

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO GEOLOGIA

Lucas Rocha Pinto

**MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS E SUA APLICAÇÃO NA
MODELAGEM GEOLÓGICA PARA CARACTERIZAÇÃO DE AQUÍFEROS**

Florianópolis

2022

Lucas Rocha Pinto

**MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS E SUA APLICAÇÃO NA
MODELAGEM GEOLÓGICA PARA CARACTERIZAÇÃO DE AQUÍFEROS**

Trabalho Conclusão do Curso de Graduação em geologia
do Centro de filosofia e ciências humanas da
Universidade Federal de Santa Catarina como requisito
para a obtenção do título de Bacharel em 2022
Orientador: Prof^ª. Dr^ª. Manoela Bettarel Bállico
Coorientador: Prof. Dr. Rodrigo de Almeida Heringer

Florianópolis

2022

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do Programa de Geração Automática da Biblioteca
Universitária da UFSC.

Pinto, Lucas Rocha
Modelos Virtuais de Afloramentos e sua aplicação na
modelagem geológica de aquíferos / Lucas Rocha Pinto ;
orientadora, Manoela Bettarel Bállico, coorientador,
Rodrigo de Almeida Heringer, 2022.
81 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia,
Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Formação Rio do Rasto. 3. Modelos
Virtuais de Afloramentos. 4. Modelagem geológica. 5.
Simulação de fluxos. I. Bállico, Manoela Bettarel. II.
Heringer, Rodrigo de Almeida. III. Universidade Federal de
Santa Catarina. Graduação em Geologia. IV. Título.

Lucas Rocha Pinto

**MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS E SUA APLICAÇÃO NA
MODELAGEM GEOLÓGICA PARA CARACTERIZAÇÃO DE AQUÍFEROS**

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de bacharel e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia

Florianópolis, 15 de dezembro de 2022.

Prof^a. Manoela Bettarel Bállico, Dr^a.
Coordenadora do Curso

Banca Examinadora:

Prof^a. Manoela Bettarel Bállico, Dr^a.
Orientadora
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Prof. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira, Dr.
Avaliador
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Prof. Pedro Luiz Borges Chaffe, Dr.
Avaliador
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

À Silvia, Marcelo e Camila.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais pelo apoio em todas as escolhas que fiz e pelo amor incondicional desde sempre. À minha irmã pelo exemplo e por sempre me fazer sentir a pessoa mais amada do mundo. Vocês três são minha inspiração e a razão de eu chegar aonde cheguei.

Aos professores que contribuíram para minha formação, em especial à minha orientadora Manoela e meu coorientador Rodrigo, minha gratidão pela paciência e aprendizado durante todos esses anos de graduação.

À Fapesc pelo apoio financeiro.

Aos meus amigos que estão comigo desde o fundamental e me apoiaram em toda esta caminhada: Amanda, André, Arthur, Bárbara, Bruno, Carlos, Enrico, Felipe, Heloísa, Leonardo, Lucas, Nikolas, Ricardo e Victor.

Aos amigos da Geologia: Ana Clara, Artur, Baesso, Canhisares, Fábio, Gabriel e Vicente pela parceria em todos esses anos de curso.

Aos colegas do LGR, em especial à Monica e Jean, pelas discussões e sugestões para este trabalho.

Sem cada um de vocês eu não chegaria até aqui. Obrigado!

RESUMO

Na parte superior da Formação Rio do Rasto, na Bacia do Paraná, se encontra o Morro Pelado, uma unidade essencialmente siliciclástica acumulada durante o Permiano. Pode ser descrito como uma complexa interação entre depósitos lacustres, fluviais e eólicos. Sistemas fluviais podem formar excelentes reservatórios de hidrocarbonetos e aquíferos, no entanto, podem exibir alta complexidade tridimensional devido às variadas escalas de heterogeneidade. A compreensão das propriedades de um reservatório é essencial para a caracterização do comportamento dos fluxos. Os dados convencionais obtidos de aquíferos não são ideais para a compreensão das escalas de heterogeneidade. Desta forma, o uso de análogos para facilitar a descrição de reservatórios se tornou uma ferramenta importante, pois oferecem dados não disponíveis em subsuperfície. Para este trabalho, foi gerado um Modelo Virtual de Afloramento, com base no algoritmo *Structur from Motion (SfM)*, da Formação Rio do Rasto e com base nisto, foram interpretados os elementos arquiteturais e gerado um modelo geológico da área estudada. Com base nas características hidrogeológicas das camadas foram atribuídos valores utilizados para simulação de fluxos, a fim quais fatores geológicos influenciam na direção e intensidade das águas subterrâneas. Foi constatada a importância da correta interpretação da geologia, estratigrafia e estrutural para otimização e melhor gerenciamento dos recursos hídricos.

Palavras-chave: Leques terminais. Modelos Virtuais de Afloramentos. Simulação de fluxos.

ABSTRACT

The Morro Pelado member, Upper Rio do Rasto Formation, in Paraná Basin is a siliciclastic unit formed during the Permian period. Is described as a complex interation between lacustrine, fluvial and aeolian deposits. However, those sub-environments may display variable heterogeneity. Understanding the tridimensional complexity of a reservoir is fundamental for geological modelling. The convencional data are not ideal to characterize the multiple heterogeneity scales. Therefore, outcrop analogues play an important role in modelling reservoirs since it offers data that are not available in subsurface. An Virtual Outcrop Model was generated using the SfM (Structure from Motion) algorithm, in Rio do Rasto formation and this outcrop architectural elements were interpretaded in order to elaborate a geological model to the Rio do Rasto formation. Based of it's hydrogeological characteristics, values such as porosity, hydraulic conductivity and longitudinal dispersivity were assigned to those layres in order to perform a fluid flow simulation for the purpose of understanding and describing the relations between the flows direction and geological, stratigraphic and structural features. Identifying those patterns are essential for better management of water resources.

Keywords: Rio do Rasto formation. Virtual Outcrop Model. Fluid flow simulation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa geológico e de localização da área de estudo.	18
Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná	20
Figura 3 - Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná.	22
Figura 4 - Estilos de heterogeneidade de reservatório e unidades de fluxos. A complexidade aumenta a partir do <i>layer cake</i> até o <i>labyrinth</i>	31
Figura 5 - Relação entre ambiente deposicional, tamanho de grão e permeabilidade.....	32
Figura 6 – Esboço esquemático do dispositivo utilizado por Darcy.	34
Figura 7 – Diferenças finitas e elementos finitos representados em um aquífero. A) Representação de um aquífero com poços, piezômetros e seus limites. B) <i>Grid</i> de diferenças finitas com nós centralizados, onde <i>b</i> representa a espessura do aquífero. C) <i>Grid</i> de elementos finitos, onde <i>b</i> representa a espessura do aquífero.	36
Figura 8 – Condições de contorno. A) O rio está em contato direto com o aquífero, logo, a condição de contorno será de carga hidráulica especificada. B) Existe uma camada semipermeável separando o aquífero do rio. A condição de contorno é do fluxo dependendo da carga hidráulica.....	39
Figura 9 - Modelo para levantamento de seção colunar.	42
Figura 10 - Fluxograma dos métodos utilizados no trabalho.	44
Figura 11 – A) Nuvem esparsa de pontos. B) Nuvem densa de pontos.	46
Figura 12 – A) Malha triangulada. B) Malha triangulada texturizada.	47
Figura 13 – Pontos pretos representando a posição das câmeras em cada um dos afloramentos e a quantidade de imagens que se sobrepõe em cada área.....	48
Figura 14 – região escolhida para modelagem geológica.....	49
Figura 15 – Elevação máxima e mínima do modelo.	50
Figura 16 – Configurações do problema no <i>FEFLOW</i> para aquíferos confinados.	50
Figura 17 – Perfil colunar do afloramento PRR006.	52

Figura 18 – A) Vista geral do afloramento evidenciando a geometria tabular e extensão lateral contínua. B) Fácies S1: estratificação laminada de baixo ângulo. C) Fácies St: estratificação cruzada tangencial.	53
Figura 19 – A esquerda parte da seção colunar com a camada de arenito fino destacada em amarelo e silte em cinza. Destaca-se também a geometria tabular das camadas.	54
Figura 20 – Número de fatias utilizadas no modelo conceitual.	55
Figura 21 – Modelos geológicos gerados a partir da interpolação implícita.	57
Figura 22 – Camadas geológicas diferenciadas por cor.	58
Figura 23 – A) Domínio com elementos finitos. B) Refinamento da malha na região da fratura com triângulos com lados medindo a metade do tamanho dos iniciais.	58
Figura 24 – Condições de contorno do modelo. Carga Hidráulica (CH) em metros (m).	59
Figura 25 – Elementos finitos com valores de porosidade atribuídos, definidos por cores.	60
Figura 26 - Gradiente com a velocidade dos fluxos em cada nó do domínio. É possível observar a correlação direta entre a velocidade dos fluxos e camadas geológicas.	61
Figura 27 – Cargas hidráulicas após a simulação em modo estacionário. A) O principal gradiente é na direção Noroeste-Sudeste, variando de 933m a 876.3m. B) Corte transversal NO-SE evidenciando a pressão. O nível freático do modelo está representado pela linha branca.	62
Figura 28 – <i>Bullets</i> indicando a velocidade dos fluxos. Nas camadas classificadas com aquíferos há um fluxo preferencial é sub-horizontal. Nas camadas consideradas aquíferos o fluxo tende a ser 45°.	63
Figura 29 – A) Visão em planta do modelo com concentração de contaminante em 1.000mg/l destacado em laranja. B) Concentração de massa após simulação de 5 anos. C) Corte transversal A-A' demonstrando o transporte de contaminantes. A camada de siltito apresenta-se como um aquífero com valores de dispersão longitudinal altos, protegendo a camada logo abaixo. No entanto, ao atingir o freático (linha branca) os contaminantes se dispersam com mais facilidade.	64
Figura 30 – Valores de condutividade hidráulica (K_{xx}) em cada uma das camadas.	65
Figura 31 – Gradiente de cargas hidráulicas.	66
Figuras 32 – Localizações dos poços de bombeamento nos dois modelos gerados.	67

Figura 33 – A) A velocidade dos fluxos se torna maior em direção ao poço (triângulo vermelho), evidenciado pelas cores dos *bullets* próximos ao mesmo. B) Mesmo com o intenso bombeamento, o nível da água não foi alterado no aquífero como um todo e nem nas camadas de arenito. 68

Figura 34 – A) Devido ao bombeamento e diferença de pressão, a direção natural dos fluxos foi invertida, fluindo em direção ao poço (triângulo vermelho). B) Com o intenso bombeamento, o nível d'água diminuiu na camada de areia. 69

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Litofácies.	28
Quadro 2 – Parâmetros da câmera utilizada no VANT.	43

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Porosidade efetiva dos materiais	49
Tabela 2 - Dados de entrada do modelo conceitual.	59

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CH – Carga Hidráulica

FEFLOW – *Finite Element Subsurface Flow System*

PRR – Projeto Rio do Rasto

MDT – Modelo Digital de Terreno

MVA – Modelo Virtual de Afloramento

SDS – Secretaria de Desenvolvimento Sustentável de Santa Catarina

SfM – *Structur from Motion*

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina

VANT – Veículo Aéreo Não-Tripulado

SUMÁRIO

1 Introdução.....	16
1.1 Objetivos.....	17
1.1.1 Objetivos específicos.....	17
1.2 Localização e acessos	18
2 Contexto Geológico.....	19
2.1 Supersequência Gondwana I	23
2.2 Formação Rio do Rasto	24
3 Revisão Bibliográfica	25
3.1 Leques terminais.....	25
3.3 Litofácies	26
3.4 Geometria de corpos arenosos de canais fluviais	27
3.5 Heterogeneidade de reservatórios.....	27
3.6 Modelos Virtuais de Afloramento	32
3.7 Modelos geológicos 3D.....	33
3.8 Simulações dos fluxos	34
4 Materiais e Métodos	41
4.1 Pesquisa bibliográfica.....	Erro! Indicador não definido.
4.2 Análise estratigráfica	41
4.3 Aquisição de fotografias para os Modelos Virtuais de Afloramentos (MVA).....	43
4.4 Processamento e Integração dos MVA e geração dos modelos 3D	44
4.5 Modelo geológico 3D e simulação dos fluxos.....	45
5 Resultados.....	51
5.1 Caracterização geológica das camadas.....	51

	15
5.2 Modelos Virtuais de Afloramento	53
5.3 Modelo geológico e malha	55
5.4 Condições de contorno e dados de entrada do modelo.....	58
5.5 Simulação de fluxos	60
5.6 Limitações dos modelos e softwares	70
6 Conclusão	71
REFERÊNCIAS	72

1 Introdução

Aquíferos e reservatórios de hidrocarbonetos associados a sistemas fluviais exibem um alto potencial de complexidade tridimensional devido à presença de diferentes escalas de heterogeneidades (centimétricas a dezenas de metros) em que as heterogeneidades são variadas e cada uma dessas pode promover a compartimentação dos aquíferos/reservatórios.

A caracterização detalhada da geometria e distribuição das heterogeneidades em subsuperfície é um desafio, visto que os dados convencionais de subsuperfície (e.g. dados de poços, testemunhos, sísmica) não contemplam em termos de abrangência e resolução a escala do aquífero/reservatório; por exemplo, testemunhos e perfis de poços são unidimensionais (1D), apresentam boa resolução vertical, mas uma amostragem lateral limitada, o que restringe a arquitetura estratigráfica na escala de bacia, enquanto que dados sísmicos convencionais (3D ou 4D) apresentam boa definição espacial, no entanto insuficiente para capturar a geometria dos aquíferos/reservatórios, cujas dimensões estão abaixo da resolução dos dados sísmicos. Neste sentido, a utilização de afloramentos como análogos para a caracterização dos depósitos sedimentares tem sido uma ferramenta bastante utilizada por geocientistas, uma vez que complementam os dados de subsuperfície.

A seleção apropriada de afloramentos que serão utilizados como análogos constituem uma fonte de informação indispensável para delimitar atributos como dimensão e geometria dos aquíferos/reservatórios, e que poderão ser utilizados para gerar modelos realísticos. O uso de Modelos Virtuais de Afloramento (MVA) e modelos matemáticos visa facilitar o gerenciamento desses recursos hídricos. Com o desenvolvimento tecnológico e a aplicação de diversas tecnologias em Geociências surgem novas formas de representar as feições naturais da superfície e da subsuperfície da Terra.

A construção e popularização dos algoritmos Structure From Motion (SfM) tem permitido a geração de Modelos Virtuais de Afloramentos a partir da fotogrametria digital terrestre e aérea (Guadagnin et al., 2017). Modelos matemáticos são extremamente úteis para realizar análises complexas dos aquíferos e expandir a capacidade dos geocientistas de entender e gerenciar os recursos hídricos subterrâneos (Feitosa et al., 2008).

O estudo de caso será feito nos sistemas deposicionais do Membro Morro Pelado, Formação Rio do Rasto. O Membro Morro Pelado compreende a parte superior da Formação Rio do Rasto, unidade essencialmente siliciclástica acumulada na Bacia do Paraná durante o Permiano. O Membro Morro Pelado tem sido caracterizado como uma complexa interação entre

depósitos lacustres, fluviais e eólicos. (Lavina, 1991; Schemiko, 2014). Tendo em vista a necessidade de caracterizar melhor essa unidade o presente trabalho visa utilizar Modelos Virtuais de Afloramentos a fim de reconstruir a arquitetura deposicional e estratigráfica, e estabelecer as relações geométricas tridimensionais dos arenitos e siltitos do Membro Morro Pelado, para, a partir disso, propor um modelo geológico e por meio de simulações dos fluxos compreender o comportamento dos fluidos nas variadas escalas de heterogeneidade.

1.1 Objetivos

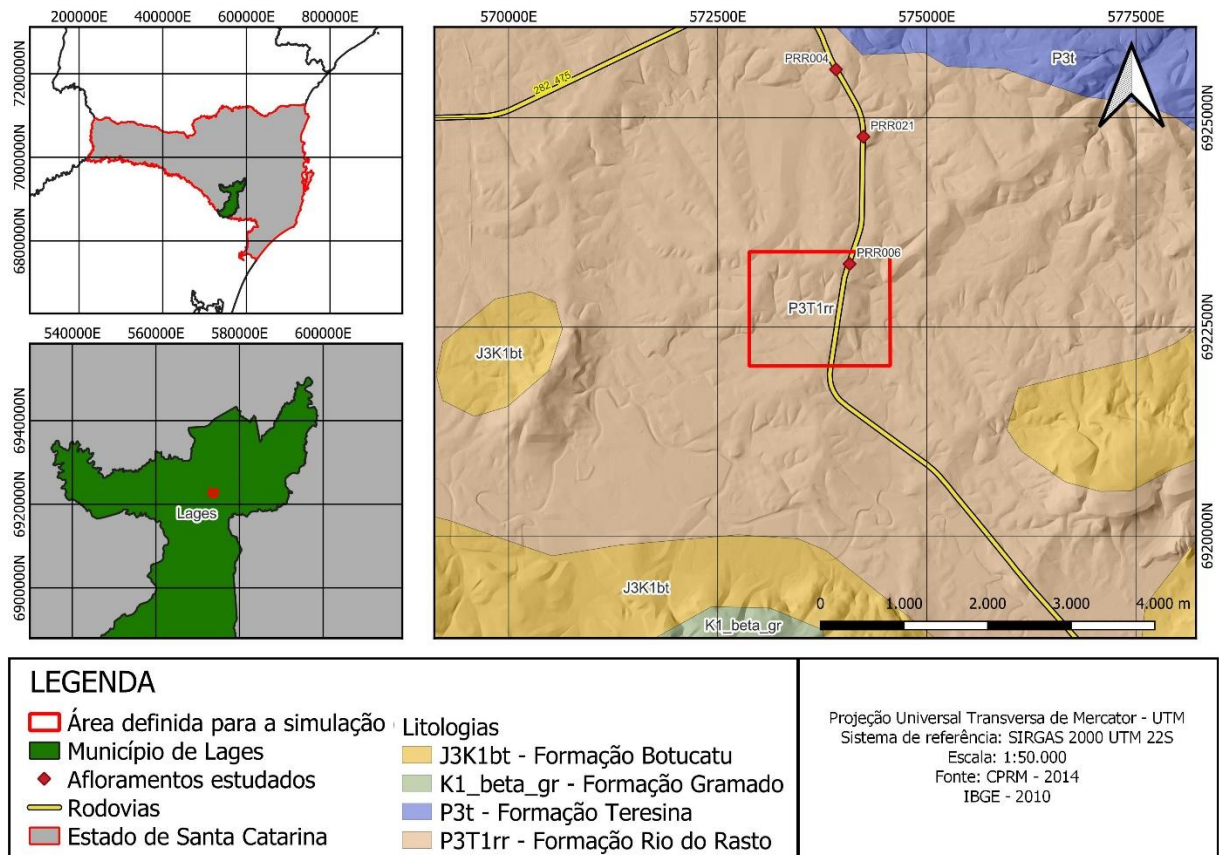
Gerar um modelo geológico da formação Rio do Rasto a partir de Modelos Virtuais de Afloramentos, e avaliar a relação das direções e velocidade dos fluxos com os aspectos geológicos, estratigráficos e estruturais da formação.

1.1.1 Objetivos específicos

- Definir as heterogeneidades deposicionais dos sistemas distributivos desde uma escala mesoscópica até megascópica, para determinar a compartimentação dos aquíferos;
- Utilizar os Modelos Virtuais de Afloramentos para criar uma representação digital geométrica e visual do afloramento e a partir disso propor um modelo tridimensional da geologia da região;
- Propor uma simulação dos fluxos dos por meio de um simulador matemático a fim de compreender o comportamento dos fluidos nas variadas escalas de heterogeneidades.
- Avaliar a influência das características litológicas na direção e velocidade dos fluxos e estudar o comportamento hidrogeológico de cada uma das camadas.

1.2 Localização e acessos

Figura 1 - Mapa geológico e de localização da área de estudo.



Fonte: Do autor (2022).

A Formação Rio do Rasto aflora na porção leste da Bacia do Paraná, no sul do Brasil, nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. A área estudada compreende o Membro Morro Pelado, que está exposto principalmente na serra catarinense, entre os municípios de Lages e Ituporanga. É seccionado pelas rodovias BR-282 e SC-114.

2 Contexto Geológico

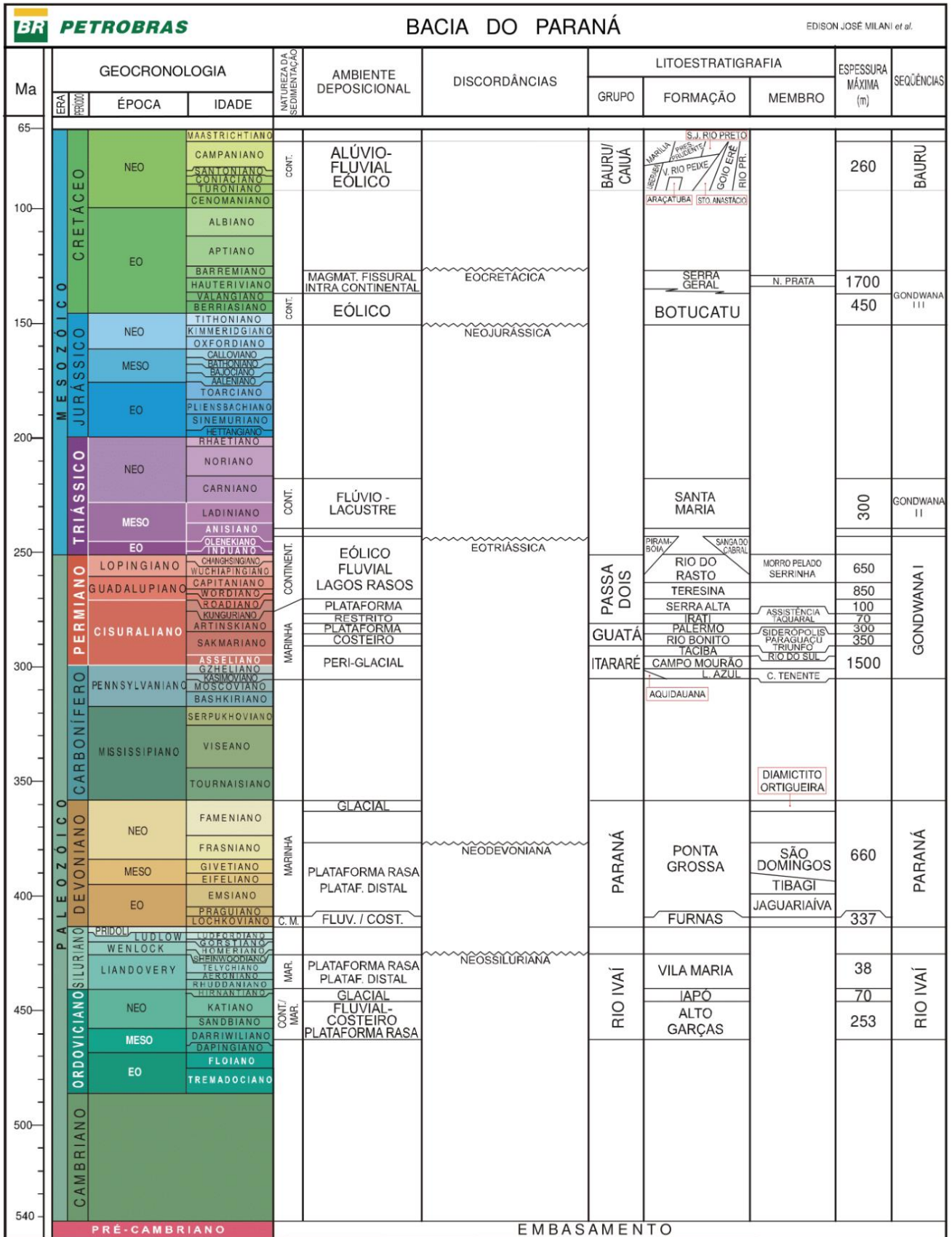
A bacia do Paraná é uma extensa região de sedimentação encontrada na porção centro-oriental da América do Sul. A bacia totaliza uma área aproximada de 1,5 milhão de km² e possui forma ovalada na direção N-S, com os contornos erosivos definidos principalmente pela história geotectônica meso-cenozóica do continente. O limite ocidental apresenta feição estrutural positiva orientada N-S, um *bulge* flexural relacionado ao cinturão orogênico andino (SHIRAIWA, 1994). Já o limite nordeste da bacia representa o limite deposicional original (MILANI *et al*, 2007; SCHEMIKO, 2013).

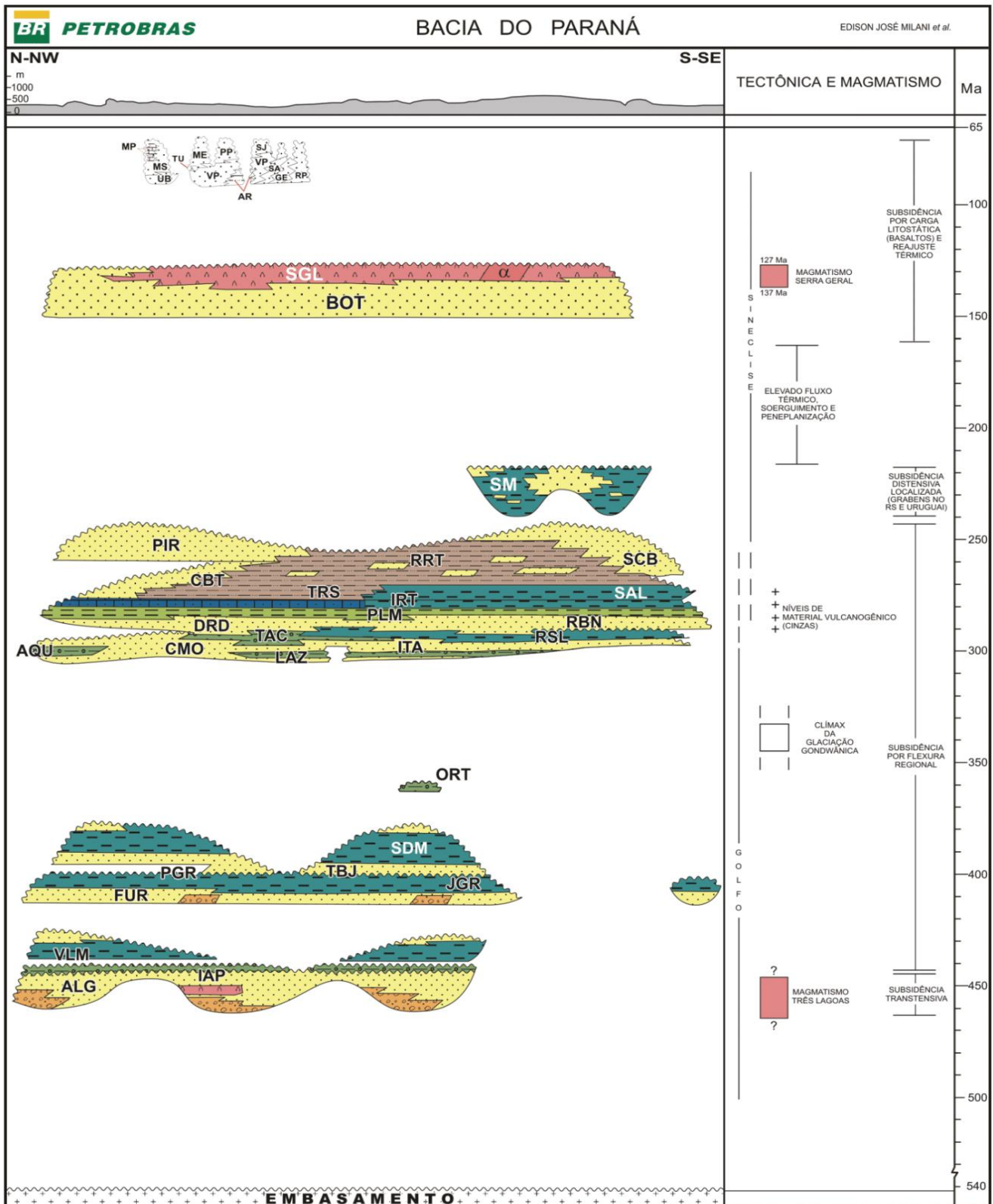
O início do preenchimento da bacia é datado do Neo-Ordoviciano, há cerca de 450 milhões de anos. De acordo com Milani (1997), foi gerado um sistema *rifts* no embasamento ocasionado pela reativação de estruturas preexistentes, causando uma expressiva subsidência mecânica neste contexto distensivo (WARREN, 2007).

Segundo Milani (1997), são descritas 6 unidades aloestratigráfica de segunda ordem ou supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras supersequências podem ser descritas como sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivos-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, e as demais correspondem a pacotes de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas (Milani *et al*, 2007).

A bacia do Paraná é considerada uma bacia intracratônica, portanto, os lineamentos e zonas de falhas estão associados principalmente a reativação de estruturas do embasamento (MANNA, 2018; ZÁLAN *et al*, 1990). Milani (1997) propõe que cinturões colisionais ativos durante o Fanerozóico, na borda sudoeste do Gondwana, teriam influenciado na evolução e subsidência da bacia do Paraná. A supersequência Rio Ivaí teria se iniciado por esforços compressivos, que geraram depressões alongadas na direção NE-SW. Segundo Zálan *et al* (1990), o arcabouço estrutural é caracterizado por três sistemas de falhas principais, conforme mostra a figura 2: NW-SE, NE-SW e E-W (MANNA, 2018; ZÁLAN *et al*, 1990).

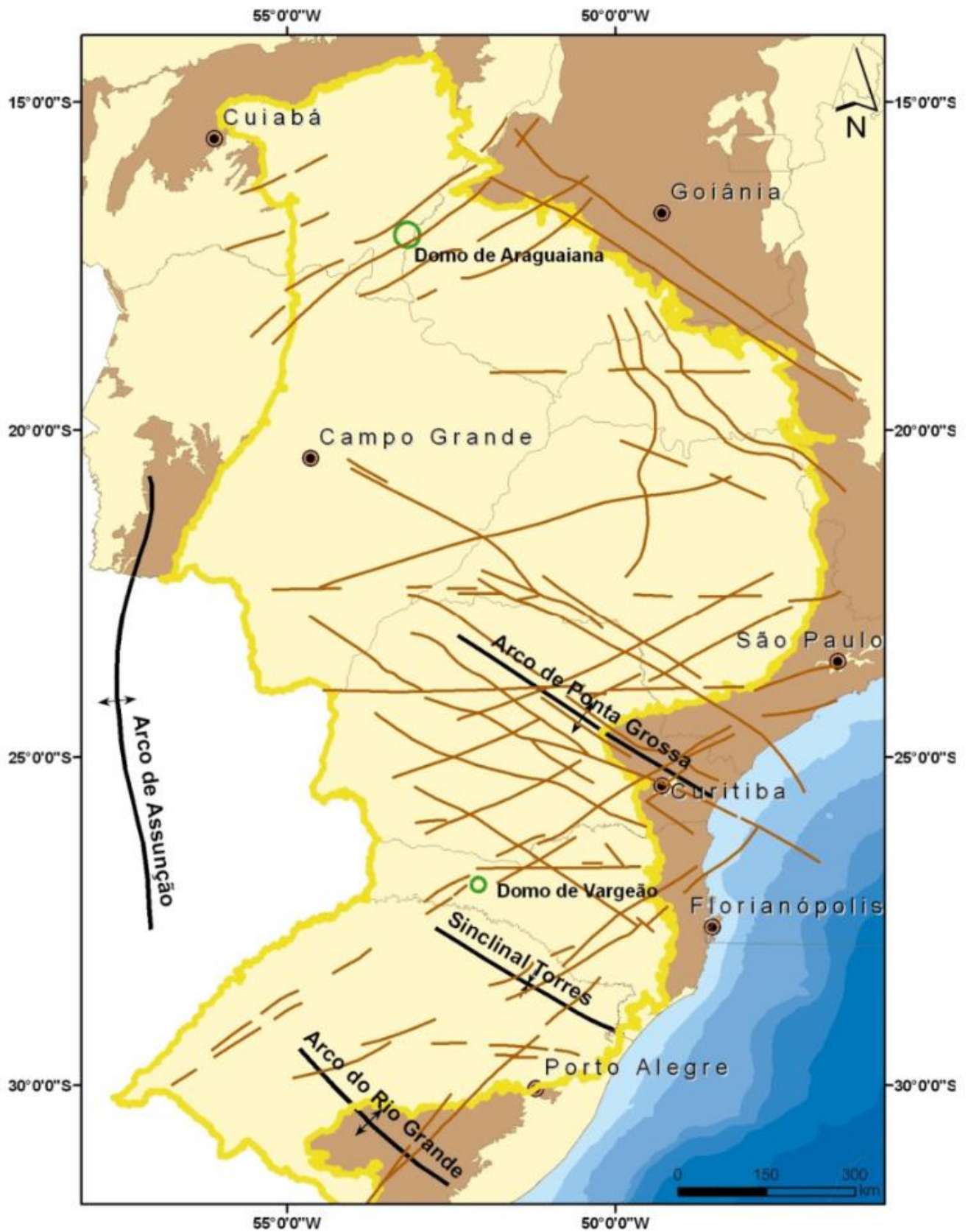
Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná





Fonte: Milani *et al.*, 2007

Figura 3 - Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná.



Fonte: Zálan *et al.*, 1990 *apud* Morelato, 2017.

2.1 Supersequência Gondwana I

A Supersequência Gondwana I pode atingir espessura total de até 2500 metros e pode ser considerada a sequência com maior volume sedimentar da Bacia do Paraná. Esta unidade compreende diversas condições deposicionais, evoluindo desde sedimentação em um contexto neocarbonífero influenciado por regimes glaciais até campos de dunas eólicas formadas em condições áridas no Mesozóico (MILANI, 1997).

Gondwana I inclui o Grupo Itararé e Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e as formações Pirambóia e Sanga do Cabral. Temporalmente a unidade se encontra entre o Moscoviano (Neocarbonífero) e Scythiano (Eotriássico). Durante o início do ciclo de sedimentação, Gondwana sul-ocidental se encontrava em latitudes elevadas e era dominada por uma extensa glaciação. Por conta disto, há uma lacuna entre os estratos neodevonianos da Formação Ponta Grossa e os neocarboníferos do Grupo Itararé e Formação Aquidauana. Com a migração do continente para o norte a sedimentação foi retomada ao final do Moscoviano. A Supersequência Gondwana I pode ser definida como um ciclo transgressivo-regressivo completo, com início em um contexto glacial, atingindo o afogamento máximo no Artinskiano e encerrando em depósitos continentais no Mesozóico (Milani *et al*, 2007).

O Grupo Itararé e a Formação Aquidauana estão diretamente ligados à fase de degelo durante o mississipiano. O pacote sedimentar do Grupo Guaitá está no topo das deglaciações, e pode ser identificado conceitualmente como “transgressão permiana”. Os depósitos se iniciam com a Formação Rio Bonito, descrito como um “extenso *front* deltaico”. A Formação Palermo se encontra logo acima da Formação Rio Bonito e pode ser interpretada como o máximo de inundação da Supersequência Gondwana I. O Grupo Passa Dois se inicia com a Formação Irati que é caracterizada por uma efetiva restrição à circulação de águas entre a sinéclise e o oceano Panthalassa resultando em um ambiente hipersalino, acumulando carbonatos e evaporitos, além de folhelhos betuminosos. A Formação Serra Alta é descrita como um pacote de folhelhos depositados em um contexto marinho. Após a Serra Alta inicia-se uma tendência regressiva na bacia. As estruturas sedimentares ligadas a ação de marés da Formação Teresina dão lugar a sedimentação continental com um complexo progradacional com lobos deltaicos, pelitos lacustres, arenitos eólicos e depósitos fluviais da Formação Rio do Rasto. Por fim, sucessões flúvio-eólicas correspondem à Formação Sanga do Cabral. Em um contexto sedimentar análogo é conhecida a Formação Pirambóia, com depósitos fluviais e eólicos (FRANÇA e POTTER, 1988; LAVINA, 1988; MILANI, 1997; MILANI *et al*, 2007).

2.2 Formação Rio do Rasto

A Formação Rio do Rasto se encontra na parte superior do Grupo Passa Dois, limitado na base pela Formação Teresina e no topo pela formação Pirambóia. Pode ser dividida em dois membros: Serrinha (basal) e Morro Pelado (superior). Segundo Warren (2008), a deposição do Membro Serrinha pode ser considerada transicional com a Formação Teresina, por meio de um sistema deltaico em mar interior, sem ligações importantes com o oceano. O Membro Morro Pelado é descrito como planície e frente deltaica, com complexos padrões de canais distributários e meandrantas. Em direção ao topo da unidade encontram-se associações fluviais e deltaicas com depósitos de dunas eólicas. O contato pode ser considerado transicional com a Formação Pirambóia (SCHEMIKO, 2013).

Ambos membros podem ser descritos como espessos depósitos que alternam camadas de arenitos tabulares e lenticulares com camadas de finos depositados por suspensão. Os membros podem ser diferenciados pela espessura e geometria dos arenitos e pela mudança de cor dos siltitos acinzentados do Membro Serrinha para os siltitos avermelhados do Membro Morro Pelado (SCHEMIKO, 2013; WARREN, 2008).

3 Revisão Bibliográfica

Neste capítulo serão explicados conceitos importantes relacionados ao trabalho de conclusão de curso, incluindo sistemas fluviais, elementos arquiteturais, geometria de corpos arenosos de canais fluviais, superfície limítrofes, heterogeneidade de reservatórios, Modelos Virtuais de Afloramentos, modelo geológico e simulação dos fluxos.

3.1 Leques terminais

O termo leques terminais é usado para descrever sistemas fluviais distributários nos quais a drenagem é dissipada internamente via uma rede na qual não deságua superficialmente para um lago ou mar em condições normais. Geralmente o rio que acompanha um leque terminal é móvel e não está restrito a uma ravina ou canyon. *Terminal fans* se desenvolvem principalmente como uma resposta ao alto índice de evaporação/baixa taxa de precipitação e alta taxa de infiltração. Os *terminal fans* podem ser subdivididos em sistemas únicos e sistemas múltiplos (KELLY & OLSEN, 1993).

Os dois processos primários envolvidos na evolução de um *terminal fan* são a quebra de um fluxo principal para uma rede de canais menores, e perda de água pela evaporação e infiltração. O entendimento desses fenômenos é crítico para a descrição desse sistema (KELLY & OLSEN, 1993).

A causa e mecanismo da bifurcação de fluxos em *terminal fans* não é muito clara, mesmo que o resultado seja sempre a dissipação de energia do sistema. Variedade alta na energia ou descargas sazonais resultam em uma flutuação ampla na quantidade de sedimento transportado e pode resultar em deposições rápidas. Uma agradação rápida pode diminuir um canal e como resultado o fluxo subsequente pode ser dividido. Se o canal não se juntar novamente o canal pode ser separado (KELLY & OLSEN, 1993).

A redução da carga de sedimentos é uma característica dos *terminal fans* e ocorre principalmente por conta dos efeitos de infiltração e evaporação. Evaporação e evapotranspiração podem ser causas importantes na perda de água em um sistema efêmero, especialmente se a vegetação cobrir os canais efêmeros. Infiltração em um canal é chamado de “perda de transmissão”. Fluxos efêmeros dominam em ambientes tropicais e subtropicais semi-áridos e áridos e são caracterizados por mudanças, conforme perdem água para o entorno aluvionar. Taxas de perda de transmissão ocorrem em função da permeabilidade do perímetro

do canal. A perda de transmissão causa picos de inundações e diminuição dos valores totais de energia em direção ao fim do fluxo. Além disso, perda de transmissão causa a recarga de aquíferos, aumenta a concentração de sedimentos suspensos e promove agitação. Perda de transmissão são tão comuns em grandes zonas semi-áridas e áridas que eventualmente os fluxos diminuem até serem cessados. Se o canal de drenagem principal em zonas áridas e semi-áridas não terminam em lagos ou oceanos, eles frequentemente formam micro canais e desaparecem completamente. (KELLY & OLSEN, 1993).

3.2 Litofácies

As camadas fluviais são classificadas com base nas características de sua deposição primária como: acamamento, tamanho de grãos, textura e estruturas sedimentares. Estruturas biogênicas e fósseis podem ser importantes em descrições de atributos adicionais (MIALL, 2010). Miall (1977) propôs um esquema para descrição de fácies que foi amplamente aceito (quadro 1). Consiste em dividir três classes de grãos - *gravel* (cascalho), *sand* (areia) e *fines* (finos) (G, S, F). Cada um é subdividido de acordo com a textura, estilo de acamamento e laminação - massivo, planar, ripples (m, p, r). Esse esquema pode ser expandido e refinado com descrições mais detalhadas de campo. Para o entendimento mais completo devem ser descritos também formas, tamanhos, orientações e relações mútuas de várias unidades (COLLINSON, 2009; MIALL, 2010; SCHERER, 2008).

Fácies conglomeráticas podem ser divididas em matriz-suportado e clasto suportado. Conglomerados matriz-suportados normalmente não apresentam acamamento interno. Esses conglomerados geralmente são produtos de fluxo coesivo de grãos. Conglomerados clasto-suportados registram o acamamento deposicional do fluxo. Esses conglomerados normalmente são caracterizados por camadas lenticulares e erosão de superfícies (COLLINSON, 2009). O principal transporte de fácies arenosas é por correntes trativas ou saltação. Sua morfologia depende de três fatores: tamanho, velocidade e profundidade do fluxo. As partículas finas são transportadas por suspensão e depositadas principalmente em planícies de inundação e canais ou áreas abandonadas (MIALL, 1996; ROISENBERG, 2020).

3.3 Geometria de corpos arenosos de canais fluviais

Corpos arenosos podem ser compostos por apenas um elemento arquitetural ou por vários. Segundo Hirst (1991) *apud* Scherer (2008) corpos arenosos podem ser classificados com base em sua geometria em dois tipos principais: Corpos arenosos em fita e corpos arenosos em lençol.

Os corpos arenosos em fita representam uma razão largura/espessura inferior a 15 e representam acumulações em canais onde o depósito é predominantemente por agradiação vertical associados a rios anastomosados. Corpos arenosos em lençol apresentam razão largura/espessura superior a 15 e podem ser subdivididos em restritos lateralmente (fluxos canalizados) e desconfinados (canais efêmeros formados por rápidos episódios de inundação) (SCHERER, 2008).

3.4 Heterogeneidade de reservatórios

A principal dificuldade em modelagens geológicas é definir bem as variadas escalas de heterogeneidades. Essas escalas podem ser subdivididas, incluindo grandes falhas, características internas e externas do corpo arenoso, até escalas microscópicas, como fraturas e laminações (WEBER e VAN GEUNS, 1990).

Os dados utilizados para o estudo de reservatórios são principalmente análise interna e vários estudos petrofísicos. Perfis verticais detalhados e seções facilitam o uso da estratigrafia e análise de fácies na interpretação da geometria do reservatório e do ambiente de deposição (MIALL, 1988b).

Quadro 1 - Litofácies.

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plásticos, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado		Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (lags)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas 2D, cristas retas
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões (scour fills), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (scour fills)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (swamps)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Fonte: Modificado de Miall (1977)

Galloway *et al* (1996) classificaram como as heterogeneidades em reservatórios são criadas:

1. Superfícies externas que criam unidades descontínuas que normalmente possuem uma orientação e tendência bem definida;
2. Unidades permeáveis que apresentam graus diferentes de interconectividade;
3. Em unidades permeáveis, porosidade e permeabilidade podem apresentar tendências laterais ou verticais;
4. Unidades permeáveis podem ser estratificadas internamente. Essas estratificações podem ser horizontais ou inclinadas em relação ao topo e base dos limites da unidade;
5. Camadas contínuas e impermeáveis variadas podem ocorrer em unidades permeáveis;
6. Permeabilidade normalmente é anisotrópica. Verticalmente a permeabilidade é menos efetiva que horizontalmente em reservatórios ou aquíferos sedimentares.

Detectar, delimitar e quantificar a porosidade e permeabilidade em 3D, definir padrões anisotrópicos e delinear as características sedimentares que criam heterogeneidades internas e externas são os principais objetivos na modelagem de reservatórios e aquíferos (GALLOWAY *et al*, 1996).

Weber e Van Geuns (1990) propuseram três tipos básicos de reservatórios (Figura 8):

1. *Layercake reservoirs* é definido como grandes pacotes arenosos que individualmente possuem propriedades que podem ser representadas realisticamente em mapas sem grandes descontinuidades ou mudanças na permeabilidade horizontal. A mudança entre camadas deve coincidir com grandes mudanças nas propriedades petrofísicas;
2. *Jigsaw-puzzle reservoirs* são compostos de uma série de corpos arenosos que se encaixam sem grandes vãos entre unidades. Uma baixa ou falta de permeabilidade pode estar entre as camadas do reservatório;
3. *Labyrinth reservoirs* são arranjos complexos de unidades permeáveis parcialmente ou completamente isoladas. Nesses casos, modelos 3D raramente serão fiéis à realidade, no entanto, modelagem probabilística pode ser útil.

Heterogeneidades ocorrem em diversas escalas. O estudo das relações dessas características dos reservatórios são fundamentais para redução de incertezas. Segundo Galloway e Hobday (1996) as escalas de heterogeneidades, essencialmente deposicionais podem ser definidas em 5 níveis:

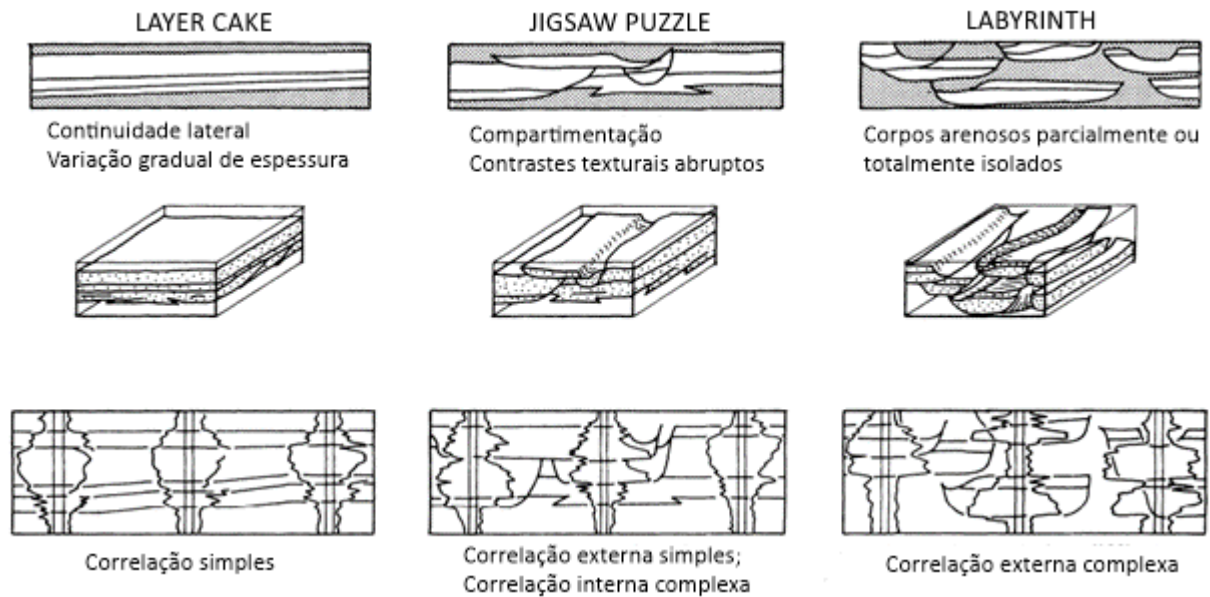
1. Gigascópica: Expressada na escala de sistemas deposicionais inteiros. Mais comum na exploração de recursos ou aquíferos regionais;
2. Macroscópica: Ocorrem na escala de elementos arquiteturais, incluindo geometria externa e unidades permeáveis e impermeáveis. Deve ser definida com precisão para simulação de fluxos;
3. Mesoscópica: Reflete as litofácies e acamamentos e variações nas escalas de lâminas. Ocorre entre fácies ou macroformas, controladas pelo contexto deposicional;
4. Microscópicas: Presente na escala de grãos individuais e poros. É definida principalmente por textura de sedimentos.

Weber (1986) definiu às escalas de heterogeneidade de maneira mais ampla:

1. Giga (>300m): Falhas seladas e não seladas, fraturamento;
2. Mega (10-100m): Limites de unidades genéticas, zonação de permeabilidade dentro das unidades genéticas;
3. Macro (cm-m): Defletores dentro das unidades genéticas e estruturas sedimentares;
4. Micro (microns): Heterogeneidades microscópicas.

No entanto, engenheiros de reservatório e engenheiros se preocupam principalmente com as heterogeneidades intermediárias: o comportamento dos fluxos pode variar no intervalo (principalmente vertical) de poucas dezenas de metros, ou seja, na escala megascópica.

Figura 4 - Estilos de heterogeneidade de reservatório e unidades de fluxos. A complexidade aumenta a partir do *layer cake* até o *labyrinth*.



Fonte: Modificado de Galloway e Hobday (1996).

Atkinson (1990) afirma que a qualidade do reservatório é controlada principalmente pelas fácies sedimentares e, em particular, por suas características texturais. Em escala de reservatório, tamanho de grão é o principal controlador da permeabilidade. A diminuição do tamanho de grão normalmente indica também uma menor permeabilidade. Por exemplo, conglomerados arenosos normalmente apresentam uma menor porosidade em relação a corpos arenosos grossos, no entanto, a permeabilidade é maior (Figura 5).

A conectividade de reservatórios representa uma base importante nos estudos de exploração de reservatórios. A compartimentação vertical de reservatórios pode ocorrer quando uma unidade impermeável contínua separa as unidades permeáveis inferiores das superiores (LARUE; HOVADIK, 2006).

Figura 5 - Relação entre ambiente deposicional, tamanho de grão e permeabilidade.

AMBIENTE	LITOLOGIA PREDOMINANTE	TAMANHO DOS GRÃOS	SELEÇÃO DOS GRÃOS	PERMEABILIDADE	
				BAIXA	ALTA
CANAL ENTRELAÇADO MÉDIO	CONGLOMERADO ARENÍTICO ARENITO CONFLOMERÁTICO ARENITO GROSSO	↓ DIMINUIÇÃO	↑ DIMINUIÇÃO	[Diagrama de permeabilidade baixa]	
CANAL ENTRELAÇADO DISTAL	ARENITO MÉDIO			[Diagrama de permeabilidade média]	
FRENTE DELTÁICA	ARENITO FINO E MUITO FINO			[Diagrama de permeabilidade alta]	

Fonte: Modificado de Atkinson (1990).

Existem dois tipos principais de conectividades: conectividade de corpos arenosos e conectividade de reservatórios. A conectividade de corpos arenosos refere-se a conectividade de elementos individuais em um reservatório, como amalgamamento de depósitos de canais. Canais conectados ou desconectados definem um possível maior potencial de unidades de fluxo. A conectividade de reservatórios é definida como a proporção do reservatório conectado aos poços (LARUE; HOVADIK, 2006).

Para definir a conectividade, um ou mais parâmetros são definidos para diferenciar a facilidade do fluxo dos fluidos. Por exemplo, permeabilidade, fácies, porosidade podem ser aplicadas para diferenciar rochas nas quais os fluidos podem fluir em uma taxa geológica aceitável. Uma vez que as unidades de fluxo são definidas nas suas especificidades, um *software* pode ser usado para encontrar as células conectadas dos reservatórios. Quando há a conexão entre grupos de células é possível definir a proporção da maior soma entre volumes de células (LARUE; HOVADIK, 2006).

3.5 Modelos Virtuais de Afloramento

Modelos Virtuais de Afloramentos (MVA) são utilizados em diversas áreas da geologia, como estrutural, geotecnia, topografia e análise de reservatórios. Um MVA é um modelo tridimensional fotorrealístico georreferenciado de uma superfície geológica exposta (ROISENBERG, 2020). Afloramentos análogos são fundamentais para melhorar o entendimento das variações de fácies e sua distribuição, arquitetura e geometria de um reservatório. Reconstrução em 3D de análogos em superfície é o único jeito de parametrizar

sinuosidade de canais, conectividade e continuidade de corpos arenosos. Essas características são essenciais para interpretação da geologia na área (PRINGLE, 2006).

É possível enxergar um objeto em 3D quando há ao menos 2 imagens de uma mesma cena tiradas de posições diferentes. Conhecendo a posição, orientação e distância focal é possível combinar as posições em coordenadas 2D nas duas imagens. Com o algoritmo *Structure from Motion* (SfM) é possível correlacionar pontos em imagens diferentes de uma mesma cena. Este algoritmo pode ser implementado em diferentes softwares. Com uma porção de imagens que se sobrepõem, o algoritmo automaticamente detecta uma gama de pontos em comum em cada par de imagens, e então, reconhece os parâmetros da câmera em cada foto. Isto permite a extração das coordenadas 3D de cada ponto reconhecido em ao menos 2 fotos, e a criação de uma nuvem de pontos que representa a superfície do objeto (TAVANI *et al.*, 2014).

A qualidade dos MVA depende de uma série de fatores como a resolução da foto (qualidade da câmera, distância do objeto e contraste), taxa de sobreposição entre as fotos e pelas configurações de *hardware* e *software* usadas durante o processamento. Um dos principais parâmetros é a distância do objeto, ou *Ground Sample Distance* (GSD), que descreve a relação entre o tamanho de um pixel em unidades de terreno (cm ou mm). Quanto menor o GSD é, melhor é a qualidade do modelo. (VOLLGER & CRUDEN, 2016; KROTH, 2018).

3.6 Modelos geológicos 3D

Modelos geológicos 3D são essenciais para visualizar as relações geométricas dos aquíferos e entender cada uma de suas influências nas camadas subterrâneas; são baseados em estudos avançados como relações de falhas e modelos de fluxos. Também auxiliam na avaliação dos recursos hídricos e interpretação de zonas favoráveis ao bombeamento e zonas de recarga (CARRIÓN-MERO *et al.*, 2021).

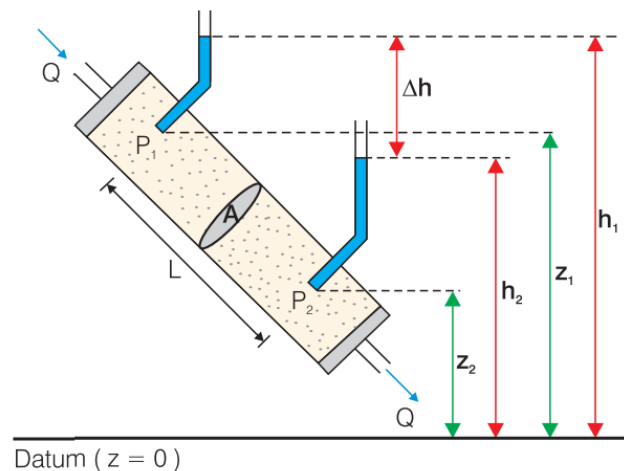
Há duas maneiras principais de modelar geometrias complexas: a modelagem explícita usa uma definição explícita de cada objeto do modelo. As superfícies que bordejam cada uma das formações são definidas e construídas por interpolação de dados. Modelagem implícita usa de definições implícitas das interfaces geológicas, que são definidas como uma das linhas em um dos vários campos escalares em um espaço 3D. A razão para esta variedade de abordagens é que não há um modelo conceitual que satisfaça todas as necessidades de todos os problemas em cada uma de suas áreas de aplicação (TURK & O'BRIEN, 2002).

Uma superfície implícita é definida por uma função implícita, uma função de valor escalar contínuo no domínio \mathbb{R}^3 . A superfície implícita desta função é o valor na qual tal função atinge o valor 0. Por exemplo, uma esfera unitária pode ser definida usando a função implícita $f(x) = 1 - |x|$, para pontos x e \mathbb{R}^3 . Pontos dentro desta esfera são aqueles na qual a função $f(x) = 0$. Esta função implícita assume valores positivos dentro da esfera e negativos fora da superfície (TURK & O'BRIEN, 2002).

3.7 Simulações dos fluxos

A água subterrânea pode mover-se pelos poros ou vazios originais da rocha ou nas fissuras e cavidades de dissolução. Em 1856, o engenheiro hidráulico francês Henry Darcy pesquisava o escoamento de águas em filtros de areia, utilizando um dispositivo similar ao da figura 6:

Figura 6 – Esboço esquemático do dispositivo utilizado por Darcy.



h_1 = carga hidráulica no piezômetro 1 [L]

h_2 = carga hidráulica no piezômetro 2 [L]

z_1 = cota do ponto P_1 (piezômetro 1) [L]

z_2 = cota do ponto P_2 (piezômetro 2) [L]

Q = vazão constante que passa pelo cilindro [L^3T^{-1}]

A = área de seção transversal do cilindro [L^2]

Δh = variação da carga hidráulica entre os piezômetros 1 e 2 [L]

L = distância entre os piezômetros 1 e 2 [L]

Fonte – Feitosa (2008).

Darcy concluiu que a vazão do escoamento (volume por unidade de tempo) apresentava as seguintes características: era proporcional à seção transversal do filtro; era proporcional à diferença de cargas hidráulicas ($h_1 - h_2 = \Delta h$), entre os piezômetros 1 e 2. A fórmula de Darcy

pode ser descrita como: $Q = K.A (h_1 - h_2)/L$, sendo K o coeficiente de proporcionalidade, chamado de condutividade hidráulica (L/T). Pode-se entender a diferença de cargas hidráulicas dividida pelo comprimento, como sendo a taxa de perda de carga por unidade de trajeto do fluido, denominado gradiente hidráulico (FEITOSA *et al*, 2008). Nas águas subterrâneas o fluxo ocorre de maneira complexa nas três dimensões, sendo que o gradiente hidráulico se comporta como uma derivada parcial dada por $\partial h/\partial xi$, onde $xi = x, y, z$. A direção z é usualmente adotada na vertical e x e y na horizontal. Assim, define-se:

$$qx = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}$$

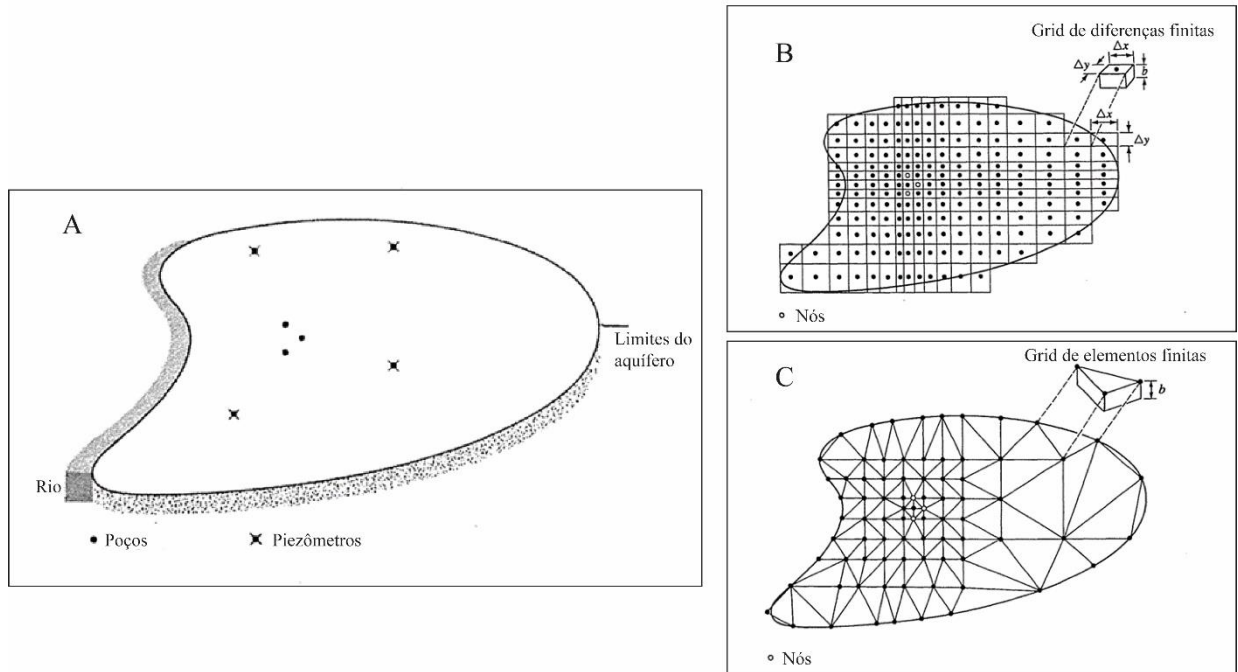
$$qy = -K_y \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$qz = -K_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

Em que a variável q corresponde ao fluxo, K à condutividade hidráulica e $\partial h/\partial xi$ a perda de carga hidráulica, ambos nas três dimensões (SALGUEIRO, 2022).

Um modelo matemático consiste em uma gama de equações diferenciais que são conhecidas para moldar o fluxo da água subterrânea. Modelos matemáticos de fluxos subterrâneos dependem do quão o mesmo se aproxima da realidade em campo. Existem dois tipos de modelos: modelos de diferenças finitas e modelos de elementos finitos. Em ambos os casos, um sistema de pontos é criado no domínio do problema. A figura 7 demonstra a diferença de ambos. O objetivo da modelagem é prever os valores desconhecidos e variáveis nos pontos nodais. Modelos são usados com frequência para prever os efeitos de bombeamentos no nível d'água subterrâneo (WANG & ANDERSON, 1982).

Figura 7 – Diferenças finitas e elementos finitos representados em um aquífero. A) Representação de um aquífero com poços, piezômetros e seus limites. B) *Grid* de diferenças finitas com nós centralizados, onde b representa a espessura do aquífero. C) *Grid* de elementos finitos, onde b representa a espessura do aquífero.



Fonte – Modificado de Wang & Anderson (1982).

O método de Elementos Finitos vem sendo bastante usado, nos últimos anos, em diversas áreas de desenvolvimento tecnológico. Em termos de água subterrânea, já existem alguns pacotes computacionais disponíveis no mercado utilizando Elementos Finitos. Apesar deste método ser mais trabalhoso, ele apresenta as seguintes vantagens: flexibilidade para solucionar diferentes tipos de problema; facilidade para modelar contornos irregulares; e capacidade de representar meios heterogêneos anisotrópicos. (FEITOSA *et al*, 2008)

O método de elementos finitos consiste em se dividir a região que está sendo estudada num certo número de elementos (não infinitesimais), que são conectados a um conjunto de nós, geralmente colocados nos vértices ou nas arestas dos elementos. No caso tridimensional, pode ser usado qualquer tipo de poliedro. Dentro de cada elemento, a variável dependente, geralmente a carga hidráulica, é aproximada por uma função de interpolação que pode ser de diversos tipos, sendo que as mais usadas são funções lineares ou quadráticas. Esta função de interpolação é definida em relação aos valores que a carga hidráulica assume nos nós associados com cada elemento. O problema original é, então, transformado numa integração onde todos os

elementos são combinados, formando-se um sistema de equações onde as incógnitas são os valores de carga hidráulica nos nós (FEITOSA *et al*, 2008).

A formulação composta por integrais, característica do método de elementos finitos pode ser obtida através do cálculo variacional ou através do método de resíduos ponderados, sendo o segundo o mais comum. A ideia fundamental do método de elementos finitos consiste em substituir-se a solução exata de uma equação diferencial parcial por uma solução aproximada contínua por partes. Esta função de aproximação não satisfaz à equação original de uma forma exata e, então, haverá um resíduo. Este resíduo é forçado a ser nulo em média, através de um fator de ponderação (FEITOSA *et al*, 2008).

Usando a diferença central, a primeira derivada da carga hidráulica é dada por:

$$\frac{\partial h}{\partial x} \approx \frac{h_{i,j+1/2} - h_{i,j-1/2}}{\Delta x}$$

Logo, a segunda derivada será:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \approx \frac{1}{\Delta x} \left(\frac{h_{i,j+1} - h_{i,j}}{\Delta x} - \frac{h_{i,j-1} - h_{i,j}}{\Delta x} \right)$$

Portanto:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \approx \frac{h_{i,j+1} - 2h_{i,j} + h_{i,j-1}}{(\Delta x)^2}$$

Analogamente, é definida uma expressão semelhante para o eixo y. Para o exemplo de um problema bidimensional, homogêneo, isotrópico, permanente e sem recarga, teremos:

$$\frac{h_{i,j+1} - 2h_{i,j} + h_{i,j-1}}{(\Delta x)^2} + \frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(\Delta y)^2} = 0$$

Ou seja, transformou-se a equação diferencial parcial em uma equação algébrica. Para cada nó interno da malha, aplica-se a equação acima e, depois, resolve-se o sistema de equações (FEITOSA *et al*, 2008).

A carga hidráulica indica o nível de energia em que a água se encontra. O movimento da água depende da elevação do nível, cota (z) e da pressão (P). A pressão pode ser expressa em altura do líquido, dividindo-a pelo peso específico. Combinando-se as parcelas, obtém-se a expressão para cálculo da carga hidráulica (h):

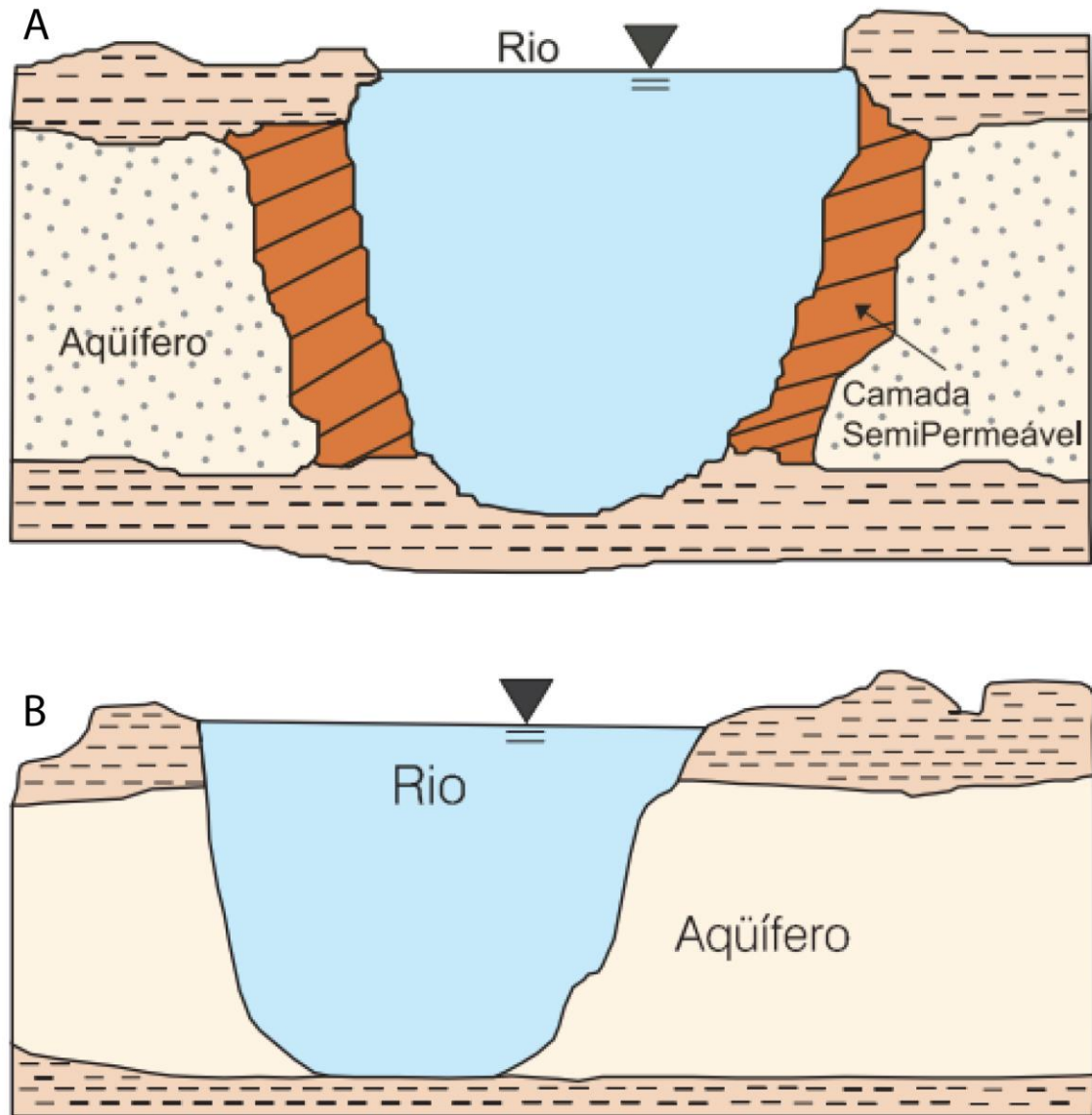
$$h = z + \frac{P}{\gamma}$$

onde, γ é o peso específico, P é a pressão no ponto considerado e z é a cota deste ponto. Portanto, a carga hidráulica é a soma de duas parcelas: a carga de elevação e a carga de pressão. Em termos práticos, no caso de aquíferos não confinados (livres), a carga na superfície freática (onde a pressão P é nula, por ser a pressão atmosférica de referência) corresponde ao próprio nível da água ($h = z$) e no caso de aquíferos confinados, a carga no topo da camada (tomado como referência) é dada pela carga de pressão (P/g), que corresponde à altura até onde o nível da água se elevará, acima do topo do aquífero, quando perfurado um poço no local. (FEITOSA *et al*, 2008).

O estabelecimento das condições de contorno é um passo crítico na modelagem. Condições de contorno mal estabelecidas podem levar a sérios erros na solução do problema. Há 3 tipos de condições de contorno principais:

1. Carga hidráulica especificada (Condição de Dirichlet) – neste caso, a carga hidráulica é especificada. Por exemplo, se o aquífero tem conexão com um lago, a carga é conhecida (Figura 8A).
2. Fluxo especificado (Condição de Neumann) – o fluxo é especificado, podendo ser nulo ou não. É considerado nulo num contorno impermeável, numa linha de simetria ou de corrente. Não é nulo quando, através do conhecimento do gradiente hidráulica, tem-se condições de avaliar o fluxo.
3. Fluxo dependendo da Carga Hidráulica (condições mistas ou condições de Cauchy) – ocorrem em contorno semipermeável e obtém-se uma expressão que é função linear da carga hidráulica e do fluxo (Figura 8B) (FEITOSA *et al*, 2008).

Figura 8 – Condições de contorno. A) Existe uma camada semipermeável separando o aquífero do rio. A condição de contorno é do fluxo dependendo da carga hidráulica. B) O rio está em contato direto com o aquífero, logo, a condição de contorno será de carga hidráulica especificada.



Fonte - FEITOSA *et al*, 2008

A velocidade do fluxo subterrâneo é importante para muitos problemas, especialmente para aqueles relacionados à contaminantes. Por exemplo, se uma substância perigosa é introduzida a um aquífero torna-se urgente identificar em quanto tempo a substância chegará até o poço de bombeamento. A velocidade do fluxo depende do gradiente hidráulico, dado pela diferença de carga por unidade de distância em uma determinada direção (HEATH, 1983).

A dispersão de um contaminante em fluxos subterrâneos é dada principalmente pela heterogeneidade do meio. A dispersão é resultado da distribuição estatística dos caminhos percorridos pelos fluxos e da velocidade dos fluxos no meio heterogêneo. Experimentos em laboratório demonstram que a dispersão microscópica causada pelo fluxo no entorno de grãos em um meio poroso é da ordem de centímetros, enquanto estudos de campo sugerem que a dispersão causada por heterogeneidade macroscópica (por exemplo, lentes de argila em um aquífero arenoso) está na ordem de metros (WANG & ANDERSON, 1982).

A técnica padrão para medir a condutividade hidráulica envolve a análise de um teste de bombeamento em um poço do aquífero. Esta técnica gera um resultado padrão para a determinada área afetada pelo teste. Mesmo que o espaço amostral médio desta técnica seja satisfatório para problemas com o fluxo subterrâneo, as heterogeneidades de um aquífero são fundamentais no controle do movimento de contaminantes (WANG & ANDERSON, 1982).

4 Materiais e Métodos

Os métodos utilizados neste trabalho podem ser divididos em seis seções: Pesquisa bibliográfica, confecção de mapas geológicos, análise estratigráfica, aquisição de fotografias para os Modelos Virtuais de Afloramentos, processamento e integração dos MVA e geração dos modelos 3D e parâmetros para simulação dos fluxos. O fluxograma dos métodos está representado na figura 10.

4.1 Análise estratigráfica

A etapa de análise estratigráfica foi realizada inicialmente com coleta de dados em campo e descrição em uma seção colunar, detalhando informações como granulometria e estruturas internas das rochas. Foram medidas paleocorrentes e apresentam informações como imagens e amostras coletadas.

Figura 9 - Modelo para levantamento de seção colunar.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		SEÇÃO/UNIDADE:		NOMES:	
ALGUMAS ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU DEFORMACIONAIS M Maciço E Cruzada Planar Fludização Lam. Plano Paralela E Cruz. Tangencial Lam. Convoluta Lam. Cruz. de ripples E Cruz. Acanalada Escorregamento Ripples assimétricas Lam. Ondulada Truncada Ripples simétricas Estrutura de Carga E Cruz. Baixo Ângulo Estrutura em Chama		ALGUMAS ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS Estratificação horizontal Estratificação cruzada de baixo ângulo Estratificação cruzada planar Estratificação cruzada tangencial Estratificação cruzada acanalada Estruturas de adesão		Ponto: Coord. UTM E: N: Data: Escala:	
Área Bi Sx Gr Mg G M F Mt S Ag		Cód. Fácies	Paleocorrente Estruturas	Fotos Amostras	Assoc. de fácies
DESCRIÇÃO LITOLÓGICA					
Empty space for lithological description					
Área Bi Sx Gr Mg G M F Mt S Ag		Página /			

Fonte - ResearchGate (2018).

As fácies foram descritas de acordo com a nomenclatura proposta por Miall, onde a primeira letra indica o grão dominante (S = Sand, G = Gravel), e a segunda letra indica a estrutura (p = planar, h = horizontal). As fácies podem ser agrupadas e caracterizando subambientes deposicionais e indicando um significado dentro de sistemas deposicionais definidos. O levantamento de seções colunares se inicia na camada mais basal em direção ao empilhamento vertical em escala 1:50.

A medição de paleocorrentes é um estudo feito essencialmente em afloramentos e é fundamental para a definição de elementos arquiteturais, além de indicar direção de suprimento de sedimentos, geometria e tendência de unidades litológicas e posteriormente ambientes deposicionais. Miall (2000) aponta algumas estruturas que indicam direção de fluxos: marcas onduladas e estratificações cruzadas, canais, lineação de partição ou de correntes primárias, clastos transportados por tração, marcações na base, plantas, ossos, conchas orientadas e estruturas de deslize.

4.2 Aquisição de fotografias para os Modelos Virtuais de Afloramentos (MVA)

Para o desenvolvimento dos Modelos Virtuais de Afloramentos foram adquiridas diversas fotografias aéreas e terrestres dos sistemas fluviais do Membro Morro Pelado utilizando um Veículo Aéreo Não-Tripulado (VANT) em 3 afloramentos diferentes: PRR004, PRR021 e PRR006. Os voos foram feitos manualmente. Os parâmetros da câmera são apresentados no Quadro 2.

Quadro 2 – Parâmetros da câmera utilizada no VANT.

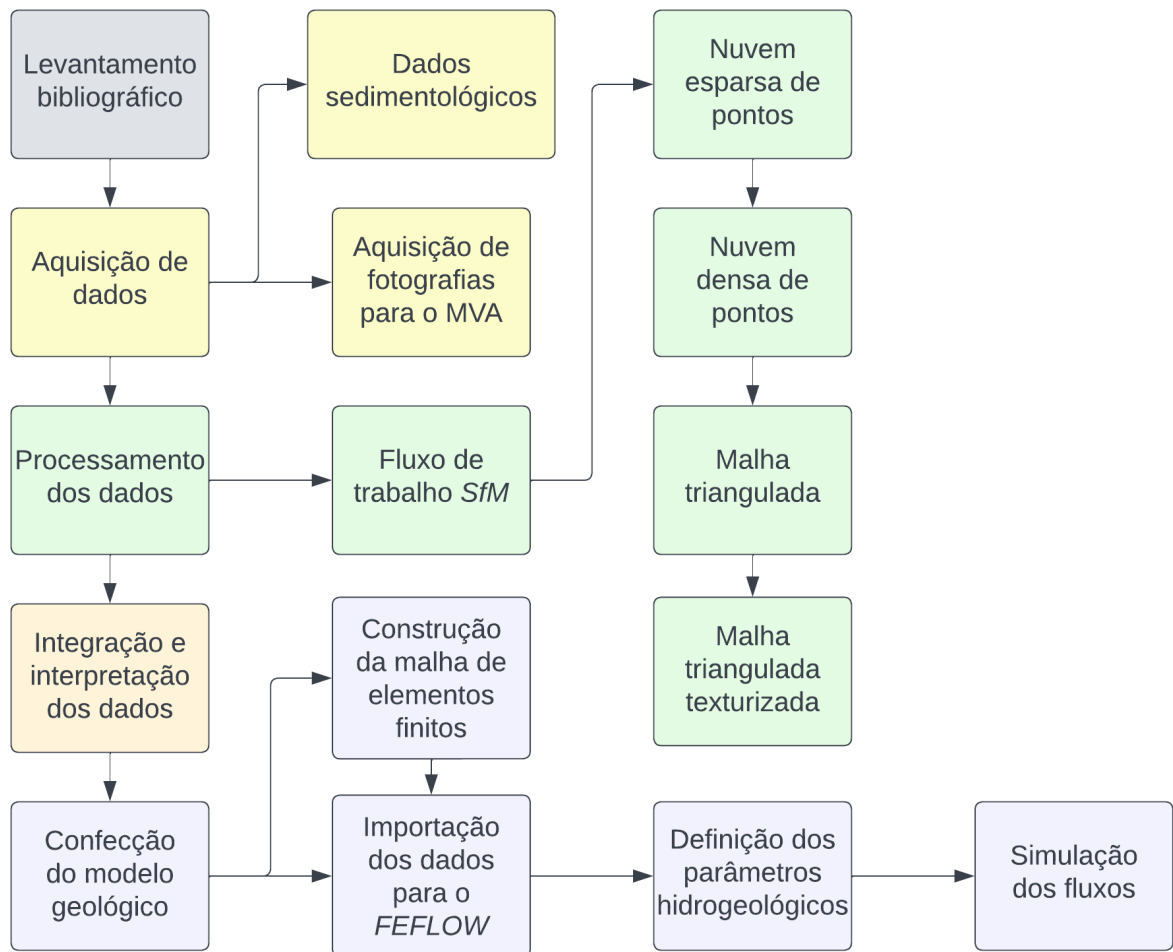
Ponto	Modelo da Câmera	Resolução	Distância Focal	Tamanho do Pixel
PRR004	Test_Pro	5464 x 3640	10.26mm	2.41 x 2.41 μ m
PRR021	FC6310	5464 x 3070	8.8mm	2.53 x 2.53 μ m
PRR006	L1D-20c	5464 x 3640	10.26mm	2.41 x 2.41 μ m

Fonte – Do Autor (2022)

Os afloramentos escolhidos possuem exposições onde é possível observar a arquitetura, e a interação entre os as fácies sedimentares. Exibe também uma complexa configuração geométrica, onde é possível descrever a importância da interpretação dos reservatórios a serem modelados.

As etapas posteriores têm como objetivo a aquisição de imagens utilizando o Modelo Digital de Elevação (MDE) obtidos nos primeiros planos de voo, a fim de criar modelos de maior resolução para estudos de estruturas gerais do afloramento e geração do MVA de alta resolução. A altitude média de voo variou entre 5,11m e 5,36m. O sistema de georreferenciamento utilizado foi o SIRGAS 2000 / UTM zona 22S.

Figura 10 - Fluxograma dos métodos utilizados no trabalho.



Fonte: Do Autor (2022)

4.3 Processamento e Integração dos MVA e geração dos modelos 3D

Foi utilizado o algoritmo *Structure From Motion* (SfM), uma ferramenta que permite a geração de um modelo 3D a partir de fotogrametria digital 2D. Esta técnica permite uma geração rápida e de baixo custo de modelos de alta resolução. O algoritmo SfM funciona através da detecção de pontos comuns em várias imagens digitais diferentes e permite a visualização 3D do modelo através do conhecimento da posição, orientação e distância focal das imagens, permitindo que qualquer ponto no espaço possa ser calculado. Esses modelos 3D podem ser

refinados usando o método *Multi-View Stereo* (MVS), completando o fluxo SfM-MVS (CARRIVICK *et al*, 2016; ROISENBERG, 2020).

Os MVA foram produzidos a partir de imagens aéreas e terrestres. No *software Agisoft Metashape* as imagens são importadas, editadas e alinhadas gerando uma nuvem esparsa de pontos. O *software* realiza a identificação dos pontos em comum entre as diversas imagens. Pontos que não apresentam correspondência são descartados. Após isso, é gerado uma nuvem densa de pontos. A partir da nuvem densa de pontos é construída uma malha triangulada que é posteriormente texturizada. O fluxo de trabalho SfM-MVS pode produzir um modelo 3D com precisão e resolução comparáveis com os produtos de scanners a laser modernos.

4.4 Modelo geológico 3D e simulação dos fluxos

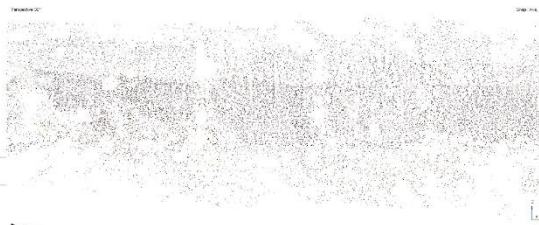
A área para simulação de fluxos foi delimitada no *QGIS* e importada no *FEFLOW 7.5* para geração da malha com os elementos finitos (Figura 14). Além disso, foram mapeados lineamentos utilizando como base o Modelo Digital de Superfície sombreado da SDS/SC.

A definição da malha numérica do modelo deve considerar o equilíbrio entre qualidade de dados e capacidade de processamento do software de modelagem e do equipamento eletrônico nele desempenhado. Para tanto, faz-se o refinamento e adaptação da resolução dos dados de entrada com base na performance esperada do software, que pode levar maior ou menor tempo de processamento (FETTER, 2000 *apud* SALGUEIRO, 2022). O *FEFLOW* utiliza o método de elementos finitos, sendo o número inicial de elementos da primeira fatia igual a 8.000.

Para a criação da geometria 3D é extraída uma tabela de altitudes em cada pixel do Modelo Digital de Terreno (MDT) e importada para o *FEFLOW*, delimitando a primeira e a segunda fatia da área escolhida (Figura 15). A quantidade de camadas ideal para o modelo é determinada com base na espessura, complexidade da geologia, grau de detalhamento necessário e limitações de processamento.

Figura 11 – A) Nuvem esparsa de pontos. B) Nuvem densa de pontos.

A



Snap: Axis, 3D



B



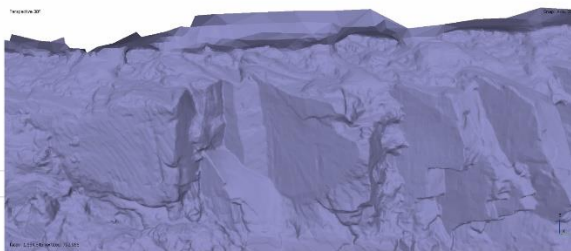
Snap: Axis, 3D



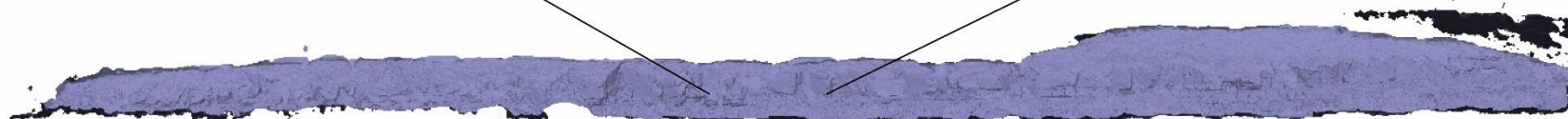
Fonte – Do autor (2022)

Figura 12 – A) Malha triangulada. B) Malha triangulada texturizada.

A



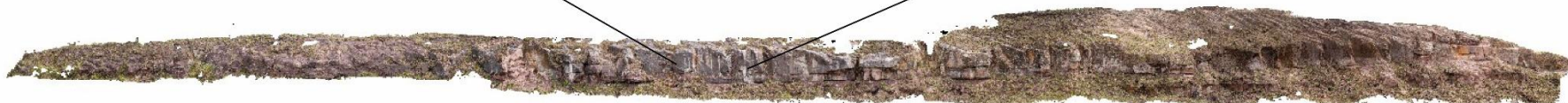
Snap: Axis, 3D



B

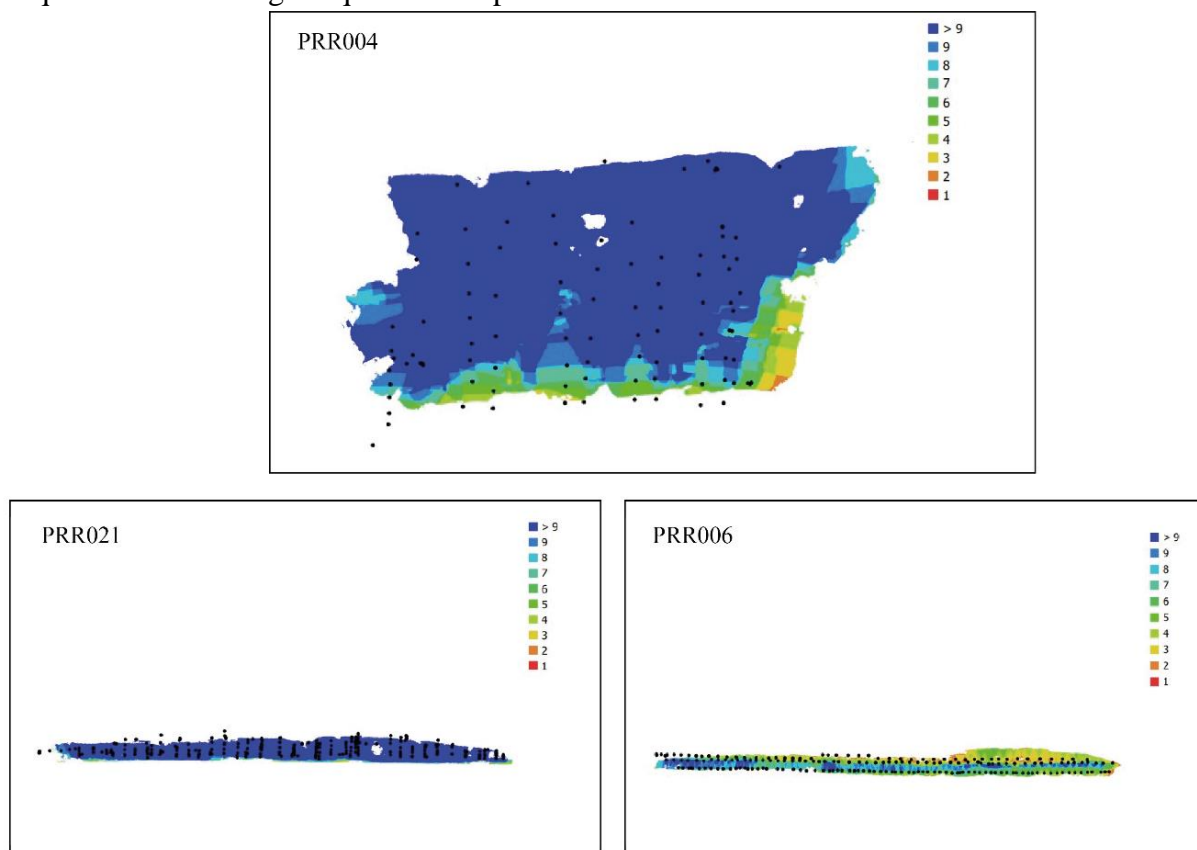


Snap: Axis, 3D



Fonte – Do autor (2022)

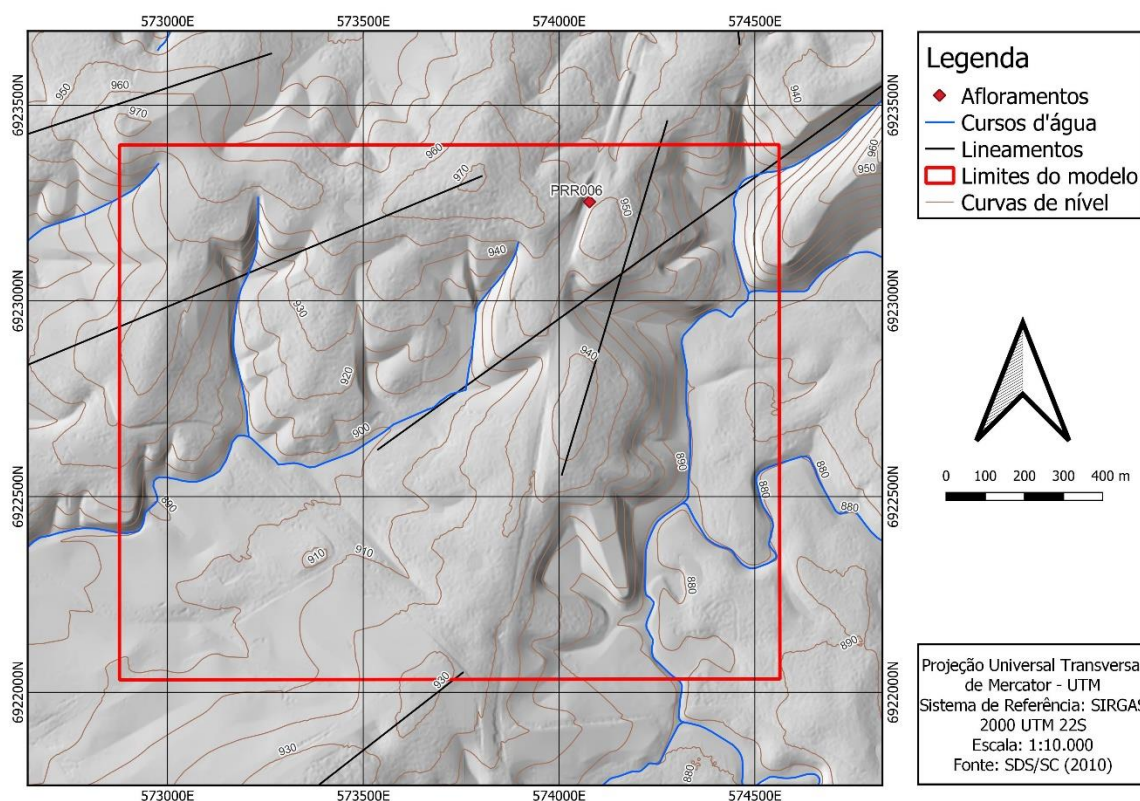
Figura 13 – Pontos pretos representando a posição das câmeras em cada um dos afloramentos e a quantidade de imagens que se sobrepõe em cada área.



Fonte – Do Autor (2022).

A malha foi dividida em camadas e exportado em um arquivo *.txt* e importado no *GeoModeller 3D*. No software de modelagem geológica é possível utilizar a função “*Fill FEFLOW centroids*” que atribui um valor para cada um dos elementos finitos de acordo com a geologia criada através dos métodos de interpolação. Os centroides preenchidos são importados novamente no *FEFLOW* e foram atribuídas às camadas geológicas os parâmetros para simulação de fluxos. A família de fraturas mapeada pelo MDT através do modelo de meio poroso equivalente que admite que o meio fraturado pode ser tratado como um meio contínuo equivalente, no qual é possível definir um elemento de volume representativo, dentro da escala do sistema em estudo, sem explicitar a geometria, tamanho ou orientação das fraturas. Portanto, foram atribuídos valores de porosidade e condutividade hidráulica para esta região do modelo.

Figura 14 – região escolhida para modelagem geológica



Fonte – Do autor (2022)

Para atribuição dos parâmetros como porosidade, condutividade hidráulica e dispersão longitudinal de contaminantes foram utilizados valores disponíveis através de trabalhos anteriores sendo eles: Johnson (1967) para porosidade efetiva (Tabela 1), Freezy e Cherry (1979) para condutividade hidráulica e Schulze-Makuch (2005) para dispersão longitudinal para o entendimento do comportamento de contaminantes nas camadas geológicas.

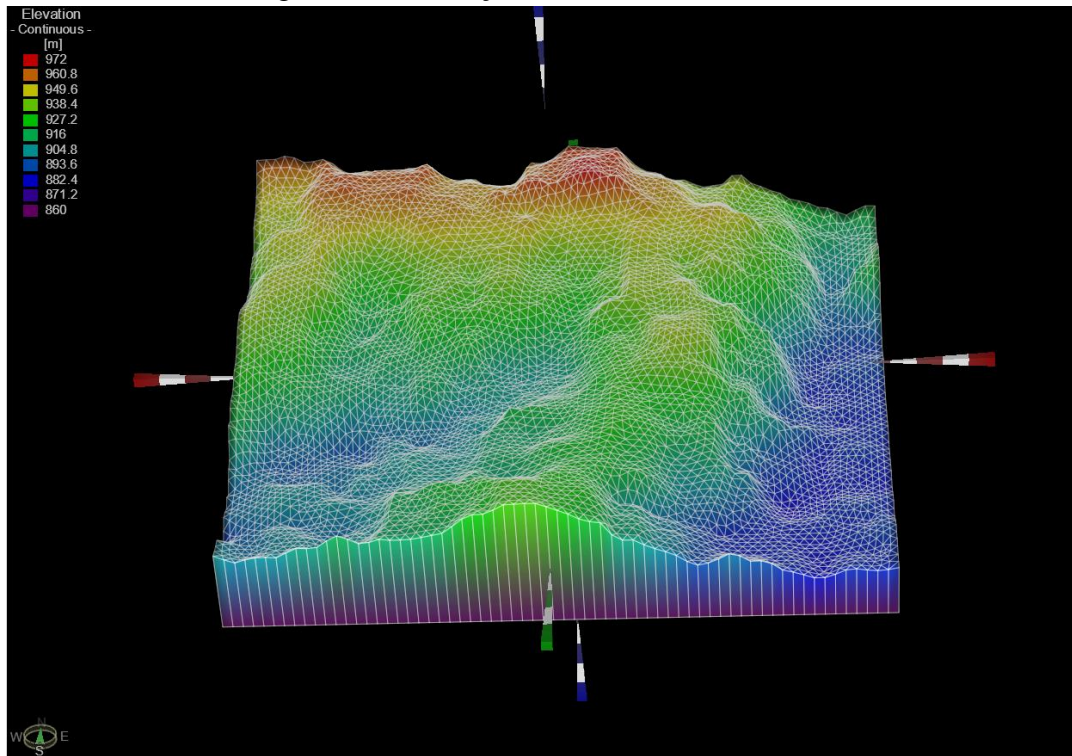
Tabela 1 – Porosidade efetiva dos materiais

Material	Porosidade efetiva
Argila	0,00 - 0,05
Silte	0,03 - 0,19
Areia fina	0,10 - 0,28
Areia média	0,15 - 0,32
Areia grossa	0,20 - 0,35

Fonte – Johnson (1967), adaptado

Foi confeccionado também outro modelo com as mesmas características geológicas, porém, em configurações de aquíferos confinados (Figura 16). Para esses modelos, foram alocados poços em 2 diferentes pontos do domínio a fim de estudar o comportamento dos fluxos em relação à direção e geometria das camadas.

Figura 15 – Elevação máxima e mínima do modelo.



Fonte – Do autor (2022)

Figura 16 – Configurações do problema no *FEFLOW* para aquíferos confinados.

FEFLOW Problem Settings

Fully confined system Unconfined aquiifer(s)

Definitions

- Free** - Movable slice topping an unconfined layer; surface slice follows water table
- Phreatic** - Fixed slice topping an unconfined layer
- Confined** - Fixed slice topping a confined layer
- Dependent** - Defined by nearest nondependent slice above

Slice Number	Status
1	Confined
2	Dependent
3	Dependent
4	Dependent
5	Dependent
6	Dependent
7	Bottom slice is fixed.

Storage change in phreatic top layer where water table exceeds surface

Fonte – Do autor (2022)

5 Resultados

Os resultados obtidos na geração dos MVA e sua interpretação para criação do modelo geológico da área determinada e simulação dos fluxos na mesma são expostos neste capítulo.

5.1 Caracterização geológica das camadas

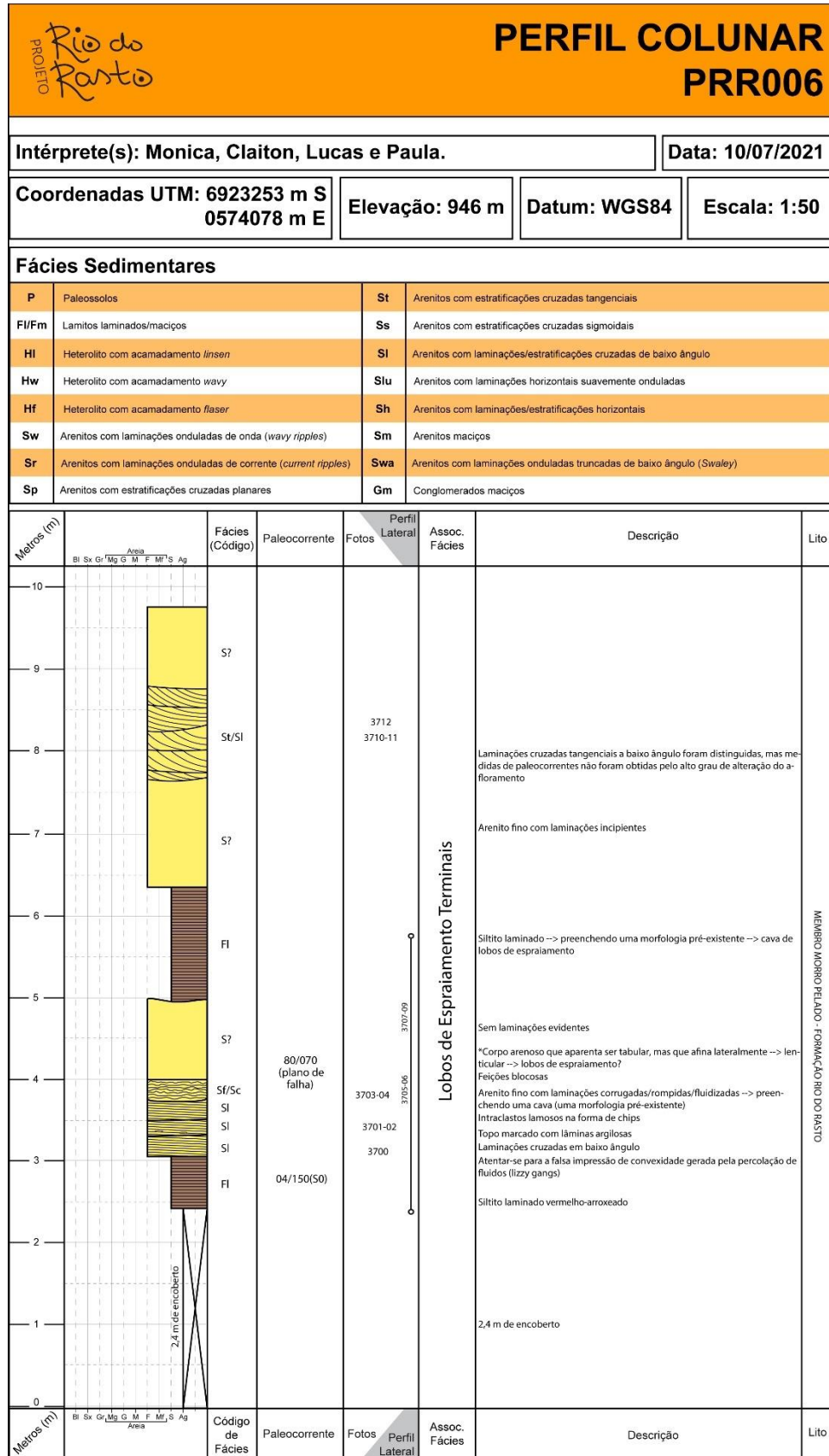
A natureza e distribuição dos aquíferos e aquíferos em um sistema geológico são controlados pela litologia, estratigrafia e estrutura dos depósitos geológicos e formações. A litologia é descrita pela mineralogia, tamanho de grãos e seleção dos grãos. A estratigrafia descreve a geometria e relação cronoestratigráfica entre lentes, camadas e formações em um sistema geológico de origem sedimentar. Características estruturais, como clivagem, fraturas, dobras e falhas são propriedades geométricas de um sistema geológico produzido por deformação depois da deposição ou cristalização (Freezy & Cherry, 1979).

O afloramento escolhido como base para a interpretação geológica da área de pesquisa foi o PRR006, pela sua localização dentro do domínio e exposição lateral. O afloramento mede 154,87m com 8,72m de altura. Foi elaborada uma sessão colunar (Figura 17), em que foram definidas as fácies e associação de fácies relacionada a Lobos de Espriamento Terminais. Os depósitos sedimentares são compostos por camadas tabulares de arenitos finos lateralmente extensas com estratificação cruzada tangencial (St), estratificação laminada de baixo ângulo (Sl) ou maciço com laminações incipientes (Sm). Os arenitos ocorrem intercalados com camadas centimétricas a métricas, contínuas a descontínuas de como camadas siltito laminado (FL).

A intercalação de camadas arenosas com pelíticas (Figura 18), lateralmente extensas, apresentando estruturas sedimentares relacionadas às variações no regime de fluxo é possível interpretar esses depósitos como lobos terminais de canais distributários. Os lobos são gerados a partir de fluxos aquosos com diferentes intensidades e aporte sedimentar. Camadas de siltitos a lamitos laminados ocorrem intercalados aos heterolitos, interpretados como corpos aquosos estagnados, com predomínio de decantação.

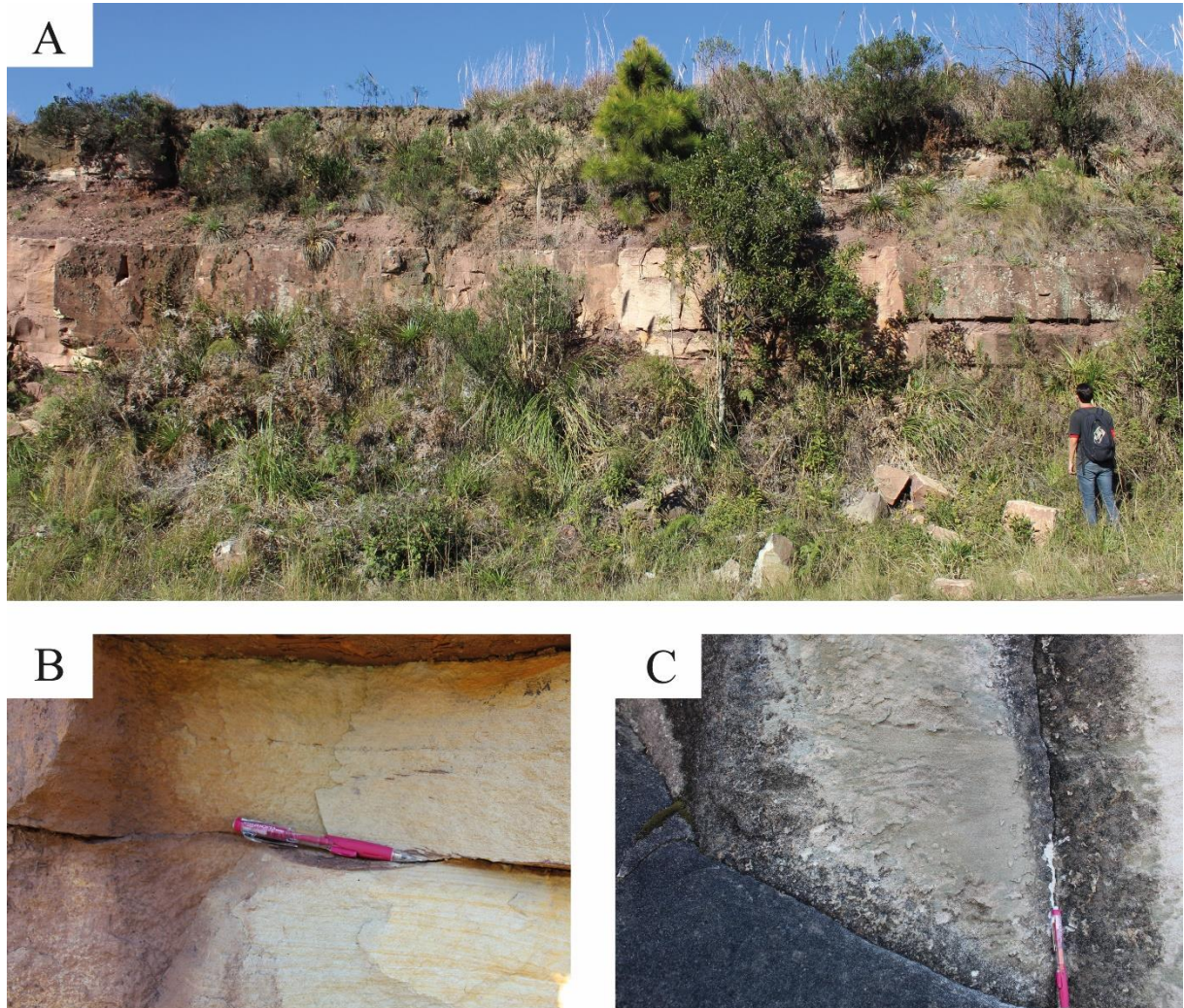
O afloramento encontra-se intensamente fraturado e foi classificado como fraturamento regularmente denso, com caimento preferencial dos planos de fratura sub-vertical. A S_0 foi medida em 04/150, ou seja, camadas com caimento sub-horizontal para sudeste.

Figura 17 – Perfil colunar do afloramento PRR006.



Fonte – Do autor (2022).

Figura 18 – A) Vista geral do afloramento evidenciando a geometria tabular e extensão lateral contínua. B) Fácies S1: estratificação laminada de baixo ângulo. C) Fácies St: estratificação cruzada tangencial.

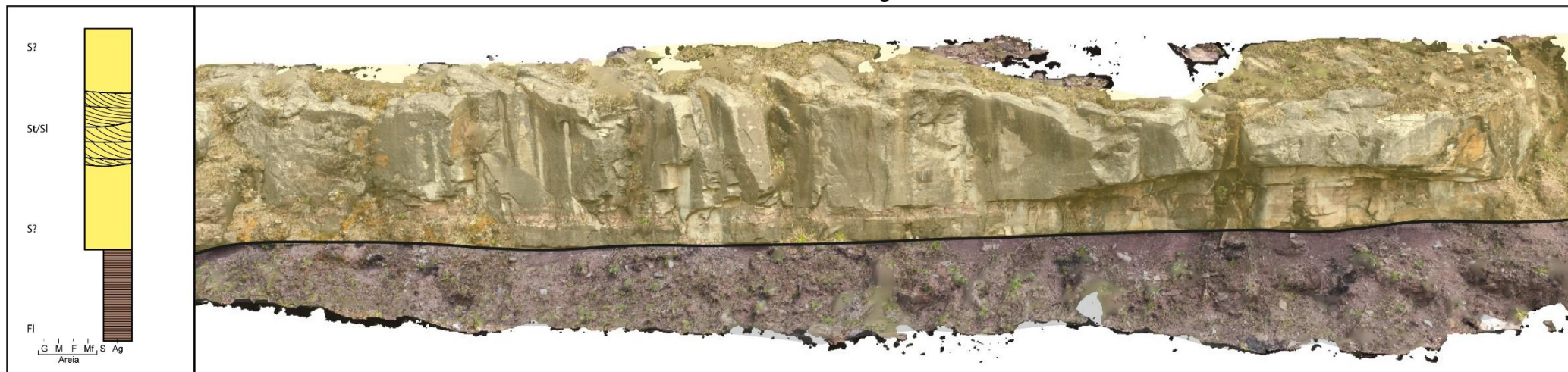


Fonte – Do autor (2022).

5.2 Modelos Virtuais de Afloramento

O MVA utilizado para interpretação da geometria, textura e estrutura das camadas foi o confeccionado a partir do PRR006. As imagens foram adquiridas por meio do VANT (modelo) e processadas no software *Agisoft Metashape*. A malha triangulada texturizada do modelo levou aproximadamente 2 horas e 25 minutos para ser processado e apresenta 28.803.889 vértices e 57.581.767 fâcies e apresenta resolução de 1.27 mm/pixel.

Figura 19 – A esquerda parte da seção colunar com a camada de arenito fino destacada em amarelo e silte em cinza no fotomosaico gerado a partir do modelo virtual de afloramento. Destaca-se também a geometria tabular das camadas.

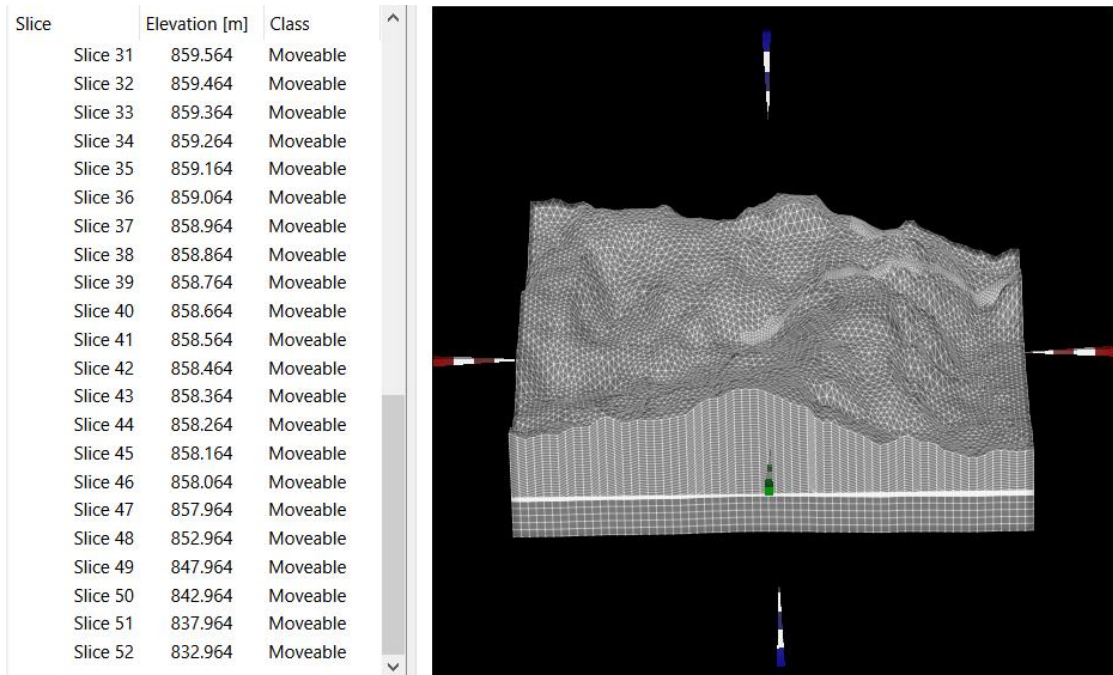


Fonte – Do autor (2022)

5.3 Modelo geológico e malha

A malha de elementos finitos gerada possui células triangulares com os lados medindo em média 20m. A espessura do modelo foi definida em 139,1m, de modo que as camadas com caimento fossem bem representadas em todo o domínio selecionado, sendo a altura máxima da topografia em 972m e a mínima em 832,9m (Figura 20). O modelo foi dividido em 52 camadas, sendo as 46 primeiras medindo em média 2m e as 6 finais com espessura média de 5m. Ao final da configuração 3D e refinamentos necessários em cada ponto específico da malha, o modelo apresenta 353.028 nós e 680.238 elementos.

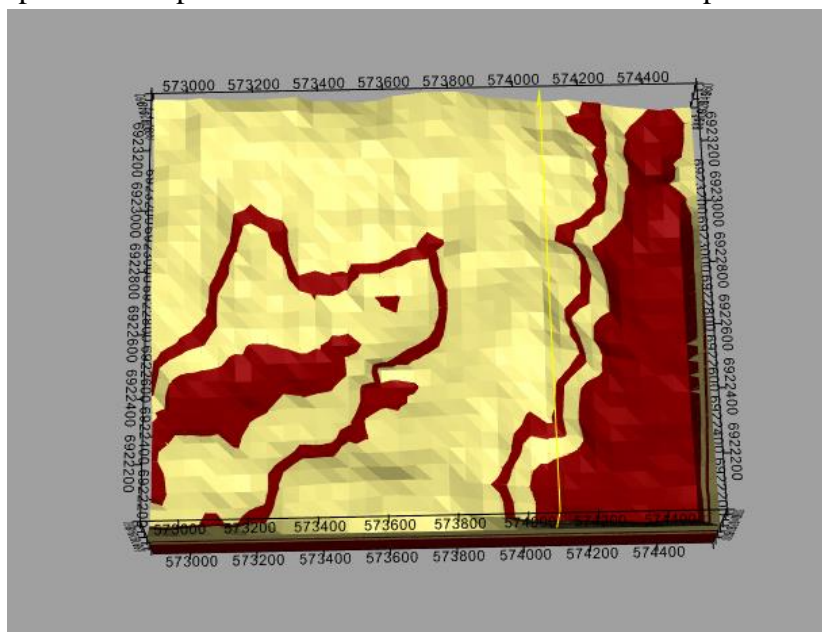
Figura 20 – Número de fatias utilizadas no modelo conceitual.



Fonte – Do autor (2022)

A interpretação da geometria e textura dos afloramentos escolhidos possibilitou a confecção de um modelo geológico da formação Rio do Rasto. As camadas foram separadas principalmente pelas características texturais. A área foi delimitada em um formato retangular devido às limitações do *GeoModeller 3D 4.0*. A área modelada compreende aproximadamente 3,25m².

Figura 21 – Modelos geológicos gerados a partir da interpolação implícita. As camadas estão representadas pela cor amarela e as camadas de siltitos pela cor marrom.

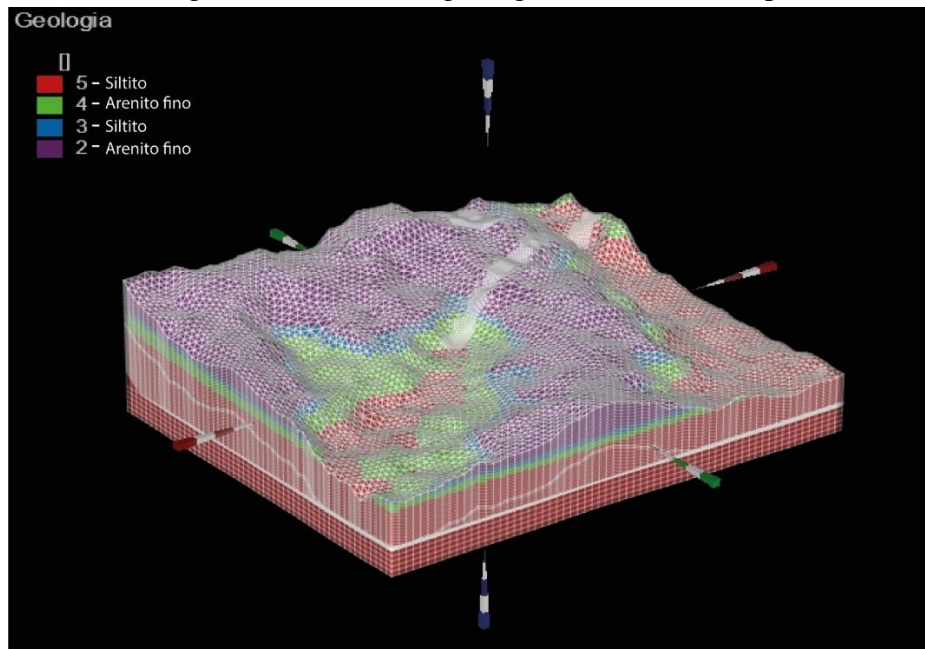


Fonte – Do autor (2022).

Os resultados da modelagem implícita e da interpretação das seções colunares e de imagens do relevo sombreado indicam que nas altitudes mais elevadas há um predomínio de arenitos finos, enquanto nas partes mais arrasadas do relevo há um predomínio de sedimentos finos (Figura 21). A S_0 medida na formação Rio do Rasto variam de 4° a 8° com direção média SE/S. O modelo geológico gerado foi utilizado para preencher os centroides de cada um dos elementos presentes na malha gerado pelo *FEFLOW* (Figura 22).

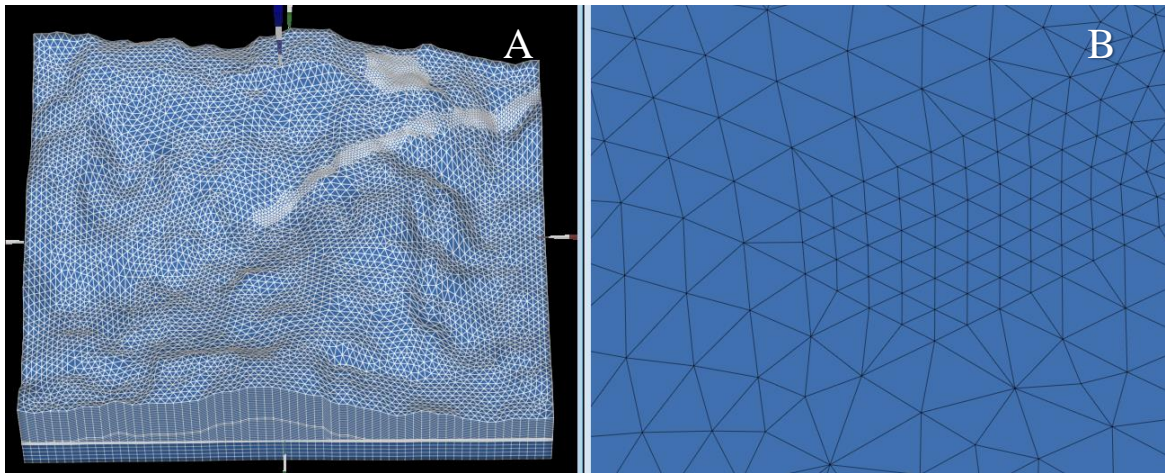
Para demonstrar a importância de fraturas nos fluxos subterrâneos, os lineamentos foram delimitados no relevo sombreado e foram importadas para o *FEFLOW* e mapeadas como uma nova camada geológica, com valores superiores de porosidade (Figura 23A) e condutividade hidráulica. Para melhorar a precisão da solução para cada elemento finito nesta região marcada pelas fraturas, foi feito um refinamento, gerando triângulos com lados medindo em média 10m (Figura 23B).

Figura 22 – Camadas geológicas diferenciadas por cor.



Fonte – Do autor (2022)

Figura 23 – A) Domínio com elementos finitos. B) Refinamento da malha na região da fratura com triângulos com lados medindo a metade do tamanho dos iniciais.



Fonte – Do autor (2022)

5.4 Condições de contorno e dados de entrada do modelo

As condições de contorno do primeiro modelo foram definidas de acordo com o curso d'água em determinados pontos das bordas do domínio, conforme a figura 24. A recarga foi definida em 30% da pluviosidade média anual de 1867 mm no município de Lages.

A primeira simulação dos fluxos foi executada no modo estacionário, utilizando os dados expostos na tabela 2. A carga hidráulica e porosidade foram definidas de acordo com dados da bibliografia expostos no capítulo 4 deste trabalho (Materiais e métodos).

Figura 24 – Condições de contorno do modelo. Carga Hidráulica (CH) em metros (m).



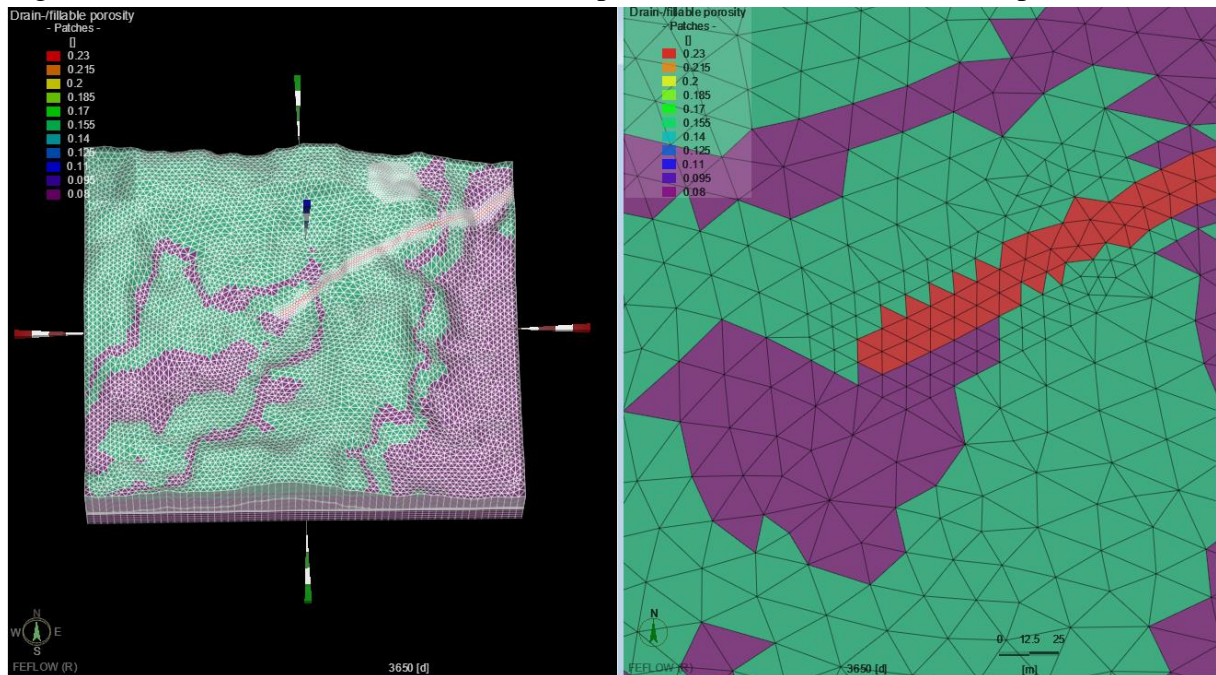
Fonte – Do autor (2022)

Tabela 2 - Dados de entrada do modelo conceitual.

Parâmetros	Valor / unidade
Condutividade hidráulica (K xx, K yy) - Arenitos	1e-05 m/s
Condutividade hidráulica (K xx, K yy) – Siltitos	1e-07 m/s
Condutividade hidráulica (K xx, K yy) – Zona Fraturada	1e-03 m/s
Condutividade hidráulica (K zz)	(K xx, K yy) x 0.1 m/s
Porosidade – Arenitos	0.15
Porosidade – Siltitos	0.08
Porosidade – Fraturas	0.23
Recarga	560 mm/a

Fonte – Do autor (2022).

Figura 25 – Elementos finitos com valores de porosidade atribuídos, definidos por cores.



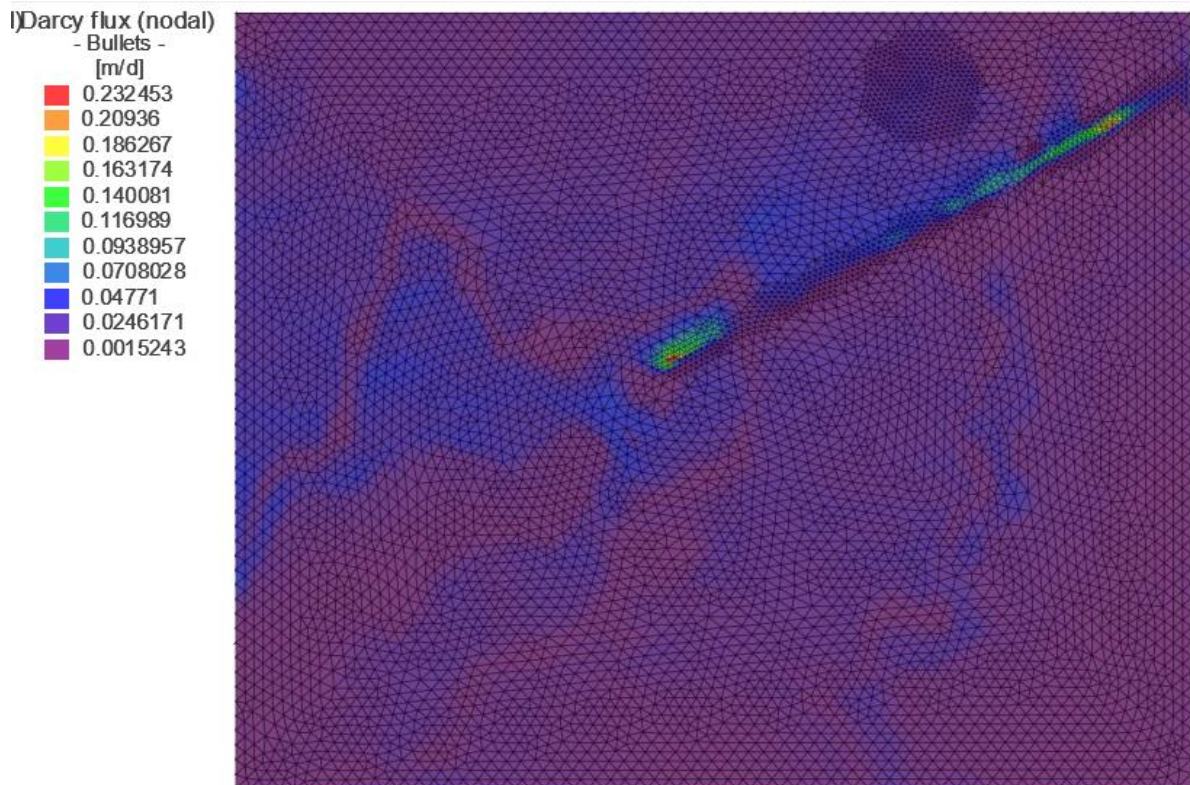
Fonte – Do autor (2022).

5.5 Simulação de fluxos

Foi possível determinar que a direção dos fluxos principal no domínio escolhido é de noroeste para sudeste, de acordo com o maior gradiente nas cargas hidráulicas (Figura 27), tendo maior intensidade nas camadas com maior condutividade hidráulica e principalmente na família de fraturas mapeada (Figura 26). A velocidade calculada pelo modelo em cada um dos nós varia de 0.0015243 m/d, nas regiões onde há um menor gradiente hidráulico, a 0.232453 m/d em partes da fratura.

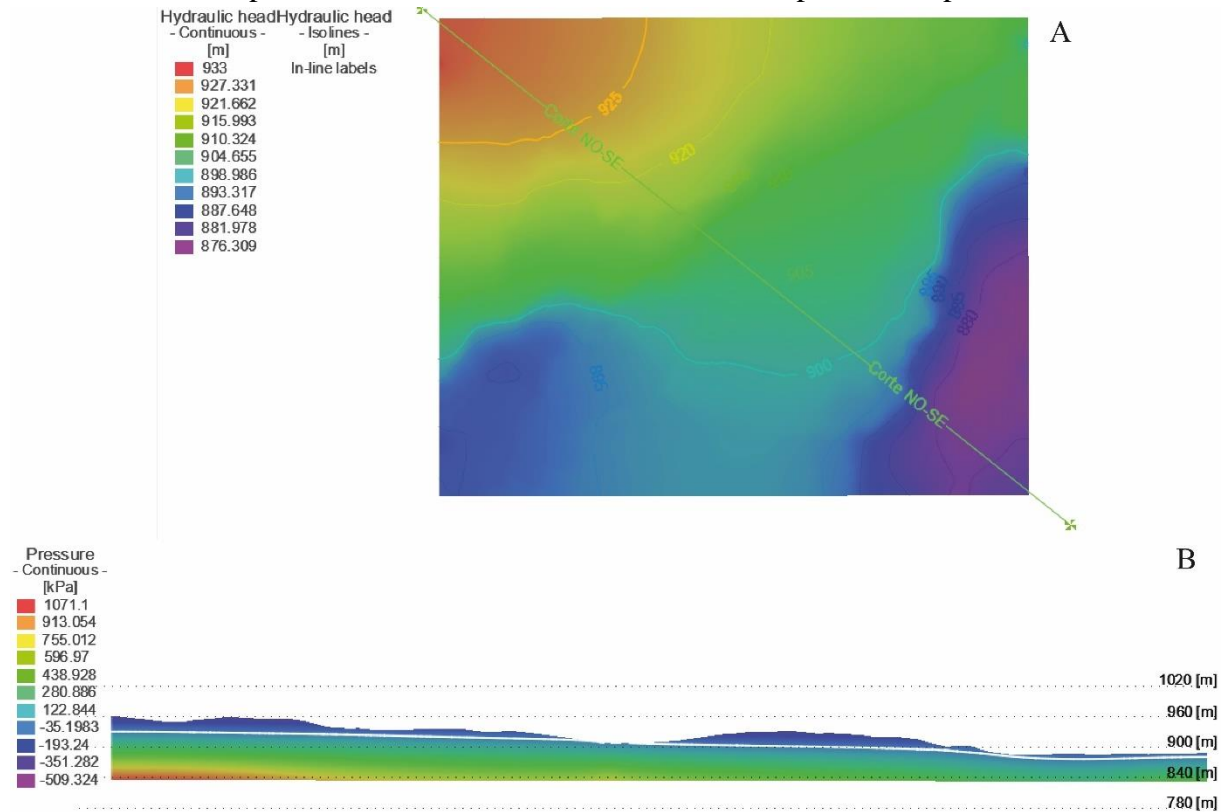
Quanto às cargas hidráulicas, é possível observar um grande gradiente próximo a borda oeste do modelo, variando da altitude máxima do domínio, 933m, a 890m. No sentido Noroeste-Sudeste ocorre a maior variação nas cargas hidráulicas, de 933m nas camadas mais espessas do arenito a 876m nos siltitos. As variações das cargas hidráulicas ocorrem principalmente por conta da diferença das características hidrogeológicas das camadas. Arenitos possuem condutividade hidráulica e porosidade efetiva maior que siltitos, portanto, há um acúmulo maior de água nessas camadas. Esta diferença das características hidrogeológicas fica evidenciada na Figura 28, onde a direção preferencial do fluxo nas camadas de siltito é aproximadamente a 45° em relação ao corte e as velocidades são menores, enquanto nas camadas de arenito o principal fluxo é horizontal e as velocidades são maiores.

Figura 26 - Gradiente com a velocidade dos fluxos em cada nó do domínio. É possível observar a correlação direta entre a velocidade dos fluxos e camadas geológicas.



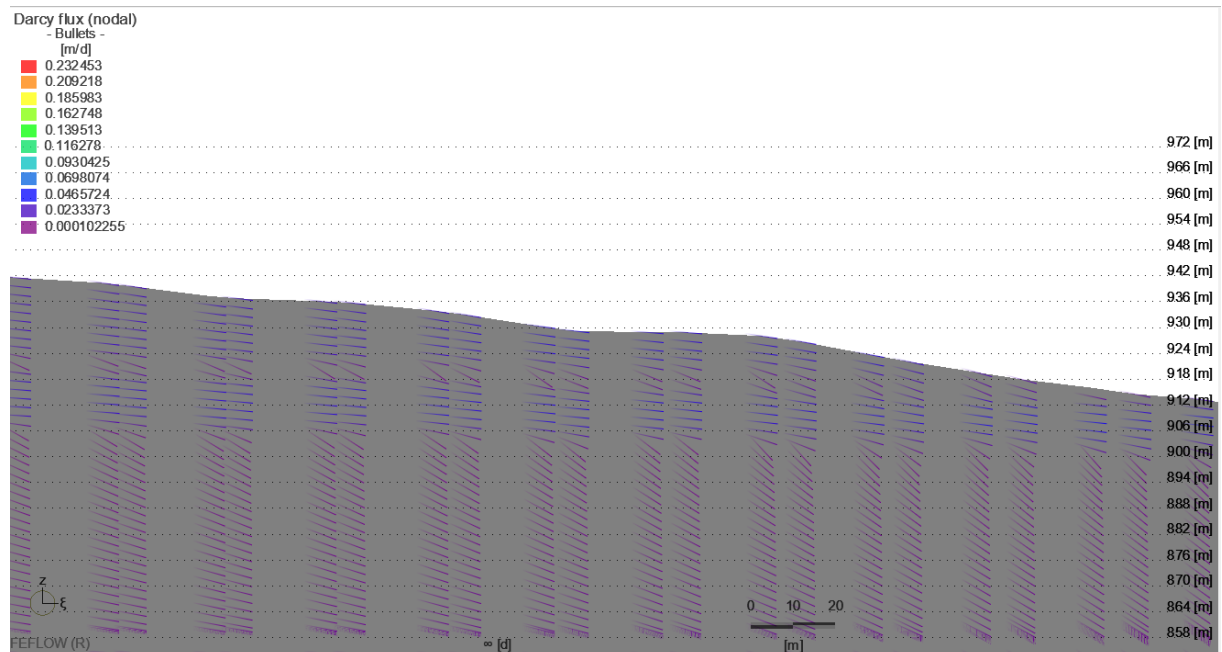
Fonte – Do autor (2022).

Figura 27 – Cargas hidráulicas após a simulação em modo estacionário. A) O principal gradiente é na direção Noroeste-Sudeste, variando de 933m a 876.3m. B) Corte transversal NO-SE evidenciando a pressão. O nível freático do modelo está representado pela linha branca.



Fonte – Do autor (2022).

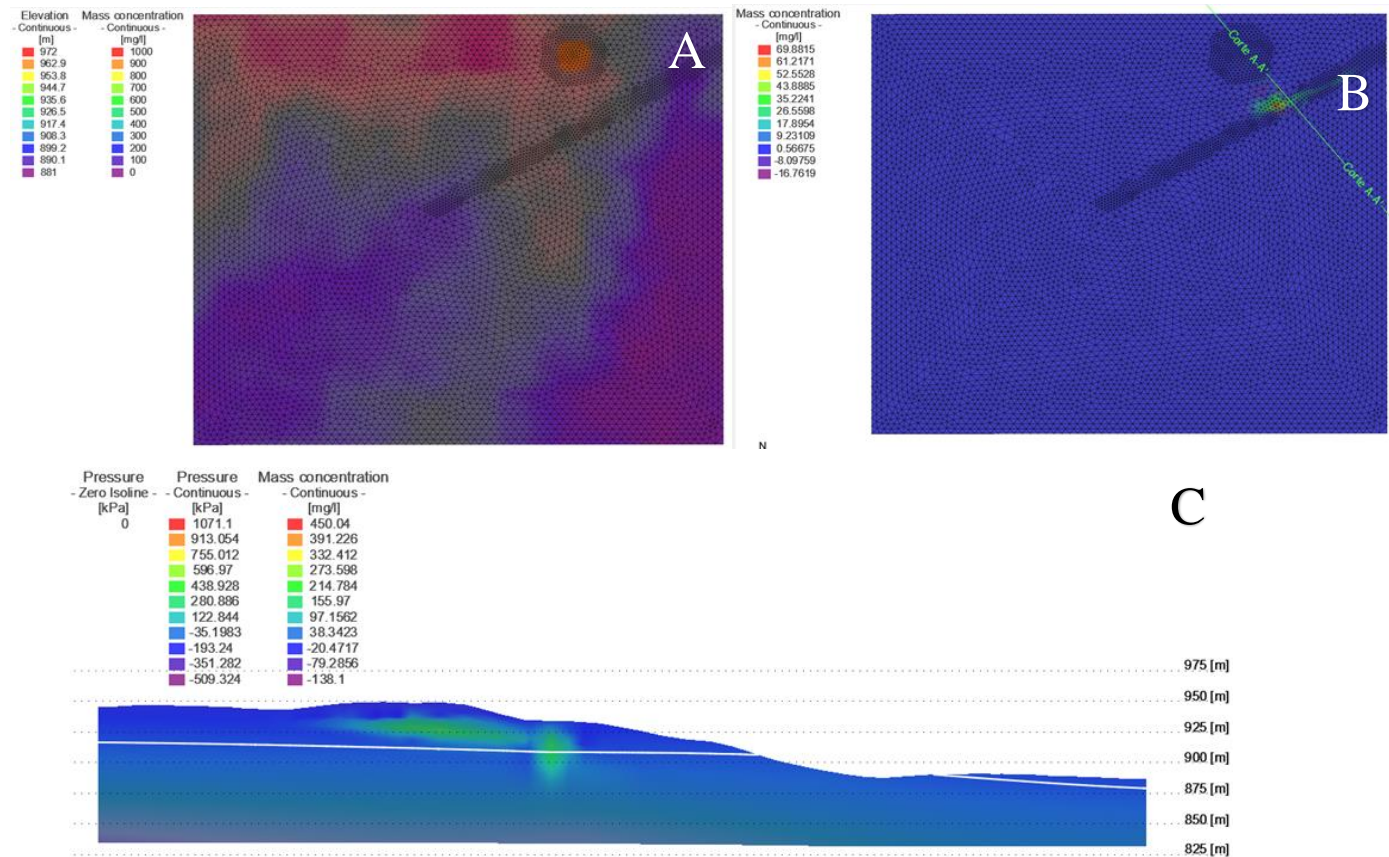
Figura 28 – Indicadores de velocidade dos fluxos. Nas camadas classificadas com aquíferos há um fluxo preferencial é sub-horizontal. Nas camadas consideradas aquíferos o fluxo tende a ser 45°.



Fonte – Do autor (2022)

Para o cenário com transporte de massa foi delimitada uma zona com concentração de 1.000mg/l em uma área de 8.762,9m² para um contaminante não especificado e foram simulados 5 anos (Figura 29A). A pluma de contaminantes flui em direção à fratura devido ao maior gradiente das cargas hidráulicas, de maneira que após 5 anos a principal concentração de massa superficial se encontra na zona de fraturas. Ao atingir esta parte mais permeável e com maior condutividade hidráulica do modelo a massa se move com maior facilidade, elevando o potencial risco de contaminação do sistema aquífero (Figura 29B). No entanto, é possível observar a dificuldade de infiltração nas camadas com valores de dispersão longitudinal e transversal maiores, como é o caso dos siltitos deste modelo (Figura 29C), demonstrando que aquíferos ou aquícludes podem manter a potabilidade de águas subterrâneas.

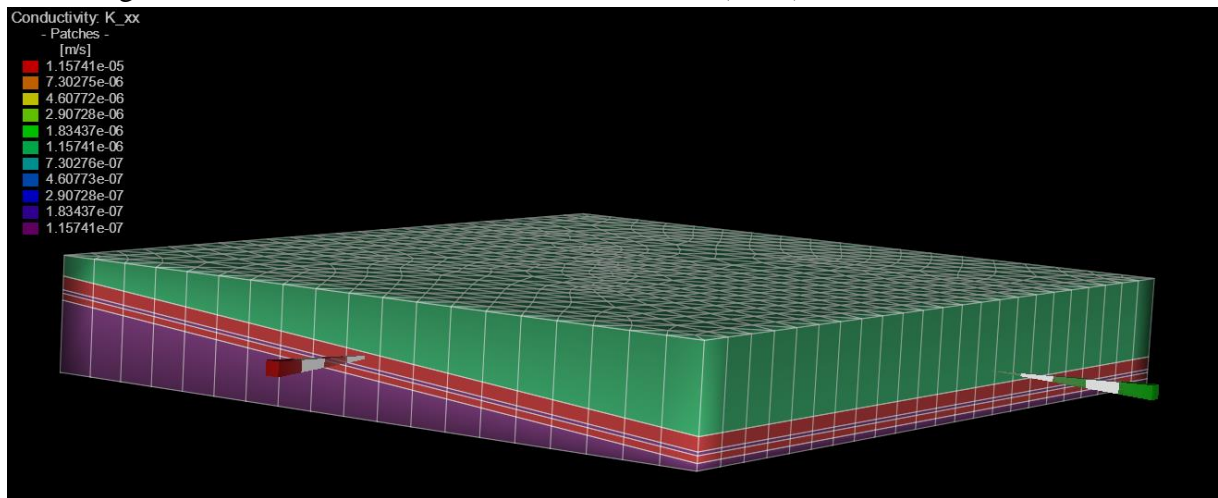
Figura 29 – A) Visão em planta do modelo com concentração de contaminante em 1.000mg/l destacado em laranja. B) Concentração de massa após simulação de 5 anos. C) Corte transversal A-A' demonstrando o transporte de contaminantes. A camada de siltito apresenta-se como um aquitardo com valores de dispersão longitudinal altos, protegendo a camada logo abaixo. No entanto, ao atingir o freático (linha branca) os contaminantes se dispersam com mais facilidade.



Fonte – Do autor (2022)

Para o estudo de aquíferos confinados foi elaborado um modelo com as mesmas características hidrogeológicas do anterior, porém, com uma camada impermeável separando as camadas de arenito e siltito do nível do freático (Figura 30). As condições de contorno foram definidas como estáveis ao longo das bordas leste e oeste, em 895m e nulas nos lados norte e sul. Para os parâmetros das camadas e valor de recarga os valores foram os mesmos utilizados na tabela 2.

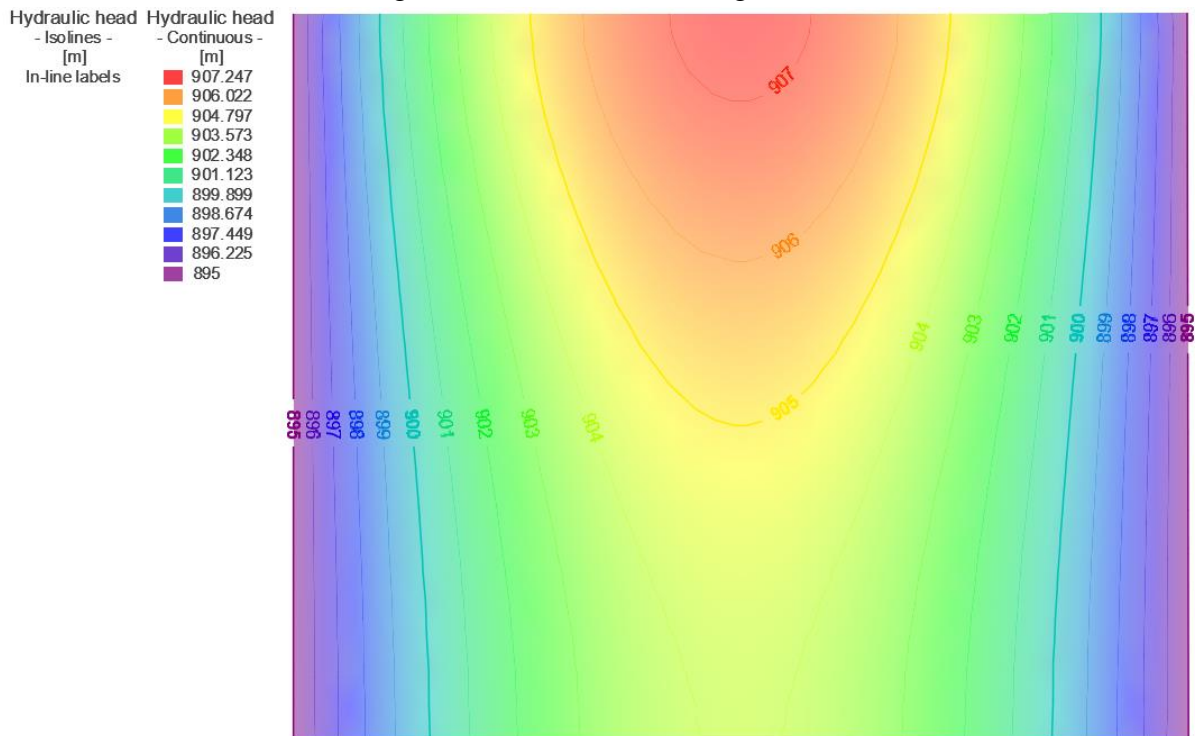
Figura 30 – Valores de condutividade hidráulica (K_{xx}) em cada uma das camadas.



Fonte – Do autor (2022).

A velocidade dos fluxos varia de 0.00017525m/d a 0.00350662m/d, apresentando uma tendência norte-sul nos fluxos mais lentos e partindo do centro para as bordas com condições de contorno definidas nos fluxos mais velozes. Quanto as cargas hidráulicas, há a variação de 907,247m até os 895m, definido nas condições de contorno. O principal gradiente é dado no centro-norte do modelo em direção a qualquer uma das bordas (leste ou oeste), no entanto, uma direção secundária apresenta-se bem definida: norte-sul, de acordo com o caimento das camadas. Uma clara influência do arenito definido como principal reservatório de água do modelo.

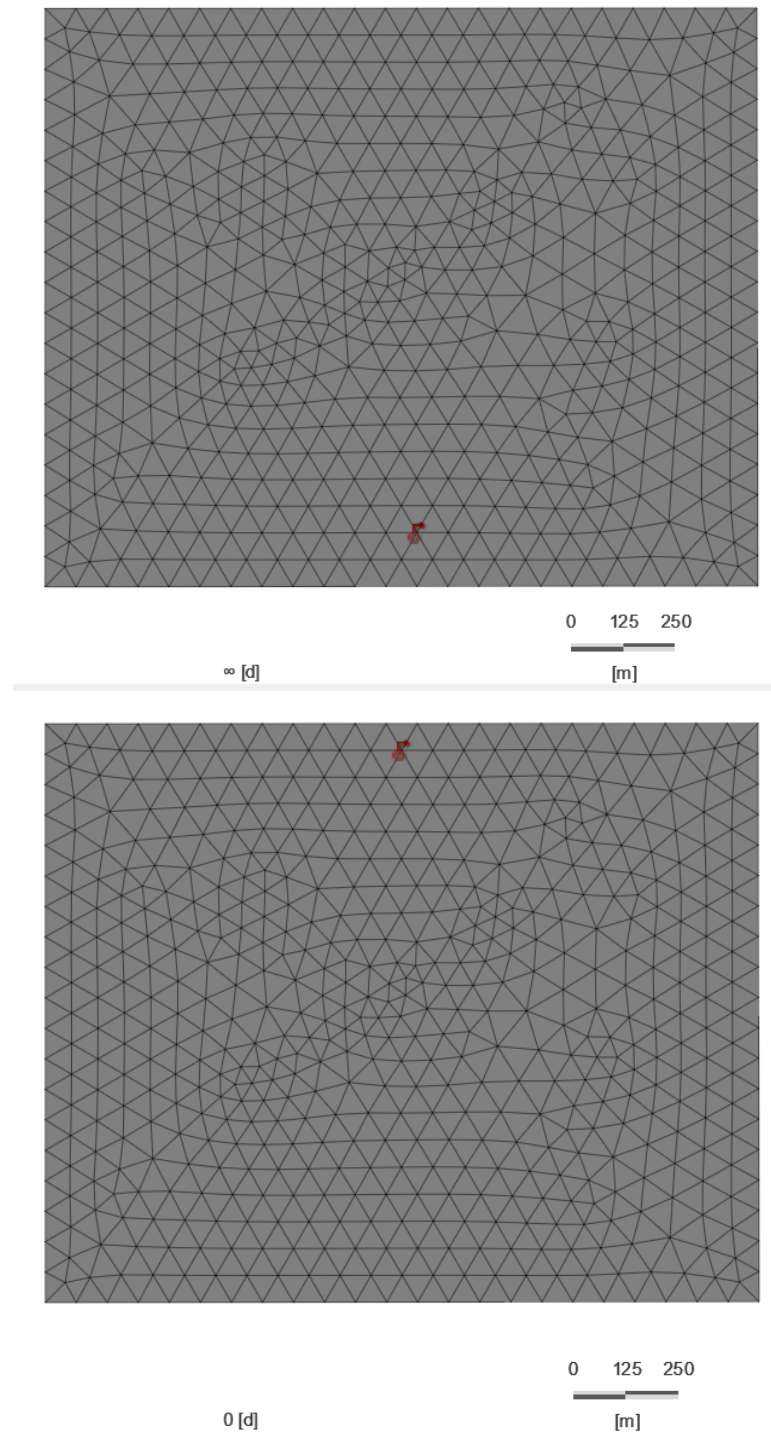
Figura 31 – Gradiente de cargas hidráulicas.



Fonte – Do autor (2022).

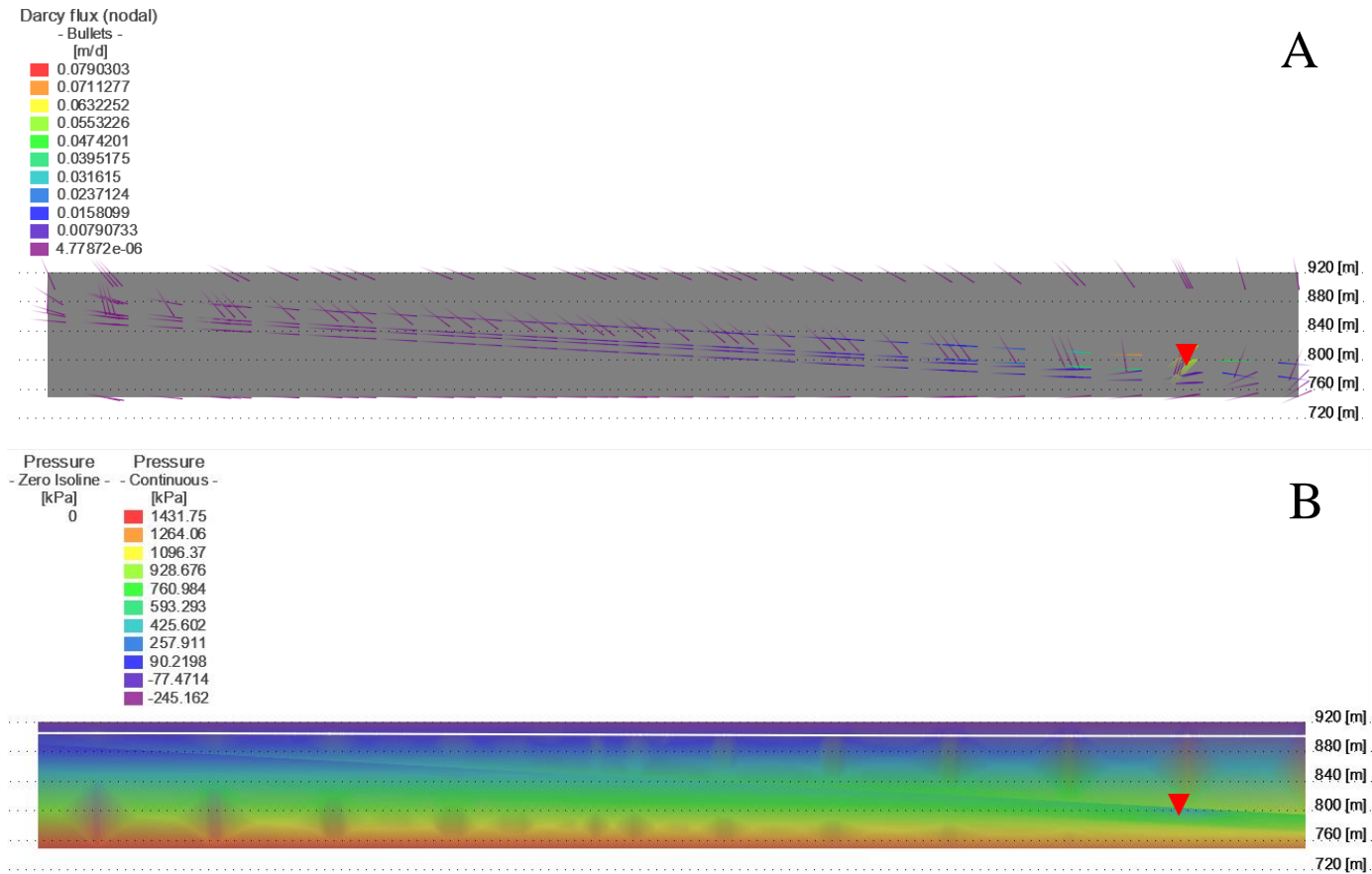
A partir desses resultados, foram simulados mais dois cenários: poços bombeando 1000m³/d localizados em diferentes pontos do aquífero confinado, conforme figura 32. Na figura 31 é possível observar o gradiente hidráulico resultante da primeira simulação de fluxos neste cenário. No cenário com poço na região sul do modelo (Figura 33) há uma intensificação da velocidade dos fluxos na direção do bombeamento, porém, não altera a direção dos fluxos e nem o nível da água no reservatório. Por outro lado, o poço no norte do modelo (Figura 34) altera os fluxos devido à diferença de pressão causada pelo bombeamento e diminui o nível d'água no reservatório, podendo causar um grave problema de abastecimento no poço em questão.

Figuras 32 – Localizações dos poços de bombeamento nos dois modelos gerados.



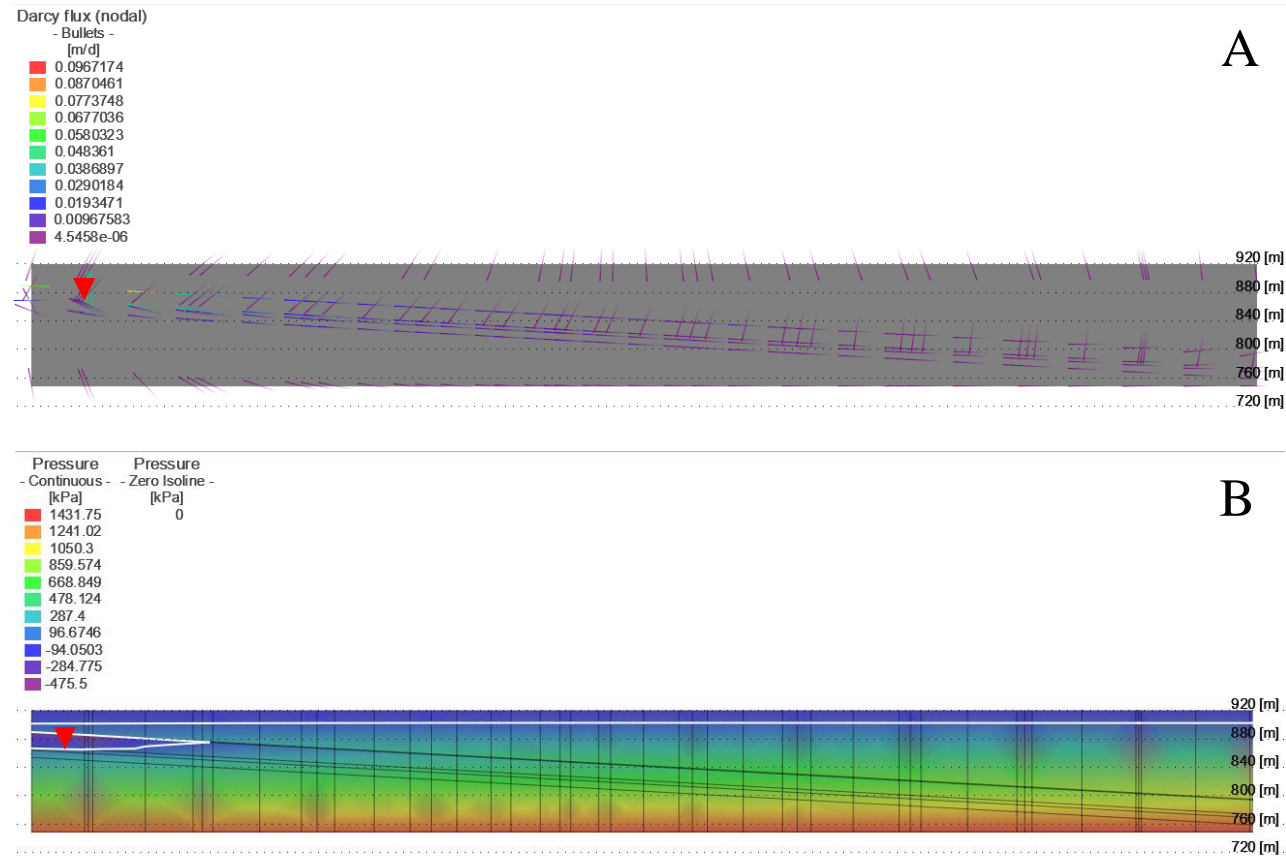
Fonte – Do autor (2022)

Figura 33 – A) A velocidade dos fluxos se torna maior em direção ao poço (triângulo vermelho), evidenciado pelas cores dos indicadores próximos ao mesmo. B) Mesmo com o intenso bombeamento, o nível da água não foi alterado no aquífero como um todo e nem nas camadas de arenito.



Fonte – Do autor (2022).

Figura 34 – A) Devido ao bombeamento e diferença de pressão, a direção natural dos fluxos foi invertida, fluindo em direção ao poço (triângulo vermelho). B) Com o intenso bombeamento, o nível d'água diminuiu na camada de areia.



Fonte – Do autor (2022)

5.6 Limitações dos modelos e softwares

A calibração do modelo numérico tem por objetivo alinhar a simulação ao sistema hidrogeológico real. Dessa maneira, tanto as condições de contorno definidas quanto os parâmetros adotados propõem-se igualar as cargas hidráulicas medidas e as modeladas (FETTER, 2000). Para o presente trabalho, a etapa de calibração não foi feita da maneira ideal, utilizando-se de dados de observação em pontos estratégicos do domínio. Além disso, é ideal que valores como condutividade hidráulica, porosidade e recarga sejam adquiridos em campo por meio de testes específicos.

Para modelagem de fraturas, existem mais métodos além dos modelos de meio poroso equivalentes explicados no capítulo 4 deste trabalho. No entanto, é importante ressaltar que este modelo pode não ser satisfatório para em casos de fraturas mal conectadas ou problemas com transporte de massa. Outras opções são modelagens de fraturas discretas, modelos de dupla-porosidades, modelos de placa paralela equivalente, entre outros. Deve-se levar em consideração os objetivos e vantagens de cada opção para a escolha do melhor modelo a ser utilizado.

Os *softwares* utilizados apresentam algumas limitações e erros comuns de qualquer pacote computacional. Entre algumas das dificuldades encontradas para a realização do presente trabalho elenca-se a limitação do *GeoModeller* em construir apenas modelos retangulares. Apesar da fácil integração com o *FEFLOW*, por vezes a malha de elementos finitos gerada pelo *GeoModeller* cria células pequenas demais para realizar a simulação de fluxos, causando erros e inviabilizando a conclusão da etapa. A simulação pode ser um problema em modelos maiores ou mais detalhados. Além disso, os *softwares* não possuem acesso livre e gratuito.

6 Conclusão

Utilizando técnicas de modelagem geológica e simulação de fluxos, o presente trabalho demonstrou a importância da interpretação das características hidrogeológicas. Para isto, foi confeccionado um Modelo Virtual de Afloramento que, em conjunto com dados de campo, auxiliou na descrição da geometria e relações entre camadas litológicas da Formação Rio do Rasto.

O modelo geológico confeccionado no *GeoModeller 3D* apresenta intercalações de camadas de arenito e siltito e se mostrou satisfatório e coerente com a interpretação de imagens através de ferramentas de SIG.

A simulação de fluxos realizada no *FEFLOW* se mostrou uma importante ferramenta na gestão de recursos hídricos, ilustrando a direção e velocidade de fluxos subterrâneos, a interação das camadas e o transporte de contaminantes em subsuperfície. Verificou-se que a velocidade dos fluxos se intensifica ao longo da zona fraturada do modelo atingindo valores de até 0.232453 m/d. Além disso, a direção de maior gradiente das cargas hidráulicas é Noroeste-Sudeste, variando de 933m para 877m. Em um cenário com contaminantes perigosos, destaca-se a importância de camadas de característica aquitardes e aquícludes para o isolamento e proteção das águas subterrâneas.

Para aquíferos confinados, conclui-se que é fundamental o entendimento da estratigrafia e estrutura das camadas. Conforme o segundo modelo demonstrou, poços de mesma vazão alocados em diferentes pontos do domínio obtiveram resultados diferentes, sendo que o poço a norte do modelo ocasionou uma alteração na direção dos fluxos e rebaixamento do nível d'água na camada de arenito.

Por fim, é importante ressaltar que este trabalho tinha como objetivo demonstrar como Modelos Virtuais de Afloramento podem ser utilizados na modelagem geológica. Para melhores resultados em relação às características de um aquífero, é essencial a aquisição de dados reais da área estudada.

REFERÊNCIAS

AGADA, S. *et al* *NUMERICAL SIMULATION OF FLUID-FLOW PROCESSES IN A 3D HIGH-RESOLUTION CARBONATE RESERVOIR ANALOGUE*, 2014. *Petroleum Geoscience*, Vol. 20, p. 125–142

ALLEN, J.R.L., 1983. *Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders*. *Sediment. Geol.*, 33: 237-293.

ALSOP, D. B. *et al* *RESERVOIR ARCHITECTURE OF THE GHARIF FORMATION OUTCROPS IN THE SOUTHERN HUQF ÁREA, SULTANATE OF OMAN*, 2014. *Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface*. Geological Society, Londres, p 111-133

ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. J. *Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport*. Academic Press Inc., San Diego, CA. *Journal of Hydrology*, v. 140, p. 393-395, 1992.

ASHLEY, G. *Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem*. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, n. 1, p. 160–172, 1990. ISSN 00224472.

ATKINSON, C. D. *et al*. *Braidplain and Deltaic Reservoir, Prudhoe Bay Field, Alaska*. In: BARWIS, J. H.; MCPHERSON, J. G.; STUDLICK, J. R. J. (Ed.). *Sandstone Petroleum Reservoir*. N: Springer, 1990. p. 7–29.

BRISTOW, C. *Controls on the sedimentation of the rough rock group (namurian) from the pennine basin of northern england*. In: *Sedimentation in a synorogenic basin complex*. The Upper Carboniferous of Northwest Europe. [S.l.: s.n.], 1988. p. 114–131.

BRISTOW, C. S. *Brahmaputra River: Channel Migration and Deposition*. In: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. [S.l.: s.n.], 1987.

BURNHAM, B. S. e HODGETTS, D. *QUANTIFYING SPATIAL AND ARCHITECTURAL RELATIONSHIPS FROM FLUVIAL OUTCROPS*, 2019. *Geosphere*, v. 15, no. 1, p 236–253

Carrión-Mero, P.; Quiñonez-Barzola, X.; Morante-Carballo, F.; Montalván, F.J.; Herrera-Franco, G.; Plaza-Úbeda, J. *Geometric Model of a Coastal Aquifer to Promote the Sustainable Use of Water*. Manglaralto, Ecuador. *Water* 2021, 13, 923

CARRIVICK, J. L.; SMITH, M. W.; QUINSEY, D. J. *Structure from Motion in the Geosciences*. Oxford: Wiley Blackwell, 2016. 210 p. ISBN 9781118895849.

CEOLIN, A. C. G. FORMAÇÃO GUARDA VELHA, CAÇAPAVA DO SUL, RS: MODELO DE AFLORAMENTO ANÁLOGO EM SISTEMAS ALUVIAIS, 2018. Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pampa. Caçapava do Sul, p. 58

DERSHOWITZ, B. *et al* *INTEGRATION OF DISCRETE FEATURE NETWORK METHODS WITH CONVENTIONAL SIMULATOR APPROACHES*, 2000. SPE Reservoir Eval. & Eng. v. 3

DIERSCH, H. J. G. *FEFLOW - Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*. Groundwater Modelling Centre DHIWASY GmbH Berlin, Germany. 2014.

ENGE, H. D. *et al* *FROM OUTCROP TO RESERVOIR SIMULATION MODEL: WORKFLOW AND PROCEDURES*, 2007. Geosphere; v. 3; no. 6; p. 469–490

Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J.; Hidrogeologia: conceitos e aplicações, 2nd ed., CPRM, UFP, LABHID: Fortaleza, 2000.

FETTER, C. W. *Applied Hydrogeology*. 4. ed. United States: Prentice Hall, 2000.

FIELDING, C. R. *A review of recent research in fluvial sedimentology*. Sedimentary Geology, v. 85, n. 1-4, p. 3–14, 1993. ISSN 00370738.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 2, n.2- 4, p. 147-191, abr./dez. 1988

FULFARO, V. J., SAAD, A. R., SANTOS, M. V., VIANNA, R. B. Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná, 1982. Revista Brasileira de Geociências, v. 12, n. 4

GALLOWAY, W. E., HOBDAV, D. K. *FACIES CHARACTERIZATION OF RESERVOIR AND AQUIFERS*. Em: Terrigenous Clastic Depositional Systems-Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources. Springer, Berlin. p 426-444

GIBLING, M. R. *et al* Palaeozoic co-evolution of rivers and vegetation: a synthesis of current knowledge. Proc. Geol. Assoc. (2013)

HEATH, R. C. *Basic Ground-Water Hydrology*. [s.l: s.n.]. v. 16. 2020.

HOWELL, J. A. *et al* *THE APPLICATION OF OUTCROP ANALOGUES IN GEOLOGICAL MODELLING: A REVIEW, PRESENT STATUS AND FUTURE OUTLOOK*, 2014. Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface. Geological Society, London, Special Publications, p 1-25

INAZAKI, N. C. ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS FLÚVIO-EÓLICOS DA FORMAÇÃO TOMBADOR, (MESOPROTEROZÓICO) CHAPADA DIAMANTINA-BA, 2011. Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 68

JACKSON, M. D. *et al* *SURFACE-BASED RESERVOIR MODELLING FOR FLOW SIMULATION*, 2014. Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface. Geological Society, London, Special Publications, p 271–292

KELLY, S.B., AND OLSEN, H., 1993, *Terminal fans—a review with reference to Devonian examples*. Sedimentary Geology, v. 85, p. 339–374.

KEOGH, K. J. *et al* *THE DEVELOPMENT OF FLUVIAL STOCHASTIC MODELLING IN THE NORWEGIAN OIL INDUSTRY: A HISTORICAL REVIEW, SUBSURFACE IMPLEMENTATION AND FUTURE DIRECTIONS*, 2007. Sedimentary geology 202, p 249-268

KEOGH, K. J. *et al* *DATA CAPTURE FOR MULTISCALE MODELLING OF THE LOURINHÃ FORMATION, LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL: AN OUTCROP ANALOGUE FOR THE STATFJORD GROUP, NORWEGIAN NORTH SEA*, 2014. Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface. Geological Society, London, Special Publications, p 27-56

KROTH, M. MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO APLICADOS À ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E MODELAGEM DE ANÁLOGOS DE RESERVATÓRIO FLUVIAL NA BACIA LUSITÂNICA, 2018. Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pampa. Caçapava do Sul, p. 78

KULABKO, N. R. *et al* *STUDY OF THE IMPACT OF LAND USE AND HYDROGEOLOGICAL SETTINGS ON THE SHALLOW GROUNDWATER QUALITY IN A PERI-URBAN ÁREA OF KAMPALA, UGANDA*, 2007. Science of the Total Environment 381 (2007) 180–199

LABOURDETTE, R. *et al* *STRATIGRAPHY AND STATIC CONNECTIVITY OF BRAIDED FLUVIAL DEPOSITS OF THE LOWER ESCANILLA FORMATION, SOUTH CENTRAL, PYRENEES, SPAIN*, 2011. AAPG Bulletin, v. 95, no. 4 (April 2011), p 585–617

LARUE, D. K.; HOVADIK, J. *Connectivity of channelized reservoirs: A modelling approach*. Petroleum Geoscience, v. 12, n. 4, p. 291–308, 2006. ISSN 13540793.

LAVINA, E. L. *The Passa Dois Group*. In: *INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM*, 7., 1988. São Paulo. Field excursion guide book. São Paulo: Instituto de Geociências, 1988. p. 24-30. 1988.

MANNA, M. O. Evolução paleoambiental e estratigráfica da Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná), região de Ituporanga, Santa Catarina, 2017. Florianópolis, Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geologia, 101 p.

MARQUES JR, A. *et al* *VIRTUAL AND DIGITAL OUTCROPS IN THE PETROLEUM INDUSTRY: A SYSTEMATIC REVIEW*, 2020. Earth-Science Review 308, p 1-19

Maxelon, M.; Renard, P.; Courrioux, G.; Brändli, M.; Mancktelow, N. *A workflow to facilitate three-dimensional geometrical modelling of complex poly-deformed geological units*. Comput. Geosci. 2009, 35, 644–658.

MIALL, A. D. *Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Science Reviews, 1985. ISSN 00128252.

MIALL, A. D. *Architectural Elements And Bounding Surfaces in Fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado*, 1988. Sedimentary Geology, 55 p 233-262

MIALL, A. D. *Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies*, 1988(b). The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V, 72, No. 6 P. 682-69

MIALL, A. D. *Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah*. Journal of Sedimentary Research B: Stratigraphy & Global Studies, 1994. ISSN 1527-1404.

MIALL, A. D. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. [S.l.: s.n.], 1996. ISBN 3540591869.

MIALL, A. D. (2000). *PRINCIPLES OF SEDIMENTARY BASIN ANALYSES*. 3ed, Toronto: Springer.

MIALL, A. D. *Alluvial Deposits*. In: Noel P. James; Robert W. Dalrymple (Ed.). *Facies Models 4*. St. John's, Newfoundland: GEO text 6, 2010. cap. 6, p. 572.

MIALL, A. D. *Fluvial depositional systems*. [S.l.: s.n.], 2014. ISBN 9783319006666

MILANI, E.J. EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ E SEU RELACIONAMENTO COM A GEODINÂMICA FANEROZÓICA DO GONDWANA SUL-OCIDENTAL. 1997, 2 v., 255 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. S.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. *Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil*. Boletim IG-USP, São Paulo, p. 125-173. nov. 1998. (Série Científica, n. 29).

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov., 2007.

MITTEN, A. J. *et al CONTROLS ON THE DEPOSITION AND PRESERVATION OF ARCHITECTURAL ELEMENTS WITHIN A FLUVIAL MULTI-STOREY SANDBODY*, 2020. Sedimentary geology 401, p 1-21

MITTEN, A. J. *et al DEPOSITIONAL CONDITIONING OF THREE DIMENSIONAL TRAINING IMAGES: IMPROVING THE REPRODUCTION AND REPRESENTATION OF ARCHITECTURAL ELEMENTS IN SAND-DOMINATED FLUVIAL RESERVOIR MODELS*, 2020. Marine and Petroleum Geology 113, p 1-20

MORELATTO, R. BACIA DO PARANÁ SUMÁRIO GEOLÓGICO E SETORES EM OFERTA, 2017. Superintendência de Definição de Blocos - SDB

NICHOLS, G. *Rivers and Alluvial Systems. In: Sedimentology and Stratigraphy*. [S.l.: s.n.], 2009. ISBN 978-1-4051-3592-4.

NORDAHL, K. *et al IMPACT OF MULTISCALE MODELLING ON PREDICTED POROSITY AND PERMEABILITY DISTRIBUTIONS IN THE FLUVIAL DEPOSITS OF THE UPPER LUNDE MEMBER (SNORRE FIELD, NORWEGIAN CONTINENTAL SHELF)*, 2014. Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface. Geological Society, London, Special Publications, p 85-109

PRANTER, M. J. *et al FLUVIAL ARCHITECTURE AND CONNECTIVITY OF THE WILLIAMS FORK FORMATION: USE OF OUTCROP ANALOGUES FOR STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION AND RESERVOIR MODELLING*, 2014. Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface. Geological Society, London, Special Publications, p 57-83

PRANTER, M. J. e SOMMER, N. K. *STATIC CONNECTIVITY OF FLUVIAL SANDSTONE IN A LOWER COASTAL-PLAIN SETTING: AN EXAMPLE FROM THE UPPER CRETACEOUS LOWER WILLIAMS FORK FORMATION, PICEANCE BASIN, COLORADO*, 2011. AAPG Bulletin, v. 95, no. 6 (June 2011), p 899–923

PRINGLE, J. K. *et al. Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art*, 2006. First Break, v. 24, n. 3, p. 33–42, 2006. ISSN 02635046.

READING, H. G. *SEDIMENTARY ENVIRONMENTS: PROCESS, FACIES AND STRATIGRAPHY*, 2009. 3rd ed. 574 p

REYNOLDS, A. D. *DIMENSIONS OF PARALIC SANDSTONE BODIES*, 1999. AAPG Bulletin, V. 83, No. 2, P. 211–229

RODRIGUES, A. G. *COMPOSIÇÃO PRIMÁRIA E PADRÕES DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS DA SEÇÃO RIFTE NO CAMPO DE CAIOBA, SUB-BACIA DE SERGIPE*, 2012. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Geociências, 107 p

ROISENBERG, H. B. *MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO: APLICAÇÃO NA ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO EM SISTEMAS FLUVIAIS ENTRELAÇADOS*, 2020. Faculdade de Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, p. 127

SAHOO, H. *et al FACIES-TO SANDBODY-SCALE HETEROGENEITY IN A TIGHT-GAS FLUVIAL RESERVOIR ANALOG: BLACKHAWK FORMATION, WASATCH PLATEAU, UTAH, USA*, 2016. Marine and Petroleum Geology 78, p 48-69

SALGUEIRO, T. P. *MODELAGEM DOS FLUXOS SUBTERRÂNEOS DA LAGOA DE EVAPOINFILTRAÇÃO (LEI) DA LAGOA DA CONCEIÇÃO – FLORIANÓPOLIS*, 2022.

Graduação de Engenharia Sanitária e Ambiental, Centro Tecnológico da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, p. 60.

SCHEMIKO, D. C. B. A SEDIMENTAÇÃO DO MEMBRO MORRO PELADO, PERMIANO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ: PREENCHIMENTO DE BACIA INTERIOR POR SISTEMAS FLUVIAIS DISTRIBUTÁRIOS, 2013. Curitiba, Universidade Federal do Paraná.

SCHEMIKO, D. C. B., VESELY, F. F., FERNANDES, L. A., SOWEK, G. A. Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP Série Científica*, v. 14, n. 3, p. 29-46, 2014.

SCHERER, C. M. S. Ambientes Fluviais. In: PEDREIRA, A. J. V. et al. (Ed.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. [S.l.]: Beca, 2008. p. 102–131.

SHIRAIWA, S. Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal. 1994. 85 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SIDDIQUI, N.A., et al., *High resolution facies architecture and digital outcrop modeling of the Sandakan formation sandstone reservoir, Borneo: Implications for reservoir characterization and flow simulation*, *Geoscience Frontiers* (2018),

TURK, G., AND O'BRIEN, J. 2002. *Modelling with implicit surfaces that interpolate*. *ACM Transactions on Graphics* 21, 4 (October), 855–873.

VIANA, C. D. et al. *Structural analysis of clastic dikes using Structure from Motion - Multi-View Stereo: A case-study in the Paraná Basin, southeastern Brazil*. *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, n. 4, p. 839–852, 2018. ISSN 23174692.

VOLLGGER, S. A.; CRUDEN, A. R. *Mapping folds and fractures in basement and cover rocks using UAV photogrammetry, Cape Liptrap and Cape Paterson, Victoria, Australia*. *Journal of Structural Geology*, Elsevier Ltd, v. 85, p. 168–187, 2016. ISSN 01918141. Disponível em: .

WARREN, L. V. EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO NA REGIÃO CENTRO-SUL DO ESTADO DE SANTA CATARINA, 2006. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar.

WARREN, L. V. et al. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38 (2 - suplemento), p. 213-227, 2008.

WEBER, K. J. *HOW HETEROGENEITY AFFECTS OIL RECOVERY*, 1986. Em: *Reservoir Characterization*. p 487-545

WEBER, K. J. e VAN GEUNS, L. C. *FRAMEWORK FOR CONSTRUCTING CLASTIC RESERVOIR SIMULATION MODELS*, 1990. Shell Int'l. Petroleum Mij.

WOESSNER, W. W. *Groundwater-Surface Water Exchange. Guelph, Ontario, Canada*, 2020. 158 p.

YESTER, L. M. *et al* *TOWARDS THE MULTI-SCALE CHARACTERIZATION OF BRAIDED FLUVIAL GEOBODIES FROM OUTCROP, CORE, GROUND-PENETRATING RADAR AND WELL LOG DATA*, 2019. *River to Reservoir: Geoscience to Engineering*. Geological Society, London, Special Publications, 488, p 73–95.

ZALÁN, P.V.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.N.; NETO, E.V.S.; MARQUES, A. *The Paraná Basin, Brazil*. In: LEIGHTON, KOLATA, OLTZ, EIDEL (Eds.). *Interior cratonic basins*. Tulsa: AAPG Memoir, 1990. p. 681- 708.