**. Porto Alegre: EDIPUCRS, 2007.

DEOLANKAR, S. B. The Deccan Basalts of Maharashtra, India -Their Potential as Aquifers. **Ground Water**, v. 18, n. 5, p. 434–437, set. 1980.

DESSERT, C. *et al.* Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. **Chemical Geology**, v. 202, n. 3–4, p. 257–273, 2003.

DIERSCH, H. J. G. **FEFLOW - Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media**. Berlin: Springer, 2014.

ELLIS, D. V; SINGER, J. M. **Well Logging for Earth Scientists**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2007.

FERNANDES, A. J. *et al.* Modelo conceitual preliminar de circulação de água subterrânea do aquífero Serra Geral, Ribeirão Preto, SP. **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, 2006.

FERNANDES, A. J. *et al.* Potencial Dos Aquíferos Fraturados Do Estado De São Paulo: Condicionantes Geológicas. **Águas Subterrâneas**, v. 21, n. 1, p. 65–84, 2007.

FERNANDES, A. J. *et al.* Estratigrafia dos Derrames de Basaltos da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto - SP) Baseada na Geologia Física, Petrografia e Geoquímica. **Geologia USP. Série Científica**, v. 10, n. 2, p. 73–99, 1 jul. 2010.

FERROUD, A.; RAFINI, S.; CHESNAUX, R. Using flow dimension sequences to interpret non-uniform aquifers with constant-rate pumping-tests: A review. **Journal of Hydrology X**, v. 2, p. 1–25, 2019.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. Fourth Edi ed. Long Grove: Waveland Press, 2001.

FRAGA, C. G. **Introdução ao zoneamento do sistema aquífero Serra Geral no Estado do Paraná**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1986.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49–57, 2009.

GALLO, G.; SINELLI, O. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, p. 129–140, 1980.

GASTMANS, D. *et al.* Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of Serra Geral Aquifer, São Paulo state (Brazil). **Journal of Hydrology**, v. 535, p. 598–611, 2016.

GASTMANS, D.; MENEGÁRIO, A. A.; MOURA, C. C. Hidrogeoquímica das águas subterrâneas do Aquífero Serra Geral na porção centro sul do Estado de São Paulo. **Águas Subterrâneas**, v. 27, n. 3, p. 27–44, 12 nov. 2013.

GAURINA-MEDIMUREC, N.; MAVAR, K. N. Carbon Capture and Storage (CCS): Geological Sequestration of CO<sub>2</sub>. In: **CO<sub>2</sub> Sequestration**. London: IntechOpen, 2019. p. 1–21.

GIAMPÁ, C. E. Q.; MACEDO BRUNO, C. R.; SOUZA, J. C. Água subterrânea das formações Bauru e Serra Geral no Estado de São Paulo - Constatações práticas. **Águas Subterrâneas**, v. 4, n. 1, p. 17–24, 1981.

GIAMPÁ, C. E. Q.; SOUZA, J. C. Potencial Aquífero dos Basaltos da Formação Serra Geral no Estado de São Paulo. In: *Anais do II Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, Salvador. **Anais...** Salvador: 1982.

GISLASON, S. R. *et al.* Mineral sequestration of carbon dioxide in basalt: A pre-injection overview of the CarbFix project. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 4, n. 3, p. 537–545, 2010.

GÍSLASON, S. R. *et al.* A brief history of CarbFix: Challenges and victories of the project's pilot phase. **Energy Procedia**, v. 146, p. 103–114, 2018.

GISLASON, S. R.; OELKERS, E. H. Carbon storage in basalt. **Science**, v. 344, n. 6182, p. 373–374, 2014.

GLOBAL CCS INSTITUTE. **Global Status of CCS 2019**. Global CCS Institute, 2019.

GOLDBERG, D. S.; KENT, D. V.; OLSEN, P. E. Potential on-shore and off-shore reservoirs for CO<sub>2</sub> sequestration in Central Atlantic magmatic province basalts. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 107, n. 4, p. 1327–1332, 2010.

GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo em 1:1.000.000**. v. 1. São Paulo: DAEE/IG-SMA/IPT/CPRM, 2005.

- GUDBRANDSSON, S. *et al.* An experimental study of crystalline basalt dissolution from 2pH11 and temperatures from 5 to 75°C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 75, n. 19, p. 5496–5509, 2011.
- GUNNARSSON, I. *et al.* The rapid and cost-effective capture and subsurface mineral storage of carbon and sulfur at the CarbFix2 site. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 79, n. August, p. 117–126, 2018.
- GUTKNECHT, V. *et al.* Creating a carbon dioxide removal solution by combining rapid mineralization of CO<sub>2</sub> with direct air capture. **Energy Procedia**, v. 146, p. 129–134, 2018.
- GYSI, A. P.; STEFÁNSSON, A. CO<sub>2</sub>-water-basalt interaction. Numerical simulation of low temperature CO<sub>2</sub> sequestration into basalts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 75, n. 17, p. 4728–4751, 2011.
- GYSI, A. P.; STEFÁNSSON, A. CO<sub>2</sub>-water-basalt interaction. Low temperature experiments and implications for CO<sub>2</sub> sequestration into basalts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 81, p. 129–152, 2012.
- HANTUSH, M. S.; JACOB, C. E. Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 36, n. 1, p. 95, 1955.
- HELM-CLARK, C. M.; RODGERS, D. W.; SMITH, R. P. Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalt. **Journal of Applied Geophysics**, v. 55, n. 1–2, p. 3–38, 2004.
- HOOVER, P. R. The Columbia River Flood Basalt Province: Current Status. In: **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**. Washington DC: American Geophysical Union, 1997. p. 1–27.
- IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. **Foreign Affairs**, v. 81, n. 1, p. 208, 2001.
- IPCC. **IPCC Special Report on Carbon dioxide Capture and Storage**. New York: Cambridge University Press, 2005.
- IPCC. **Global warming of 1.5 °C**. Intergovernmental Panel on Climate Change, 2018.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo: IPT, 1981.
- KETZER, J. M. M. *et al.* **Atlas brasileiro de captura e armazenamento geológico de CO<sub>2</sub>**. Porto Alegre: EDIPUCRS, 2016.

- KRESIC, N. **Hydrogeology and Groundwater Modeling**. 2nd Ed. Boca Raton: CRC Press, 2007.
- KRUSEMAN, G. P.; RIDDER, N. A. **Analysis and evaluation of pumping test data**. 2nd Ed. Wageningen: ILRI, 1994.
- LAMUR, A. *et al.* The permeability of fractured rocks in pressurised volcanic and geothermal systems. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 1–9, 2017.
- LASTORIA, G. *et al.* Hidrogeologia Da Formação Serra Geral No Estado De Mato Grosso Do Sul. **Águas Subterrâneas**, v. 20, n. 1, p. 139–150, 2006.
- LEBAC. **Acompanhamento da perfuração do poço tubular profundo para captação de água subterrânea do Sistema Aquífero Serra Geral – Fazenda Muriti**. Rio Claro, 2017.
- LEBAC. **Relatório técnico de fiscalização da perfuração do poço tubular profundo SAG/P2 - Fazenda Muriti - Citrosuco**. Rio Claro, 2018.
- LEBAC. **Relatório técnico de fiscalização da perfuração do poço tubular profundo SAG/P3 - Fazenda Muriti - Citrosuco**. Rio Claro, 2019.
- LEINZ, V. Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos do Sul do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia**, n. 5, p. 1, 1 dez. 1949.
- LEINZ, V. *et al.* SOBRE O COMPORTAMENTO ESPACIAL DO TRAPP BASÁLTICO DA BACIA DO PARANÁ. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 15, n. 4, p. 79–91, 1966.
- LOAIZA, S. *et al.* Mechanical behavior and localized failure modes in a porous basalt from the Azores. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 19, p. 1–6, 2012.
- LUHMANN, A. J. *et al.* Permeability, porosity, and mineral surface area changes in basalt cores induced by reactive transport of CO<sub>2</sub>-rich brine. **Water Resources Research**, v. 53, n. 3, p. 1908–1927, mar. 2017.
- MACHADO, F. B. **Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2005.
- MARIENI, C.; OELKERS, E. Carbon sequestration potential of altered mafic reservoirs. **Energy Procedia**, v. 146, p. 68–73, 2018.

- MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 245–263. São Paulo: Beca, 2004.
- MATTER, J. M. *et al.* Permanent Carbon Dioxide Storage into Basalt: The CarbFix Pilot Project, Iceland. **Energy Procedia**, v. 1, n. 1, p. 3641–3646, fev. 2009.
- MATTER, J. M. *et al.* The CarbFix Pilot Project - Storing carbon dioxide in basalt. **Energy Procedia**, v. 4, p. 5579–5585, 2011.
- MATTER, J. M. *et al.* Rapid carbon mineralization for permanent disposal of anthropogenic carbon dioxide emissions. **Science**, v. 352, n. 6291, p. 1312–1314, 10 jun. 2016.
- MATTER, J. M.; KELEMEN, P. B. Permanent storage of carbon dioxide in geological reservoirs by mineral carbonation. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 12, p. 837–841, 2009.
- MCGRAIL, B. *et al.* Use and Features of Basalt Formations for Geologic Sequestration. **Greenhouse Gas Control Technologies - 6th International Conference**, v. II, p. 1637–1640, 2003.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* Potential for carbon dioxide sequestration in flood basalts. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. 12, p. 1–13, 2006.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* Preliminary Hydrogeologic Characterization Results from the Wallula Basalt Pilot Study. **PNWD-4129, Battelle Pacific Northwest Division, Richland, Washington**, 2009.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* The Wallula basalt sequestration pilot project. **Energy Procedia**, v. 4, p. 5653–5660, 2011.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* Injection and monitoring at the wallula basalt pilot project. **Energy Procedia**, v. 63, p. 2939–2948, 2014.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* Field validation of supercritical CO<sub>2</sub> reactivity with basalts. **Environmental Science and Technology Letters**, v. 4, n. 1, p. 6–10, 2017a.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* Wallula Basalt Pilot Demonstration Project: Post-injection Results and Conclusions. **Energy Procedia**, v. 114, n. November 2016, p. 5783–5790, 2017b.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, v. 1 e 2, 1997. 235p.** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 265–279. São Paulo: Beca, 2004.

MILANI, E. J. *et al.* Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências - Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.

MONTANHEIRO, F. *et al.* Testes de bombeamento como requisitos para elaboração de modelos hidrogeológicos conceituais: estudo de caso no aquífero serra geral. **Águas Subterrâneas**, p. 1–19, 2016.

MUELLER, S. *et al.* Permeability and degassing of dome lavas undergoing rapid decompression: An experimental determination. **Bulletin of Volcanology**, v. 67, n. 6, p. 526–538, 2005.

NARDY, A. J. R. *et al.* Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**, v. 21, n. 1, p. 15–32, 2002.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. de. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 178–195, 2008.

NAVARRE-SITCHLER, A.; BRANTLEY, S. L.; ROTHER, G. How porosity increases during incipient weathering of crystalline silicate rocks. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 80, n. 1, p. 331–354, 2015.

NERY, G. G.; MACARI, R. Estudo do comportamento da perfilagem ótica e geofísica na Formação Serra Geral. **Águas Subterrâneas**, p. 1–20, 2006.

OELKERS, E. H.; GISLASON, S. R.; MATTER, J. Mineral carbonation of CO<sub>2</sub>. **Elements**, v. 4, n. 5, p. 333–337, 2008.

PAULA E SILVA, F. & CAVAGUTI, N. Nova caracterização estratigráfica e tectônica do Mesozóico na cidade de Bauru - SP. **Geociências**. UNESP. p.83-99, 1994.

PAULA E SILVA, F.; CHANG, H.K. & CAETANO-CHANG, M. R. Perfis de referência do Grupo Bauru no Estado de São Paulo. **Geociências**. Rio Claro. v. 22 (n. 1), p.127-139, 2003.

PAULA E SILVA, F.; CHANG, H.K.; CAETANO-CHANG, M.R. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 77-88, 2005.

PAULA E SILVA F.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M.R. Sedimentation of the Cretaceous Bauru Group in São Paulo, Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 28, n. 1, p. 25-39, 2009.

PICCIRILLO, E. M. *et al.* Continental Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: **Continental Flood Basalts.**, p. 195–238. Dordrecht: Springer-Science+Business Media B. V., 1988.

PIERSOL, M. W.; SPRENKE, K. F. A Columbia river basalt group aquifer in sustained drought: Insight from geophysical methods. **Resources**, v. 4, n. 3, p. 577–596, 2015.

PINTO, A. H. Portable X-Ray Fluorescence Spectrometry: Principles and Applications for Analysis of Mineralogical and Environmental Materials. **Aspects in Mining & Mineral Science**, v. 1, n. 2, p. 42–47, 2018.

PLANKE, S. *et al.* Alteration effects on petrophysical properties of subaerial flood basalts: Site 990, Southeast Greenland margin. **Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results**, v. 163, n. August, p. 17–28, 1999.

POGGE VON STRANDMANN, P. A. E. *et al.* Rapid CO<sub>2</sub> mineralisation into calcite at the CarbFix storage site quantified using calcium isotopes. **Nature Communications**, v. 10, n. 1, p. 1–7, 2019.

PORTER, C. M. **Secondary Mineralization in Flow Tops of Columbia River Basalts: Implications for the Sequestration of Anthropogenic Carbon**. 2010. Withman College, 2010.

PRASAD, P. S. R.; SARMA, D. S.; CHARAN, S. N. Mineral trapping and sequestration of carbon-dioxide in Deccan basalts: SEM, FTIR and Raman spectroscopic studies on secondary carbonates. **Journal of the Geological Society of India**, v. 80, n. 4, p. 546–552, 2012.

RAYMER, L. L.; HUNT, E. R.; GARDNER, J. S. An improved sonic transit time-to-porosity transform. In: SPWLA 21st annual logging symposium, **Anais...Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts**, 1980.

REBOUÇAS, A. D. C.; FRAGA, C. G. Hidrogeologia das rochas vulcânicas do Brasil. **Águas Subterrâneas**, v. 12, n. 1, p. 29–55, 1988.

REED, S. J. B. **Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

REGINATO, P. A. R. *et al.* Caracterização hidrogeológica e hidroquímica do aquífero livre localizado no manto de alteração da Formação Serra Geral, na bacia hidrográfica Taquari-Antas, região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. **Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 7, n. 2, p. 17–35, 31 ago. 2012.

REGINATO, P. A. R.; AHLERT, S.; SCHNEIDER, V. E. Caracterização hidroquímica do Sistema Aquífero Serra Geral na região nordeste do Rio Grande do Sul. **Águas Subterrâneas**, v. 27, n. 1, p. 65–78, 6 abr. 2013.

REGINATO, P. R. A.; FINOTTI, A. R.; MICHELON, C. Comportamento hidrogeológico de poços tubulares associados às estruturas primárias das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. **Águas Subterrâneas**, n. 1, p. 1–9, 2007.

REGINATO, P.; STRIEDER, A. Caracterização hidrogeológica e potencialidades dos aquíferos fraturados da Formação Serra Geral na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. **Águas Subterrâneas**, n. 54, p. 1–15, 2004.

REIDEL, S. P. Stratigraphy and petrogenesis of the Grande Ronde Basalt from the deep canyon country of Washington, Oregon, and Idaho. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 94, n. 4, p. 519–542, 1983.

REIS, G. S. *et al.* Formação serra geral (Cretáceo da Bacia do Paraná): Um análogo para os reservatórios ígneo-básicos da margem continental brasileira. **Pesquisas em Geociências**, v. 41, n. 2, p. 155–168, 2014.

RENARD, P. The future of hydraulic tests. **Hydrogeology Journal**, v. 13, n. 1, p. 259–262, 2005.

RENARD, P.; GLENZ, D.; MEJIAS, M. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 3, p. 589–600, 2008.

RENNE, P. R. *et al.* The Age of Parana Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975–979, 6 nov. 1992.

ROSENBAUER, R. J. *et al.* Carbon sequestration via reaction with basaltic rocks: Geochemical modeling and experimental results. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 89, p. 116–133, 2012.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico Do Estado De São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 10, p. 41–58, 1996.

ROSSETTI, L. M. M. *et al.* Evaluating petrophysical properties of volcano-sedimentary sequences: A case study in the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. **Marine and Petroleum Geology**, v. 102, p. 638–656, jan. 2019.

SAAR, M. O.; MANGA, M. Permeability-porosity relationship in vesicular basalts. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 1, p. 111–114, 1 jan. 1999.

SCHAEF, H. T.; MCGRAIL, B. P. Dissolution of Columbia River Basalt under mildly acidic conditions as a function of temperature: Experimental results relevant to the geological sequestration of carbon dioxide. **Applied Geochemistry**, v. 24, n. 5, p. 980–987, 2009.

SCHAEF, H. T.; MCGRAIL, B. P.; OWEN, A. T. Basalt- CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O interactions and variability in carbonate mineralization rates. **Energy Procedia**, v. 1, n. 1, p. 4899–4906, 2009.

SCHAEF, H. T.; MCGRAIL, B. P.; OWEN, A. T. Carbonate mineralization of volcanic province basalts. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 4, n. 2, p. 249–261, 2010.

SCHAEF, H. T.; MCGRAIL, B. P.; OWEN, A. T. Basalt reactivity variability with reservoir depth in supercritical CO<sub>2</sub> and aqueous phases. **Energy Procedia**, v. 4, p. 4977–4984, 2011.

SCHAEFER, L. N. *et al.* Geomechanical rock properties of a basaltic volcano. **Frontiers in Earth Science**, v. 3, n. June, p. 1–15, 2015.

SCHNEIDER, R. L. *et al.* Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. **Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 28, p. 41–65, 1974.

SHUKLA, R. *et al.* A review of studies on CO<sub>2</sub> sequestration and caprock integrity. **Fuel**, v. 89, n. 10, p. 2651–2664, 2010.

SIGFUSSON, B. *et al.* Solving the carbon-dioxide buoyancy challenge: The design and field testing of a dissolved CO<sub>2</sub> injection system. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 37, p. 213–219, 2015.

SINGHAL, B. B. S.; GUPTA, R. P. **Applied Hydrogeology of Fractured Rocks**. 2nd Edition. Springer Science+Business Media B. V., 2010.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. *et al.* CO<sub>2</sub> storage potential of basaltic rocks in Iceland and the oceanic Ridges. **Energy Procedia**, v. 63, p. 4585–4600, 2014.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. *et al.* The chemistry and saturation states of subsurface fluids during the in situ mineralisation of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>S at the CarbFix site in SW-Iceland. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 58, p. 87–102, 2017.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. *et al.* Reaction path modelling of in-situ mineralisation of CO<sub>2</sub> at the CarbFix site at Hellisheidi, SW-Iceland. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 220, p. 348–366, 2018.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. Ó. *et al.* Carbon dioxide storage through mineral carbonation. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 2, p. 90–102, 2020.

SOARES, P. C. Divisão estratigráfica do Mesozoico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 229–251, 1975.

SOARES, P. C. *et al.* Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n. 3, p. 177–185, 1 set. 1980.

SOARES, P. C. *et al.* Formação da sequência triássico-jurássica na Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências - Petrobrás**, v. 22, n. 1, p. 135–160, 2014.

SPILLER, L. E. Estruturas armazenadoras e qualidade das águas subterrâneas do Aquífero Serra Geral em São Paulo. **Águas Subterrâneas**, v. 1, p. 1–18, 2005.

SQUISATO, E. *et al.* Litogeoquímica e aspectos petrogenéticos dos basaltos da Província Magmática do Paraná na porção centro-norte do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 28, n. 1, p. 27–41, 2009.

SUGUIO, K. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: **Mesa redonda: a Formação Bauru no Estado de São Paulo e regiões adjacentes**. São Paulo, p.15-26, 1981.

- SULLIVAN, E. C. *et al.* Breakthroughs in seismic and borehole characterization of Basalt sequestration targets. **Energy Procedia**, v. 4, p. 5615–5622, 2011.
- THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. **Geology**, v. 38, n. 8, p. 747–750, 2010.
- U.S. DEPARTMENT OF ENERGY. Consultation Draft, Site Characterization Plan, Reference Repository Location, Hanford Site, Washington. **Icarus**, v. 2, n. January, 1988.
- UNFCCC - United Nations Framework Convention on Climate Change. **Report of the Conference of the Parties on COP 21 Conference of the Parties on its twenty- first session (COP 21), held in Paris from 30 November to 13 December 2015**. United Nations Framework Convention on Climate Change, 2016.
- VEDANTI, N. *et al.* Ultrasonic P- and S-Wave Attenuation and Petrophysical Properties of Deccan Flood Basalts, India, as Revealed by Borehole Studies. **Pure and Applied Geophysics**, v. 175, n. 8, p. 2905–2930, 2018.
- VERSEY, H. R.; SINGH, B. K. Groundwater in Deccan Basalts of the Betwa Basin, India. **Journal of hydrology**, v. 58, p. 279–306, 1982.
- VOORMEIJ, D. A.; SIMANDL, G. J. Geological, ocean, and mineral CO<sub>2</sub> sequestration options: A technical review. **Geoscience Canada**, v. 31, n. 1, p. 11–22, 2004.
- WAHNFRIED, I. D. **Modelo conceitual de fluxo do Aquífero Serra Geral e do Sistema Aquífero Guarani na região de Ribeirão Preto, SP**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2010.
- WAICHEL, B. L. *et al.* Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bulletin of Volcanology**, v. 68, n. 7–8, p. 599–610, 2 jun. 2006.
- WAICHEL, B. L.; DE LIMA, E. F.; SOMMER, C. A. Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral: terminologia e aspectos de campo. **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 2, p. 123, 29 jun. 2006.
- WAICHEL, B. L.; SCHERER, C. M. S.; FRANK, H. T. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 171, n. 1–2, p. 59–72, mar. 2008.
- WANG, H. F.; ANDERSON, M. P. **Introduction to groundwater modeling: finite difference and finite element methods**. San Diego: Academic Press, 1982.

WU, F.; CAETANO-CHANG, M. R. Estudo mineralógico dos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu no Centro-Leste do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 13, n. 1, p. 58–68, 1992.

WYLLIE, M. R. J.; GREGORY, A. R.; GARDNER, L. W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. **Geophysics**, v. 21, n. 1, p. 41–70, jan. 1956.

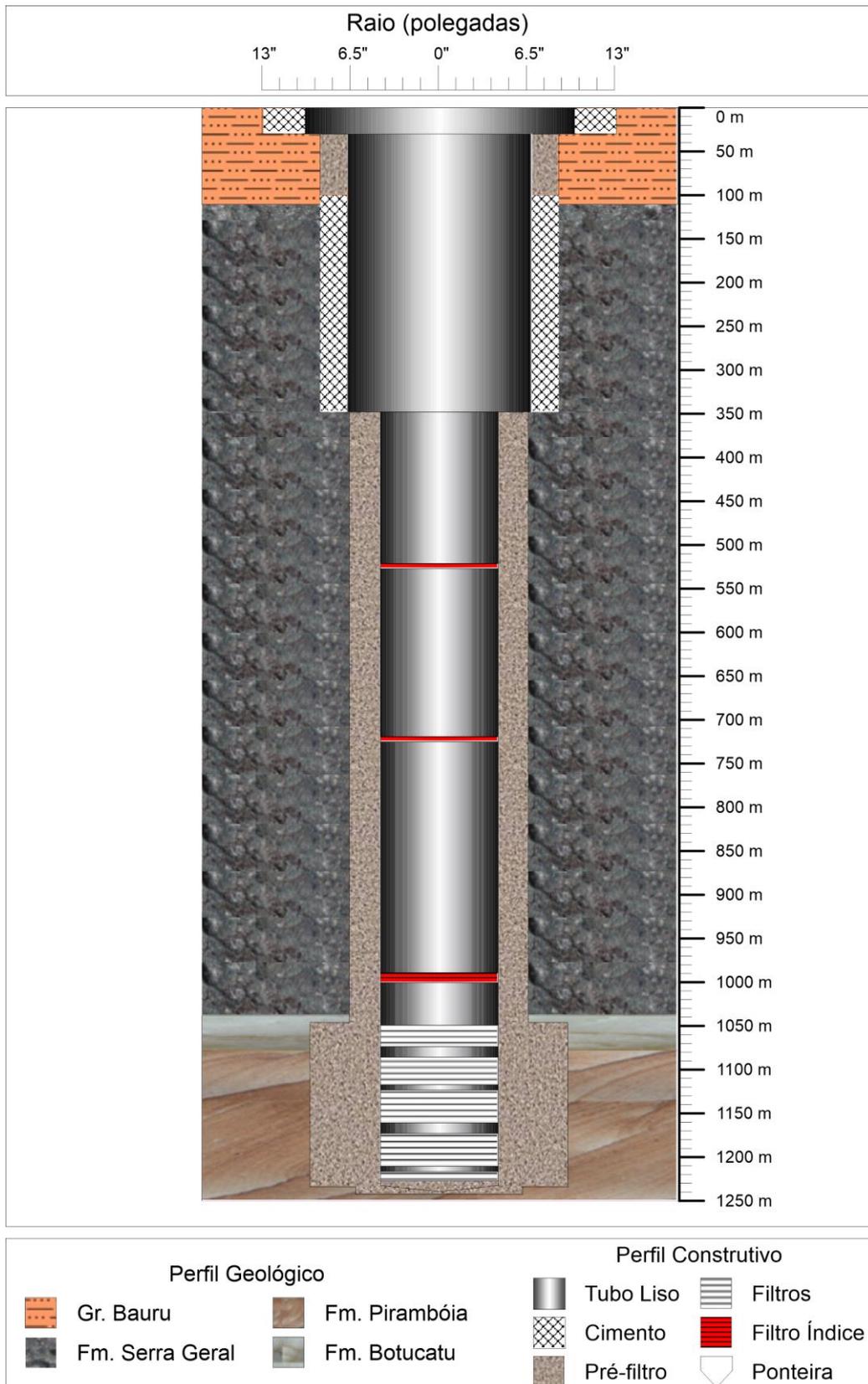
ZAKHAROVA, N. V. *et al.* Petrophysical and geochemical properties of Columbia River flood basalt: Implications for carbon sequestration. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 13, n. 11, p. 1–22, 2012.

ZALÁN, P. V. *et al.* Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. **Boletim Técnico da Petrobrás**, n. 4, p. 221–230, 1985.

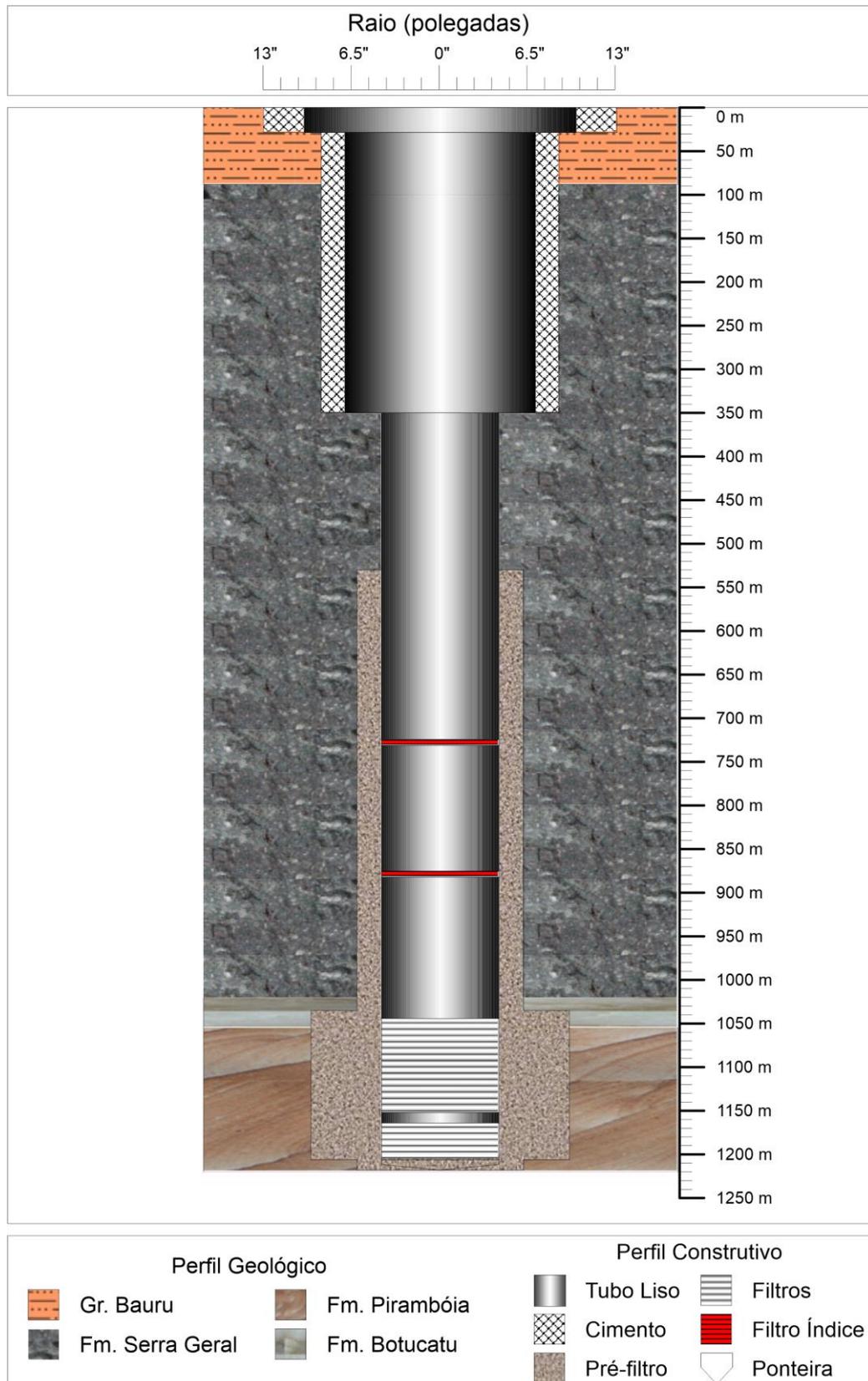
ZALÁN, P. V. *et al.* The Paraná Basin , Brazil. In: **AAPG Memoir 51: Interior Cratonic Basins**. Tulsa: AAPG, 1990. p. 681–708.

ZAMORA, M.; SARTORIS, G.; CHELINI, W. Laboratory measurements of ultrasonic wave velocities in rocks from the Campi Flegrei volcanic system and their relation to other field data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B7, p. 13553–13561, 10 jul. 1994.

# ANEXO I



Perfil construtivo do poço tubular profundo SAG-P2.



Perfil construtivo do poço tubular profundo SAG-P3.