



**UNIVERSIDADE FEDERAL  
DE SANTA CATARINA**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**REGINALDO LEMOS**

**CARACTERIZAÇÃO DE AQUÍFEROS CONFINADOS E LIVRES  
EM SISTEMAS EÓLICOS UTILIZANDO MÉTODOS INDIRETOS DE  
INVESTIGAÇÃO**

Florianópolis

Abril/2024

REGINALDO LEMOS

**CARACTERIZAÇÃO DE AQUÍFEROS CONFINADOS E LIVRES  
EM SISTEMAS EÓLICOS UTILIZANDO MÉTODOS INDIRETOS DE  
INVESTIGAÇÃO**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Manoela Bettarel Bállico

Coorientador: Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira

Florianópolis

2024

LEMONS, REGINALDO

CARACTERIZAÇÃO DE AQUÍFEROS CONFINADOS E  
LIVRES EM SISTEMAS EÓLICOS UTILIZANDO  
MÉTODOS INDIRETOS DE INVESTIGAÇÃO;  
ORIENTADORA, MANOELA BETTAREL BÁLLICO,  
COORIENTADOR, MARCELO ACCIOLY TEIXEIRA  
DE OLIVEIRA, 2024. 102p

DISSERTAÇÃO (MESTRADO) - UNIVERSIDADE  
FEDERAL DE SANTA CATARINA, CENTRO DE  
FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS, PROGRAMA DE  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA, FLORIANÓPOLIS,  
2024.

Inclui referências.

1. Reservatório flúvio-eólicos. 2. Formação Botucatu e Rio do  
Rastro. 3. Heterogeneidades. 4. Modelo litológico. I. Bállico,  
Manoela Bettarel. II. De Oliveira, Marcelo Accioly Teixeira. III.  
Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-  
Graduação em Geologia. IV. Título.

REGINALDO LEMOS

**CARACTERIZAÇÃO DE AQUÍFEROS CONFINADOS E LIVRES  
EM SISTEMAS EÓLICOS UTILIZANDO MÉTODOS INDIRETOS DE  
INVESTIGAÇÃO**

**O presente trabalho em nível de Mestrado foi avaliado e aprovado, em 30 de abril de  
2024, pela banca examinadora, composta pelos seguintes membros:**

Prof. Dra. Liliana Sayuri Osako  
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Rodrigo de Almeida Heringer  
Universidade Federal de Santa Catarina

Dr. Marcelo Bogo  
Bogo Geologia LTDA.

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado  
adequado para obtenção do título de Mestre em Geologia.

---

**Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia**

---

**Profa. Dra. Manoela Bettarel Bállico**

**Orientadora**

**Florianópolis, 2024.**

## AGRADECIMENTOS

### **No Meio do Caminho**

“No meio do caminho tinha uma pedra  
tinha uma pedra no meio do caminho  
tinha uma pedra  
no meio do caminho tinha uma pedra.  
Nunca me esquecerei desse acontecimento  
na vida de minhas retinas tão fatigadas.  
Nunca me esquecerei que no meio do caminho  
tinha uma pedra  
tinha uma pedra no meio do caminho  
no meio do caminho tinha uma pedra”.  
(Carlos Drummond de Andrade, 1928)

Como disse Drummond, “no meio do caminho tinha uma pedra”, assim, cabe a nós removê-las sozinhos e/ou com ajuda de outras pessoas. Sendo assim, gostaria de agradecer a todas as pessoas que fizeram parte da minha formação e que de alguma forma ajudou a remover as “pedras” do caminho.

Primeiramente, agradeço à Universidade Federal de Santa Catarina e a todos seus profissionais que proporcionam uma educação gratuita e de excelente qualidade.

Deixo meus sinceros agradecimentos aos colegas do Laboratório de Geologia de Reservatório (LGR), à Fundação de Amparo à Pesquisa e Extensão Universitária (FAPEU), ao Programa de Apoio à Pós-graduação (PROAP), Programa de Pós-graduação em Geologia – UFSC, à Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA) juntamente com o professor Felipe Guadagnin, à Manoela e Marcelo, os quais foram essenciais no meu desenvolvimento como mestrando, sempre apontando críticas e repassando conhecimento. Hoje, enquanto profissional, carrego em mim e em meus conhecimentos um pouco de cada profissional que contribuiu com minha formação, por isso, sou muito grato a vocês.

## RESUMO

As Formações Rio do Rasto e Botucatu representam os principais reservatórios aquíferos do estado de Santa Catarina. A sucessão vertical de fácies dessas formações compreende reservatórios formados por uma complexa interação flúvio-eólica. A análise da arquitetura deposicional, o uso de dados geofísicos e modelos de afloramentos virtuais em alta resolução (cm) desses reservatórios auxiliaram na compreensão das heterogeneidades em diferentes escalas e permitiram o desenvolvimento de modelos litológicos e de aquíferos que demonstram essa interação. Em escala megascópica, os reservatórios são compostos por sedimentos de granulação fina intercalados por pequenos corpos arenosos depositados em contexto flúvio-eólico e grandes dunas eólicas depositadas em contexto de sistema eólico seco. Em escala macroscópica, o reservatório fluvial apresentou mais heterogeneidades verticais e laterais em relação ao reservatório eólico, a superfície de discordância e as camadas de argila atuam como suas principais barreiras ao fluxo. Com base em suas relações geométricas, os reservatórios relacionados à interação flúvio-eólica formaram dois tipos de reservatórios aquíferos em escala macroscópica: (I) reservatório essencialmente eólico apresentou boa continuidade lateral dos pacotes eólicos e correlação estratigráfica relativamente homogênea e (II) enquanto o reservatório constituído por pacotes flúvio-eólicos e mais heterogêneo, por serem mais compartimentados e possuírem correlação estratigráfica mais complexa.

**Palavras-chave:** Reservatório flúvio-eólicos – Formação Botucatu e Rio do Rasto – Heterogeneidades – modelo litológico

## ABSTRACT

The Rio do Rasto and Botucatu Formations represent the main aquifer reservoirs in the state of Santa Catarina. The vertical facies succession of these formations comprises reservoirs formed by a complex fluvial-eolian interaction. The analysis of the depositional architecture, the use of geophysical data and high-resolution (cm) virtual outcrop models of these reservoirs improved the understanding of heterogeneities at different scales and allowed the development of lithological and aquifer models that demonstrate this interaction. At megascopic scale, the reservoirs are composed of composed of fine-grained sediments intertongue by with small sandy bodies deposited in a context fluvio-eolian, and large eolian dunes deposited in a context dry eolian system. At macroscopic scale, the river reservoir presented more vertical and lateral heterogeneities in relation to the wind reservoir. Unconformity surface and clay layers act as its main flow barriers. Based on their geometric relationships, the reservoirs related to fluvial-eolian interaction formed two types of aquifer reservoirs on a macroscopic scale: (I) essentially eolian reservoir presented good lateral continuity of eolian packages and relatively homogeneous stratigraphic correlation and (II) while the reservoir made up of fluvial-eolian packages are more heterogeneous, as they are more compartmentalized and have a complex stratigraphic correlation.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. A) Estágios de desenvolvimento de um pavimento de deflação: deflação inicial dos sedimentos arenosos; concentração dos sedimentos mais grossos a medida que ocorre a deflação; término da deflação dando origem a uma superfície de deflação composta por clastos; b) processo de abrasão sobre uma rocha. Fonte: Modificado de Greeley e Inversen (1985). .....	15
Figura 2. Aplicação da equação de conservação de sedimentos a sistemas eólicos. (a) a taxa de migração das dunas determina a taxa de transporte de sedimentos (q); a altura média das dunas determina a concentração de sedimentos no transporte (c). (b) soluções possíveis para a equação de conservação de sedimentos apenas por sinal, definindo campos de acumulação, bypass e erosão. Fonte: Modificado de Kocurek (1999) e Moutney (2006). .....	16
Figura 3. Transição entre sistemas eólicos úmidos e secos em função do aumento da disponibilidade de suprimento sedimentar, passando de áreas metassaturadas para áreas saturadas em areia. Fonte: Modificado de Kocurek e Havholm (1993). .....	18
Figura 4. Exemplos de preservação de acumulações eólicas através de um aumento relativo do nível freático, subsidência ou estabilização da superfície de acumulação. Fonte: Modificado de Kocurek e Havholm (1993)...	19
Figura 5. Relação entre o tamanho de grão e o comprimento de onda dos três tipos distintos de formas de leito, ondulações eólicas, dunas e <i>draas</i> . Fonte: Extraída de Queiroz (2017). Modificado de Wilson (1972). .....	20
Figura 6. Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas considerando-se o ângulo de cavalgamento relativo a inclinação do dorso da forma de leito e a presença ou ausência de laminações cruzadas. Fonte: Extraída de Queiroz (2017). Modificado Moutney (2006a). .....	21
Figura 7. Os principais tipos de dunas. As três primeiras compõem o grupo das dunas transversais, formadas a partir de ventos unidirecionais: a) barcana, b) barcanoide, c) transversal. As seguintes são derivadas de ventos longitudinais, bidirecionais ou multidirecionais, havendo ou não fatores estabilizadores tais como ascensão do lençol freático e vegetação. São chamadas longitudinais: d) dômica linear, e) blowout, f) parabólica, g) linear, h) estrela i). As setas indicam a distribuição preferencial do paleovento. Fonte: Modificado de Mckee (1979). .....	22
Figura 8. Cortes transversais através de dunas eólicas. a) depósito de quedas de grãos na face frontal da duna. b) desenvolvimento de um depósito por fluxo de grãos (avalanche). c) processo de migração de ripple (ondulação) e estratificação cruzada ao longo de um declive suave, sem separação de fluxo. d) reativação de superfícies por reversões de vento. Fonte: Modificado de Hunter (1981). .....	24
Figura 9. A) processos básicos de sedimentação e distribuição dos estratos em uma duna eólica. B) distribuição dos estratos básicos formadores das dunas eólicas (estratos de fluxo de grãos, queda livre de grãos e transladantes cavalgantes). Fonte: Modificado de Hunter (1977). .....	23
Figura 10. Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (a) dunas simples; (b) dunas compostas. Os números 1, 2, e 3 representam as superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem respectivamente. (c) supersuperfícies truncando distintos episódios de acumulação eólica. Fonte: Extraída de Jones (2015). Modificado de Kocurek (1991). .....	28
Figura 11. Relação entre porosidade e permeabilidade para arenitos de diferentes tamanhos de grãos. Modificado de Chilingar, 1963; Freeze e Cherry, 1979). .....	29



Figura 12. Fluxo de fluido através da sequência eólica idealizada com base nos valores de permeabilidade relativa, nos tipos de estratificação e nas superfícies limitantes, assumindo um campo de pressão vertical. Fonte: Modificado de Lupe e Ahlbrandt (1979).	30
Figura 13. Tipos de heterogeneidades (a) e potenciais unidades de fluxo (b) de uma barreira arenosa progracional associada a uma superfície de ravinamento e a fácies de plataforma transgressiva. As fácies de barreira de costa ( <i>shoreface</i> ) constituem as unidades de fluxo 1 e 2. Seguem: preenchimento de canal (unidade 3); preenchimento de canal de maré (unidade 4); lençóis de areia em <i>onlapping</i> (unidade 5), e barra de acreção (unidade 6). Fonte: Galloway e Hobday (1996).	31
Figura 14. Esquema demonstrando os cinco níveis de heterogeneidades. Fonte: Extraída de Soweck (2013). Modificado de Galloway e Hobday (1996).	33
Figura 15. Estilos de heterogeneidades de reservatórios e suas características. Fonte: Extraída de Soweck (2013). Modificado de Scherer (2008).	34
Figura 16. Blocos diagramas mostrando o modelo de evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto. Fonte: Warren et al., (2008).	38
Figura 17. Modelo esquemático ilustrando o contexto deposicional para o Membro Morro Pelado na região leste de Santa Catarina e do Paraná. Fonte: Schemiko et al. (2014).	39
Figura 18. Diagrama cronoestratigráfico esquemático da relação de contato entre a Fm. Botucatu e as unidades estratigráficas sotopostas para o intervalo permo-triássico nos blocos oeste, central e leste, sul da bacia do Paraná, comparando duas propostas: (a) Formação Pirambóia é correlata à Formação Guará, com contato gradacional e/ou pequeno hiato deposicional com a Formação Botucatu. (b) Formação Pirambóia é considerada como depósito Permiano, interdigitada com Formação Rio do Rasto e com grande discordância com a Formação Botucatu. Fonte: Soares (2008).	41
Figura 19. Mapa geológico destacando as áreas de estudo. Fonte. Adaptado de CPRM (2014).	43
Figura 20. Sistema GPR: a) controladora; b) antena de 200 MHz blindada; c) módulos eletrônicos das antenas; d) sistema gpr de baixa frequência não blindado. Fonte: Lemos (2017)	45
Figura 21. Aquisição com o arranjo common <i>offset</i> (perfil de reflexão), destacando os traços de GPR, a chegada da onda aérea, a onda direta na terra e da onda refletida nos substratos em subsuperfície. Fonte: Adaptado de Borges (2002)	49
Figura 22. Técnicas de sondagem por velocidade; a) aquisição pela método CMP; b) aquisição pela método WARR. Fonte: Borges (2002).	50
Figura 23. Esquema mostrando os parâmetros envolvidos na visão estereoscópica. Quando um ponto p é fotografado de duas câmeras c1 e c2, a posição de p nas duas fotos (pc1 e pc2) depende da posição das duas câmeras, da distância focal e da orientação, que é definida por 4 parâmetros (o vetor <i>ijk</i> e o ângulo $\alpha$ definindo a quantidade de rotação em torno do eixo <i>ijk</i> ). Fonte: Tavani <i>et al.</i> , (2014)	51
Figura 24. Parâmetros adotados para análise dos refletores. Fonte: Adaptado de Roque (1998).	56

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>2 SISTEMAS EÓLICOS</b> .....	<b>15</b>
2.1 PROCESSOS E DESENVOLVIMENTO .....	15
<b>2.1.1 Sistemas eólicos secos</b> .....	<b>17</b>
<b>2.1.2 Sistemas eólicos úmidos</b> .....	<b>17</b>
<b>2.1.3 Sistemas eólicos estabilizados</b> .....	<b>19</b>
<b>3 FORMAS DE LEITO E DEPÓSITOS EÓLICOS</b> .....	<b>19</b>
3.1 DEPÓSITOS DE INTERDUNAS .....	24
<b>3.1.1 Interduna seca</b> .....	<b>25</b>
<b>3.1.2 Interduna úmida</b> .....	<b>25</b>
<b>3.1.3 Interduna encharcada</b> .....	<b>25</b>
<b>3.1.4 Lençóis de areia</b> .....	<b>26</b>
<b>3.1.5 Superfícies limitantes</b> .....	<b>26</b>
<b>4 RESERVATÓRIOS EM SISTEMAS EÓLICOS</b> .....	<b>28</b>
4.1 UNIDADES DE FLUXO .....	31
<b>4.1.1 Estilos e escalas de heterogeneidade</b> .....	<b>32</b>
<b>5 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>34</b>
5.1 BACIA DO PARANÁ .....	34
5.2 SUPERSEQUÊNCIA GONDWANA I .....	35
<b>5.2.1 Formação Rio do Rastro</b> .....	<b>36</b>
5.3 SUPERSEQUÊNCIA GONDWANA III .....	40
<b>5.3.1 Formação Botucatu</b> .....	<b>40</b>
<b>5.3.2 Sistema aquífero Botucatu</b> .....	<b>41</b>
<b>6 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>42</b>
<b>7 GPR (GROUND PENETRATING RADAR)</b> .....	<b>45</b>
7.1 GEORADAR .....	45
7.2 ONDAS ELETROMAGNÉTICAS .....	46
<b>7.2.1 Condutividade elétrica (<math>\sigma</math>)</b> .....	<b>47</b>

<b>7.2.2 Permissividade dielétrica (<math>\epsilon</math>)</b> .....	<b>47</b>
<b>7.2.3 Permeabilidade magnética (<math>\mu</math>)</b> .....	<b>48</b>
7.3 COEFICIENTE DE REFLEXÃO .....	48
<b>8 AQUISIÇÃO DE DADOS</b> .....	<b>49</b>
8.1 TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS .....	49
<b>9 MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO (MVA)</b> .....	<b>50</b>
<b>10 METODOLOGIA</b> .....	<b>54</b>
10.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	54
10.2 TRABALHOS DE CAMPO.....	54
<b>10.2.1 Aquisição e processamento GPR</b> .....	<b>54</b>
<b>10.2.2 Aquisição e processamento das fotografias aéreas</b> .....	<b>56</b>
<b>11 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>59</b>

#### LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores médios de porosidade e permeabilidade (horizontal e vertical) em fácies de dunas e interdunas do arenito Nugget (campo petrolífero Anschutz Ranch East, Utah-Wyoming, EUA). Fonte: Lindquist (1988). .....	29
Tabela 2. Paleoambientes deposicionais do membro Morro Pelado. ....	39
Tabela 3. Valores de constantes dielétricas e condutividades de alguns materiais geológicos em condição seca ou saturada. Fonte: Modificado de Porsani (1999) e Annan (2004).....	47
Tabela 4. Etapas adotadas no processamento digital dos radargramas. Fonte: Lemos (2017). ....	55
Tabela 5. Tabela com os poços e perfis colunares/pseudopoços utilizados para a modelagem.....	58
Tabela 6. Descrição e interpretação das radarfácies e superfícies limites.....	60

## **ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico intitulado: Ground Penetrating Radar (GPR) Applied to Identify Depositional Heterogeneities in Aquifers of the Paraná Basin, Brazil submetido à revista Brazilian Journal of Geophysics em abril de 2024. Portanto, a dissertação apresenta os seguintes tópicos:

**INTRODUÇÃO:** Introdução ao tema central da pesquisa de mestrado.

**ESTADO DA ARTE:** Apresentação da revisão teórica referente aos temas fundamentais para compreensão dos Sistemas Eólicos, aplicação do GPR e RPA's, reservatório em sistemas eólicos e o contexto geológico da área de estudo.

**METODOLOGIA:** Abordagem das principais técnicas e métodos aplicados na aquisição e processamento dos dados.

**REFERÊNCIAS:** Apresentação do referencial bibliográfico utilizado na fundamentação teórica.

**ARTIGO CIENTÍFICO:** Apresenta o artigo científico gerado ao término da pesquisa, apresentando resultados, discussões e conclusões sobre a investigação científica.

## 1 INTRODUÇÃO

Depósitos originados a partir de sistemas flúvio-eólicos constituem importantes reservatórios de água/óleo/gás por apresentarem características de permeabilidade e porosidade altas (Riccomini; Sant'anna; Tassinari, 2012). Entretanto esses reservatórios apresentam diversas heterogeneidades deposicionais (intercalações texturais, tipos de estratificação e arquitetura das camadas) e/ou pós-deposicionais (compactação, cimentação e deformações tectônicas) (Galloway, 1996), que podem compartimentalizar e torná-los improdutivos.

Para compreender essas heterogeneidades em suas diferentes escalas (micro, meso e macro) e suas relações com os parâmetros petrofísicos (porosidade e permeabilidade) são necessários diversos dados como perfis estratigráficos, poços, levantamentos geofísicos, além de aerofotogrametria digital para geração de modelos virtuais de afloramentos (MVA).

Entre os equipamentos que permitem adquirir tais dados, destaca-se o GPR e o uso de Aeronave Remotamente Pilotadas (RPA's), os quais têm capacidade de fornecer imagens de feições em alta resolução (em escala cm), em subsuperfície rasa (até 100 metros de profundidade) e superfície, principalmente de afloramentos de difícil acesso. Pesquisas envolvendo a aplicação do método GPR são encontradas em diversos autores como: Davis e Annan (1989), Pringle et al., (2004), Forte *et al.* (2012) Neal (2004); Oliveira et al. (2020). No contexto de ambientes fluviais e eólicos destacamos os trabalhos de Bristow et al., (1996; 2000; 2005), (Bongiolo e Scherer, 2010); Botha et al., (2016), Bállico et al. (2017), Neal e Roberts (2001), Van Overmeeren (1998); Souza (2013). Já os trabalhos que abordam sobre a caracterização de heterogeneidades de reservatórios a partir de MVA podem ser encontrados em Eltom et al., (2017), Massaro et al., (2018); Kroth (2018); Howell et al., (2020), Roisenberg (2020) e Thomas et al., (2021).

O Estado de Santa Catarina é constituído por uma sucessão de unidades hidroestratigráficas que representam todos os domínios geológicos desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico (Machado, 2013). Entre elas destacam-se as Formações Rio do Rastro e Botucatu. A Unidade Hidroestratigráfica Rio do Rastro ocorre ao longo da faixa de afloramentos das rochas sedimentares gonduânicas, em contato inferior sobre a unidade Teresina, e na sua porção superior em contato com a Unidade Hidroestratigráfica Botucatu. Aquela unidade é caracterizada por apresentar diferentes conjuntos litológicos, que são subdivididos nos Membros Serrinha e Morro Pelado.

Em linhas gerais o Membro Serrinha é constituído por arenitos finos, bem selecionados, intercalados com siltitos e argilitos cinza-esverdeados, amarronados, bordôs e avermelhados, podendo localmente conter lentes ou horizontes de calcário margoso; Morro Pelado, elas são constituídas por lentes de arenitos finos, avermelhados, intercalados com siltitos e argilitos arroxeados (Machado, 2013).

A Unidade Hidroestratigráfica Botucatu compõe o Sistema Aquífero Guarani (SAG), o qual é composto pela Formação Piramboia e Botucatu (Rebouças, 1976). Por causa da sua alta porosidade, permeabilidade, homogeneidade, continuidade e dimensões o SAG é considerado um dos maiores sistemas aquíferos do mundo (Machado, 2013). Contudo, o contraste entre as litologias flúvio/lacustres da Formação Piramboia e eólicas do Botucatu podem conferir certa anisotropia e heterogeneidade ao SAG. Diante disso, e pelo fato de o SAG se-comportar como aquífero multicamadas, com base na concepção de um grande sistema aquífero, ele tem uma arquitetura desconhecida em escala macro, bem como a influência que ela pode exercer em suas reservas e qualidade da água (Machado, 2013). Este autor ressalta ainda que a existência de compartimentação tectônica em blocos gerada por descontinuidades estruturais dificulta a sua caracterização como um típico aquífero transfronteiriço com fluxo contínuo.

Entre essas litologias, os arenitos da Fm. Botucatu são considerados um dos melhores reservatórios do SAG, apresentando uma porosidade média de 17% e condutividade hidráulica de 0,2 a 4,6 m/dia (Araújo et al., 1995). Depositada em um contexto de aridização essa formação apresenta registros de depósitos eólicos associados a extensos ergs (campos de dunas) de idade Jurássica-Cretássica (Milane et al., 2007; Warren, 2008; Soares, 2008). Do ponto de vista composicional, a Fm. Botucatu é constituída principalmente por arenitos quartzosos de granulação fina a média, de coloração esbranquiçada, amarelada e rósea, bem selecionados, regularmente classificados, silticoargilosos, quartzosos, com grãos subarredondados (Milane et al., 2007, Machado, 2013).

Nesse contexto, o presente trabalho visa diferenciar, a partir de GPR e aerofotogrametria, interna e externamente a arquitetura deposicional dos depósitos flúvio-eólicos das Formações Rio do Rastro e Botucatu, individualizar as conexões, compartimentações e as principais heterogeneidades associadas. A região onde aflora o intervalo geológico em estudo localiza-se na borda sudeste do Domo de Lages/SC.

## 2 SISTEMAS EÓLICOS

### 2.1 PROCESSOS E DESENVOLVIMENTO

Espessas acumulações de estratos eólicos associados a diversos ambientes sedimentares são comuns no registro estratigráfico. A formação deles dentro dos sistemas eólicos está associada a três processos eólicos principais, erosão, transporte e sedimentação, e pode estar relacionado tanto a zonas costeiras como continentais de clima úmido ou árido (Pye e Tsoar 1990, 2009), ou ainda com ambientes extradunares como aluvial, fluvial, lacustre e marinho (Lopes et al., 2014). Segundo aqueles autores os principais processos erosionais produzidos pelo vento são a deflação e a abrasão.

A **deflação** consiste na remoção e transporte pelo vento dos grãos mais finos, ocasionando a concentração de sedimentos mais grossos residuais, dando origem a uma superfície de deflação ou *lag* de deflação, **Figura 1 A**; enquanto que a **abrasão** eólica gera o desgaste de uma superfície pelo contínuo choque de partículas carregadas pelo vento, **Figura 1 B**; e o **transporte** sedimentar ocorre pela ação do vento por meio das seguintes formas: saltação, suspensão e arrasto de grãos individuais e migração das formas de leito (*bedforms*). Por fim, existem os processos de sedimentação que envolve a deposição de grãos individuais e estabilização de formas de leito, que serão discutidas a seguir.



Figura 1. A) Estágios de desenvolvimento de um pavimento de deflação: deflação inicial dos sedimentos arenosos; concentração dos sedimentos mais grossos à medida que ocorre a deflação; término da deflação dando origem a uma superfície de deflação composta por clastos; B) Processo de abrasão sobre uma rocha. Fonte: Modificado de Greeley e Inversen (1985).

O desenvolvimento do sistema eólico depende de três fases principais: **I**) construção dos mares de areia (*sand sea*); **II**) acumulação dos estratos; e **III**) preservação dos estratos acumulados (Kocureck, 1999), além desses fatores Pye e Tsoar (2009) citam que condições topográficas e climáticas adequadas são necessárias às acumulações eólicas.

A fase de **construção** ocorre em função da disponibilidade sedimentar, enquanto que a **acumulação** eólica depende da capacidade da energia eólica em transportar ou retrabalhar os sedimentos *in loco* e do **balanço sedimentar** entre a entrada e saída sistema, que deverá ser positivo; a preservação de estratos no registro geológico está associada à subsidência e a presença do lençol freático, **Figura 2**. Essas fases juntas definem os três tipos básicos de sistemas eólicos conhecidos: I) sistema eólico seco; II) sistema eólico úmido; e III) sistema eólico estabilizado (Kocurek e Havholm, 1993). A relação entre transporte e acumulação é definida com base nos princípios de conservação de sedimentos de Middleton e Southard (1984), Equação 1.

Equação 1: conservação de sedimentos de Middleton e Southard (1984).

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = -\left(\frac{\Delta q}{\Delta x} + \frac{\Delta c}{\Delta t}\right)$$

h: altura da superfície de acumulação;

t: tempo;

q: transporte;

x: direção;

c: concentração de sedimento em transporte.

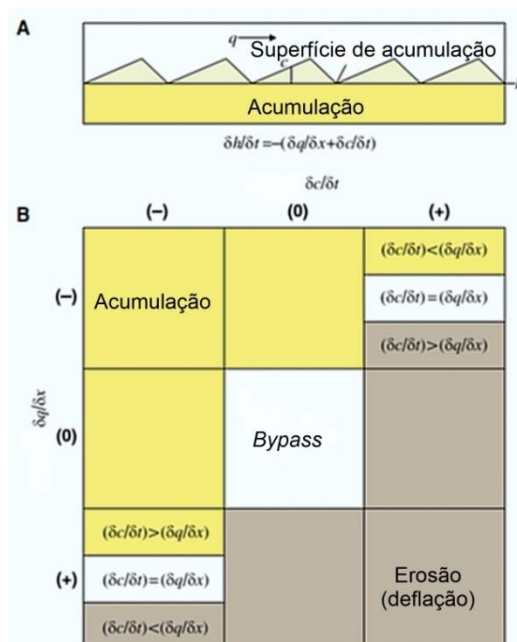


Figura 2. Aplicação da equação de conservação de sedimentos a sistemas eólicos. (A) A taxa de migração das dunas determina a taxa de transporte de sedimentos (q); a altura média das dunas determina a concentração de sedimentos no transporte (c). (B) Soluções possíveis para a equação de conservação de sedimentos apenas por sinal, definindo campos de acumulação, *Bypass* e erosão. Fonte: Modificado de Kocurek (1999) e Moutney (2006).



### 2.1.1 Sistemas eólicos secos

Sistemas eólicos secos ocorrem quando o lençol freático ou franja capilar está abaixo da superfície deposicional. Neste caso o vento será responsável por controlar a deposição, *bypass* e erosão (Kocurek e Havholm, 1993). A deposição de sedimentos dentro desse contexto ocorre quando há desaceleração do vento devido à presença de depressões, que propiciam o desconfinamento do fluxo eólico, ou de obstáculos topográficos que servem de barreira ao vento (Glennie, 1970). Do ponto de vista mecânico a acumulação requer uma diminuição na taxa de transporte ( $-\Delta q/\Delta x$ ) e/ou uma diminuição na concentração sedimentar com o tempo ( $-\Delta c/\Delta t$ ) (Kocurek e Havholm, 1993).

Os sistemas eólicos secos podem variar desde dunas isoladas que migram sobre um substrato deflacionário, dando origem às planícies interdunas, até mares de areia dominados por campos de dunas (Giannini, 2007). A aceleração do fluxo nessas planícies torna essas áreas potencialmente erosivas, pois a areia solta é remobilizada das interdunas para as dunas circunvizinhas (Kocurek e Havholm, 1993). Isso pode transformar as planícies interdunas em depressões interdunas, que seria a condição necessária à acumulação neste tipo de sistema eólico, pois o processo de acumulação só se inicia quando houver cavalgamento (*climbing*), em ângulo positivo, entre sucessivas formas de leito (Kocurek e Havholm, 1993; Galloway e Hobday, 1996; Giannini, 2007). Diante disso, cada duna é soterrada pela duna subsequente rapidamente, sem erosão completa de seus depósitos, o que poderia explicar a rara presença no registro estratigráfico de fácies interdunares em sistemas eólicos secos (Kocurek e Havholm, 1993, Giannini, 2007).

Esses sistemas são reconhecidos no registro geológico pela presença de estratificação cruzada acanalada, com os limites representando o truncamento causado pela migração da área interdunar e pela base tangencial dos *foresets* (Galloway e Hobday, 1996)

### 2.1.2 Sistemas eólicos úmidos

Um sistema eólico úmido ocorre quando o lençol freático ou franja capilar atinge ou está próximo à superfície deposicional, de modo que a variação na umidade local pode influenciar o estilo e padrão de acumulação de sedimentos como ilustrado na **Figura 3** (Kocurek e Havholm, 1993). Diante disso a deposição, o *bypass* e a erosão são controlados tanto pela configuração aerodinâmica quanto pelo teor de umidade no sistema (Kocurek e Havholm, 1993). De acordo com Rubin e Hunter (1982) nesse sistema o ângulo de cavalgamento das dunas eólicas é controlado pela razão entre a taxa de migração das formas

de leito e a taxa de subida do nível freático, de forma que quanto menor a taxa de migração das formas de leito, maior o ângulo de cavalgamento e maior a espessura acumulada dos depósitos de dunas e interdunas.

Nos casos em que o lençol freático permaneça estático ou em queda poderá ocorrer *bypass* e erosão, gerando desconformidades ou supersuperfícies entre os sistemas úmido e seco, marcando a deflação e a eliminação de planos interdunas (Kocurek, 1988, Kocurek e Havholm, 1993). Entretanto, a transição entre esses sistemas poderá ocorrer por adelgaçamento sucessivo dos depósitos interdunas, sem interferência de supersuperfície, **Figura 3**, (Kocurek e Havholm, 1993, Galloway e Hobday, 1996).

Durante o desenvolvimento desse sistema o lençol freático poderá atuar como referência para definir tanto o limite superior do espaço de acomodação, o qual poderá ser alterado com o aumento da subsidência, quanto o espaço de preservação (Kocurek e Havholm, 1993). A presença do lençol freático ou da franja capilar nesse sistema pode ainda influenciar nos tipos de depósitos interdunares que serão apresentados mais abaixo.

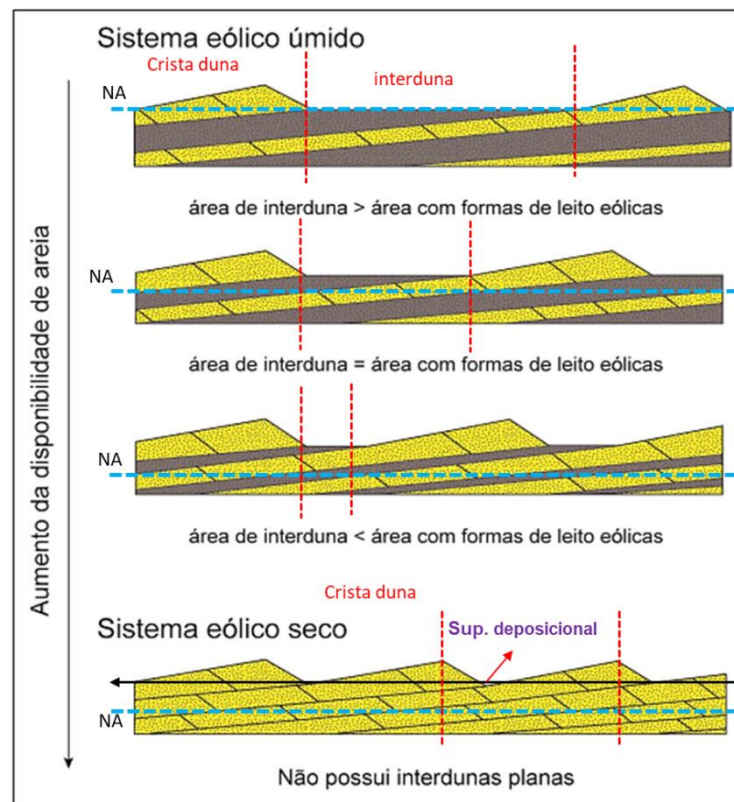


Figura 3. Transição entre sistemas eólicos úmidos e secos em função do aumento da disponibilidade de suprimento sedimentar, passando de áreas metassaturadas para áreas saturadas em areia. Fonte: modificado de Kocurek e Havholm (1993).

### 2.1.3 Sistemas eólicos estabilizados

A estabilização de um sistema eólico pode ser um processo contínuo, progressivo ou episódico, enquanto o sistema continua ativo (Kocurek e Havholm, 1993). Os agentes associados à estabilização do sistema são campos de lama ou depósitos de cascalho, crostas diageneticamente cimentadas, vegetação e umidade, **Figura 4**.

Outra característica desse sistema é a presença de supersuperfícies que podem estar relacionadas à variação do balanço sedimentar (quando passa de positivo para neutro ou negativo), ou aos efeitos da mudança climática (Kocurek e Havholm, 1993).

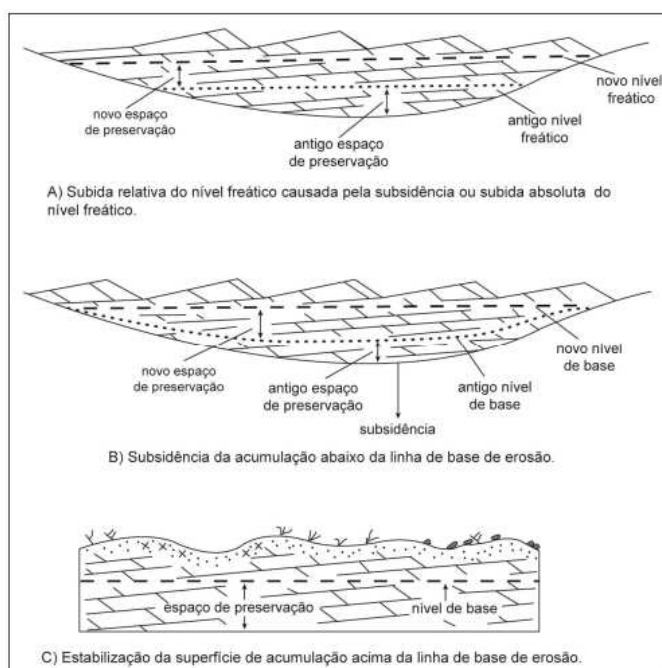


Figura 4. Exemplos de preservação de acumulações eólicas através de um aumento relativo do nível freático, subsidência ou estabilização da superfície de acumulação. Fonte: Modificado de Kocurek e Havholm (1993).

## 3 FORMAS DE LEITO E DEPÓSITOS EÓLICOS

O processo de transporte e deposição pelo vento produz distintas formas de leito (*bedforms*), as quais podem ser separadas em três grupos com base em seu tamanho: ondulações eólicas ou marcas onduladas (*aeolian ripples*), dunas e *draas*, (Wilson, 1972; Nichols, 2009), **Figura 5**. Contudo, esse processo pode ser inibido pela presença de sedimentos grossos, presença de vegetação ou *bypassing* (desvio sedimentar), caso que pode resultar em camadas de lençóis de areia (Galloway e Hobday, 1996). As ondulações eólicas

podem ter comprimentos de onda variando de alguns centímetros a vários metros; as dunas eólicas de 3 m a 600 m; e os *draas* entre 20 m e 450 m, **Figura 5**.

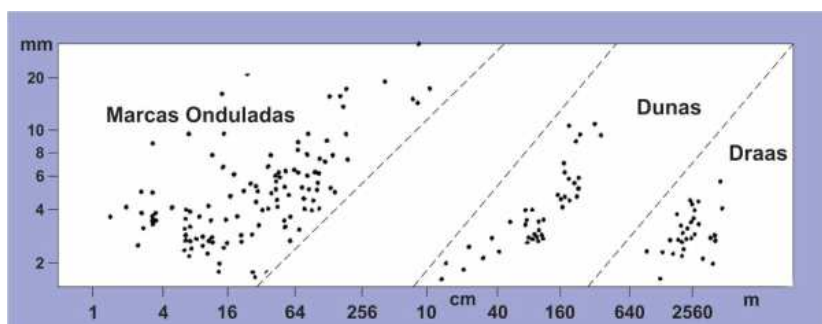


Figura 5. Relação entre o tamanho de grão e o comprimento de onda dos três tipos distintos de formas de leito, ondulações eólicas, dunas e *draas*. Fonte: Extraída de Queiroz (2017). Modificado de Wilson (1972).

Tanto a formação de **marcas onduladas eólicas**, quanto a migração das dunas estão relacionadas ao processo de saltação das partículas tamanho areia (Nichols, 2009). As marcas onduladas eólicas tendem a possuir a linha de crista perpendicular à direção do vento, e comprimento de onda variando entre 50 e 200 mm e altura entre 5 e 10 mm (Mountney, 2006a). Segundo Galloway e Hobday (1996) essas formas de leito podem ser semelhantes às subaquosas, porém elas diferenciam-se por sua alta razão comprimento/altura e pelas gradações inversas internas (Mountney, 2006a).

A migração de *ripples* sobre o dorso das dunas eólicas, ou no pé das dunas eólicas poderá resultar em formas de leitos conhecidas como estratos transladantes cavalgantes. Durante esse processo a taxa relativa de migração, o volume sedimentar e a inclinação dos estratos podem variar (Kocurek e Dott, 1981, Kocurek, 1991). Com base no ângulo de cavalgamento ( $\alpha$ ) e na inclinação do dorso das formas de leito ( $\beta$ ), Hunter (1977) e Kocurek (1991) descreveram três tipos de estratos transladantes cavalgantes denominados de: crítico onde ( $\alpha = \beta$ ), situação onde há preservação da superfície de cavalgamento; supercrítico onde ( $\alpha > \beta$ ), nessa situação poderá ocorrer a preservação completa da marca ondulada; e subcrítico ( $\alpha < \beta$ ), caso em que há erosão significativa das formas de leito, preservando uma pequena fração. Segundo Hunter (1977) esses estratos são contínuos, finos, coesos, apresentam gradação inversa com poucos *foresets* visíveis, possuem geralmente porosidades em torno de 39%, e constituem o melhor critério para distinguir depósitos eólicos de subaquosos, **Figura 6**.

De acordo com Kocurek e Dott (1981), estratos transladantes são caracterizados por laminações finas, uniformes e com gradação inversa. Sua estrutura reflete as baixas amplitudes do vento, grãos mais grossos segregados em cristas e grãos transportados por saltação e rastejo. Enquanto que estratos transladantes formados sob ação de água apresentam estratos com maior amplitude, *sets* e *foresets* bem desenvolvidos e mais espessos.

As **dunas eólicas** podem ocorrer associadas a diversos ambientes (fluvial, lacustre, marinho) e podem assumir diversas formas em resposta à direção preferencial dos ventos. Diante disso, autores como McKee (1979) e Hunter *et al.* (1983) propuseram classificações baseadas em aspectos morfológicos e morfodinâmicos respectivamente.

Do ponto de vista morfológico, a classificação leva em consideração a descrição da geometria, posição e número de faces frontais (*slipface*). Diante desses critérios, McKee (1979) classificou as dunas em dois grupos: 1) transversais: são assimétricas e formadas por ventos unidirecionais e ortogonais à duna, como por exemplo, nas dunas barcanóide e barcana; 2) longitudinais: apresentam aspecto simétrico e são formadas por ventos bidirecionais ou multidirecionais, nesse grupo destacam-se a duna linear, estrela e parabólica **Figura 7**. Por fim Hunter *et al.*, (1983), com base nas formas de leito e na direção predominante dos ventos, sugerem a classificação das dunas em longitudinais, oblíquas e transversais.

Caso ocorra coalescência e sobreposição de dunas do mesmo tipo as dunas são chamadas de Compostas, se forem de tipos diferentes serão chamadas Complexas (Mountney, 2006a).







		Estruturas transladantes	Laminações das marcas onduladas
Relação entre o ângulo de cavalgamento ( $\alpha$ ) e a inclinação do dorso das formas de leito ( $\beta$ )	Subcrítico ( $\alpha < \beta$ )	 Estratos transladantes cavalgamento subcrítico	 Laminações cruzadas truncadas
	Crítico ( $\alpha = \beta$ )	 Estratos transladantes cavalgamento crítico	 Laminações cruzadas inteiramente preservadas
	Supercrítico ( $\alpha > \beta$ )	 Estratos transladantes cavalgamento supercrítico	 Preservação do dorso e da parte frontal das formas de leito

Figura 6. Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas considerando-se o ângulo de cavalgamento relativo à inclinação do dorso da forma de leito e a presença ou ausência de laminações cruzadas. Fonte: Extraída de Queiroz (2017). Modificado Moutney (2006a).

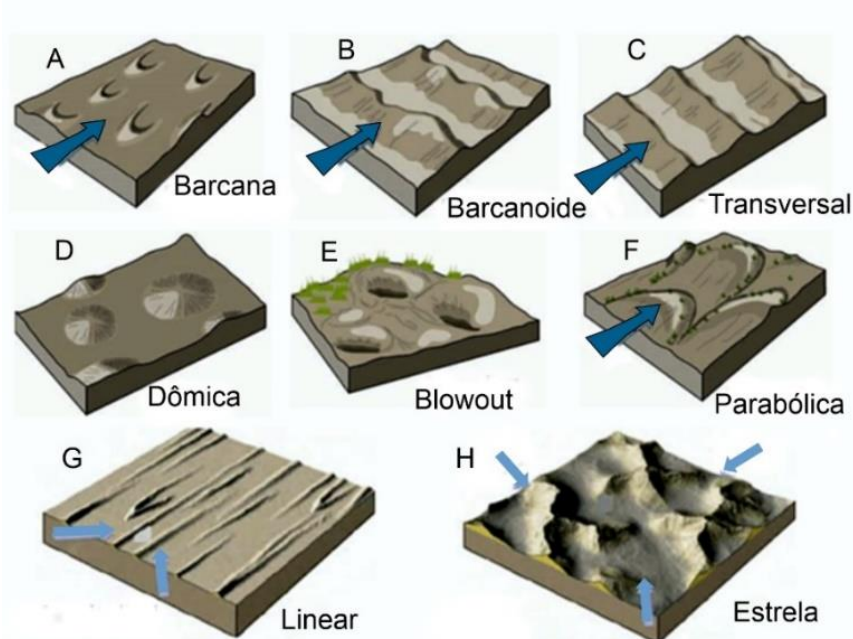


Figura 7. Os principais tipos de dunas. As três primeiras compõem o grupo das dunas Transversais, formadas a partir de ventos unidirecionais: A) Barcana, B) Barcanoide, C) Transversal. As seguintes são derivadas de ventos longitudinais, bidirecionais ou multidirecionais, havendo ou não fatores estabilizadores tais como ascensão do lençol freático e vegetação. São chamadas Longitudinais: D) Dômica Linear, E) Blowout, F) Parabólica, G) Linear, H) Estrela I). As setas indicam a distribuição preferencial do paleovento. Fonte: Modificado de Mckee (1979).

Durante o transporte pelo vento as partículas podem depositar diretamente na face frontal (*lee side*) das dunas formando estratos por três processos distintos: pela **queda de grãos** (*grainfall*), **fluxo de grãos** (*grainflow*) e **migração de marcas onduladas eólicas**, **Figura 8**, (Kocurek e Dott, 1981; Galloway e Hobday, 1996; Kocurek, 1999; Nichols, 2009), caracterizando internamente o arcabouço de uma duna, **Figura 9**.

Os **depósitos de queda de grãos** são formados na face frontal da duna onde ocorre a separação de fluxo de vento (Kocurek e Dott, 1981). Nessa interface as partículas de areia fina a média, em suspensão ou saltação, são depositadas diretamente na face frontal das dunas formando camadas côncavas contínuas, com espessura milimétrica e granulometria homogênea, a porosidade média para o estrato é de 40% (Hunter, 1977).

Os **depósitos de fluxo de grãos** são formados quando a inclinação da face frontal da duna excede o ângulo de repouso da areia seca, entre 32° e 34°, diminuindo a coesão entre os grãos, e conseqüentemente ocasionando fluxo de grãos (*grainflow*). Durante esse estágio de fluxo os grãos podem apresentar uma gradação inversa por causa da tensão dispersiva (Bagnold, 1954) e ou pela seleção cinética (Dyer 1929 *apud* Sallenger 1979), ambas hipóteses discutidas por Kleinmans (2004). Além disso, em dunas eólicas essa intercalação entre queda e

fluxo de grãos é conhecida como bimodalidade (Brookfield e Silvestro, 2010; Mountney, 2006a).

Esses depósitos têm forma de lentes inclinadas em direção à base da face frontal da duna e são constituídos por areia grossa (Hunter, 1977; Mountney, 2006a; Nichols, 2009). Segundo Nichols (2009), a repetição dessas lentes forma um conjunto de camadas cruzadas, que podem ser preservadas. Eles podem ter uma porosidade média de 45%, devido ao franco empacotamento do arcabouço, além de normalmente terem uma gradação inversa, devido à pressão dispersiva, ocasionada pelo choque dos grãos durante o fluxo que segrega a porção mais grossa para o topo das lâminas (Hunter, 1977).

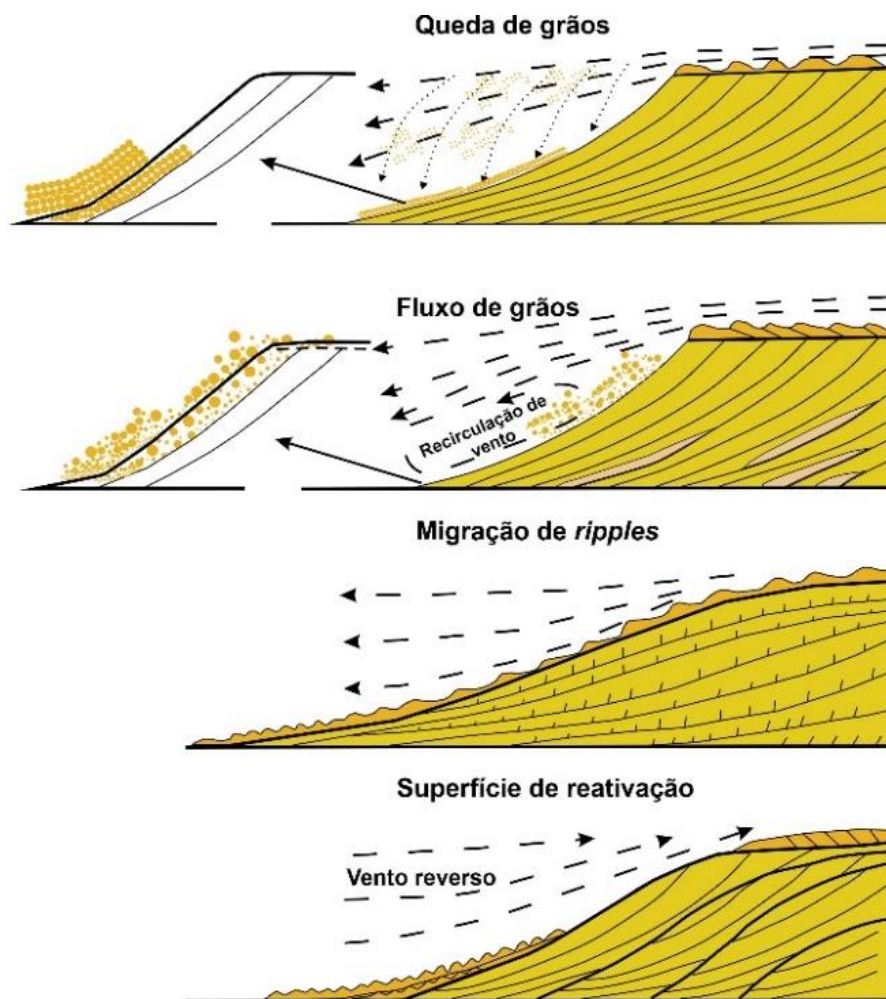


Figura 8. A) Processos básicos de sedimentação e distribuição dos estratos em uma duna eólica. B) Distribuição dos estratos básicos formadores das dunas eólicas (estratos de fluxo de grãos, queda livre de grãos e transladantes cavalgantes). Fonte: Modificado de Hunter (1977).

Os *Draas* são grandes formas de leito, com alturas variando entre 20 e 450 metros, formadas geralmente em ambientes com alta disponibilidade e aporte sedimentar como *ergs* (Mountney 2006), e normalmente é caracterizada pela sobreposição de dunas menores no dorso e/ou face frontal (Wilson, 1972; Brookfield e Silvestro, 2011).

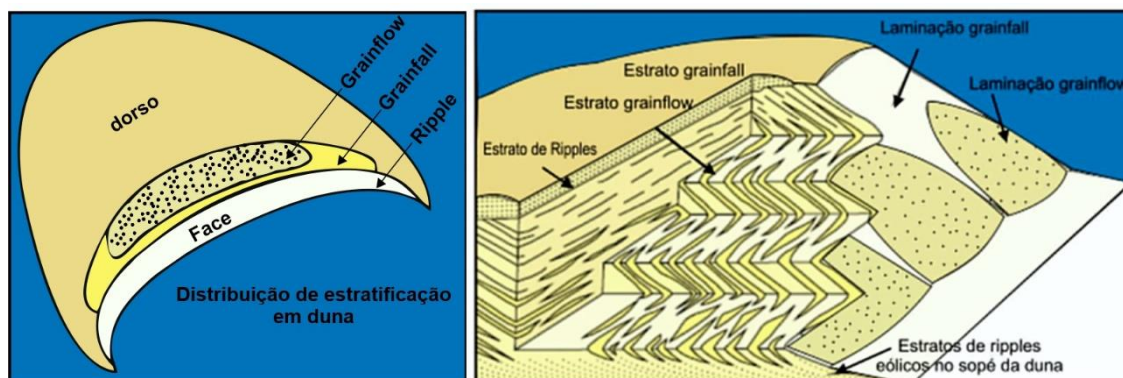


Figura 9. Cortes transversais através de dunas eólicas. **A)** Depósito de quedas de grãos na face frontal da duna. **B)** Desenvolvimento de um depósito por fluxo de grãos (avalanche). **C)** Processo de migração de ripple (ondulação) e estratificação cruzada ao longo de um declive suave, sem separação de fluxo. **D)** Reativação de superfícies por reversões de vento. Fonte: Modificado de Hunter (1981).

### 3.1 DEPÓSITOS DE INTERDUNAS

Geomorficamente as interdunas são áreas planas ou suavemente inclinadas entre as dunas; elas podem ser delimitadas ou existir como áreas extensas entre dunas amplamente espaçadas (Ahlbrandt e Fryberger, 1981; Fryberger et al, 1983). Segundo aqueles autores as interdunas estão relacionadas aos processos de deflação ou deposição. Nas interdunas deflacionárias quase não há acumulação sedimentar, exceto sedimentos grossos (grânulos), que podem dar origem a superfícies onduladas e gradação inversa. Elas são preservadas no registro estratigráfico como uma desconformidade sobreposta por depósitos finos de deflação, descontínuos e selecionados. Os sedimentos acumulados em interdunas deposicionais podem incluir depósitos subaquáticos e subaéreos, podendo variar em: depósitos de interdunas secas (*dry interdune*), úmidas (*wet interdune*) e encharcadas (*damp interdune*) (Kocurek, 1981b). Além dessas modalidades Ahlbrandt e Fryberger (1981) descrevem as interdunas evaporíticas (*evaporite interdunes*).

Do ponto de vista do desenvolvimento de reservatórios, antigos depósitos interdunas podem formar barreiras para a migração efetiva de fluidos ou isolar intervalos produtivos. Além disso eles podem formar potenciais fontes de hidrocarbonetos, minerais e elementos traços, (Ahlbrandt e Fryberger, 1981).



### 3.1.1 **Inderduna seca**

Os depósitos interdunares secos refletem a natureza do substrato entre as dunas eólicas. Eles se formam em um contexto onde a superfície de acumulação é seca, e em que o lençol freático ou a franja capilar estão abaixo da superfície deposicional (Kocurek, 1981b;). Segundo Ahlbrandt e Fryberger (1981) esses depósitos são gerados a partir dos processos de quedas de grãos que ocorrem na face frontal das dunas e do fluxo de grãos das dunas adjacentes; eles tendem a ser relativamente grossos, exibem segregação bimodal no tamanho de grão e são mal classificados, com camadas mal laminadas e de baixo mergulho.

Internamente, esses depósitos são caracterizados por estratos transladantes cavalgantes quase horizontais e descontínuos (McKee, 1979; Ahlbrandt e Fryberger, 1981). Além de estarem associados a pequenas (10 a 30 cm de comprimento) superfícies de deflação no topo das superfícies superiores dos *sets* (Hunter, 1977).

### 3.1.2 **Interduna úmida**

Interdunas úmidas são formadas quando o nível do lençol freático intercepta a superfície ou está próximo a ela. Em consequência disso os sedimentos em contato com a água ficam coesivos, evitando a remobilização pelos ventos (Kocurek e Havholm, 1993, Galloway e Hobday, 1996; Nichols, 2009). Diante disso tanto na interduna úmida quanto na encharcada poderão se formar estruturas de adesão, as quais podem ser divididas em ripples de adesão, domos de adesão e laminações de adesão (Kocurek e Fielder, 1982). A presença de umidade superficial pode ainda estimular a colonização por plantas e animais, resultando em uma variedade de estruturas de raízes e de perfurações (Ahlbrandt e Fryberger, 1981).

Caso o aumento do lençol freático ultrapasse a superfície deposicional poderão ocorrer cristas salinas, superfícies onduladas, fraturas poligonais e estratos brechados (Crabaugh e Kocurek, 1993).

### 3.1.3 **Interduna encharcada**

Interdunas encharcadas estão associadas ao desenvolvimento de cristas de sal, estruturas evaporíticas, e à presença de vegetação em casos onde a salinidade não seja muito alta (Fryberger *et al.*, 1983). Por outro lado, quando essa condição úmida passa para saturada, devido a inundações periódicas seguidas por evaporação, formam-se os depósitos evaporíticos caracterizados pelas precipitações de calcita, dolomita, gipso ou anidrita (Fryberger, 1983). Nessa condição podem ocorrer ainda sedimentos siliciclásticos de origem lacustre, fluvial ou

feições deformadas como estruturas contorcidas e laminações brechadas (McKee 1979; Kocurek, 1981b).

As formas de leito eólica comuns a esses depósitos são as marcas onduladas de adesão. Essa estrutura é produzida quando grãos secos em saltação ou suspensão se aderem a outros sedimentos localizados nas superfícies úmidas ou encharcadas, o que resulta em uma superfície irregular e rugosa (Kocurek e Fielder, 1982; Galloway e Hobday, 1996). Segundo esses autores a presença dessas estruturas no registro sedimentar indicam que tanto uma fonte de areia seca quanto uma área deposicional úmida existiram simultaneamente. A transição entre a interduna encharcada e úmida pode ser marcada por uma superfície erosional altamente irregular ou ondulada (Fryberger, 1983).

#### **3.1.4 Lençóis de areia**

Os lençóis de areia são extensas acumulações formadas em baixas topografias. Geralmente, eles podem sinalizar a transição entre depósitos de dunas de alto ângulo e depósitos não eólicos ou extradunas (Fryberger *et al.* 1983; Galloway e Hobday, 1996). Devido a essa condição topográfica eles podem ser propensos a inundações e apresentar camadas de areia grossa, cascalho e silte associados ao transporte fluvial ou pequenos corpos d'água temporários. Eles são caracterizados por estratificação cruzada de baixo ângulo (0-20°).

O acamadamento interno é normalmente de baixo ângulo, com a predominância de laminação por ondulação do vento ou camadas tabulares sub-horizontais de areia e cascalho (Galloway e Hobday, 1996).

Segundo Kocurek e Nielson (1986) os fatores responsáveis por inibir o desenvolvimento de dunas eólicas e favorecer a acumulação de lençóis arenosos eólicos são: (1) limitada disponibilidade de areia para a construção de dunas eólicas, devido à proximidade do lençol freático junto à superfície deposicional; (2) inundações periódicas que limitam o tempo disponível para a formação de dunas; (3) predomínio de granulometria maior que areia grossa, o que dificulta a geração de formas de leito eólicas; (4) presença de vegetação, que diminui a disponibilidade de areia e altera o fluxo de ar; (5) cimentação.

#### **3.1.5 Superfícies limitantes**

A deposição, acumulação e preservação de depósitos eólicos resultam em uma hierarquia de descontinuidades erosivas ou superfícies limitantes, as quais foram organizadas segundo sua gênese e as relações com as estruturas presentes, denominadas de superfícies de

1ª, 2ª e 3ª ordem (Brookfield, 1977), **Figura 10**. Essas superfícies englobam os *sets* ou *cosets* de estratos cruzados associados com a migração e o cavalgamento de dunas eólicas.

**Superfícies de 1ª ordem** correspondem a planos de estratificação que interceptam todas as estruturas eólicas subjacentes e estão associadas à migração de *draas* ou dunas; **Superfícies de 2ª ordem** são originadas pela migração de dunas menores na face frontal de um *draa* ou dunas longitudinais. Essas superfícies normalmente mergulham paralela ou obliquamente ao sentido de migração de *draas* e dunas, e são truncadas na base e no topo por superfícies de 1ª ordem; **Superfícies de 3ª ordem** ocorrem dentro de um *set* de estratificações cruzadas. Correspondem a superfícies de reativação e marcam períodos de erosão, com posterior retomada da migração das dunas individuais, devido às flutuações locais na direção e velocidade do vento. São truncadas por superfícies de 1ª ou 2ª ordem.

Além dessas superfícies Kocurek (1988) definiu uma quarta, denominada de **supersuperfície**, segundo o autor elas representam o truncamento de *ergs*, ou porções de *ergs*, e refletem mudanças nas condições e eventos externos ao sistema, como variações do nível do mar, soerguimento tectônico e/ou mudanças climáticas. Além de separar pacotes estratigráficos e registrar grandes interrupções na história da bacia, essas supersuperfícies representam inconformidades, desconformidades e/ou superfícies de inundação (Kocurek 1981a, Brookfield e Silvestro, 2011).

Considerando o seu significado estratigráfico, a evolução das unidades eólicas pode ser melhor compreendida pelo reconhecimento dessas supersuperfícies, que formam a base para definir sequências estratigráficas em sucessões eólicas (Kocurek, 1988, Bállico *et al.* 2017).

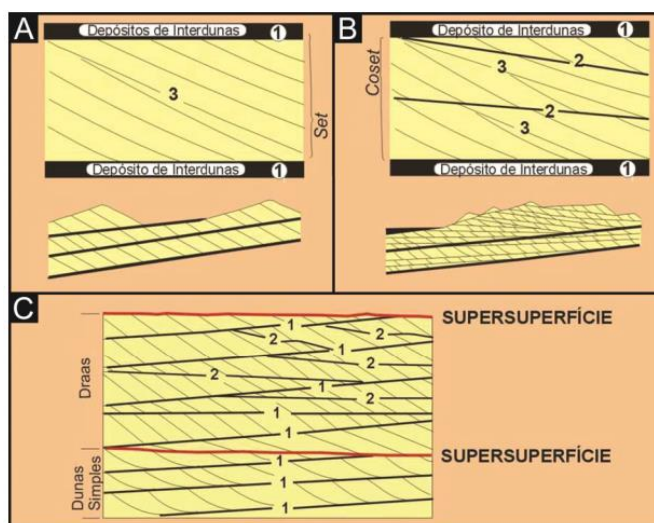


Figura 10. Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (A) dunas simples; (B) dunas compostas. Os números 1, 2, e 3 representam as superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem respectivamente. (C) Supersuperfícies truncando distintos episódios de acumulação eólica. Fonte: Extraída de Jones (2015). Modificado de Kocurek (1991).

#### 4 RESERVATÓRIOS EM SISTEMAS EÓLICOS

Os sistemas eólicos são caracterizados por extensos corpos de areia que além de possuir porosidade primária e permeabilidade relativamente uniformes, podem atuar como importantes reservatórios (Fryberger et al., 1983). Entretanto, por constituírem sistemas compostos por três subambientes intimamente associados: duna, interduna (localizada entre as dunas) e extraduna (relacionado aos ambientes adjacentes ao campo de dunas como lagos, rios, planícies de maré e praias), esses reservatórios podem representar um desempenho insatisfatório. Isso ocorre porque cada um desses subambientes é caracterizado por sedimentos com diferentes propriedades texturais que resultam de distintos processos deposicionais, os quais afetam negativamente a migração de fluidos (Lupe e Ahlbrandt, 1979).

As diferentes fácies de sistemas deposicionais eólicos úmidos (Kocurek e Havholm, 1993) e os tipos de laminação eólica resultam em reservatórios com distribuição de porosidade e permeabilidade altamente variável (Lindquist, 1988), de forma que fácies de dunas e interdunas apresentam valores de porosidade bem distintos e permeabilidade que pode variar em até quatro ordens de magnitude, **Tabela 1**. Além disso, Chillingar (1963) também demonstrou que há uma correlação entre a porosidade e a permeabilidade para diferentes tipos texturais, e que há uma tendência bem definida de aumento exponencial da permeabilidade com o aumento da porosidade, **Figura 11**.

Fácies	Porosidade (%)	Permeabilidade horizontal (miliDarcy)	Permeabilidade vertical (miliDarcy)
Duna (fluxo de grãos)	16.3%	137 a 154	200
Interduna	2.3%	0.01 a 0.02	0.01

Tabela 1. Valores médios de porosidade e permeabilidade (horizontal e vertical) em fácies de dunas e interdunas do arenito Nugget (campo petrolífero Anschutz Ranch East, Utah-Wyoming, EUA). Fonte: Lindquist (1988).

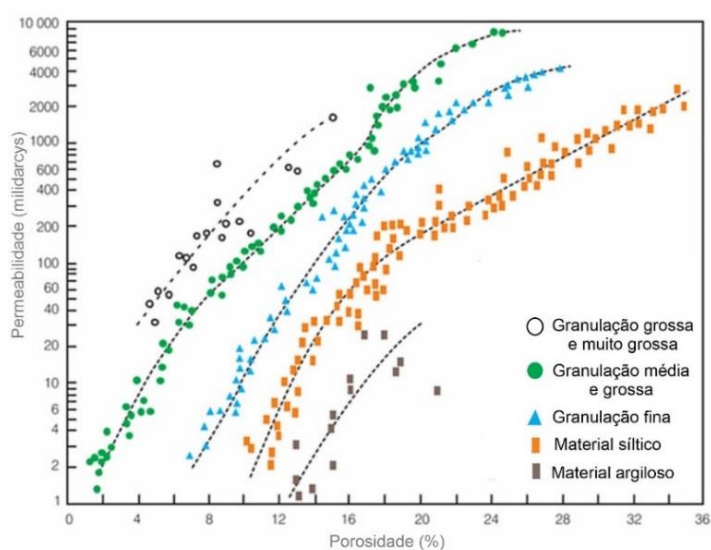


Figura 11. Relação entre porosidade e permeabilidade para arenitos de diferentes tamanhos de grãos. Modificado de Chilingar, 1963; Freeze e Cherry, 1979).

As dunas, em relação à interduna e à extraduna, geralmente formam bons reservatórios por serem mais porosas e permeáveis tendo em vista que os sedimentos extradunas são predominantemente subaquosos e, portanto, são comumente mal selecionados e menos porosos e permeáveis em relação aos das dunas (Lupe e Ahlbrandt, 1979). Além disso, as áreas interdunas e extradunas são topograficamente mais baixas sendo mais propensas à cimentação, reduzindo a porosidade e a permeabilidade (Glennie, 1972).

Dentro desse contexto, Lupe e Ahlbrandt (1979) descreveram dois modelos de reservatórios: **duna-extraduna** e **duna-interduna**. Segundo estes autores o primeiro é caracterizado pelas complexas barreiras de permeabilidade que resultam dos processos de deposição duna-extraduna, afetando o movimento do fluido; enquanto que o modelo duna-interduna apresentaria menos problemas porque: a) os sedimentos interdunas são geralmente mais finos que os sedimentos extradunas e, portanto, apresentam menos porosidade e

permeabilidade e; b) os sedimentos interdunas formam comumente camadas lenticulares, uma condição que permite a comunicação entre os depósitos de dunas, **Figura 12**.

A presença de sedimentos pelíticos e o empacotamento mais fechado dos depósitos interdunas tendem a diminuir o tamanho dos poros, o que aumenta a pressão capilar e diminui a permeabilidade (Sawakuchi, 2006). Quando cimentados (especialmente por carbonatos ou evaporitos), esses depósitos podem formar barreiras de fluxo ou isolar estratos produtivos (Ahlbrant e Frybergger, 1981; 1986; Galloway e Hobday, 1996).

Outro trabalho que merece destaque é o de Chandler et al., (1989), o qual reconheceu diferentes níveis de heterogeneidades de reservatórios em depósitos extra-*erg* e interdunas. Segundo o autor as características do reservatório em dunas relacionam-se com os tipos, distribuições e orientações da estratificação interna. Nesse sentido, cada tipo de depósito eólico pode ser identificado por suas características de permeabilidade ou, inversamente, pode-se estimar a magnitude do fluxo de fluido através de um depósito se os tipos de estratos forem conhecidos. Os autores também reconhecem que superfícies limítrofes (de 1ª ordem e supersuperfícies) podem formar barreiras de fluxo significativas e tendem a compartimentar os reservatórios (Chandler et al., 1989; Galloway e Hobday, 1996). De acordo com Kocurek e Hunter (1986) essas barreiras podem estar associadas à formação de calcita, cimentos siliciosos e concreções concentradas ao longo das superfícies.

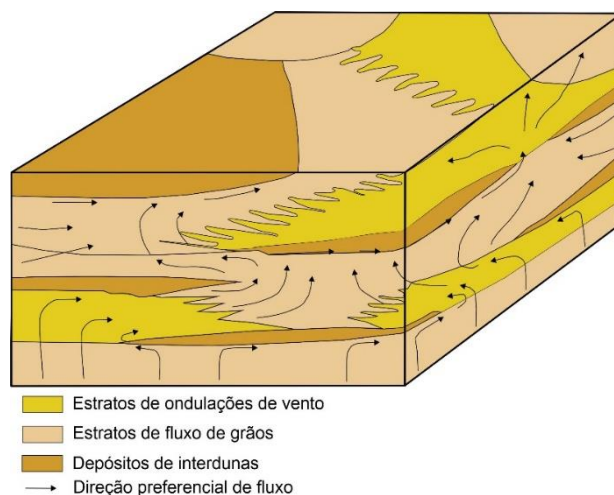


Figura 12. Fluxo de fluido através da sequência eólica idealizada com base nos valores de permeabilidade relativa, nos tipos de estratificação e nas superfícies limitantes, assumindo um campo de pressão vertical. Fonte: Modificado de Lupe e Ahlbrandt (1979).

#### 4.1 UNIDADES DE FLUXO

Uma unidade de fluxo é um volume mapeável do reservatório, no qual as propriedades geológicas e petrofísicas que afetam o fluxo de fluido são semelhantes e previsivelmente diferentes das propriedades de outros volumes (Galloway e Hobday, 1996). Sendo assim, cada fácies sedimentar pode ser considerada uma unidade potencial de fluxo que pode ser isolada ou conectada a outras unidades. Para caracterização dessas unidades pode-se levar em consideração: 1) sua geometria externa e dimensões; 2) variação de porosidade e permeabilidade; 3) limites de fluxo interno ou defletores, e 4) pela sua saturação de fluido (Galloway e Hobday, 1996), conforme indicado por estes autores no caso de uma barreira arenosa progradacional de plataforma, **Figura 13**. Eles ainda sugerem que, em sistemas eólicos as unidades de fluxo são lençóis caracterizados pelo domínio de fácies interdunas, estratos cruzados ondulados ou estratos cruzados de dunas. Internamente, essas unidades são relativamente uniformes, com padrões estatisticamente bem definidos de heterogeneidade mesoscópica.

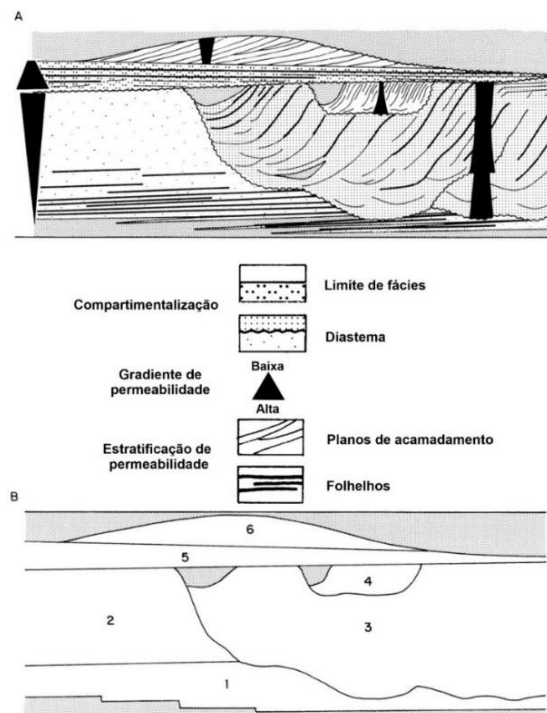


Figura 13. Tipos de heterogeneidades (A) e potenciais unidades de fluxo (B) de uma barreira arenosa progradacional associada a uma superfície de ravinamento e a fácies de plataforma transgressiva. As fácies de barreira de costa (*shoreface*) constituem as unidades de fluxo 1 e 2. Seguem: preenchimento de canal (unidade 3); preenchimento de canal de maré (unidade 4); lençóis de areia em *onlapping* (unidade 5), e barra de acreção (unidade 6). Fonte: Galloway e Hobday (1996).

#### 4.1.1 Estilos e escalas de heterogeneidade

A caracterização de reservatórios e aquíferos leva em consideração a distribuição tridimensional de porosidade e permeabilidade, definição de padrões de anisotropia e das características sedimentares que criam heterogeneidades externas e internas (Galloway e Hobday, 1996). Considerando os distintos ambientes sedimentares e suas relações, esses autores descreveram alguns fatores associados às heterogeneidades:

- Limites externos de fácies criam unidades descontínuas que normalmente têm uma orientação e tendência bem definidas;
- Unidades permeáveis apresentam diferentes graus de interconectividade;
- Dentro das unidades permeáveis, variações de porosidade e de permeabilidade podem induzir direções preferenciais de permeabilidade (verticais ou laterais);
- Estratificações internas das unidades;
- Presença de barreiras de fluxo;
- Anisotropia da permeabilidade (normalmente é menor na vertical que na horizontal em reservatórios sedimentares ou aquíferos).

Além disso Alpay (1972), Haldorson (1986) e Krause et al. (1987) destacam que no estudo de reservatórios geralmente são consideradas cinco escalas de heterogeneidade,

#### **Figura 14.**

1. **Gigascópica**, é expressa na escala dos sistemas deposicionais e dos tratos de sistema. É comumente usada com foco em exploração de recursos ou estudos de aquíferos regionais;
2. **Megascópica**, descreve a geometria, continuidade lateral e a comunicação vertical das camadas do reservatório. Bongiollo e Scherer (2010) destaca ainda que nessa escala os principais parâmetros de controle da compartimentação do reservatório são as superfícies estratigráficas-chave;
3. **Macroscópica**, reflete as relações verticais e laterais entre a associação de fácies. A delimitação e quantificação nessa escala são essenciais para a compreensão do fluxo e devem levar em consideração a compartimentação das fácies, elementos arquiteturais, superfícies de deposição ou diastemas erosionais e a distribuição da permeabilidade e a estratificação;



4. **Mesoscóptica**, relacionada às mudanças de litofácies, camadas e estruturas sedimentares;
5. **Microscópica**, relacionada às variações de porosidade e permeabilidade na escala de grãos arenosos individuais. A ênfase está na fácies interna e na arquitetura do leito dos corpos de areia do reservatório e na quantificação precisa das propriedades de fluxo.

Diante da existência e dos diversos graus de heterogeneidades nos sistemas de reservatórios aquíferos, Weber e Geuns (1990) descreveram três modelos ou estilos de fácies que refletem as complexidades das unidades de fluxos: **1)** reservatórios em camada de bolo (*Layer Cake*), apresentam uma correlação mais simples por serem lateralmente extensos e contínuos; **2)** reservatórios quebra-cabeça (*Jigsaw Puzzle*), caracterizados por camadas compartimentadas e mudanças laterais de fácies, sendo de difícil correlação interna; e **3)** reservatórios do tipo labirinto (*Labyrinth*), são os mais complexos por consistirem em unidades permeáveis e descontínuas, assim sendo de difícil correlação interna e externa,

**Figura 15.**

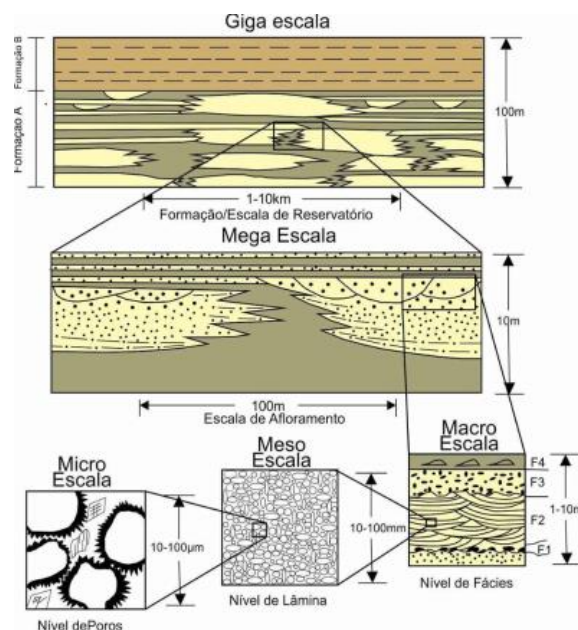


Figura 14. Esquema demonstrando os cinco níveis de heterogeneidades. Fonte: Extraída de Soweck (2013). Modificado de Galloway e Hobday (1996).

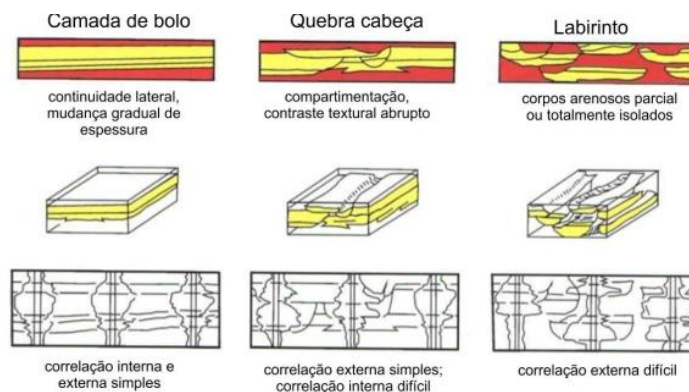


Figura 15. Estilos de heterogeneidades de reservatórios e suas características. Fonte: Extraída de Sowek (2013). Modificado de Scherer (2008).

## 5 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 5.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica, a qual abrange uma área de aproximadamente 1.400.000 km<sup>2</sup>, dos quais 1.100.00 Km<sup>2</sup> estão em território brasileiro, e o restante distribuído pelo Paraguai, Argentina e Uruguai, (Bergamaschi 1999, Milani *et al.*, 2007). A forma geométrica da bacia se assemelha a uma elipse com eixo maior N-S, cuja evolução ocorreu durante o Paleozoico e Mesozoico, tendo origem em um golfo aberto para o Oceano *Panthalasa* e passando posteriormente para uma depressão intracratônica devido ao movimento convergente entre o Gondwana e a crosta oceânica (Milani *et al.*, 2007).

A bacia é preenchida por um pacote sedimentar-magmático, de aproximadamente sete mil metros, depositado entre o Ordoviciano Superior e o Cretáceo Superior (Milani *et al.* 2007). Nela são reconhecidas seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem ou supersequências, individualizadas por superfícies de discordância inter-regional (Milani, 1997), essas unidades são: 1) Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); 2) Paraná (Devoniano); 3) Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico); 4) Gondwana II (Meso a Neotriássico); 5) Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e 6) Bauru (Neocretáceo). As três primeiras supersequências (Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I) registram ciclos de transgressão e de regressão do nível do mar no Paleozoico, enquanto que as três últimas (Gondwana II, Gondwana III e Bauru) são formadas por sequências sedimentares continentais (Mesozoico) e associação de rochas ígneas.

## 5.2 SUPERSEQUÊNCIA GONDWANA I

A Supersequência Gondwana I (Carbonífera-Eotriássica) apresenta o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, a qual aflora ao longo do perímetro da sinéclise e exibi, em subsuperfície, uma espessura em torno de 2.500 m (Milani, 1997). Esta Supersequência é dividida em: Grupo Itararé e a Fm. Aquidauana; Grupo Guatá (Fm. Rio Bonito e Palermo); Grupo Passa Dois (Fm. Irati, Fm. Serra Alta, Fm. Teresina e Fm. Rio do Rastro); Formações Piramboia e Sanga do Cabral, ela representa um ciclo transgressivo-regressivo completo, o qual é associado à invasão e posterior isolamento do *Panthalassa* sobre o Gondwana (Milani et al., 2007).

Depositado em um contexto glaciongênico, o setor inferior dessa supersequência, Grupo Itararé, é representado pelos depósitos ligados diretamente à fase de degelo como: diamictitos maciços ou estratificados, com seixos e blocos de múltiplas litologias e áreas-fonte associados à movimentação de geleiras (Milani et al. 2007, Vesely, 2006, 2011; Vesely et al., 2015), ocorrem ainda os ritmitos e tilitos (Rocha-Campos, 1967 apud Milani et al. 2007).

Sobrepostos aos estratos glaciogênicos, e depositados em um contexto associado a uma fase de transgressão marinha, ocorrem os depósitos do Gp. Guatá, o qual é marcado por um empilhamento sedimentar alternado entre arenosos e pelíticos (Schneider et al. 1974). As rochas predominantes neste grupo compreendem arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos que se intercalam a camadas de carvão (Fm. Rio Bonito), (Bortoluzzi et al. 1987); siltitos, siltitos arenosos cinza-amarelados e folhelhos cinza-escuros (Fm. Palermo), representando um horizonte de correlação regional relacionado à máxima inundação da Supersequência Gondwana I (Milani, 1997).

O Grupo Passa Dois representa um período em que a continentalização começava a predominar na Bacia do Paraná (Schneider et al., 1974; Milani, 1997, Milani et al., 2007). Tal condição assoviava-se a uma restrição à circulação de águas entre a sinéclise e o oceano Panthalassa, culminando em um contexto ambiental hipersalino na bacia interior e na deposição de carbonatos e evaporitos na porção norte, e folhelhos betuminosos na porção sul da bacia, pertencentes à Formação Irati, (Milani et al., 2017). Na sequência são depositados, em um contexto marinho de baixa energia, os Folhelhos cinza-escuros finamente laminados da Formação Serra Alta (Gama JR, 1979);

Encerrando o empilhamento sedimentar do grupo, foram depositadas as rochas da Formação Rio do Rastro, Sanga do Cabral e Piramboia. De acordo com Lavina (1988), a Fm. Rio do Rastro é caracterizada por um complexo progradacional de *red beds* incluindo lobos deltaicos, pelitos lacustres, arenitos eólicos e depósitos fluviais. A Formação Sanga do Cabral (na região de RS) foi interpretada por Lavina (1988) como correspondente lateral das formações Rio do Rastro e Piramboia, na porção setentrional da bacia. Enquanto que para Milani et al., (2017) a Fm. Piramboia, é composta por depósitos fluviais e eólicos que se afinam em direção sudoeste da porção paranaense da bacia.

A Supersequência se destaca ainda tanto pelo potencial petrolífero, pela presença de rochas geradoras, quanto pela presença de rochas-reservatório (Milani et al., 2007).

### 5.2.1 Formação Rio do Rastro

Conforme citado anteriormente a deposição dessa formação ocorreu em um contexto de subsidência da bacia, a qual estava relacionada à união do terreno Patagônico com a borda do paleocontinente Gondwana durante a Orogenia Sanrafaélica (Lavina, 1991, Milani, 1997, Warren et al., 2008). De acordo com o modelo paleotopográfico computacional de Roscher et al. (2011), para a fronteira Permo-Triássica, a formação do cinturão orogênico Gondwanides, afetou tanto as conexões e incursões marinhas no continente quanto as condições climáticas nas porções centrais do Gondwana, resultando no desenvolvimento de um corpo aquoso no interior da sinéclise e mudanças na arquitetura estratigráfica da Fm. Rio do Rastro (Warren et al., 2008, Alessandretti et al., 2015).

A Formação Rio do Rastro foi descrita primeiramente por White (1908), como “camadas avermelhadas da sucessão Rio do Rastro” pertencente ao topo da “Série São Bento”, porém somente em 1947, Gordon Jr., a subdividiu nos membros Serrinha e Morro Pelado. A partir de então a Formação foi objeto de diversas abordagens do ponto de vista litoestratigráfico, cronoestratigráfico e bioestratigráfico, culminando em uma série de nomeações ao longo do tempo. No trabalho de Schemiko (2013) consta as principais classificações litoestratigráficas permiano-triássicas da Bacia do Paraná para a região de Santa Catarina e do Paraná.

Essa formação é caracterizada por ser uma unidade predominantemente siliciclástica, depositada no período Neopermiano na Bacia do Paraná, compreendendo uma arquitetura progradacional com tendência geral granocrescente ascendente, (Rohn, 1994; Warren et al., 2008; Holz et al., 2010, Alessandretti et al. 2015). De acordo com sua

localização a unidade apresenta espessuras variáveis em torno de 150-250 m para o Membro Serrinha e 250-300 m para o Membro Morro Pelado (Holz et al., 2010).

#### *5.2.1.1 Membro Serrinha*

Os membros Serrinha e Morro Pelado são caracterizados por uma associação de depósitos lacustres, fluviais e eólicos, relacionados a diversos elementos arquitetônicos, como pode ser observado no modelo de evolução sedimentar proposto por Warren et al., (2008), **Figura 16**. Em linhas gerais, o Membro Serrinha é caracterizado por intercalações de camadas tabulares de arenitos finos (esverdeados e acizentados) com laminação cruzada por migração de marcas onduladas, laminação cruzada hummocky e swalley, intercalados por depósitos pelíticos e níveis heterolíticos, podem ocorrer ainda concreções carbonáticas, apresentando contato transicional com a Formação Teresina.

A partir de descrições sedimentológicas, petrográficas e dados isotópicos de carbono e oxigênio estáveis, Alessandretti et al., (2015) associou a origem das concreções carbonáticas do Membro Serrinha a um grande corpo de água doce raso que provavelmente era interligado e estendido às Ilhas Falklands / Malvinas cronocorrelatas à Bacia do Karoo. Ainda segundo o autor o corpo de água provavelmente teve conexões limitadas ou nenhuma conexão com o Oceano Panthalassa durante a deposição do Membro Serrinha.

#### *5.2.1.2 Membro Morro Pelado*

Depositado em um contexto ambiental mais árido o Membro Morro Pelado é caracterizado predominantemente por siltitos e arenitos creme amarelados, arroxeados e avermelhados com geometria lenticular e sigmoidal, sua espessura pode variar de decimétrica a métrica (Meghioratti, 2006, Rohn, 2007, Warren et al., 2008, Holz et al., 2010, Shemiko et al., 2014, Alessandretti et al., 2015). Em virtude dessa associação foram propostos diversos paleoambientes deposicionais havendo, no entanto, um consenso de que a deposição do Membro Morro Pelado ocorreu em circunstâncias mais áridas associadas a sistemas continentais, **Tabela 2**

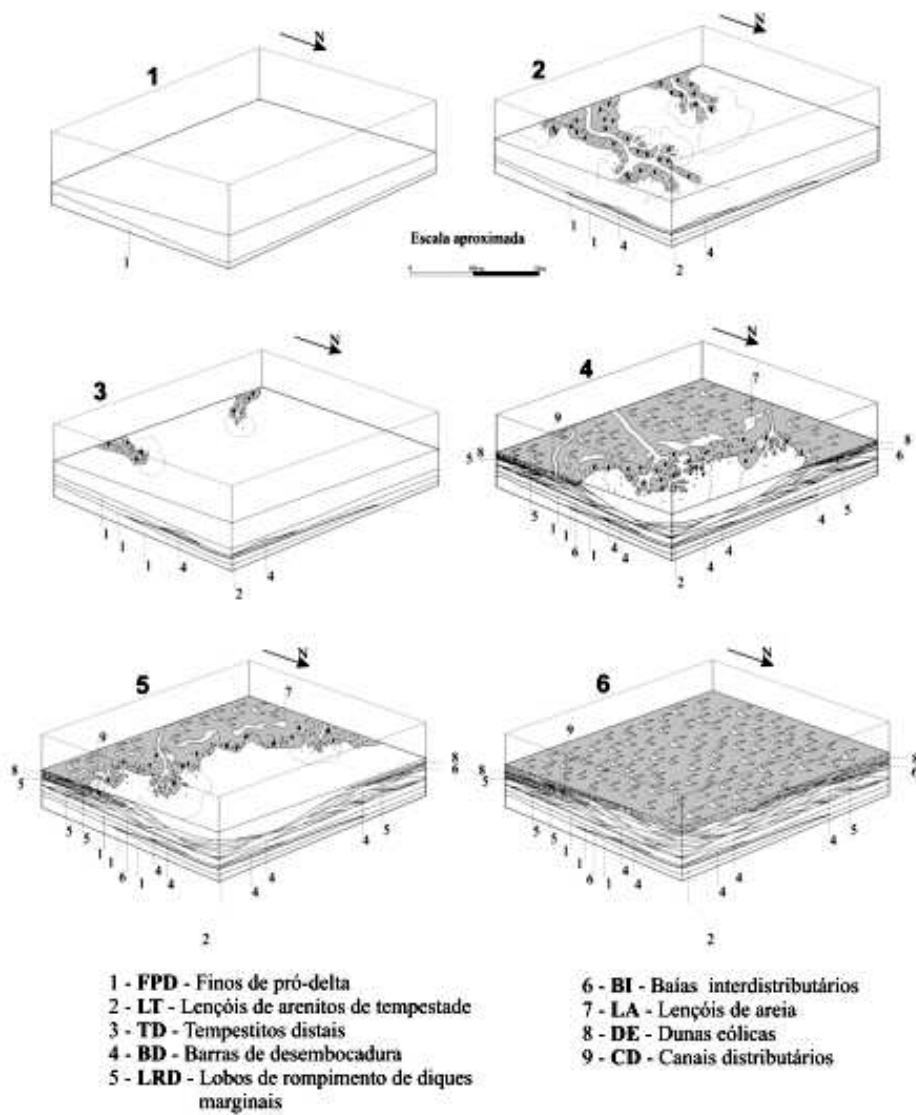


Figura 16. Blocos diagramas mostrando o modelo de evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto. Fonte: Warren *et al.*, (2008).

Autores (as)	Paleoambiente Membro Morro Pelado
Lavina (1991) e Rohn (1994)	Vários pequenos corpos d'água, contornados por áreas emersas com rios efêmeros e dunas eólicas
Rohn e Rösler (2000)	Lago raso (preenchido por barras de desembocaduras) e, em menor proporção, um sistema eólico com rios efêmeros e interdunas
Rohn et al., (2005)	Leques aluviais coalescentes com uma ampla planície fluvial sujeita a inundações e formação de canais fluviais rasos
Warren et al., (2008) Holz et al., (2010)	Sistema deltaico dominado por rios meandantes principais e retílineos secundários em interação com dunas eólicas
Schemiko, (2013); Schemiko et al., (2014); Azevedo (2018)	Sistema fluvial distributário e deltaico associados a eventuais acumulações eólicas
Alessandretti et al., (2016, 2017)	Flúvio-deltaico associado a depósitos eólicos

Tabela 2. Paleoambientes deposicionais do Membro Morro Pelado.

As pesquisas mais recentes que tratam do tema são de Schemiko, 2013, Schemiko et al., 2014), de acordo com essa autora, a deposição do Membro Morro Pelado ocorreu durante um clima semiárido, caracterizado pela presença de depósitos de sistema fluvial distributário e deltaico associados a eventuais acumulações eólicas, **Figura 17**, ainda segundo ela, tal interpretação é corroborada pela presença de cimentos carbonáticos e revestimentos (cutan) illita/illita-esmectita, esmectita, clorita e, possivelmente, esmectita ferrosa (nontronita) ao redor dos grãos dos arenitos da unidade, bem como pela presença de gretas de contração em depósitos da planície de inundação e calcretes em diversos intervalos relacionados aos espriamentos terminais fluviais.

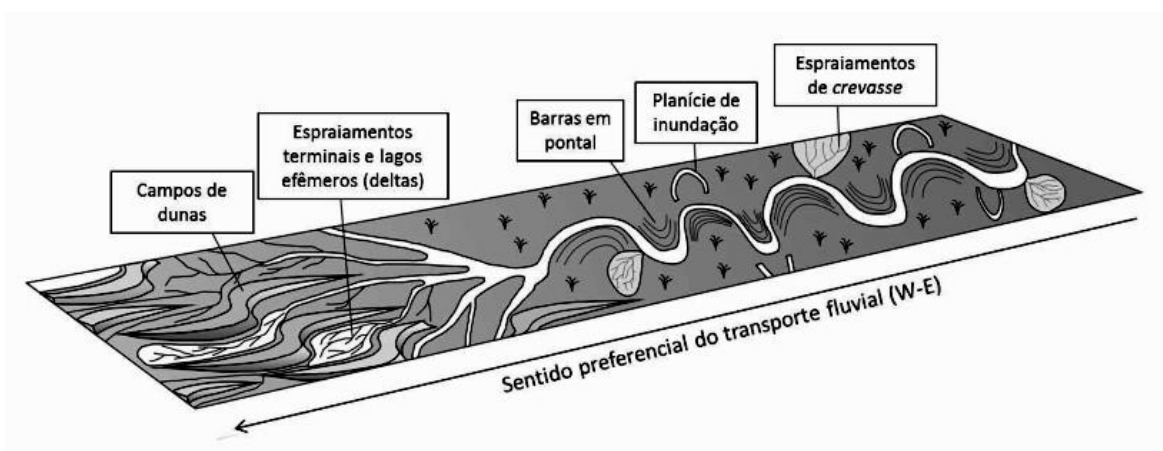


Figura 17. Modelo esquemático ilustrando o contexto deposicional para o Membro Morro Pelado na região leste de Santa Catarina e do Paraná. Fonte: Schemiko et al. (2014).

### 5.3 SUPERSEQUÊNCIA GONDWANA III

#### 5.3.1 Formação Botucatu

A Supersequência Gondwana III, de idade Jurássica-Eocretácica, compreende um intervalo estratigráfico marcado pela presença de sedimentos eólicos da Formação Botucatu e do magmatismo da Formação Serra Geral (Milani *et al.*, 1997).

A Formação Botucatu (Supersequência Gondwana III) ocorre por toda Bacia do Paraná, sua deposição está relacionada ao período Jurássico/Cretáceo, período o qual desenvolveu-se um ambiente desértico de características “saarianas”, representado pela sedimentação eólica dominante na formação (Milane *et al.*, 2007; Warren, 2008). Considerando esse contexto de aridização, a ausência de interdunas úmidas e de feições sedimentares associadas à presença do nível d’água Scherer (2000), adotando a terminologia de Kocurek e Havholm (1993), relaciona a deposição dessa formação a um sistema eólico seco, a qual era controlada pelas condições aerodinâmicas do fluxo.

Basicamente a Fm. Botucatu é composta por arenitos claros finos a médios, e eventualmente grossos, bem selecionados, com grãos arredondados e de alta esfericidade com estratificações cruzadas acanaladas ou planares de grande a pequeno porte (Scherer 2000; Da Silva e Scherer 2000; Soares 2008). De acordo com Scherer (1998) essa formação é constituída no Rio Grande do Sul por três associações faciológicas: a primeira composta por arenitos grossos a conglomeráticos, interpretados como depósitos de lençóis de areia e fluxos torrenciais, que ocorrem na forma de lentes descontínuas com espessura máxima de 1 metro; A segunda é constituída por arenitos com estratos cruzados, vinculados à migração de dunas crescentes simples a localmente compostas; A terceira associação é também composta por arenitos com estratos cruzados, vinculados à migração de dunas lineares complexas.

Estudo de fácies, realizado por Scherer (2000), indica que as principais morfologias de dunas relacionadas à Fm. Botucatu são do tipo crescentes simples, compostas e draas lineares complexos. Segundo Soares (2008) a origem dessa formação remonta extensos *ergs* associados a subambientes desérticos, indicados por depósitos de *wadis*, com fácies rudácea basal e depósitos lacustres indicados por fácies pelítica laminada. Estudos anteriores indicam que o sentido de transporte das areias e migração das dunas ocorreu para nordeste, sugerindo que a área fonte estava a oeste/sudoeste (Bigarella e Salamunni, 1961; Scherer, 1998).



A Fm. Botucatu é limitada na base por uma discordância regional desenvolvida sobre os depósitos flúvio-lacustres da Fm. Rio do Rastro enquanto que o contato superior é concordante com a Fm. Serra Geral (Da Silva e Scherer 2000). Segundo Gordon Jr. (1947), essa discordância basal evidência o limite entre as eras Paleozoico e Mesozoico. Entretanto, a relação de contato com as unidades sotopostas ainda é tema de discussão e há diferentes interpretações para cada local de abrangência, conforme discutido por Soares (2008), **Figura 18**.

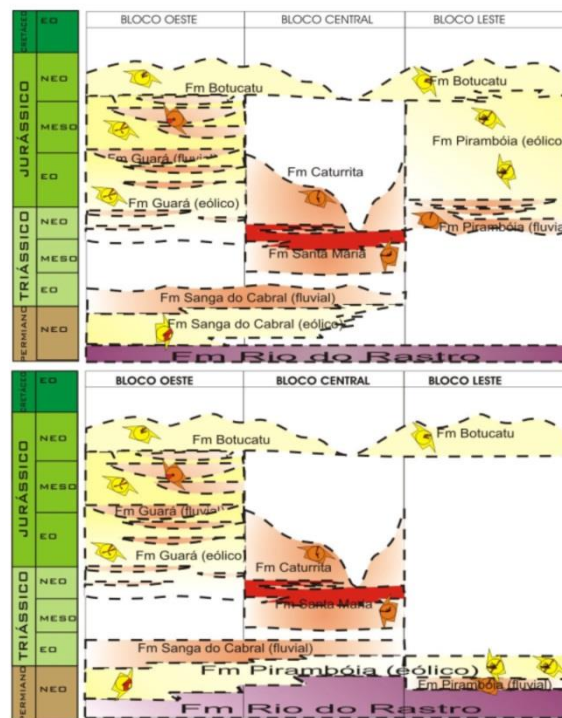


Figura 18. Diagrama cronoestratigráfico esquemático da relação de contato entre a Fm. Botucatu e as unidades estratigráficas sotopostas para o intervalo Permo-Triássico nos blocos oeste, central e leste, sul da bacia do Paraná, comparando duas propostas: (A) Formação Pirambóia é correlata à Formação Guará, com contato gradacional e/ou pequeno hiato deposicional com a Formação Botucatu. (B) Formação Pirambóia é considerada como depósito permiano, interdigitada com Formação Rio do Rastro e com grande discordância com a Formação Botucatu. Fonte: Soares (2008).

### 5.3.2 Sistema aquífero Botucatu

Um sistema aquífero é definido como um conjunto formado por uma ou mais unidades litoestratigráficas que representam continuidade hidráulica, características hidrodinâmicas, condições de recarga, circulação e descarga, e de qualidade das águas relativamente semelhantes (Rebouças, 1994). Por outro lado, aquíferos devem ser capazes de armazenar e transmitir água em volume e taxas adequadas aos sistemas de captação (Soares, 2008). Podem ser classificados, de acordo com a pressão das águas e com a capacidade de

transmissão de água nas suas superfícies limítrofes, em aquíferos livres e confinados (Feitosa *et al*, 2008).

Aquíferos confinados são aqueles onde a pressão da água em seu topo é maior do que a pressão atmosférica. Em função das características das camadas limítrofes, podem ser definidos como: confinados não drenantes e confinados drenantes: Aquíferos Livres são aqueles cujo limite superior é a superfície de saturação ou freática na qual todos os pontos se encontram à pressão atmosférica; Aquíferos Confinados: compreendem dois tipos, os confinados não drenantes, cujas camadas limítrofes superior e inferior são impermeáveis, e os drenantes, com ao menos uma das camadas limítrofes semipermeável permitindo a entrada ou saída de fluxos pelo topo ou pela base;

Formado pelas formações Piramboia e Botucatu, o Sistema Aquífero Guarani destaca-se pela sua extensão e espessura, no Brasil, ocorre nos estados Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Rebouças, 1976, Machado, 2005). Com base na classificação de Weber e Van Geuns (1990), Soares (2008) propôs uma divisão do SAG em três estilos de fácies: A unidade hidroestratigráfica Botucatu é do tipo tabular, contínua, *Layer Cake*, formada por amalgamação lateralmente contínua de corpos dunares; A unidade Piramboia é caracterizada pelo estilo de variação lateral, amalgamada, irregular (quebra cabeça ou *jigsaw puzzle*), formada por combinação fácies eólica duna e interduna, fluviais e lacustres. O terceiro tipo, o descontínuo ou labiríntico (*labirinth*), são típicos dos aquíferos das unidades inferiores, Formação Santa Maria, no Rio Grande do Sul, associados a canais fluviais e lamitos da planície aluvial.

## 6 ÁREA DE ESTUDO

A região onde aflora o intervalo geológico a ser estudado localiza-se no entorno de município de Lages e Painei, localizados na região do planalto catarinense, **Figura 19**. Foram escolhidas duas áreas para o desenvolvimento do trabalho: Área I – Localizada ao lado da SC -114, em direção à cidade de Painei, onde estão mapeadas as Formações Rio do Rastro e Botucatu; Área II localizada próxima à Garganta do Diabo.

Geomorfológicamente as áreas estão inseridas na borda SE do Domo de Lages. Essa estrutura apresenta uma geometria concêntrica levemente alongada no eixo NW-SE, cujo soerguimento e a erosão resultante da intrusão do magmatismo alcalino na estrutura colocou em exposição às unidades estratigráficas de idades permianas e eocretácicas, como a Fm. Rio do Rastro e Botucatu, (Scheibe,1986).

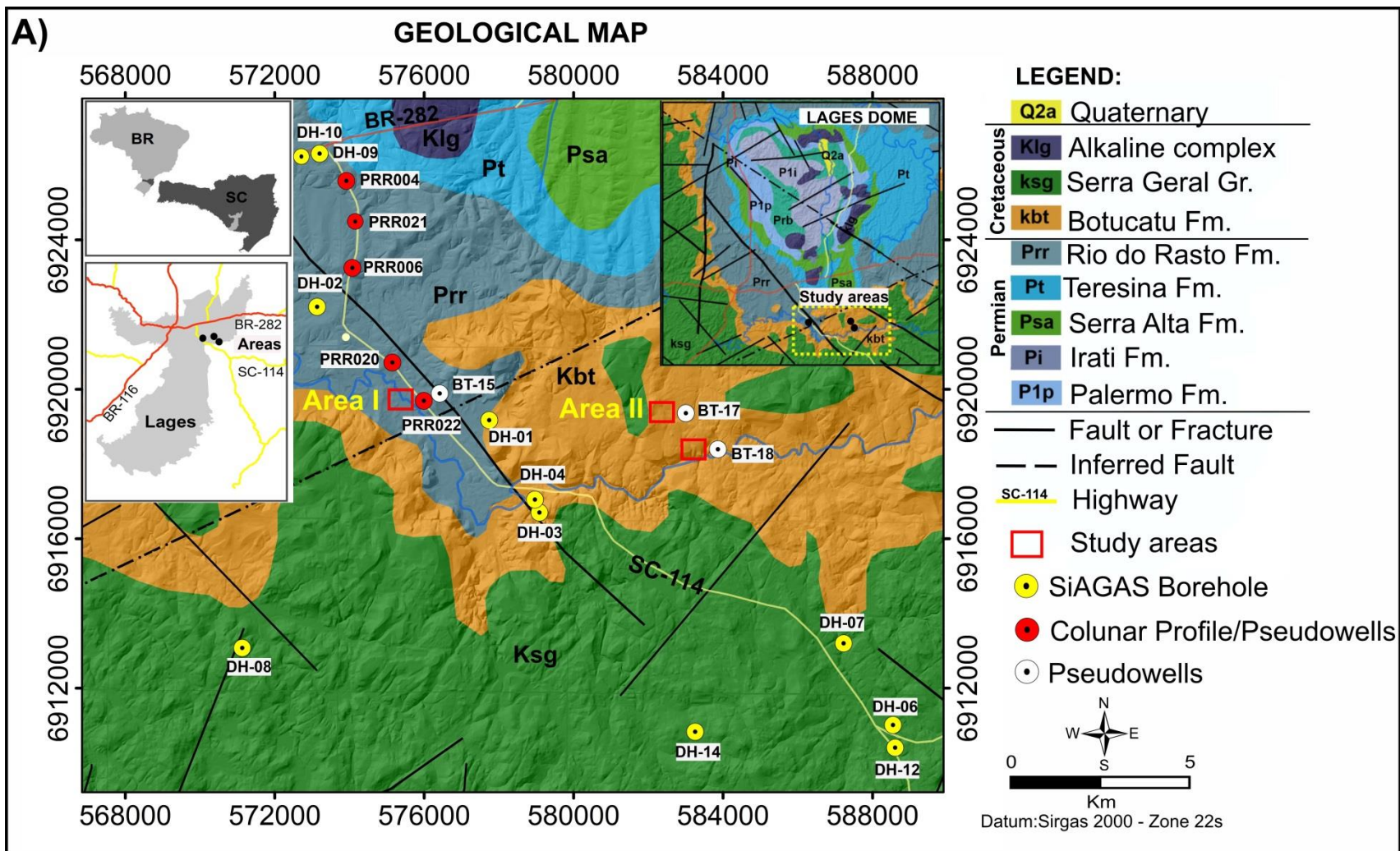


Figura 19. A) Mapa geológico destacando as áreas de estudo I e II (B e C). Fonte. Adaptado de CPRM (2014).



## 7 GPR (GROUND PENETRATING RADAR)

### 7.1 GEORADAR

O GPR registra as variações dos contrastes de impedância eletromagnética entre os materiais, seu funcionamento consiste na geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos eletromagnéticos em frequências que podem variar entre 10-1000 MHz. O processo de aquisição começa após a antena transmissora emitir os pulsos eletromagnéticos de curta duração e alta voltagem para a subsuperfície, parte da energia incidente pode ser refletida ou refratada, os pulsos refletidos para a superfície são registrados pela antena receptora, que os amplia e converte em dados digitais que são visualizados na controladora (Annan, 2004; Neal, 2004). A quantidade de energia refletida e transmitida depende de fatores como as propriedades eletromagnéticas, composição química, espessura e rugosidade do meio.

O sistema GPR é formado por dois módulos eletrônicos, um transmissor, que gera e envia pulsos de curta duração e alta frequência (entre 10-1000 MHz), e outro receptor, o qual recebe o sinal e envia para a unidade de controle central; antenas transmissoras (Tx) e receptoras (Rx), as quais podem ser blindadas ou não; unidade de controle central e odômetro, **Figura 20.**



Figura 20. - Sistema GPR: A) Controladora; B) Antena de 200 MHz blindada; C) Módulos eletrônicos das antenas; D) Sistema GPR de baixa frequência não blindado. Fonte: Lemos (2017)

## 7.2 ONDAS ELETROMAGNÉTICAS

A propagação de ondas eletromagnéticas em um meio é regida pelas equações de Maxwell, as quais descrevem matematicamente a interação entre campos eletromagnéticos com as propriedades constitutivas dos materiais, **permissividade dielétrica ( $\epsilon$ )**, **condutividade elétrica ( $\sigma$ )** e **permeabilidade magnética ( $\mu$ )** (Annan, 2004). Nesse sentido, a relação entre estas três propriedades juntamente com a frequência do pulso emitido determinam a profundidade de investigação em subsuperfície para cada tipo de antena utilizada (Dagallier et al., 2000). Porém, cabe destacar que a presença de água, porosidade e argila podem interferir na propagação dos pulsos, diminuindo a profundidade de investigação desejada.

As equações de Maxwell são divididas em quatro conjuntos que descrevem o comportamento eletromagnético em um meio: **I) Lei de Gauss**: relaciona o fluxo do campo elétrico através de uma área com carga elétrica, (Eq. 3.1); **II) Lei de Gauss para o magnetismo**: o fluxo magnético resultante de uma área fechada é nulo, (Eq. 3.2); **III) Lei da indução de Faraday**: campo magnético que varie com o tempo produz um campo elétrico, (Eq. 3.3); e **IV) Lei de Ampère**: campos magnéticos podem ser gerados a partir de correntes elétricas, (Eq. 3.4).

$$\text{Lei de Gauss} \quad \vec{\nabla} \cdot \vec{D} = q \quad (3.1)$$

$$\text{Lei de Gauss para o magnetismo} \quad \vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.2)$$

$$\text{Lei da indução de Faraday} \quad \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.3)$$

$$\text{Lei de Ampère - Maxwell} \quad \vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (3.4)$$

Onde:

$\vec{D}$  Deslocamento do campo elétrico em C/m<sup>2</sup>.

$q$  Densidade da carga elétrica em C/m<sup>3</sup>.

$\vec{B}$  Indução magnética em Wb/m<sup>2</sup> ou Tesla.

$\vec{E}$  Intensidade do campo elétrico em V/m.

$\vec{H}$  Intensidade do campo magnético em A/m.

$\vec{j}$  Densidade de corrente elétrica introduzida por Maxwell em A/m<sup>2</sup>.

$\vec{\nabla}$  É o divergente (operação matemática sobre um vetor) do campo vetorial em 1/m.

$\vec{\nabla} \times$  É o divergente rotacional do campo vetorial em 1/m.

### 7.2.1 Condutividade elétrica ( $\sigma$ )

A Condutividade elétrica ( $\sigma$ ) expressa a capacidade de um material em transmitir cargas elétricas quando submetidos a um campo elétrico, ou de acordo com a lei de Ohm, a facilidade com que a corrente elétrica atravessa um meio material. Essa grandeza relaciona a densidade da corrente elétrica ( $\vec{J}$ ) ao campo elétrico ( $\vec{E}$ ), por meio da condutividade elétrica ( $\sigma$ ). Entretanto, considerado que os meios geológicos são heterogêneos, fatores como a presença de água, porosidade, proporção da fração argila, presença de minerais condutivos podem alterar os valores de condutividade ( $\sigma$ ). A **Tabela 3** mostra a condutividade elétrica e a constante dielétrica de alguns materiais comuns para as frequências do radar.

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (\text{Eq. 5})$$

( $\sigma$ ) - Expressa em Siemens/metro (S/m).

Material	Constante Dielétrica $\epsilon$	Condutividade Elétrica $\sigma$ (mS/M)
Areia seca e cascalho	2 - 6	0,01
Areia saturada	20 - 30	0,1 - 1
Argila (seco/saturado)	5 - 40	2 - 1000
Folhelho e silte (seco/saturado)	5 - 15	1-100
Calcário	4 - 8	0,5 - 2
Granito	4 - 6	0,1 - 1
Basalto (seco/saturado)	6 - 8	1 -10
Diabásio (seco/saturado)	7 - 8	10 - 100
Solo argiloso (seco/saturado)	2,4 - 15	0,27 - 15
Solo arenoso (seco/saturado)	2,5 - 25	0,14 - 6,9

Tabela 3. Valores de constantes dielétricas e condutividades de alguns materiais geológicos em condição seca ou saturada. Fonte: Modificado de Porsani (1999) e Annan (2004).

### 7.2.2 Permissividade dielétrica ( $\epsilon$ )

A permissividade dielétrica ( $\epsilon$ ) é uma propriedade do meio que quantifica a capacidade do material de armazenar cargas elétricas até que chegue no estado de saturação. Essa propriedade é definida pela segunda equação constitutiva, (Eq. 6), a qual relaciona a intensidade do campo elétrico ( $\vec{E}$ ) à corrente de deslocamento ou à polarização ( $\vec{D}$ ). Em aplicações GPR, usa-se a permissividade dielétrica relativa ( $\epsilon_r$ ) (conhecida também como constante dielétrica), que relaciona a permissividade dielétrica do material com a permissividade dielétrica do vácuo ( $\epsilon_0$ ), dada pela (Eq. 7). A permissividade pode variar dependendo do tipo de material e da frequência.

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (\text{Eq. 6})$$

( $\epsilon$ ): É a permissividade dielétrica (F/m).

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (\text{Eq. 7})$$

Onde ( $\epsilon_0$ ) é igual a  $8,85 \times 10^{-12}$  F/m.

### 7.2.3 Permeabilidade magnética ( $\mu$ )

A terceira propriedade física do meio é a constante de permeabilidade magnética ( $\mu$ ), ela mensura a capacidade que um meio tem em estabelecer um campo magnético, ou seja, é a capacidade do material ser magnetizado ou não. Esta propriedade relaciona a força do campo magnético ( $\vec{H}$ ) com a indução magnética ( $\vec{B}$ ), (Eq. 8).

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (\text{Eq. 8})$$

( $\mu$ ) - Medida em Henry/metro (H/m).

## 7.3 COEFICIENTE DE REFLEXÃO

Ao se propagarem em um meio geológico, as ondas começam a perder sinal em função das variações das propriedades elétricas, e essas atenuações podem ocorrer por dispersão geométrica da frente de ondas; efeitos de polarização (absorção); e dispersão, que consequentemente influenciam na quantidade do sinal refletido e refratado, expressa pelo coeficiente de reflexão (Porsani, 1999). O coeficiente de reflexão depende principalmente das propriedades elétricas do meio, ou seja, da condutividade elétrica e da permissividade dielétrica, como o GPR opera emitindo ondas eletromagnéticas com altas frequências podemos considerar o coeficiente de reflexão pode ser obtido pela (equação 9):

$$r_{gpr} = \frac{\sqrt{\epsilon_2} - \sqrt{\epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_2} + \sqrt{\epsilon_1}} \quad (\text{Eq. 9})$$

Onde  $\epsilon_1$  e  $\epsilon_2$  são as impedâncias elétricas do meio 1 e 2 respectivamente



## 8 AQUISIÇÃO DE DADOS

### 8.1 TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS

As técnicas de aquisição de dados podem ser divididas em três tipos: perfil de reflexão com afastamento constante (*Common Offset*), sondagens de velocidade (CMP e WARR) e tomografia (Reynolds, 2011). Neste trabalho serão descritas somente as duas primeiras, pois a última é realizada dentro de poços de investigação e não é o objetivo deste trabalho.

A aquisição pela técnica perfil de reflexão é a forma mais comum e simples de ser empregada. Nesse método, a distância entre as antenas transmissoras e receptoras é mantida fixa, e ambas são deslocadas no mesmo sentido ao longo do perfil de caminhamento, **Figura 21**.

A técnica sondagem por velocidade é aplicada para estimar a velocidade do sinal em relação à profundidade de investigação no meio. Para isso podem ser adotados dois tipos de arranjos, o CMP ou WARR, a aquisição dessas técnicas consiste em variar a distância entre as antenas e registrar o tempo duplo (ida e volta) das reflexões (conhecido como *two-way-travel-time- TWTT*), (ANNAN, 2004). No arranjo CMP (*Common Mid Point*) as antenas (transmissora e receptora) são deslocadas a partir de um ponto fixo e em direções opostas para posteriormente obter a velocidade em função de um ponto médio comum, **Figura 22 a**. Enquanto que no arranjo WARR (*Wide Angle Reflection and Refraction*), uma das antenas é sucessivamente deslocada em relação à outra que é mantida fixa, **Figura 22 b**.

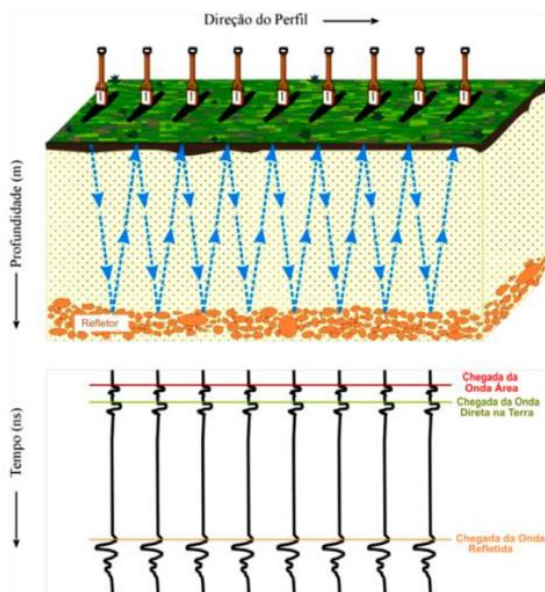


Figura 21. Aquisição com o arranjo Common offset (perfil de reflexão), destacando os traços de GPR, a chegada da onda aérea, a onda direta na terra e da onda refletida nos substratos em subsuperfície. Fonte: Adaptado de Borges (2002)

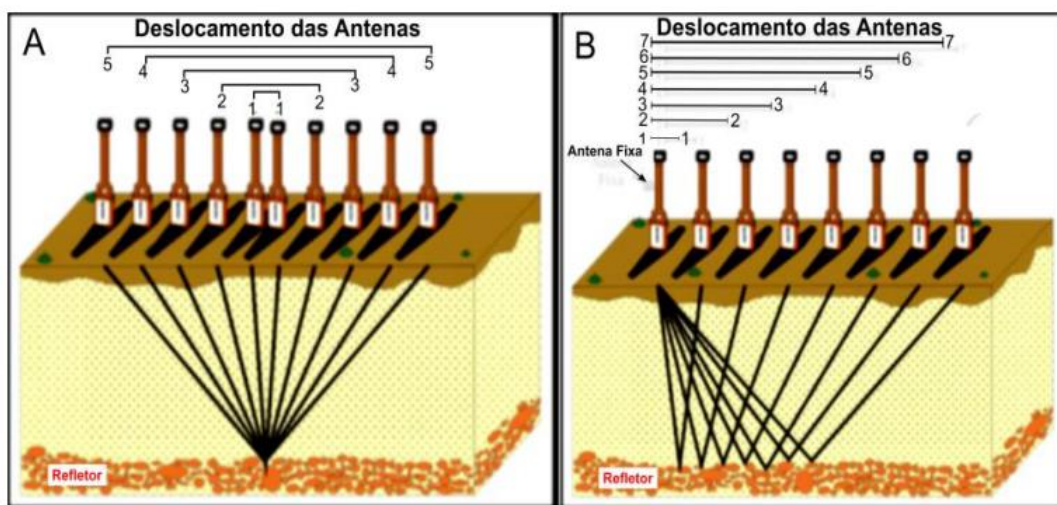


Figura 22. Técnicas de sondagem por velocidade; A) Aquisição pelo método CMP; B) Aquisição pelo método WARR. Fonte: Borges (2002).

## 9 MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO (MVA)

A reconstrução do ambiente tridimensional a partir de imagens está associada à técnica conhecida como estereoscopia, nela é possível criar cenário em 3d quando as imagens possuem uma superposição mínima de 50% (Coelho e Brito, 2007). Semelhantes a este princípio, porém no campo computacional a elaboração de modelos virtuais de afloramento é uma técnica de aquisição e processamento de imagens que permite a reconstrução em meio digital de objetos, paisagens e afloramentos rochosos localizados acima da superfície topográfica.

Os trabalhos mais antigos envolvendo modelos virtuais de afloramento tiveram início no final da década de 1990, à época os MVAs eram adquiridos utilizando a técnica *Light Detection and Ranging* (Pringle et al., 1999; Hodgetts, 2013). A técnica LIDAR é utilizado um laser, geralmente infravermelho próximo, que é disparado contra uma superfície, com uma distância pré-definida, mas não passando de um quilômetro, gerando uma nuvem de pontos georreferenciada que é processada para gerar MVA a partir de uma malha triangulada e fotografias digitais. A aquisição de dados com sensor LIDAR pode ocorrer por via terrestre ou acoplado em aeronaves de pequeno porte, e por isso o método acaba sendo oneroso e exigir um elevado conhecimento técnico operacional.

Uma alternativa ao método LIDAR é o uso de Sistemas de Aeronaves Remotamente Pilotadas (RPA's), para aquisição de imagens aéreas, já que há no mercado

diversos modelos com diferentes especificações técnicas que permitem reduzir o custo com o levantamento e ter mais autonomia. Além disso, é possível acoplar sensores como o próprio LIDAR, infravermelho térmico, e sensores multi e hiperspectrais.

A técnica que envolve a interpretação da estrutura a partir do movimento é conhecida como *Structure-From-Motion* - SFsM (Ullman, 1979), e *Multi-View-Stereo* - MVS (Seitz et al., 2006). O SfM-MVS permite identificar feições coincidentes a partir de várias imagens obtidas em diferentes posições de uma mesma cena e calcula simultaneamente a localização e orientação da câmera em cada posição, **Figura 23**, (James e Robson, 2012, Passetto et al., 2020), além de possibilitar a filtragem dos dados ruidosos e aumentar o número de pontos reconstruídos em duas ou três ordens de magnitude (James e Robson, 2012).

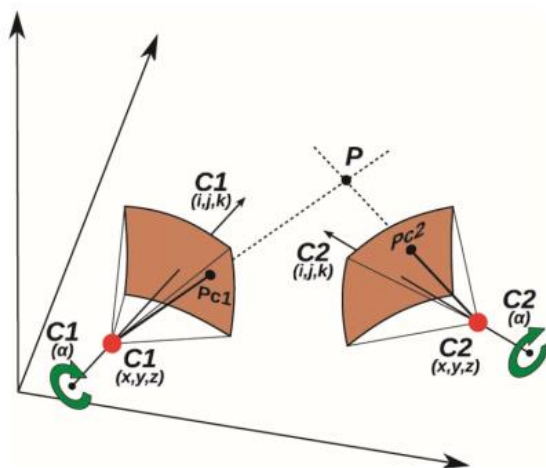


Figura 23. Esquema mostrando os parâmetros envolvidos na visão estereoscópica. Quando um ponto P é fotografado de duas câmeras C1 e C2, a posição de P nas duas fotos ( $Pc1$  e  $Pc2$ ) depende da posição das duas câmeras, da distância focal e da orientação, que é definida por 4 parâmetros (o vetor  $ijk$  e o ângulo  $\alpha$  definindo a quantidade de rotação em torno do eixo  $i$   $j$   $k$ ). Fonte: Tavani *et al.*, (2014)

Para garantir que o MVA apresente uma resolução adequada, ou uma maior relação sinal/ruído, é necessário estabelecer alguns critérios para a aquisição das imagens. Como por exemplo, a resolução espacial desejada, o **Ground Sampling Distance (GSD)**, esse parâmetro quantifica quanto cada pixel da imagem representa em medida real.

Nas aplicações envolvendo RPA, o cálculo do GSD e das dimensões do footprint da imagem (sua projeção no solo) segue as seguintes equações, Figura 24, (Lillesand et al., 2015)

$$GSD = \frac{S_w \times H \times 100}{F_r \times imW} \quad (\text{Eq. 10})$$

$$D_w = \frac{GSD \times imW}{100} \quad (\text{Eq. 11})$$

$$D_h = \frac{GSD \times imH}{100} \quad (\text{Eq. 12})$$

Onde:

*GSD*: é a resolução espacial;

*S<sub>w</sub>*: largura do sensor da câmera em milímetros;

*F<sub>r</sub>*: é a distância focal da câmera em milímetros;

*H*: é a altura do voo em metros;

*D<sub>w</sub>*: é a largura do footprint em metros;

*im W*: é a largura da imagem em pixels;

*D<sub>h</sub>*: é a altura do footprint em metros

*im H*: é a altura da imagem em pixels.

Outro parâmetro a se considerar para aquisição das imagens é a sobreposição entre fotos, que deve ser de pelo menos 60% lateralmente e 80% no sentido de voo (Agisoft, 2019), isso garantirá mais a homogeneidade na densidade de pontos.

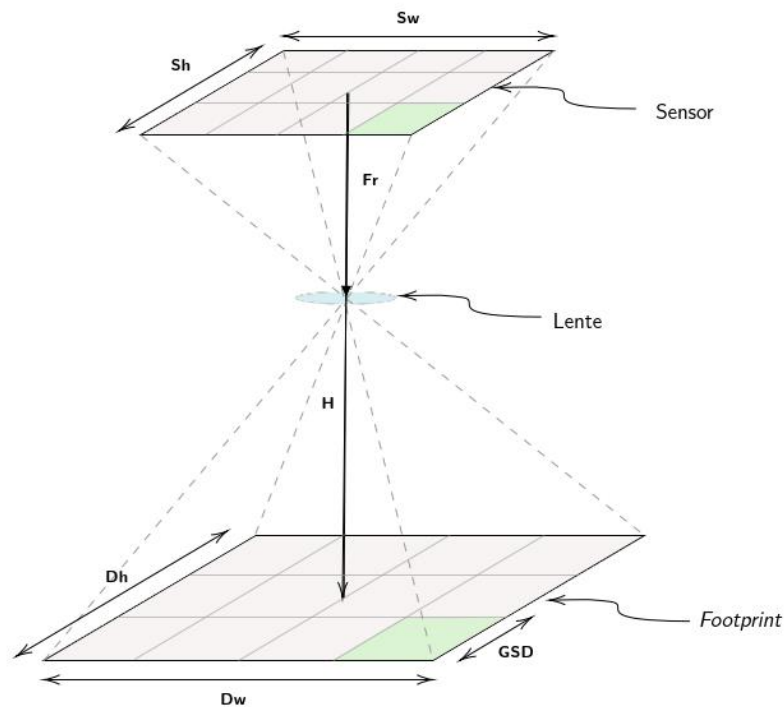


Figura 24. Representação da aplicação do cálculo do GSD (resolução espacial).  $S_w$ : largura do sensor (mm);  $S_h$ : altura do sensor (mm);  $F_r$ : distância focal da câmara (mm);  $H$ : altura de voo/distância ao talude (m);  $D_w$ : largura do footprint (m);  $imW$ : largura da imagem (pixels);  $D_h$ : altura do footprint (m);  $imH$ : altura da imagem (pixels.)

Para fornecer um exemplo numérico, é apresentado o desenvolvimento da equação acima utilizando os dados da câmara de um RPA DJI Phantom 4 Pro obtendo imagens a uma distância  $H = 20$  m do objeto/alvo:

Sensor ( $S_w \times S_h$ )	13,2 x 8 mm
Imagem ( $imW \times imH$ )	5472 x 3078 px
Distância focal ( $F_r$ )	8,8 mm

Substituindo os valores acima nas equações 10, 11 e 12:

$$GSD = \frac{13,2 \times 20 \times 100}{8,8 \times 5472} = 0,55 \text{ cm/pix}$$

$$D_w = \frac{0,55 \times 5472}{100} = 30 \text{ m}$$

$$D_h = \frac{0,55 \times 3078}{100} = 16,9 \text{ m}$$

Com relação à referência espacial, Sturzenegger e Stead (2009a) apresenta algumas opções para que o modelo gerado possa ser posicionado em referência ao espaço real. Uma forma de possibilitar essa referência espacial é a colocação de pontos de controles, *Ground Control Points* (GCP), com coordenadas conhecidas em sistema de referência local ou de um objeto orientado com uso de bússola. Para georreferenciamento completo são necessários no mínimo três GCP, distribuídos de maneira uniforme na área de estudo.

Nos RPA's que já possuem tecnologias de sistema de navegação por satélite (*Global Navigation Satellite System* - GNSS) acoplado, como o RTK (*Real-time-kinematic*) e o PPK (*Post-processed kinematic*), permitem o georreferenciamento das imagens com uma precisão centimétrica, sem a necessidade de GCPs.

## **10 METODOLOGIA**

O desenvolvimento deste trabalho envolve três fases principais: (1) revisão bibliográfica; (2) trabalhos de campo (Levantamento geológico, geofísico e aéreo) e (3) Processamento digital dos radargramas e imagens aéreas e elaboração dos modelos virtuais de afloramento (MVA) e modelagem geológica e de aquífero.

### **10.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

Tem como objetivo consultar na bibliografia fundamentações teóricas sobre sistemas eólicos, método geofísico GPR, aerofotogrametria com RPA e sobre a geologia local.

### **10.2 TRABALHOS DE CAMPO**

#### **10.2.1 Aquisição e processamento GPR**

O levantamento geofísico foi realizado com o equipamento GPR da GSSI (*Geophysical Survey Systems Inc.*), usando antena blindada monoestática na frequência de 200 MHz e antena de baixa frequência (80 MHz) não blindada. Foram adquiridas um total de dose perfis GPR, dez de 200 MHz e dois de 80 MHz na área 2, com espaçamento de 1,5 m entre as antenas, e dois (2) perfis na área 1. As aquisições foram realizadas pela técnica reflexão com afastamento constante, seguindo o mesmo sentido de caminhamento e direção, garantindo assim um imageamento das camadas e estruturas em diversas escalas temporais e espaciais. Essa etapa ocorreu durante duas etapas de campo, setembro/2022.

O processamento digital dos radargramas foi executado usando os *softwares* RADAN® e Reflex View®, o fluxo de processamento consistiu basicamente em: I - correção do tempo zero; II - empilhamento (stacking); III - aplicação de filtros de frequência (passa banda alta e banda baixa); IV - aplicação de ganhos temporais; V - migração, VI - *background removal*; e VII - correção topográfica. A **Tabela 4** apresenta as etapas de processamento adotada e que segue o fluxo de processamento do software RANDAN. Todos os equipamentos e softwares necessários ao trabalho estão à disposição do laboratório de Geodinâmica Superficial (GCN – UFSC).

Etapas	Descrição
Correção do Start Time	Remove os registros nulos, ajustando os traços em função do tempo de chegada da primeira onda direta (onda que se propaga entre as antenas transmissora e receptora).
Stacking (empilhar)	Visa comprimir um perfil GPR muito longo.
Restauração de Ganho	Remove o ganho aplicado durante a aquisição.
Aplicação de filtros	Remove os ruídos de alta e baixa frequência que estão fora da banda de sinal da frequência central da antena utilizada.
Aplicação de ganhos	Aumenta relação sinal ruído, corrigindo os efeitos de perda de sinal relacionados à propagação das ondas.
Stretching (descomprimir)	Descomprime o perfil, voltando ao tamanho real.
Background Removal	Remove os ruídos de fundo provenientes das ondas aéreas e das ondas terrestres diretas, realçando os sinais que variam lateralmente.
Migração	Remove difrações, distorções e hipérbolas associadas a alvos pontuais e/ou estruturas geológicas em subsuperfície.
Correção topográfica	Consiste em corrigir as posições dos refletores, atribuindo a cada traço seu respectivo valor de cota.

Tabela 4. Etapas adotadas no processamento digital dos radargramas. Fonte: Lemos (2017)

Para normatizar a identificação de superfícies, pacotes de estratos e fácies sedimentares, adotou-se os princípios da sismoestratigrafia, tal como abordado por Mitchum Jr. et al. (1977a, 1977b), que se baseia na identificação de padrões de reflexão (como configuração, continuidade, amplitude e frequência), terminações ou limites de reflexão, e a terminologia proposta por Neal (2004). As **superfícies de radar** são semelhantes às superfícies delimitadoras e representam pausas deposicionais ou inconformidades na sequência sedimentar; **Pacotes de radar** são unidades deposicionais que consistem em estratos geneticamente relacionados que são delimitados na base e no topo por superfícies de radar ou superfícies delimitadoras; As **fácies radar** são compostas por conjuntos de refletores com forma, mergulho e continuidade distintos que representam o acamamento e a estrutura interna de uma determinada fácies sedimentar. A Figura 25 apresenta os parâmetros e o fluxo para análise dos refletores.

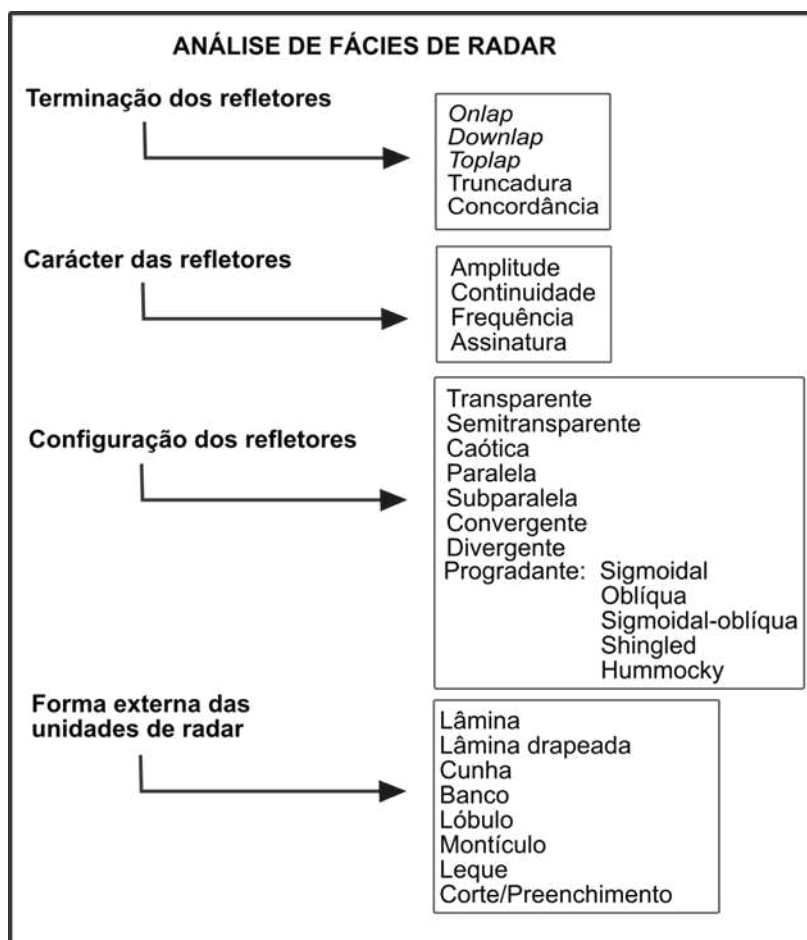


Figura 25. Parâmetros adotados para análise dos refletores. Fonte: Adaptado de Roque (1998).

### 10.2.2 Aquisição e Processamento das Fotografias Aéreas

As fotografias aéreas foram adquiridas com uma Aeronave Remotamente Pilotadas (RPA's), modelo DJI Phantom 4 com *Global Positioning System* (GPS). Este modelo possui câmara acoplada com sensores do tipo *Complementary Metal-Oxide Semiconductor* (CMOS), cerca de 10 mm, o que permite fotos em uma resolução de 12 megapixels (4000 x 3000) e tamanho de pixel de 1.55 x 1.55 µm. Possui lentes de 20 mm, equivalentes ao formato 35 mm, distância focal de 3,61mm e um campo de visão de 94°.

A aquisição das imagens áreas foi realizada em duas etapas, em agosto 2022. Na primeira, o plano de voo foi programado para tirar fotos em uma elevação de 70 m a partir do nível do solo. Esta aquisição foi planejada através do software UgCS utilizando como base informações topográficas da *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM). O objetivo desse primeiro plano de voo foi obter um modelo digital de elevação (MDE) de maior resolução para o planejamento de uma segunda campanha de voo com menor altitude. A segunda etapa



de aquisição foi realizada utilizando como base o MDE gerado na campanha anterior, e com um plano de plano programado para adquirir fotografias a uma altitude de 20 m.

O processamento das aerofotografias foi realizado usando *software Metashape Photoscan 1.4.2*. Este software permite a aplicação do fluxo de trabalho SfM-MVS. Diante disso o processamento das imagens aéreas seguirá como referência o fluxo de trabalho apresentado por Passetto *et al.*, (2020) e Viana *et al.* (2018). O fluxo de processamento envolve basicamente cinco etapas: 1º) Selecionar e alinhar fotos; 2º) Construir nuvem de pontos (esparsa e/ou densa); 3º) Gerar Modelos Digitais de Superfície (MDS) e Modelos Digitais do Terreno (MDT); 4º) Aplicar textura para melhorar o aspecto visual do modelo); 5º) Geração de fotomosaicos.

O alinhamento das fotografias e a geração da nuvem esparsa de pontos foram realizados em qualidade alta utilizando todas as fotos. Posteriormente foi realizada a construção da nuvem densa de pontos, nessa etapa o software aumenta o número de pontos reconstruídos em duas ou três ordens de magnitude, em relação a nuvem esparsa de pontos; em seguida é possível construir a superfície triangulada (mesh) e por fim gerar a texturização do modelo. Todas as etapas foram executadas com qualidade alta, permitindo gerar modelos com resolução entre 8 mm a 2,54 cm por pixel.

#### 10.2.2.1 Modelagem litológica e de aquíferos

Essa etapa compreendeu a elaboração de modelos 3d das litologias e associá-las às unidades hidroestratigráficas e tipos de aquíferos. O método utilizado neste trabalho emprega técnicas de modelagem litológicas baseadas no conceito de “modelagem de sólidos” oferecido pelo *software RockWorks 15*, utilizando algoritmo *krigagem*. Esta metodologia permite realizar a predição de medições e observações em localidades onde o valor da variável seja desconhecido a partir de dados previamente coletados.

Para elaboração desses modelos foram utilizados dados de 10 poços tubulares, disponíveis no site da Secretaria de Desenvolvimento Econômico do estado de Santa Catarina (SDE/SC). A escolha desses poços teve como base a proximidade e por serem mais representativos geologicamente nas áreas de estudo. O banco de dados de poços contém informações sobre a localização, profundidade, nível de água subterrânea e vazão, litologia, textura de sedimentos e elevação registradas pela perfuração do poço. Além disso, para ajustá-los foram criados oito pseudopoços, cinco foram obtidos partir de cinco perfis colunares

levantados na área por Manna *et al.*, *in press*, denominados por PRR004, PRR021, PRR006, PRR020 e PRR22, e três criados a partir MVA'S e GPR levantados neste trabalho, **Tabela 5**.

Poços / Perfis Colunares	UTM - X	UTM - Y	Elevação	NA (m)	Prof. (m)	
Poços tubulares - SDE	DH-01	577741	6919175	890	Seco	185
	DH-02	573134	6922210	899	2,54	100
	DH-03	579085	6916706	893	Seco	54
	DH-04	578965	6917052	892	Seco	40
	DH-05	578441	6932326	870	11,3	118
	DH-06	588549	6911019	1151	87	286
	DH-07	587227	6913205	1097	Seco	137
	DH-08	571131	6913079	1021	9,8	160
	DH-09	573200	6926311	940	10,6	100
	DH-10	572198	6926044	945	22,8	82
	DH-11	579070	6927527	910	27	150
	DH-12	588605	6910410	1117	38,83	210
	DH-13	588677	6930230	890	20,33	64
	DH-14	583254	6910836	1156	16,08	319
Pseudopoços	PRR004	573916	6925580	950		14
	PRR006	574078	6923253	946		10
	PRR020	575148	6920720	910		12,5
	PRR021	574243	6924775	868		14
	PRR022	575988	6919669	884		22
	BT-15	576416	6919890	950		15
	BT-17	583004	6919365	1045		25
	BT-18	583862	6918398	1003		100

Tabela 5. Tabela com os poços e perfis colunares/pseudopoços utilizados para a modelagem litológica e de aquífero.

A elaboração dos modelos consistiu em utilizar os dados litológicos e do nível d'água dos poços tubulares, porém, por se tratar de dados obtidos em uma plataforma pública, vale a pena mencionar que a confiabilidade da descrição litológica depende da amostragem de cortes, dos parâmetros de perfuração (densidade da lama, velocidade de avanço, etc.), bem como da competência do geólogo ou do perfurador. Para suprir essa incerteza foram criados pseudopoços, a partir dos perfis colunares levantados e dos dados geofísicos, para calibrar os modelos de forma a garantir mais representatividade com o cenário geológico local, **Tabela 5**.

Para a elaboração do modelo foi criado um *Grid* tridimensional a partir das coordenadas dos dados de poços, no qual foram determinadas as seguintes dimensões para a geração do *Grid* 300 m (X) × 300 m (Y) × 2 (Z), as quais estão relacionadas com a resolução do modelo.

A discretização consistiu em 38 X-nodes 28 Y-nodes e 98 Z-node, resultando em 104.272 nodes, em um volume de *voxel* de 180.000,0 m<sup>3</sup> e num volume de sólido em torno de 18.768.960.000,0 m<sup>3</sup>.

## 11 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para padronizar a identificação de superfícies, pacotes estratigráficos e fácies sedimentares, aplicou-se os princípios da sismoestratigrafia conforme descrito por Mitchum Jr. *et al.* (1977a, 1977b). Esses princípios são baseados no reconhecimento de padrões de reflexão (incluindo configuração, continuidade, amplitude e frequência) e terminações ou limites de reflexão. Além disso, adotou-se a terminologia proposta por Neal (2004). As superfícies de radar são semelhantes às superfícies de limite e representam quebras deposicionais ou inconformidades na sequência sedimentar; os pacotes de radar são unidades deposicionais que consistem em estratos geneticamente relacionados que são delimitados na base e no topo por superfícies de radar ou superfícies de limite; as fácies de radar consistem em conjuntos de refletores com formato, inclinação e continuidade distintos que representam a estrutura interna e de estratificação de uma determinada fácies sedimentar. Em vista disso e após o processamento dos radargramas obtidos com as antenas de 200 e 80 MHz, foi possível individualizar um total de cinco fácies radar e quatro superfícies de limites, **Tabela 6**, definidas como: as fácies radar Rf-1, Rf-2 e Rf-3 foram associadas ao Membro Morro Pelado (Fm. Rio do Rasto); as fácies radar Rf-4a, Rf-4b e Rf-5 foram relacionadas à Formação Botucatu. A SU corresponde à superfície de discordância que divide as unidades, as S-3 são as superfícies internas das fácies radar Rf-3 e Rf-4a, A Superfície Interduna (IS) corresponde às superfícies basais que limitam as fácies radar Rf-4a, Rf-4b e Rf-5; S-4 ocorre entre Rf-1, Rf-2 e Rf-3, e divide unidades deposicionais distintas. Os resultados e discussões deste trabalho são apresentados de acordo com as ordens hierárquicas e se encontram de forma mais descritiva no artigo científico submetido à *Brazilian Journal Geophysics*, em anexo a esta dissertação.

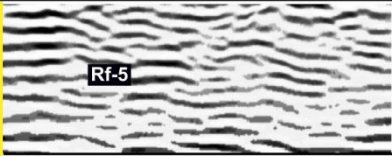
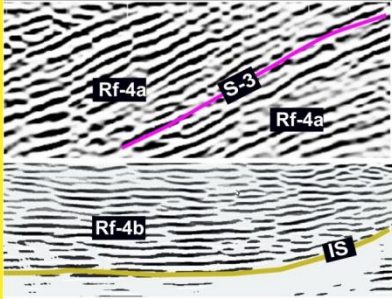
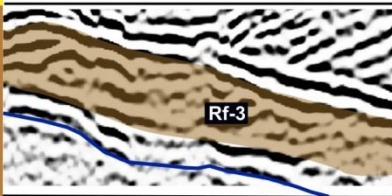
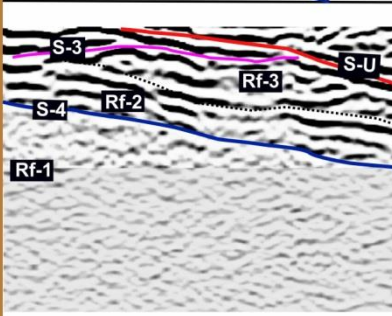
	Radar Facies and Surfaces	Description	Interpretation
Botucatu Fm.		Characterized by subhorizontal reflectors (maximum dip of 5°) with moderated continuity and amplitude signal, around 0,315789 laterally extensive (more than 75 meters). These radar facies are truncated by subhorizontal high amplitude	Subhorizontal reflectors suggest sets with low-angle cross-stratification. From the surface outcrop, this radar facies corresponds to low-angle inclined wind-ripple strata. The predominance of climbing translent strata suggests deposition by wind ripples in an interdune context, sandsheets or dune plinth
		Sigmoidal to tangential reflectors with dip angles varying between 25° and 28° in the NW direction. Internally, the reflectors can be subdivided into subsets, which are themselves bounded by inclined surfaces (S-3) that dip up to 25°. In the transverse profile the Rf-4a present concave-upward reflections (Rf-4b) with strong amplitudes and good continuity.	The trough-tangential pattern of cross-stratification indicates deposition of 3D-crescentic bed forms. The inclined bounding surfaces (S-3) that occur internally within cross-bedded sets and which dip in a similar direction to the cross-strata are most readily interpreted as
Rio do Rasto Fm.		RF-3 comprises a low to medium amplitude, gently dipping reflections to 19°. reflectors are organized in a thin wedge shaped, with dimensions of about 1.5 meters thick and 60 meters lateral extent, passing laterally to the radar facies Rf-1. The reflectors at the top are cut off by surface SU.	the radar facies Rf-3 is interpreted as a set of cross-stratification. From the surface columnar profile these radar facies suggest deposition by migrating eolian dunes (Hunter, 1977).
		<p>RF-2 is characterized by sub-parallel, moderately inclined reflectors with good to moderated continuity and moderated amplitude signal, around 0.041372. Rf-2 is structured in a tabular geometry, 1 meter thick and 30 m lateral extent. The reflectors at the base are cut off by surface S-4</p> <p>RF-1 presents discontinuous and disorganized reflectors, sub-parallel to undulating, moderately inclined, with low amplitude signal, around 0.006705. The reflectors are truncated by the SU and they end in to lap against the S4</p>	<p>The presence of sub-parallel, moderately inclined reflectors with good to moderated continuity suggests horizontally stratified deposits. In correlation with the outcrop profile, this radar facies represents very fine- to fine-grained sandstones with low-angle cross-stratification interlayered with very fine-grained sandstones with adhesion structures</p> <p>The presence of discontinuous, disorganized reflectors indicates low resistivity deposits. In conjunction with the outcrop profile, it is possible to correlate this radar facies with laminated (facies FI) and massive mudstones (facies Fm) and heterolithic deposits (facies Ht)</p>

Tabela 6. Descrição e interpretação das radarfácies e superfícies limites.

## REFERÊNCIAS

- AGISOFT. *Agisoft Metashape User Manual: Professional Edition, Version 1.5*. [S.l.], 2019. 145 p. Disponível em: <https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro{\ }1{\ }5{}>.
- Alessandretti, L; Machado, R. Geocronologia e geoquímica isotópica do Grupo Passa Dois (Permiano) na borda Leste da Bacia do Paraná (estados de Santa Catarina e São Paulo, Brasil). 2017. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.
- Alessandretti, L; Warren, L.V; Machado, R; Novello, V.F.; Sayeg, I.J. Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 326, p. 1-15, 2015. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.007> > DOI: 10.1016/j.sedgeo.2015.06.007.
- Alpay, O.A. 1972. A practical approach to defining reservoir heterogeneity. *Journal of Petroleum Technology*, **24**, 841-843.
- Ahlbrandt, T.S; Fryberger, S.G. 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: *Recent and Ancient Non-Marine Depositional Environments: Models for Exploration (Eds F.G. Ethridge and R.M. Flore)*, *SEPM.Spec. Publ.*, **31**, 293–314.
- Araújo L.M., França A. B., Potter P.E. 1995. Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai; Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. Curitiba, *UFPR PETROBRÁS, Mapas.escala 1:2.500.000*.
- Azevedo, K.L. 2018. Novos Registros de Temnospondyli do Sítio São Jerônimo da Serra da Formação Rio do Rasto (Permiano/Médio Superior) do Estado do Paraná Brasil: Implicações Taxônomicas, Tafonômicas, Paleoambientais e Bioestratigráficas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2015p.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Royal Society of London, Proceedings Series A*. **225**, 49 – 63.
- Bállico, M.B., Scherer, C.M. S., Mountney, N.P., Souza, E.G., Reis, A.D., Gabaglia, G.R., Magalhães, A.J.C. 2017. Sedimentary cycles in a mesoproterozoic aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil. *Sedimentary Geology*, v. **349**, 1-14, mar. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.12.008>
- Bergamaschi, S. 1999. Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil.

- Bongiolo, D.E., Scherer, C.M. 2010. Facies architecture and heterogeneity of the fluvial–aeolian reservoirs of the sergi formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **27**(9), 1885-1897. 1016/j.marpetgeo.2010.07.015.
- Bigarella, J.J.e Salamuni, R. 1961. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. *Geological Society American Bulletin*. **72**, p.1089-1106.
- Botha, G. A. *et al.* 2003. Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **211**, p. 29-46.
- Bristow, C. S.; Chroston, P. N; Bailey, S. D. 2000. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. *Sedimentology*, **47** (5), 923-944.
- Bristow, C. S.; Lancaster, N.; Duller, G. A. T. 2005. Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia. *Journal Of The Geological Society*, **162** (2), 315-321. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764903-120>.
- Bristow, C; Pugh, J; Goodall, T. I. M. 1996. Internal structure of aeolian dunes in Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, **43** (6) 995-1003.
- Brookfield, M. E., Silvestro, S. 2011. Eolian systems: In James, N.P., and Dalrymple, R. W., eds. *Facies Model 4: GeoText 6*, Geological Association of Canada, St. John's, Toronto, Ontario. 139-166.
- Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24** (3), p. 303-332.
- Carrivick, J. L.; Smith, M. W.; Quincey, D. J. 2016. Structure from Motion in the Geosciences. [S.l.]: *John Wiley & Sons*, 2016.
- Chandler, M.A., Kocurek,G., Goggin, D.J., Lake, L.W. 1989. Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, Northern Arizona. *AAPG bulletin*, **73** (5), 658-668.
- Coelho, F. L. C. T.; Brito, J. L. N. e S. Fotogrametria Digital. Rio de Janeiro: *EdUERJ*, 196p. 2007.
- Chilingar, G. V. 1963. Relationship between porosity, permeability, and grain-size distribution of sands and sandstones. *In Developments in sedimentology*.**1**, 71-75.
- Crabaugh, M., Kocurek, G. 1993. Entrada sandstone: an example of a wet aeolian system. *Geological Society, London, Special Publications*, **72** (1), 103-126.
- Da Silva, F. G., & Scherer, C. M. D. S. 2000. Fácies, Associação de Fácies e Modelo Depositional dos Arenitos Eólicos da Formação Botucatu (Cretáceo Inferior) na Região Sul de Santa Catarina. *Pesquisas em Geociências*, **27**(2), 15-30.

- Davis, J. L.; Annan, A. P. 1989. Ground-Penetrating Radar For High-Resolution Mapping Of Soil And Rock Stratigraphy1. *Geophysical Prospecting*, **37** (5) 531-551. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x>.
- Eltom, H.A. *et al.* 2017. Three-dimensional outcrop reservoir analog model: A case study of the Upper Khuff Formation oolitic carbonates, central Saudi Arabia. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **150**,115-127. <http://dx.doi.org/10.1016/j.petrol.2016.11.035>.
- Feitosa, F. A. C., Manoel Filho, J., Feitosa, E. C., Demetrio, J. G. A. 2008. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM.
- Forte, E., Pipan, M., Casabianca, D., Di Cuia, R., & Riva, A. 2012. Imaging and characterization of a carbonate hydrocarbon reservoir analogue using GPR attributes. *Journal of Applied Geophysics*, **81**, 76-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.009>.
- Freeze, R. A.; Cherry, J. A. 1979. Groundwater. New Jersey: Prentice-Hall, 604 p.
- Fryberger, S.G., Al-Sari, A.M., Clisham, T.J. 1983. Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran Area, Saudi Arabia. *AAPG Bulletin*, **67** (2), p. 280-312.
- Galloway, W.E., Hobday D.K. 1996. Facies characterization of reservoirs and aquifers. terrigenous clastic depositional systems. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 426-444.
- Giannini, P. C. F. 2007. Sistemas deposicionais eólicos no Quaternário costeiro do Brasil.
- Greeley, R., Iversen, J. 1985. Wind as a geological process. In *Wind as a Geological Process: On Earth, Mars, Venus and Titan* (Cambridge Planetary Science Old, pp. 1-32). Cambridge: *Cambridge University Press*. doi:10.1017/CBO9780511573071.002
- Glennie, K.W. 1970. Desert Sedimentary Environments. *Elsevier, Amsterdam*, 222 p.
- Glennie, K.W. 1972. Permian rotliegendes of northwest europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *AAPG Bulletin*, **56** (6), p. 1048-1071.
- Gordon JR., M. 1947. Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Boletim DNPM - DGM*, Rio de Janeiro, **38**, 20.
- Goudie, A; Livingstone, I; Stokes, S. 1999. Aeolian environments, sediments, and landforms.
- Hodgetts, D. 2013. Laser scanning and digital outcrop geology in the petroleum industry: A review. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier Ltd, **46**, p. 335–354, 2013. ISSN 02648172. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.014>>.
- Holz, M., França, A. B., Souza, P. A., Iannuzzi, R., & Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America.

Journal of South American Earth Sciences, 29(2), 381-399.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.004>.

Howell, J. A.; Martinius, A. W.; Good, T.R. 2014. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. *Geological Society, London, Special Publications*, **387** (1), 1-25. <http://dx.doi.org/10.1144/sp387.12>.

Hunter, R.E., Richmond, B.M., Alpha, T. 1983. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 1450-1465.

Hunter, R.E. 1981. Stratification styles in eolian sandstones: some pennsylvanian to jurassic examples from the western interior USA. In: FG Ethridge, RM Flores (eds) Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **31**, 315-329

Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**, (3), 361-387.

Haldorsen, Helge H. Simulator parameter assignment and the problem of scale in reservoir engineering. *Reservoir characterization*, **6**, 1986. James, M. R.; Robson, S. 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **117**, n. F3,

James, Michael R.; Robson, Stuart. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **117**, n. F3, 2012.

Jones, F. H. 2015. Arquitetura de fácies, modelo deposicional e evolução estratigráfica do sistema eólico permiano do membro caldeirão da Formação Santa Brígida. 76 f. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Kocurek, G. 1981a. Erg reconstruction: The Entrada sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **36** (1-2) p. 125-153.

Kocurek, G. 1981b. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, **28**, p. 753-780.

Kocurek, G., Dott, R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal Sedimentary Petrology*, **51**, p. 579-595.

Kocurek, G., Fielder, G. 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Research*, **52**(4), p. 1229-1241.

Kocurek, G.; Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheet. *Sedimentology*, **33**, p. 795-816.



- Kocurek, G., Hunter, R.E. 1986. Origin of polygonal fractures in sand, uppermost Navajo and Page sandstones, Page, Arizona. *Journal of Sedimentary Research*, **56** (6) p. 895-904.
- Kocurek, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – Bounding Surfaces Revisited. *Sedimentary Geology*, **56**, p. 193-206.
- Kocurek, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**, p. 43-75.
- Kocurek, G., Havholm, K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - A Conceptual Framework. In: Weimer, P. e Posamentier, H.W. (Eds.). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments And Applications*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Special publication, **52**, p.393-409.
- Kocurek, G., H.G. Reading. 1996. "Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy." *Oxford, Blackwell Science*, p 125-153.
- Krause, F. F., Collins, H. N., Nelson, D. A., Machemer, S. D., & French, P. R. 1987. Multiscale anatomy of a reservoir: geological characterization of Pembina-Cardium pool, west-central Alberta, Canada. *Aapg Bulletin*, **71** (10), 1233-1260.
- Kroth, M. 2018. Modelos virtuais de afloramento aplicados à estratigrafia de sequências e modelagem de análogos de reservatório fluvial na Bacia Lusitânica.
- Lavina E. L. Geologia Sedimentar e Paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano - Citiano) da Bacia Do Paraná. 1991. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul.
- Lindquist, S. J. 1988. Practical characterization of eolian reservoirs for development: Nugget Sandstone, Utah—Wyoming thrust belt. *Sedimentary Geology*, **56**(1-4), 315-339.
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., e Chipman, J.W., 2015, *Remote Sensing and Image Interpretation: 7th edn.*, Wiley, 736 p
- Lupe, R; Ahlbrandt, T.S. 1979. Sediments of the ancient eolian environment--reservoir inhomogeneity. *McKee (Editor), A Study of Global Sand Seas. US Geol. Surv., Prof. Pap*, **1052**, p. 241-251.
- Machado, J. L. F. 2013. Mapa hidrogeológico do estado de Santa Catarina.
- Massaro, L., Corradetti, A., Vinci, F., Tavani, S., Iannace, A., Parente, M., & Mazzoli, S. 2018. Multiscale fracture analysis in a reservoir-scale carbonate platform exposure (Sorrento Peninsula, Italy): implications for fluid flow. *Geofluids*. 1-10.
- McKee, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. In: *A study of global sand seas*. Professional Paper, p. 1-19.

- Meghioratti, T. Estratigrafia De Sequências das Formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na Porção Nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo. 2006. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 134p.
- Miall, A. D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, Germany.
- Middleton, G., Southard, J. 1984. Mechanics of Sediment Movement, SEPM Short Courses Notes Ser., **3**, *Soc. for Sediment. Geol., Tulsa, Okla.*
- Milani, E.J., Gonçalves De Melo, J.H., De Souza, P.A., Fernandes, L.A. and França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, **15**, 265–287.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.
- Mountney, N.P. 2006b. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, [S.L.], **53** (4), p. 789-823, ago. 2006. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00793.x>.
- Mountney, N.P. 2006a. Eolian Facies Models. *In: Facies Models Revisited (Eds H. Posamentier and R.G. Walker)*. SEPM Mem., **84**, p.19 – 83
- Mountney, N., Howell, J. 2000. Aeolian Architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, **47**, p. 825-849.
- Neal, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, **66**(3-4), 261-330. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>.
- Neal, A; Roberts, C. L. 2001. Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. *Sedimentology*, **48** (4). 791-810.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley e Sons.p. 114-127.
- Oliveira, M. A.T. de; Santos, J. C.; Lemos, R. 2020. 80,000 years of geophysical stratigraphic record at the Serra da Capivara National Park, in northeastern Brazil: uncovering hidden deposits and landforms at a canyon's floor. *Journal Of South American Earth Sciences*, **104**, 102691. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102691>.
- Pasetto, G. A., Gonçalves, O. G., Guadagnin, F., & dos Santos, E. G. 2020. Modelagem Geológica Implícita em Mina de Mármore no Complexo Metamórfico Passo Feio, Rio Grande do Sul, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, **43**(4), 202-217.

- Pringle, J. K., Clark, J. D., Westerman, A. R., Morgan, B. E. F., Gardiner, A. R., Crawford, D. C., & Green, S. 1999. A novel technique integrating digital photogrammetry with geological and geophysical data to acquire 3D architectures at Alport Castles, Derbyshire, UK. In BSRG Annual Conference, Edinburgh. Annals, p. 2–3.
- Pringle, J. K., Westerman, A. R., Clark, J. D., Drinkwater, N. J., & Gardiner, A. R. 2004. 3D high-resolution digital models of outcrop analogue study sites to constrain reservoir model uncertainty: an example from Alport Castles, Derbyshire, UK. *Petroleum Geoscience*, **10** (4), 343-352.
- Pye K., Tsoar H. 1990. *Aeolian Bedforms*. In: Aeolian sands and sand dunes, 152-213.
- Pye, K., Tsoar, H. 2008. *Aeolian sand and sand dunes*. Springer Science & Business Media.
- Queiroz, R.G.B. 2017. Facies sedimentares e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião, fase rifte da Bacia de Jatobá, Pernambuco, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.
- Ullman, S. 1979. The interpretation of structure from motion. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B. Biological Sciences*, **203** (1153), 405-426.
- Rebouças, A. D. C. 1976. Recursos hídricos subterrâneos da bacia do Paraná: Análise de pré-viabilidade. Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Rodrigues, A. D. 2015. Caracterização faciológica e estratigráfica dos depósitos Flúvio-eólicos da Formação Pirambóia, permo-triássico da Bacia do Paraná, Oeste do Rio Grande.
- Roisenberg, H. B. 2020. Modelos virtuais de afloramento: aplicação na estratigrafia de alta resolução em sistemas fluviais entrelaçados.
- Rohn, R. 1994. Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. São Paulo-SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 327p.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, **29**, 121-138.
- Riccomini, C.; Santánnia, L. G.; Tassinari, C. C. G. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP, São Paulo*, n.95, p.33-42, 2012.
- Sallenger, A.H., 1979. Inverse grading and hydraulic equivalence in grain-flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*. **49**, 553 – 562.
- Sawakuchi, A.O. 2006. Morfometria e simulação numérica de campos de dunas costeiras: estudo baseado em exemplos brasileiros. 319 f. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Scheibe, L. F. 1986. Geologia e petrologia do Distrito Alcalino de Lages. Universidade de São Paulo, São Paulo.

- Scherer, C.M.S. 1998. Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Neocomiano) no Estado do Rio Grande do Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Scherer, C.M.S. 2008. Ambientes Fluviais. Capítulo IV: Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil- organizadores: Pedreira da Silva, A.J.C.L.; Aragão, M.A.N.F.; Magalhães, A.J.C. *Editora BECA*. São Paulo.
- Scherer, C. M. S., Tomazelli, L. J., & Goldberg, K. 2007. Construção, acumulação e preservação do Paleórg Botucatu. *IANUZZI, R., FRANTZ, JC (ed.)*, **50**, 283-298.
- Scherer, C. M. S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, **137**(1-2), 63-84.7
- Schemiko, D. C. B. A sedimentação do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná: Preenchimento de Bacia Interior por sistemas fluviais distributários. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 181p, 2013.
- Schemiko, D. C. B; Vesely, F. F; Fernandes, L. A; Soweck, G. A; 2014. Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, **14**, n. 3, p. 29-46.
- Seitz, S. M., Curless, B., Diebel, J., Scharstein, D., & Szeliski, R. 2006. A comparison and evaluation of multi-view stereo reconstruction algorithms. *In 2006 IEEE computer society conference on computer vision and pattern recognition (CVPR'06)*, **1**, 519-528.
- Sgavetti, M. Photostratigraphy of Ancient Turbidite Systems. In: [S.l.: s.n.], 1991.
- Smith, M. W; Carrivick, J. L.; Quincey, D. J. 2016. Structure from motion photogrammetry in physical geography. *Progress in physical geography*, **40**, (2), 247-275.
- Soares, A. P. 2008. Variabilidade espacial no Sistema Aquífero Guarani: controles estratigráficos e estruturais.
- Souza, A. D. M. 2013. Proposta metodológica para o imageamento, caracterização, parametrização e geração de modelos virtuais de afloramentos.
- Soweck, G.A. 2013. Caracterização de heterogeneidades em reservatórios fluviais a partir do estudo de análogo da Formação Rio do Rasto, Bacia do Paraná.
- Sturzenegger, M., e Stead, D., 2009a, Close-range terrestrial digital photogrammetry and terrestrial laser scanning for discontinuity characterization on rock cuts: *Engineering Geology*, **106**, no. 3-4, p. 163–182, doi: 10.1016/j.enggeo.2009.03.004, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0013795209000556>.

- Tavani, S., Granado, P., Corradetti, A., Girundo, M., Iannace, A., Arbués, P., ... & Mazzoli, S. 2014. Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran). *Computers and Geosciences*, Elsevier, **63**, p. 44–53, 2014.ISSN 00983004. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2013.10.013>>.
- Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Saint-Bezar, B., Zordan, E., Zeyen, H., & Mouche, E. 2021. Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic). *Marine and Petroleum Geology*, **123**, 104772.
- Viana, C. D. *et al.* 2018. 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*, **48**, n. 4, p. 839–852.
- Warren, L. V., Almeida, R. P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L. F., Steiner, S. D. S., & Chamani, M. A. C. 2008. 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*, **38**(2), 213-227.
- Weber K.J.; Van Geuns LC. 1990. Framework for constructing clastic reservoir simulation models. *Journal of Petroleum Technology* **42** (10), 1248-1297.
- Wilson, I.G. 1972. Aeolian bedforms - their development and origins. *Sedimentology*, **19** (3-4), p. 173-210.

# ANEXO - ARTIGO CIENTÍFICO -

19/04/24, 19:35

Email – Regi lemos – Outlook

Brazilian Journal of Geophysics - Manuscript ID GeoPhys-2024-0007

Adriana Reis Xavier <onbehalf@manuscriptcentral.com>

Sex, 19/04/2024 17:47

Para:regi.lemos@hotmail.com <regi.lemos@hotmail.com>

19-Apr-2024

Dear Mrs. Lemos:

Your manuscript entitled "GROUND PENETRATING RADAR (GPR) APPLIED TO IDENTIFY DEPOSITIONAL HETEROGENEITIES IN AQUIFERS OF THE PARANÁ BASIN, BRAZIL" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the Brazilian Journal of Geophysics.

Your manuscript ID is GeoPhys-2024-0007.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/brajgeophys> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/brajgeophys>.

Thank you for submitting your manuscript to the Brazilian Journal of Geophysics.

Sincerely,  
Brazilian Journal of Geophysics Editorial Office

## Submission Confirmation

 Print

---

Thank you for your submission

---

**Submitted to**  
Brazilian Journal of Geophysics

**Manuscript ID**  
GeoPhys-2024-0007

**Title**  
GROUND PENETRATING RADAR (GPR) APPLIED TO IDENTIFY DEPOSITIONAL HETEROGENEITIES IN AQUIFERS OF THE PARANÁ BASIN, BRAZIL

**Authors**  
Lemos, Reginaldo  
Bállico, Manoela  
de Oliveira, Marcelo  
Guadagnin, Felipe  
Manna, Monica  
Metzner, Mariah  
Feitosa, Amanda

**Date Submitted**  
19-Apr-2024

# **GROUND PENETRATING RADAR (GPR) APPLIED TO IDENTIFY DEPOSITIONAL HETEROGENEITIES IN AQUIFERS OF THE**

**<sup>1</sup>Reginaldo Lemos, <sup>1</sup>Manoela Bettarel Bállico, <sup>1</sup>Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira, <sup>2</sup> Felipe Guadagnin, <sup>3</sup>Monica Oliveira Manna, <sup>1</sup>Mariah Metzner, <sup>1</sup>Amanda de Souza Carvalho Feitosa**

<sup>1</sup>Federal University of Santa Catarina, Department of Geology, 88040900, Florianópolis, Brazil, <sup>2</sup>Federal University of Pampa, 96570000, Caçapava do Sul, Brazil, <sup>3</sup>Federal University of Rio Grande do Sul, Institute of Geosciences, 90650001, Porto Alegre, Brazil.

*Area: Near-Surface Geophysics, Environmental and Forensic Geophysics*

## **ABSTRACT**

The Rio do Rasto and Botucatu Formations represent the main aquifer reservoirs in the state of Santa Catarina. The vertical facies succession of these formations comprises reservoirs formed by a complex fluvial-eolian interaction. The analysis of the depositional architecture, the use of geophysical data and high-resolution (cm) virtual outcrop models of these reservoirs improved the understanding of heterogeneities at different scales and allowed the development of lithological and aquifer models that demonstrate this interaction. At megascopic scale, the reservoirs are composed of composed of fine-grained sediments intertongue by with small sandy bodies deposited in a context fluvio-eolian, and large eolian dunas deposited in a context dry eolian system. At macroscopic scale, the river reservoir presented more vertical and lateral heterogeneities in relation to the wind reservoir, unconformity surface and clay layers act as its main flow barriers. Based on their geometric relationships, the reservoirs related to fluvial-eolian interaction formed two types of aquifer reservoirs on a macroscopic scale: (I) essentially eolian reservoir presented good lateral continuity of eolian packages and relatively homogeneous stratigraphic correlation and (II) while the reservoir made up of fluvial-eolian packages are more heterogeneous, as they are more compartmentalized and have a complex stratigraphic correlation

**Keywords:** Fluvial - eolian reservoirs; Ground-penetrating radar (GPR); Botucatu Fm.; Virtual models

### INTRODUCTION

Deposits originating from fluvial-eolian systems constitute important water/oil/gas reservoirs due to their high permeability and porosity characteristics (Riccomini; Sant'anna; Tassinari, 2012). However, these reservoirs present diverse depositional (textural intercalations, types of stratification and layer architecture) and/or post-depositional (compaction, cementation and tectonic deformations) heterogeneities (Galloway, 1996), which can compartmentalize and make them unproductive.

To understand these heterogeneities at their different scales (micro, meso and macro) and their relationships with petrophysical parameters (porosity and permeability), various data are needed, such as stratigraphic profiles, wells, geophysical surveys, as well as digital aerial photogrammetry to generate virtual models of outcrops (DOM).

Among the equipment that allows acquiring such data, GPR and the use of Remotely Piloted Aircraft (RPA's) stand out, which have the capacity to provide images of features in high resolution (cm scale), in shallow subsurface (up to 100 meters in depth) and surface, mainly in outcrops that are difficult to access.

Research involving the application of the GPR method is found in several authors such as: Davis and Annan (1989), Pringle et al., (2004), Forte et al., (2012) Neal (2004); Oliveira et al. (2020). In the context of river and wind environments, we highlight the work of Bristow et al. (1996; 2000; 2005), (Bongiolo and Scherer, 2010); Botha et al. (2016), Bállico et al., (2017), Neal and Roberts (2001), Van Overmeeren (1998); Souza (2013). The works that address the characterization of reservoir heterogeneities based on MVA can be found in Eltom et al., (2017), Massaro et al. (2018); Kroth (2018); Howell et al., (2020), Roisenberg (2020) and Thomas et al., (2021).

The State of Santa Catarina is made up of a succession of hydrostratigraphic units that represent all geological domains from the Pre-Cambrian to the Cenozoic (Machado, 2013). Among them, the Rio do Rasto and Botucatu Formations stand out. The Rio do Rasto Hydrostratigraphic Unit occurs along the band of outcrops of Gondwanic sedimentary rocks, in lower contact with the Teresina Unit, and in its upper portion in contact with the Botucatu Hydrostratigraphic Unit. That unit is characterized by presenting different lithological sets, which are subdivided into the Serrinha and Morro Pelado Members.

In general terms, the Serrinha Member is made up of fine, well-sorted sandstones, interspersed with gray-green, brownish, burgundy and reddish siltstones and mudstones, and may locally contain lenses or horizons of marly limestone; Morro Pelado, they are made up of lenses of fine, reddish sandstones, interspersed with purplish siltstones and mudstones (Machado, 2013).

The Botucatu Hydrostratigraphic Unit makes up the Guarani Aquifer System (SAG), which is composed of the Piramboia and Botucatu Formation (Rebouças, 1976). Because of its high porosity, permeability, homogeneity, continuity and dimensions, the SAG is considered one of the largest aquifer systems in the world (Machado, 2013). However, the contrast between the fluvial/lacustrine lithologies of the Piramboia Formation and the eolian lithologies of Botucatu may confer a certain anisotropy and heterogeneity to the SAG. Given this, and because the SAG behaves like a multilayer aquifer, based on



the conception of a large aquifer system, it has an unknown architecture on a macro scale, as well as the influence it can exert on its reserves and water quality. (Machado, 2013). This author also highlights that the existence of tectonic compartmentalization into blocks generated by structural discontinuities makes it difficult to characterize it as a typical transboundary aquifer with continuous flow.

Among these lithologies, the sandstones of Botucatu Fm. are considered one of the best reservoirs in the SAG, presenting an average porosity of 17% and hydraulic conductivity of 0.2 to 4.6 m/day (Araújo et al., 1995). Deposited in an aridization context, this formation presents records of eolian deposits associated with extensive ergs (dune fields) of Jurassic-Cretaceous age (Milane et al., 2007; Warren, 2008; Soares, 2008). From a compositional point of view, Botucatu Fm. is mainly made up of fine-to medium-grained quartz sandstones, whitish, yellowish and pink in color, well selected, regularly classified, silt-clay, quartzo, with sub-rounded grains (Milane et al., 2007, Machado, 2013).

In this context, the present work aims to differentiate, using GPR and aerial photogrammetry, internally and externally the depositional architecture of the fluvio-eolian deposits of the Rio do Rasto and Botucatu Formations, individualizing the connections, compartmentalizations and the main associated heterogeneities

## STUDY AREA LOCATION

The geological interval under study is located near the municipalities of Lages and Painei, located in the Santa Catarina Plateau region, **Figure 1**. Three specific areas were selected for the development of the research: Area I, located adjacent to SC-114 highway, towards the city of Painei, where the Rio do Rasto and Botucatu formations are mapped; Areas II, located near Devil's Throat River.

Geomorphologically, the areas are located on the SE margin of the Lages Dome. This structure has a concentric geometry, slightly elongated in the NW-SE axis, whose uplift and erosion, due to the intrusion of alkaline magmatism into the structure, exposed stratigraphic units of Permian and Early Cretaceous age, such as Rio do Rasto and Botucatu formations (Scheibe, 1986).

## GEOLOGICAL SETTING

The Paraná Basin is an intracratonic basin that covers an area of approximately 1,400,000 km<sup>2</sup>, of which 1,100,000 km<sup>2</sup> are on Brazilian territory, with the remainder distributed between Paraguay, Argentina and Uruguay, (Bergamaschi, 1999, Milani et al., 2007). The geometric shape of the basin resembles an ellipse with a major axis N-S, whose evolution took place during the Paleozoic and Mesozoic, starting from a gulf open to the Panthalassa Ocean and later becoming an intracratonic depression due to the convergent movement between Gondwana and the oceanic crust (Milani et al., 2007).

The basin is filled by a sedimentary-magmatic package, approximately seven thousand meters long, deposited between the Late Ordovician and the Late Cretaceous (Milani et al. 2007). Six second-order allostratigraphic units or supersequences are recognized in it, individualized by interregional unconformity surfaces (Milani, 1997), these units are: 1) Rio Ivaí (Ordovician-Silurian); 2) Paraná

(Devonian); 3) Gondwana I (Carboniferous-Eotriassic); 4) Gondwana II (Meso to Neo-Triassic); 5) Gondwana III (Neo-Jurassic-Eocretaceous) and 6) Bauru (Neo-Cretaceous). The first three supersequences (Rio Ivai, Paraná and Gondwana I) record cycles of transgression of sea level regression in the Paleozoic, while the last three (Gondwana II, Gondwana III and Bauru) are formed by continental sedimentary sequences (Mesozoic) and association of igneous rocks. Which, the Gondwana I and III supersequence include the Rio do Rasto and Botucatu Formation respectively.

The Rio do Rasto Formation has a maximum thickness of 600 m (Scherer et al., 2023) and can be further subdivided into the Serrinha and Morro Pelado Member. The Serrinha Member, with a thickness ranging from 150 to 250 meters, primarily consists of siltstones and fine sandstones. In contrast, the Morro Pelado Member, with a thickness of 250 to 300 meters, is composed of fine to medium sandstones, siltstones, and secondary reddish mudstones (Holz et al., 2010).

Deposited in an arid environmental context, the Morro Pelado Member is predominantly characterized by creamy yellowish, purplish and reddish siltstones and sandstones with lenticular and sigmoidal geometry, its thickness can vary from decimetric to metric (Meghioratti, 2006, Rohn, 2007, Warren et al., 2008, Holz et al., 2010, Shemiko et al., 2014, Alessandreti et al., 2015). Due to this association, several depositional paleoenvironments have been proposed, however, there is a consensus that the deposition of the Morro Pelado Member occurred in more arid circumstances associated with continental systems (Lavina, 1991; Rohn, 1994; Warren et al., 2008, Holz et al., 2010; Schemiko et al., 2014; Azevedo, 2018, Alessandretti et al., 2016; Toledo et al., 2023).

Botucatu Fm. is composed of fine to medium, and occasionally coarse, well-sorted light sandstones, with rounded, highly spherical grains with large to small channeled or planar cross-stratifications (Scherer 2000; Silva & Scherer 2000; Soares 2008). A facies study carried out by Scherer (2000) indicates that the main dune morphologies related to Botucatu Fm. are simple crescents, compounds and complex linear dunes. According to Soares (2008), the origin of this formation dates back to extensive ergs associated with desert subenvironments, indicated by wadis deposits, with basal rudaceous facies and lacustrine deposits indicated by laminated pelitic facies. Previous studies indicate that the direction of sand transport and dune migration occurred to the northeast, suggesting that the source area was to the west/southwest (Bigarella & Salamunni, 1961; Scherer, 1998). The Botucatu Fm. is limited at the base by a regional unconformity developed on the fluvio-lacustrine deposits of the Rio do Rasto Fm. while the upper contact is concordant with Serra Geral Fm. (Da Silva & Scherer 2000). According to Gordon Jr. (1947), this basal unconformity highlights the limit between the Paleozoic and Mesozoic eras. However, the contact relationship with the underlying units is still a topic of discussion and there are different interpretations for each location, as discussed by Soares (2008).

In the study area, the Morro Pelado Member is composed of 15 lithofacies, **Table 1** and **Figure 2**, that were grouped into five architectural elements, characterizing this unit as distributive fluvial systems in a terminal context, while the Botucatu Formation is dominated by two lithofacies, **Table 1** and **Figure 3**, being interpreted as dry eolian systems (Scherer, 1998 and 2000).

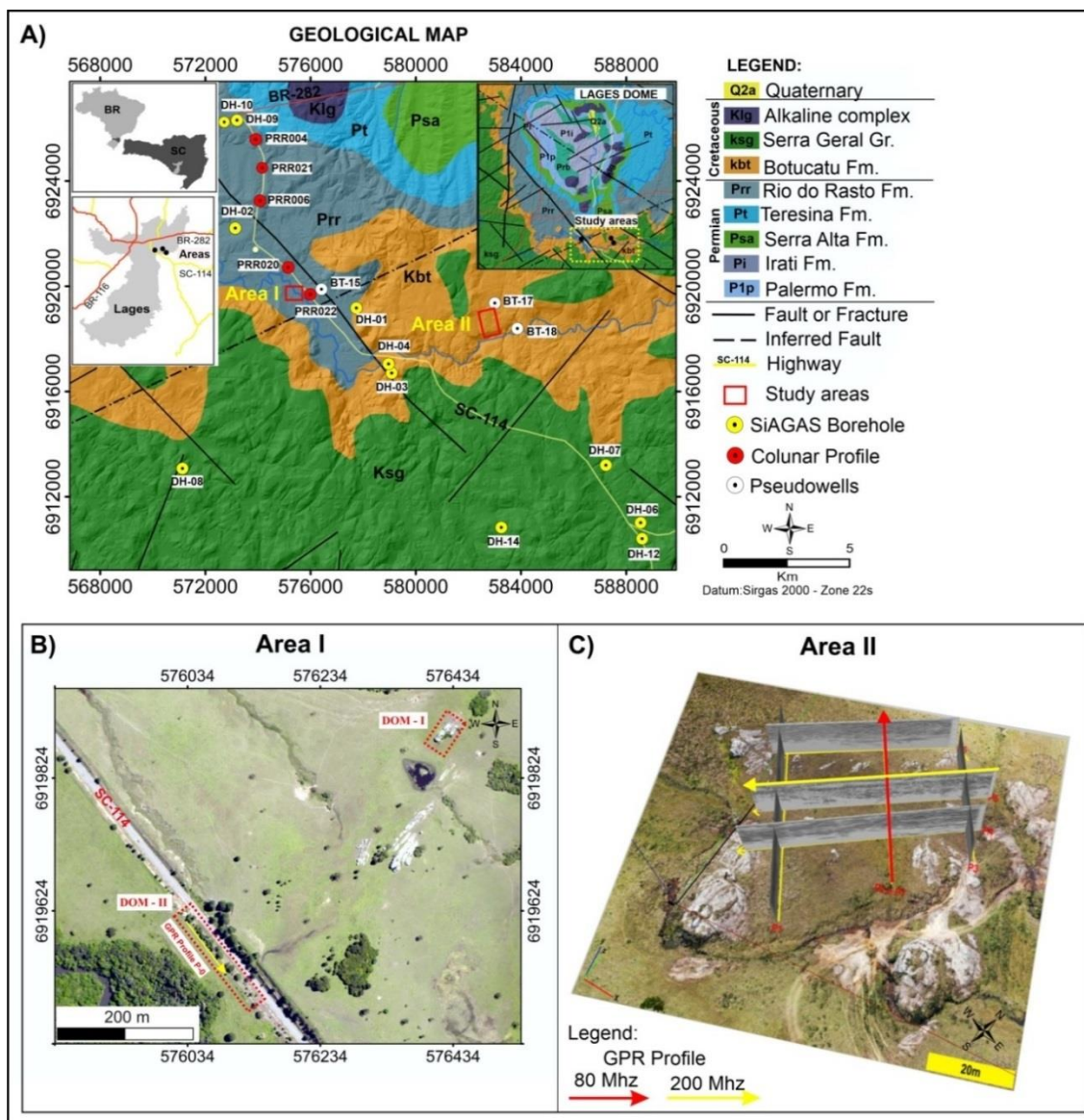


Figure 1. A) Geological Map; B and C) and study areas.

Table 1. Lithofacies of the Rio do Rasto and Botucatu formations recognized in the study area and characterized in terms of lithology, texture, sedimentary structure, and other depositional and post-depositional features.

<b>Facies Code</b>	<b>Description</b>	<b>Interpretation</b>	<b>Environment</b>
St(e)	Medium to fine-grained trough cross-bedded sandstone dominated by translateral wind-ripple laminae. Eventually, exhibit grain-flow laminae in well-developed slip faces.	Sinuuous crested 3D eolian dunes deposited by the migration of eolian ripples either down or across the lower part of the dune slip face	Eolian
Sl(e)	Medium to fine-grained low-angle cross-bedded sandstone with pin-stripe lamination. Eventually forms dome dunes	Eolian deposits under low sand saturation and high water-table level. Dune growth is inhibited	
Gcm	Granule- to pebble-supported massive, intraformational conglomerates. Poorly sorted, fine to very coarse-grained sandy matrix with subangular to sub-rounded mudclasts. Presents erosive basal surface	High-energy flows, hyperconcentrated in sediments and eroded floodplain mudclasts (Miall, 1996)	Fluvio-eolian
Sm	Poorly to moderately sorted, massive, very fine- to fine-grained sandstones	High-energy flows, hyperconcentrated in sediments (Miall, 1996)	
Slu	Moderately sorted, very fine-grained sandstones with slightly undulated horizontal lamination	Deposition under in-phase, non-breaking waves in upper flow regime conditions and highly aggradational settings (Cartigny et al., 2014)	
Sl	Moderately sorted, very fine- to fine-grained sandstones with low-angle cross-stratification	Transitional flow conditions between upper plane-bed and antidunes stability fields (Fielding, 2006)	
St	Moderately sorted, fine-grained sandstones with trough cross-stratification	Unidirectional, subaqueous migration of sinuous-crested dunes (Miall, 1996)	
Sr	Moderately sorted, very fine-grained sandstones with small-scale, ripple cross-lamination with critical to supercritical climbing angle. Laminae may be deformed	Small-scale, sinuous-crested bedforms deposited by lower regime flow, combining traction and suspension processes (Miall, 1996). Laminae deformation may occur due to bioturbation or fluid scape	
Sw	Moderately to well sorted, very fine-grained sandstone with wavy, low-angle truncated cross-lamination	Small-scale bedforms deposited and reworked by wind-induced oscillatory currents (Plint, 2010)	

Sd/S?	Poorly to moderately sorted, very fine- to fine-grained sandstones with no distinguished sedimentary structure	Completely indistinguishable strata or laminae deformation due to pedogenesis, intense bioturbation, or fluid scape
Ht	Heterolithic bedding characterized by millimeter- to centimeter-scale intercalation of moderately sorted, very fine-grained, massive, undulated or rippled cross-laminated sandstones and massive to laminated siltstones to mudstones. Laminae may be deformed	Intercalation of traction and suspension processes (Reineck and Sing, 1973). Laminae deformation may be associated with bioturbation, pedogenesis, or mud shrinkage under subaerial conditions
Fl	Purple to red siltstones and claystones with horizontal laminae. Laminae may be deformed	Gravitational setting of fine-grained sediments under low energy conditions. Laminae deformation may be associated with bioturbation, pedogenesis, or mud shrinkage under subaerial conditions (Miall, 1996)
Fm	Purple to red, massive sandy siltstones, siltstones and claystones	
P	Purple to red very fine-grained sandstones, sandy siltstones, and siltstones with poorly-developed pedogenetic features	Non-depositional intervals and early pedogenetic processes under subaerial exposure (Retallack, 1976)
St(e)	Moderately to well sorted, very fine- to fine-grained sandstones with subangular to rounded grains. Trough cross-strata consist of bimodal, millimetrically-spaced, inversely graded pin stripe lamination eventually intercalated with millimetric to centimetric structureless laminae	Migration of eolian dunes dominated by translantent wind ripples alternating with grain fall settling, located at the base of the dune (Hunter, 1977; Kocurek, 1981)
Sl(e)	Moderately to well sorted, very fine- to fine-grained sandstones with subangular to rounded grains with low-angle, millimetrically-spaced, bimodal, inversely graded pinstripe laminae	Migration of translantent wind ripples (Hunter, 1977)
Sa(e)	Sandy siltstones to moderately to well sorted, very-fine grained sandstones with crenulated horizontal laminae	Adhesion of dry sand to a wet or damp surface (Kocurek & Fielder, 1982)

Fluvio-eolian

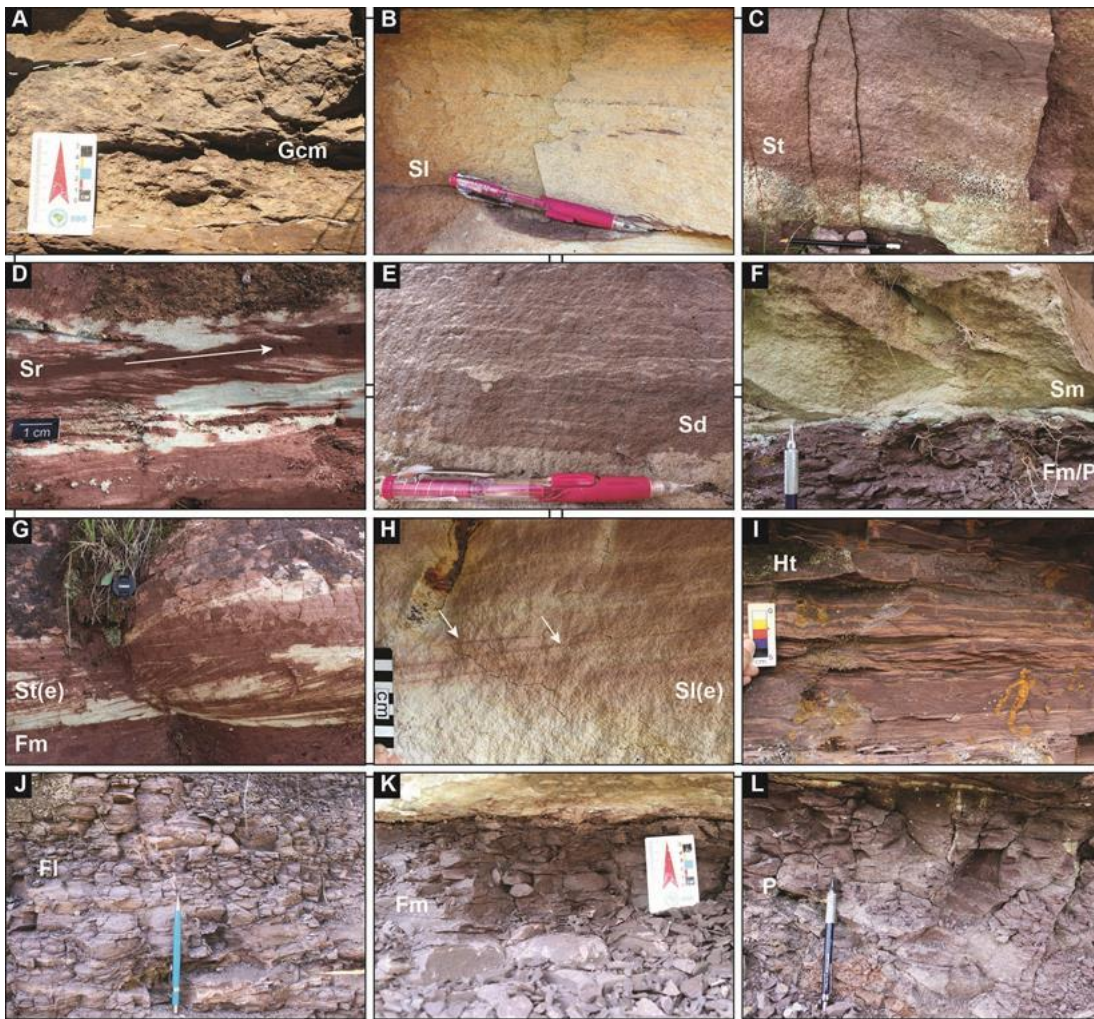


Figure 2. (A) Lenticular beds of intraformational conglomerates with granule and pebble-sized muddy and sandy intraclasts. (B) Moderately sorted, low-angle cross-stratified fine-grained sandstone, with elongate silty intraclasts. (C) Moderately sorted, trough cross-stratified fine-grained sandstone. (D) Ripple cross-lamination with climbing angles within silty very fine-grained sandstone. (E) Moderately sorted, fine-grained sandstone with indistinct syn-depositional structures. (F) Well-sorted, massive, very-fine grained sandstone in contact with purple, massive, blocky mudstone. This contact is typically marked by a greenish bend. (G) Stacked trough cross-stratified sets of well-sorted, very fine-grained sandstones composed of translantent wind ripple strata. (H) Well-sorted, fine-grained sandstone composed of low-angle cross-stratification of translantent wind ripple strata. (I) Heterolithic beds with variable proportions of sand and mud, consisting of millimeter- to centimeter-scale intercalated massive to wavy ripple cross-laminated very fine to fine-grained sandstones and laminated to massive mudstones. These beds typically show pronounced degrees of bioturbation. (J) Purple to pinkish purple wavy to horizontally laminated mudstones with occasional bioturbation. (K) Purple massive mudstone with occasional bioturbation. (L) Purple mudstone with blocky texture, greenish mottling and thin, grayish haloed rootmarks.

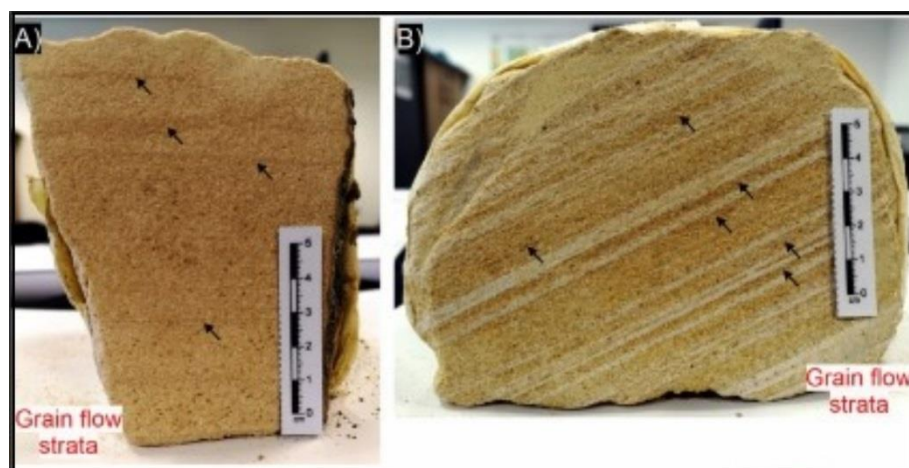


Figure 3. The main sedimentary structures on eolian dunes facies association. A and B) Intertonguing relationship between grain flow and translaminations.

## METHODS

### GPR Acquisitions in the Study Area

In addition to detailed stratigraphic loggings, surveying and mapping using Digital Outcrop Models (DOMs), 3D digital modelling of the outcrops and geophysical investigations using with Ground Penetrating Radar (GPR) have been used. The main focus of this methodology is on the description of sedimentary structures and architectural elements that form fluvio-eolian reservoirs.

The geophysical survey was carried out with GPR equipment from GSSI (Geophysical Survey Systems Inc.), using a monostatic shielded antenna at a frequency of 200 MHz and an unshielded low-frequency antenna (80 MHz). Fourteen GPR profiles were acquired. Twelve in the Area 2 (ten at 200 MHz and two at 80 MHz), and two profiles in Area 1 (200 MHz), **Figure 1**. Data was acquired following the common-offset acquisition method. Data is post-processed by RADAN 7.0® and ReflexW 3® softwares in order to increase the signal to noise ratio by applying of high-pass and low-pass filters; time-variant scale gain; Kirchoff migration, and topographic correction, following basic standard post-processing routines (Neal, 2004). GPR data are presented as GPR profiles, or radargrams. Ground truth data were obtained for GPR profiles above rock outcrops, enabling for calculation of dielectric constants by converting two-way travel-times primary data into average velocities of radio pulses propagation. The radargrams may then be interpreted in terms of actual depths. The calculated dielectric constants for this study range from 6 to 10 farads per meter. The average propagation velocities in the surveyed subsoil range from 0.12-0.09 meters per nanoseconds, respectively. General principles of GPR stratigraphy, derived from seismic stratigraphy, are applied to the description of subsurface structures (sediments and rocks), as revealed by GPR reflectors (Neal, 2004).

#### Acquisition and Processing of Aerial Images

A DJI Phantom 4 RPA with integrated camera and Global Navigation Satellite System were used in this study. This model has a camera coupled with Complementary Metal-Oxide Semiconductor

(CMOS) sensors, measuring approximately 11 mm, which allows photos to be taken with a resolution of 12 megapixels (4000 x 3000) and a pixel size of 1.55 x 1.55  $\mu\text{m}$ . It has a 20 mm lens, equivalent to the 35 mm format, with a focal length of 3.61mm and a 94° field of view.

The aerial images acquisition was carried out in two stages. In the first, the flight plan was programmed to take photos at an altitude of 70 m above ground. This acquisition was planned using the UgCS software based on topographic information from the Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM). The objective of this first flight plan was to obtain a higher resolution Digital Elevation Model (DEM) for planning a second flight at a lower altitude. The second phase of acquisition was based on the DEM from the previous field trip, with a programmed plan to acquire images at 15.6 and 20 m altitude for Digital Outcrops Models (DOM's) 1 and 2.

The aerial photographs were processed using Metashape Photoscan 1.4.2 software. This software allows the application of the SfM-MVS workflow. Therefore, the processing of the aerial images follows, as a reference, the workflow presented by Passetto et al., (2020) and Viana et al. (2018). The processing flow consists of five main steps: 1°) selection and alignment of photos; 2°) generation of point cloud (sparse and/or dense); 3°) generation of Digital Surface Models (DSM) and Digital Terrain Models (DTM); 4°) application of texture to improve the visual aspect of the model; 5°) generation of Digital Outcrop Model (DOM).

The alignment of the photographs and the generation of the sparse point cloud were carried out in a high quality using all of the photographs. The dense point cloud was then constructed points, at this stage the software increases the number of reconstructed points by two or three orders of magnitude, in relation to the sparse point cloud; then it is possible to build the triangulated surface (mesh) and finally generate the texturing of the model. All these steps were carried out with high quality, allowing the generation of models with resolutions of 8 mm and 2.54 cm per pixel for DOM's I and II respectively.

### **Lithological and Aquifer Modeling**

This approach involved developing 3D facies models and relating these models to hydrostratigraphic units and aquifer types. The method used in this work employs lithological modelling techniques based on the concept of “solid modelling” concept of RockWorks 15 software, using a kriging algorithm. This method allows the prediction of measurements and observations in places where the value of the variable is unknown based on previously collected data.

The models were developed based on data from 10 boreholes, available on the website of the Secretariat for Economic Development of the State of Santa Catarina (SDE/SC). These boreholes were selected on the basis of proximity and because they are more geologically representative of the study area. The well database contains information on the location, depth, groundwater level and flow rate, lithology, sediment texture, and elevation. In addition, eight simulated boreholes were created to adjust the model; five were obtained from columnar profiles surveyed in the area by Manna et., al *in prep.*, and three were created from DOM's and GPR surveyed in this work,



---

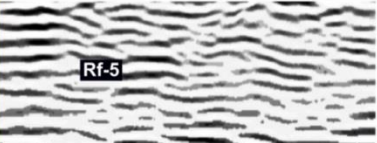
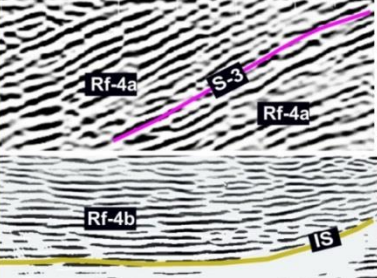
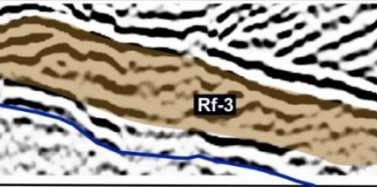
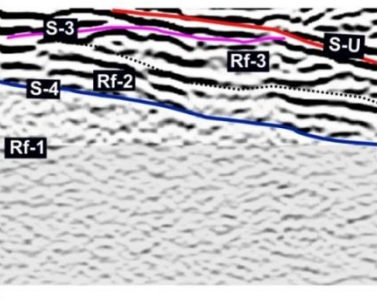
## RESULTS AND DISCUSSION

### Radar Facies and Surfaces

To standardize the identification of surfaces, stratigraphic packages, and sedimentary facies, we apply the principles of seismostratigraphy as outlined by Mitchum Jr. et al., (1977a, 1977b). These principles are based on the recognition of reflection patterns (including configuration, continuity, amplitude, and frequency) and reflection terminations or boundaries. In addition, we adopt the terminology proposed by Neal (2004). Radar surfaces are similar to boundary surfaces and represent depositional breaks or unconformities in the sedimentary sequence; radar packages are depositional units that consist of genetically related strata that are bounded at the base and top by radar surfaces or boundary surfaces; radar facies consist of sets of reflectors with distinct shape, dip and continuity that represent the bedding and internal structure of a given sedimentary facies.

In view of this and after processing the radargrams obtained with the 200 and 80 MHz antennas, it was possible to individualize a total of five radar facies and four boundaries surfaces as follows (**Table 2**): radar facies Rf-1, Rf-2 and Rf-3 were associated with the Morro Pelado Member (Rio do Rasto Fm.); radar facies Rf-4a, Rf-4b and Rf-5 were related to Botucatu Formation. The SU corresponds to the unconformity surface that divides the units, the S-3 are the internal surfaces of the radar facies Rf-3 and Rf-4a, The Interdune Surface (IS) corresponds to the basal surfaces bounding the radar facies Rf-4a, Rf-4b and Rf-5; S-4 occurs between R-f-1, Rf-2 and Rf-3, and divides distinct depositional units. The results and discussions of this work are presented according to the hierarchical orders, from a stratigraphic point of view, and the radar facies identified in each study area.

Table 2. Description and interpretation of the radar facies and boundary surfaces.

	Radar Facies and Surfaces	Description	Interpretation
Botucatu Fm.		Characterized by subhorizontal reflectors (maximum dip of 5°) with moderated continuity and amplitude signal, around 0,315789 laterally extensive (more than 75 meters). These radar facies are truncated by subhorizontal high amplitude	Subhorizontal reflectors suggest sets with low-angle cross-stratification. From the surface outcrop, this radar facies corresponds to low-angle inclined wind-ripple strata. The predominance of climbing translantent strata suggests deposition by wind ripples in an interdune context, sandsheets or dune plinth
		Sigmoidal to tangential reflectors with dip angles varying between 25° and 28° in the NW direction. Internally, the reflectors can be subdivided into subsets, which are themselves bounded by inclined surfaces (S-3) that dip up to 25°. In the transverse profile the Rf-4a present concave-upward reflections (Rf-4b) with strong amplitudes and good continuity.	The trough-tangential pattern of cross-stratification indicates deposition of 3D-crescentic bed forms. The inclined bounding surfaces (S-3) that occur internally within cross-bedded sets and which dip in a similar direction to the cross-strata are most readily interpreted as
Rio do Rasto Fm.		RF-3 comprises a low to medium amplitude, gently dipping reflections to 19°. reflectors are organized in a thin wedge shaped, with dimensions of about 1.5 meters thick and 60 meters lateral extent, passing laterally to the radar facies Rf-1. The reflectors at the top are cut off by surface SU.	the radar facies Rf-3 is interpreted as a set of cross-stratification. From the surface columnar profile these radar facies suggest deposition by migrating eolian dunes (Hunter, 1977).
		<b>Rf-2</b> is characterized by sub-parallel, moderately inclined reflectors with good to moderated continuity and moderated amplitude signal, around 0.041372. Rf-2 is structured in a tabular geometry, 1 meter thick and 30 m lateral extent. The reflectors at the base are cut off by surface S-4  <b>Rf-1</b> presents discontinuous and disorganized reflectors, sub-parallel to undulating, moderately inclined, with low amplitude signal, around 0.006705. The reflectors are truncated by the SU and they end in tolap against the S4	The presence of sub-parallel, moderately inclined reflectors with good to moderated continuity suggests horizontally stratified deposits. In correlation with the outcrop profile, this radar facies represents very fine- to fine-grained sandstones with low-angle cross-stratification interlayered with very fine-grained sandstones with adhesion structures  The presence of discontinuous, disorganized reflectors indicates low resistivity deposits. In conjunction with the outcrop profile, it is possible to correlate this radar facies with laminated (facies Fl) and massive mudstones (facies Fm) and heterolithic deposits (facies Ht)

**Rf-1 Radar facies**

**Description:** Rf-1 radar facies was identified only in Area I and is restricted to the basal part of the radargram (GPR Profile P-0), below 7.5 meters and over 126 m of surveyed profile, **Figure 4**. The radar facies present discontinuous and disorganized reflectors, sub-parallel to undulating, moderately inclined, with low amplitude signal, around 0.006705. The reflectors are truncated by the SU and they end in tolap against the S4. The low amplitude of reflectors indicates a strong attenuation of GPR signal at the base of the profile. In general, the reflectors present a general preferential direction towards SE, dipping between 4° and 8° to Southeast/South.

**Interpretation:** The presence of discontinuous, disorganized reflectors indicates low resistivity deposits. In conjunction with the outcrop profile, it is possible to correlate this radar facies with laminated (Fl facies) and massive mudstones (Fm facies) and heterolithic deposits (Ht facies). The occurrence of the low amplitude and signal attenuation at the base of the radargram indicates laterally extended beds. The sub-parallel to undulating southeast-dipping reflectors indicates the regional direction of the depositional surface.

### **Rf-2 and Rf-3 Radar facies**

**Description:** The radar facies Rf-2 was described in the Area I (GPR Profile P-0). This radar facies are characterized by sub-parallel, moderately inclined reflectors with good to moderated continuity and moderated amplitude signal, around 0.041372. These radar facies are structured in a tabular geometry, 1 meter thick and 30 m lateral extent. The reflectors at the base are cut off by surface S-4 and are parallel to the surface above.

**Interpretation:** The presence of sub-parallel, moderately inclined reflectors with good to moderated continuity suggests horizontally stratified deposits. In correlation with the outcrop profile, this radar facies represents very fine-to fine-grained sandstones with low-angle cross-stratification interlayered with very fine-grained sandstones with adhesion structures, both facies resulting from eolian processes. This facies intercalation is associated with moderate amplitude reflectors **Rf-3 radar facies**

**Description:** The **Rf-3** radar facies is restricted at Area I. Rf-3 comprises a low to medium amplitude, gently dipping reflections to 19°. Internally, this radar facies can be subdivided into sub-sets, which are themselves bounded by inclined surfaces that dip up to 15°. These surfaces truncate the reflector below but overlying reflector above is concordant. These reflectors are organized in a thin wedge shaped, with dimensions of about 1.5 meters thick and 60 meters lateral extent, passing laterally to the radar facies Rf-1, **Figure 4**.

**Interpretation:** Based on the signal characteristics, the radar facies Rf-3 is interpreted as a set of cross-stratification. From the surface columnar profile these radar facies suggest deposition by migrating eolian dunes (Hunter, 1977). The tangential pattern of cross-stratification indicates deposition of 3D-crescentic eolian dunes. According to outcrop profile, the foresets within trough cross-bedded sets, inclined up to 19° are dominated by translantent wind-ripple laminae, indicating that many dunes either lacked a significant active lee-side slipface (Mountney, 2006). The laterally discontinuous extent of the cross-bedded set that passing laterally into laminated mudstones (radar facies Rf-1) suggests that these small bedforms migrated and accumulated episodically and randomly as local accommodation became available. The inclined bounding surfaces that occur internally within cross-bedded sets and which dip in a similar direction to the cross-strata are most readily interpreted as reactivation surfaces (Surface S-3; Kocurek, 1996).

### **Rf-4a and Rf-4b Radar facies**

**Description:** The radar facies Rf-4 occurs in the Area I (Rf-4a) and II (Rf-4a and Rf-4b), **Figure 4 and Figure 5**. These radar facies present high-angle dipping reflections in the longitudinal profile (Rf-4a) and concave-upward reflections in the transverse profile (Rf-4b), with strong amplitudes and good continuity, **Figure 6**. The reflectors are large scale with 5-10 m thick and up to 70 meters extent. In the longitudinal profiles, Profile P-0- **Figure 4** and Profile P-7- **Figure 5**. The Rf-4a reflectors show high-angle reflectors, dipping about 24° towards the Northeast. At the profile P-0 (Area I) the reflections downlap onto a low angle reflection of the radar surface SU, while in the Area II, the middle and uppermost of the profile P-7, **Figure 5**, the high-amplitude reflectors merge with lower-angle inclined

reflectors, with low-amplitude, commonly in an intertonguing relationship, which they are bounded by slightly subhorizontal reflector. Internally, the reflectors are regularly punctuated by inclined bounding surfaces that dip at angles of  $27^\circ$ . In the transverse profile the radar facies Rf-4b contains concave-upward reflectors with moderate to good continuity, more than 60 meters long.

**Interpretation:** The presence of high-angle dipping reflections in the longitudinal profile (Rf-4a) and concave-upward reflections in the transverse profile (Rf-4b), **Figure 5**, correspond to sets of cross-stratification. These radar facies are consistent with the St (e) lithofacies of the Botucatu Formation, described in the DOM-I, **Figure 9**. The large, simple cross-bedded sets are interpreted to represent residual deposits of crescentic eolian dunes (Scherer, 2000). The high angle and high-amplitude reflectors represent grainflow strata which indicate bedforms with well-developed slipfaces. The lower-angle inclined reflectors, with low-amplitude correspond to climbing translant wind ripples accumulated at the base of the dune. The frequent intertonguing of ripple strata with grainflow-grainfall strata suggest intervals during which sand was transported down the dune slopes as wind ripples, probably under the influence of winds oriented along the slope (Sweet & Kocurek, 1990; Sweet, 1992), before avalanche sedimentation resumed. The slightly subhorizontal reflector that bounded the high- and lower-angle reflectors, traced for several meters are interdune migration surface (I-S surface). The down-dipping boundary surfaces within these sets are examples of a type of reactivation surface formed as a result of episodic partial erosion of the lee slope of the bedforms (Brookfield, 1977; Fryberger, 1993).

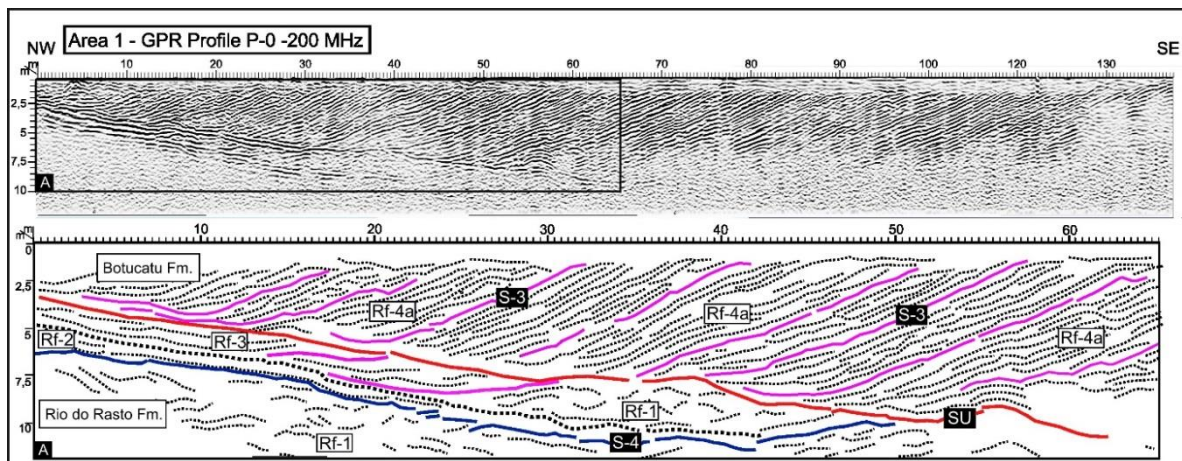


Figure 4. Post-processed radargram and interpretation. This profile was obtained parallel to the structures and presents well-defined sigmoidal reflectors and limiting surfaces. Note the strong contrast between the radar facies. The S-4 and S-U correspond to the 4th order surface and unconformity surface respectively.

### Rf-5 Radar facies

**Description:** The Rf-5 radar facies was identified in Area II, in profiles longitudinal to the direction of the dipping structures, using low frequency antennas (80 MHz). This radar facies are characterized by sub-horizontal reflectors (maximum dip of  $5^\circ$ ) with moderated continuity and amplitude signal, around

0,315789 laterally extensive (more than 75 meters), **Figure 5**. These radar facies are truncated by subhorizontal high amplitude reflectors.

**Interpretation:** The presence of subhorizontal reflectors suggest sets with low-angle cross-stratification. From the surface outcrop, this radar facies corresponds to low-angle inclined wind-ripple strata. The predominance of climbing translant strata suggests deposition by wind ripples in an interdune context, sandsheets or dune plinth deposits (Kocurek, 1986; Clemmensen, 1989). The large lateral extent of the reflectors and the relation between this radar facies to the Rf-4 radar facies suggest dune plinth deposits. The subhorizontal high amplitude reflectors truncating the Rf-5 radar facies is the interdune surface (I-S surface).

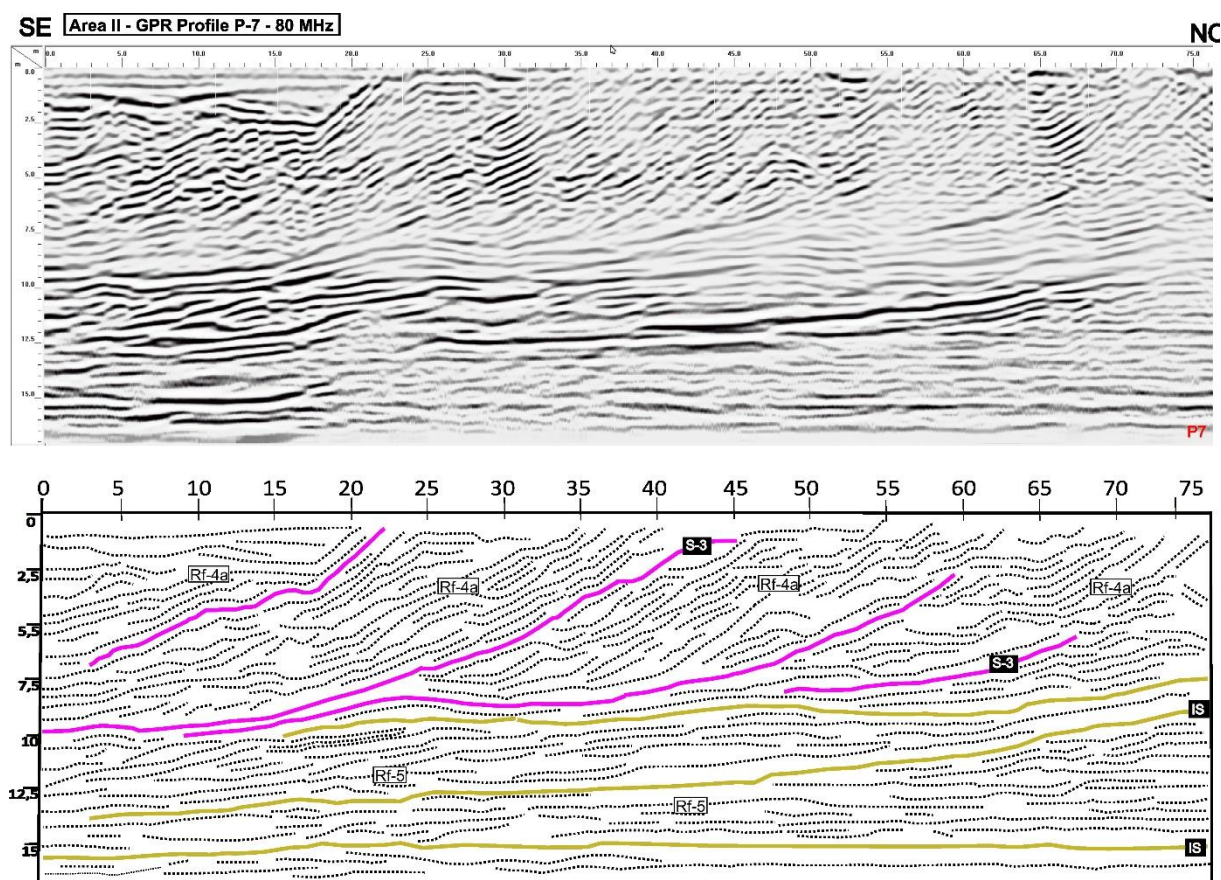


Figure 5. Post-processed radargram and interpretation for Line. Note the change in the configuration of the RF-5 and RF-4a reflectors: IS: Interdune surface (1st order) and S-3: 3st order surface.

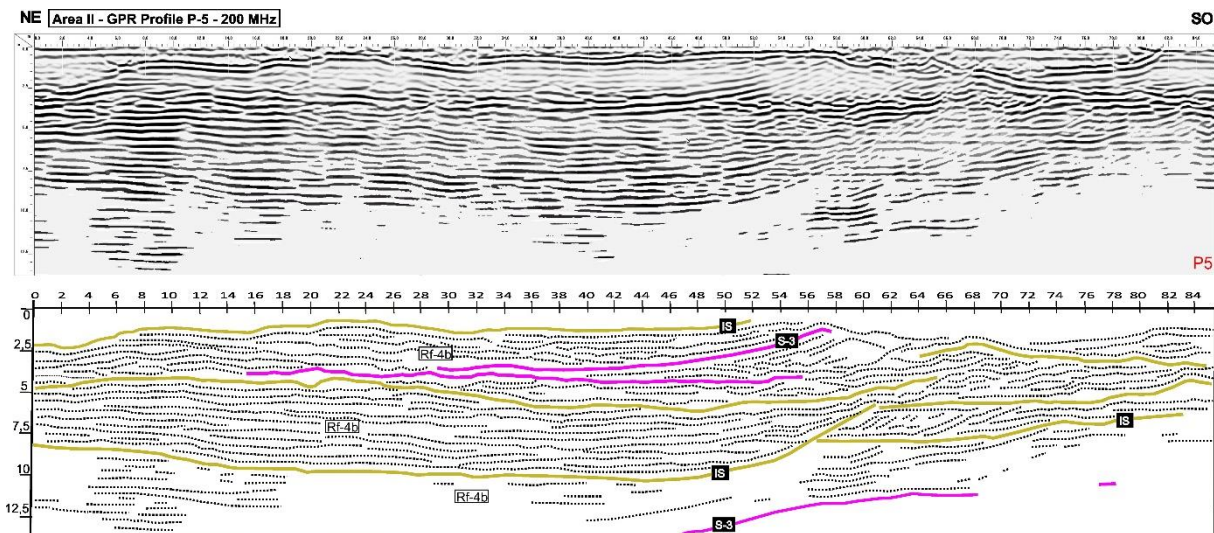


Figure 6. The processed GPR profile and interpretation for Line. This profile was obtained transversally to the structures and displays the well-defined concave reflectors of the Rf-4b radar facies and the surfaces: IS: Interdune surface (1st order) and S-3: 3st order surface.

### ARCHITECTURAL ELEMENTS

The architectural elements were based on the outcrop description combined with the radar facies. Based on the different internal organization of reflectors of each radar facies and boundary surface, three architectural elements were distinguished, two for Morro Pelado Member and one for Botucatu Fm.

#### **Morro Pelado Member (Rio do Rasto Formation): Floodplain Deposits**

**Description:** These deposits are characterized by tens of meters of laterally extensive, sharp-bedded, tabular to wedge-shaped siltstones, mudstones, claystones, and paleosols 0.1 to 3 m thick. The lithofacies of the floodplain deposits include dominantly red to purple massive and blocky to horizontally laminated fine-grained rocks (Fm and Fl, respectively). Paleosols (P) are characterized by poorly to moderately developed weathering profiles with slickensides, peds, redoximorphic features, root traces/marks, and few carbonate concretions. Heterolithic (Ht) beds are common. These heterolithic beds show millimeter- to centimeter-scale laminations of massive to wavy cross-laminated very fine-grained sandstones and fissile mudstones, mudcracks are also common.

**Interpretation:** Laterally extensive tabular beds of fine-grained rocks are found in floodplains characterized by low-lying alluvial areas prone to river inundation where subsequent water stagnation causes sediment deposition by gravitational settling (Miall, 1996; Marriot and Alexander, 1999). In addition, topographic depression, subaerial exposure, and the frequency and intensity of flood events contribute to the highly variable aspects of floodplain fines. Fine-grained rocks and poorly developed paleosols (< 0.5 m) are dominated by redoximorphic features, attesting to intervals of water accumulation (Gulliford et al., 2017). Heterolithic beds and horizontally laminated mudstones may be

---

associated with floodplain lakes that developed during paleotopographic lowstands.

### **Morro Pelado Member (Rio do Rasto Formation): Sandsheets and Eolian Dunes**

**Description:** This deposit consists of bimodal, moderately to well-sorted, very fine-to medium-grained sandstones arranged in tabular bodies up to 2m-thick and tens of meters wide, **Figure 7 and Figure 8**. Internally, these sandbodies are composed of 1 to 2 m thick sets of low-angle ( $<5^\circ$ ) cross-stratification (facies Sl (e)) and isolated sets or co-sets of trough cross-bedding (facies St(e)). Internally, the foresets of St (e) and Sl (e) are composed of millimetrically spaced laminations characterized by bimodal, inversely graded pinstripe. In some cases, crenulated horizontal laminae (Sa (e)) are described within low-angle cross-stratification facies. From a view parallel to palaeoflow, tangential cross-strata contain bounding surfaces that truncate underlying cross-strata, they are inclined at  $7^\circ$  and have a lateral spacing of 1,5 m. The overlying cross-stratification planes are either concordant with the bounding surfaces or exhibit downlap.

**Interpretation:** The very fine-to medium-grained sandstones with horizontal or low-angle cross-stratification, composed exclusively of wind-ripple lamination, are interpreted as eolian sandsheets deposits (Hunter, 1977; Kocurek and Nielson, 1986; Scherer, 2002; Scherer et al., 2007). These sandsheets are dominated by translant wind ripples associated with eolian bedform migration under wind transport in drier contexts, and adhesion structures related to wetter climatic conditions. The occurrence of well-sorted sandstones organized into isolated sets or co-sets of trough cross-bedding, composed of wind-ripple laminae suggest deposition as eolian dunes. The occurrence of translant wind-ripple laminae indicates that many dunes either lacked a significant active lee-side slipface. The bounding surfaces that overlying cross-stratification planes, either concordant with the bounding surfaces or into downlap are reactivation surfaces. These erosional surfaces resulting from fluctuating airflow on the lee slope of an active bedform (Brookfield, 1977).

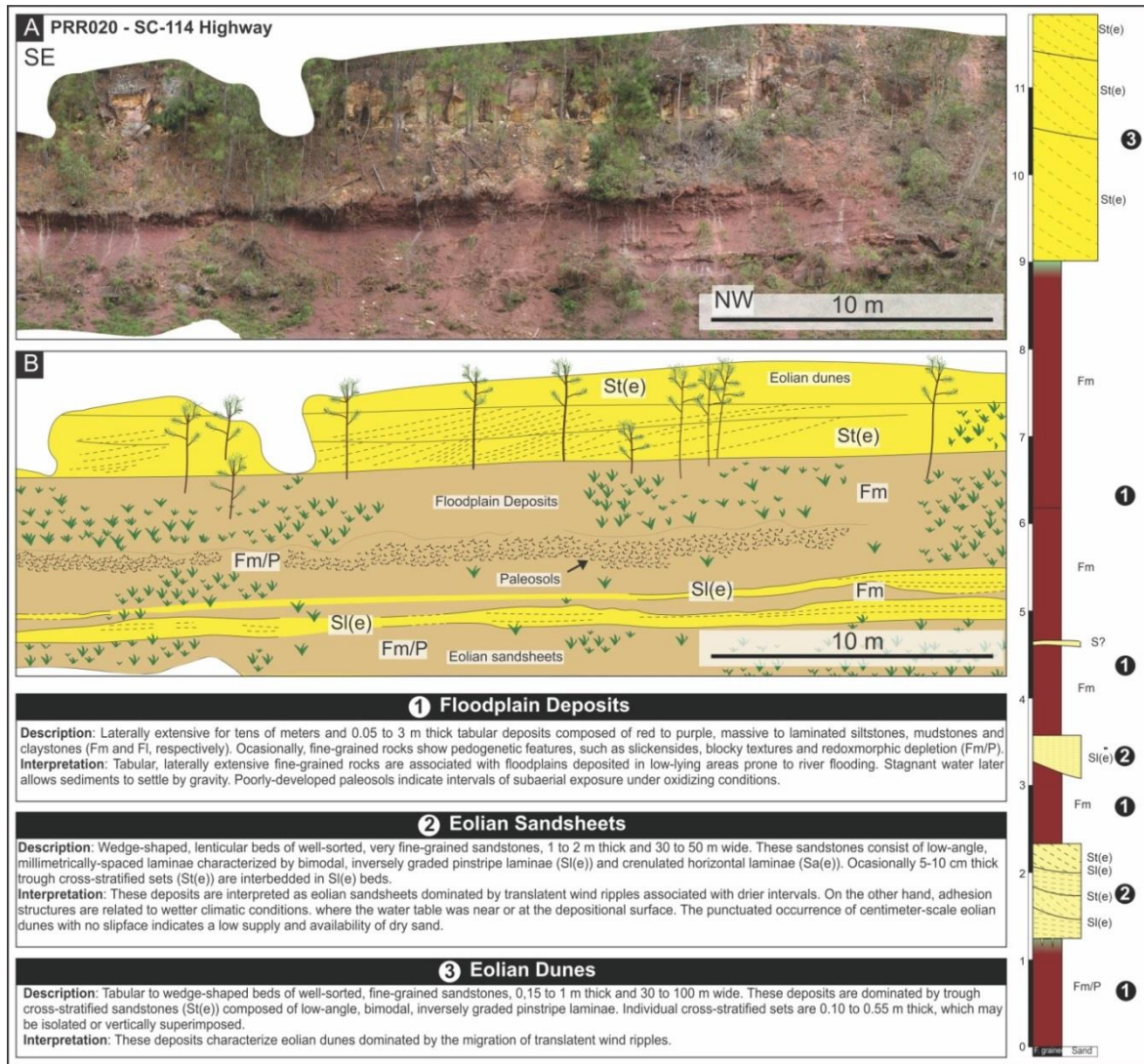


Figure 7. Stratigraphic cross-section (NW-SE) based on panel from the central section (PRR020). This sequence is composed by eolian sand sheets and eolian dune field interbedded ephemeral lacustrine deposits. The numbers 1, 2 and 3 indicate the individual architectural elements.



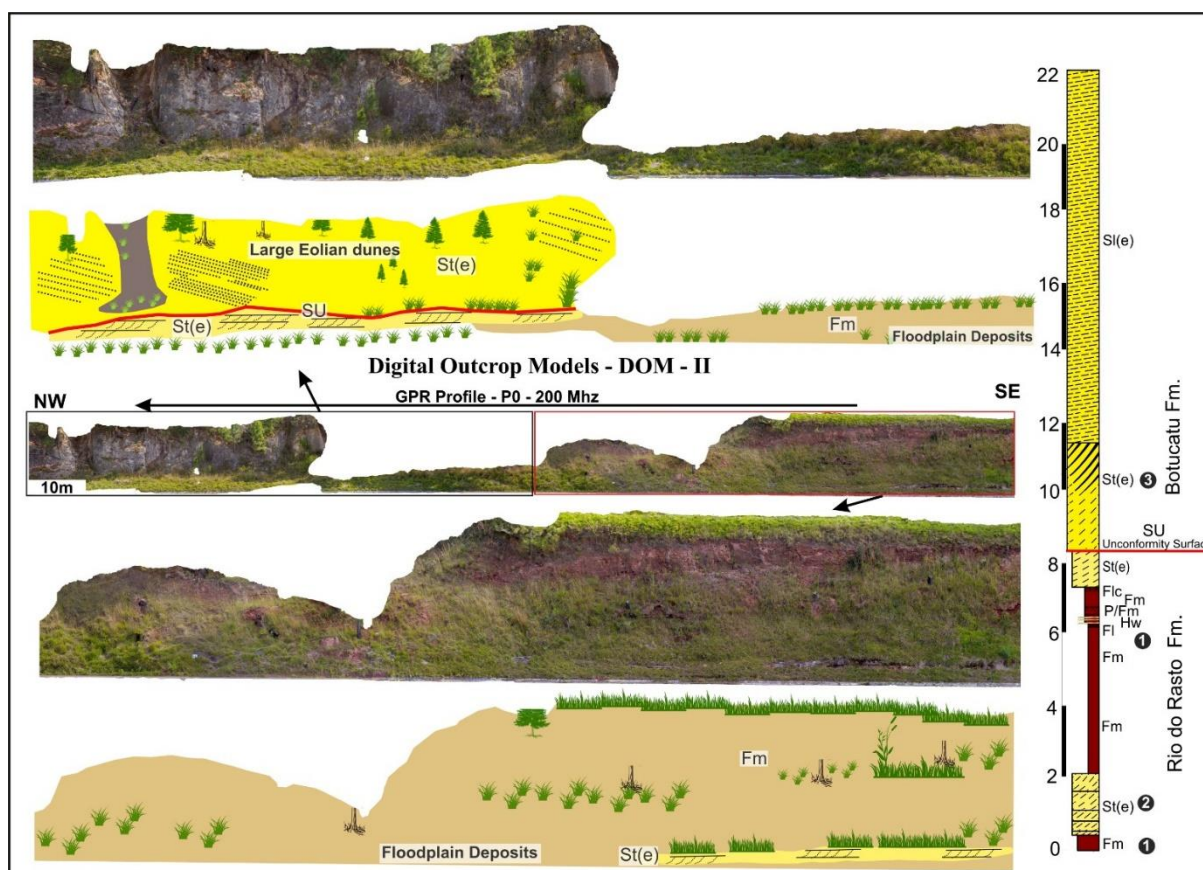


Figure 8. Stratigraphic cross-section (NW-SE) based on panel from the central section (PRR022). This sequence is composed by eolian sand sheets, and large eolian dunes. The SU represent the unconformity surface between the Rio do Rasto and Botucatu Fm. The numbers 1, 2 and 3 indicate the individual architectural element described in the Figure 7.

#### Botucatu Formation: Large Eolian Dunes

**Description:** These deposits consist of fine-to coarse-grained sandstones that are well sorted, with subrounded to rounded grains, arranged in cross-stratified sets. Individual sets are up to 10 m thick, **Figure 9**. In orientations transverse to paleoflow, simple sets of cross bedding and their basal bounding surfaces reveal trough-shaped element geometries, **Figure 5**, troughs are 56 m wide. By contrast, in orientations parallel to the direction of dip of the cross-strata, inclined cross bedding is tangential to basal set bounding surface **Figure 4**. Internally, foresets within sets have uppermost parts that are composed of massive sandstone or inversely-graded grainflow lenses that dip at  $22^\circ$ . Toeset deposits are characterized by inversely graded wind-ripple laminae. Internally, the cross-bedded sets can be subdivided into sub-sets bounded by surfaces that truncate the strata below, whereas the strata above are concordant with the dipping bounding surfaces. The dipping bounding surfaces are themselves inclined up to  $19^\circ$ . Foreset dip azimuths are variable in the range to  $22^\circ$  to  $25^\circ$ .

**Interpretation:** the medium-to large-scale cross-strata sandstones compounded by grain flow and wind-ripple strata are interpreted as formed by the migration of large eolian dunes. The presence of grainflow strata indicates high-angle, well-developed slipfaces (Hunter, 1977). The unimodal trend of the cross-bed dip azimuths, and their occurrence in trough-shaped sets indicates crescentic dunes with sinuous crestlines (Rubin, 1987). The concave-up surfaces that truncate the foresets are interpreted as reactivation surfaces, which reflect frequent changes in the wind flow.

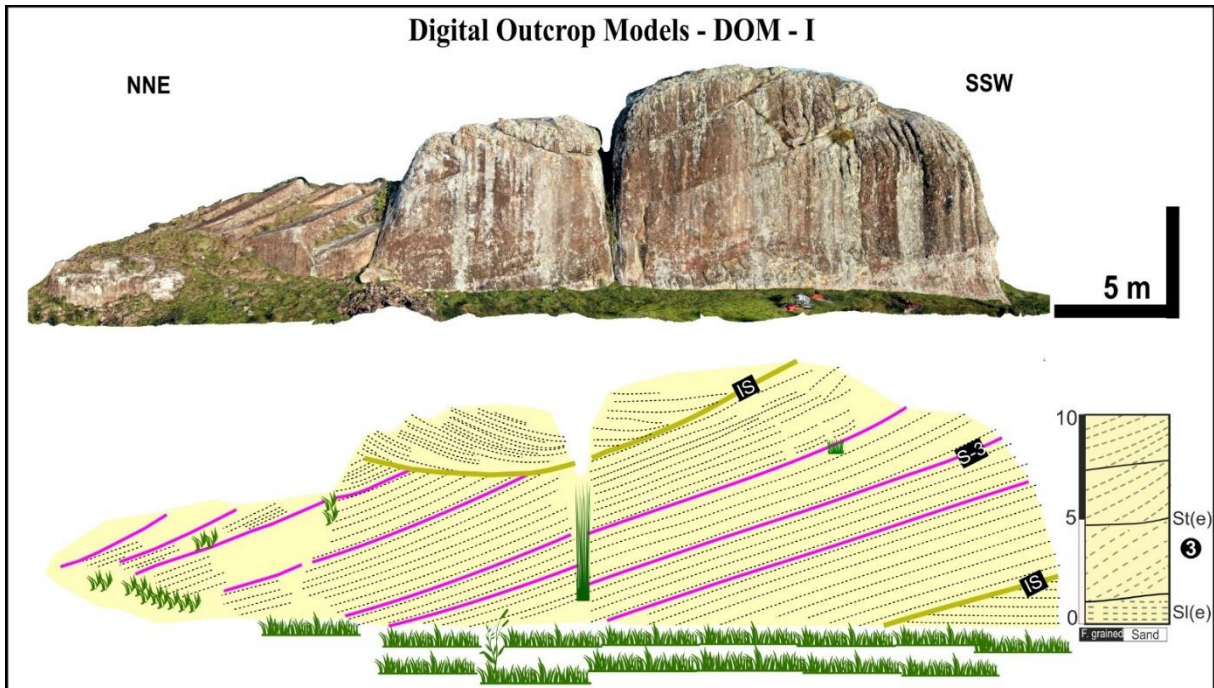


Figure 9. Stratigraphic cross-section (NNE-SSW) based on panel from the central section (BT-15). This sequence is composed by set of cross-strata formed by facies (ST (e)). Note that first-order surfaces (IS) separate sets of sandstones with large cross-bedding and third-order surfaces (S-3) occur internally within the sets, truncating the adjacent strata. The number 3 indicate the architectural element.

## AQUIFERS HETEROGENEITIES

The reservoirs that make up the studied interval are predominantly composed of fine-to coarse-grained sandstones that are moderately to well sorted, and which were deposited by dry eolian and fluvial-eolian systems. These deposits juxtapose vertically and laterally, generating a highly complex depositional architecture, within which multiple scales of heterogeneity are present. In this sense, heterogeneities of eolian reservoirs have been analyzed at seismic scale, considering the decametric and kilometric compartmentalization of eolian reservoirs (e.g Taggart et al., 2010), II) at decametric scale including the diagenetic heterogeneities due to the growing of giant calcite concretions which geometry is controlled by eolian bounding surfaces (Arribas et al., 2012), and III) at lamina scale where grain flow laminae typically exhibit permeability of an order of magnitude greater than the grain-fall

and wind-rippled strata which encase them (Howell and Montney, 2001). Lopes et al., (2020) also add that synsedimentary mass-wasting deformations in the eolian dune sands as well constitute relevant heterogeneities in eolian reservoir. Based on the classification of Galoway and Hobday (1996), the studied stratigraphic interval can be subdivided on three heterogeneity scales: megascopic, macroscopic and mesoscopic heterogeneity.

### Megascopic Heterogeneity

Megascopic Heterogeneity describes the geometry, lateral continuity and vertical communication of the reservoir layers. Bongiolo and Scherer (2010) also highlight that at this scale the main parameters controlling reservoir compartmentation are the key stratigraphic surfaces;

The lower and middle intervals are composed of more compartmentalized reservoirs of thinner eolian packages that are laterally discontinuous, reflecting fluvial dynamics. These reservoirs generate a very complex stratigraphy due to the vertical and lateral juxtaposition of fluvial and eolian sand bodies. The main flow barriers in this interval are represented by the silt clay layers and the unconformity surface (S-U) identified in the radargrams and in DOM II, **Figure 8**. In contrast, the upper interval is composed of thick packages of eolian sandstone (Botucatu Fm.) with relatively simple lateral continuity due to the tabular geometry of the sand bodies, **Figure 10**. From the perspective of the characterization of eolian reservoirs, these bounding surfaces identified in both radargrams and DOM can act as barriers to fluid migration, exhibiting prominent contrasts in grain size (e.g., Shebi, 1995; Ciftci et al., 2004). Bounding surfaces can also transmit percolating meteoric waters, resulting in the upgrading of carbonate and silicate cements (e.g., Chandler et al., 1989; North and Prosser, 1993), and the alteration of other diagenetic processes, such as mechanical compaction, infiltration of clays and chlorite cementation (e.g. Bongiolo and Scherer, 2010; De Ros and Scherer, 2013).

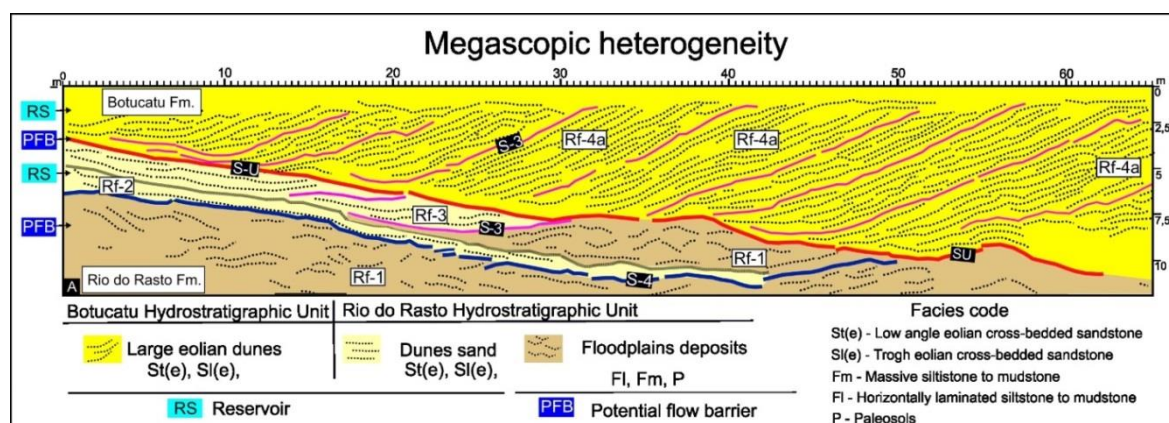


Figure 10. Simplified scheme of megascopic heterogeneity, highlighting the main elements that can act as potential flow barriers (clay layers and the unconformity surface (S-U)) and reservoirs (sandy deposits).

### Macroscopic Heterogeneity

Macroscopic heterogeneity reflects vertical and lateral relationships between the facies association

within the reservoir, **Figure 10**, To infer the average permeability values of facies associated with eolian and fluvial environments, literature data was used, summarized in the **Table 3**. The high permeability of the eolian dune facies (Botucatu Fm.) can be explained by Grain-flow strata display significantly higher porosity values than wind-ripple deposits, due to granulometric sorting and looser packing of grain-flow deposits in comparison to wind-ripple deposits (Chandler et al., 1989).

The eolian dune and eolian sand sheet facies associations have higher permeability (K) and porosity ( $\emptyset$ ) values than fluvial facies association. Based on this data, it is assumed that the Morro Pelado Member (Rio do Rasto Fm.) presents lower permeability values, which can be explained by their finer grain size and presence of carbonate cements and cutan of illite/illite-smectite, chlorite and, possibly, ferrous smectite (nontronite) around the sandstone grains of the unit as described by Shemiko et al (2014). In this case, when cemented (especially by carbonates or evaporites), these deposits can form flow barriers or isolate productive strata (Ahlbrant and Frybergger; 1986; Galloway and Hobday, 1996). The high permeability of the eolian dune facies (Botucatu Fm.) can be explained by Grain-flow strata display significantly higher porosity values than wind-ripple deposits, due to granulometric sorting and looser packing of grain-flow deposits in comparison to wind-ripple deposits (Chandler et al., 1989).

Table 3. Average porosity and permeability values in eolian and fluvial facies.

Facies association	Facies	Porosity and permeability	Reference
Eolian	Eolian dune	$\emptyset$ : 16,3 % kh:137 – 154 mD Kv: 200 mD	Lindquist (1988) Nugget Fm.
Eolian	Interdune	$\emptyset$ : 2,3 % kh:0,01 – 0,02 mD Kv: 0,01 mD	
Eolian	Eolian dune	$\emptyset$ : 15,3 % k average: 64,79 mD	Bongiolo and Scherer (2010) Sergi. Fm
Eolian	Eolian sand sheets	$\emptyset$ : 12,7 % k average: 44.1 mD	
Fluvial	Fluvial channel	$\emptyset$ : 9,1% K average: 3 mD	
Eolian	Eolian dune - (deposition Under conditions of high water table)	$\emptyset$ : 11% kh: 0,033–0,045 mD kv/kh: 1	Taggart et al. (2010) Rotliegend Group
Fluvial	Massive eolian sandstone Fluvial channel-fill deposits	$\emptyset$ : 13–15% kh: 0,62–3,2 mD kv/kh: 0,18	
Fluvial	Overbank deposits	$\emptyset$ : 11% kh: 0,033–0,045 mD kv/kh: 1	
Eolian	Eolian dune	$\emptyset$ : 31 % k average: 151 mD	Wojahn (2011) Botucatu Fm.

## Mesoscopic

### heterogeneity

Individual aeolian and fluvial packages possess internal textural and structural differences that account for changes in petrophysical features of the reservoirs (mesoscopic heterogeneity). Fluvial facies association show variable permoporosity values, adopted for this study, **Table 3**, Lithofacies St

(e), S1 (e) (upper portions predominantly) have higher permeabilities than lithofacies Fm and Fl (bottom portions respectively). Lower permeability values of lithofacies Fm/Fl can be explained by its finer grain-size, whereas those of lithofacies St (e), S1 (e) and presence of carbonate cements from lithofacies Fm/Fl can generate effective flow barriers that yield the compartmentalization of fluvial-eolian reservoirs.

The eolian dune facies association comprises dominantly superposing sets of the eolian cross-strata lithofacies St(e). At the base of the foreset, strata are tangential to the underlying bounding surface and are characterized by wind-ripple lamination. The upward steepening of foreset inclination within sets and their association with the occurrence of inversely graded grain-flow strata is usually accompanied by permeability changes, which tend to condition the flow according to this change, **Figure 11**.

This change in the aeolian stratification type along the foresets is usually accompanied by permeability changes (e.g. Lindquist, 1988; Chandler et al., 1989; Howell and Mountney, 2001). Grain-flow strata display significantly higher porosity values than wind-ripple deposits, due to granulometric sorting and looser packing of grain-flow deposits in comparison to wind-ripple deposits (Chandler et al., 1989). These differences in permeability at the base and top of cross-strata influence the preferred direction of fluid flow and should be considered when developing reservoir models, as argued by Chandler et al. (1989) and Howell and Mountney (2001).

### **Lithologic and Aquifer Model**

From a hydrostratigraphic point of view, one of the first steps to implement the classification of aquifer systems was to identify the lithological units in the in the data collected and presented previously. Based on this and considering that stratigraphic units consist of one or more lithological units interrelated in vertical succession, which have similar textural characteristics and are associated with the same type of depositional environment, it was possible to identify two hydrostratigraphic units in the area, Botucatu and Rio do Rasto Formation, which are associated in this work with aquifer 1 - unconfined and aquifer 2 - Confined, respectively, **Figure 11 A, B and C**.

The analysis of the data presented suggests that the Rio do Rasto hydrostratigraphic Unit behaves as an irregular or multi-layered aquifer reservoir that exhibits jigsaw puzzle-type geometry, according to the classification of Weber and Van Geuns (1990), in which the intercalations of sandy layers and silt-clay beds affect hydraulic continuity, **Figure 10**. On the other hand, the Botucatu hydrostratigraphic unit presents a Layer Cake reservoir. This style is characterized by presenting lateral continuity and relatively simple correlation, **Figure 11 E**. This definition is in line with the 3D models presented, in which the Botucatu hydrostratigraphic Unit is of the tabular and continuous type.

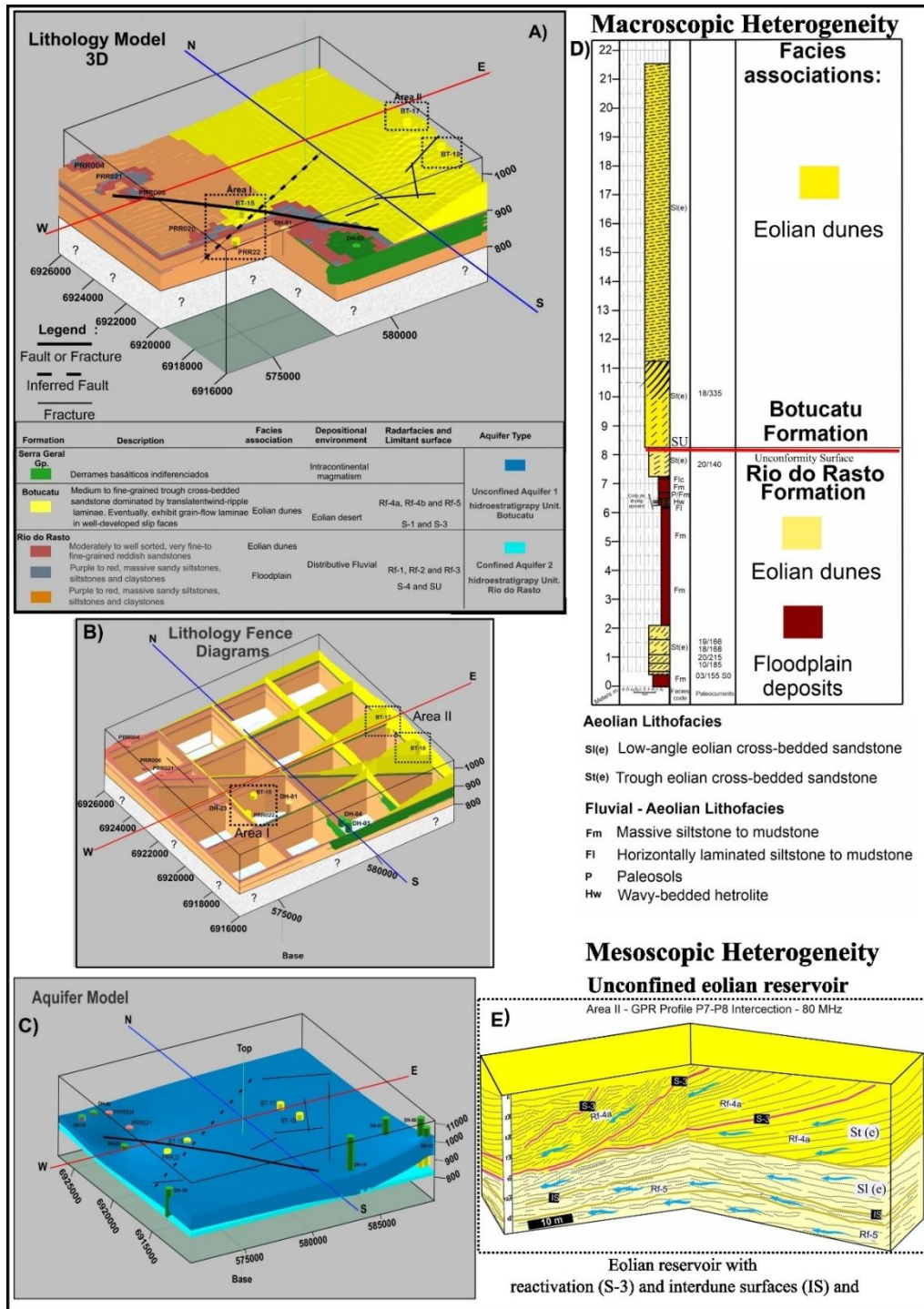


Figure 11. A) lithologic model showing the three-dimensional representation of the sedimentary system; B) Fence diagram exhibiting internal lateral and vertical variations of lithofacies; C) Aquifer model showing the 3D representation of aquifers unconfined (upper portion) and confined (lower portion); D) Simplified scheme of megascopic heterogeneity; E) Simplified scheme of mesoscopic heterogeneity showing the preferential direction of flow in aeolian facies. E) Expected scenario of a conceptual wind reservoir presenting different sedimentary heterogeneities and preferential flow directions.

## CONCLUSIONS

The reservoirs that make up the studied interval are originated by two distinct depositional systems: the first Morro Pelado Member (Rio do Rasto Fm.) is predominantly composed of dominated by lithofacies of the floodplain deposits include dominantly red to purple massive and blocky to horizontally laminated fine-grained rocks (Fm and Fl, respectively). Interbedded by moderately to well-sorted, very fine-to medium-grained sandstones (St (e) and Sl (e)), deposited by fluvial - eolian systems. The second (Botucatu Fm.) is composed by eolian sandstone varies from fine to coarse-grained (St (e) and Sl (e)) and often exhibit pin-stripe lamination and grain flow lenses, deposited by dry eolian systems.

Based on the facies architecture and high-resolution geophysical data, in cm scale, from the deposits of the Morro Pelado Member (Rio do Rasto Fm.) and the Botucatu Fm. and it was possible to determine the main parameters responsible for influencing the properties of reservoirs associated with the fluvial-eolian and dry eolian systems and recognize a variety of barriers to flow at different scales. At megascopic scale, the main parameters controlling reservoir compartmentalization and represent potential flow barriers, in this context, are the key-stratigraphic surfaces, unconformity surface (S-U) and the layers of clay and silt present in the Rio do Rasto Fm., which have low porosity and permeability.

Based on geometric relationships, reservoirs linked to fluvial - eolian interaction form two types in macroscopic heterogeneity: (i) highly compartmentalized eolian packages, which are truncated by fluvial deposits, and complex stratigraphic correlation and (ii) good lateral continuity of eolian packages and correlation relatively simple stratigraphy. The facies architecture in the eolian-fluvial deposits identified in the Morro Pelado Member (Rio do Rasto Fm.) is more complex, because it contains alternating intervals of eolian sandstone and fluvial heterolithic strata, both of which can be laterally discontinuous on the length scales studied. In this case, the eolian sandstone bodies surrounded by fluvial heterolithic strata can form small isolated flow units.

Furthermore, the cm-scale individualization of the radarfacies corroborates the hypothesis that the Rio do Rasto hydrostratigraphic unit behaves as an irregular or multi-layered aquifer reservoir that exhibits jigsaw puzzle-type geometry, and the Botucatu hydrostratigraphic unit presents a Layer Cake reservoir, according to the classification of Weber and Van Geuns (1990).

## ACKNOWLEDGMENTS

Special thanks to my advisors, Ph.D. Manoela Bettarel Bállico and Ph.D. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira, for their support and guidance throughout this research. I would also like to express my gratitude to the Fundação de Amparo à Pesquisa e Inovação do Estado de Santa Catarina (FAPESC) for funding this work.

## REFERENCES

- AGISOFT. Agisoft Metashape User Manual: Professional Edition, Version 1.5. [S.l.], 2019. 145 p. Disponível em: <https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro/115>.
- Alpay, O. A. 1972. A practical approach to defining reservoir heterogeneity. *Journal of Petroleum Technology*, 24(07), 841-848.
- Alessandretti, L., Warren, L. V., Machado, R., Novello, V. F., & Sayeg, I. J.. 2015. Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession. *Sedimentary Geology*, 326, 1-15.
- Ahlbrandt, T.S; Fryberger, S.G. 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: *Recent and Ancient Non-Marine Depositional Environments: Models for Exploration* (Eds F.G. Ethridge and R.M. Flore), SEPM.Spec. Publ., **31**, 293–314.
- Araújo L.M., França A. B., Potter P.E. 1995. *Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai; Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. Curitiba, UFPR PETROBRÁS, Mapas.escala 1:2.500.000.*
- Arribas, M. E., Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., Soria, A. R., & de Boer, P. L. 2012. Giant calcite concretions in eolian dune sandstones; sedimentological and architectural controls on diagenetic heterogeneity, mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain. *Sedimentary Geology*, 243, 130-147.
- Azevedo, K.L. 2018. *Novos Registros de Temnospondyli do Sítio São Jerônimo da Serra da Formação Rio do Rasto (Permiano/Médio Superior) do Estado do Paraná Brasil: Implicações Taxônomicas, Tafonômicas, Paleoambientais E Bioestratigráficas. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2015p.*
- Bagnold, R. A. 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 225(1160), 49-63.
- Bállico, M.B., Scherer, C.M. S., Mountney, N.P., Souza, E.G., Reis, A.D., Gabaglia, G.R., Magalhães, A.J.C. 2017. Sedimentary cycles in a mesoproterozoic eolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 349,1-14, mar. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.12.008>
- Bergamaschi, S. 1999. *Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil.*
- Bongiolo, D.E., Scherer, C.M. 2010. Facies architecture and heterogeneity of the fluvial–eolian reservoirs of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 27(9), 1885-1897. [1016/j.marpetgeo.2010.07.015](http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.015).
- Bigarella, J.J.e Salamuni, R. 1961. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. *Geological Society American Bulletin*. 72, p.1089-1106.
- Botha, G. A. et al. 2003. Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 211, p. 29-46.
- Bristow, C. S.; Chroston, P. N; Bailey, S. D. 2000. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. *Sedimentology*, 47 (5), 923-944.
- Bristow, C. S.; Lancaster, N.; Duller, G. A. T. 2005. Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia. *Journal Of The Geological Society*, 162 (2), 315-321. *Geological Society of London.* <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764903-120>.
- Bristow, C; Pugh, J; Goodall, T. I. M. 1996. Internal structure of eolian dunes in Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar.



Sedimentology, 43 (6) 995-1003.

Brookfield, M. E., Silvestro, S. 2011. Eolian systems: In James, N.P., and Dalrymple, R. W., eds. *Facies Model 4: GeoText 6*, Geological Association of Canada, St. John's, Toronto, Ontario. 139-166.

Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*, 24 (3), p. 303-332.

Carrivick, J. L.; Smith, M. W.; Quincey, D. J. 2016. *Structure from Motion in the Geosciences*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2016.

Cartigny, M. J., Ventra, D., Postma, G., & van Den Berg, J. H. 2014. Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: new insights from flume experiments. *Sedimentology*, 61(3), 712-748.

Chandler, M.A., Kocurek, G., Goggin, D.J., Lake, L.W. 1989. Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, Northern Arizona. *AAPG bulletin*, 73 (5), 658-668.

Davis, J. L.; Annan, A. P. 1989. Ground-Penetrating Radar For High-Resolution Mapping Of Soil And Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37 (5) 531-551. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x>.

DA SILVA, F. G., & SCHERER, C. M. D. S. 2000. Fácies, Associação de Fácies e Modelo Depositional dos Arenitos Eólicos da Formação Botucatu (Cretáceo Inferior) na Região Sul de Santa Catarina. *Pesquisas em Geociências*, 27(2), 15-30.

Eltom, H.A. et al. 2017. Three-dimensional outcrop reservoir analog model: A case study of the Upper Khuff Formation oolitic carbonates, central Saudi Arabia. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 150, 115-127. <http://dx.doi.org/10.1016/j.petrol.2016.11.035>.

Fielding, C. R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 190(1-4), 227-240.

Forte, E., Pipan, M., Casabianca, D., Di Cuia,

R., & Riva, A. 2012. Imaging and characterization of a carbonate hydrocarbon reservoir analogue using GPR attributes. *Journal of Applied Geophysics*, 81, 76-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.009>.

Galloway, W.E., Hobday D.K. 1996. "Facies characterization of reservoirs and aquifers." *terrigenuous clastic depositional systems*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 426-444.

Giannini, P. C. F. 2007. *Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil*. PhD. Thesis. Universidade de São Paulo - IAG. São Paulo. 200p.

Gordon JR., M. 1947. *Classificação das Formações Gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul*. *Boletim DNPM - DGM*, Rio de Janeiro, 38, 20.

Gulliford, A. R., Flint, S. S., & Hodgson, D. M. 2017. Crevasse splay processes and deposits in an ancient distributive fluvial system: the lower Beaufort Group, South Africa. *Sedimentary Geology*, 358, 1-18.

Guo, W., Dong, C., Lin, C., Zhang, T., Zhao, Z., e Li, J. 2022. 3d sedimentary architecture of sandy braided river, based on outcrop, unmanned aerial vehicle and ground penetrating radar data. *Minerals*, 12(6), 739.

Howell, J. A.; Martinius, A. W.; Good, T.R. 2014. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. *Geological Society, London, Special Publications*, 387 (1), 1-25. <http://dx.doi.org/10.1144/sp387.12>.

Howell, J., & Mountney, N. 2001. Aeolian grain flow architecture: hard data for reservoir models and implications for red bed sequence stratigraphy. *Petroleum Geoscience*, 7(1), 51-56.

Hunter, R. E., Richmond, B. M., & Rho Alpha, T. A. U. 1983. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Geological Society of America Bulletin*, 94(12), 1450-1465.

Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, (3), 361-387.

Kocurek, G., Dott, R.H., 1981. Distinctions and

- uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, p. 579-595.
- Kocurek, G., Fielder, G. 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Research*, **52**(4), p. 1229-1241.
- Kocurek, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 19 (1), 43-75.
- Kroth, M. 2018. Modelos virtuais de afloramento aplicados à estratigrafia de seqüências e modelagem de análogos de reservatório fluvial na Bacia Lusitânica.
- Lavina E. L. Geologia Sedimentar E Paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano - Citiano) da Bacia Do Paraná. 1991.. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio grande do Sul.
- Lindquist, S. J. 1988. Practical characterization of eolian reservoirs for development: Nugget Sandstone, Utah—Wyoming thrust belt. *Sedimentary Geology*, **56** (1-4), 315-339.
- Machado, J. L. F. 2013. Mapa hidrogeológico do estado de Santa Catarina.
- Marriott, S. B., & Alexander, J. (Eds.). 1999. *Floodplains: interdisciplinary approaches*. Geological Society of London.
- Massaro, L., Corradetti, A., Vinci, F., Tavani, S., Iannace, A., Parente, M., & Mazzoli, S. 2018. Multiscale fracture analysis in a reservoir-scale carbonate platform exposure (Sorrento Peninsula, Italy): implications for fluid flow. *Geofluids*. 1-10.
- Meghioratti, T. Estratigrafia De Seqüências das Formações Serra Alta, Teresina e Rio Ddo Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na Porção Nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo. 2006. PhD Thesis. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 134p.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin (582 pp.).
- Milani, E.J., Gonçalves De Melo, J.H., De Souza, P.A., Fernandes, L.A. and França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 265–287.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.
- Mitchum, R. M; Vail, P. R; Sangree, J. B; 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences* In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem. 16, p. 117– 133.
- Mitchum Jr., R.M. 1977a. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part II: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy*. In: Payton, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. The American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 205-212.
- Mountney, N.P. 2006b. Periodic accumulation and destruction of eolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, [S.L.], **53** (4), p. 789-823, ago. 2006. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00793.x>.
- Mountney, N.P. 2006a. Eolian Facies Models. In: *Facies Models Revisited* (Eds H. Posamentier and R.G. Walker). *SEPM Mem.*, **84**, p.19 – 83
- Mountney, N., Howell, J. 2000. Eolian Architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, **47**, p. 825-849.
- Neal, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, **66**(3-4), 261-330. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>.
- Neal, A; Roberts, C. L. 2001. Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. *Sedimentology*, **48** (4). 791-810.

- De Oliveira, M. A., Santos, J. C., & Lemos, R. 2020. 80,000 years of geophysical stratigraphic record at the Serra da Capivara National Park, in northeastern Brazil: Uncovering hidden deposits and landforms at a canyon's floor. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102691.:  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102691>
- Pasetto, G. A., Gonçalves, O. G., Guadagnin, F., & dos Santos, E. G. 2020. Modelagem Geológica Implícita em Mina de Mármore no Complexo Metamórfico Passo Feio, Rio Grande do Sul, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 43(4), 202-217.
- Pringle, J. K., Westerman, A. R., Clark, J. D., Drinkwater, N. J., & Gardiner, A. R. 2004. 3D high-resolution digital models of outcrop analogue study sites to constrain reservoir model uncertainty: an example from Alport Castles, Derbyshire, UK. *Petroleum Geoscience*, 10 (4), 343-352.
- Reboucas, A. D. C. 1976. Recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Paraná: Análise de pré-viabilidade. Universidade de São Paulo, SP.
- Reineck, H. E., & Singh, I. B. 2012. *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer Science & Business Media.
- Retallack, G. J. 1976. Triassic palaeosols in the Upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I: features of the palaeosols. *Journal of the Geological Society of Australia*, 23(4), 383-399.
- Rohn, R. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. São Paulo-SP. 1994. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 327p.
- Roisenberg, H. B. 2020. Modelos virtuais de afloramento: aplicação na estratigrafia de alta resolução em sistemas fluviais entrelaçados. Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC. Santa Catarina, SC.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29, 121-138.
- Riccomini, C.; Santánna, L. G.; Tassinari, C. C. G. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP*, São Paulo, n.95, p.33-42, 2012.
- Scheibe, L. F. 1986. *Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC*. PhD Thesis. Universidade de São Paulo – IAG. São Paulo, SP, Brazil. 250 p.
- Schemiko, D. C. B., Vesely, F. F., Fernandes, L. A., & Soweck, G. A. 2014. Distinguição dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, 14(3), 29-46:  
<http://dx.doi.org/10.5327/z1519-874x201400030003>
- Scherer, C.M.S. 1998. Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Neocomiano) no Estado do Rio Grande do Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil.
- Scherer, C. M. S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137(1-2), 63-84.
- Soares, A. P., Holz, M., & Soares, P. C. 2008. Heterogeneidades hidroestratigráficas no sistema Aquífero Guarani. *Brazilian Journal of Geology*, 38 (4), 598-617.
- Souza, A. D. M. 2013. Proposta metodológica para o imageamento, caracterização, parametrização e geração de modelos virtuais de afloramentos. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, RN, Brazil. 149 p.
- Taggart, S., Hampson, G. J., & Jackson, M. D. 2010. High-resolution stratigraphic architecture and lithological heterogeneity within marginal eolian reservoir analogues. *Sedimentology*, 57(5), 1246-1279.
- Toledo, J. C et al., 2023. Interações flúvio-eólicas no contexto fluvial distributivo da Formação Rio do Rasto (guadalupiano-lopíngiano), Bacia do Paraná. PhD Thesis. Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC, Santa Catarina, SC, Brazil
- Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Saint-Bezar, B., Zordan, E., Zeyen, H., & Mouche, E. 2021. Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and

permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic). *Marine and Petroleum Geology*, 123, 104772.

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*, 48, n. 4, p. 839–852, 2018. ISSN 23174692.

Wojahn, D. 2011. Parâmetros hidrogeológicos do Sistema Aquífero Guarani na sub-bacia do Arroio Portão/RS. PhD Thesis. Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, Rio

Grande do Sul, RS, Brazil

Warren, L. V., Almeida, R. P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L. F., Steiner, S. D. S., & Chamani, M. A. C. 2008. 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*, 38(2), 213-227.

Weber K.J.; Van Geuns LC. 1990. Framework for constructing clastic reservoir simulation models. *Journal of Petroleum Technology* 42 (10), 1248-1297.

## **AUTHOR CONTRIBUTIONS**

It Lemos, R.: contributed to conceptualization, investigation, coordination of field activities, data acquisition, processing and modeling in software, writing original draft preparation and review; Bállico. M.B: contributed to validation, formal analysis, supervision, project administration, and final review; Oliveira. M.A.T: contributed to conceptualization, investigation, coordination of field activities, data acquisition, processing, GPR software and final review; Manna.M.O: Contributed to the collection of field data, discussion and presentation of results; Guadagnin. F: contributed to the coordination of field activities, acquisition of aerial photos with RPA; Metzner M Contributed to processing and interpretation of digital outcrop model; Feitosa, A. S. C.: Contributed to processing and interpretation of digital outcrop model.

## **Conflicts of Interest**

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.