

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM COCAL DOS
ALVES - PI**

Adrieli Thalia Pereira

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Coorientador: Dr. Roger Dias Gonçalves

Rio Claro (SP)

2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ADRIELI THALIA PEREIRA

MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS EM COCAL DOS ALVES - PI

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geóloga.

Rio Claro - SP

2022

ADRIELI THALIA PEREIRA

MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS EM COCAL DOS ALVES – PI

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geóloga.

Comissão Examinadora
Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)
Dr. Elias Hideo Teramoto
Msc. Bruno Zanon Engelbrecht

Rio Claro, 26 de julho de 2022.

Assinatura da aluna

Assinatura do orientador

Assinatura do coorientador

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP e todos os professores e funcionários por me apresentarem à Geologia e proporcionarem um ensino superior de qualidade.

À Hydroinfo e DHI Water & Environment por disponibilizar a licença acadêmica do *software* Feflow 7.4.

Ao Roger por não apenas por me orientar, mas também pelas excelentes aulas dadas durante o curso, que certamente contribuíram para minha formação.

Ao Elias por ter apresentado e feito o convite de estudar modelagem, além de ter dado a oportunidade de conhecer uma empresa referência no setor.

À Barbara pelo auxílio nos primeiros passos da modelagem e pela disposição em tirar minhas dúvidas.

Ao Kenny, Jéssica e Helena por compartilharem as discussões do grupo de orientação de modelagem, tanto nas reuniões quanto fora delas.

Aos meus amigos Luis, Flávia, Letícia, Eloisa, Rafael, Alexandre, Isabella, Marcelo e Thales, que não saíram da República Machonas e compartilharam comigo todas as emoções de se cursar Geologia.

E por último, à minha mãe, ao meu pai e toda me família pelo suporte nesses anos longe de casa, especialmente a minha vó Judite e minha tia Tânia que sempre apoiaram meus estudos.

RESUMO

Inserido no contexto do semiárido brasileiro, Cocal dos Alves, no Estado do Piauí, é um dos diversos municípios que enfrenta recorrentes períodos de estiagem prolongada, no qual a variação de precipitação pluviométrica compromete a segurança hídrica da região. A baixa disponibilidade de água requer o gerenciamento efetivo dos recursos hídricos e o entendimento da dinâmica dos aquíferos é essencial para o emprego e gestão sustentável das águas superficiais e subterrâneas. A modelagem hidrogeológica é a ferramenta mais indicada para entender o comportamento do fluxo subterrâneo e elaborar previsões do sistema a longo prazo. O Grupo Serra Grande comporta o aquífero homônimo, classificado como livre na porção oriental da bacia do Parnaíba, onde está localizado a área de estudos. Este trabalho visa desenvolver um modelo numérico que represente o aquífero Serra Grande na região de Cocal dos Alves e que forneça melhor compreensão do comportamento do seu fluxo. Com os dados de nível de água subterrânea disponibilizados pela Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS-CPRM), parâmetros hidrogeológicos foram testados a fim de se atingir valores próximos da literatura e com uma margem de erro aceita. Os resultados de condutividades hidráulicas calculados foram concordantes com os presentes na bibliografia. Os valores de $K_{x,y} = 2.045E-05$ e $K_z = 2.045E-06$, e a recarga de 60 mm representa menos de 10% sobre a média anual de precipitação na região, sendo considerada uma baixa taxa de recarga. A calibração atingiu um balanço hídrico satisfatório, validando o modelo desenvolvido. Para o melhor entendimento do comportamento do aquífero em eventos de estiagem, foi proposto se trabalhar o modelo em regime transiente, no qual a carga hidráulica oscila em função da variação de precipitação. Ainda, considera-se atribuir condutividades hidráulicas diferentes para uma mesma camada homogênea, visto que a recarga é subestimada pela obstrução dos poros dos aquíferos, comprometendo seu armazenamento.

Palavras-chave: Hidrogeologia; Grupo Serra Grande, Modelagem Numérica.

ABSTRACT

In the context of the Brazilian semi-arid region, Cocal dos Alves in the State of Piauí is one of several municipalities that face recurrent periods of prolonged drought, in which the variation in rainfall compromises the water security of the region. Low water availability requires practical water resource running, and understanding aquifers' dynamics is essential for the sustainable use and management of surface and groundwater. Hydrogeological modelling is the most suitable tool to understand underground flow behaviour and make long-term system predictions. The Serra Grande Group comprises the homonymous aquifer, classified as free in the eastern portion of the Parnaíba basin, where the study area is located. This work aims to develop a numerical model that represents the Serra Grande aquifer in the Cocal dos Alves region and provides a better understanding of its flow behaviour. With groundwater level data provided by the Integrated Groundwater Monitoring Network (RIMAS-CPRM), hydrogeological parameters were tested to reach values close to the literature and with an accepted margin of error. The results of hydraulic conductivities calculated agreed with those presented in the bibliography. The values of $K_{x,y} = 2,045E-05$ and $K_z = 2,045E-06$, and the recharge of 60 mm represents less than 10% of the annual average of precipitation in the region, which is considered a low recharge rate. The calibration reached a satisfactory water balance, validating the developed model. For a better understanding of the behaviour of the aquifer in drought events, it is proposed to work the model in a transient regime, in which the hydraulic head oscillates as a function of precipitation variation. Furthermore, it is considered to attribute different hydraulic conductivities to the same homogeneous layer since the recharge is underestimated by the obstruction of aquifer pores, compromising their storage.

Key-words: Hidrogeology; Serra Grande Group, Numerical Modeling.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	8
1.1. Localização da área de estudo	9
1.2. Objetivo e Justificativa	10
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	11
2.1. Aquíferos	11
2.2. Princípios do fluxo de águas subterrâneas	12
2.2.1. Lei de Darcy	12
2.2.2. Carga hidráulica	14
2.2.3. Condutividade hidráulica	14
2.2.4. Transmissividade	15
2.2.5. Armazenamento específico	15
2.3. Modelagem Hidrogeológica	15
2.3.1. Modelo Conceitual	16
2.3.2. Modelagem Matemática	17
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	21
3.1. Contexto Geológico	21
3.1.1. Grupo Serra Grande	24
3.1.2. Geologia local	25
3.2. Geomorfologia	25
3.3. Clima	26
3.4. Hidrogeologia	27
4. MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1. Pesquisa Bibliográfica e Preparação	30
4.2. Elaboração do Modelo Conceitual	30
4.3. Construção do Modelo Numérico	31
4.4. Calibração em Regime Permanente	31

4.5. Análise e Discussão dos Resultados	31
5. RESULTADOS	32
5.1. Modelo Conceitual	32
5.2. Modelo Numérico	32
5.2.1. Malha e condições de contorno	32
5.2.2. Calibração	34
5.2.3. Análise de sensibilidade	36
6. DISCUSSÃO	37
7. CONCLUSÕES	39
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	40

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização do município de Cocal dos Alves — PI.....	9
Figura 2.1: Relação do nível d'água ao serem perfurados poços em aquíferos livres e confinados.....	12
Figura 2.2: Experimento de Darcy.....	13
Figura 2.3: Malhas de modelos matemáticos. (a) Método das Diferenças Finitas; (b) Método dos Elementos Finitos.....	20
Figura 3.1: Mapa litológico da Província Parnaíba.....	21
Figura 3.2: Tabela estratigráfica e seqüências.....	23
Figura 3.3: Carta estratigráfica simplificada do Grupo Serra Grande.....	24
Figura 3.4: Mapa topográfico da área de estudos.....	26
Figura 3.5: Monitoramento pluviométrico na estação de Viçosa do Ceará.....	27
Figura 3.6: Localização do poço de monitoramento RIMAS.....	29
Figura 3.7: Monitoramento do nível d'água no poço RIMAS e perfil geológico construtivo.....	29
Figura 5.1: Discretização da malha e espessura do modelo.....	33
Figura 5.2: Topografia da área de estudo.....	33
Figura 5.3: Condições de contorno e recarga.....	34
Figura 5.4: Balanço de fluxo.....	35
Figura 5.5: Mapa potenciométrico do modelo calibrado.....	36

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Valores de condutividade hidráulica apresentados na literatura.....	28
Tabela 5.1: Resultado da calibração.....	35
Tabela 5.2: Análise de sensibilidade.....	36

1. INTRODUÇÃO

O semiárido brasileiro inclui os estados de Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Minas Gerais, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe, totalizando uma área de 1.128.697 km² (SUDENE, 2017). Uma de suas características marcantes é a baixa precipitação anual associada à extrema irregularidade de chuvas, muitas vezes sendo registrados períodos prolongados de estiagem, o que compromete a segurança hídrica da região (CORREIA et al., 2011).

A baixa precipitação associada à baixa disponibilidade de água superficial requer um gerenciamento efetivo dos recursos hídricos, especialmente em contextos emergenciais recorrentes na região semiárida. Neste sentido, o abastecimento de água subterrânea é ponto-chave para o suprimento da população e execução das atividades econômicas, contudo, a alocação de poços de abastecimento sem planejamento pode comprometer a segurança hídrica. Isto posto, o entendimento da dinâmica dos aquíferos é essencial para o emprego e manejo e gestão sustentável dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos, garantindo o abastecimento da população durante os períodos de secas.

A modelagem hidrogeológica é a ferramenta mais indicada para entender o comportamento do fluxo subterrâneo e elaborar previsões do sistema a longo prazo. O modelo é a simplificação de uma situação real e através dele é possível compreender a complexidade do aquífero e os seus parâmetros, como a relação entre a recarga e o nível de água subterrânea. Com o entendimento do sistema aquífero, é possível ter melhor proveito da gestão sustentável dos recursos hídricos.

Cocal dos Alves é um município de IDH muito baixo, localizado no Piauí a 262 km da capital Teresina e com população total de 5.572 habitantes (IBGE, 2010). Por estar integrado no contexto do semiárido, enfrenta as dificuldades da recorrente estiagem e, com base nos dados de monitoramento de nível d'água disponibilizado pela Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS-CPRM), é verificado um intenso rebaixamento do nível d'água durante o período de estiagem ocorrido entre os anos de 2011 a 2019.

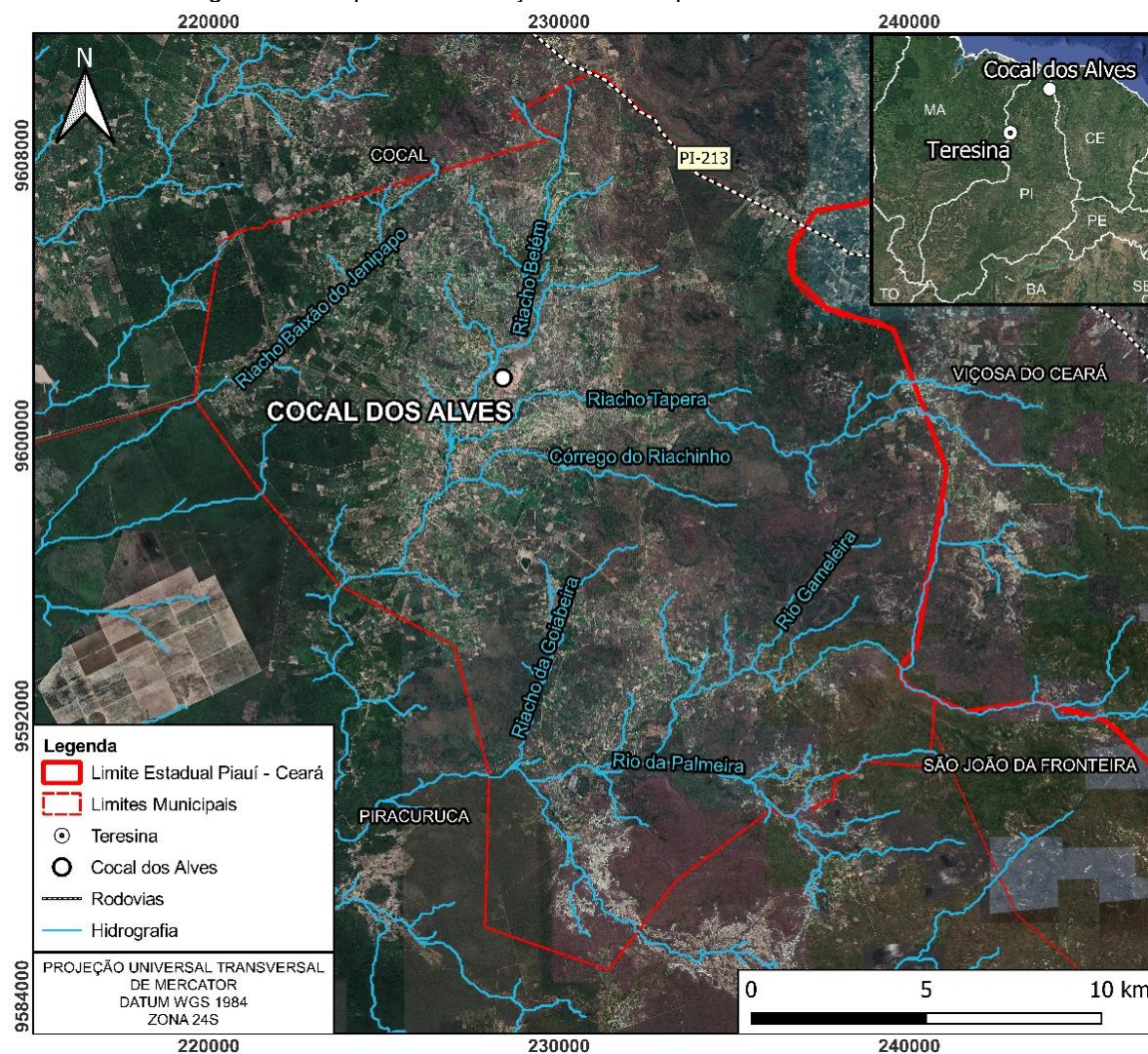
Neste sentido, o atual trabalho visa desenvolver um modelo numérico que represente o aquífero na região de Cocal dos Alves (PI) e forneça melhor compreensão do comportamento do seu fluxo.

1.1. Localização da área de estudo

O município de Cocal dos Alves se encontra na porção nordeste do Estado do Piauí (PI), a aproximadamente 262 km da capital Teresina e está inserido na Folha Viçosa do Ceará SA.24-Y-C-V da base cartográfica 1:100.000 da CPRM (PINÉO et al., 2018).

Cocal dos Alves faz fronteira a leste com o município Viçosa do Ceará (CE), a norte e noroeste com o município de Cocal (PI), a sul e sudeste com Piracuruca (PI) e a sudeste com São João da Fronteira (PI) e compreende uma área de 324,856 km² (Figura 1.1), tendo como principal via de acesso à Rodovia Estadual PI-213.

Figura 1.1: Mapa de localização do município de Cocal dos Alves — PI.



1.2. Objetivo e Justificativa

O presente trabalho tem como objetivo central desenvolver um modelo numérico hidrogeológico de fluxo que amplie a compreensão do comportamento do aquífero na região de Cocal dos Alves (PI).

Com o melhor entendimento da dinâmica do aquífero na região, os resultados obtidos a partir da calibração do modelo serão capazes de subsidiar melhor gestão sustentável dos recursos hídricos, em função da baixa disponibilidade de água na região, em especial nos períodos de estiagem prolongada.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Aquíferos

O termo aquífero é utilizado para definir uma formação geológica com alta permeabilidade intrínseca, capaz de armazenar e transmitir água em condições naturais (FETTER, 2001).

Em hidrogeologia, segundo Fetter (2001), as unidades geológicas podem ser classificadas segundo a sua condutividade hidráulica e relação com camadas adjacentes, de forma que uma mesma camada de baixa condutividade possa ser considerada confinante ou condutora.

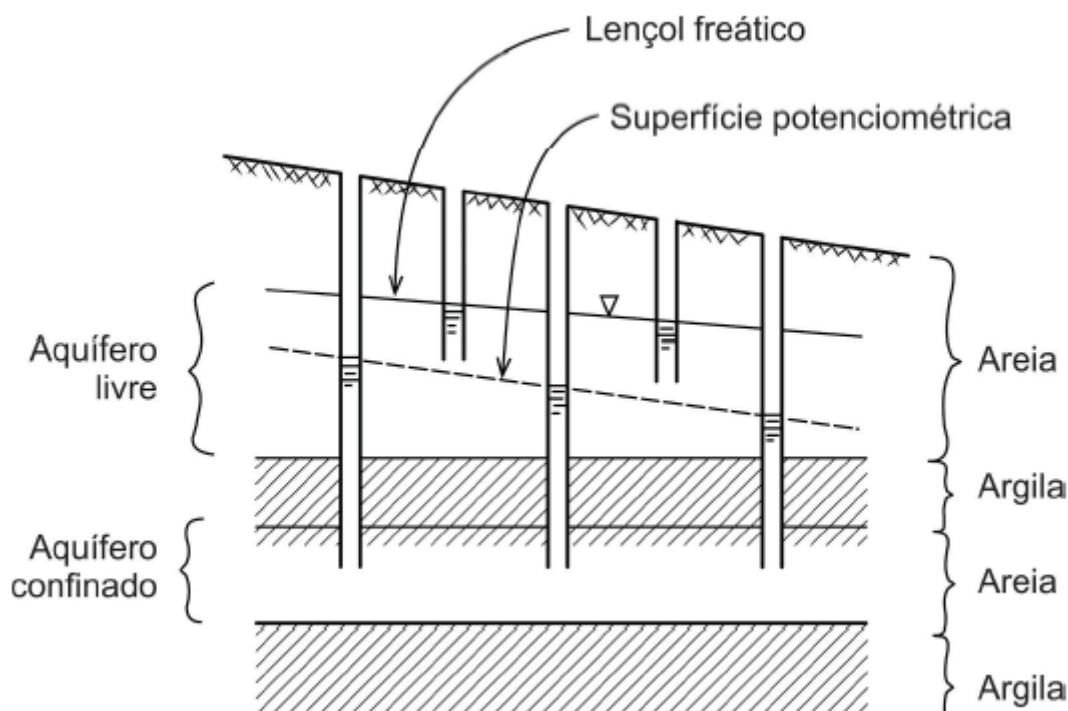
A camada confinante tem permeabilidade intrínseca próxima a zero, o que resulta em baixa condutividade hidráulica e pode ser classificado quanto ao armazenamento e transmissividade: o aquífero confinado é capaz de armazenar água, mas devido à baixa permeabilidade sua transmissão é lenta, impossibilitando a sustentação de poços de bombeamento, apesar de ter sua importância em nível regional (CLEARY, 1989); o aquífero não confinado é uma camada saturada, portanto capaz de armazenar água, contudo é incapaz de transmiti-la (FREEZE & CHERRY, 1979); já o termo aquífero livre é utilizado para definir camadas impermeáveis, que não armazenam ou transmitem água (FETTER, 2001).

No aquífero livre, também denominado não confinado e freático, o limite superior é a superfície freática, na qual a pressão exercida sobre sua superfície se equivale à pressão atmosférica (FREEZE & CHERRY, 1979). Ao ser perfurado um poço, o nível d'água não será alterado, permanecendo em repouso no nível freático (Figura 2.1). O aquífero suspenso é semelhante ao aquífero livre, mas está situado sobre uma lente de baixa permeabilidade na qual a água se acumula. A recarga do aquífero livre é por meio da infiltração descendente direta através da zona não saturada (FETTER, 2001).

O aquífero confinado é sobreposto por uma camada confinante, fazendo com que a pressão da água seja maior que a pressão atmosférica. Ao ser perfurado por um poço, o nível d'água subirá até a superfície potenciométrica (Figura 2.1), que é superior ao topo do aquífero confinado. Caso a superfície potenciométrica seja superior à topografia, o poço produzirá água sem bombeamento, é dito que o aquífero está sob condições de artesianismo. A recarga no aquífero confinado é por meio da

porção aflorante da unidade ou pela infiltração descendente através do aquífero (FETTER, 2001).

Figura 2.1: Relação do nível d'água ao serem perfurados poços em aquíferos livres e confinados.



Fonte: adaptado de Freeze & Cherry (1979)

2.2. Princípios do fluxo de águas subterrâneas

2.2.1. Lei de Darcy

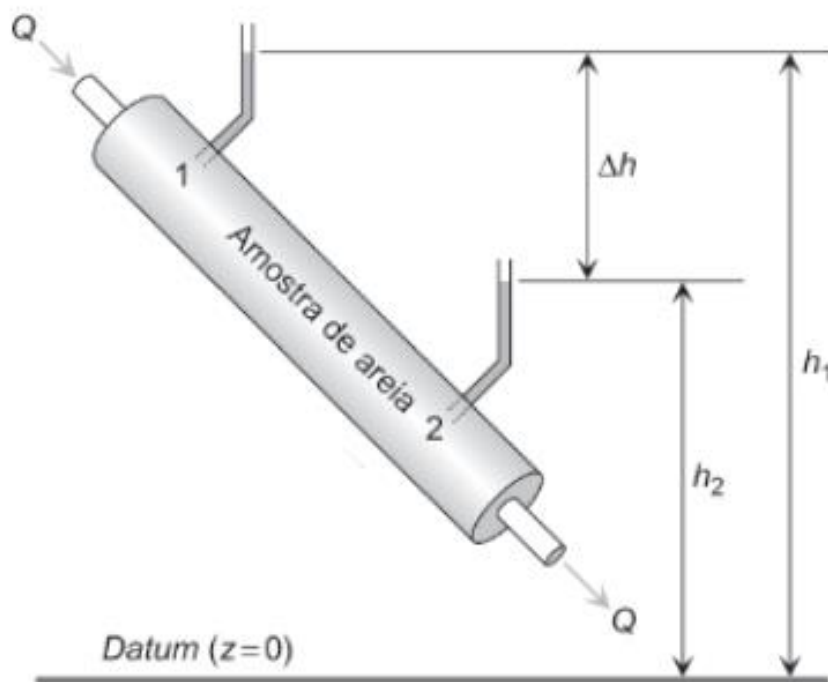
O experimento de Darcy, desenvolvido no século XIX, demonstrou a relação entre o fluxo d'água e o gradiente hidráulico em uma camada de areia em fluxo unidimensional, que define que o fluxo de água subterrânea tem direção do maior potencial energético para o menor. Este experimento foi responsável por determinar os princípios de fluxo de água subterrânea em meios porosos, sendo então nomeado "Lei de Darcy" (Equação (1)):

$$Q = -KA \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

A lei define que a vazão do escoamento unidirecional Q [m³/s] é proporcional à seção transversal A [m²] e ao gradiente hidráulico $\partial h / \partial t$; e K [m/s] é o coeficiente de proporcionalidade chamado condutividade hidráulica, sendo assim definida a Lei de

Darcy. O sinal negativo se deve à direção do fluxo, com direção oposta ao gradiente hidráulico, do maior potencial energético (h_1) ao menor (h_2) (FITTS, 2013), conforme exposto na Figura 2.2.

Figura 2.2: Experimento de Darcy.



Fonte: Fitts (2013).

Na Equação 2, a Lei de Darcy é expressa como a descarga que atravessa uma seção transversal A (FITTS, 2013):

$$q_s = \frac{Q_s}{A} \quad (2)$$

Na qual a descarga específica q_s [m/s] representa a razão $\frac{Q_s}{A}$ que a vazão atravessa uma seção na direção s . Substituindo a Equação (1) em (2), temos:

$$q_s = -K \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3)$$

A Equação da Lei de Darcy é uma forma simplificada de representar um fluxo unidirecional, contudo, na Equação 4, é generalizada para representar um fluxo tridimensional em meio anisotrópico através de um sistema de coordenadas cartesianas x , y e z (FREEZE & CHERRY, 1979):

$$\begin{aligned}
 q_x &= -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\
 q_y &= -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\
 q_z &= -K_z \frac{\partial h}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

Em que a descarga é um vetor de componentes q_x , q_y e q_z , e K_x , K_y e K_z são os valores de condutividade hidráulica nas direções x , y e z .

A Equação Geral do Fluxo que descreve o fluxo subterrâneo será apresentada no Capítulo de Modelagem Matemática, quando serão abordadas as Equações Governantes.

2.2.2. Carga hidráulica

A carga hidráulica corresponde ao nível de elevação de um líquido em relação a um *datum* (Figura 2.2) e à pressão exercida num dado ponto (FETTER, 2001). A Equação 5 expressa essa relação.

$$h = z + \frac{P}{\rho \cdot g} \rightarrow h = z + \frac{P}{\gamma} \tag{5}$$

Onde z [m] é a cota do ponto, P (Pa) é a pressão exercida sobre o ponto, ρ é a massa específica do líquido e g [m/s²] é a aceleração da gravidade. O produto da massa específica e gravidade também pode ser expresso em peso específico γ (N/m³).

2.2.3. Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é o coeficiente de proporcionalidade que reúne as características do meio e do fluido para representar a habilidade que o aquífero tem em conduzir água sob a influência de um gradiente hidráulico (CLEARY, 1989). A Equação 6 descreve essa relação:

$$K = k_i \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu} \tag{6}$$

Onde K é a condutividade hidráulica, k_i a permeabilidade intrínseca do meio poroso [m^2]; ρ é a massa específica do fluido [kg/m^3]; g é a aceleração da gravidade e μ é a viscosidade dinâmica do fluido [$kg/(m.s)$].

2.2.4. Transmissividade

A transmissividade é a medida que descreve o volume de água que atravessa horizontalmente uma seção saturada do aquífero sob uma unidade de gradiente hidráulico. Pode ser expressa pelo produto da condutividade hidráulica e da espessura saturada do aquífero (FETTER, 2001), conforme a Equação 7:

$$T = b \cdot K \quad (7)$$

Onde T é a transmissividade [m^2/s], K é a condutividade hidráulica e b é a espessura saturada do aquífero [m].

2.2.5. Armazenamento específico

O armazenamento específico representa o volume de água que um aquífero saturado libera do seu armazenamento ao diminuir uma unidade de carga hidráulica (FREEZE & CHERRY, 1979), definido pela Equação 9:

$$s_s = \rho \cdot g[\alpha + n\beta] \quad (8)$$

Onde s_s é o armazenamento específico [m^{-1}], ρ é a massa específica do fluido, g é a aceleração da gravidade, α é a compressibilidade do meio geológico, n é a porosidade e β é a compressibilidade do aquífero.

2.3. Modelagem Hidrogeológica

Segundo a definição de Wang & Anderson (1982), “modelo é uma ferramenta desenvolvida para representar uma versão simplificada da realidade” e, por este motivo, é uma ferramenta limitada, visto que a simplificação requer suposições e aproximações. Portanto, o modelo não representa a total complexidade da realidade do fenômeno estudado e a sua validação está condicionada a vários fatores, como a quão próxima a representação do modelo está do fenômeno observado.

No caso de águas subterrâneas, a modelagem pode ser utilizada para entender o sistema aquífero, estimar as propriedades do aquífero, compreender os processos atuantes no aquífero no passado e no presente e fazer previsões do seu comportamento. Os modelos podem ser classificados em modelos de tanque de areia, modelos análogos e modelos matemáticos (WANG & ANDERSON, 1982).

Os modelos de tanque de areia são feitos por tanques e colunas preenchidas por material poroso em que, durante a simulação, os parâmetros hidrogeológicos são medidos através da observação direta do fenômeno simulado. A sua limitação se dá pela escala laboratorial e o resultado da simulação não compreende a escala real do fenômeno, sendo necessário interpretar os resultados para a escala real (WANG & ANDERSON, 1982).

Os modelos análogos representam fenômenos cujas descrições podem ser feitas por diversas equações diferenciais análogas à Lei de Darcy. Os modelos de fluidos viscosos, também chamado modelo de Hele-Shaw ou de placas paralelas, utilizam fluidos mais viscosos que a água e o submetem a escoamento entre placas paralelas, cujo comportamento do fluido é regido pela Equação de Pouseuille. Os modelos elétricos utilizam-se da lei de Ohm para fluxo de corrente elétrica e são utilizados para observação de fenômenos de menor escala (WANG & ANDERSON, 1982).

Os modelos matemáticos utilizam de conjuntos de equações diferenciais que governam o fluxo da água subterrânea e às condições impostas aos limites do modelo e sua resolução é feita através de soluções analíticas ou numéricas (WANG & ANDERSON, 1982). Os modelos matemáticos são discutidos na sequência.

2.3.1. Modelo Conceitual

Para desenvolver uma representação de um fenômeno real, algumas simplificações e premissas devem ser tomadas para desenvolver o modelo matemático. Para tal, o modelo conceitual reúne informações relevantes e assume simplificações sobre as unidades hidrogeológicas, sua geometria e parâmetros, variáveis externas, entre outros, de modo que o modelo cumpra seu objetivo.

2.3.2. Modelagem Matemática

Segundo Anderson et al. (2015), os modelos matemáticos de fluxo de água subterrânea consistem na equação governante (derivada do princípio de conservação de massa e do princípio da Lei de Darcy, visto no Capítulo 2.2.1); das condições de contorno (representam os processos atuantes nos limites do modelo); e condições iniciais (para regimes transientes, nos quais as cargas hidráulicas variam ao longo do tempo). A aplicação do modelo matemático é feita através de soluções analíticas ou numéricas.

2.3.2.1. Equações Governantes

A equação governante descreve o fluxo subterrâneo tridimensional em regime transiente de um fluido com uma fase, densidade constante e em meio poroso, sob a Lei de Darcy e o princípio de conservação das massas, o qual afirma que a matéria não pode ser criada ou destruída (ANDERSON et al., 2015).

A partir da Equação 4, ao ser considerado o princípio de conservação de massas, a equação governante associa o balanço hídrico, em que a diferença entre a saída e entrada de água no sistema é o armazenamento (ANDERSON et al., 2015), conforme apresentado na Equação 9:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) - w = Ss \frac{dh}{dt} \quad (9)$$

Onde a variação do gradiente hidráulico dh/dt do armazenamento (Ss) é igual à variação de fluxo de água $\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right)$, $\frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right)$ e $\frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right)$ interna ao sistema nos eixos cartesianos x , y e z , e w representa a injeção ou extração de água externa ao sistema.

A Equação 9 assume que o fluxo está alinhado ao eixo cartesiano, contudo a equação pode ainda incluir os nove tensores da condutividade hidráulica, como apresentado na matriz:

$$\mathbf{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix}$$

2.3.2.2. Condições de Contorno

As condições de contorno são elementos que representam barreiras que fazem a interação entre os processos atuantes no interior do modelo e fora dele. Podem ser contornos físicos, quando há presença de rochas impermeáveis, falhas geológicas ou corpos d'águas superficiais que influenciam o escoamento, ou contornos hidráulicos, que definem o escoamento, como divisores de água e linhas de fluxo. As condições de contorno são classificadas do ponto de vista matemático em três tipos:

- Tipo 1 ou Condição de Carga Hidráulica Especificada (Dirichlet): a carga hidráulica ao longo do limite tem valor único e conhecido em todo o contorno, contudo, podem variar ao longo do espaço. Podem ser rios, lagos, drenagens ou mar e interagem livremente com o aquífero, visto que o nível dos corpos d'água são o mesmo do nível freático (SPITZ & MORENO, 1996);
- Tipo 2 ou Condição de Fluxo Especificado (Neumann): o fluxo no limite da região é especificado, podendo ter valor nulo ou não. Quando o valor é nulo, é chamado não fluxo, o contorno é considerado impermeável seja numa linha de fluxo, divisor de água ou rocha impermeável e, quando não nulo, o seu gradiente hidráulico é conhecido através da Lei de Darcy (SPITZ & MORENO, 1996);
- Tipo 3 ou Fluxo Dependente da Carga Hidráulica ou Condições Mistas (Robin ou Cauchy): a carga hidráulica especificada no limite e o fluxo apresentam diferentes gradientes, sendo o limite de tipo 3 função linear da carga hidráulica e do fluxo, calculados através da Lei de Darcy (SPITZ & MORENO, 1996).

As condições iniciais podem ser consideradas condição de contorno temporal do regime transiente (cargas hidráulicas que variam com o tempo) e são especificadas em toda a área do modelo, pois os resultados dos primeiros momentos da simulação são responsáveis por grande influência das condições iniciais. Comumente é gerado um modelo em regime permanente (sem variação da carga hidráulica com a passagem de tempo) e sua carga será utilizada pelo modelo transiente para compor a condição inicial (SPITZ & MORENO, 1996 e ANDERSON et al., 2015).

2.3.2.3. Soluções Analíticas e Numéricas

Soluções analíticas requerem condições iniciais e de contorno simplificadas, além de homogeneidade e isotropia do meio para a resolução da equação de fluxo regente, na qual são consideradas poucas variáveis, não sendo necessário um grande número de dados, visto que os parâmetros das equações contêm o mesmo valor, sendo de fácil resolução. Contudo, a limitação da simplificação impede a resolução da solução analítica para aquíferos não regulares e heterogêneos, sendo necessário aplicar a solução numérica. São utilizados para simular o fluxo em poços e correntes e transporte de massa e de calor (FETTER, 2001; ANDERSON et al., 2015).

Com a popularização do uso de computadores digitais e avanço tecnológico na década de 60, os modelos numéricos têm sido preteridos a solucionar modelos matemáticos que simulem fluxo de água subterrânea e transporte de contaminantes (WANG & ANDERSON, 1982).

O modelo numérico é utilizado para condições de contorno complexas e para parâmetros que variam no modelo. Para a solução numérica, é feita a discretização do modelo em nós, nos quais a equação governante é aproximada para cada nó com distribuição espacial e temporal distinta. A discretização permite a solução da equação governante para modelos complexos e transientes (ANDERSON et al., 2015). A discretização do modelo pode ser feita através do método de diferenças finitas ou do método de elementos finitos.

2.3.2.4. Método de diferenças finitas e método de elementos finitos

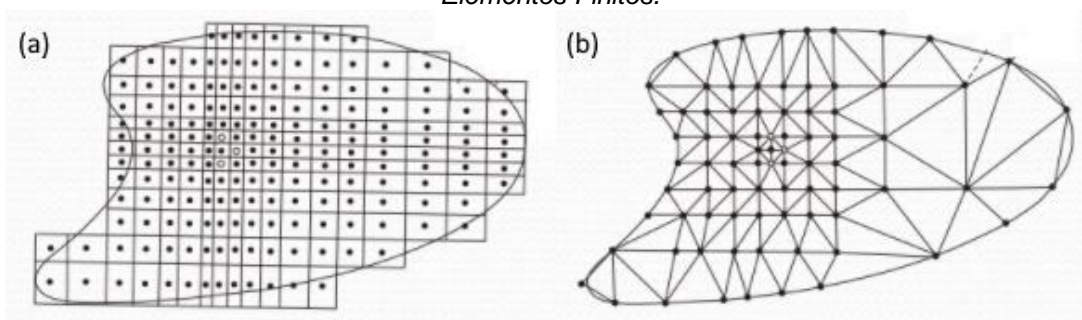
A malha de discretização do método de diferenças finitas (FDM — *Finite Difference Method*) é um grid retangular em que cada unidade constitui um elemento (Figura 2.3a). Os nós estão no centro dos elementos e são localizados através do índice (i, j, k) , no qual cada nó está associado a uma equação aproximada à equação governante e a integração entre os nós é feita através da diferenciação entre eles (ANDERSON et al., 2015).

No método dos elementos finitos (FEM — *Finite Element Method*), os nós constituem os vértices da malha (Figura 2.3b). Esta é chamada de *mesh* e a sua geometria é poligonal e irregular, geralmente triangular e, assim como no FDM, cada nó está associado a uma equação aproximada à equação governante, e a integração

dos nós é realizada através da aproximação por interpolação das equações inerentes a eles (ANDERSON et al., 2015).

A versatilidade geométrica da discretização do FEM ao se ajustar nos limites do modelo garante vantagem sobre o FDM, pois a sua flexibilidade permite melhor encaixe em limites irregulares do modelo, além da maior capacidade de representar meios heterogêneos e anisotrópicos (FETTER, 2001).

Figura 2.3: Malhas de modelos matemáticos. (a) Método das Diferenças Finitas; (b) Método dos Elementos Finitos.



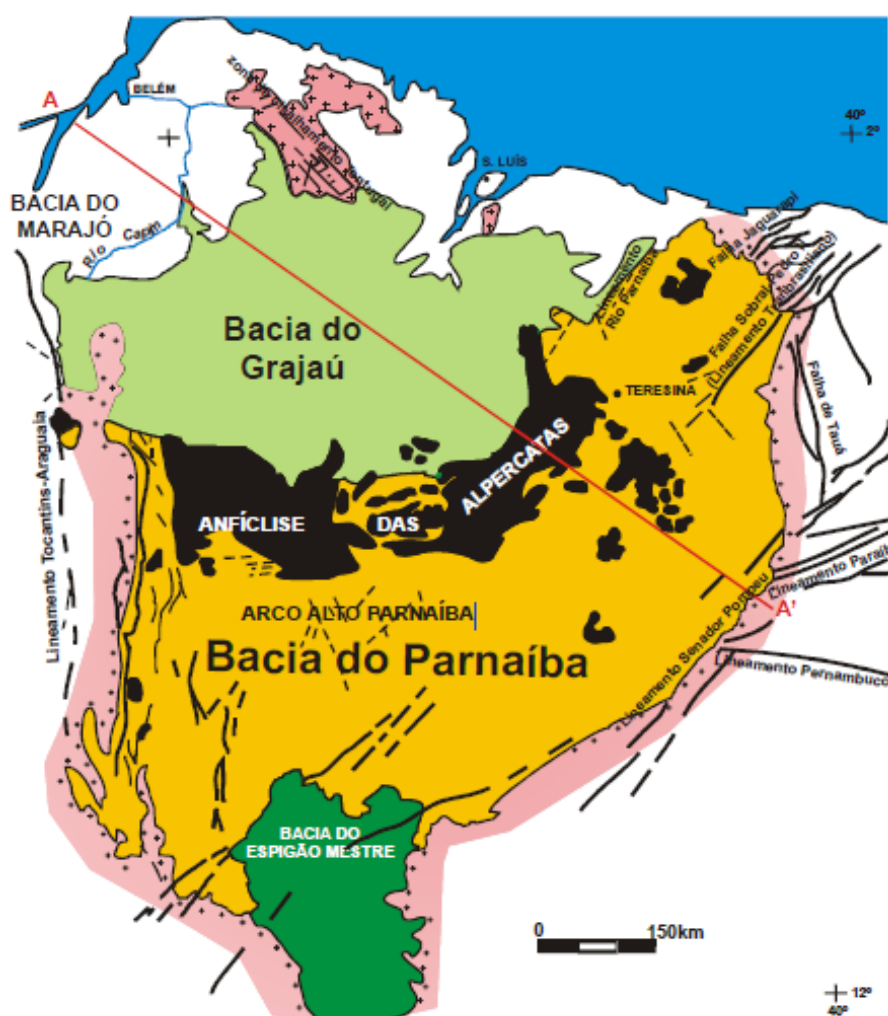
Fonte: adaptado de Wang & Anderson, 1982.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

3.1. Contexto Geológico

A Província Sedimentar do Parnaíba (Figura 3.1) está situada no nordeste brasileiro e é dividida em quatro sítios deposicionais com gêneses distintas: Bacia do Parnaíba (Siluriano-Triássico), Bacia das Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Bacia do Grajaú (Cretáceo) e Bacia do Espigão Mestre (Cretáceo) (GOES & FEIJÓ, 1995).

Figura 3.1: Mapa litológico da Província Parnaíba.



Fonte: Caputo et al. (2005).

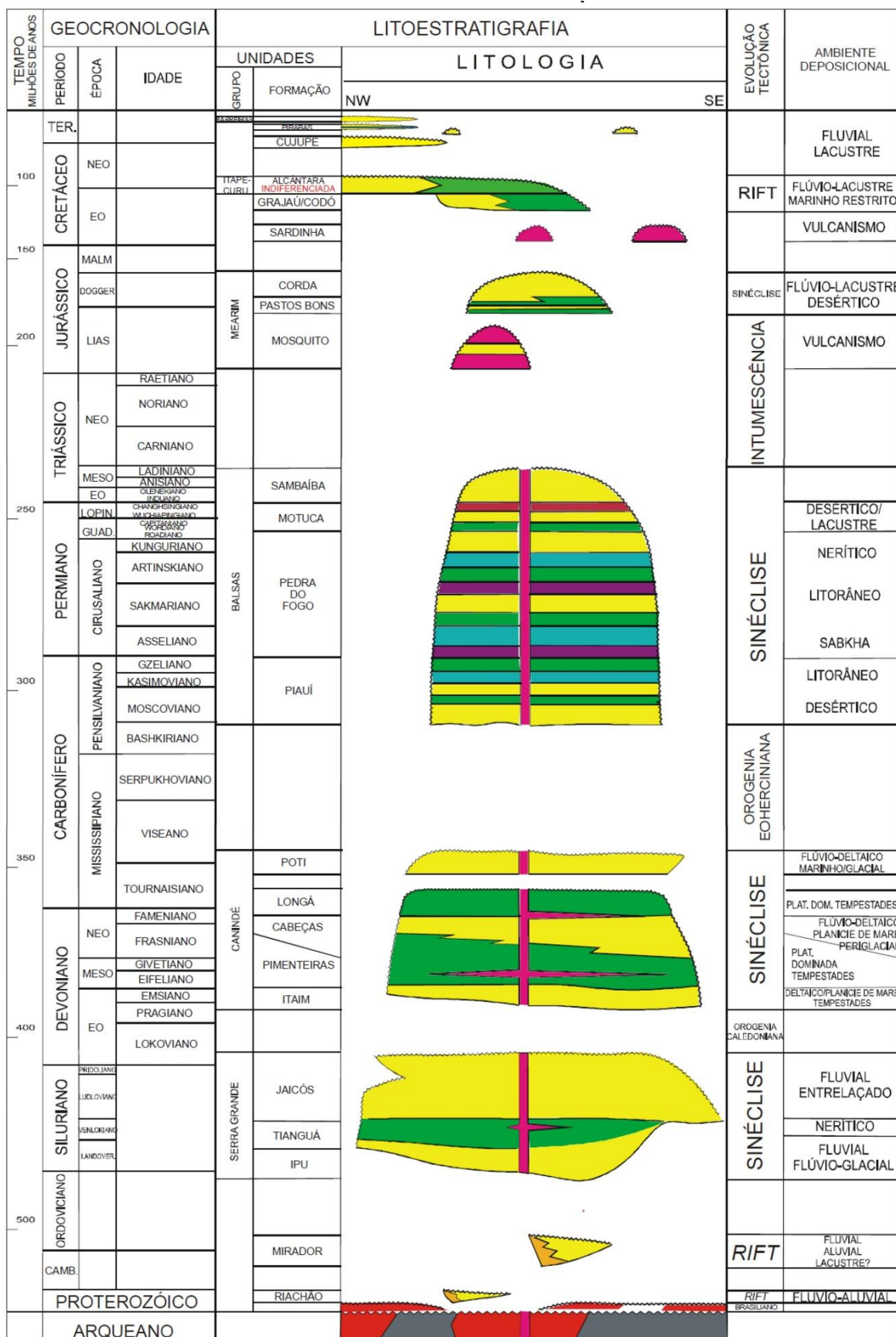
A Bacia do Parnaíba é classificada como uma bacia intracratônica com 600 mil km² de superfície e cujo preenchimento sedimentar tem espessura máxima de 3.500 m no seu depocentro. Há soleiras e derrames basálticos de até 500 m de espessura (VAZ et al., 2007; CAPUTO et al., 2005).

O embasamento da Bacia do Parnaíba é composto por rochas magmáticas do Ciclo Brasileiro e rochas metassedimentares de grau baixo a intermediário do Grupo Jaibaras. Estas preenchem os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato, com lineamento Norte-Sul e que controlaram o depocentro inicial da bacia (BRITO NEVES, 1998; VAZ et al., 2007)

Ao final do Ordoviciano, a atividade termotectônica Brasileiro-Panafricano deu início à fase de subsidência-flexural da bacia de forma lenta, controlada pelos lineamentos reliquiais pré-Cambrianos Transbrasiliano (SO-NE), Picos-Santa Inês (NO-SE) e Tocantins-Araguaia (N-S), e consequente preenchimento sedimentar da bacia (CAPUTO et al., 2005; VAZ et al., 2007; CORDANI et al., 1994).

Vaz et al. (2007) dividiu a bacia em cinco supersequências deposicionais delimitadas por discordâncias: a sequência siluriana, correspondente ao grupo Serra Grande; a sequência mesodevoniano-eocarbonífero, composta pelo Grupo Canindé, sequência neocarbonífera-eotriássica, ao Grupo Balsas; a sequência jurássica, correspondente à Formação Pastos Bons; e a sequência cretácea, que corresponde às Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru. Também associado às sequências deposicionais, o magmatismo básico relativo à ruptura do Pangea foi responsável por derrames vulcânicos e intrusões magmáticas (diques e soleiras) das Formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo) (Figura 3.2).

Figura 3.2: Tabela estratigráfica e seqüências



Fonte: Caputo et al. (2005).

A área de estudo está localizada na porção oriental da Bacia do Parnaíba, onde aflora o Grupo Serra Grande, portanto a sequência siluriana de Vaz et al. (2007) será abordada a seguir.

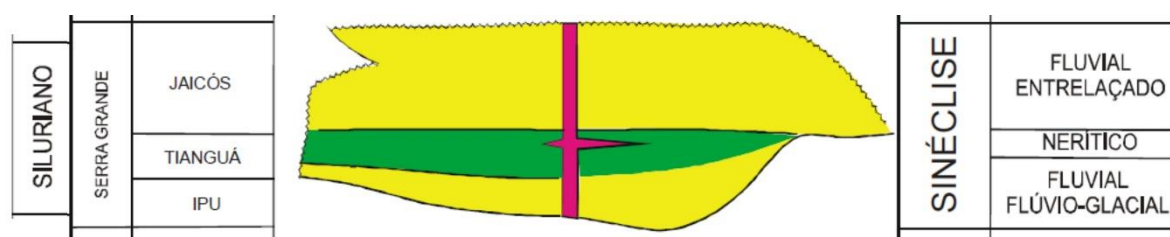
3.1.1. Grupo Serra Grande

Corresponde ao Grupo Serra Grande o pacote sedimentar basal da Bacia do Parnaíba com até 900 m de espessura. Em subsuperfície ocorre em praticamente toda a extensão da bacia, porém a sua porção aflorante está restrita a uma faixa oriental da bacia (VAZ et al., 2007).

O Grupo Serra Grande compreende a sequência mais antiga da Bacia do Parnaíba, disposto sobre o embasamento de idades cambrianas a ordovicianos e rochas proterozóicas, foi formado após o ciclo termotectônico Brasileiro-Panafricano, no final do Ordoviciano, compondo um ciclo transgressivo-regressivo completo (VAZ et al., 2007).

Caputo & Lima (1984) caracterizaram o ambiente inicial de deposição do Grupo Serra Grande como continental fluvial, com início da sedimentação no final do Ordoviciano, relacionado à Formação Ipu, sobreposta concordantemente pelo ciclo marinho transicional da Formação Tianguá (Siluriano) e, por último, o ciclo continental fluvial da Formação Jaicós (Siluriano), concordante com a formação Tianguá e discordante à formação superior do Grupo Canindé (Figura 3.3).

Figura 3.3: Carta estratigráfica simplificada do Grupo Serra Grande



Fonte: modificado de Caputo et al. (2005).

A Formação Ipu, que constitui a base da bacia, tem espessura máxima de 350 m (GOES & FEIJÓ, 1994) e é composta de arenitos finos a médios amarelados e róseos, com estratificação cruzada, sobrepostos por conglomerados e arenitos conglomeráticos, havendo presença de seixos estriados e outras características

típicas de ambientes flúvio-glaciais, não sendo registradas ocorrências fósseis (CAPUTO & LIMA, 1984).

A formação Tianguá é composta de folhelhos, siltitos cinza e arenitos cinza-esbranquiçados intercalados, a correlação dos fósseis presentes são de idade Eosiluriana (CAPUTO & LIMA, 1984) e apresenta espessura máxima de 200 m (GOES & FEIJÓ, 1994).

A Formação Jaicós tem espessura máxima de 360 m (GOES & FEIJÓ, 1994) e é constituída de arenitos e conglomerados cinza esbranquiçados com alterações para cores amareladas (CAPUTO & LIMA, 1984).

3.1.2. Geologia local

Na região do município de Cocal dos Aves afloram as rochas do Grupo Serra Grande, não havendo, contudo, um mapeamento de detalhe que faça distinção entre as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós no Estado do Piauí. Conforme apresentado por Aguiar & Gomes (2004), em 80% do município afloram arenito, conglomerado, intercalações de siltito e folhelho, pertencentes ao Grupo Serra Grande, e outros 20% da área ocorrem coberturas sedimentares representadas por areia, argila, conglomerado e laterito, da unidade denominada Depósitos Colúvio-Eluvial.

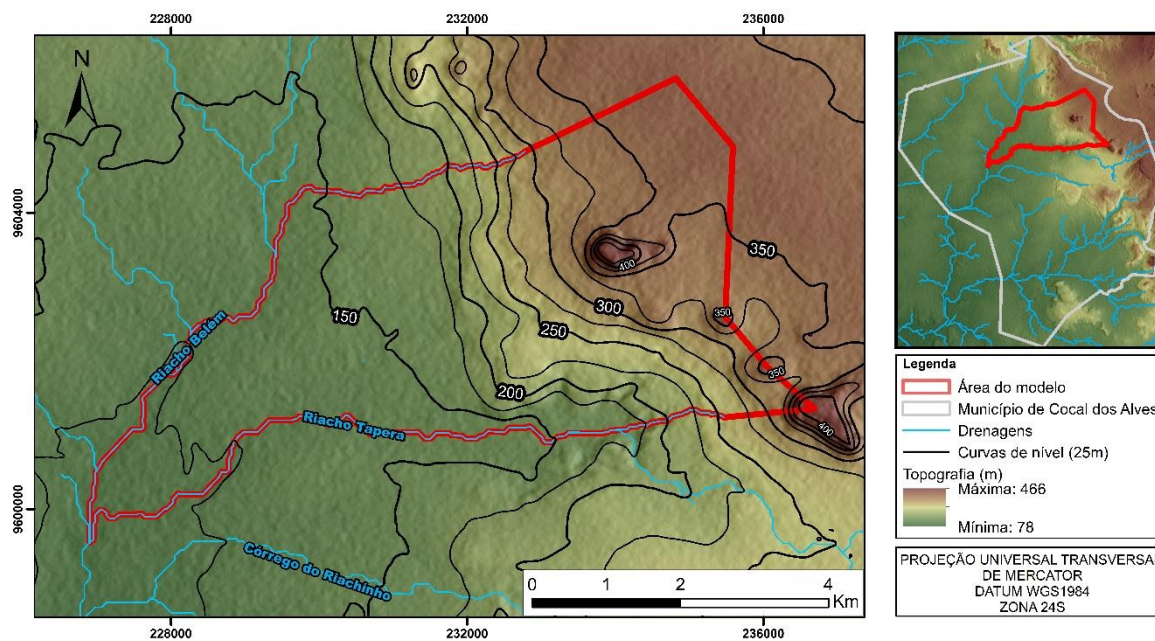
3.2. Geomorfologia

O município de Cocal dos Alves está inserido no domínio do Planalto do Ibiapaba, conforme classificado pelo IBGE em 1995, e compreende a porção nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Compreende um conjunto de platôs e planaltos rebaixados com alinhamento aproximado norte-sul e suavemente basculados para oeste, com ângulo de mergulho de 5° a 10°, cujas cotas costumam ser superiores a 400 m e atingem 800 m a 900 m no topo do platô, a leste (DANNI, 1972).

Na superfície de cimeira afloram as unidades do Grupo Serra Grande, seção basal da bacia do Parnaíba, assentados sobre o embasamento ígneo-metamórfico da Faixa de Dobramentos do Nordeste, aflorante no território do Ceará sob feições de escarpas erosivas e, a oeste, a Chapada do Ibiapaba faz limite com as Superfícies Aplainadas da bacia do Parnaíba (PFALTZGRAFF, 2010).

A Figura 3.4 apresenta o mapa topográfico de Cocal dos Alves, com enfoque na área de modelagem, na qual é notável uma porção aplainada a oeste, com aumento abrupto da topografia a nordeste, atingindo cota máxima de 466 m.

Figura 3.4: Mapa topográfico da área de estudos.



3.3. Clima

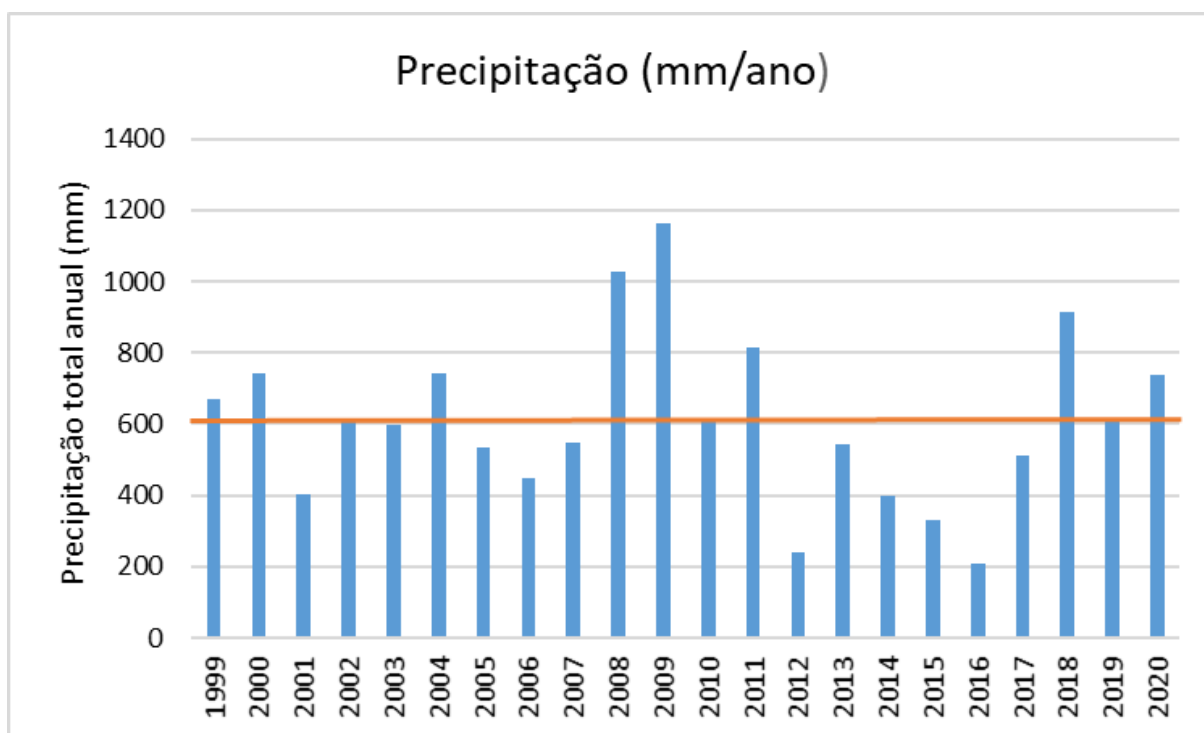
A classificação climática do IBGE (2002) determina a região nordeste do Piauí como Zona Equatorial Quente, que define médias climáticas maiores que 18 °C em todos os meses e precipitação pluviométrica concentrada em seis meses do ano, sendo a estação chuvosa bem definida regida pelo Regime Equatorial Marinho. A classificação de Köppen-Geiger define a região como Aw', ou seja, clima tropical com estação seca no inverno (AGUIAR, 2017).

No município de Cocal dos Alves, as temperaturas mínimas e máximas estão entre 25 °C e 35 °C e a variação de precipitação pluviométrica anual está entre 800 mm, em eventos de seca, e 1.600 mm, com chuvas concentradas entre os meses de dezembro a maio (AGUIAR & GOMES, 2004).

A partir da estação pluviométrica 341033, localizada a cerca de 40 km da área de estudo, no município de Viçosa do Ceará (CE), foi elaborado o gráfico da Figura 3.5 com os dados de monitoramento disponibilizados pela Agência Nacional das

Águas (ANA) no sistema Hidroweb. A média de precipitação nos 22 anos de registro foi de 610 mm/ano, reitera-se que não houve registro em todos os meses nos anos de 2012 e 2015, contudo foi a estação mais próxima da área de estudo com o maior número de dados.

Figura 3.5: Monitoramento pluviométrico na estação de Viçosa do Ceará.



Fonte: Hidroweb (ANA)

3.4. Hidrogeologia

A formação de aquíferos e aquíferos confinados presentes na Bacia do Parnaíba está intimamente relacionada aos ciclos tectônicos de subsidência, em que houve deposição de sedimentos clásticos grosseiros, e de estabilidade, com sedimentação de clásticos finos, coincidindo, portanto, com os depósitos sedimentares.

O Grupo Serra Grande comporta o aquífero homônimo, aflorante na borda leste da bacia como aquífero livre e confinado em sua maior parte pelas unidades sobrepostas. O aquífero é limitado pelo embasamento impermeável, possui espessura média de 500 m e é composto por arenitos grosseiros a médios, intercalações de siltitos e arenitos finos.

Segundo Aguiar (2017), a recarga ocorre principalmente através da infiltração pluviométrica e a descarga através das drenagens e exploração do aquífero feita com poços artesianos, que apresentam boa produtividade.

A Tabela 3.1 apresenta a compilação de valores de condutividade hidráulica encontrados na literatura para o aquífero Serra Grande.

Tabela 3.1: Valores de condutividade hidráulica apresentados na literatura.

Bibliografia	Condutividade Hidráulica (m/s)
Silva (1979)	9,1E-6
Vidal (2003)	4,7E-6 a 5,3E-6
Silva (2018)	1E-5
Feitosa (1990)	9,10E-6 a 2,7E-5
Correia Filho et al. (2009)	2.80E-05

Segundo Fitts (2012), a porosidade é a porcentagem de espaços vazios na rocha ou solo, e a porosidade efetiva representa apenas os poros interconectados, capazes de conduzir fluidos, visto que podem haver poros isolados ou mal conectados. Em aquíferos sedimentares, a porosidade pode variar de 10% a 60% e a porosidade efetiva entre 1% a 30% (FETTER, 2001).

Na modelo matemático desenvolvido por Vidal (2003), foi adotado os valores de 40% para porosidade e 25% para porosidade específica no Grupo Serra Grande, respectivamente. Já Correia Filho et al. (2009) estimou o valor de porosidade efetiva do aquífero em função de suas características litológicas, na ordem de 3%. Ainda, Aronchi (2017) determinou a porosidade das Formações Ipú e Jaicós através da análise de imagem a partir de lâmina delgada e pela impregnação de ferrofluido, no qual para a Formação Ipú a porosidade variou entre 3% e 31% e na Formação Jaicós de 10% a 23%.

Para complementar os dados hidrogeológicos do aquífero Serra Grande na região de Cocal dos Alves, a Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS-CPRM) conta com um poço de monitoramento de nível d'água no município de Cocal dos Alves. O poço 2200045223 está localizado na zona urbana na Unidade Escolar Teotônio Ferreira (Figura 3.6). A Figura 3.7 apresenta o gráfico de evolução de nível d'água, cujo monitoramento se iniciou em 30/03/2011 e finalizou em 31/10/2019, e o perfil construtivo do poço, com 93 m de profundidade, sendo descrita areia fina nos primeiros 4 m e demais profundidades a litologia arenito médio.

Figura 3.6: Localização do poço de monitoramento RIMAS.

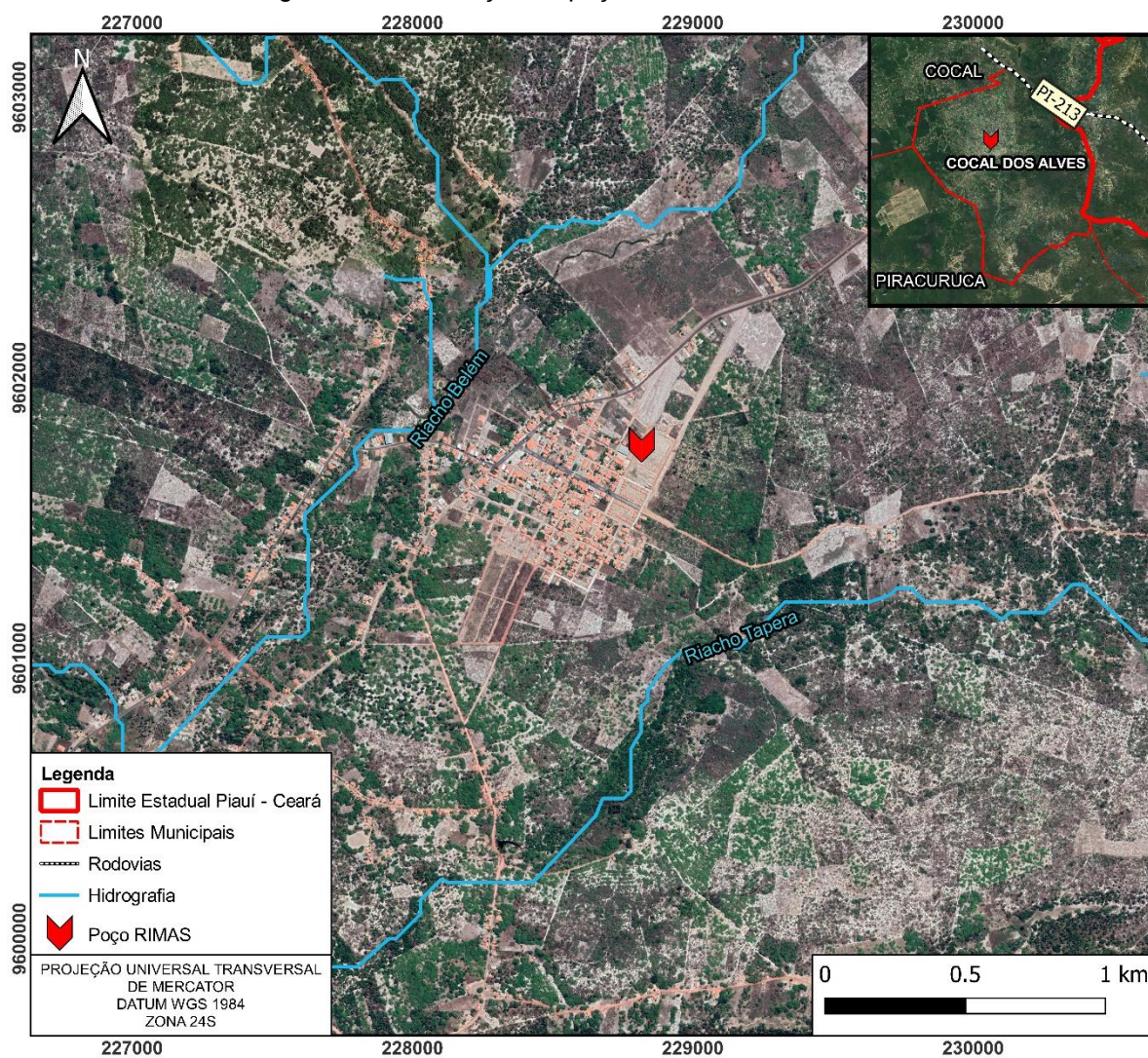


Figura 3.7: Monitoramento do nível d'água no poço RIMAS e perfil geológico construtivo.



4. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia aplicada para o desenvolvimento do presente trabalho foi baseada nos Protocolos de Aplicação de Modelos Matemáticos (PAMMs) apresentados por Spitz e Moreno (1996) e Anderson et al. (2015), de forma que a elaboração do modelo matemático foi desenvolvida em cinco etapas principais, apresentadas a seguir.

4.1. Pesquisa Bibliográfica e Preparação

Na primeira etapa foi realizada a pesquisa bibliográfica de trabalhos de interesse, referentes à geologia, hidrogeologia, cartografia, caracterização da área, entre outros, que foram consultados durante todo o desenvolvimento do trabalho.

As informações sobre o nível d'água no aquífero foram adquiridas por meio da Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS-CPRM), que disponibiliza informações do monitoramento do nível d'água no poço localizado no município de Cocal dos Alves-PI, além de informações sobre o perfil descritivo, conforme apresentado na capítulo de Hidrogeologia.

A base topográfica utilizada foi adquirida através do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), do qual também foi extraído a hidrografia, com consulta do Mapa de Pontos d'Água de Cocal dos Alves (CPRM, 2003). A espessura do modelo foi resultado da composição de informações da superfície topográfica e da rasterização do mapa de profundidade do embasamento da Bacia do Parnaíba, apresentado no trabalho de Aguiar (2017).

4.2. Elaboração do Modelo Conceitual

Com a organização dos dados de caráter espacial e hidrogeológico, a elaboração do modelo conceitual foi responsável por assumir suposições que visam simplificar a dinâmica das águas subterrâneas e limitar as fronteiras do aquífero a ser modelado.

4.3. Construção do Modelo Numérico

Para atender ao objetivo do trabalho e às geometrias complexas do aquífero, Diersch (2014) defende que o melhor método a ser utilizado é de elementos finitos, o qual foi o escolhido para a resolução do problema, sendo o FEFLOW (Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System) o programa computacional adotado.

O modelo conceitual é convertido em modelo matemático no FEFLOW por meio da discretização espacial, determinação das condições de contorno e atribuições de valores de parâmetros do aquífero.

4.4. Calibração em Regime Permanente

Após a estruturação do modelo no ambiente do *software*, a fase de calibração é responsável por atribuir valores aos parâmetros do aquífero e certificar a validade dos modelos conceitual e numérico. No processo de calibração em regime permanente, o modelo deve apresentar o aquífero em condições de equilíbrio, de forma que os valores de recarga e descarga devem ser equivalentes. Neste sentido, pressupõe-se que as condições de contorno são adequadas.

Para realizar esta análise, os valores de condutividade hidráulica e recarga foram balizados e a partir da comparação dos parâmetros calculados e consultados na bibliografia, foi possível atingir um valor de carga hidráulica satisfatório (calculado), o mais próximo possível do valor medido no poço de monitoramento (real).

4.5. Análise e Discussão dos Resultados

Com a validação da calibração, a aplicação do modelo deve cumprir a sua proposta dentro da margem de erro definida de 5%. Após satisfazer essa condição, a análise de sensibilidade é responsável por investigar a resposta da variação de carga hidráulica sob a variação dos parâmetros hidrogeológicos. Para os objetivos propostos, foi realizada uma análise e discussão sobre resultados da calibração em regime permanente, em respeito às suposições e simplificações tomadas para compor o modelo conceitual, valores de recarga e carga hidráulica calculada, margem de erro admitida, balanço hídrico total do modelo e análise de sensibilidade.

5. RESULTADOS

5.1. Modelo Conceitual

Para formulação do modelo conceitual, o perfil construtivo disponibilizado pelo RIMAS descreve uma seção de 93 m de arenito médio e, apesar de o Grupo Serra Grande ser composto de diferentes fácies litológicas, admitiu-se tratar de um aquífero livre de camada homogênea e anisotrópica que representa o Grupo Serra Grande na região de Cocal dos Alves (PI).

O contato com o embasamento cristalino da bacia compõe a condição de contorno de não fluxo no limite inferior do modelo, os limites laterais são as drenagens, tidas como condição de contorno de carga hidráulica conhecida, e os divisores de água, assim como o limite inferior, são condição de não-fluxo.

Admite-se que a recarga ocorre exclusivamente através da precipitação pluviométrica e que a descarga ocorre nas drenagens que limitam o modelo.

A calibração terá como base o dado de nível d'água disponibilizados pelo poço de monitoramento do RIMAS, inserido na área de estudo.

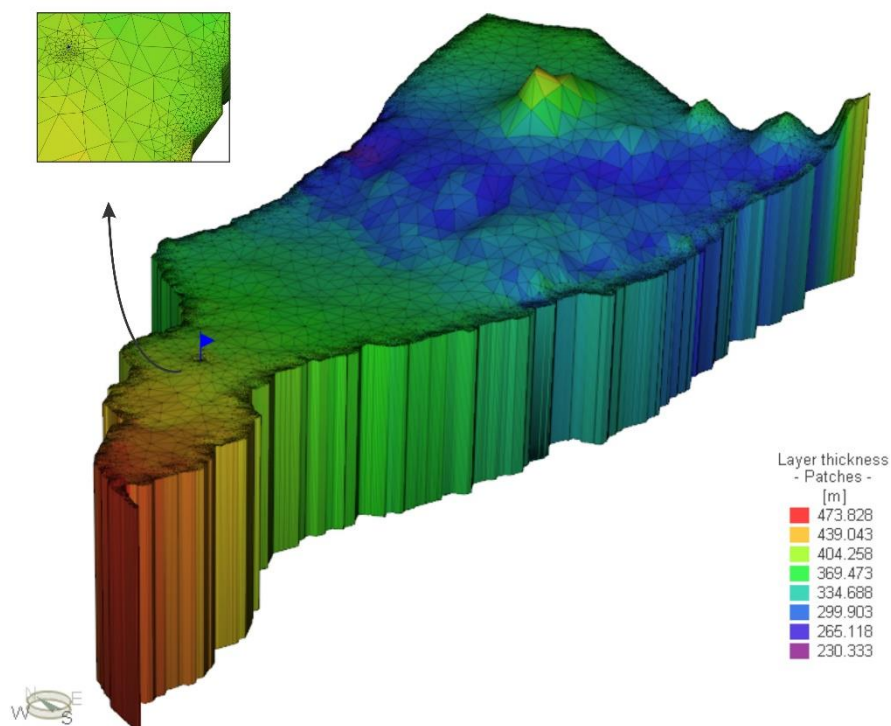
5.2. Modelo Numérico

5.2.1. Malha e condições de contorno

O modelo é composto por uma camada (*layer*), representando o aquífero Serra Grande, e duas superfícies (*slices*) que representam os limites superior e inferior, respectivamente a topografia extraída do satélite Alos e o topo do embasamento cristalino extraído do trabalho de Aguiar (2017), o que resultou em um modelo de espessura variada, entre 473 m e 230 m, e área superficial 27,5 km² (Figura 5.1).

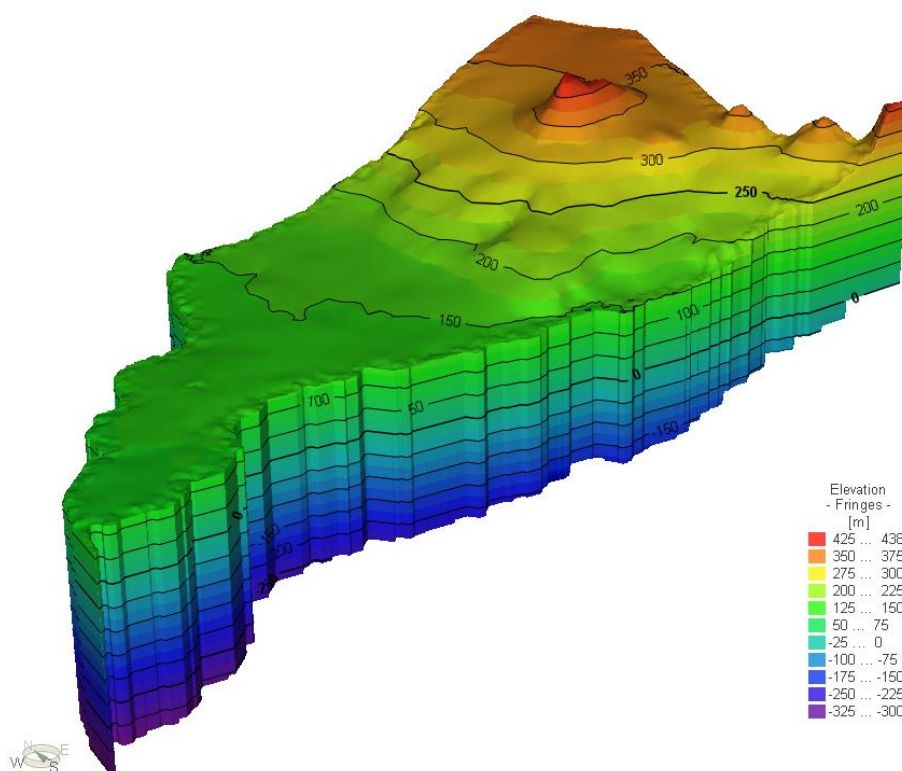
A discretização do modelo gerou uma malha com 24.897 elementos prismáticos triangulares e 26.879 nós. O refinamento da malha foi feito nos limites laterais e no entorno do poço de monitoramento, com arestas de aproximadamente 10 m, enquanto na área não refinada atingem cerca de 300 m, como mostra o detalhe da Figura 5.1. A malha é considerada de boa qualidade, uma vez que 0,1% dos elementos possuem ângulo maior que 120° e apenas 15,7% dos ângulos são maiores que 90°, não havendo nenhum elemento que viole o Critério de Qualidade de Delaunay.

Figura 5.1: Discretização da malha e espessura do modelo.



A Figura 5.2 mostra a topografia da área de estudo, que possui elevação máxima de 438 m e mínima de 111 m, sendo que em subsuperfície a menor elevação da base do modelo atinge -325 m em relação ao nível do mar.

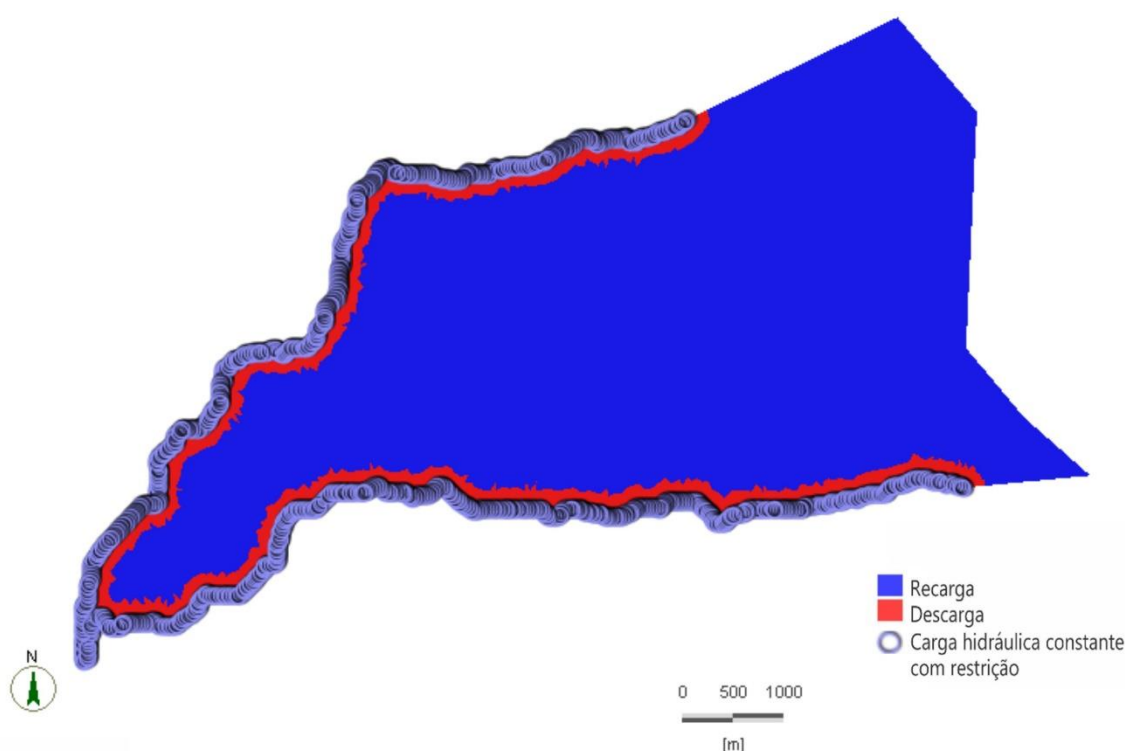
Figura 5.2: Topografia da área de estudo



Nas drenagens foram definidas a condição de contorno de carga hidráulica constante com restrição (*seepage face*), em que há retirada de água do modelo quando a carga hidráulica ultrapassa a topografia, caso a carga seja inferior às cotas topográficas, é admitido que a drenagem está seca (Figura 5.3).

Ainda na Figura 5.3 são apresentadas as áreas de recarga e descarga do aquífero, de forma que zona de descarga do modelo se deu num perímetro aproximado de 150m das drenagens, enquanto a área de recarga está no restante da área superficial do modelo.

Figura 5.3: Condições de contorno e recarga.



5.2.2. Calibração

A calibração da carga hidráulica foi feita com base no primeiro dado de monitoramento de nível d'água disponibilizada pelo RIMAS, que em 30/03/2011 registrou 124,84 m de carga hidráulica. Após 40 calibrações, o melhor resultado calculado foi de 124,83 m, como apresenta a Tabela 5.1, juntamente com os valores dos parâmetros de condutividade hidráulica, porosidade efetiva e recarga calculados, além do erro.

Tabela 5.1: Resultado da calibração.

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA			POROSIDADE (%)	RECARGA (mm/ano)	CARGA HIDRÁULICA OBSERVADA (m)	CARGA HIDRÁULICA CALCULADA (m)	ERRO (m)
KX [m/s]	KY [m/s]	KZ [m/s]					
2.045E-05	2.045E-05	2.045E-06	3,00	60,00	124,84	124.83678	0,00321985

A Figura 5.4 apresenta o resultado de balanço hídrico do modelo calibrado, em m³/dia, no qual o valor em verde é a recarga por precipitação e em vermelho a descarga que ocorre nas drenagens.

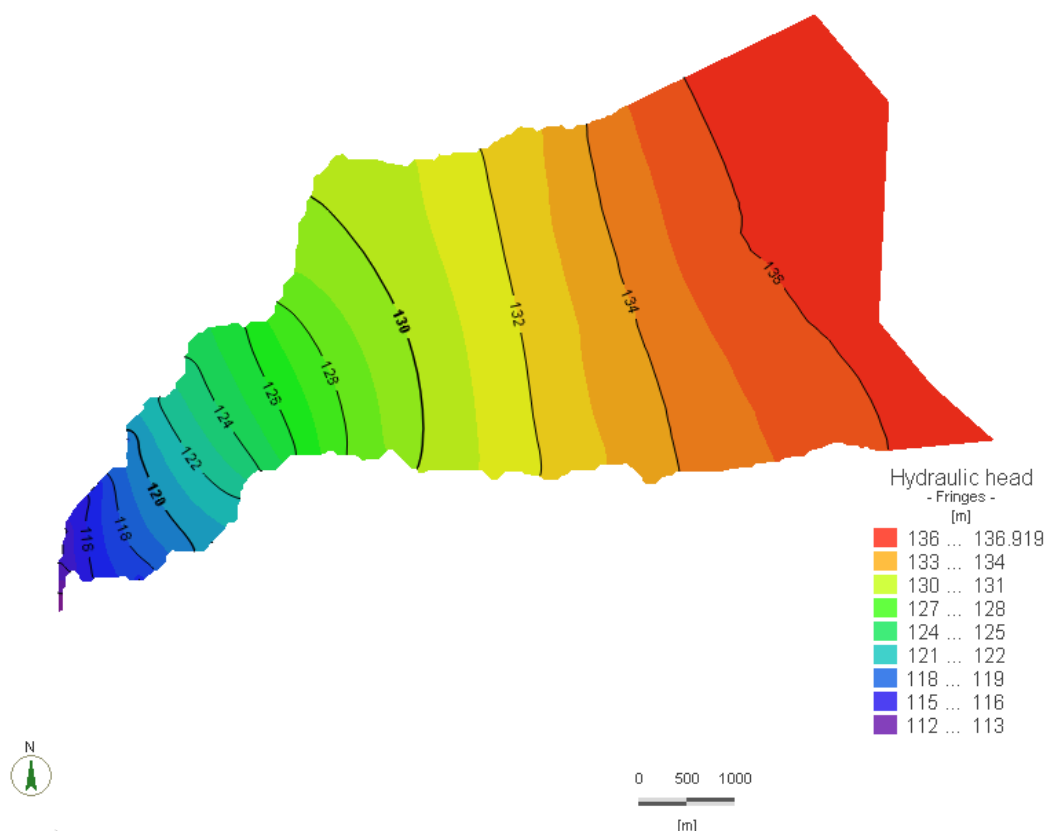
Figura 5.4: Balanço de fluxo.

Active [m ³ /d]	
Dirichlet BCs	-3894.2
Neumann BCs	
Cauchy BCs	
Wells	
Distributed Sink(-)/Source(+)	+3894.2
Storage Capture(-)/Release(+)	
Imbalance	+1.7401e-07

Conforme citado anteriormente, no regime estacionário o balanço de fluxo deve ser igual ou próximo a zero, isto porque o volume de água inserido no sistema deve equivaler ao valor de descarga para que seja considerado um modelo calibrado e balanceado. Neste sentido, o valor do balanço de fluxo atinge valor positivo muito próximo a zero, igual a 1,7E-7 m³/d, portanto o modelo é considerado calibrado e balanceado.

Por fim, a Figura 5.5 apresenta o mapa potenciométrico da calibração em regime permanente do aquífero Serra Grande na região de Cocal dos Alves (PI), no qual o gradiente hidráulico condiciona o fluxo em direção oeste a sudoeste.

Figura 5.5: Mapa potenciométrico do modelo calibrado.



5.2.3. Análise de sensibilidade

Após a calibração do modelo, a análise de sensibilidade avalia a resposta da carga hidráulica sob a variação dos parâmetros hidrogeológicos em face ao erro. Para tal, admitiu-se uma variação de 10% nos parâmetros de condutividades horizontais e vertical e recarga, e os resultados são apresentados na Tabela 5.2 a seguir:

Tabela 5.2: Análise de sensibilidade.

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA			RECARGA [mm/ano]	CARGA HIDRÁULICA CALCULADA (m)	ERRO (m)	OBSERVAÇÃO
KX [m/s]	KY [m/s]	KZ [m/s]				
2.05E-02	2.05E-02	2.05E-03	66,00	125.245188	0,405188	+10% da recarga
2.05E-02	2.05E-02	2.05E-03	54,00	124.377559	0,462441	-10% da recarga
2.05E-02	2.05E-02	2.25E-03	60,00	124.786919	0,0530814	+10% de kz
2.05E-02	2.05E-02	1.84E-03	60,00	124.893264	0,0532639	-10% de kz
2.25E-02	2.25E-02	2.05E-03	60,00	124.485917	0,354083	+10% de kx e ky
1.84E-02	1.84E-02	2.05E-03	60,00	125.234639	0,394639	-10% de kx e ky

6. DISCUSSÃO

Os valores de condutividade hidráulica calculados na calibração do modelo são consistentes com aqueles apresentados na literatura para a Unidade Aquífera Serra Grande, conforme apresentado na Tabela 3.1.

A porosidade de calibração foi 3% e, apesar de condizer com alguns valores encontrados na literatura (CORREIA FILHO et al.,2009; ARONCHI,2017), a porosidade para aquíferos porosos costuma ser maior que 10% (FETTER, 2001).

Já o valor de recarga, 60 mm/ano, representa uma taxa de 9,8% sobre a média de precipitação encontrada durante os 22 anos de monitoramento pluviométrico em Viçosa de Ceará (ANA). Essa taxa é ainda menor quando comparada aos valores apresentados por Aguiar e Gomes (2004) para o município de Cocal dos Alves, representando uma recarga de 7,5% em períodos de estiagem e 5% para períodos de chuvas.

O modelo numérico de fluxo desenvolvido apresenta-se calibrado, com a diferença de carga hidráulica real e calculada de $3,2E-3$ m, e o balanço de fluxo tem resultado satisfatório, com valor positivo muito próximo a zero, igual a $1,7E-7$ m³/d.

A análise de sensibilidade indica que o modelo é mais sensível à variação de recarga, com variação aproximada de 40 cm na carga hidráulica quando se aumenta ou diminui o parâmetro. As componentes horizontais de condutividade hidráulica variam 35 cm e 39 cm de carga hidráulica, respectivamente para o aumento ou diminuição do parâmetro. Por último, com a alteração da componente vertical da condutividade, a carga hidráulica varia 5 cm com o aumento e diminuição do parâmetro.

Com a análise de sensibilidade, considera-se que o valores de recarga calculado é subestimado para um aquífero poroso livre. Uma das hipóteses levantadas para tal é a não contabilização da descarga por bombeamento de água subterrânea, que pode ocorrer de maneira excessiva na região, em especial em eventos de estiagem, comprometendo o valor estimado de recarga.

Para melhor entendimento da dinâmica de fluxo do aquífero da região, é de interesse dispor de maiores informações sobre os parâmetros de recarga e descarga do aquífero, assim como de porosidade e condutividade hidráulica. Ainda, recomenda-se buscar outras fontes de informação sobre o nível d'água e trabalhar o modelo em

regime transiente para ter maior compreensão da recarga e de como sua variação reflete na carga hidráulica.

Por fim, sugere-se uma abordagem alternativa, semelhante ao estudo publicado por Gonçalves et al. (2019), no qual recarga é subestimada em face à um possível trapeamento de ar nos poros de um aquífero confinado raso. Com a variação sazonal do nível de água subterrânea, há obstrução dos poros do aquífero, resultando na diminuição da velocidade do fluxo e da taxa de recarga estimada. Os autores propõem a discretização de uma camada superior do aquífero, atribuindo um valor de condutividade hidráulica menor a fim de representar o trapeamento de ar, esta é denominada camada *quasi-saturada*.

7. CONCLUSÕES

Inserido no contexto do semiárido brasileiro, Cocal dos Alves é um dos diversos municípios que enfrenta recorrentes eventos de secas, causando diminuição da oferta de recursos hídricos subterrâneos pela falta de chuvas. A calibração do modelo numérico de fluxo permitiu melhor entendimento do comportamento do aquífero na região, de forma que ao atingir um balanço hídrico satisfatório, foi possível realizar uma discussão sobre a validade das premissas adotadas e as incertezas sobre os parâmetros de maior sensibilidade.

As condutividades hidráulicas calculadas foram concordantes com aqueles encontrados na bibliografia de referência, com valores de $K_{x,y} = 2.045E-05$ e $K_z = 2.045E-06$, apresentando um médio potencial hidrogeológico, segundo Aguiar & Gomes (2004).

Já o valor de recarga representa uma taxa menor que 10% sobre a média de precipitação na região de Cocal dos Alves. Segundo Aguiar (2017) a baixa taxa de recarga do aquífero Serra Grande está associada ao bombeamento excessivo de água subterrânea na região semiárida, que tende a ser maior quando há estiagem prolongada.

Visto as considerações sobre os resultados, sugere-se:

- Compreender os parâmetros de descarga e recarga que, sujeito à variação pluviométrica em períodos de estiagem prolongada, tornam-se sensíveis à variação de precipitação;
- Coletar novas informações referentes ao nível de água em outros pontos de monitoramento, assim como de poços de bombeamento.
- Desenvolver o modelo em regime transiente, considerando o monitoramento de nível d'água disponibilizado pelo RIMAS que contempla um período de estiagem, esclarecendo a atuação da carga hidráulica frente à variação pluviométrica;
- Trabalhar o aquífero discretizando os parâmetros hidrodinâmicos, conforme discutido por Gonçalves et al. (2019). Nos casos onde a recarga é subestimada, é possível haver obstrução dos poros em aquíferos rasos, diminuindo a capacidade de armazenamento do aquífero.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, R. B. Caracterização sistemática do aquífero Serra Grande na porção nordeste da bacia sedimentar do Parnaíba. 2017.
- AGUIAR, R. B.; GOMES, J. R. C. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, estado do Piauí: diagnóstico do município de Cocal dos Alves. Fortaleza: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2004.
- ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. J. Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport. Academic press, 2015.
- ARONCHI, D. G. Caracterização da porosidade e sua orientação preferencial em arenitos do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba-CE) com aplicação de nanopartículas de magnetita. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2017.
- ASF – Alaska Satellite Facility. PALSAR data [SAR]. Fairbanks, Alaska: Americas ALOS Data Node. Disponível em: <<https://search.asf.alaska.edu/#/>>. Acesso em: 10 de fevereiro de 2021.
- BRASIL. Ministério do Interior. Estudos de reconhecimento Vale do Gurguéia. Teresina: DNOCS, 1973.
- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; CORDANI, U. G. Cordani. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. Journal of Geodynamics, v. 1, n. 3-5, 1984.
- CAPUTO, M. V. & LIMA, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. Sociedade Brasileira de Geologia In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 1984.
- CAPUTO, M.; IANNUZZI, R.; FONSECA, V. M. M. Bacia do Parnaíba. Fundação Paleontológica PHOENIX, v. 81, 2005.
- CLEARY, R. W., Águas Subterrâneas. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1989.
- CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st. International Geological Congress, 1994.
- CORREIA FILHO, F. L.; MONTEIRO, A. B.; SOUSA, N. G. D. Borda Sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Teresina: CPRM. Programa Água Subterrânea para a Região Nordeste. 2009.
- CORREIA, R. C.; KIILL, L. H. P.; MOURA, M. S. B. de; CUNHA, T. J. F.; JESUS JUNIOR, L. A. de; ARAUJO, J. L. P. A região semiárida brasileira. In: VOLTOLINI, T.

V. (Ed.). Produção de caprinos e ovinos no Semiárido. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2011.

CPRM. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, estado do Piauí: mapa de pontos d'água de Cocal dos Alves. Escala: 1:200.000. Fortaleza. 2003.

DANNI, J. C. M. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras - Ceará. Revista Brasileira de Geociências, vol. 2 (2), 1972.

DIAS GONÇALVES, R. Modelagem Numérica e Avaliação Hidrogeológica do Aquífero Rio Claro. 2016.

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

FEITOSA, E. C.; DEMÉTRIO, J. G. A. Hidráulica de captação conjunta dos aquíferos Serra Grande e Cabeças na Bacia do Parnaíba. Águas Subterrâneas, São Paulo, v.13. 1990.

FETTER, C.W. Applied hydrogeology. McMillan, Pub., 4th Ed. 598 p. 2001.

FITTS, C. R. Groundwater Science (Second Edition). Elsevier, 2013.

FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. 1979. Ground Water. Prentice-Hall Inc. 604p.

GÓES, A. M. O. & FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8 (1), 1995.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pi/cocal-dos-alves/panorama>>. Acesso em 30, junho de 2021.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de Clima do Brasil. Rio de Janeiro. 2002.

PFALTZGRAFF, P.; TORRES, F. S. M.; BRANDÃO, R. L. Geodiversidade do estado do Piauí. Programa Geologia do Brasil levantamento da Geodiversidade. Pfaltzgraff, P.; Torres, F. & Brandão, R. Serviço Geológico do Brasil. CPRM, Recife, 2010.

PINÉO, T. R. G., LIMA, A. F., MARTINS, M. D., & BESSA, M. D. M. R. Mapa geológico-geofísico: folha SA. 24-YCV Viçosa do Ceará. 2018.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Rede RIMAS de Monitoramento. Disponível em: <<http://rimasweb.cprm.gov.br/layout/detalhe.php?ponto=2200045223>>. Acesso em: 08/08/2021.

SILVA, F. A. C. et al. Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: subprojeto hidrogeologia: relatório final - Folha 22 – Rio São Francisco - SO. Recife: CPRM, 1979.

SILVA, R. S. V. Geotecnologia aplicada à espacialização da hidrogeoquímica de aquíferos granulares na bacia sedimentar do Parnaíba no estado do Piauí. Tese de Doutorado – UFF. 2018.

SPITZ, K. e MORENO, J. A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling. New York: John Wiley e Sons. Inc. 461 p. 1996.

SUDENE – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Nova delimitação do Semiárido. Resolução 115, de 23 de novembro de 2017.

VAZ P.T., REZENDE V.G.A.M., WANDERLEY FILHO J.R., TRAVASSOS W.A.S. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, n. 2, 2007.

VIDAL, C. L. R. Disponibilidade e gerenciamento sustentável do aquífero Serra Grande no município de Picos - Piauí. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo. 171 p. 2003.

WANG, H. F. & ANDERSON, M. P. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. San Diego, California, USA: Academic Press. 237 p. 1982.