

Trabalho de Formatura

Curso de Graduação em Geologia

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
NA BACIA DO RIO CORRENTE (BA)**

Bruno Zanon Engelbrecht

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Co-orientador: Msc. Elias Hideo Teramoto

Rio Claro (SP)

2014

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

BRUNO ZANON ENGELBRECHT

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NA BACIA DO RIO CORRENTE (BA)

Trabalho de Formatura 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
Geólogo.

Rio Claro - SP

2014

551.49 Engelbrecht, Bruno Zanon
E57s Simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas na
bacia do Rio Corrente (BA) / Bruno Zanon Engelbrecht. - Rio
Claro, 2014
55 f. : il., figs., quadros

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade
Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang
Coorientador: Elias Hideo Teramoto

1. Águas subterrâneas. 2. Modelagem hidrogeológica. 3.
Feflow. 4. Urucuaia. 5. Modelagem. 6. Elementos finitos. I.
Título.

BRUNO ZANON ENGELBRECHT

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NA BACIA DO RIO CORRENTE (BA)

Trabalho de Formatura 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
Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)

Geól. Dr. Flavio de Paula e Silva

Geól. Roger Dias Gonçalves

Agradecimentos

Agradeço especialmente aos meus pais e minha irmã por todo apoio, confiança e carinho durante todas as etapas da minha vida; vocês são a base de tudo, e sem vocês nada seria possível. Ao Prof. Dr. Chang por todas as oportunidades que me proporcionou. Aos companheiros do LEBAC que sempre estiveram dispostos a ajudar e que de alguma maneira fizeram a diferença neste trabalho, em especial ao Flávio, Didier, Fernando, Márcia, Marco Pede, Miguel, Marcão, Diego, Filipe (Boni), Thomas e Guilherme (Cabrito). Ao Roger (Osama) por todos os projetos e trabalhos de campo realizados juntos. Ao Elias e Reiner que foram de extrema importância durante o processo de aprendizagem em modelagem. À Jussara por toda paciência e dedicação nos momentos mais importantes desse trabalho. Aos integrantes da Republica Lagoa Seca (Pelota, Pavão, Geregia, Hulk, Osama, Lambari, Amanda e Jakob). E a todos da turma Álcool'n'geo por 5 anos de muito aprendizado e divertimento.

RESUMO

A simulação numérica é uma importante ferramenta aplicada na compreensão da dinâmica do fluxo das águas subterrâneas. Em um modelo hidrogeológico os processos responsáveis pelo fluxo de águas subterrâneas são descritos por formulações numéricas que permitem a simplificação, representação e entendimento da dinâmica do Sistema Aquífero. Neste trabalho foi realizada uma simulação de fluxo de águas subterrâneas em regime permanente na porção do Sistema Aquífero Urucuia (SAU) da bacia do rio Corrente, utilizando o método dos elementos finitos através do *software* FEFLOW, visando compreender a dinâmica do fluxo de águas subterrâneas e quantificar seu balanço hidrológico. O sistema aquífero Urucuia aloja-se na província hidrogeológica São Francisco e corresponde ao conjunto de aquíferos interligados que ocorrem nas rochas do Gr. Urucuia na sub-bacia Urucuia descrita por Campos & Dardenne (1997). O sistema é do tipo intergranular, na forma de um tabuleiro espesso, constituída essencialmente por arenitos. A bacia do rio Corrente localiza-se no SAU no oeste do estado da Bahia e é uma das principais unidades para a manutenção vazão permanente (Q95) e natural média do rio São Francisco. A simulação realizada neste trabalho obteve os seguintes resultados para a região modelada: condutividade hidráulica horizontal de 3×10^{-4} m/s e vertical de 6×10^{-5} m/s; recarga máxima de 345 mm/a e mínima de 85 mm/a. Concluiu-se que: (1) regionalmente o fluxo de águas subterrâneas tem sentido leste; à exceção da porção extremo nordeste, onde o fluxo tem sentido oposto; (2) existem divisores de águas secundários de direção aproximada EW, que direcionam o fluxo de águas para as drenagens que cortam o aquífero; e (3) o SAU na bacia do rio Corrente pode ser compreendido como um sistema aquífero regional livre, isotrópico e homogêneo. Regionalmente, as pequenas variações litológicas presentes no Gr. Urucuia podem ser desprezadas e não apresentam influências significativas na dinâmica do fluxo de águas subterrâneas.

ABSTRACT

The numeric simulation is an important tool applied in understanding the dynamics of groundwater flow. In a hydrogeological model the processes responsible for groundwater flow are described by numerical formulations that allow the simplification, representation and understanding of the dynamics of the Aquifer System. In this work, a steady state groundwater flow simulation of Urucuia Aquifer System (UAS) part of the Corrente river basin was conducted, using the finite element method through software FEFLOW, to understand the dynamics of groundwater flow and quantify the hydrologic balance. The aquifer system Urucuia lodges in the São Francisco hydrogeological province and corresponds to a set of interconnected aquifers that occur in rocks from Urucuia group in the Urucuia sub-basin described by Campos e Dardenne (1997). The system is a porous media one, in a shape of a thick table mountain, consisting essentially of sandstones. The Corrente river basin is located in UAS in Western State of Bahia and it's one of the main units to maintaining permanent flow (Q95) and average natural flow of the São Francisco river. The simulation performed in this work obtained the following results for the modelled region: horizontal hydraulic conductivity of 3×10^{-4} m/s and vertical one 6×10^{-5} m/s; maximum recharge of 345 mm and minimum of 85 mm/a. It was concluded that: (1) regional groundwater flow has eastbound; with an exception of the extreme northeast portion, where the flow has opposite direction; (2) there are smaller water side dividers with an approximate direction EW, that guide the flow of water to the drainage that cut the aquifer; and (3) the UAS at Corrente river basin can be understood as a free regional aquifer system, isotropic and homogeneous. Regionally, the small lithological variations present in the Urucuia group can be neglected and do not exhibit significant influences on the dynamics of ground water flow.

SUMÁRIO

1 -	INTRODUÇÃO.....	7
2 -	OBJETIVOS.....	8
3 -	JUSTIFICATIVA.....	8
4 -	CONCEITUAÇÃO TEÓRICA.....	9
4.1 -	Conceitos hidrogeológicos.....	9
4.1.1 -	Aquíferos	11
4.2 -	Modelagem hidrogeológica.....	13
4.3 -	Modelos matemáticos	14
4.3.1 -	Preparação	17
4.3.2 -	Calibração	18
4.3.3 -	Aplicação	18
4.4 -	Método elementos finitos.....	19
4.4.1 -	Malha.....	20
5 -	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	22
5.1 -	Localização e vias de acesso	22
5.2 -	Contexto geológico	23
5.2.1 -	Grupo Urucuia	25
5.2.2 -	Formação Posse.....	26
5.2.3 -	Formação Serra das Araras.....	26
5.3 -	Geomorfologia	28
5.4 -	Clima	28
5.5 -	Contexto hidrogeológico	30
6 -	MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	32
6.1 -	Preparação	32

6.2 - Calibração.....	33
6.3 - Aplicação	33
7 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO	33
7.1 - Modelo conceitual	33
7.2 - Modelo matemático	34
7.2.1 - Domínio e discretização do domínio	34
7.2.2 - Condições de contorno	38
8 - RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	38
8.1 - Carga hidráulica.....	38
8.2 - Recarga	42
8.3 - Condutividade hidráulica.....	43
8.4 - Balanço de Fluxo	45
8.5 - Calibração e Análise de sensibilidade	46
9 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	48
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	51

1 - INTRODUÇÃO

A água é um recurso mineral indispensável para a manutenção da vida e dos ecossistemas, e sua disponibilidade é fundamental para o desenvolvimento da sociedade. As águas subterrâneas representam importantes e estratégicas reservas de água doce, que devido a crescente demanda desse recurso, tornou-se indispensável o planejamento de gestão hídrica.

As águas superficiais e subterrâneas interagem entre si, compondo o ciclo hidrológico. A gestão dos recursos hídricos deve ser realizada integralizando ambas as fontes hídricas, e tem por finalidade assegurar o uso, a recuperação e conservação dos recursos hídricos naturais.

O Sistema Aquífero Urucuia (SAU) compõe a bacia hidrográfica do rio São Francisco e representa um dos principais aquíferos contribuintes para o fluxo de águas do rio São Francisco. O planejamento de gestão dos recursos hídricos é essencial para que as mudanças do uso e ocupação do solo não comprometa o escoamento de base para o rio São Francisco.

O oeste baiano apresenta desde, a década de 80, uma forte expansão agrícola, e corresponde a um dos principais polos produtores de grãos, produzindo cerca de 5% de toda produção brasileira (SEAGRI, 2008; SEAGRI, 2007). A expansão agrícola e a urbanização da região demandam uma alta utilização dos recursos hídricos, de maneira a impactar fortemente no ciclo hidrológico regional. Silva *et al.* (2005), assegura que os limites outorgáveis para as águas superficiais da região já foram atingidos, intensificando a utilização das águas subterrâneas.

A modelagem numérica hidrogeológica corresponde a uma importante ferramenta aplicada no estudo do fluxo das águas subterrâneas e à compreensão da dinâmica de um aquífero. No modelo os processos hidrogeológicos são descritos por formulações numéricas que permitem a simplificação, representação e entendimento do comportamento das águas subterrâneas, compreendendo assim a dinâmica do Sistema Aquífero.

2 - OBJETIVOS

O trabalho visa à compreensão e análise da dinâmica do Sistema Aquífero Urucuia (SAU) na sub-bacia do Rio Corrente – BA, através da elaboração de um modelo hidrogeológico conceitual e simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas em regime permanente, utilizando o software FEFLOW.

A compreensão da dinâmica do fluxo de águas subterrâneas dessa porção do aquífero tem por finalidade contribuir em um planejamento de gestão hídrico da região e quantificar o balanço hidrológico do SAU na sub-bacia estudada.

3 - JUSTIFICATIVA

Localizada na porção média da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco, a bacia do Rio Corrente corresponde a uma das 34 unidades de gestão de recursos hídricos subdivididos pela Agência Nacional de Águas (ANA). Sua área de 47.265 Km² representa cerca de 7% de toda Bacia do Rio São Francisco (ANA, 2004), desse montante cerca de 25.500 Km² (aproximadamente 53%) é formado pelo Sistema Aquífero Urucuia, foco deste trabalho. Segundo o relatório da Agência Nacional de Águas (2004), a sub-bacia do rio Corrente é uma das principais unidades para a manutenção vazão permanente (Q_{95}) e natural média do rio São Francisco, contribuindo com 7% e 13%, respectivamente. O plano decenal de recursos hídricos da Bahia descreve a importância do sistema aquífero Urucuia para a bacia do rio São Francisco:

“O sistema aquífero Urucuia-Areado é o mais importante no domínio poroso em função da sua ampla ocorrência (104.358 km²) e por apresentar a maior reserva hídrica de toda a bacia (135,3 m³/s). (...) É interessante destacar a importância do aquífero Urucuia-Areado na manutenção do escoamento de base de rios da margem esquerda do São Francisco como Carinhanha, Corrente e Grande. O trabalho intitulado "Uso conjunto das águas superficiais e subterrâneas da sub-bacia do rio das Fêmeas - BA" estudou o rio das Fêmeas, tributário do rio Grande durante um ano hidrológico (2001 a 2002), e mostrou que mais de 90% do escoamento superficial era contribuição do aquífero.”

O crescimento agrícola do oeste baiano demanda uma intensa utilização dos recursos hídricos além de profundas alterações no uso e ocupação do solo, promovendo a supressão da cobertura vegetal e implantação de extensas áreas de

lavouras, que, favorecem o escoamento superficial e dificulta a infiltração de água para o aquífero. Spagnolo (2012) usando métodos de sensoriamento remoto determinou que no município de São Desidério – na sub-bacia do Rio Grande - a área ocupada com agricultura teve um considerável aumento de 4% a 32,5%, no período de 1984 a 2008; e durante o mesmo período a vegetação nativa teve, consequentemente, um acentuado decréscimo de 93,4% para 57,2%.

A elaboração de um plano de gestão e manejo das águas subterrâneas é fundamental para que a extração seja feita de maneira consciente e controlada, e o desenvolvimento regional seja de forma planejada e sustentável, sem que o escoamento de base para a bacia hidrográfica do rio São Francisco seja comprometido. Para a realização do plano de gestão das águas subterrâneas é fundamental a compreensão da dinâmica do aquífero, e dessa maneira a modelagem matemática visa auxiliar na representação, visualização e compreensão da dinâmica do fluxo de águas subterrâneas.

4 - CONCEITUAÇÃO TEÓRICA

4.1 - Conceitos hidrogeológicos

A diferença de energia potencial em um sistema aquífero gera a movimentação das águas subterrâneas. O fluxo de águas é regido por leis da termodinâmica e da física, e procura conduzir o sistema ao equilíbrio (FETTER, 2001).

Há quatro principais fatores que influenciam no fluxo das águas subterrâneas: (1) Gravidade – direciona a água para baixo; (2) Pressão – pressão externa somada à pressão exercida das rochas da zona não saturada; (3) Temperatura – considerada apenas em sistemas de fluxo hidrotermal; (4) Atração molecular – responsável por aderir moléculas de água a sólidos, fator levado em consideração no fluxo da zona não saturada (FETTER, 2001). O potencial hidráulico é denominado por Hubbert (1940) e é expresso por:

$$\varphi = \frac{P}{\rho_w} + g(z - z_{ref})$$

Φ – Potencial hidráulico, p – pressão, ρ_w – densidade da água, g – aceleração da gravidade (m/s^2), z – potencial de elevação, z_{ref} – potencial de referência.

A abordagem matemática para problemas de fluxo de águas em meios porosos foi inicialmente desenvolvida experimentalmente por Darcy em 1856. A lei de Darcy estabelece que:

$$Q = -K.A.\frac{dh}{dl}$$

Q – fluxo de água por unidade de tempo, K – condutividade hidráulica, $\frac{dh}{dl}$ – gradiente hidráulico, A – área da seção analisada.

A condutividade hidráulica (K) é um número adimensional e reflete a facilidade com que determinado fluido percola um meio poroso. Tal parâmetro leva em consideração propriedades do meio geológico e do fluido. O meio geológico é representado por k , permeabilidade intrínseca, que considera fatores como: tamanho, distribuição, forma e arranjo dos grãos e porosidade do meio. A massa específica e a viscosidade dinâmica são as propriedades do fluido consideradas no cálculo da condutividade hidráulica.

$$K = k.\frac{\rho g}{\mu} = k.\frac{g}{\vartheta}$$

k – permeabilidade intrínseca, ρ – massa específica do fluido, μ – viscosidade dinâmica, ϑ – viscosidade cinemática.

A velocidade de Darcy (q) – descarga específica ou velocidade aparente – diz respeito à vazão em uma unidade de área:

$$q = \frac{Q}{A}$$

A velocidade linear média (v) leva em consideração a porosidade efetiva (η) do meio, e representa a velocidade com que o fluido se transmite no meio poroso:

$$v = \frac{q}{\eta}$$

Um conceito de fundamental importância em estudos hidrogeológicos consiste no princípio da continuidade. Esse princípio expressa a conservação de

massa, ou seja, o fato de que a matéria não pode ser criada e nem destruída (Figura 4.1). Uma vez que a água corresponde a um fluido incompressível, a exceção de sistemas confinados, seu comportamento segue o princípio da continuidade. Sua formulação matemática é expressa por:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0$$

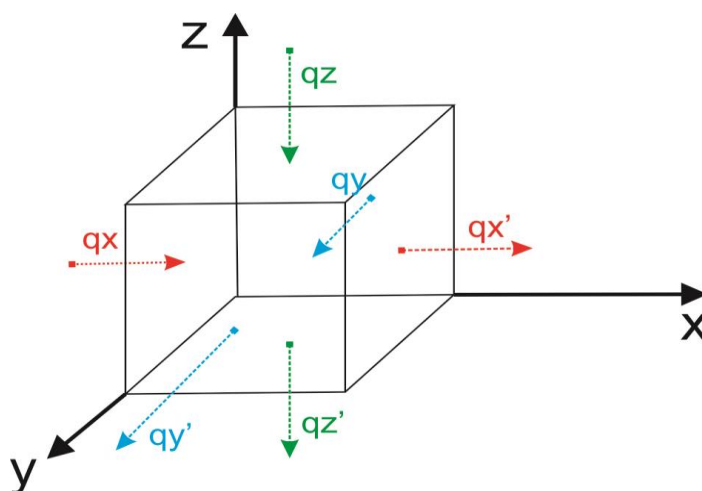


Figura 4.1 - Análise do volume (q) representado em um cubo infinitesimal. O princípio de conservação de massa (continuidade) fica satisfeita para regime permanente se $q_x = q_{x'}$, $q_y = q_{y'}$ e $q_z = q_{z'}$ (Adaptado de Wang e Anderson, 1982).

A equação de Laplace aplica a lei de Darcy e o princípio de continuidade e para modelagem em regime permanente (WANG E ANDERSON, 1982).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0$$

4.1.1 - Aquíferos

Aquífero é uma formação geológica com permeabilidade suficiente para armazenar e transmitir quantidades significativas de água, sob gradientes hidráulicos naturais (CLEARY, 2007) controlados pelo substrato rochoso que o compõe. Grosso

modo os aquíferos são diferenciados em três grandes grupos: fissural, meio poroso e cárstico.

Os aquíferos fissurais são aqueles que permitem o fluxo d'água através de suas fissuras (fraturas e falhas), encontram-se, normalmente, alojados em rochas cristalinas. Aquíferos de meio poroso permitem o fluxo de água entre os espaços vazios interconectados da rocha; encontram-se alojados em rochas sedimentares e em sedimentos inconsolidados. Aquíferos cársticos são aqueles associados a rochas carbonáticas, em que a água ocupa as cavidades geradas pela dissolução da rocha.

Sistema aquífero consiste de um conjunto de aquíferos pertencentes a uma mesma unidade geológica, de abrangência regional, interdependentes hidráulica e/ou fisicamente (GASPAR, 2006).

Os aquíferos de meio poroso, escopo deste trabalho, podem ser subdivididos em dois diferentes tipos: (1) Livre e (2) Confinado.

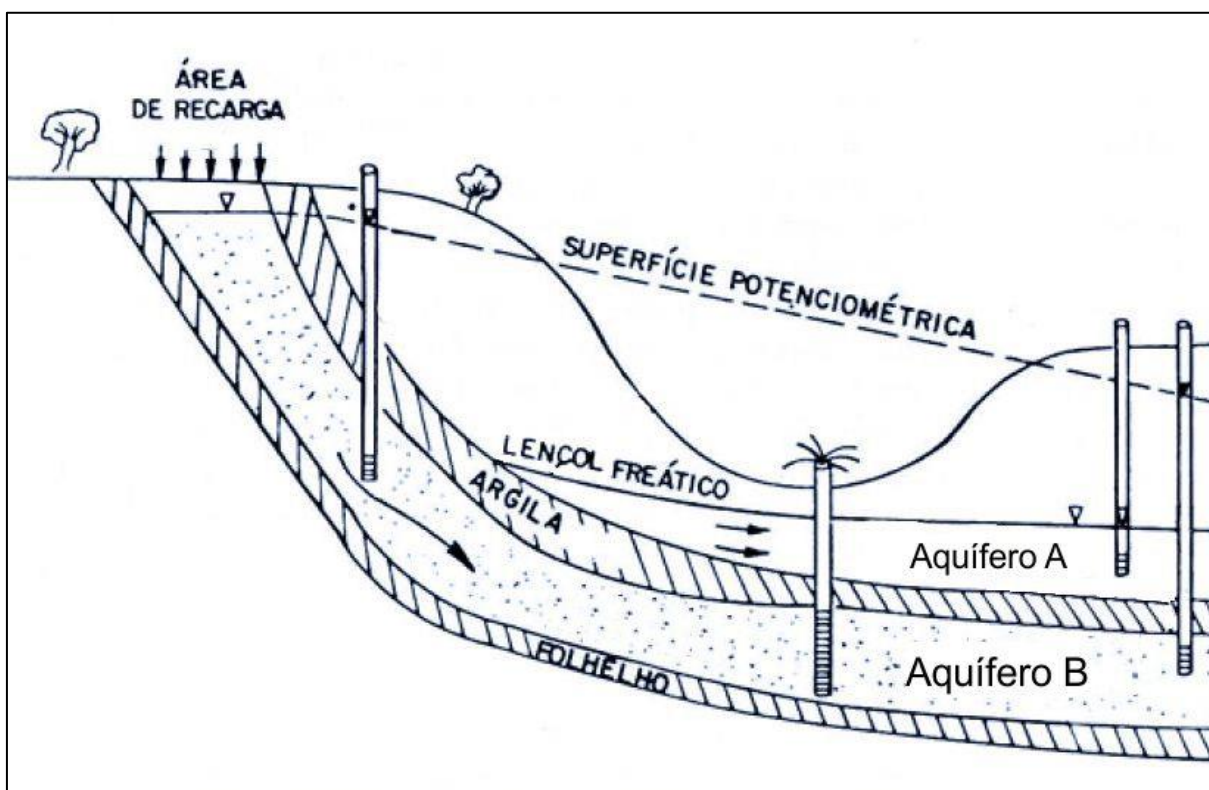


Figura 4.2 - Representação esquemática de um aquífero livre (A) e confinado (B), e a respectiva carga hidráulica nos poços neles alojados. Adaptado de Cleary, 2007.

4.1.1.1 - *Aquífero livre*

Aquíferos livres são aqueles que apresentam uma camada confinante apenas em sua base, de modo que, sobreposto a eles, encontra-se diretamente a zona não saturada.

O nível freático – na figura 4.2, lençol freático -, diz respeito à zona saturada, em que todos os poros estão preenchidos por água. A pressão exercida sob esses aquíferos corresponde a somatória da pressão atmosférica e das rochas da zona não saturada. O nível freático é, normalmente, concordante com o relevo.

4.1.1.2 - *Aquífero confinado*

Aquíferos confinados são aqueles que se encontram entre camadas confinantes. O confinamento gerado por essas camadas faz com que exista uma pressão exercida pelo próprio aquífero. Dessa forma, a superfície potenciométrica é maior que a altimetria da camada confinante.

No âmbito de modelagem hidrogeológica os conceitos de armazenamento e transmissividade são fundamentais para aquíferos confinados. A transmissividade expressa a taxa de escoamento de água por um segmento unitário do aquífero, e o armazenamento expressa o volume absorvido ou expelido por uma unidade de área de acordo com a variação unitária da carga hidráulica (FETTER, 2001). Variações na transmissividade indicam mudanças na condutividade e/ou espessura do aquífero.

$$T = K.b$$

T – transmissividade; b – espessura do aquífero; K – condutividade hidráulica.

4.2 - Modelagem hidrogeológica

A construção de modelos hidrogeológicos objetiva a representação simplificada da realidade para compreensão do comportamento de determinados processos naturais – Figura 4.3. Essa ferramenta implica em idealizações e simplificações da realidade, de forma a apresentar aplicabilidade limitada; porém, uma vez calibrado e verificado o modelo pode ser utilizado para estimar previsões

(FOWLER, 1997). A modelagem possibilita a organização, armazenamento, análise e integralização dos dados.

Natureza	Modelo Conceitual	Modelo Matemático	Modelo Numérico
• Domínio complexo • Grande número de interação de processos físicos • Interação entre domínio e processos físicos	• Representação conceitual do domínio • Seleção dos processos físicos relevantes • Representação conceitual dos processos físicos	• Descrição matemática dos processos físicos • Representação matemática do domínio • Condições iniciais e de contorno	• Discretização espacial e temporal • Implementação de condições iniciais e de contorno

Nível de simplificação

Nível de complexidade

Figura 4.3 - Simplificação da realidade através da modelagem hidrogeológica – adaptado de Süß, 2004.

Em hidrogeologia essa ferramenta é amplamente utilizada em áreas contaminadas, para previsões de diferentes cenários para os diversos tipos de remediações, análises de sensibilidade dos parâmetros do aquífero, análises de vulnerabilidade do aquífero, compreensão e representação da dinâmica dos aquíferos, além de identificar regiões em que os dados são escassos (ANDERSON E WOESSNER, 1992).

Há 2 tipos de modelos hidrogeológicos (1) modelos de fluxo, que representam a dinâmica do fluxo de água subterrânea do aquífero; e (2) modelos de transporte, em que são simulados o transporte de um contaminante, para este último é necessário, previamente, a simulação do modelo de fluxo.

4.3 - Modelos matemáticos

Os modelos matemáticos fundamentam-se sobre seis elementos essenciais: (1) equações matemáticas governantes, (2) domínio modelado, (3) condições de contorno, (4) condições iniciais, (5) propriedades do meio físico e (6) método de solução (EL-KADI, 1995):

1. As equações governantes são formulações matemáticas que descrevem os fenômenos físicos relacionados ao fluxo das águas subterrâneas; e são fundamentadas pela Lei de Darcy, o princípio da continuidade e conservação de massa.
2. O domínio compreende a região tridimensional a ser modelada, e é dito contínuo se os parâmetros que descrevem o fluxo d'água puderem ser atribuídos a todos os pontos do domínio.
3. A princípio as equações diferenciais parciais admitem uma infinidade de soluções possíveis e dessa forma as condições de contorno são os valores de referência no interior do domínio que direcionam a simulação a uma única solução. As condições de contorno são de três principais tipos- Figura 4.4:

- Tipo I – Condição de carga hidráulica constante ou especificada (condição de Dirichlet): corresponde a regiões em que a carga hidráulica e/ou a pressão são conhecidas. É a condição de contorno que mais restringe a simulação a uma solução única. Normalmente associa-se a rios e lagos que apresentam conexão direta com o aquífero (FRANKE et al, 1987, STOLLBERG, 2013)

$$H=f(x,y,z,t)$$

Onde H representa uma condição em função do espaço em qualquer tempo.

- Tipo II – Condição de fluxo especificado (condição de Neumann): corresponde à variação de fluxo perpendicularmente a determinada área vertical ou horizontal. Dessa maneira a carga hidráulica não é especificada nessa condição de contorno, sendo uma incógnita a ser calculada (FRANKE et al, 1987; DIERSCH, 2002; STOLLBERG, 2013). A condição de fluxo pode ser nula ou não. A condição de fluxo nulo implica na existência de um contorno impermeável ou linha de simetria, inexistindo, assim, fluxo transversal ao plano da condição de contorno.
- Tipo III – Condição de fluxo dependente da carga hidráulica (condição Cauchy): correspondem a regiões em que lagos e rios não se encontram diretamente conectados ao aquífero, apresentando, por

exemplo, uma camada de condutividade hidráulica diferente. A maneira como esta condição interfere no aquífero é uma relação entre a carga hidráulica e a camada que conecta o aquífero com o rio/lago. Tal condição de contorno pode ser entendida como a união das duas condições anteriores (STOLLBERG, 2013).

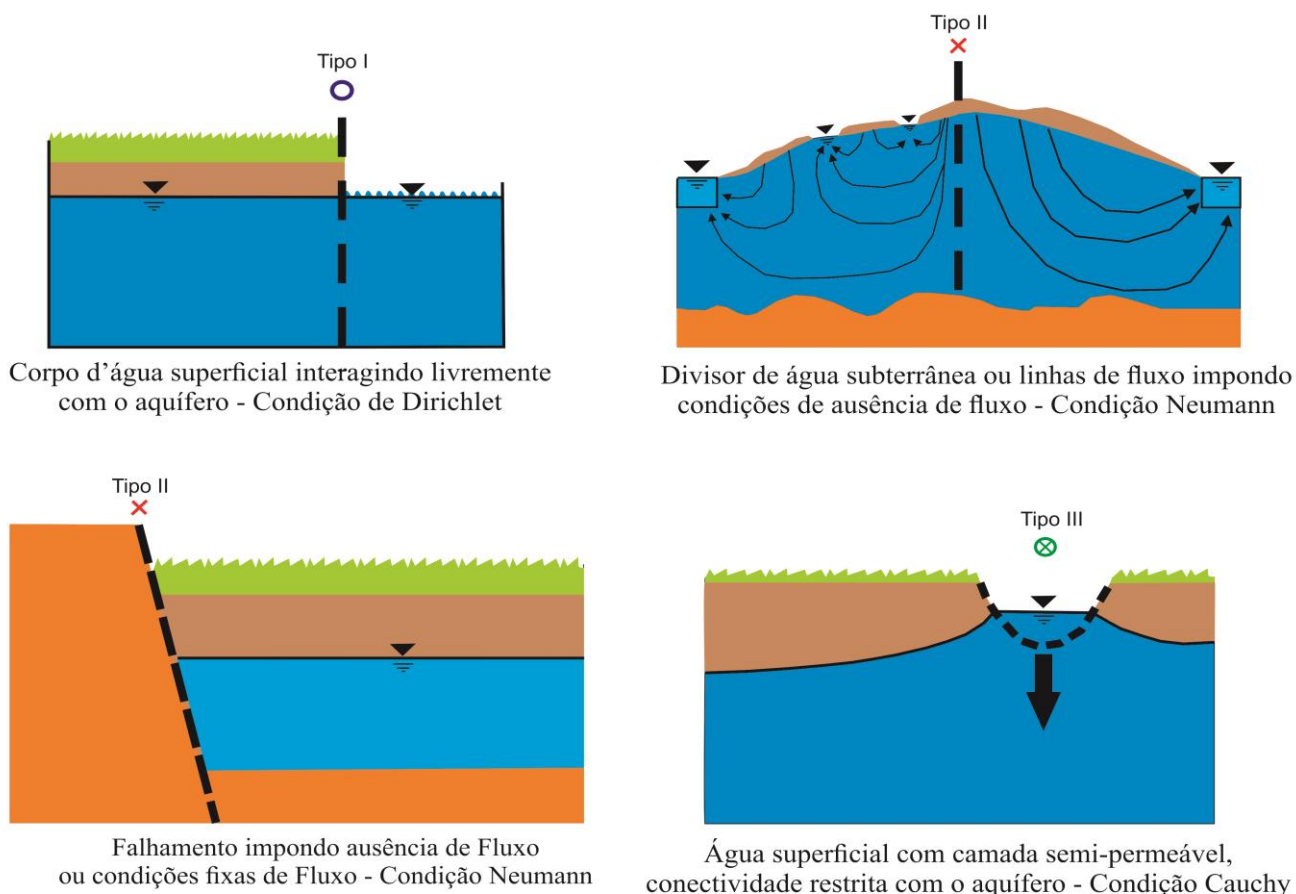


Figura 4.4 - Representação esquemática das condições de contorno (Adaptado de Spitz e Moreno, 1996).

4. Em modelos transientes o cálculo de cargas hidráulicas é dependente da resposta anterior, ou seja, a simulação de um passo utiliza os resultados do passo anterior para seus cálculos. Dessa maneira as condições iniciais são fundamentais para os modelos transientes. A calibração do modelo em regime permanente representa as condições calculadas em $t=0$. Assim, os resultados da simulação em regime permanente são comumente empregados como condições iniciais de um modelo transiente. Uma vez que o presente

trabalho é gerado em modelo de regime permanente, tais condições iniciais são desnecessárias.

5. As propriedades do meio físico e os parâmetros do modelo correspondem às propriedades do aquífero (condutividade hidráulica, porosidade, permeabilidade), características hidrogeológicas e geomorfológicas (topografia, densidade de drenagens, declividade).
6. O método matemático aplicado para o desenvolvimento do modelo é fundamental para a solução do mesmo; os métodos mais utilizados em hidrogeologia são o de Diferenças Finitas (MDF) e Elementos Finitos (MEF), que apresentam diferentes formulações matemáticas, discretizando o espaço e solucionando as equações de maneiras distintas.

A construção desses modelos é pautada em Protocolos de Aplicação de Modelos Matemáticos (PAMM's). A elaboração dos modelos passam por 3 etapas principais: preparação, calibração e aplicação. Diversos autores propõem metodologias diferentes para cada etapa; para este trabalho foi selecionada a metodologia de Spitz e Moreno, 1996 – Figura 4.5.

4.3.1 - *Preparação*

A etapa de levantamento bibliográfico é a primeira etapa de todo processo de modelagem hidrogeológica, juntamente com a coleta e preparação dos dados e criação de um banco de dados com as informações obtidas.

O desenvolvimento de um modelo hidrogeológico conceitual envolve a integralização das informações relevantes para uma formulação teórica e a idealização da realidade. Spitz e Moreno (1996) descrevem três principais etapas na configuração de um modelo conceitual: (1) explorar e sumarizar os mecanismos chave que governam o fluxo de águas; (2) desenvolver hipóteses e simplificações necessárias para criar uma situação real manipulável para análise; e (3) estabelecer a estrutura do modelo. Na confecção deste, os seis elementos que fundamentam os modelos matemáticos devem ser levados em consideração. O modelo conceitual é de suma importância para o desenvolvimento do modelo hidrogeológico, de maneira que a simulação numérica tem por finalidade confirmá-lo ou invalidá-lo. Caso o

modelo conceitual seja invalidado pela simulação, propõe-se uma nova conceituação teórica e sua nova aplicação à simulação matemática.

4.3.2 - *Calibração*

A etapa de calibração consiste no ajuste dos parâmetros hidrogeológicos do meio e/ou das condições de contorno, a fim de que os valores calculados pelo modelo apresentem elevada correlação – dentro dos limites aceitáveis de erro – aos observados no sistema aquífero real. O ajuste dos parâmetros hidrogeológicos deve ser realizado em um intervalo de valores correspondentes àqueles esperados às condições geológicas e hidrogeológicas. O modelo é dito calibrado quando os valores simulados pelo modelo apresentam alta correlação com os dados obtidos em campo. Segundo Kresic (1997) os valores aceitáveis de erro dependem do tipo de modelagem realizado e de seus resultados esperados.

4.3.3 - *Aplicação*

Nesta fase de trabalho determina-se a análise da sensibilidade dos parâmetros de entradas do modelo. Dessa maneira pode-se observar a influência de cada parâmetro para a simulação e estimar o grau de confiabilidade desses parâmetros. Uma vez que os modelos correspondem a uma representação aproximada da realidade, é necessário mensurar a influência das incertezas no modelo. Para isso, com o modelo calibrado, faz-se uma série de alterações controladas nos parâmetros do aquífero e observa-se a variação dos resultados calculados.

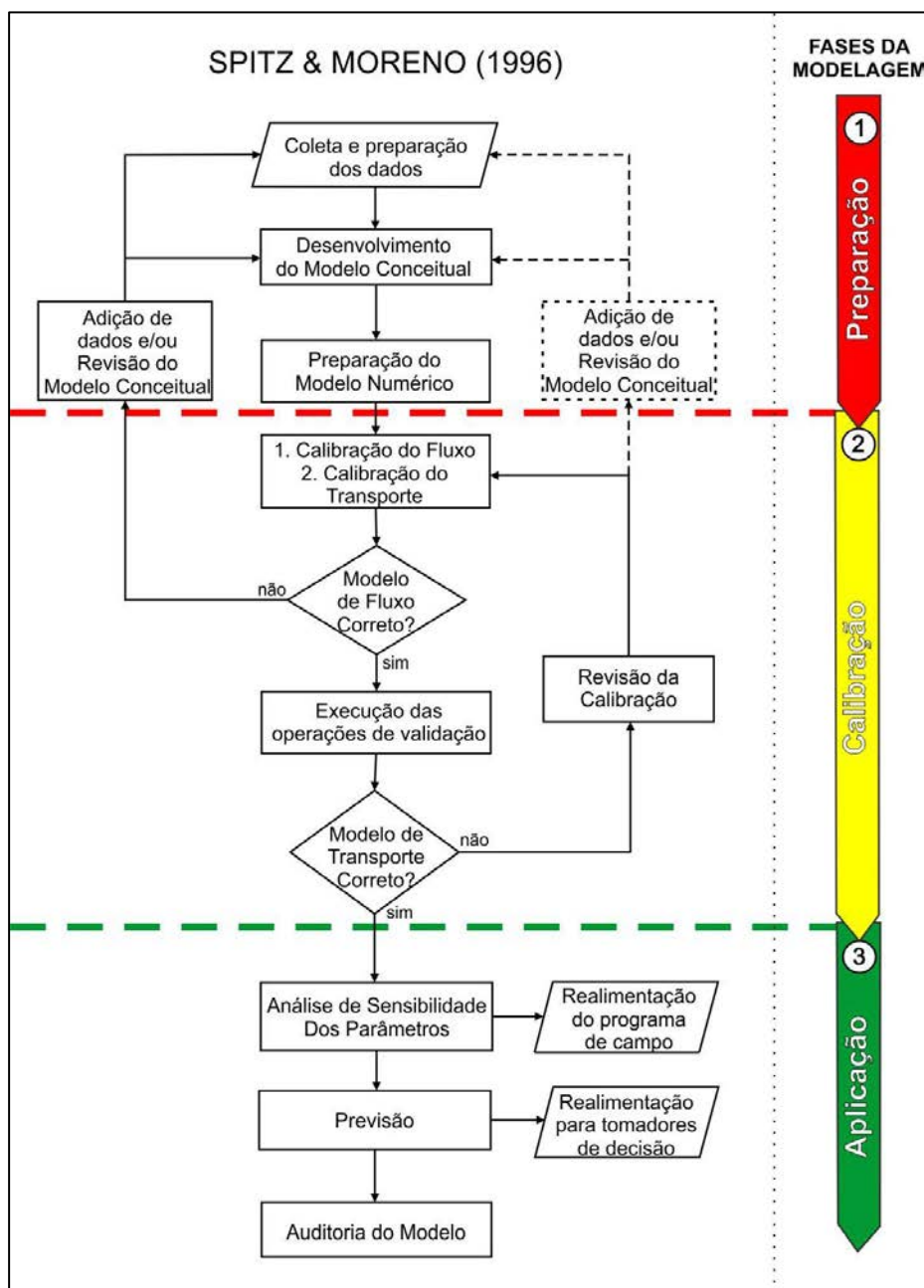


Figura 4.5 - Protocolo de aplicação a modelagem matemática. Extraído e adaptado de Spitz e Moreno 1996.

4.4 - Método de elementos finitos

Em modelagem hidrogeológica o método numérico usualmente empregado é o método de diferenças finitas (MDF), porém para este trabalho definiu-se a utilização do método de elementos finitos (MEF). O MEF apresenta as seguintes vantagens sobre o MDF: maior flexibilidade para discretizar o domínio modelado, permite o refinamento em locais de interesse do domínio, e ajustes da malha a fim de reduzir dispersões numéricas (STOLLBERG, 2013). O domínio modelado neste

trabalho apresenta grande complexidade geométrica, e dessa maneira a flexibilidade em discretizar o domínio do MEF foi determinante para a escolha do método.

O princípio matemático do MEF converte uma equação diferencial parcial em uma série de equações algébricas com N número de variáveis, assumindo assim uma solução aproximada à equação diferencial (DURRAN, 2010). Com a finalidade de conservar as propriedades originais de tais equações diferenciais e diminuir o erro das aproximações, o MEF baseia-se no princípio de resíduos ponderados – Método de Galerkin -. Maiores detalhes a respeito desse método podem ser encontrados em Wang e Anderson (1982).

O software utilizado neste trabalho foi o FeFlow – Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System, que é considerado um dos softwares mais utilizados e confiável no desenvolvimento do método de elementos finitos para simulações de fluxo e transporte em meio poroso (DIERSCH, 2002).

4.4.1 - *Malha*

A malha corresponde à subdivisão – discretização - do domínio em uma determinada quantidade de elementos irregulares interconectados entre si por nós computacionais. A irregularidade desses elementos permite ao método uma alta flexibilidade, podendo encaixar-se nas mais diversas geometrias. O MEF permite ainda que as regiões de interesse tenham um refinamento na malha – Figura 4.6.

Os pontos nodais representam os locais onde as equações matemáticas de carga hidráulica serão solucionadas. Os valores de carga hidráulica dentro dos elementos são calculados a partir de funções de interpolação dos valores obtidos nos pontos nodais (STOLLBERG, 2013), de maneira que os elementos apresentam valores por toda sua área. Uma importante implicação desse processo consiste que os valores de cargas hidráulicas dentro de um mesmo elemento são variáveis, e em uma região de grande escala, como a do presente trabalho, em que os elementos apresentarão grandes dimensões, isso é de suma importância para representar de maneira fidedigna a potenciometria.

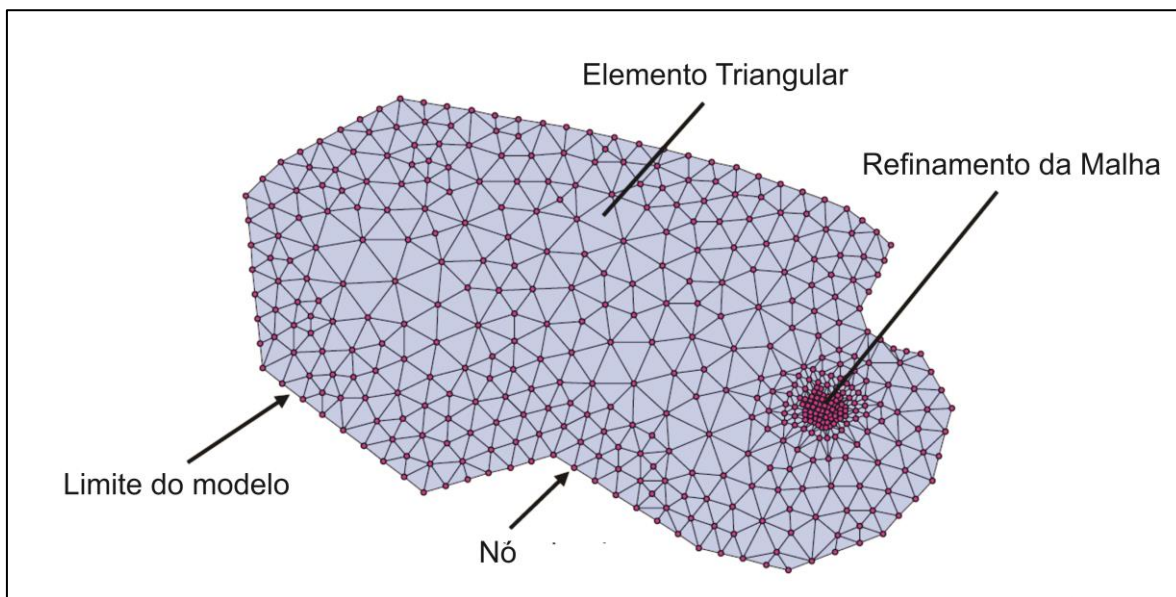


Figura 4.6– Domínio do modelo discretizado em uma malha de elementos finitos e a representação dos componentes da Malha (Adaptado de Stollberg, 2013).

Os elementos finitos podem apresentar diversas geometrias, sendo o triângulo a mais utilizada. A triangulação de Delaunay corresponde a um dos métodos mais utilizados e eficazes nesse processo. O princípio utilizado nesse método é o da maximização dos ângulos mínimos de cada triângulo (DIERSCH, 2002), evitando ângulos internos agudos e tendendo, ao máximo, o triângulo ao equilátero. Para atender ao critério de Delaunay, o círculo circunscrito ao elemento triangular não deve conter, em seu interior, nenhum ponto além dos vértices do triângulo em questão – figura 4.7.

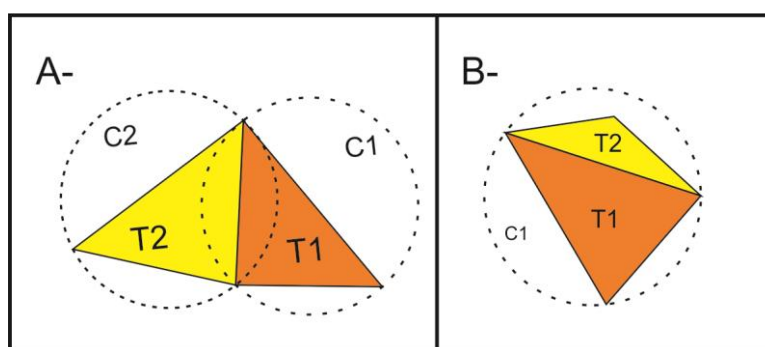


Figura 4.7 – A – Triângulos (T1 e T2) obedecendo ao critério de Delaunay. B – triângulos não obedecendo ao critério de Delaunay

A geração da malha corresponde a uma das mais importantes etapas da confecção de um modelo, uma vez que todas as equações matemáticas são pautadas sobre os nós computacionais gerados na discretização do domínio. Dessa maneira a malha influencia diretamente nos resultados da modelagem hidrogeológica, sendo de extrema importância para a qualidade dos resultados. As respostas aos diferentes tipos de malha e discretização podem ser observadas na figura 4.8.

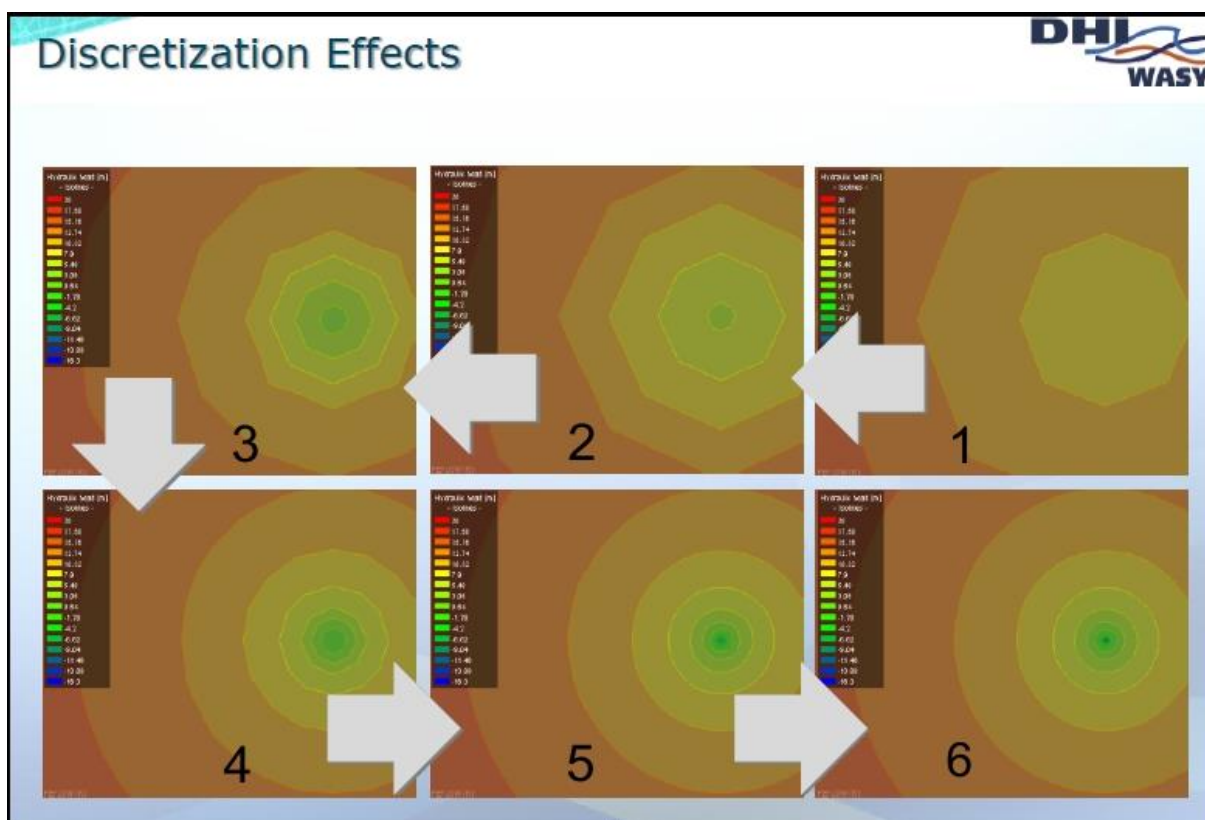


Figura 4.8 – Carga hidráulica calculada para o mesmo modelo com o aumento da discretização de 1 para 6. Figura adaptada do treinamento à utilização do FeFlow, DHI-Wasy.

5 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

5.1 - Localização e vias de acesso

A região estudada compreende a porção da Bacia hidrográfica do Rio Corrente – sub-bacias dos rios Guará, do Meio e Éguas - localizada no Sistema Aquífero Urucuia, oeste do estado da Bahia. A região limita-se entre os meridianos 46°15'W e 44°15'W, e paralelos 12°45'S e 15°00'S, e está inserida em sua maioria nos municípios de Correntina e Jaborandi – BA. Apresenta uma área com

aproximadamente 22.500 km²; limitada a oeste pela Serra Geral de Goiás, a leste pelas rochas do embasamento cristalino, a norte pela Sub-bacia do Rio Grande e a sul pela Sub-bacia do Rio Carinhanha – Figura 5.1.

As principais vias de acesso correspondem às rodovias BR-020 com direção NNE, e a BA-349 que cruza a região no sentido E-W.

5.2 - Contexto geológico

O Sistema Aquífero Urucuia (SAU) ocorre no grupo homônimo, que, segundo Sgarbi (1989), está inserido no contexto geotectônico da Bacia Sanfranciscana – Figura 5.2. Campos e Dardenne (1997a) propõem um modelo de bacia do tipo SAG. Segundo Chang (1992), os sedimentos do Gr. Urucuia foram depositados em uma bacia formada pelas tensões intraplacas durante a inversão do regime extensional para o compressional durante o Aptiano/Albiano.

O grupo Urucuia é composto pelas formações Posse e Serra das Araras. Litologicamente essas formações são constituídas homogeneamente por arenitos com espessura variando entre 25 e 275 metros (CAMPOS & DARDENNE, 1997a, p. 279; CPRM & UFBA, 2007; SPIGOLON E ALVARENGA, 2002).

O Grupo Urucuia assenta-se em discordância sobre as rochas do Grupo Bambuí - filitos e calcários - e, localmente, sobre rochas do embasamento arqueano, representado pelos xistos, gnaisses e migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina e do Complexo Almas-Cavalcante (CPRM, 2007).

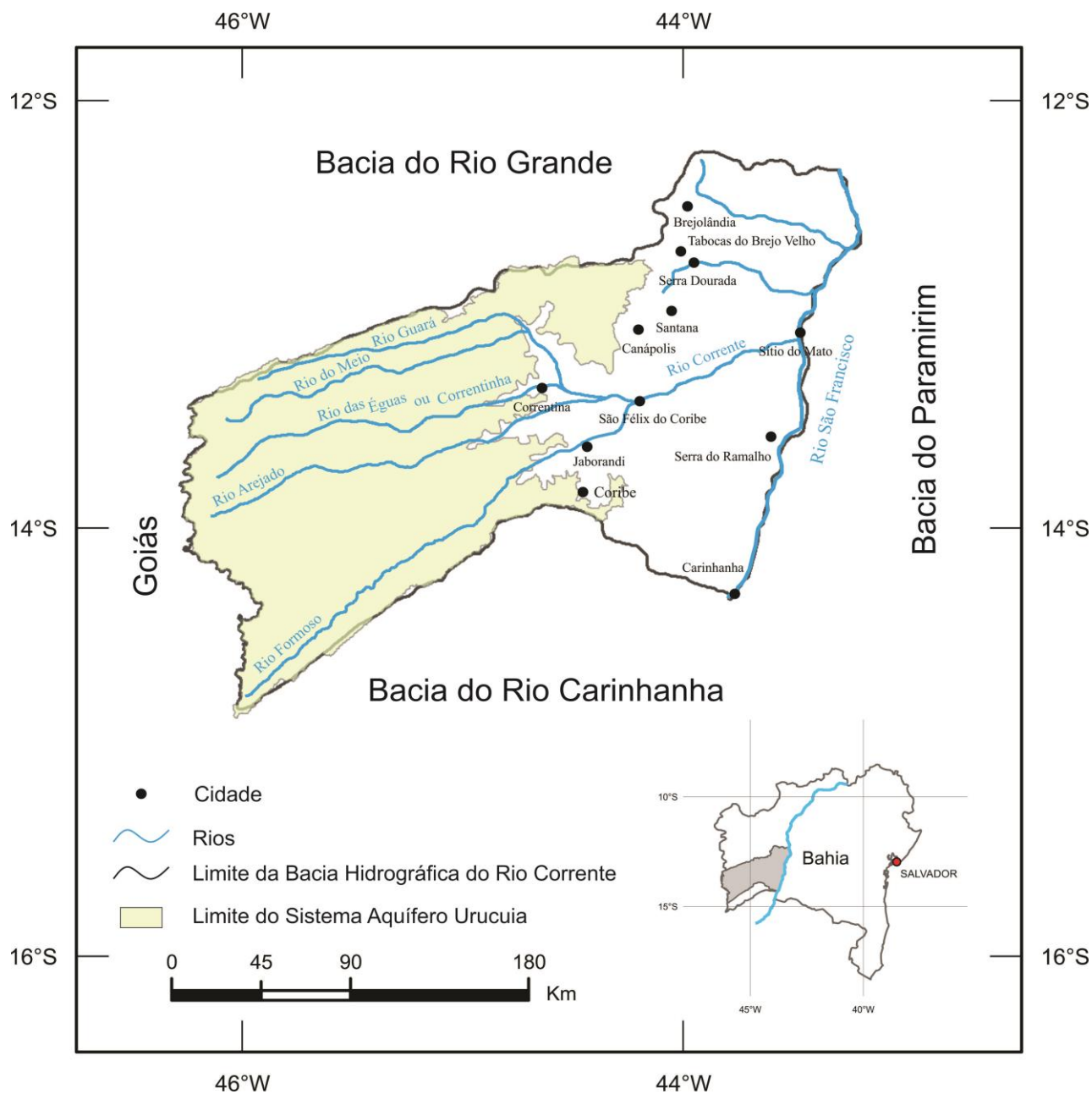


Figura 5.1 – Mapa de Localização da bacia hidrográfica do Rio Corrente.

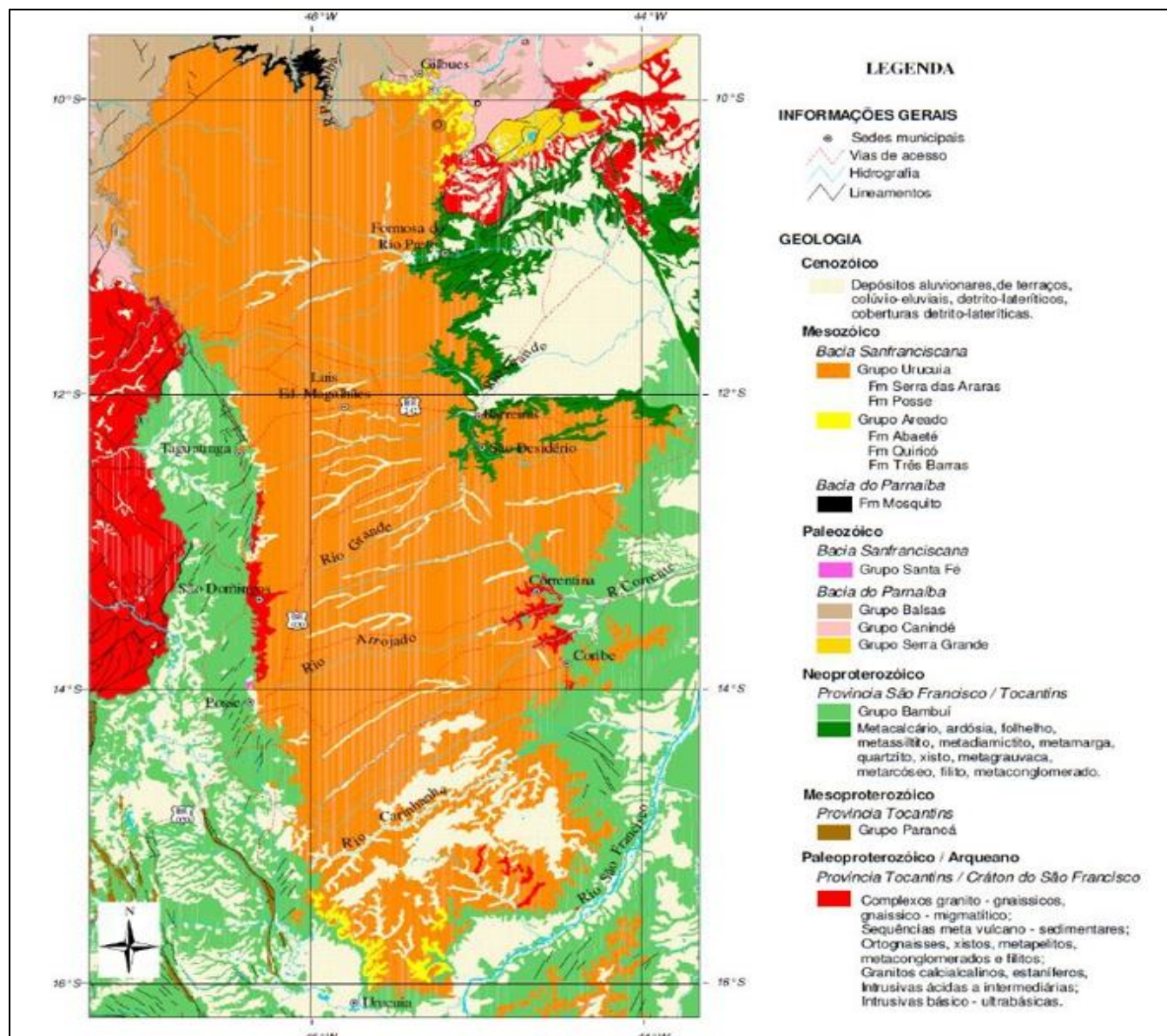


Figura 5.2 - Mapa geológico regional simplificado. Adaptado de Gaspar (2006), modificado de CPRM (2002).

5.2.1 - Grupo Urucuia

As rochas do Gr. Urucuia, de idade Neocretácea, apresentam baixa diversidade litológica, sendo representada por uma unidade homogênea composta de arenitos argilosos. As variações litológicas são descontínuas e/ou sem representatividade, restringindo-se às lentes e/ou camadas centimétricas de conglomerados e/ou argilitos. Os trabalhos da CPRM (2007) indicam que essa unidade geológica apresenta uma espessura máxima de 275m, esse dado corrobora a interpretação de dados geofísicos realizados por Chang et al. (1992) de que no depocentro da bacia essa unidade atinge espessura de poucas centenas de metros.

O Gr. Urucuia é subdividido em duas formações geológicas: Formação Posse, na base, e Formação Serra das Araras, no topo. A caracterização faciológica e a consequente interpretação realizada por Spigolon e Alvarenga (2002) permitiu reconhecer uma superfície erosiva que delimita tais formações. A superfície erosiva é corroborada na dissertação de Bueno (2012), que a descreve como paleossolo formado durante eventos de erosão.

5.2.2 - *Formação Posse*

Campos e Dardenne (1997a) subdividem a Fm. Posse em duas fácies distintas – Figura 5.3:

Fácies 1 - Constituída por arenitos muito finos a médio, com boa maturidade textural e mineralógica e bom selecionamento, presença de lentes conglomeráticas com seixos do embasamento e do próprio arenito. Os arenitos, depositados em sistema eólico, apresentam bi-modalidade textural, estratificações cruzadas tangenciais de grande porte e alto ângulo e matriz argilosa. Essa fácies corresponde a 70% do Grupo Urucuia.

Fácies 2 - Constituída por arenitos brancos e ocre, depositados em um sistema fluvial entrelaçado psamítico, finos com matriz argilosa ou não, bem selecionados, classificados como arenitos feldspáticos e quartzo arenitos. São encontradas estratificações cruzadas de pequeno porte, e raramente estratos plano-paralelos.

5.2.3 - *Formação Serra das Araras*

A Formação Serra das Araras apresenta 25 m de espessura mínima e é constituída essencialmente por arenitos silicificados com finas intercalações de siltito e argilito. A presença de conglomerados é comum. São descritas estruturas plano-paralelas e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte. Campos e Dardenne (1997a) interpretam o sistema deposicional como fluvial em ambientes de planícies – Figura 5.3.

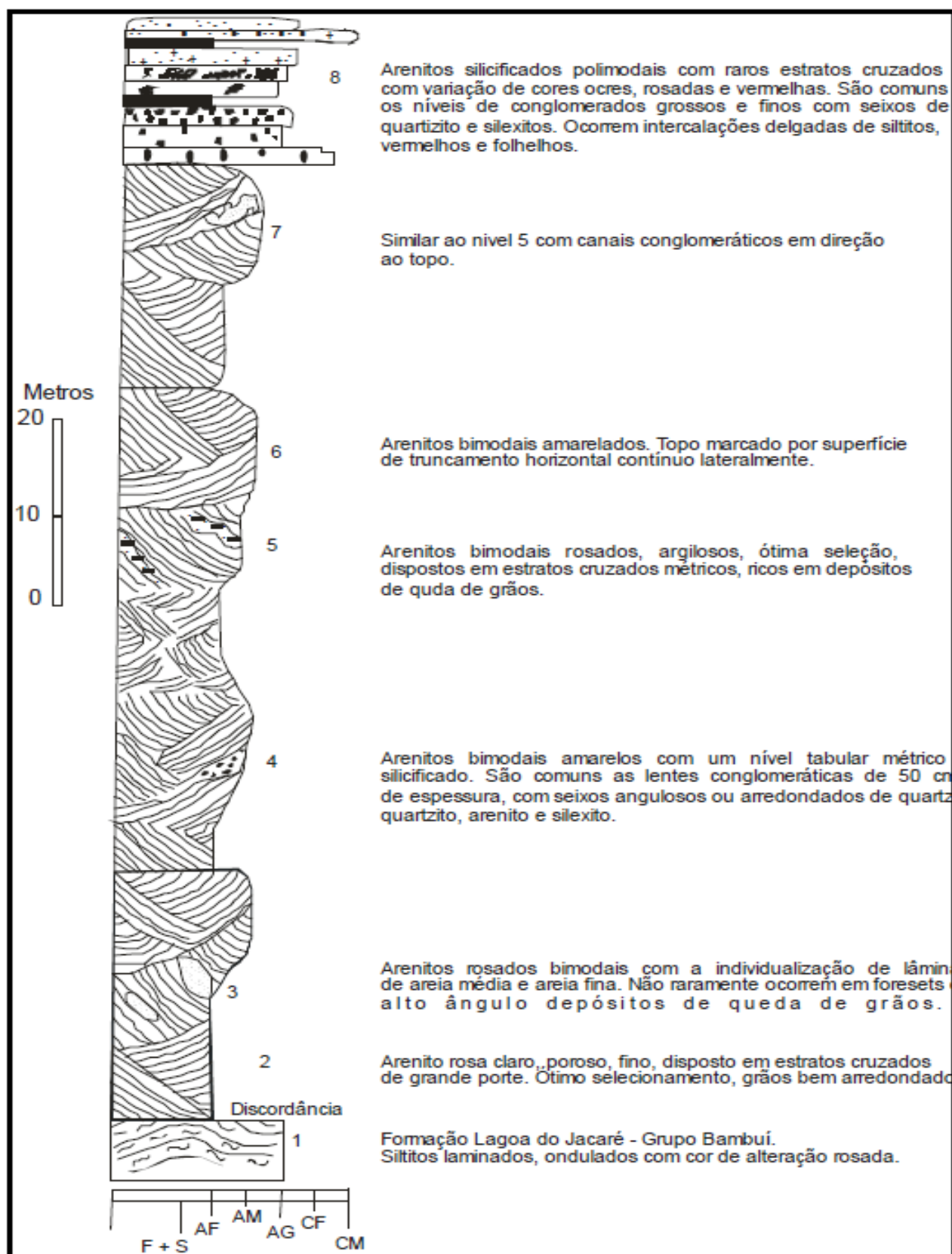


Figura 5.3 - Coluna estratigráfica do Grupo Urucuia. Detalhe para as formações Posse (2 a 7) e Serra das Araras (8). Campos e Dardenne 1997 a.

5.3 - Geomorfologia

A região do Oeste Baiano situa-se na unidade geomorfológica conhecida como Chapadão Ocidental do São Francisco, com altimetria entre 600m e 1.000m, composta pelos sedimentos do Gr. Urucuia (ARCANJO, 2001). O relevo do chapadão é descrito por Reis et al. (2009) como um planalto sedimentar suavemente dissecado por rios que drenam para o rio São Francisco.

Na caracterização geomorfológica do Município de Correntina, Lima et al. (2010) distinguiram duas regiões geomorfológicas, caracterizadas na figura 5.4:

Classes	Descrição
Chapadas do São Francisco	São superfícies de formas aplanadas, conservadas da dissecação, que perderam sua continuidade devido a mudanças no sistema morfogenético. Apresentam-se separadas por escarpas e ressaltos dos modelados de dissecação que as circundam Essas chapadas guardam feições planas herdadas da superfície de erosão que se instalou sobre os sedimentos sub-horizontalizados do Grupo Urucuia A cobertura vegetal dessa unidade é a Savana, caracterizada por feições típicas de Cerrado posicionadas sobre Latossolos
Depressões da Margem Esquerda do São Francisco	São superfícies elaboradas durante fases sucessivas de retomada de erosão. São constituídas por litologias pertencentes ao Grupo Bambuí e ao Grupo Urucuia. Compõem-se de sistemas planos inclinados levemente côncavos e áreas mais dissecadas expostas por erosão da cobertura sedimentar preexistente No Município de Correntina, ocorrem em forma de vales limitados por margens bem marcadas embutidos entre as Chapadas do São Francisco. Nessa unidade, a vegetação é caracterizada por feições típicas de Cerrado menos contínuas que nas chapadas

Figura 5.4 - Classes geomorfológicas divididas por Lima et al. 2010

5.4 - Clima

O clima da região estudada apresenta duas estações bem definidas – inverno seco de maio a setembro e verão chuvoso de outubro a abril-; na classificação de Köppen-Geiger a região enquadra-se como clima tropical semi-úmido (Aw).

Segundo a CPRM (2007) a precipitação média anual na bacia do Rio Corrente varia de 700 mm/ano a 1400 mm/ano, a variação de precipitação dá-se no

eixo W-E, sendo que na porção W têm-se as maiores taxas de precipitação. Os meses de dezembro e janeiro correspondem aos meses mais chuvosos. Nos meses secos, de junho a agosto, a precipitação é próxima de zero, apresentando um déficit hidrológico – Figura 5.6 - e dessa maneira a perenidade dos rios é mantida devido ao SAU. Gaspar (2006) apresenta um mapa de isoietas para a bacia do Rio Corrente baseado em 5 estações pluviométricas da bacia – Figura 5.5; e estima uma pluviometria para a região de $2,74 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{ano}$.

A temperatura média anual da bacia é de 24°C e a umidade relativa média anual é da ordem de 70%. A evaporação média é de 1.600mm. A velocidade dos ventos é baixa – da ordem de 2,2 m/s – e sopram, predominantemente, nas direções leste e nordeste.

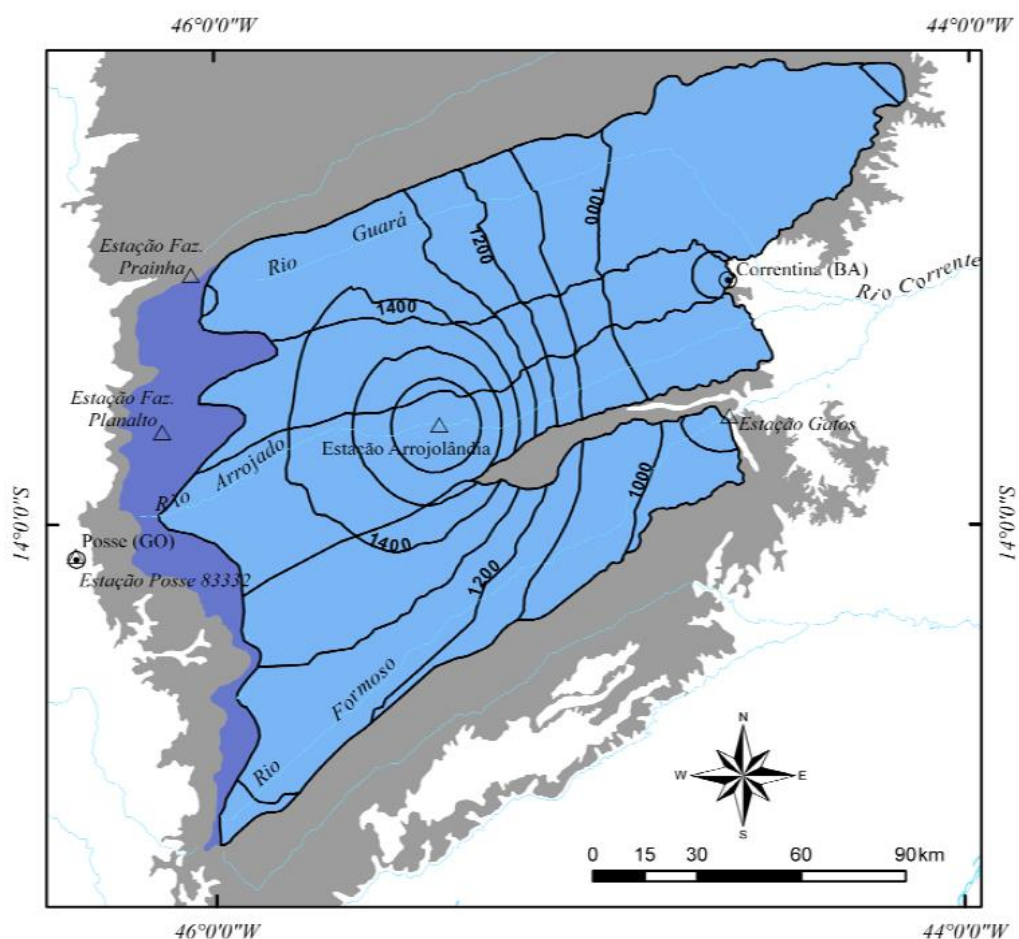


Figura 5.5 – Mapa de isoietas para a bacia do rio Corrente. Valores de precipitação em mm/a. Extraído de Gaspar 2006.

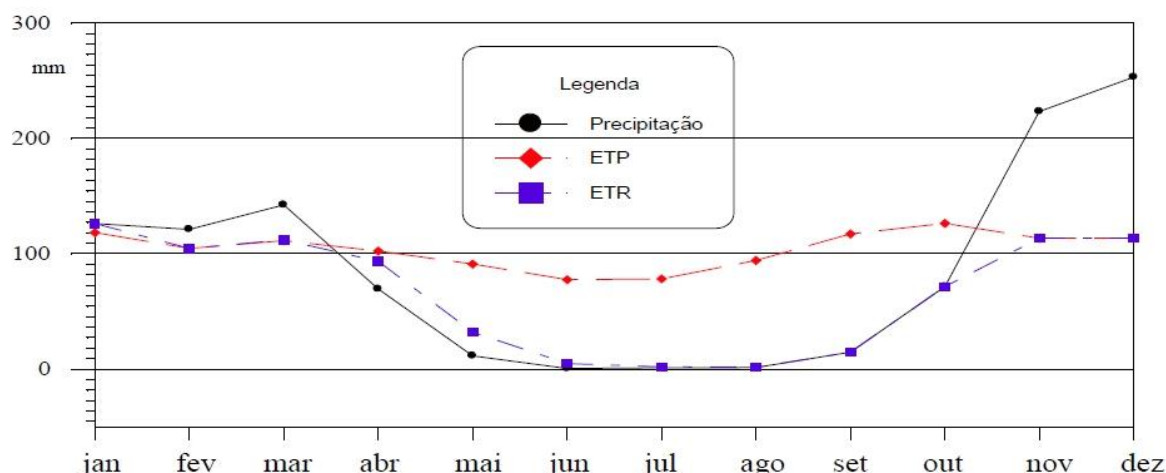


Figura 5.6 - Balanço hídrico para a estação de Correntina. (CPRM, 2007)

5.5 - Contexto hidrogeológico

Gaspar (2006) descreve o SAU apresentando uma área efetiva de 76.000km² correspondendo a regiões onde as rochas do Gr. Urucuia desempenham as funções de filtro, reguladora e armazenadora. O sistema aquífero aloja-se na província hidrogeológica São Francisco e corresponde ao conjunto de aquíferos interligados que ocorrem nas rochas do Gr. Urucuia na sub-bacia Urucuia descrita por Campos & Dardenne (1997); o sistema é do tipo intergranular, na forma de um tabuleiro espesso, constituída essencialmente por arenitos (GASPAR, 2006).

No mapa de domínios e subdomínios hidrogeológicos do Brasil, CPRM (2007), o SAU é classificado no domínio das Bacias sedimentares – meio poroso – e no subdomínio da Bacia Urucuia (2U) – Alto a muito alto potencial hidrogeológico -.

O divisor de águas subterrâneas foi estimado por Amorim Jr. (2003) que o posiciona com direção N-S, fato corroborado pelo trabalho de Arraes (2008). Esta autora propõe ainda uma assimetria entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas, uma vez que seus respectivos divisores encontram-se deslocados.

A área de recarga do SAU foi estimada em 55.000km² por Gaspar (2006), delimitadas por sensores remotos e análise do relevo; sendo, portanto a zona de recarga próxima a 72% da área efetiva do SAU.

Utilizando-se da decomposição do hidrograma do período de 1999 – 2000 da estação fluviométrica de Gatos, Campos et al. (2006) calcularam a infiltração da região de Jaborandi – bacia do Rio Corrente – em 177mm/ano, que corresponde a 16% da precipitação média. De maneira análoga, Pimentel et. al (2000) utilizaram hidrogramas de 1984 a 1995 para estimar que a infiltração na bacia do Rio Grande foi de 257 mm/ano – 20% da precipitação média. A CPRM (2007) analisou de maneira sistemática os hidrogramas das estações fluviométricas Gatos e Arrojado, de maneira a estimar o valor de recarga com diversos métodos; os valores obtidos nessas estimativas variam entre 16% e 10%, e encontram-se na figura 5.7.

Gaspar (2006), utilizando dados de estações fluviométricas e pluviométricas, realizou o cálculo do balanço hidrológico para as bacias hidrográficas dos rios: Formoso, Arrojado, Correntina e Guará; obtendo uma recarga média para a região de $6,28 \times 10^9$ m³/ano, equivalente a 24% da precipitação calculada. O fluxo de base médio para essas regiões foi estimado, a partir da separação gráfica dos histogramas de cada sub-bacia, em $5,4 \times 10^9$ m³/ano, equivalente a 20% da precipitação (GASPAR, 2006).

Método para a estimativa da recarga	Bacia: Posto Fluviométrico	Recarga	
		% da total anual médio de precipitação	Lâmina média annual (mm)
Meyboom	Gatos	16	217,6
Maillet	Gatos	12	163,2
	Arrojado	10	134,2
Procedimento misto: EXC de Thomtwaite e runoff do HYSEP	Gatos	13,9	188,5
	Arrojado	14,2	190,3

OBS: Áreas das bacias hidrográficas dos postos fluviométricos. Gatos = 6.867 km² e Arrojado = 5278 km²
Precipitação total anual média: Bacias hidrográficas de Gatos = 1360 mm e Arrojado = 1342 mm.

Figura 5.7 - Estimativa da recarga para as estações de Gatos e Arrojado usando diferentes métodos (adaptado de CPRM, 2007).

A condutividade hidráulica do SAU é abordada por diversos trabalhos que utilizam testes de bombeamento para sua determinação. Schuster *et al* (2002) determinou a condutividade hidráulica a partir do teste de bombeamento na sub-bacia do rio do Cachorro – bacia do rio Grande. Gaspar (2006) conclui que os

valores de condutividade hidráulica, em todo aquífero Urucuia, variam entre $2,4 \times 10^{-7}$ e $6,40 \times 10^{-6}$. CPRM-UFBA (2007) realizaram testes de bombeamento em dois poços: um atingindo a Fm. Posse e outro atingindo à Fm. Serra das Araras. O teste evidencia a isotropia da condutividade hidráulica, $K_{xx}=K_{yy}=K_{zz}$, e a similaridade hidráulica entre as formações do Gr. Urucuia. Os valores de condutividade estabelecidos por esses autores encontram-se no quadro 5.1.

Autores	Valores de K (m/s)	
	Mínimo	Máximo
Schuster <i>et al</i> (2002)	$1,0 \times 10^{-4}$	$2,1 \times 10^{-4}$
Gaspar (2006)	$2,4 \times 10^{-7}$	$6,4 \times 10^{-6}$
CPRM-UFBA (2007)	$6,9 \times 10^{-5}$	$1,7 \times 10^{-4}$

Quadro 5.1 – Valores de condutividade hidráulica estabelecidos por diversos autores.

6 - MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

O presente trabalho foi realizado de acordo com as etapas metodológicas descrita pelas PAMM's, explícitos no capítulo 4. As atividades foram divididas nas 3 fases da modelagem.

6.1 - Preparação

A primeira fase do trabalho propõe as seguintes etapas: (1) levantamento bibliográfico, (2) coleta e preparação dos dados, e (3) confecção de um banco de dados. A integralização dos dados obtidos permite a (4) confecção do modelo conceitual.

A etapa seguinte, (5) preparação e confecção do modelo matemático, consiste em selecionar o domínio do modelo, discretizar o espaço, definir condições de contorno e especificar as condições e propriedades do aquífero.

6.2 - Calibração

A segunda fase do trabalho propõe as seguintes etapas: (6) calibração do fluxo e (7) validação do modelo conceitual.

Na (6) calibração do modelo foi utilizado o método “tentativa e erro” (ANDERSON & WOESSENER, 1992), realizando ajustes progressivos das características hidrogeológicas de acordo com a correlação entre os valores observados (valores reais, obtidos durante o levantamento de dados) e os calculados pela simulação numérica. A validação do modelo conceitual tem a finalidade de confirmar ou rejeitar o modelo conceitual.

6.3 - Aplicação

(8) Análise de sensibilidade consiste na modificação controlada dos parâmetros já calibrados. Esse procedimento permite avaliar o grau de dependência e confiabilidade de cada parâmetro carregado no modelo. Uma vez que a modelagem matemática baseia-se nas aproximações e incertezas, essa análise faz-se necessária para estimar o grau de confiabilidade do modelo.

(9) Análise da dinâmica do fluxo de águas subterrâneas no sistema aquífero, considerando os resultados de balanço de fluxo e distribuição das cargas hidráulicas calculadas, e discussão desses resultados no presente relatório.

7 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO

7.1 - Modelo conceitual

O modelo conceitual desenvolvido para o presente trabalho propõe:

- 1) O domínio modelado é de escala macroscópica, que descreve um fenômeno em meio poroso (BEAR & CHENG, 2010).
- 2) Isotropia e homogeneidade hidráulica do domínio modelado – admitindo uma ordem de grandeza menor ao parâmetro K_{zz} (KRESIC, 1997). Fato corroborado pela predominância dos arenitos que formam o Gr. Urucuia.

As heterogeneidades litológicas, descritas na Fm. Serra das Araras, são descontínuas e de pequeno porte, não sendo representativas para a escala do trabalho.

- 3) Aquífero do tipo livre. Gaspar (2006) descreve, localmente, regiões de confinamento do SAU, porém, a escala adotada para este trabalho permite assumir o não confinamento para toda extensão modelada.
- 4) A descarga da água subterrânea dá-se exclusivamente para as drenagens que cortam o aquífero; sendo que o alto grau de dissecação das drenagens proporciona a convergência do fluxo subterrâneo para essas áreas.
- 5) As áreas de recargas são exclusivas das regiões aplainadas da bacia. As regiões com alta declividade apresentam infiltração comprometida (HEALY, 2010). Os rios, sendo regiões de descargas, apresentam recarga nula.
- 6) Condições de não-fluxo com as unidades subjacentes ao Gr. Urucuia. A grande diferença nos valores de condutividade hidráulica – maior que duas ordens de grandezas - entre as unidades que formam o aquífero e seu embasamento proporcionam tal condição.
- 7) Condições de não-fluxo nos limites laterais do aquífero. A sua feição morfológica de platô isolado impõe a não conectividade laterais com outras unidades geológicas. Os limites norte-sul da bacia hidrográfica modelada são admitidos como os divisores de águas subterrâneas entre as bacias hidrogeológicas, assumindo ausência de fluxo entre elas.
- 8) A calibração do modelo hidrogeológico baseia-se na correlação entre a carga hidráulica calculada e a observada nos poços de observação selecionados.

7.2 - Modelo matemático

7.2.1 - Domínio e discretização do domínio

A área simulada possui 22.695 Km² e um volume de 2.284 Km³, sendo discretizada em três *layers* e, conseqüentemente, quatro *slices*. O domínio modelado foi discretizado em 1.458.111 elementos finitos em forma de triângulos irregulares e 984344 nós. 0,1% do número de elementos apresentam ângulo obtuso

maior que 120° ; 16,2% possuem ângulo acima de 90° e nenhum deles violaram o critério de Delaunay. Nas bordas do domínio e nas drenagens, bem como na localização dos poços de observação foi gerado um refinamento da malha – Figura 7.1.

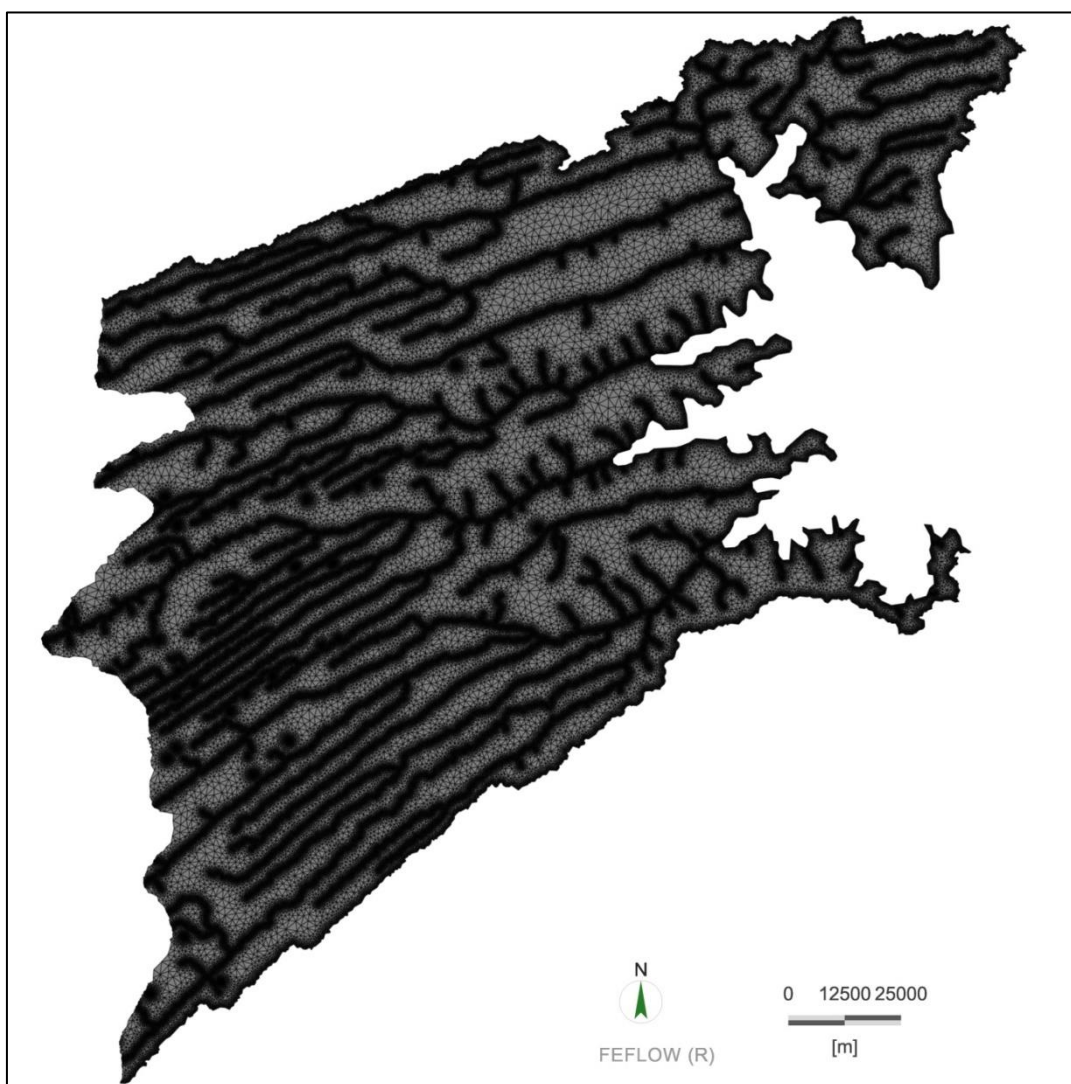


Figura 7.1 - Malha de elementos finitos. Refinamento gerado nas bordas do modelo e dos rios, além dos poços de observação.

Foram carregados 18 poços de observação (Figura 7.2), obtidos em Gaspar (2006), para a calibração de fluxo do modelo. A topografia do modelo (Figura 7.3) foi obtida através da interpolação, pelo método IDW - Inverse Distance Weighting - com software FeFlow, a partir de dados do modelo digital do terreno obtido da SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) com resolução de 250m. A base do aquífero

modelado foi gerada a partir da interpolação dos dados disponíveis em trabalhos anteriores – perfis geofísicos e descritivos de poços – e dados obtidos de afloramentos durante as etapas de campo. No intuito de evitar instabilidades numéricas a espessura mínima do modelo foi estipulada em 25 metros, e a máxima espessura obtida foi de 210 metros – ver figura 7.4.

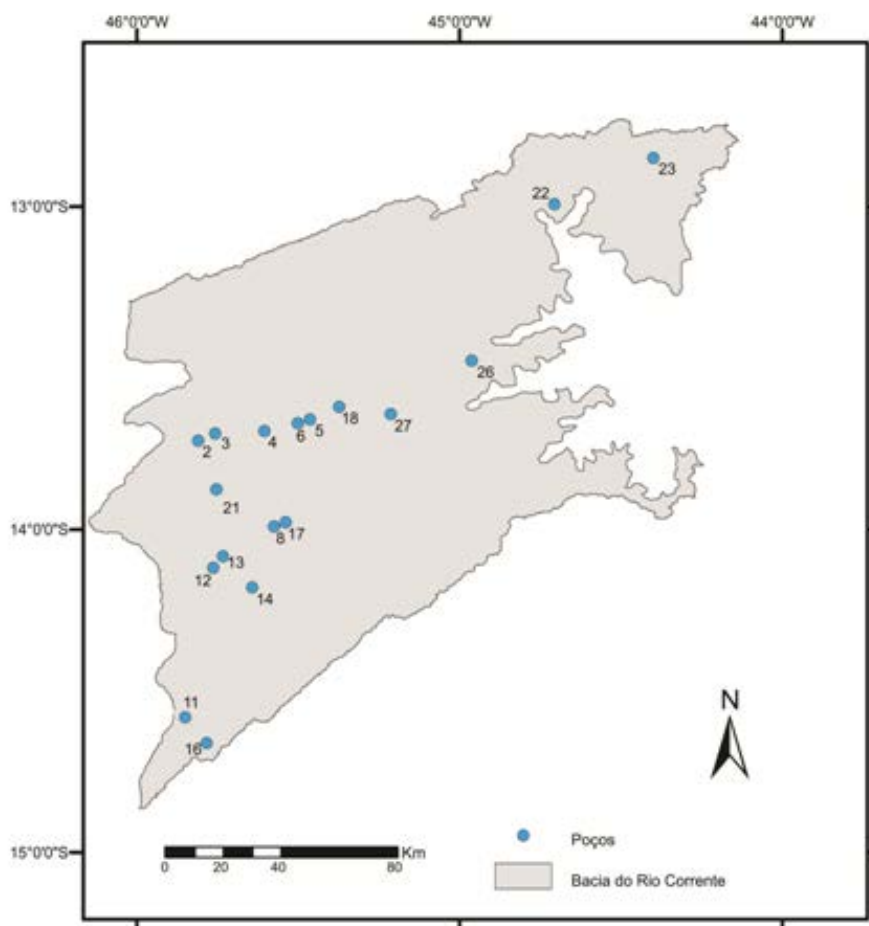


Figura 7.2 - Localização dos poços de observação.

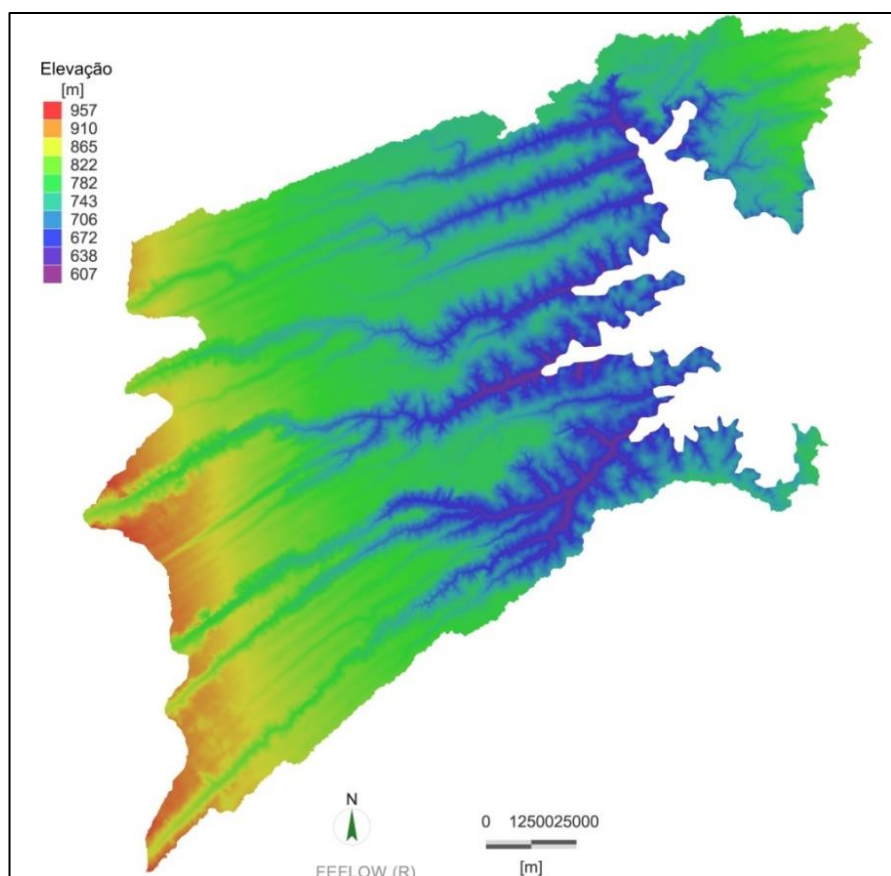


Figura 7.3 - Topografia do domínio modelado

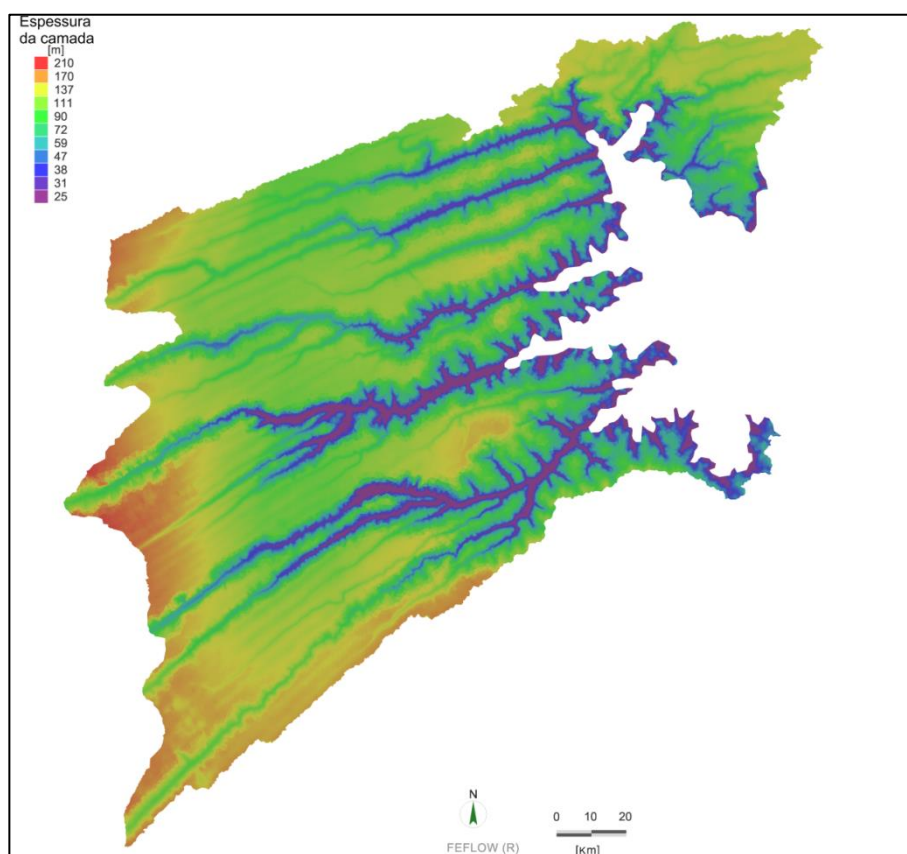


Figura 7.4 – Espessura do domínio modelado.

7.2.2 - Condições de contorno

As previsões de fluxo nulo estabelecida nos limites do aquífero Urucuia são impostas automaticamente pelo software Feflow, determinando que não haja conectividade do fluxo além dos limites do modelo. A condição de contorno carregada no modelo foi a do Tipo I – Dirichlet, de carga especificada – em todas as drenagens bem entalhadas e com conectividade direta com o aquífero. Os valores das condições de contornos estabelecidos para as drenagens selecionadas foram admitidas como a superfície topográfica nesses pontos, sendo obtidas diretamente pelo software Feflow.

De modo a atender a premissa de que as drenagens sejam regiões de descargas, foi estabelecida a restrição de *Seepage Face* nas condições de contorno, permitindo atribuir valores de recarga 0 mm/a por essas condições.

8 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

8.1 - Carga hidráulica

A comparação da carga hidráulica simulada com os valores reais nos poços de observação foi o critério de calibração do modelo. O principal fator de correlação utilizado neste trabalho foi o RMS (ou valor quadrático médio), expresso pela fórmula: $x_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2}$. O valor máximo de RMS normalizado para considerar o modelo calibrado foi estipulado em 5%. Outros fatores de correlação foram analisados e ponderados: coeficiente de determinação e coeficiente de correlação.

O quadro 8.1 apresenta os valores de carga hidráulica simulada e observada em cada poço de observação; e a figura 8.1 apresenta o gráfico de correlação entre esses valores.

Poço	Carga Hidráulica Observada (m)	Carga Hidráulica Calculada (m)	Diferença de Carga hidráulica calculada e observada (m)
2	796,38	798,92	2,54
3	790,54	788,68	-1,86
4	773,00	762,38	-10,62
5	738,59	742,34	3,75
6	746,74	748,65	1,91
8	775,06	779,51	4,45
11	862,23	854,73	-7,49
12	818,54	815,90	-2,64
13	818,36	813,51	-4,84
14	777,37	777,66	0,28
16	829,15	834,33	5,18
17	769,47	771,03	1,56
18	729,03	726,78	-2,25
21	809,81	807,88	-1,93
22	666,60	662,11	-4,49
23	765,26	767,73	2,48
26	653,73	650,50	-3,23
27	690,19	685,88	-4,31

Quadro 8.1- Valores de cargas hidráulicas observadas, calculadas e a diferença entre elas.

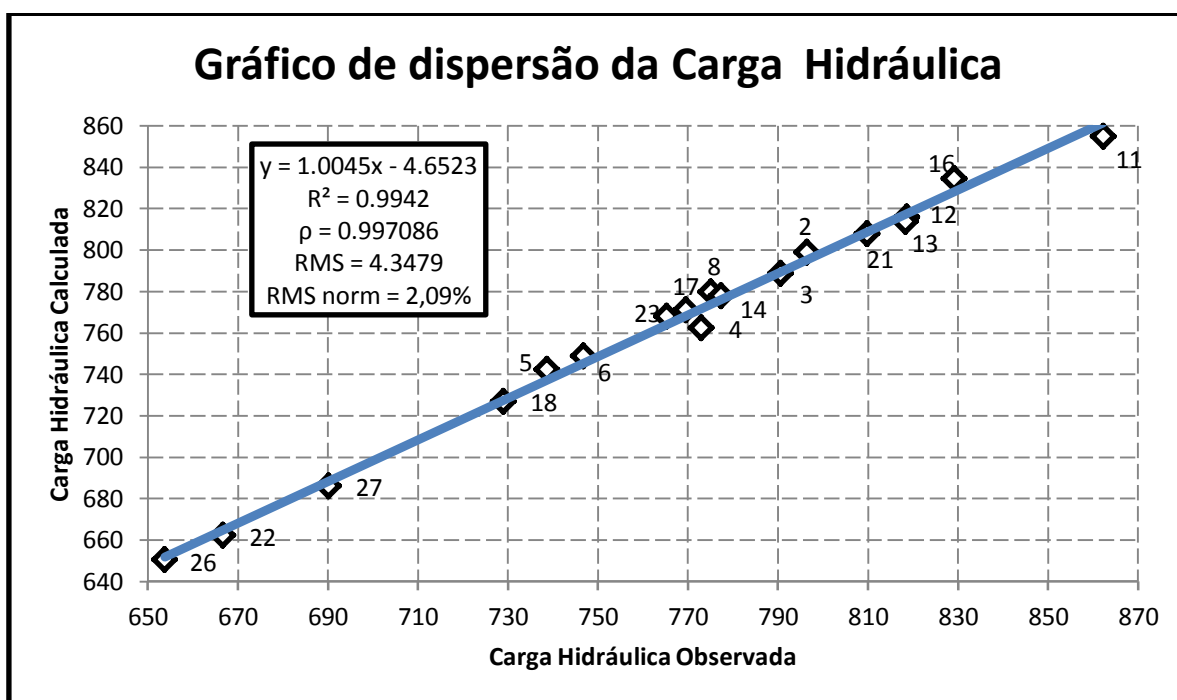


Figura 8.1 – Gráfico de dispersão dos valores de carga hidráulica; e índices de correlação, determinação, RMS e equação da reta.

No gráfico da figura 8.1 nota-se que a condição de calibração foi satisfeita, e alto índice de correlação ($\rho = 0.9970$) e de determinação $R^2=0.9942$.

Apesar da boa correlação entre os dados, alguns poços apresentam grande diferença entre os valores observados e calculados, destacam-se aqui:

- Poços 4 e 16 – encontram-se muito próximos a condições de contorno e seus valores são fortemente influenciados por essas condições, de modo que a alteração nos valores de recarga e condutividade hidráulica não surtem efeitos significativos.
- Poço 11 – encontra-se próximo aos limites do modelo e apresenta grande espessura, além de estar relativamente próximo a condições de contorno, dificultando a sua calibração.

A distribuição espacial da carga hidráulica é representada na figura 8.2. A figura 8.3 ilustra a topografia e as isolinhas, em branco, de carga hidráulica simulada; nota-se, como esperado, a relação do nível da água do aquífero livre com a topografia.

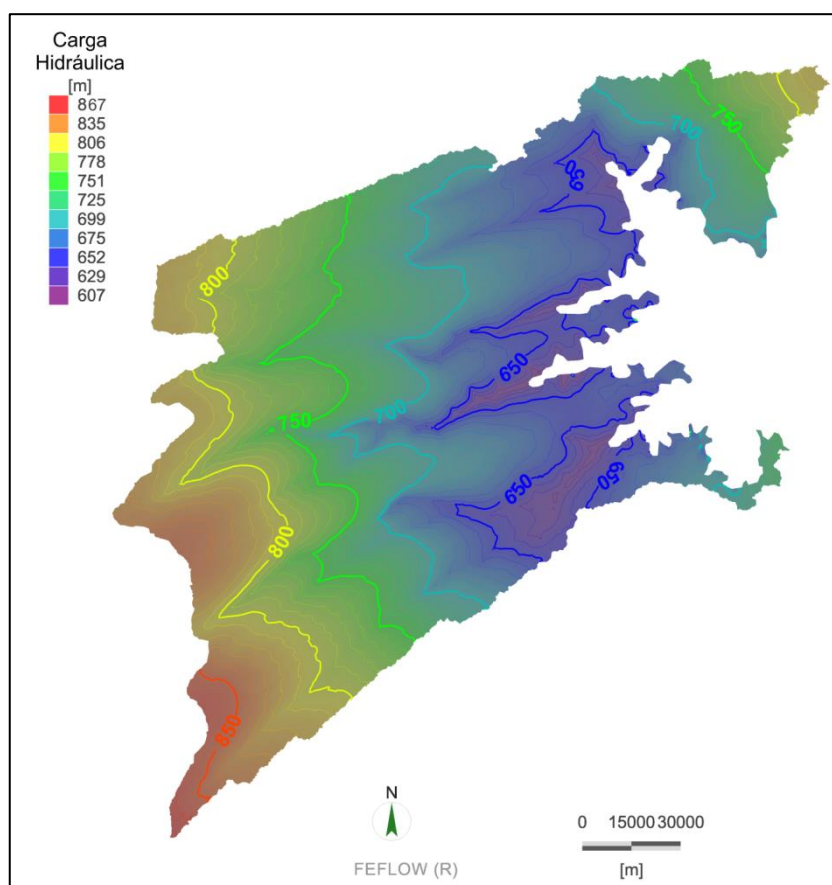


Figura 8.2- Distribuição espacial da carga hidráulica simulada.

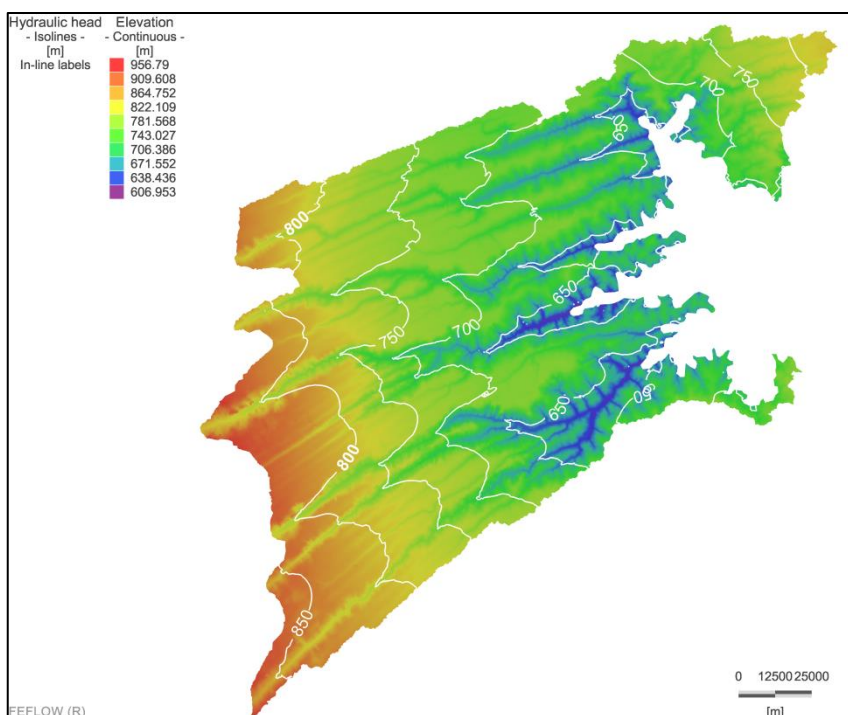


Figura 8.3 – Topografia do domínio modelado e linhas, em branco, representando a carga hidráulica simulada.

A figura 8.4 representa uma seção A-B de direção NNE com aproximadamente 160 km de extensão, com os valores de carga hidráulica simulada e o nível freático - representado pela linha isobárica de 0 kPa. O perfil evidencia o alto grau de dissecação das drenagens que cortam o aquífero e a direção do fluxo a elas, corroborando a premissa número 4 do modelo conceitual.

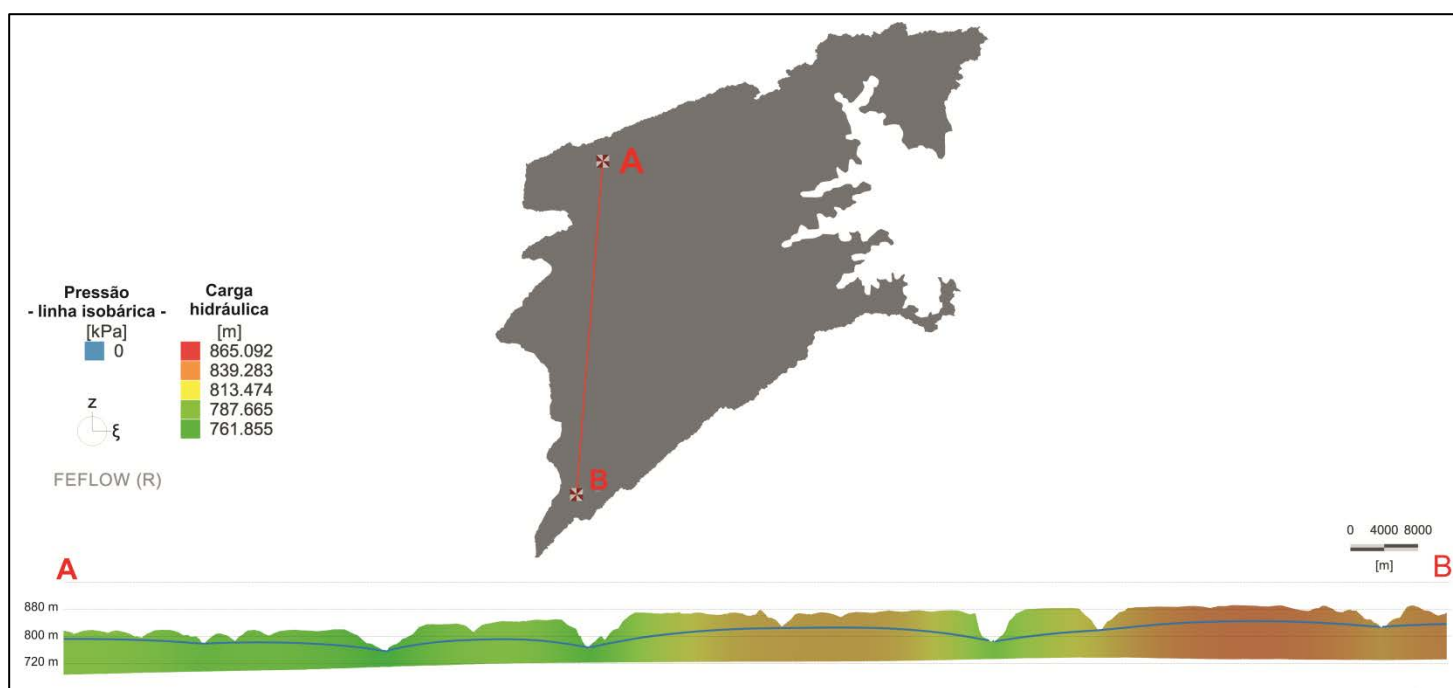


Figura 8.4 – Perfil NNE com valores de carga hidráulica e nível freático; sobrelevação de 35x.

A carga hidráulica pode ser observada tridimensionalmente como na figura 8.5. A parte sudoeste do mapa foi cortada para a visualização do nível freático, porção branca, representada pela superfície isobárica de 0 KPa.

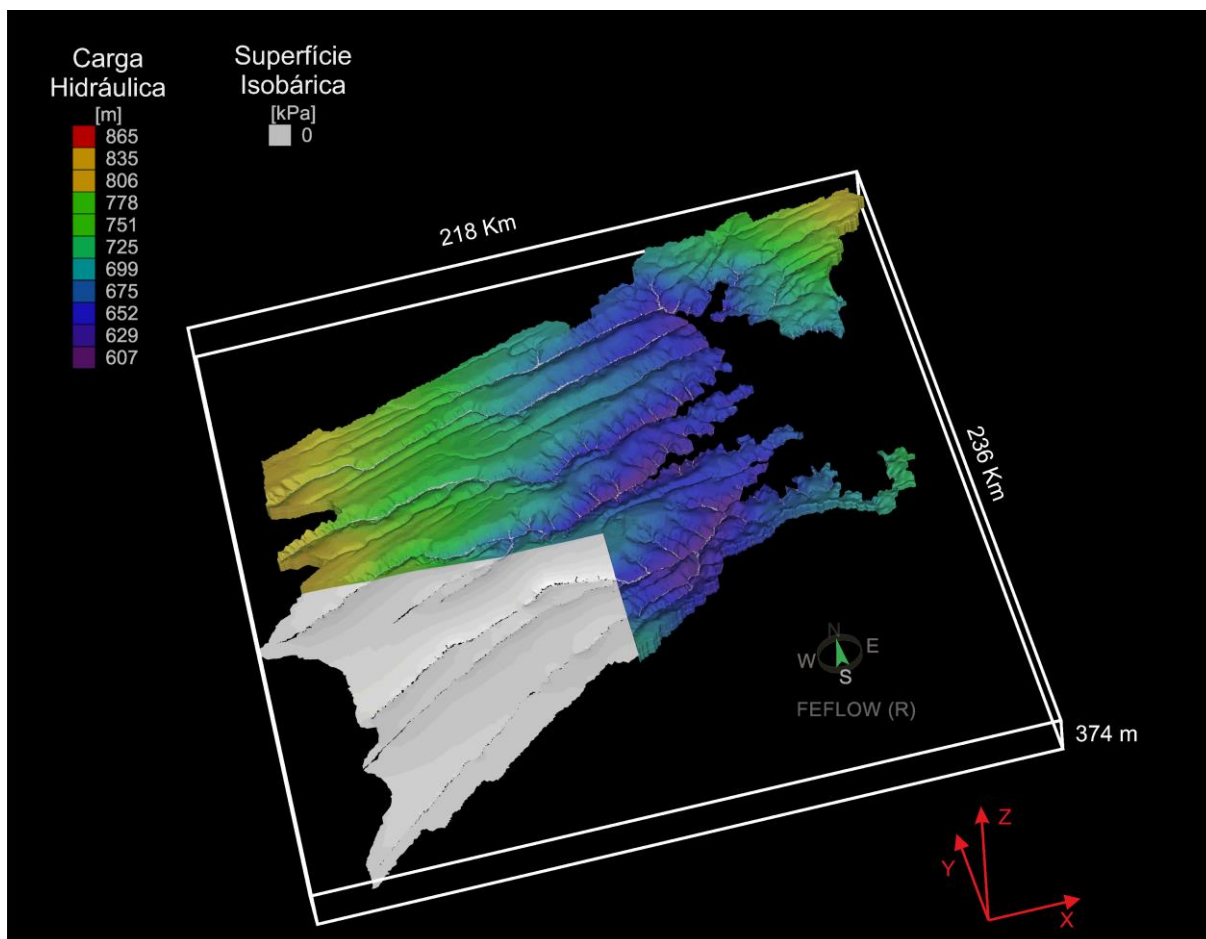


Figura 8.5 – Modelo tridimensional representando a carga hidráulica e o nível freático em branco.

8.2 - Recarga

A recarga foi a principal forma de calibração do modelo. Seus valores foram definidos entre os valores médios estimados pela CPRM – figura 5.7, capítulo 5. Segundo Healy (2010) as regiões inclinadas tendem a aumentar o escoamento superficial e dificultar a infiltração; dessa forma, as regiões próximas às drenagens com altas inclinações foram consideradas regiões de recarga comprometida. As regiões aplainadas correspondem a regiões de recarga efetiva, e suas variações

podem ser relacionadas às variações pluviométricas, pedológicas e à atividade agrícola.

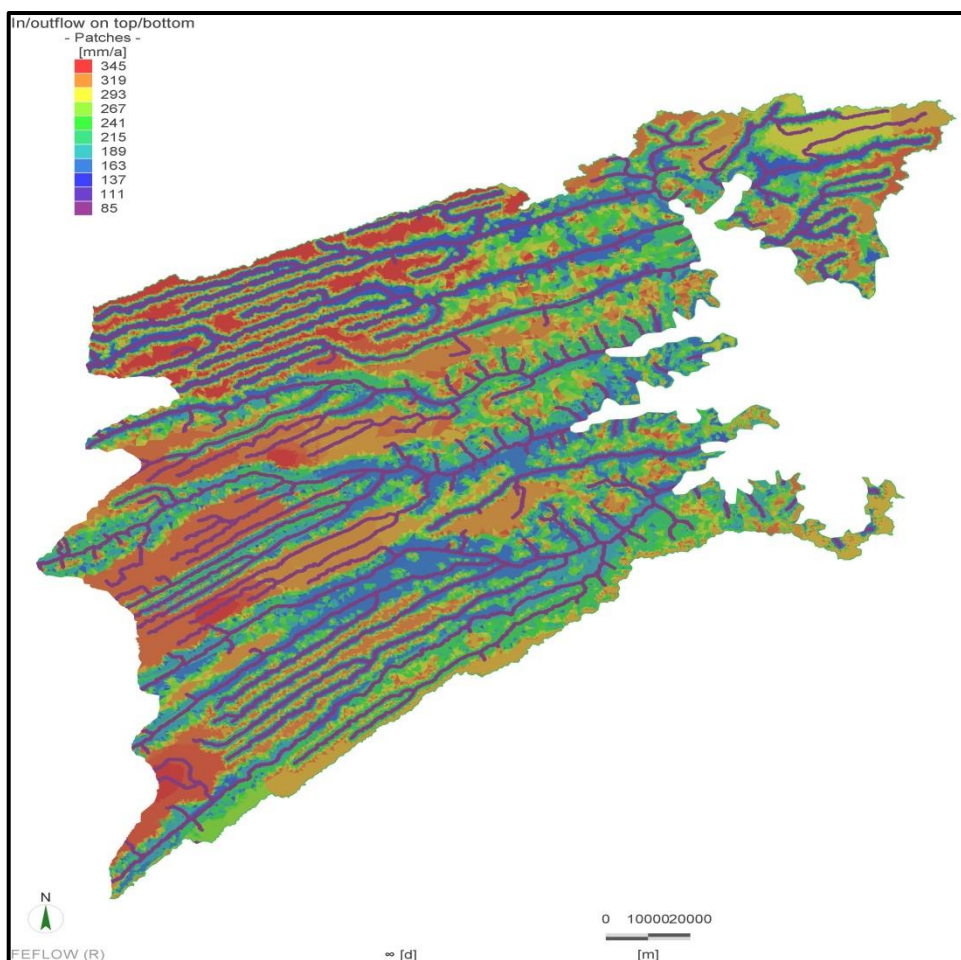


Figura 8.6 – Valores obtidos de recarga

O valor máximo de recarga (figura 8.6) foi de 345 mm/a, obtidos na porção centro-oeste e sudoeste do modelo. Os valores de recarga diminuem gradativamente para leste, sendo coerentes com a pluviometria da área. O valor mínimo de recarga obtido foi de 85 mm/a, sendo atribuído nas regiões de alta inclinação e vales bem entalhados das drenagens.

8.3 - Condutividade hidráulica

A partir da premissa da homogeneidade e isotropia hidráulica, proposta pelo modelo conceitual, os valores de condutividade hidráulica foram calibrados em um

intervalo de valores obtidos em trabalhos anteriores e expostos no quadro 5.1 do capítulo 5. Os valores obtidos para a condutividade hidráulica, nas três direções vetoriais, foram de: $K_{xx}=K_{yy}= 3 \times 10^{-4}$ m/s e $K_{zz}=6 \times 10^{-5}$.

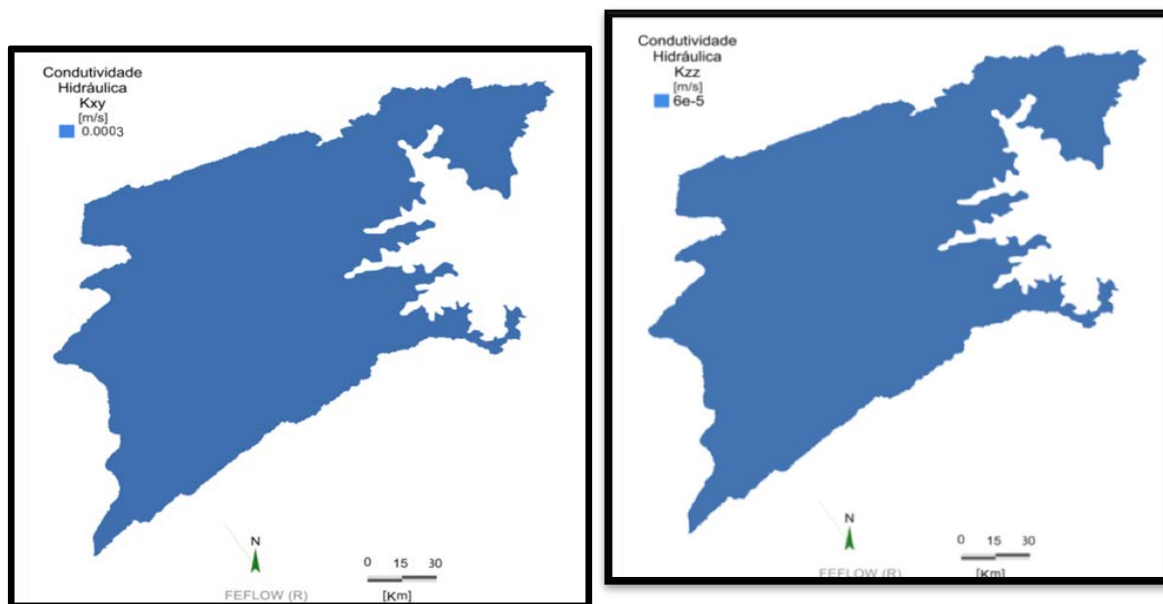


Figura 8.7 – Homogeneidade dos valores obtidos de condutividade hidráulica horizontal e vertical

A homogeneidade hidráulica obtida da simulação numérica pode ser justificada pela escala do domínio modelado, que se encontra na região do volume elementar representativo (VER) (figura 8.8), e pela escala das heterogeneidades. O VER está situado na porção em que o volume do domínio modelado é: suficientemente maior que o volume das heterogeneidades, evitando variações no valor do parâmetro em análise; e, menor que possíveis heterogeneidades (BEAR & CHENG, 2010). Isso representa que o volume das heterogeneidades litológicas e hidráulicas não é suficiente para variar o parâmetro de condutividade hidráulica pelo domínio simulado.

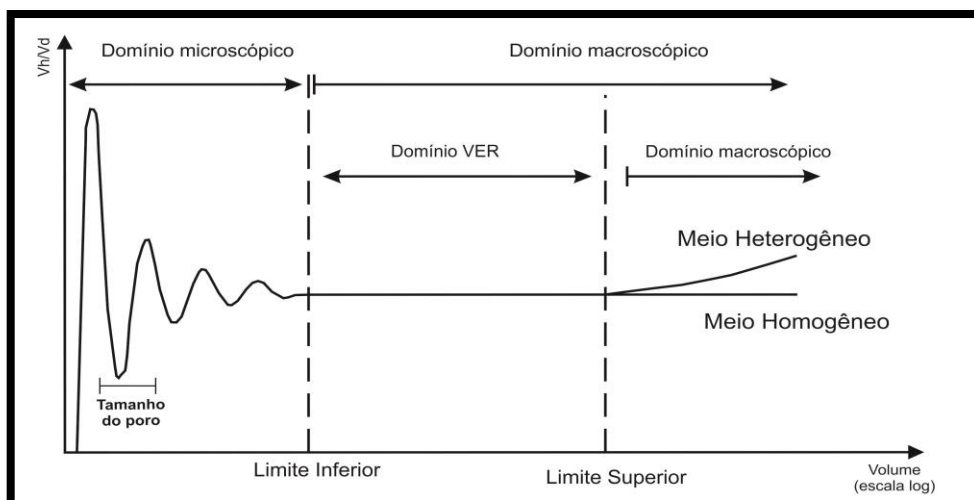


Figura 8.8 – Representação gráfica do Volume Elementar Representativo. Adaptado de Bear e Cheng, 2010.

8.4 - Balanço de Fluxo

Como abordado no capítulo 4 e representado na figura 4.1, o modelo em regime permanente admite a condição de conservação de massa, admitindo que todo volume de água que entra no modelo deverá sair. Dessa maneira, um modelo permanente ideal apresenta um balanço total da igual a zero. A simulação do modelo matemático permitiu estimar o balanço hidrológico (figura 8.9) para a bacia do rio corrente.

O volume total de infiltração (*Source*) de água no modelo é de 13.957.500 m³/dia que representa a recarga por precipitação. O volume de água escoado pelas condições de contorno é de 13.958.400 m³/dia e representa o escoamento de base do aquífero. A entrada de água pelas condições de contorno é nula, uma vez admitido que os rios sejam regiões exclusivamente de descargas, foi imposta nessas regiões condições de contorno de recarga igual a zero. O balanço total do modelo foi de – 888.764 m³/dia, que corresponde a apenas 0,04% do volume de água do modelo, podendo ser desprezado.

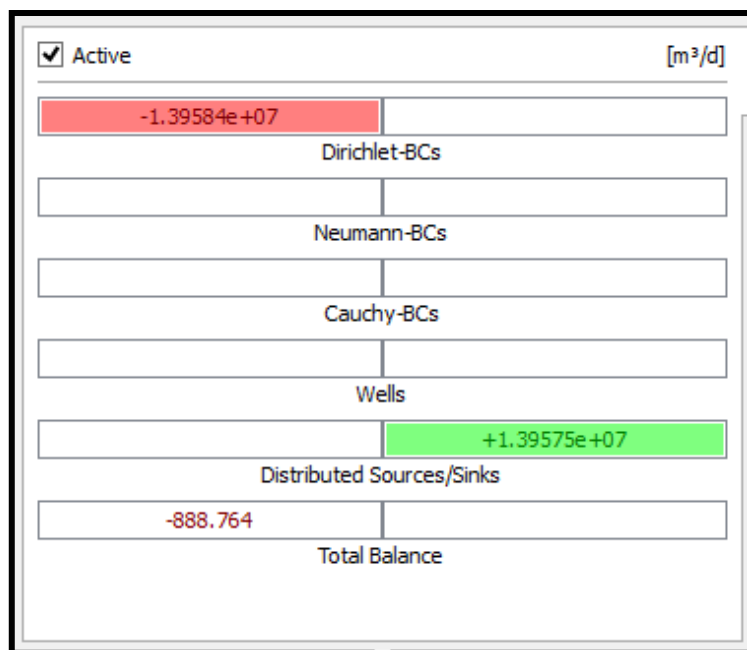


Figura 8.9 – Balanço de fluxo obtido pela simulação do modelo. Dados em m³/dia.

O volume de recarga obtido pela simulação do modelo corresponde a 23% da precipitação calculado por Gaspar (2006). Esse valor é coerente com os valores obtidos pelos trabalhos de Pimentel *et al.* (2000) que calcularam uma recarga de 20% para o SAU; Gaspar (2006) que calculou 24% de recarga; e CPRM (2007) que calculou uma recarga variando entre 10 a 16% da precipitação total anual.

O escoamento de base é ligeiramente maior que o calculado por Gaspar (2006), uma vez que o modelo aqui simulado é considerado permanente, não havendo, assim, acúmulo ou perda do volume de água da recarga, diferentemente de Gaspar (2006) que realizou o cálculo do balanço hidrogeológico considerando o armazenamento de água no SAU.

8.5 - Calibração e Análise de sensibilidade

A calibração do modelo partiu da premissa de homogeneidade hidráulica, mantendo os parâmetros de condutividade hidráulica horizontal e vertical homogêneos por todo domínio. Dessa forma, a recarga foi o principal parâmetro de calibração para alinhar os valores de carga hidráulica calculada em um gráfico de dispersão (figura 8.1) e, ajustar o balanço de fluxo do modelo com o balanço hidrológico obtido na revisão bibliográfica.

Uma vez que os valores de carga hidráulica foram alinhados no gráfico de dispersão, foram realizadas sucessivas alterações nos valores de condutividade hidráulica vertical e horizontal, a fim de ajustar os valores calculados com os observados.

A análise de sensibilidade, realizada após a etapa de calibração, demonstra que o modelo responde a determinadas incertezas dos parâmetros de entrada (SPITZ & MORENO, 1996). O modelo é dito sensível a determinado parâmetro caso pequenas alterações deste afetem de maneira considerável a resposta da simulação numérica (BEAR & CHENG, 2010).

O coeficiente de sensibilidade estipula o grau de confiabilidade de cada parâmetro, de maneira que, quanto menor o valor do coeficiente de sensibilidade, maior o grau de confiabilidade do parâmetro. Segundo Spitz e Moreno (1996) esse coeficiente pode ser expresso pela seguinte equação:

$$S = \frac{|\Delta h|}{(\Delta P/P)};$$

Onde: S – coeficiente normalizado de sensibilidade; $|\Delta h|$ - variação do valor observado; ΔP – variação do parâmetro de entrada; P – parâmetro inicial de entrada.

No presente trabalho o RMS foi utilizado como valor de observação ($|\Delta h|$) e uma variação de 20% dos parâmetros de entrada (condutividade hidráulica e recarga) do modelo calibrado. Os coeficientes de sensibilidade normalizados para cada alteração estão representados no quadro 8.2.

Parâmetro alterado	RMS	RMS alterado	Coeficiente de sensibilidade
Recarga	2,0903	3,04694	4,7832
Kxy	2,0903	2,76916	3,3943
Kz	2,0903	2,27855	0,94125

Quadro 8.2 – Resultados da análise de sensibilidade para a variação de 20% nos parâmetros de entrada do modelo calibrado.

Os resultados obtidos com a análise de sensibilidade demonstram que a recarga e a condutividade hidráulica horizontal são os parâmetros mais sensíveis do

modelo, de maneira que alterações nesse parâmetro acarretam as mudanças mais significativas na simulação. Já a condutividade hidráulica vertical foi o parâmetro que apresentou maior índice de confiabilidade do modelo.

9 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com os resultados obtidos pela simulação do modelo hidrogeológico e os elevados índices de correlação entre os valores reais e observados, pode-se afirmar que o modelo possui representatividade diante das condições reais do sistema aquífero Urucuia, simplificando e descrevendo a dinâmica do fluxo de águas do SAU. Conclui-se também que o modelo pode auxiliar na confecção de um plano de gestão dos recursos hídricos para a região.

O escoamento de base calculado pela simulação do modelo hidrogeológico, é muito próximo dos valores obtidos em trabalhos anteriores (GASPAR, 2006; ANA, 2004); as variações podem ser explicadas devido a:

(1) Escassez dos dados de bombeamento de água subterrânea da bacia do rio Corrente, de maneira que esse fator não foi levado em consideração na modelagem da bacia; e devido à intensa demanda de água para o suprimento de fazendas e projetos de irrigação, esse fator deve apresentar grande influência na vazão do escoamento de base da bacia.

(2) Os trabalhos anteriores a respeito do escoamento de base consideram o coeficiente de armazenamento do SAU, diferentemente do modelo hidrogeológico realizado neste trabalho que é em regime permanente, e prevê que todo volume de água que entra no modelo deverá sair, sem considerar, assim, o armazenamento de água no sistema aquífero.

O valor do escoamento de base obtido na simulação do modelo confirma a efetiva participação do SAU no fluxo de águas para a bacia hidrográfica do rio São Francisco, assim como proposto pela ANA (2004); denotando a importância desse sistema aquífero e da criação de um plano de gestão dos recursos hídricos regional.

A dinâmica do fluxo de águas subterrâneas, objetivo principal deste trabalho, pode ser estabelecida através da distribuição espacial da carga hidráulica e, a respeito disto, podemos concluir que:

(1) De acordo com a figura 8.2 observa-se que o fluxo regional das águas subterrâneas tem sentido leste; à exceção da porção extremo nordeste, onde o fluxo tem sentido oposto.

(2) O perfil NNE da figura 8.4 nos permite estabelecer que, em maior escala, existem divisores de águas secundários de direção aproximada EW, que direcionam o fluxo de águas para as drenagens que cortam o aquífero, e corrobora a premissa número 4 do modelo conceitual de que as drenagens que o cortam são as regiões de descarga do SAU.

O software Feflow mostrou-se eficiente e atendeu as expectativas na simulação do modelo, apresentando bons resultados. Para isso, deve-se salientar que as etapas mais importantes durante a modelagem são as de: confecção e calibração do modelo. Durante a confecção do modelo é essencial que a discretização do espaço seja feita de modo a evitar instabilidades numéricas e detalhar as regiões mais importantes, possibilitando representar, da melhor maneira possível, as respostas nesses locais. A etapa de calibração do modelo é a que consome maior parte do tempo durante modelagem numérica, e deve ser realizada com cautela para que os valores obtidos com a simulação sejam coerentes com aqueles obtidos na revisão bibliográfica e com o contexto geológico do modelo.

Apesar de calibrado o modelo apresenta altos valores de sensibilidade dos parâmetros de recarga e condutividade hidráulica horizontal, indicando que pequenas variações desses parâmetros implicam em grandes alterações na simulação do modelo. A realização de novos trabalhos focados nesses parâmetros pode contribuir na melhor estimativa desses parâmetros e diminuição de incertezas de tais parâmetros.

A região que apresenta maior quantidade de poços de observação é aquela que se pode atribuir um maior índice de certeza para a simulação. Já as regiões que apresentam poucos poços, região norte e nordeste do modelo, apresentam um índice de confiabilidade menor, uma vez que a escassez de poços de observação dificulta a calibração da carga hidráulica nessas regiões. A região sudoeste do modelo apresenta os poços 11 e 16, que são poços com alta discrepância entre os valores calculados e observados, denotando uma região de maior incerteza no

modelo. É possível que possíveis heterogeneidades influenciem o fluxo local das águas subterrâneas.

O modelo conceitual proposto neste trabalho foi completamente validado e todas suas premissas foram obedecidas e confirmadas, sendo representativo para as condições do sistema aquífero. Portanto, o SAU, na bacia do rio Corrente, pode ser compreendido como um sistema aquífero regional livre e homogêneo. Regionalmente, as pequenas variações litológicas presentes no Gr. Urucuia podem ser desprezadas e não apresentam influências significativas na dinâmica do fluxo de águas subterrâneas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMORIM JUNIOR, V. Avaliação Hidrogeológica do aquífero Urucuia na bacia do rio das Fêmeas-BA usando IP-Resistividade. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador, 82 p. 2003.
- ANA. Projeto de gerenciamento integrado das atividades desenvolvidas em terra na bacia do São Francisco. Subprojeto 4.5C– Plano Decenal de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco - PBHSF (2004-2013). Nota técnica. Disponibilidade hídrica quantitativa e usos consuntivos na bacia hidrográfica do rio São Francisco. Brasília, 71 p. 2004.
- ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. Applied Groundwater Modelling: Simulation of Flow and Advective Transport. Academic Press, Inc., 381p., London. 1992.
- ARCANJO, J. B. A., Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Curimatá. Folha SC.23-Z-A. Corrente. Folha SC.23-Y-B (parcial) e Xique-Xique. Folha SC.23-Z-B (parcial): estados da Bahia e do Piauí. Brasília: CPRM 2001. CD-ROM
- ARRAES, T. de M. Proposição de critérios e métodos para delimitação de bacias hidrogeológicas. Dissertação (mestrado). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília (DF). 94 p., 2008.
- BEAR, J. & CHENG, A. H. D. Modelling Groundwater Flow and Contaminant Transport. 1st edition, Springer Netherlands, 834p. 2010
- BUENO, R.M. Interpretação paleoambiental de paleossolo do Grupo Urucuia (Cretáceo Superior). Dissertação (mestrado). Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas (SP). 83 p., 2012.
- CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. 1997 a. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. Revista Brasileira de Geociências, 27 (3): 269-282.
- CAMPOS, J.C.V; OLIVEIRA, L.T; LUZ, L. D.; LEAL, L.R.B; LUZ, J.A.G.; LIMA, O.A.L.; Avaliação da recarga do aquífero Urucuia na região de Jaborandi – Oeste da Bahia. In: ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 14, Curitiba. 2006.
- CHANG, H.K., BENDER, A.A & KOWSMANN, R.O. O papel das tensões intraplaca na evolução de bacias sedimentares: exemplo da Formação Urucuia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. Anais SBG. Vol.2.p. 568:569. São Paulo, 1992.

CLEARY, R. W.; Águas Subterrâneas Clean Environment Brasil, Princeton Groundwater Inc, ABRH, 112 p., 2007.

CPRM 2007. Serviço Geológico do Brasil. Mapa de domínios e subdomínios hidrogeológicos do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 2007. 1 CD-ROM.

CPRM & UFBA. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais & Universidade Federal da Bahia. Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do Nordeste Brasileiro. Hidrogeologia da bacia sedimentar do Urucuia: Bacias hidrográficas dos rios Arrojado e Formoso – Meta B – Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos. CPRM/FINEP, 69 p. il. 2007. Salvador, BA

DIERSCHE, H.J.G. FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system - user's manual, Release 5.0. Wasy, Berlin, Germany. 2002.

DURRAN, D. R. Numerical Methods for Fluid Dynamics – with applications to Geophysics. 2nd edition, New York, 511p. 2010

EL-KADI, A.L. Groundwater Models for Resources Analysis and Management. Florida: CRC/Lewis Pub., 1995.

FETTER, C.W. Applied Hydrogeology. 4th edition, New Jersey, Prentice Hall, 691p. 2001

FOWLER, A.C. Mathematical Models in the Applied Sciences. Cambridge: CUP, 1997.

FRANKE, O. R.; REILLY, T.E. E BENNET, G.D. Definition of Boundary and Initial Conditions in the Analysis of Saturated Ground-Water Flow Systems – An Introduction. Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey. Applications of Hydraulics, Books 3: Chapter B5, Reston, Virginia, USA, 1987.

GASPAR, M. T. P. Sistema aquífero Urucuia: caracterização regional e propostas de gestão. 2006. 158 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

HEALY, R. W. Estimating Groundwater Recharge. 1st edition. Cambridge University Press, 245p. 2010

HUBBERT, M.K. 1940. The Theory of Groundwater Motion. Journal of Geology 48: 785-944.

KRESIC, N. 1997. Quantitative solutions in hydrogeology and ground water modelling. CRC – Lewis Publishers, Boca Raton – New York, 461 p.

LIMA, A., de S.; MARTINS, E., de S.; GOMES, M., P.; REATTO, A.; PASSO, D., P.; CASTRO, K., B.; JUNIOR, O., A., C.; GOMES, R., A., T.; Caracterização geomorfológica do município de Correntina, Oeste Baiano, Escala 1:100.000. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento / Embrapa Cerrados, 287). Planaltina. 35 p. 2010.

PIMENTEL, A. L.; AQUINO, R. F.; SILVA, R. C. A. & VIEIRA, C.M.B. Estimativa da recarga do aquífero Urucuia na sub-bacia do rio das Fêmeas – Oeste da Bahia, utilizando separação de hidrogramas. IN: Congresso sobre aproveitamentos e Gestão de Recursos Hídricos em Países de Idioma Portugues, p.27 – 37 CD-ROM. 2000.

REIS, S. L. S.; VALE, R. M. C.; LOBÃO, J. S. B. Identificação de áreas degradadas no oeste da Bahia através de técnicas de geoprocessamento. In: Encontro de geógrafos da América latina, 12., 2009. Montevideo. Caminando em uma América Latina em transformación. Montevideo: Easy Planners, 2009.

SCHUSTER, H.D.M; SILVA,F.F da; TEIXEIRA,S.L.;BATISTA,L.H.G & FREITAS, W.A.2002. Estudos Hidrogeológicos do Aquífero Urucuia no Oeste baiano para Obtenção de Parâmetros nas outorgas de mananciais Subterrâneos. In: ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 12, Santa Catarina, CD-ROM.

SEAGRI, Brasil – Nota técnica – Região Oeste da Bahia. http://www.seagri.ba.gov.br/nota_tecnica_regiao_oeste.pdf acessado as 21:30 do dia 04 de julho de 2013.

SEAGRI, Brasil – Estimativa da safra 2007/2008. http://www.seagri.ba.gov.br/agrossinteseset_2008.pdf acessado as 13:26 do dia 27 de junho de 2013.

SGARBI, G.N.C. Geologia da Formação Areado: Cretáceo Inferior a Médio da Bacia Sanfranciscana, oeste do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro. 324 p. (Dissertação de Mestrado, UFRJ). 1989.

SILVA, F. F.; NETO, A. V. L; CARDOSO. E. R. SCHUSTER, H. D. M. 2005. Aplicação da modelagem matemática no uso conjunto água superficial e subterrânea para a gestão de recursos hídricos no oeste do Estado da Bahia. In: ABRH, Simpósio de Recursos Hídricos da Amazônia, 2, Palmas (TO).

SPAGNOLO, T. F. O.; GOMES, R.A.T.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; GUIMARÃES, R.F.; Martins, E. S.; COUTO JÚNIOR, A.F. Dinâmica da expansão agrícola do

município de São Desidério-BA entre os anos de 1984 a 2008, importante produtor nacional de soja, algodão e milho. *Geo UERJ*, v. 2, p. 603-618, 2012

SPIGOLON, A. L. D., ALVARENGA, J.S., Fácies e elementos arquiteturais resultantes de mudanças climáticas em um ambiente desértico: Grupo Urucuia (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, vol 32, p. 579-586. 2002.

SPITZ, K.; MORENO, J. A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modelling. John Wiley & Sons, New York, 461 p., 1996.

STOLLBERG, R. Groundwater Contaminant Source Zone Identification at an Industrial and Abandoned Mining Site – A Forensic Backward-In-Time Modelling Approach. PhD Dissertation. Halle (Saale), Germany. 183 p. 2013.

SÜß, M. Analysis of the influence of strutures and boundaries on flow and transport processes in fractured porous media. Tese de doutorado. Universidade de Stuttgart, Alemanha. 2004.

WANG, H. F. e ANDERSON, M. P. Introduction to Growdwater Modeling:Finite Difference and Finite Element Methods. Sand Diego, Califórnia, USA: Academic Press. 237 p., 1982

REFERÊNCIAS CONSULTADAS

GONÇALVES, R. D. Simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas na bacia do Rio Grande (BA). Trabalho de conclusão de curso. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro (SP). 56 p., 2013.

NASCIMENTO, C. E. M. Modelagem em elementos finitos de dutos de aço reforçados por compósito de matriz polimérica. 138 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Metalúrgica e de Materiais) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2008.

TERAMOTO, E. H. Caracterização hidrogeológica e simulação numérica de fluxo em uma região situada no Distrito Industrial de Paulínia (SP). Dissertação (mestrado). Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro (SP). 96 p., 2007.

WENDLAND, E. **Modelos matemáticos e métodos em águas subterrâneas**. São Carlos: SBMAC, 2003.