



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

Artur Augusto Passos Miranda

**Fácies e estruturas glaciogênicas do Grupo Itararé na região de Doutor
Pedrinho, leste da Bacia do Paraná**

Florianópolis
2024

Artur Augusto Passos Miranda

**Fácies e estruturas glaciogênicas do Grupo Itararé na região de Doutor
Pedrinho, leste da Bacia do Paraná**

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.

Orientador(a): Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

Florianópolis

2024

Ficha catalográfica gerada por meio de sistema automatizado gerenciado pela BU/UFSC.
Dados inseridos pelo próprio autor.

Miranda, Artur Augusto Passos
Fácies e estruturas glaciogênicas do Grupo Itararé na
região de Doutor Pedrinho, leste da Bacia do Paraná /
Artur Augusto Passos Miranda ; orientador, Marivaldo dos
Santos Nascimento, 2024.
70 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa
de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, 2024.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Glaciotectônica, Grupo Itararé, Bacia do
Paraná. I. Nascimento, Marivaldo dos Santos. II.
Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós
Graduação em Geologia. III. Título.

Artur Augusto Passos Miranda

**Fácies e estruturas glaciogênicas do Grupo Itararé na região de Doutor
Pedrinho, leste da Bacia do Paraná**

O presente trabalho em nível de Mestrado foi avaliado e aprovado, em 22 de março de 2024, pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof.(a) Dr.(a) Eliza Inez Nunez Peixoto
Universidade de Brasília

Prof. Dr. Michael Holz
Universidade Federal da Bahia

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.

Insira neste espaço a
assinatura digital

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Insira neste espaço a
assinatura digital

Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento
Orientador

Florianópolis, 2024.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço à Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), à Petrobrás, ao Laboratório de Análise de Bacias Sedimentares e Reservatórios (LABAC) e à Fundação de Ensino e Engenharia de Santa Catarina (FEESC) pelo suporte técnico e financeiro fornecido para o desenvolvimento da minha pesquisa.

Gostaria de estender meus agradecimentos ao meu orientador e amigo, Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento, por sua orientação constante, pelas saídas de campos, pelas inúmeras conversas e pelas oportunidades concedidas ao longo da pesquisa.

Agradeço também aos meus pais e irmãos, Artur Gomes Miranda, Maria Luzia Passos Miranda, Rafael Passos Miranda e Jéssica Passos Miranda, pelo apoio incondicional e incentivo prestado durante minha jornada acadêmica. Um agradecimento especial é dedicado à minha esposa, Lorena da Silva Rosa, por sempre estar ao meu lado, sobretudo, nos momentos mais difíceis.

RESUMO

Na borda leste da Bacia do Paraná, o Grupo Itararé registra os eventos glaciais do permocarbonífero que ocorreram na margem ocidental do Supercontinente Gondwana. Para entender os processos de deposição e deformação presentes nos depósitos glaciogênicos da Formação Campo Mourão, este trabalho utiliza análises faciológicas e estruturais de afloramentos localizados no município de Doutor Pedrinho, na região nordeste do estado de Santa Catarina. Os dados sedimentológicos atestam duas associações de fácies: AF-I: (sistema fluvial entrelaçado), composto por diamictitos, conglomerados maciços, arenitos maciços e arenitos estratificados, e AF-II (sistema de planície deltaica), caracterizado por arenitos estratificados intercalado com siltitos e folhelhos laminados. Estas associações foram depositadas durante períodos de retração glacial, em um ambiente de planície de *outwash*. As estruturas deformacionais incluem dobras, falhas e zonas de cisalhamento, que foram geradas durante fases de avanço de geleiras. Os dados sedimentológicos e estruturais indicam que esses depósitos foram influenciados por um paleovale com orientação NW-SE, e sugerem um padrão de fluxo glacial para NW.

Palavras-chave: Supercontinente Gondwana; Formação Campo Mourão; Dinâmica Glacial.

ABSTRACT

The Itararé Group, located on the eastern boundary of the Parana Basin, records the glacial events of the Permocarboniferous that occurred along the western margin of the Gondwana Supercontinent. To understand the deposition and deformation processes preserved in the glaciogenic deposits of the Campo Mourão Formation, this study uses faciological and structural analyses of outcrops located in the municipality of Doutor Pedrinho, in the northeast region of the state of Santa Catarina. The sedimentological data indicate two facies associations: AF-I (fluvial braided system), consisting of massive diamictite, conglomerate, massive sandstones and stratified sandstones, and AF-II (delta plain system), characterized mainly by stratified sandstones with intercalated siltstones and mudstones. These facies associations were formed during glacial retreat in an outwash plain environment. Folds, faults, and shear zones are deformational structures that were generated during glacial advances. Sedimentological and structural data indicate that these deposits were confined to a paleo valley roughly oriented NW-SE, showing patterns of ice flow towards NW.

Keywords: Gondwana Supercontinent; Campo Mourão Formation; Glacial dynamics.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	OBJETIVOS GERAL.....	10
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	10
1.3	JUSTIFICATIVAS.....	11
1.4	LOCALIZAÇÃO E ACESSO AOS AFLORAMENTOS.....	11
2	MATERIAIS E MÉTODO	13
2.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	13
2.2	ELABORAÇÃO DE MAPAS TEMÁTICOS	14
2.3	COLETA DE DADOS EM CAMPO.....	14
2.3.1	Análise Faciológica	14
2.3.2	Análise Estrutural	15
2.3.3	Aquisição de Imagens	15
3	REFERENCIAL TEÓRICO	16
3.1	AMBIENTES GLACIAIS.....	16
3.2	DEFORMAÇÃO GLACIOTECTÔNICA	17
3.3	ESTRUTURAS GLACIOTECTÔNICAS	21
4	CONTEXTO GEOLÓGICO	24
4.1	BACIA DO PARANÁ	24
4.2	GRUPO ITARARÉ	26
5	ARTIGO	28
6	CONCLUSÃO	60
	REFERÊNCIAS	61
	ANEXOS	68

1 INTRODUÇÃO

As geleiras fizeram parte do sistema ambiental terrestre por aproximadamente 70 milhões de anos durante a Idade do Gelo do Paleozoico Superior (Veevers & Powell 1987). Os vestígios desse longo período de baixas temperaturas estão presentes nos depósitos glaciomarinheiros e sucessões glaciais ressedimentadas, encontrados em diferentes bacias sedimentares (Eyles, 2008), especialmente nas bacias paleozoicas do Gondwana ocidental (Cunha *et al.*, 1994; Loboziak *et al.*, 2000; Streel *et al.*, 2000; Isaacson *et al.*, 2008).

Os depósitos glaciogênicos são fortemente influenciados pelas variações das margens das geleiras, que afetam diretamente o acúmulo, a erosão e deformação da pilha sedimentar (Hart & Boulton, 1991). Assim, para compreender os processos que ocorrem nos ambientes de sedimentação glacial, observações é essencial observar os sistemas glaciais modernos (Bennett & Glasser, 2009). A integração da análise faciológicas e estruturais nesses ambientes desempenha um papel importante para a reconstrução do regime das geleiras, especialmente no que diz respeito à deformação de materiais não consolidados, fornecendo informações valiosas sobre a atividade glacial e condições ambientais (Aber, 1982; Aber *et al.*, 1989; Aber & Ber, 2007).

Os fenômenos de avanço e recuo das massas de gelo durante os períodos glaciais são documentados no registro estratigráfico de duas maneiras: 1) diretamente, através de feições erosivas, estruturas deformacionais e fácies sedimentares características dos ambientes de sedimentação glacial e 2) indiretamente, por meio da ciclicidade deposicional observada em sucessões glácio-influenciadas, como ciclotemas, lamitos contendo clastos caídos, e depósitos de transporte de massa com seixos estriados (Montañez & Poulsen, 2013; Rosa, 2018).

Ao conjunto de processos envolvidos na deformação causada pelas geleiras dá-se o nome de glacioteconismo (e.g., Banham, 1977; Berthelsen, 1978, 1979; Van der Wateren, 1995). Essas deformações resultam em uma variedade de estruturas provocadas pelo movimento e peso das geleiras ao se deslocarem sobre a cobertura sedimentar inconsolidada, ou sobre os sedimentos e o embasamento (Aber, 1982; Aber *et al.*, 1989; Van der Wateren, 1995; Aber & Ber, 2007). A identificação dessas deformações, geneticamente relacionadas ao movimento das geleiras, fornece elementos interpretativos para entender a dinâmica glacial nas bacias onde essas feições são encontradas (Berthelsen, 1978, Aber *et al.*, 1989).

Na Bacia do Paraná, o Grupo Itararé preserva registros de condições glaciais (França & Potter, 1988; Rocha-Campos *et al.*, 2000; Mottin *et al.*, 2018) que se originaram durante a era glacial do Paleozoico Superior (Isbell *et al.*, 2012), quando a bacia estava localizada em altas latitudes do Hemisfério Sul. Nesse contexto, diferentes centros glaciais e massas de gelo se desenvolveram (Milani *et al.*, 2007) e a dinâmica glacial desse período encontra-se registrada predominantemente em exposições na borda leste da bacia (Rocha-Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004; Vesely *et al.*, 2007; Assine & Vesely 2008; d'Avila, 2009; Fielding *et al.*, 2012; Mottin *et al.*, 2018; Rosa, 2018).

No município de Doutor Pedrinho, situado na região nordeste do estado de Santa Catarina, são encontradas extensas sucessões do Grupo Itararé que preservam estruturas sedimentares e de deformação que proporcionam a caracterização faciológica e estrutural em escala de afloramentos. Tendo em vista as informações passíveis de serem extraídas desses depósitos glaciogênicos, esse estudo visa investigar os efeitos da dinâmica glacial e a evolução estratigráfica nessa região. Os resultados desse trabalho serão apresentados em maior detalhe no artigo intitulado: Sistema deposicional fluviodeltaico em planície de *outwash* e deformação glacioteclônica no Grupo Itararé (Bacia do Paraná), na região de Doutor Pedrinho.

1.1 OBJETIVOS GERAL

O objetivo desse trabalho é estudar os processos deposicionais e deformacionais em depósitos glaciogênicos do Grupo Itararé que afloram no município de Doutor Pedrinho, na região do Vale Europeu de Santa Catarina.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para alcançar esse objetivo, realizou-se: 1) a interpretação dos processos deposicionais; 2) definição dos ambientes deposicionais correspondentes; 3) caracterização do padrão espacial das deformações; e 4) interpretação da arquitetura estratigráfica estrutural identificada na área de estudo.

1.3 JUSTIFICATIVAS

A idade do gelo do Paleozoico Superior (Famennian-Wuchiapingian) é considerada a última grande fase do Fanerozoico e a única glaciação pré-Cenozoica (Isbell *et al.*, 2003; 2012, Fielding *et al.*, 2008a, Montañez & Poulsen, 2013). Isso torna esse período em um marco importante para compreender as relações entre a extensão glacial, mudanças climáticas e os sistemas deposicionais. O estudo dessas relações requer uma investigação detalhada da abrangência, localização e características das antigas massas de gelo.

Alguns dos depósitos sedimentares do Grupo Itararé preservam evidências dos eventos glaciais ocorridos no Paleozoico Superior e que se desenvolveram na porção ocidental do Supercontinente Gondwana (e.g., d'Avila, 2009; Rosa *et al.*, 2016; Mottin *et al.*, 2018). Esses registros são identificados em afloramentos por meio das formas aerodinâmicas do relevo, pela presença de superfícies e seixos estriados, por intervalos contendo diamictitos, pela presença de estratos com seixos caídos, e através das deformações glaciectônicas (Mottin *et al.*, 2018; Rosa *et al.*, 2019).

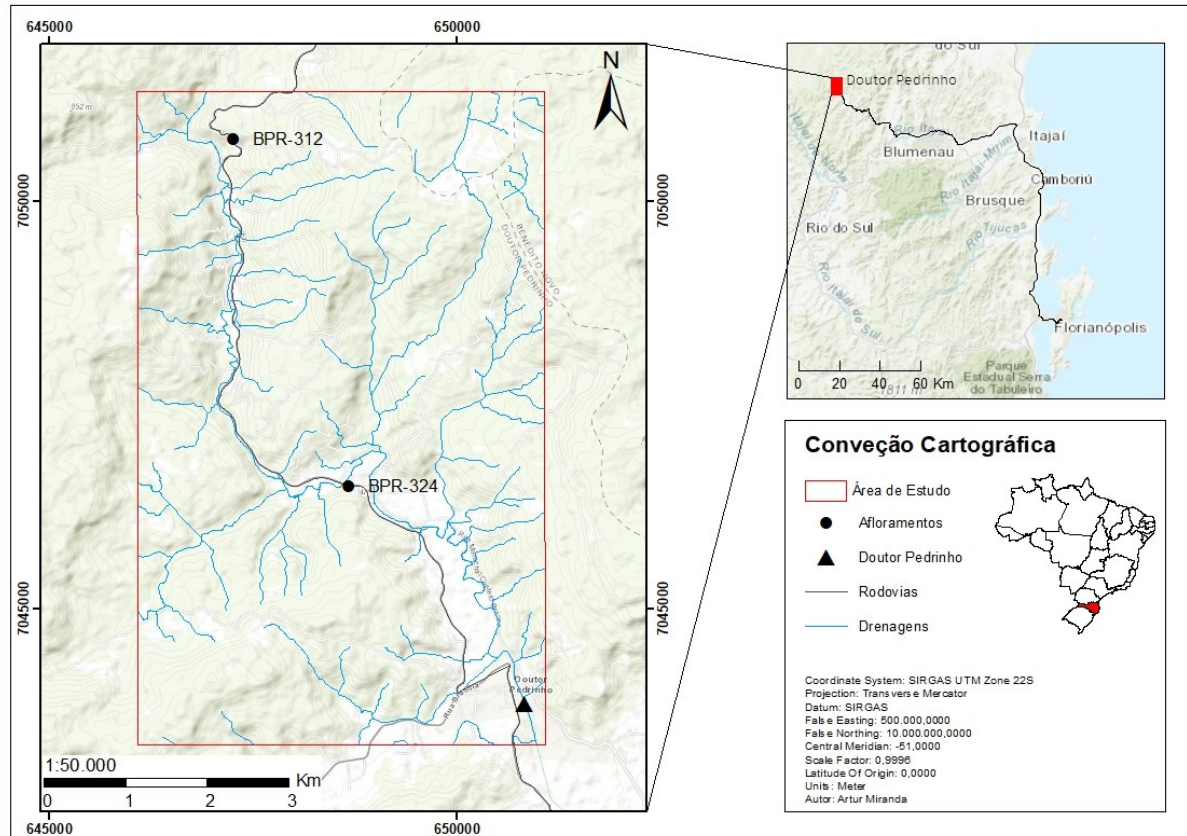
As estruturas glaciectônicas foram identificadas em rochas do Grupo Itararé em diferentes localidades (Rocha-Campos *et al.*, 2000, Tomio, 2004, Isbell *et al.*, 2010, Rosa, 2018). A estreita relação dessas estruturas com o balanço de massa das geleiras as torna indicadores de mudanças climáticas e ambientais importantes (Van der Wateren, 1995). O reconhecimento de deformação e depósitos sedimentares diretamente relacionados ao movimento de geleiras visa compreender as influências das frentes de gelo na deposição das unidades do Grupo Itararé durante a era glacial do Paleozoico Superior na Bacia do Paraná.

1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO AOS AFLORAMENTOS

Os afloramentos BPR-312-DP e BPR-324-DP estão situados no município de Doutor Pedrinho, na região nordeste do estado de Santa Catarina (ver Figura 1). O acesso à área de estudo pode ser feito a partir de Florianópolis pela rodovia BR 101, até o entroncamento com a rodovia BR-470, próximo à cidade de Itajaí. A partir de Itajaí, o acesso para oeste é feito pelas rodovias BR-470 e SC-477, até chegar à cidade de Doutor Pedrinho. Os afloramentos analisados estão localizados em cortes

ao longo da rodovia SC-477 e ocupam altitude topográfica de 623 m e 549 m, respectivamente

Figura 1 – Mapa de localização e acesso aos afloramentos estudados na pesquisa.

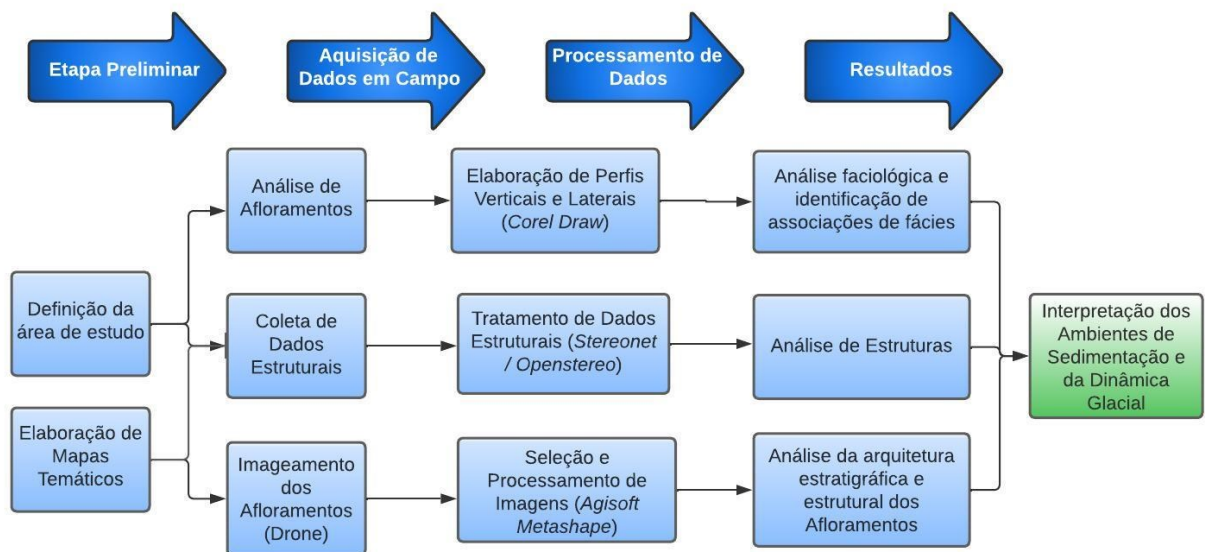


Fonte: Mapa base do software Arcgis versão 10.2.

2 MATERIAIS E MÉTODO

Nesse item é descrita a metodologia empregada na pesquisa para a caracterização estratigráfica e estrutural das unidades do Grupo Itararé, localizadas no município de Doutor Pedrinho. A Figura 2 ilustra o fluxo de trabalho adotado e destaca a sequência de atividades desenvolvidas, desde a etapa inicial até a coleta e processamento de dados, culminando na apresentação dos resultados.

Figura 2 – Diagrama com o fluxo de trabalho e a metodologia adotada na pesquisa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica incluiu a análise de trabalhos relacionados a dois temas principais: estratigrafia do Grupo Itararé e ambientes de sedimentação glacial, com foco nos processos de deformação glacioteclônica. No primeiro caso foram consultadas pesquisas que abordavam as unidades litoestratigráficas do Grupo Itararé dentro do contexto da Bacia do Paraná, como os trabalhos de Schneider *et al.* (1974), Fulfaro *et al.* (1982), França & Potter (1988), Zalán *et al.* (1990), Milani *et al.* (2007) e Holz *et al.* (2010). Já no segundo caso, informações relevantes sobre os processos de deformação glacioteclônica e o reconhecimento dessas estruturas nas unidades litoestratigráficas do Grupo Itararé, obtidas a partir dos trabalhos Aber, (1982),

Berthelsen, (1978), Van der Wateren, (1995), Rocha-Campos *et al.* (2000), Tomio, (2004), Isbell *et al.* (2012), Rosa *et al.* (2019).

2.2 ELABORAÇÃO DE MAPAS TEMÁTICOS

Foram elaborados mapas de acesso à área, geológico e de lineamentos a partir de modelos digitais de terreno (MDT) e imagens de satélites. Estes mapas incluem as principais vias de acesso aos afloramentos, os principais cursos de drenagens e os principais lineamentos estruturais identificados na área de estudo. A análise de imagens de satélites e de lineamentos permitiu identificar as tendências estruturais predominantes e às principais unidades litoestratigráficas que compõem a área de estudo. Os mapas foram elaborados com o auxílio dos *softwares* ArcGIS (versão 10.2), (QGIS versão 3.14) e *Google Earth Pro*.

2.3 COLETA DE DADOS EM CAMPO

A coleta de dados e caracterização dos afloramentos ocorreu durante três campanhas de campo: i) de 24 a 27 de julho de 2021; ii) de 16 a 19 de fevereiro de 2022; e iii) de 13 a 15 de outubro de 2022. Durante essas campanhas, foram realizadas: (1) elaboração de perfis verticais e laterais; (2) coleta de dados estruturais; e (3) aquisição de imagens dos afloramentos com auxílio de um *drone*.

2.3.1 Análise Faciológica

A análise faciológica baseou-se nos modelos de Rust (1977), Eyles *et al.* (1983) e Eyles & Eyles (2010). Os códigos de fácies foram estabelecidos de acordo com os critérios de Miall (1978), com adaptações conforme necessário. A sucessão das fácies foi analisada ao longo de seções colunares dos afloramentos, e as associações de fácies foram interpretadas para identificar os ambientes deposicionais. A digitalização das seções colunares foi realizada utilizando o *software Corel Draw* (versão 2018).

2.3.2 Análise Estrutural

A caracterização estrutural envolveu a medida da atitude de planos de acamamento (S_0), zonas de cisalhamento, flancos e eixos de dobras. As medidas foram realizadas utilizando uma bússola modelo *Brunton* e os dados foram organizadas em planilhas no *software Excel*. A análise das deformações foi conduzida com base nos conceitos de Ramsay & Huber (1983, 1987) e Hancock (1994). Os dados foram interpretados em projeções estereográficas, utilizando o diagrama de *Schmidt-Lambert*, hemisfério inferior, por meio do *software Stereonet* (versão 11.3). Essa análise permite visualizar a disposição espacial dos elementos estruturais identificados nos afloramentos que são fundamentais para a interpretação do comportamento reológico e cinemático das unidades estudadas.

2.3.3 Aquisição de Imagens

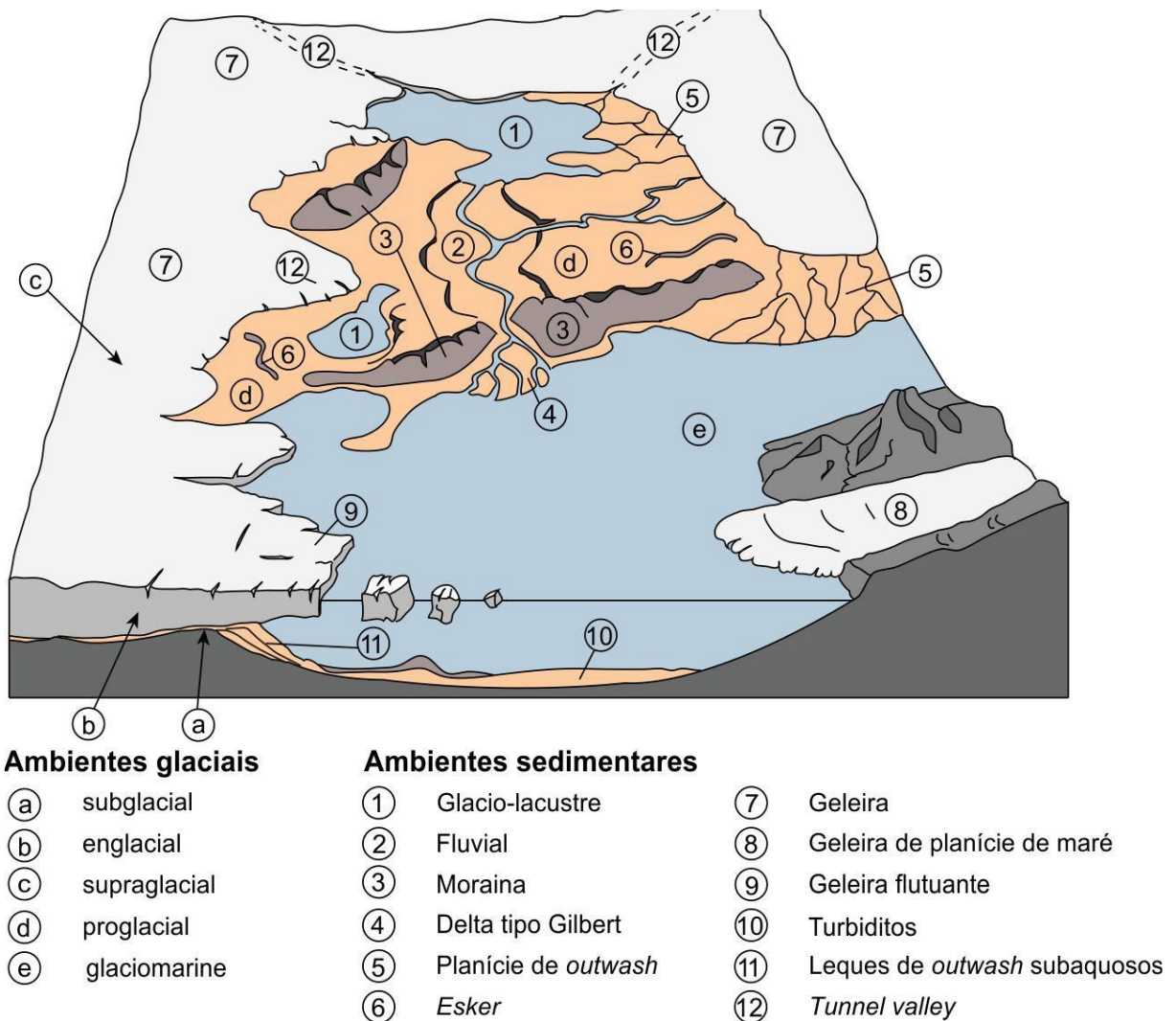
Além disso, foram empregadas técnicas de fotogrametria utilizando imagens dos afloramentos capturadas com um *drone*, modelo Phantom 4 PRO V.2, disponibilizado pelo Laboratório de Análise de Bacias Sedimentares e Reservatórios (LABAC) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC). As imagens foram obtidas em alturas variadas, com a câmera do equipamento direcionada para o afloramento em diferentes ângulos. Os voos foram realizados ao longo da face dos afloramentos, visando a obtenção das dimensões verticais e laterais dos estratos sedimentares. As linhas de voos foram executadas na vertical, paralelas ao talude dos afloramentos, buscando a sobreposição frontal e lateral das imagens, conforme os procedimentos descritos por Corradetti (2016). A elaboração das seções panorâmicas seguiu a rotina de trabalho estabelecida pelo *software Agisoft Metashape*.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 AMBIENTES GLACIAIS

Os ambientes glaciais são caracterizados por processos e fácies peculiares (Eleys & Eyles, 2010). Esses ambientes podem se desenvolver em diferentes regiões: (1) na base da geleira (subglacial); (2) no interior da geleira (englacial); e (3) sobre a geleira (supraglacial) (ver Figura 3). Há ainda, os ambientes proglaciais, que são aqueles que ocorrem nas margens das geleiras, em zonas de contato marginal flúvio-glacial, glácio-lacustre e glácio-marinho (Miller, 1996).

Figura 3 - Principais subdivisões dos ambientes de sedimentação glacial.



Fonte: Adaptado de Miller, 1996.

No ambiente proglacial, prevalecem os processos de alta energia principalmente gerados pelo fluxo de água de degelo, formado através de túneis subglaciais que depositam cascalho maciço gradado, além de areia associada a sistemas fluvio-deltaicos (Eyles & Eyles, 2010). Esses ambientes são caracterizados por sistemas aluviais que transportam e depositam sedimentos em áreas adjacentes à frente das geleiras, formando-se vastas planícies de areia e cascalho, conhecidas como planícies de *outwash*.

Geralmente, esses ambientes apresentam uma dinâmica deposicional relacionada ao avanço e recuo das geleiras (Assine & Vesely, 2008). As planícies de *outwash* podem se estender por grandes áreas glaciais, e são compostas por depósitos de cascalho, areia e argila, onde as argilas estão normalmente localizadas nas regiões mais distantes do sistema de dispersão. Essas planícies são alimentadas pelos sedimentos de ablação das geleiras (Church, 1972; Church & Gilbert, 1975; Benn & Evans, 2010). Esse ambiente é importante na geologia glacial pois fornecem informações valiosos sobre a atividade glacial passada, incluindo a extensão e o comportamento das geleiras durante as fases de retração (Bennett & Glasser, 2009).

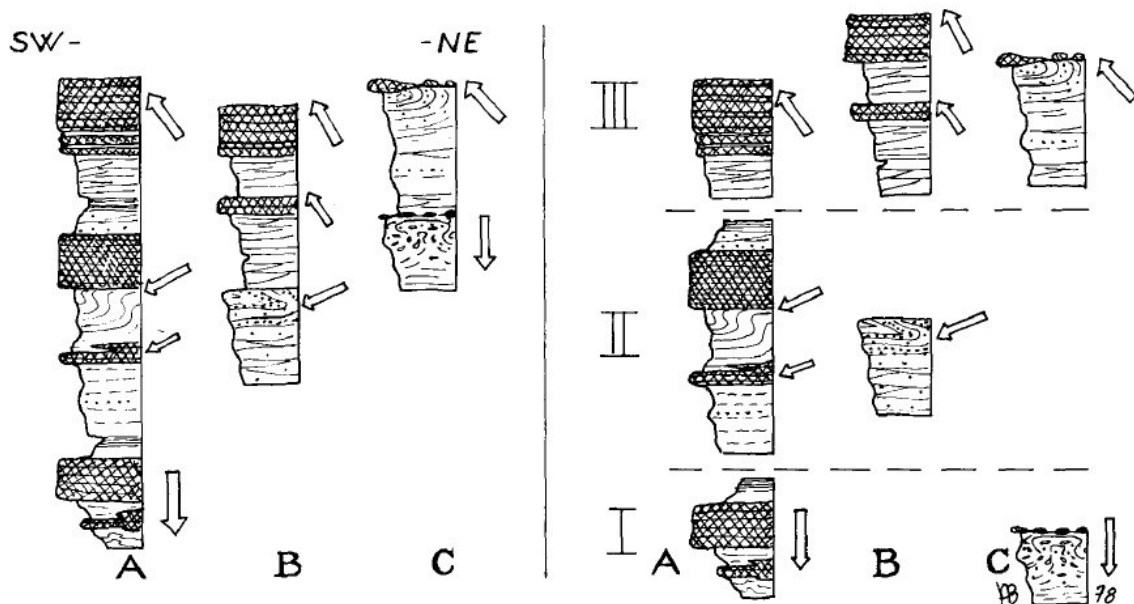
3.2 DEFORMAÇÃO GLACIOTECTÔNICA

Inicialmente, ficou evidente que certas questões estratigráficas não poderiam ser esclarecidas sem uma compreensão adequada das deformações encontradas nos depósitos glaciogênicos (e.g., Banham, 1975, 1977; Berthelsen, 1978). Estudos realizados em ambientes glaciais contemporâneos forneceram evidências sobre a natureza e extensão dos fenômenos associados às margens das geleiras (e.g., Boulton *et al.*, 1976; Alley, 1989a). Estudos teóricos, baseados nessas evidências (e.g., Boulton & Jones, 1979; Moran *et al.*, 1980; Boulton, 1987; Boulton & Hindmarsh, 1987; Alley, 1989a; 1989b; 1991), refinaram as interpretações relacionadas à gênese dessas estruturas (Van der Wateren, 1995; Pedersen, 2005).

Conforme Aber *et al.* (1989), as primeiras conceituações sobre a glaciotectônica foram introduzidas por George Slater, em estudos pioneiros sobre o comportamento de morainas de empurrão identificadas na Europa, na América do Norte e no Ártico. Desde os primeiros conceitos introduzidos por Slater (1926), várias definições para esse fenômeno foram propostas (Van der Wateren, 1995).

Estudos conduzidos nos depósitos glaciais incorporaram novos métodos de análise para os fenômenos glaciectônicos (Berthelsen, 1978, Berthelsen, 1979, Aber *et al.*, 1989). O trabalho de Berthelsen (1978) introduziu o termo “*Kineto – Stratigraphy*”. Segundo o autor (*op cit.*), uma unidade “estratigráfica cinética” (tradução literal do termo em língua inglesa) é definida como uma sequência depositada por uma camada ou fluxo de gelo com padrão e direção de movimento característicos. Conforme essa abordagem, a análise combinada das estrias, a trama deposicional dos tilitos, e o padrão estrutural das deformações são ferramentas úteis para a caracterização das unidades estratigráficas (Figura 4).

Figura 4 – Diagrama ilustrando a classificação estratigráfica proposta pelo autor Berthelsen (1978). Na porção esquerda, são apresentadas as colunas estratigráficas de três localidades: A, B e C, orientadas conforme a disposição SW-NE. Os elementos direcionais medidos por meio das deformações glaciectônicas são indicados pelas setas, considerando a direção norte paralelo ao eixo das colunas. Na porção direita, os mesmos depósitos são separados em unidades cinéticas-estratigráficas, sendo individualizadas as unidades: I, II e III.



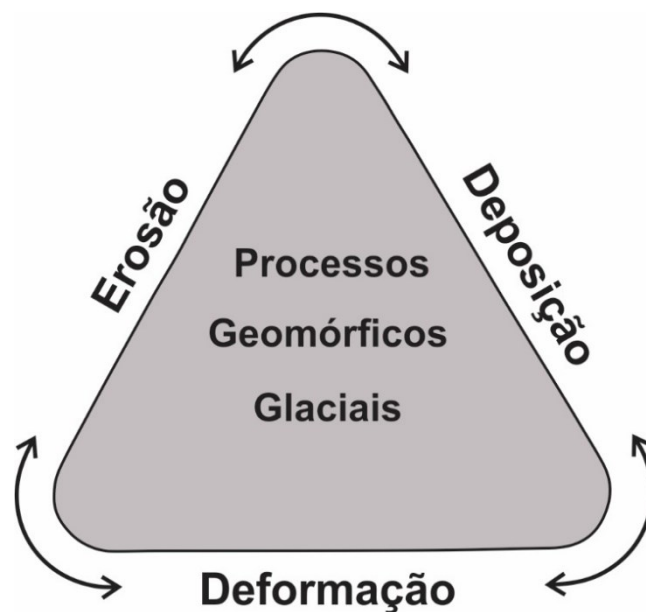
Fonte: Adaptado de Berthelsen (1978).

Para o autor Berthelsen (1978), a complexa relação estratigráfica observada nos depósitos glaciogênicos é comparada à encontrada em cinturões orogênicos, sendo levantada a possibilidade de se aplicar aos depósitos sedimentares glaciectônizados os princípios que regem a análise estrutural de terrenos deformados (Pedersen, 2005). A diferença entre as estruturas glaciectônicas e as

de origem tectônica, no entanto, seria principalmente a escala e o fato de as estruturas orogênicas apresentarem maior potencial de preservação (Aber & Ber, 2007).

Com o aumento da disponibilidade de dados de superfície e subsuperfície, os fenômenos glacioteclônicos foram reconhecidos em várias localidades. Diferentes formas de relevo foram atribuídas à origem glacioteclônica. Assim, as feições glacioteclônicas foram agrupadas com as feições deposicionais e erosivas como evidências primárias dos efeitos das glaciações (Aber *et al.*, 1989, Aber & Ber, 2007) (Figura 5).

Figura 5 - Tríade de fenômenos glaciogênicos, nos quais se baseia a teoria glacial moderna.



Fonte: Adaptado de Aber *et al.*, 1989.

Atualmente, os conceitos da deformação glacioteclônica são amplamente difundidos e abrangem não apenas a formação de dobras e falhas de empurrão, mas também diversos outros tipos de deformações (Hart & Boulton, 1991; Pedersen, 2005; Aber & Ber, 2007). Segundo Hart & Boulton (1991), a deformação glacioteclônica ocorre tanto durante o avanço quanto no recuo das geleiras, e envolve todo tipo de material (sedimentos congelados, saturados em água ou secos, além do substrato rochoso). Nesse processo, falhas e brechas são comuns, e a deformação pode resultar na desagregação de grandes blocos de rochas, que são transportados por longas distâncias e incorporados por cavalgamento às geleiras (Aber, 1989, Aber & Ber, 2007).

Uma revisão importante sobre os diferentes tipos de deformações relacionadas às geleiras foi apresentada por Occhietti (1973 *apud* Aber *et al.*, 1989). Esse autor propôs a divisão das deformações em cinco categorias: 1) glaciotectônica – caracterizada pela deformação do substrato rochoso e sedimentos pré-existentes pelo movimento ativo do gelo; 2) glaciodinâmica – estruturas primárias (como a trama observada nos tilitos) produzida no interior da moraina por meio da ação da geleira ativa; 3) glacioestática – deformação de morainas e do substrato rochoso devido à sobrecarga da geleira; 4) glaciocárstico – deformação causada pelo congelamento ou degelo de massas de gelo soterradas; e 5) deriva de icebergues – deformação de sedimentos marinhos ou lacustres pela avanço de icebergues aterrados ao substrato.

Conforme Aber *et al.* (1989) as duas últimas categorias podem ser eliminadas para efeito de considerações adicionais, restando os três outros tipos: glaciotectônica, glaciodinâmica e glaciostática. No caso das estruturas glaciodinâmicas, essas se tratam de estruturas primárias, produzidas nos depósitos de *till* durante a deposição dos sedimentos. Essas estruturas são importantes para interpretar a direção de movimento do gelo ou para determinar as condições físicas vigentes na base das geleiras (Aber *et al.*, 1989). Contudo, por se tratar de estruturas primárias, elas não são consideradas como deformação para a geologia estrutural (Aber & Ber, 2007).

A geleira ou massa de gelo induz deformações no substrato pré-existente pelo resultado de seu movimento frontal (dinâmico) ou de sua carga vertical (estática). Ambas as forças de deformação operam simultaneamente (Aber *et al.*, 1989), e os efeitos de cada uma delas, geralmente, não podem ser separados. Portanto, estruturas glaciotectônicas e glaciostáticas são consideradas como manifestações conjuntas de deformações secundárias produzidas durante a glaciação.

Nesse sentido, o glaciotectonismo é uma designação geral para os processos glaciotectônicos, e a deformação glaciotectônica refere-se à deformação causada pelo movimento e sobrecarga glacial (Berthelsen, 1978, Aber *et al.*, 1989, Hart & Boulton, 1991) sobre a cobertura sedimentar inconsolidada ou sobre o substrato e o embasamento preexistentes (Aber & Ber, 2007).

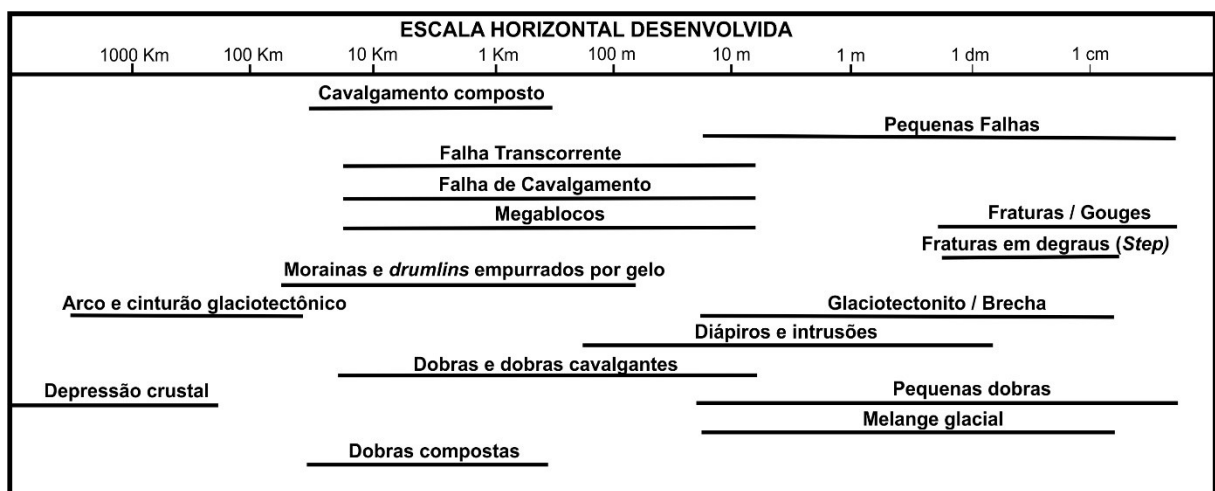
Assim, o conceito de glaciotectônica exclui certos tipos de deformações, como aquelas que foram deformadas no interior das geleiras (deformação englacial), bem como aquelas que se enquadram nos itens 2), 4) e 5) supracitados, e as estruturas crustais não relacionadas ao movimento ativo do gelo (Aber *et al.*, 1989, Aber & Ber, 2007).

3.3 ESTRUTURAS GLACIOTECTÔNICAS

As estruturas glacioteclônicas ocorrem sempre que o estresse imposto por uma geleira excede a resistência do material situado abaixo ou a sua frente (Bennett & Glasser, 2009). Nesse processo as rochas e sedimentos são submetidos à deformação tanto rútil quanto dúctil (Aber & Ber, 2007; Bennett & Glasser, 2009). A deformação dúctil é favorecida pela alta pressão confinante que reduz o atrito interno ou a resistência do material, permitindo que se deforme (Hart & Boulton, 1991, Bennett & Glasser, 2009). Desse modo, a deformação prossegue em etapas a depender da dimensão tensões aplicadas. Os sedimentos quando submetidos a níveis altos de *stress* se tornam homogêneos (Bennett & Glasser, 2009).

As estruturas glacioteclônicas variam de escalas microscópicas a regionais (Aber *et al.*, 1989, Van der Wateren, 1995) e geralmente se desenvolvem em materiais inconsolidados ou moderadamente consolidados (Hart & Boulton, 1991). As condições reológicas no início da deformação são normalmente distintas das observadas no produto deformado. Segundo Aber *et al.* (1989) uma lista completa dessas estruturas é praticamente impossível de ser feita, devido à grande variedade de tipos e escalas, o que toma o diagrama apresentado por Occhietti (1973 *apud* Aber *et al.*, 1989) insuficiente, embora ilustre de forma clara esta diversidade de estruturas (Figura 6).

Figura 6 - Diagrama ilustrando a grande variedade de estruturas glacioteclônicas, arranjadas conforme sua escala de ocorrência horizontal.



Fonte: Adaptado de Aber *et al.* (1989).

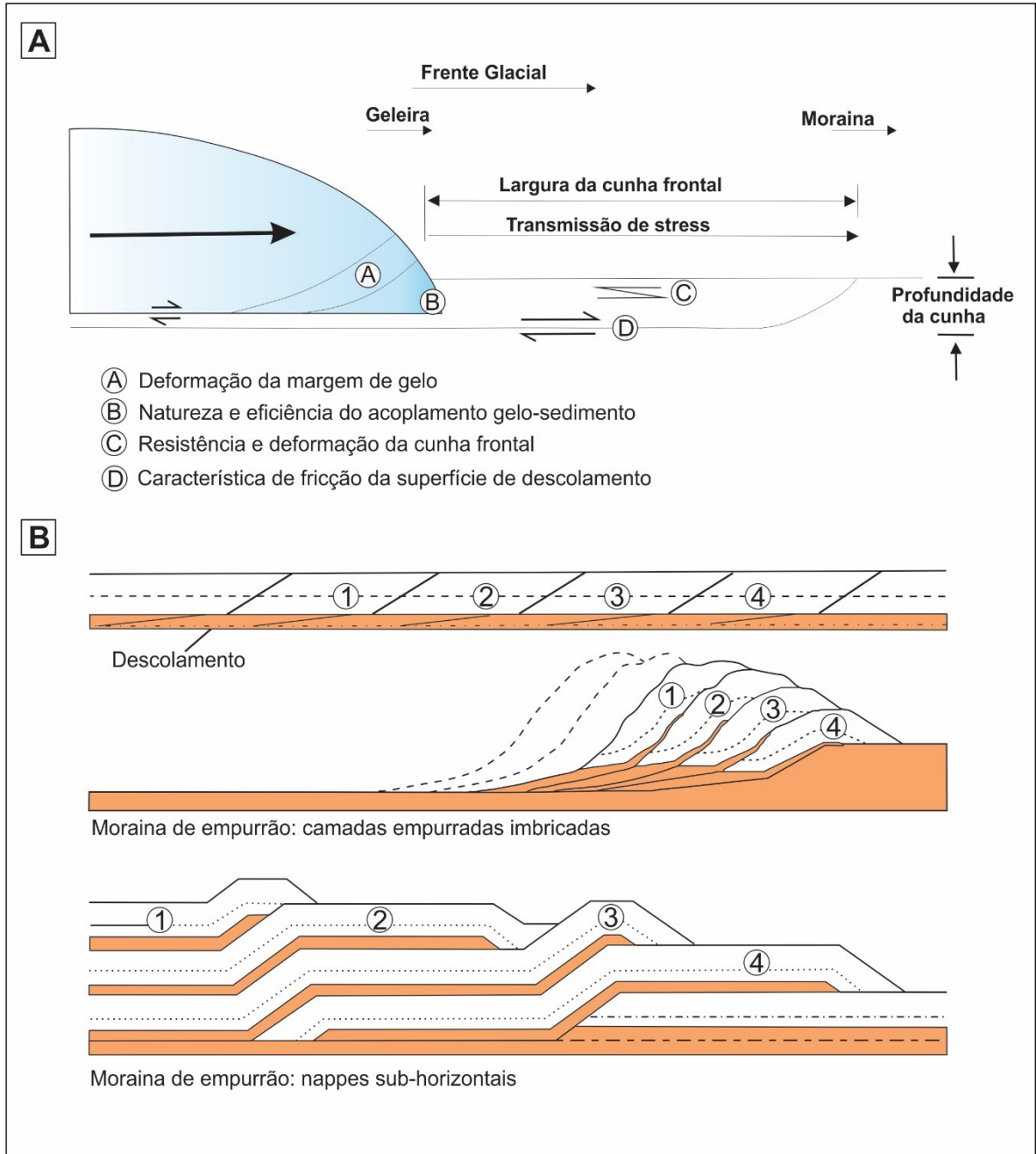
Abel *et al.* (1989) sugeriram que com base no tipo de deformação essas estruturas podem ser classificadas em duas categorias: dúcteis e rúpteis. As deformações dúcteis ocorrem associadas a pequenos movimentos internos ou percolações de material em estado plástico ou fluído. Durante a deformação dúctil, a massa de rocha praticamente não oferece resistência interna, de forma que uma pequena diferença de pressão pode resultar em mudanças significativas no tamanho e/ou forma do corpo. Estruturas dúcteis são mais frequentes em sedimentos inconsolidados ou em estratos de granulometria fina (e.g., argila, silte, folhelho e giz).

Por outro lado, as estruturas rúpteis resultam em corpos falhados e fraturados e estão relacionadas ao movimento ou ajuste em planos de fraturas (Aber *et al.*, 1989). Essas estruturas são mais comuns em estratos consolidados ou de granulometria mais grossa (e.g., areia, cascalho, arenito), nos quais a pressão confinante é menor, permitindo a formação de juntas, falhas, brechas e diferentes tipos de fraturas (Aber *et al.*, 1989).

Hart & Boulton (1991), no entanto, apresentaram uma classificação com base no ambiente em que as deformações ocorreram, sugerindo duas categorias de deformações glaciotectônicas: proglaciais e subglaciais. De acordo com Hart & Boulton (1991), a deformação proglacial é caracterizada por grandes dobras e falhas de cavalgamento, e exibe estilos de deformação compressiva contínua (Figura 7 A e B), e podem afetar tanto rochas autóctones quanto aquelas transportadas por longas distâncias. O resultado final, contudo, depende da reologia e da competência do substrato, bem como do comportamento da geleira.

Esses autores também destacam que, além das deformações glaciotectônicas proglaciais ou subglaciais, outras formas de deformações também ocorrem. Estas decorrem de instabilidades gravitacionais associadas a geleiras estagnadas e podem manifestar-se em ambientes proglaciais e subglaciais. As deformações relacionadas a instabilidades gravitacionais nas margens das geleiras geralmente estão ligadas ao derretimento do gelo, como as estruturas de colapso em planícies de lavagem e os fluxos de detritos de *tills* supraglaciais (Hart & Boulton, 1991).

Figura 7 - A) Anatomia da deformação glacioteclônica observada em morainas de empurrão; B) modelo tectônico proposto para a geração de morainas glacioteclônicas.



Fonte: Adaptado de Bennett & Glasser (2009).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 BACIA DO PARANÁ

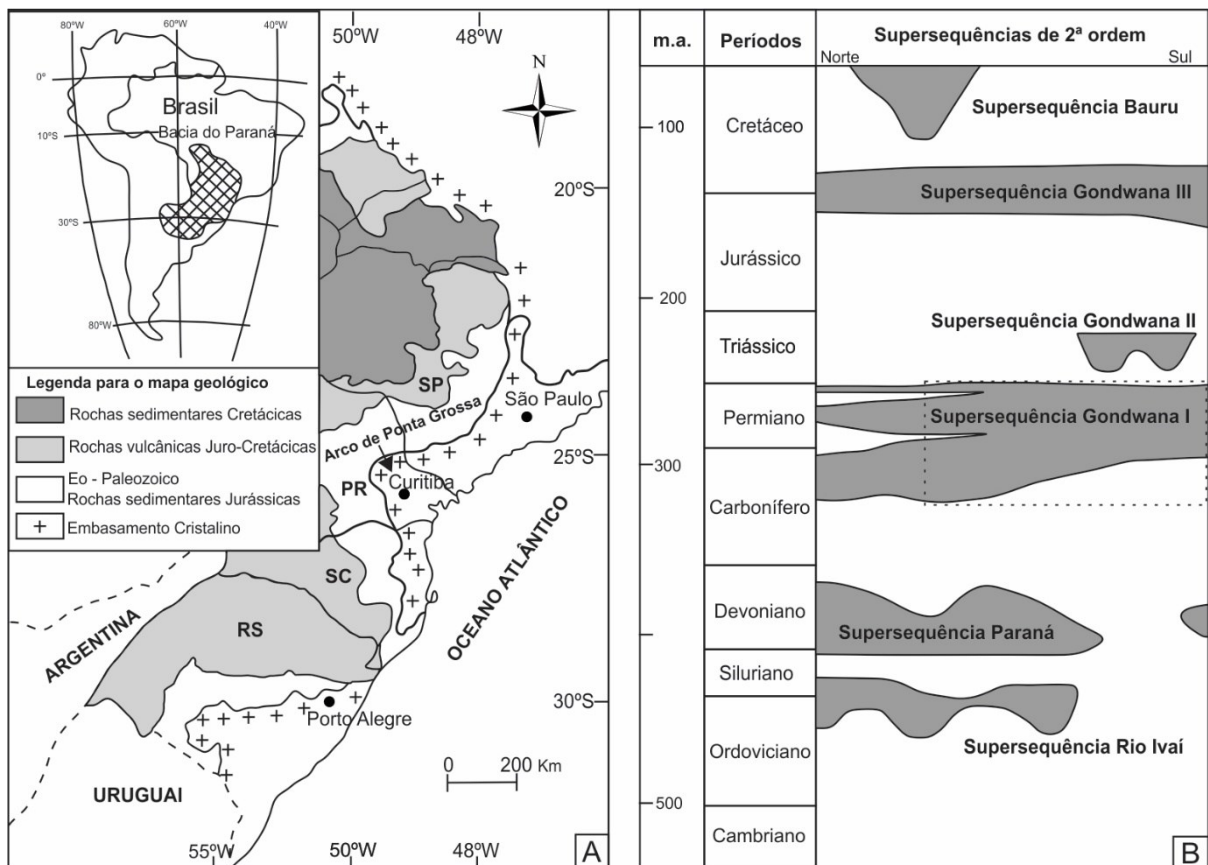
A Bacia do Paraná cobre grande área da porção sudeste da plataforma Sul-Americana, e junto com as bacias sedimentares do Amazonas e do Parnaíba é classificada como do tipo intracratônica (Fulfaro *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1990). A Bacia do Paraná apresenta formato alongado, com eixo maior na direção NE-SW, e abrange uma área de cerca de 1.500.000 km² que inclui porções territoriais do Paraguai, Uruguai e Argentina (Figura 8A). No território brasileiro, situa-se principalmente na região meridional, abrangendo os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Minas Gerais, Mato Grosso e Goiás (Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010).

O arcabouço litológico da bacia corresponde ao maior registro de depósitos do Gondwana na América do Sul, e seu preenchimento foi condicionado por ciclos tectônicos-eustáticos ligados à evolução da porção oeste do supercontinente, durante o Paleozoico e o Mesozoico (Holz *et al.*, 2010). A Bacia do Paraná foi estabelecida em diferentes domínios tectônicos, compreendendo terrenos cratônicos Arqueanos, Paleoproterozoicos e faixas móveis neoproterozoicas, relacionadas às orogenias Pan-Africana e Brasileira (Holz *et al.*, 2010). Assim, a estruturação do embasamento é caracterizada por diferentes blocos cratônicos interpostos por faixas móveis, formando uma estrutura complexa de lineamentos e discontinuidades crustais que influenciou a sedimentação devido ao diferencial de subsidência e elevação dos blocos tectônicos (Holz *et al.*, 2010).

Conforme Zalán *et al.* (1990), a Bacia do Paraná trata-se de uma bacia flexural, de interior cratônico e natureza policíclica, desenvolvida no interior do Supercontinente Gondwana pelo resfriamento litosférico de região anormalmente aquecida durante o Ciclo Brasileiro. A hipótese de rifte precursor como mecanismo responsável pela primeira fase de subsidência é aceita por diversos autores (e.g., Zalán *et al.*, 1990; Milani, 1997), seguido por longa história de SAG. A evolução estratigráfica estrutural da bacia foi em grande parte controlada por estruturas com orientação NW-SE, NE-SW e subordinadamente E-W, herdadas do embasamento (Zalán *et al.*, 1990).

O seu registo litológico aponta para existências de diferentes controles tectônicos e climáticos. Uma infinidade de configurações deposicionais foram identificadas, com componentes marinhos e continentais, incluindo leitos glaciais, arenitos desérticos e marinhos rasos a transitórios (Zalán *et al.*, 1987; Milani & Ramos, 1998). Há indícios de que os contornos desta bacia foram continuamente remodelados pela atividade tectônica. O último grande ciclo tectônico é atribuído a erupção e deposição de derrames basálticos durante o Cretáceo. As principais unidades da bacia foram classificadas por Milani *et al.* (2007) em seis sequências de 2ª ordem. Essas sequências retratam grandes estágios da evolução tectono-estratigráfica da bacia, sendo elas as Supersequências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (Figura 8 B).

Figura 8 - A) Mapa geológico simplificado da porção leste/sudoeste da Bacia do Paraná; B) coluna estratigráfica da Bacia do Paraná apresentando as seis Supersequências definidas por Milani *et al.* (2007).



Fonte: Adaptado de Holz *et al.* (2010).

4.2 GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé, de idade em torno do Neocarbonífero-Eopermiano, constitui a porção inferior da Supersequência Gondwana I e compreende os depósitos diretamente ligados à fase de degelo, associados a períodos de mudanças climáticas cíclicas (França & Potter, 1988) dentro do regime glacial. O Grupo Itararé aflora principalmente nas bordas sudeste e nordeste da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007), sendo representado na porção setentrional da sinéclise pela Formação Aquidauana.

França & Potter (1988) dividem o grupo em três unidades estratigráficas: Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Para esses autores os registros glaciais ocorrem através de ciclos com granodecrescência ascendente relacionados a variações do nível do mar, nos quais os depósitos arenosos gradam para argilosos, com possível ocorrência de diamictitos nesta última porção.

Para Eyles (1993), a litologia do Grupo Itararé consiste em diamictitos maciços ou estratificados, com clastos de diversas litologias (às vezes retrabalhados pela ação das geleiras), arenitos turbidíticos maciços ou com ondulações unidirecionais, gradando ou não entre si, por vezes com deformações sinssedimentares e pelitos maciços ou turbidíticos laminados. Ritmitos e tilitos com abrangência restrita também foram descritos no grupo (Rocha-Campos 1967). O conteúdo fossilífero identificado é esparsos, e por vezes insatisfatório para datações mais precisas, havendo, por exemplo, fósseis vegetais na parte aflorante na porção leste dos estados de São Paulo e Rio Grande do Sul (Milani *et al.*, 2007).

Diversos trabalhos identificaram no Grupo Itararé a presença de estruturas de deformação, sendo uma parte dessas estruturas interpretada como de origem glacioteclônica, principalmente por autores que reconheceram a ocorrência de deposição essencialmente glacio-continental em determinados intervalos da unidade (e.g., Caetano-Chang, 1984; Rocha-Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004; Vesely *et al.*, 2015; Aquino *et al.*, 2016; Rosa *et al.*, 2019). Outras pesquisas, no entanto, indicam que parte da deformação penecontemporânea registrada no Grupo Itararé é interpretada como produto de fluxos gravitacionais (e.g., Rocha Campos 1967; Carneiro & Costa 2006).

O Grupo Itararé apresenta diversos registros dos eventos glaciais ocorridos na bacia que podem ser utilizados para subsidiar reconstruções paleogeográficas e do paleofluxo do gelo (Mottin *et al.*, 2018). Entre os indicadores cinemáticos

considerados confiáveis para a determinação do paleofluxo glacial estão as formas aerodinâmicas e estruturas do relevo, a presença de pavimentos estriados, esculpidos, em sua maioria, pela ação abrasiva de fragmentos de rochas presentes na base e no topo das geleiras. O trabalho de Rosa *et al.* (2019) interpreta as estrias e deformações glacioteclônicas identificadas no estado do Paraná como produtos de múltiplos lóbulos de gelo que alcançaram a porção leste da Bacia do Paraná e indicam uma direção de fluxo principal que vai para NW e N.

Estruturas como falhas e dobras cortando camadas de diamictitos do Grupo Itararé foram reconhecidas em diferentes localidades (Tomio, 2004). Canuto (1985) define uma variedade (litofácies) de diamictitos maciço em que um dos critérios de caracterização é a presença de uma zona de contato inferior com falhas inversas e dobras recumbentes nos sedimentos do substrato (variedade C). Esta variedade de diamictito maciço foi interpretada por Canuto (*op cit.*) como sendo *till* de alojamento, depositado na base da geleira ativa.

Na realidade, deformações associadas a diamictitos ou outras litologias do Grupo Itararé, foram por vezes interpretadas, mesmo que de forma equivocada, como de origem glacioteclônicas (e.g., Martin, 1961). No entanto, deformações associadas a diamictitos ou outras litologias do Grupo Itararé começaram a ser estudadas com maior ênfase após a compreensão do comportamento reológico associado a interação entre a geleira e os sedimentos (e.g., Rocha-Campos *et al.*, 2000, Tomio, 2004, Rosa, 2018).

5 ARTIGO

Sistema deposicional fluviodeltaico em planície de *outwash* e deformação glaciotectônica no Grupo Itararé (Bacia do Paraná), na região de Doutor Pedrinho.

Artur Augusto Passos Miranda, Marivaldo dos Santos Nascimento, Fernando Jacques
Althoff

RESUMO

Na borda leste da Bacia do Paraná o Grupo Itararé registra os eventos glaciais do permocarbonífero ocorridos na margem ocidental do Supercontinente Gondwana. Para compreender os processos deposicionais e deformacionais registrados nos depósitos glaciogênicos da Formação Campo Mourão este trabalho utiliza análises faciológica e estrutural de afloramentos, localizados no município de Doutor Pedrinho no estado de Santa Catarina. Os dados sedimentológicos atestam a existência de duas associações de fácies: AF-I: (sistema glaciofluvial entrelaçado) que inclui diamictitos e conglomerados maciços, arenitos maciços e arenitos estratificados, e AF-II (sistema de planície deltaica) que compreende arenitos estratificados com intercalações de siltitos e folhelhos laminados. Essas associações foram depositadas durante os períodos de retração de geleiras, em um contexto de planície de *outwash*. As estruturas deformacionais incluem planos de acamamento inclinados, dobras, falhas e zonas de cisalhamento, que foram geradas em fases de avanço glacial. Os dados sedimentológicos e estruturais demonstram que esses depósitos foram controlados por um paleovale com orientação NW-SE, e indicam padrão de fluxo glacial para NW.

Palavras-chave: Paleozóico Superior; Formação Campo Mourão; Dinâmica glacial

ABSTRACT

In the eastern border of the Paraná Basin the Itararé Group records the permocarboniferous glacial events that occurred in the western margin of the Gondwana Supercontinent. To comprehend the depositional and deformational processes imprinted on the glaciogenic deposits of the Campo Mourão Formation, located at the municipality of Doutor Pedrinho in Santa Catarina state, this work uses faciological, structural, and photogrammetric analysis of outcrops. Sedimentological data attest to the existence of two facies associations: AF-I (fluvial braided system) composed of massive diamictite and conglomerate, stratified and massive sandstones; and AF-II (delta plain system) which includes stratified sandstones with small amounts of siltstones and laminated mudstones. This large depositional system was developed during periods of glacier retreat, in an *outwash* plain context. Glaciogenic deformational structures as tilted bedding, folds, faults and shear zones were generated during a phase of glacier advance. The sedimentological and structural data attest that these deposits were confined in a paleo valley oriented in a NW-SE direction and show patterns of ice-flow towards NW.

Keywords: Late Paleozoic ice age; Campo Mourão Formation; Glacial dynamics.

INTRODUÇÃO

As glaciações no Supercontinente Gondwana (Du Toit, 1937) constituem a conhecida “Idade do Gelo do Paleozoico Superior (IGPS), que ocorreu entre 335 Ma a 260 Ma (Fielding *et al.*, 2008a; Montañez & Poulsen, 2013). Durante esse período, grandes massas de gelo se desenvolveram na porção sul do supercontinente, cujos registros estão preservados em sucessões sedimentares de diversas bacias paleozoicas do Gondwana Ocidental (Fig. 1 A).

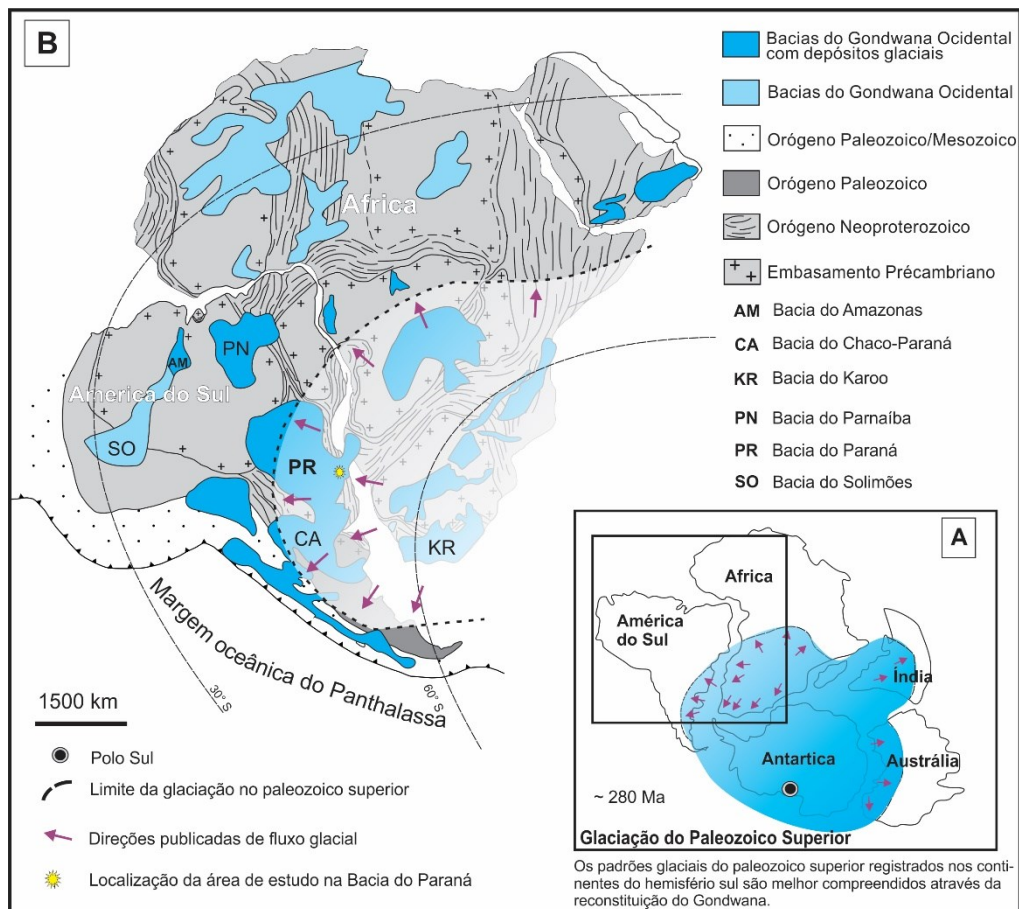


Figura 1 - Mapas paleogeográficos de perspectiva polar mostrando (A) a configuração do Supercontinente Gondwana durante a glaciação permocarbonífera (área em azul); e (B) distribuição inferida dos centros glaciais e das principais bacias sedimentares neopaleozoicas no contexto do Gondwana Sul-ocidental, com ênfase na área de estudo na Bacia do Paraná (adaptado de Malone *et al.*, 2008).

A compreensão dos eventos glaciais da IGPS está intrinsecamente ligada ao refinamento dos dados cronoestratigráficos, que têm possibilitado correlações estratigráficas, bioestratigráficas, quimioestratigráficas e tectônicas em escala global (Fielding *et al.*, 2008b; Montañez & Poulsen, 2013). As primeiras investigações sobre

a IGPS sugeriram uma era glacial única, prolongada, com mudanças glacioeustáticas associadas a variações no volume de gelo (Crowley & Baum 1991). No entanto, ao longo das últimas décadas, diversos trabalhos têm indicado uma era glacial mais dinâmica (Fielding *et al.*, 2008a), caracterizada por episódios glaciais distintos separados por períodos interglaciais (ver Isbell *et al.*, 2003, 2012).

O primeiro grande evento glacial ocorreu na segunda metade do Carbonífero (~323 Ma), testemunhado pelo surgimento de extensas calotas polares tanto no leste (Fielding *et al.*, 2008a) quanto no oeste (Mory *et al.*, 2008) da Austrália, no centro-oeste da Argentina (Henry *et al.*, 2008; Gulbranson *et al.*, 2010), possivelmente na Bacia do Karoo, ao sul da África (Isbell *et al.*, 2008), e na Bacia do Paraná, no sul do Brasil (Rocha-Campos *et al.*, 2008; Holz *et al.*, 2008) (Fig. 1B).

Na Bacia do Paraná, Rocha-Campos *et al.* (2008) relataram diversos intervalos glaciais ocorridos desde o início do Serpukhoviano (330 Ma) até o final do Gzheliano (298 Ma). Essas interpretações são corroboradas por estudos conduzidos por Holz *et al.* (2008), que identificaram períodos glaciais de menor intensidade separados por extensas sequências regionais. Os principais eventos glaciais da IGPS na Bacia do Paraná estão registrados nas sucessões sedimentares do Grupo Itararé (Rocha-Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004; Vesely *et al.*, 2007; Assine & Vesely 2008; d'Avila, 2009; Mottin *et al.*, 2018; Rosa *et al.*, 2019), especialmente nas exposições na porção leste dessa bacia. Entre as características proeminentes encontradas nas sucessões sedimentares do Grupo Itararé destacam-se: formas de relevo, pavimentos e seixos estriados, tilitos, depósitos de planícies de *outwash*, deformações glaciotectônicas e material retrabalhado por fluxos de degelo (França & Potter, 1988; Eyles *et al.*, 1983; Vesely & Assine, 2006; Rocha-Campos *et al.*, 2008).

No que diz respeito às deformações glaciotectônicas, falhas e dobras são documentadas em vários afloramentos do Grupo Itararé (Rocha-Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004; Rosa *et al.*, 2019). O reconhecimento de estruturas relacionadas aos movimentos de geleiras permite a compreensão da complexa dinâmica das frentes glaciais desenvolvida durante o Paleozoico Superior na Bacia do Paraná (Berthelsen, 1978; Aber, 1982; Hart & Boulton, 1991), contribuindo para a reconstituição e aperfeiçoamento de um arcabouço estratigráfico consistente (Rocha Campos *et al.*, 2000), além de auxiliar na determinação da dispersão sedimentar ao reconhecer o paleotransporte e a paleogeografia nesse contexto glacial (Bennett & Glasser, 2009).

O principal objetivo desse estudo é investigar os processos deposicionais e deformacionais em sucessões sedimentares do Grupo Itararé, presentes em dois afloramentos localizados no município de Doutor Pedrinho/SC (leste da bacia do Paraná; Fig 2 A). Essas exposições exibem estruturas sedimentares e feições glacioteclônicas muito bem preservadas, que possibilitam a caracterização dos ambientes de sedimentação e do paleofluxo glacial registrados nessa região.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Arcabouço Tectono-Estratigráfico

A Bacia do Paraná (Almeida *et al.*, 1977), com uma extensão de aproximadamente 1.500.000 km², abrange uma vasta área sedimentar do continente Sul-americano, (Fig. 2A). Sua evolução geológica está associada a ciclos de subsidência e soerguimento tectônicos, resultando na formação de seis Supersequências Estratigráficas (Milani *et al.*, 2007): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso-Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Estas supersequências estão assinaladas no mapa geológico da Figura 2A e na carta cronoestratigráfica da Figura 2B.

A história tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná está ligada aos eventos orogênicos que ocorreram na margem sudoeste do Supercontinente Gondwana (Milani *et al.*, 2007). Como resultado desses eventos, foram formadas múltiplas sucessões sedimentares que atingem aproximadamente 5.000 m de espessura no depocentro da bacia, coincidindo geograficamente essa região com a calha do rio que lhe dá o nome (Milani *et al.*, 2007). Essa configuração sedimentar é reconhecido como o maior registro da sedimentação gondwânica na América do Sul (França & Potter 1988; Holz *et al.*, 2010).

Atualmente, o arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é caracterizado por três sistemas de falhas ou lineamentos estruturais (Fig. 2A e 2C): os principais NW-SE e NE-SW, que se estendem por centenas de quilômetros e estão associados aos lineamentos pré-cambrianos regionais (Fulfaro *et al.*, 1982; França & Potter. 1988). Alguns desses lineamentos são atribuídos à reativação tectônica de estruturas do embasamento (Fulfaro *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1987; Milani, 1997), enquanto os lineamentos E-W são atribuídos aos esforços tectônicos resultantes da abertura do

Oceano Atlântico Sul (Zalán *et al.*, 1990), os quais impactaram o flanco leste da bacia, causando soerguimento regional e erosão das sucessões sedimentares paleozoicas (Zalán *et al.*, 1990).

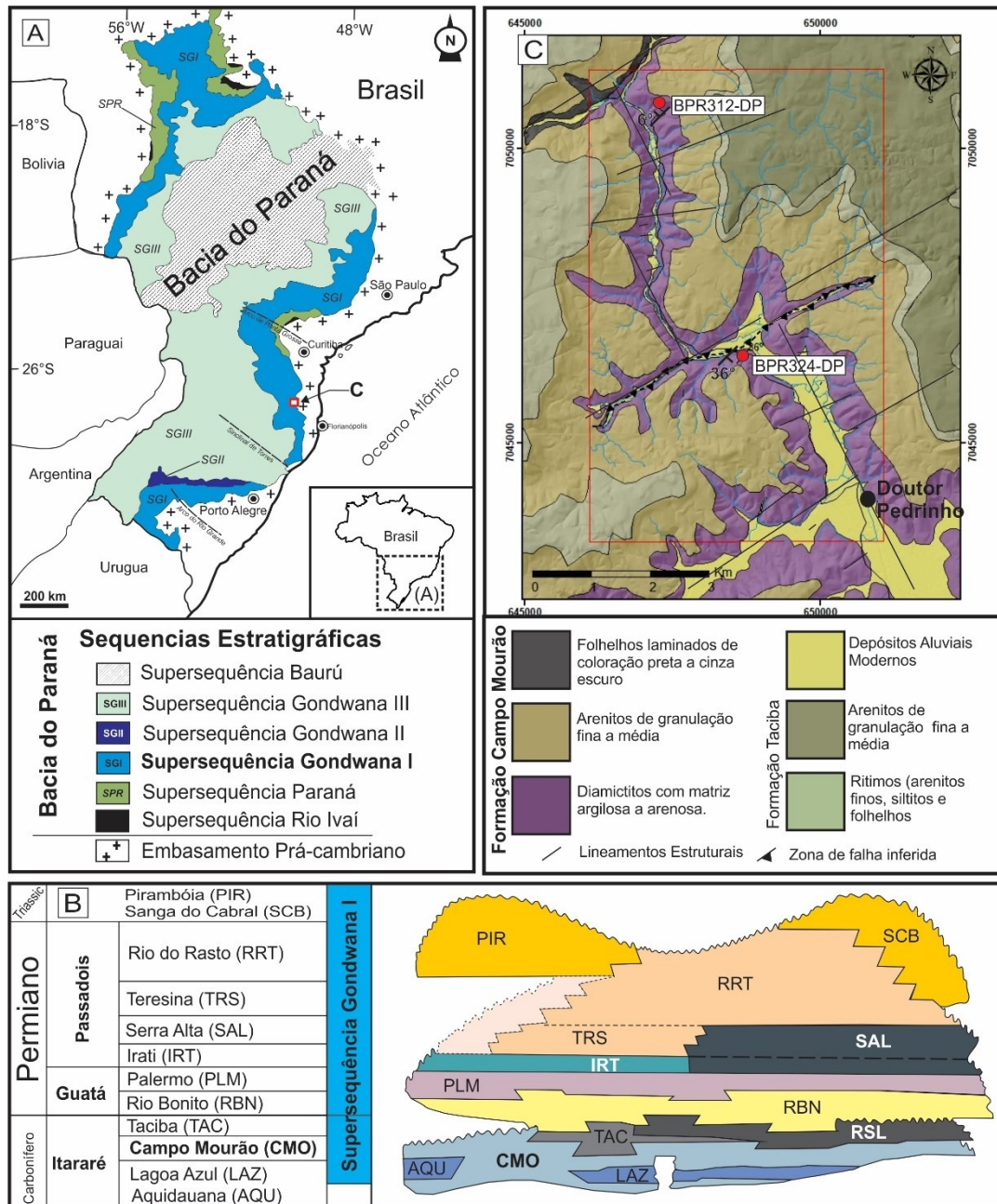


Figura 2 - Contexto geológico: (A) mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, ilustrando a distribuição geográfica das Superseqüências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (Fonte: Milani *et al.*, 2004). (B) carta estratigráfica da Bacia do Paraná, exibindo o empilhamento da Superseqüência Gondwana I conforme proposto por Milani *et al.* (2007) e (C) Mapa geológico da área de estudo, indicando a localização dos afloramentos estudados na pesquisa (Fonte: Wildner *et al.*, 2014).

Estratigrafia do Grupo Itararé

O Grupo Itararé compreende sucessões sedimentares permocarboníferas de origem glacial e pós-glacial, as quais abrangem intervalos estratigráficos da Supersequência Gondwana I (Milani *et al.*, 2007; Figura 2B). Essas sucessões exibem feições glaciogênicas que foram inicialmente interpretadas por White (1908), Oliveira (1927), Gordon (1947), Schneider *et al.* (1974) e França & Potter (1988). A partir da correlação de perfis geofísicos de poços perfurados na Bacia do Paraná, França & Potter (1988) propuseram a subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé em três ciclos deposicionais: um ciclo deposicional inferior contendo a Formação Lagoa Azul (LAZ), um ciclo intermediário que engloba a Formação Campo Mourão (CMO), e um ciclo Superior compreendendo a Formação Taciba (TAC; Fig. 2B). De acordo com França & Potter (1988) e Vesely & Assine (2004), essas unidades estratigráficas preservam registros dos eventos glaciais da IGPS ocorridos nesta bacia.

A *Formação Lagoa Azul* é constituída por arenitos cinzas, siltitos e diamictitos, apresentando uma distribuição geográfica restrita aos estados de São Paulo, Paraná e sul do Mato Grosso do Sul (França & Potter, 1988). Está formação é sobreposta discordantemente ao Grupo Paraná (Devoniano). Por sua vez, a *Formação Campo Mourão* é caracterizada por camadas de arenitos cinzas de granulometria média a grossa, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, que formam sucessões com padrões de afinamento e engrossamento em direção ao topo. Além disso, essa formação inclui sequências de folhelhos, siltitos e diamictitos, amplamente distribuídos na bacia, interdigitando-se ao norte com os arenitos avermelhados (*red beds*) da Formação Aquidauana (França & Potter, 1988),

Os esporomorfos presentes nesses extratos atestam a deposição em ambiente continental. No entanto, em direção ao topo da unidade, há registros de esporomorfos marinhos do tipo *Tasmanites sp* (Daemon & Quadros, 1970 *apud* França & Potter, 1988), indicando uma tendência transgressiva durante a deposição dessa formação. Conglomerados contendo seixos e matacões centimétricos, além de arenitos conglomeráticos, juntamente com siltitos micáceos cinza e laminação plano-paralela, sugerem deposição por fluxo turbulento. Também são observadas laminações convolutas e bioturbações (França & Potter, 1988). Diamictitos cinzas, polimícticos, contendo seixos arredondados e subarredondados de granito, quartzito e rochas sedimentares, compõem extensos e espessos pacotes sedimentares.

A *Formação Taciba* é constituída por diamictitos, arenitos, folhelhos e siltitos, que se dividem nos membros Rio Segredo, Chapéu do Sol e Rio do Sul (França & Potter, 1988). O Membro Rio Segredo é constituído por arenitos de cor cinza, maciços, grossos a médios intercalados com siltitos bioturbados. O Membro Chapéu do Sol consiste em diamictitos maciços intercalados com arenitos, enquanto o Membro Rio do Sul é composto por argilitos, folhelhos, arenitos finos, ritmitos e diamictitos (França & Potter, 1988).

Os estratos da Formação Taciba representam as contas topográficas mais elevadas na região, separados por uma superfície erosiva de relevo acentuado da Formação Campo Mourão, onde são registradas feições glaciogênicas e deformações glaciotectônicas em diversas escalas (Rocha Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004).

Dinâmica Glacial na Bacia do Paraná

Diversos trabalhos documentaram evidências de glaciação no Grupo Itararé desenvolvidas durante a IGPS (França & Potter, 1988; Eyles, 1993; Vesely & Assine, 2006; Rocha-Campos *et al.*, 2008, e muitos outros). Processos de transporte e deposição, assim como o cenário paleogeográfico permocarbonífero, foram abordados em estudos pioneiros (cf. Leinz, 1937; Barbosa, 1940; Maack, 1946, Almeida, 1948; Mau, 1958). Contudo, o sentido do fluxo glacial, a localização das áreas fontes e a extensão das glaciações, ainda são temas controversos, dada a adoção de diferentes interpretações para contextualizar essa dinâmica deposicional.

Entre os indicadores cinemáticos que proporcionam maior precisão na determinação do fluxo glacial estão as formas e estruturas de relevo, pavimentos estriados (formados pela ação abrasiva de fragmentos presentes na base e topo das geleiras), diamictitos com seixos, blocos e matacões facetados e estriado, e as estruturas de deformação glaciotectônica (Rocha-Campos, 1967; Frakes e Crowell, 1969; Rocha-Campos & Santos, 1981; Gravenor & Rocha-Campos, 1983; Santos *et al.*, 1992, 1996; Rocha Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004; Rosa, *et al.*, 2019). As estruturas de cisalhamento, como falhas e dobras de origem glaciotectônica, foram identificadas em unidades do Grupo Itararé em várias localidades (Rocha Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004; Rosa *et al.*, 2019), especialmente em intervalos estratigráficos com evidências de deposição glacio continental (e.g., Caetano-Chang, 1984; Rocha-

Campos *et al.*, 2000; Tomio, 2004; Vesely *et al.*, 2015; Aquino *et al.*, 2016; Rosa *et al.*, 2019).

Canuto (1985) define uma variedade (litofácies) de diamictito maciço, na qual um dos critérios de caracterização é a presença de uma zona de contato inferior com falhas inversas e dobras recumbentes nos sedimentos do substrato (variedade C). Esta variedade de diamictito maciço foi interpretada por Canuto (*op cit.*) como sendo *till* de alojamento, depositado na base de uma geleira ativa. No entanto, outras pesquisas sugerem que apenas parte da deformação penecontemporânea registrada no Grupo Itararé é resultado de processos glaciotectônicos, outra parte é interpretada como sendo produto de fluxos gravitacionais e de transporte de massa (e.g., Rocha Campos, 1967; Carneiro & Costa, 2006; Mottin *et al.*, 2018).

Rosa *et al.* (2016) conduziram uma revisão crítica da orientação de diversas superfícies estriadas associadas à glaciação da IGPS no Grupo Itararé, documentadas nas bordas leste e oeste da Bacia do Paraná. Esses autores consideraram as feições erosivas oriundas da abrasão subglaciais como indicadores confiáveis para determinar o paleofluxo do gelo. Com base nessas feições, os autores identificaram a presença de lóbulos de gelo originários de centros glaciais localizados a leste e a sul da bacia. Além disso, esses autores sugeriram que a compreensão da IGPS na Bacia do Paraná é aprimorada ao considerar a presença de múltiplos centros glaciais, desenvolvidos em áreas topograficamente elevadas, em vez de grandes mantos de gelo continentais provenientes de uma única calota. De forma semelhante, o trabalho de Mottin *et al.* (2018) interpretou a direção do fluxo utilizando análises de paleocorrentes e estruturas de deformação em depósitos formados por transporte de massas, localizados no sul do estado do Paraná. Esses autores relataram a existência de diversos lóbulos de gelo, estabelecidos na porção leste Bacia do Paraná, indicando uma direção principal de fluxo para sudoeste.

Existem dados relativamente escassos de paleotransporte para a porção superior do Grupo Itararé (e.g., Vesely & Assine, 2004; Vesely & Assine, 2006; Aquino *et al.*, 2016). No entanto, os dados de paleocorrentes e estruturas erosivas subglaciais das partes média e inferior indicam um transporte predominante para norte-noroeste (e.g., Vesely & Assine, 2006; Rosa *et al.*, 2016). Nas proximidades da cidade de Doutor Pedrinho, são observadas extensas exposições do Grupo Itararé que preservam estruturas sedimentares e de deformação. Essas unidades permitem a caracterização geométrica e espacial em escala de afloramento para se investigar os

efeitos da dinâmica glacial e evolução estratigráfica nessa região e que serão apresentados pela primeira vez nesse trabalho.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os afloramentos estudados neste trabalho (BPR-312-DP e BPR-324-DP) estão localizados em dois cortes de estrada da rodovia SC-477 (Fig. 2C) e ocupam cotas topográficas de 623 m e 549 m, respectivamente. As exposições compreendem camadas tabulares e lenticulares de arenitos, conglomerados, diamictitos, folhelhos e siltitos. Esses estratos se sobrepõem sobre um espesso pacote de diamictitos maciço e/ou laminado que mostra ampla distribuição na área de estudo.

Análise Faciológica dos Afloramentos

A análise faciológica incluiu parâmetros como cor, espessura, textura (tamanho e classificação de grãos) e estruturas sedimentares. Os processos de transporte e deposição foram interpretados tendo como base os trabalhos de Rust (1977), Eyles & Eyles. (2010), adotando-se a nomenclatura de litofácies de Miall (1978). As litofácies foram agrupadas em associações de fácies para interpretar os ambientes deposicionais (c.f. Reading, 1996).

Perfis e Seções Colunares

Foram elaboradas seções colunares para análise da sucessão vertical dos estratos, assim como seções panorâmicas dos afloramentos a partir de técnicas de fotogrametria digital, segundo os procedimentos de Corradetti (2016), utilizando um *drone* modelo Phantom 4 PRO-V.2, do Laboratório de Análise de Bacias Sedimentares e Reservatórios (LABAC). As imagens adquiridas foram processadas no *software* Agisoft Metashape.

Análise Estrutural

Foram coletadas medidas estruturais que incluíram a atitude de mergulho dos planos de acamamento, superfícies de cisalhamento, flancos e eixos de dobras. Essa etapa envolveu a identificação, descrição, mensuração e interpretação dessas estruturas de deformação, segundo os conceitos de Ramsay & Huber (1983, 1987) e

Hancock (1994). Os dados estruturais foram analisados em diagramas estereográficos (Lisle & Leyshon, 2018) com o *software* Stereonet (Cardozo & Allmendinger, 2013). Adicionalmente, foi gerado um mapa geológico simplificado, usando os *softwares* ArcGIS, versão 10.2 e QGIS versão 3.14, para posicionamento dos afloramentos e de estruturas identificadas na área.

RESULTADOS

Litofácies Sedimentares

Foram definidas sete litofácies que se encontram listadas na Figura 3. A litofácies conglomerado inclui conglomerado maciço clastos-suportado (Gm) e matriz-suportado maciço (Dm). Nas fácies arenito predominam arenitos de granulometria fina a média, moderados a bem selecionados, normalmente gradados, e compreendem arenitos com laminação cruzada por corrente (Sr), arenitos com laminação ondulada simétrica (So) e arenitos maciços (Sm). As fácies silto-argilosas se dividem em siltito maciço (Fm) e folhelho laminado (Fl).








Fácies	Descrição	Interpretação	Fotografia
Gm	Conglomerado maciço, às vezes gradado, clasto-suportado, polimítico com matriz areno-argilosa a siltico-arenosa. Ocorre na forma de camadas lenticulares, por vezes, interdigitadas com arenitos médios a grossos, mal selecionados.	Fluxos laminar de reologia plástica (fluxo de detritos), de alta viscosidade, onde o processo pode manter grandes clastos em suspensão devido a coesão da matriz (Lowe, 1982).	
Dm	Diamictito maciço matriz-suportado, com matriz silto-argilosa de coloração cinza escuro, com seixos e matacões de granitos, gnaisses, arenitos, filitos, e rochas carbonáticas, às vezes, mostrando feição de ressedimentação.	Fluxos de detritos coesos subaquáticos, onde o processo pode manter grandes clastos em suspensão devido a coesão da matriz argilosa (Lowe, 1982).	
Sr	Arenito fino a médio, moderado a bem selecionado, de coloração cinza claro, com laminações cruzadas por correntes. Normalmente ocorre associada à fácies So.	Fluxos unidirecionais trativos desacelerantes (regime de fluxo inferior) com baixa taxa de precipitação de sedimentos (Miall, 2006).	
So	Arenito fino a médio, bem selecionado, com laminação suavemente ondulada simétrica, ocasionalmente truncada, ocorrendo na forma de camadas tabulares com topo e base ondulados.	Fluxos oscilatórios, onde não há uma componente unidirecional. Associado a fluxos gravitacionais subaquosos de sedimentos.	
Sm	Arenito médio a grosso maciço, moderado a bem selecionado de coloração cinza claro. Essa litofácies ocorre na forma de camadas tabulares de espessura centimétrica a métrica ou associada com camadas de arenitos com laminações ondulada simétrica (So).	Fluxos gravitacionais turbulentos. Deposição rápida, com alta taxa de precipitação de sedimentos (Miall, 2006).	
Fm	Siltito maciço. Ocorre na forma de camadas lenticulares de espessura centimétrica com topo plano e base suavemente ondulada, normalmente dispostas entre camadas de arenitos. Localmente são observadas nestas litofácies superfícies de cisalhamento intraestratais.	Fluxos hipopícnais, associado a decantação de frações finas por suspensão ou regime de baixa energia (Miall, 2006).	
Fl	Folhelho laminado. Ocorre na forma de camadas tabulares de espessura centimétrica com topo e base plana a suave ondulada, normalmente dispostas entre camadas de arenitos. Localmente são observadas nestas litofácies zonas de cisalhamento intraestratais.	Fluxos hipopícnais, associado a decantação de frações finas por suspensão ou regime de baixa energia (Miall, 2006).	

Figura 3 - Fácies sedimentares identificadas nos afloramentos e descritas conforme seus aspectos deposicionais e deformacionais.

O afloramento BPR-312 -DP (Fig. 4A) está localizado no norte da área de estudo, possuindo cerca de 150 m de extensão lateral por 20 m de altura, cujo corte de estrada tem orientação NW-SE. Cinco litofácies foram identificadas nesse afloramento e incluem conglomerado e diamictito maciço, arenitos estratificados e arenito maciços. Essas litofácies ocorrem através de camadas que exibem forte amalgamação e geometria lenticular. A sucessão vertical dos estratos é apresentada na Figura 5A. As estruturas sedimentares predominantes indicam deposição por fluxos de detritos em sistemas canalizados, marcada pela presença de espessas lentes de conglomerados maciços muito frequentes nesse afloramento.

O afloramento BPR-324-DP possui 150 m de extensão lateral, 15 m de altura e tem orientação NW-SE (Fig. 4B). Seis litofácies foram descritas nesse afloramento e incluem principalmente arenitos finos a médios, com laminações cruzadas por corrente e com laminação ondulada simétrica, intercalados com arenitos maciços e diamictitos maciços. A sucessão dos estratos forma ciclos ora granocrescentes ora granodecrescentes ascendentes. O padrão de empilhamento vertical dos estratos e a sucessão dessas litofácies é apresentado na seção colunar da Figura 5B.

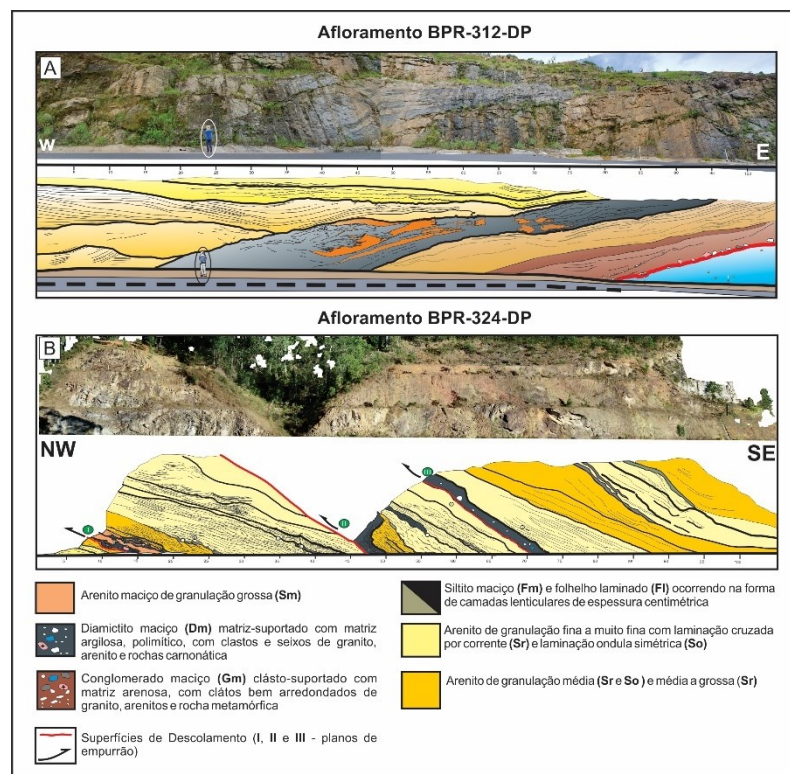


Figura 4 - (A) Disposição geral do afloramento BPR-312, onde se observam os leitos canalizados de conglomerado e diamictito encobertos por espessas camadas de arenitos estratificados. (B) seção panorâmica do afloramento BPR-324, onde se observa o padrão imbricado das camadas de diamictito, arenito e siltito.

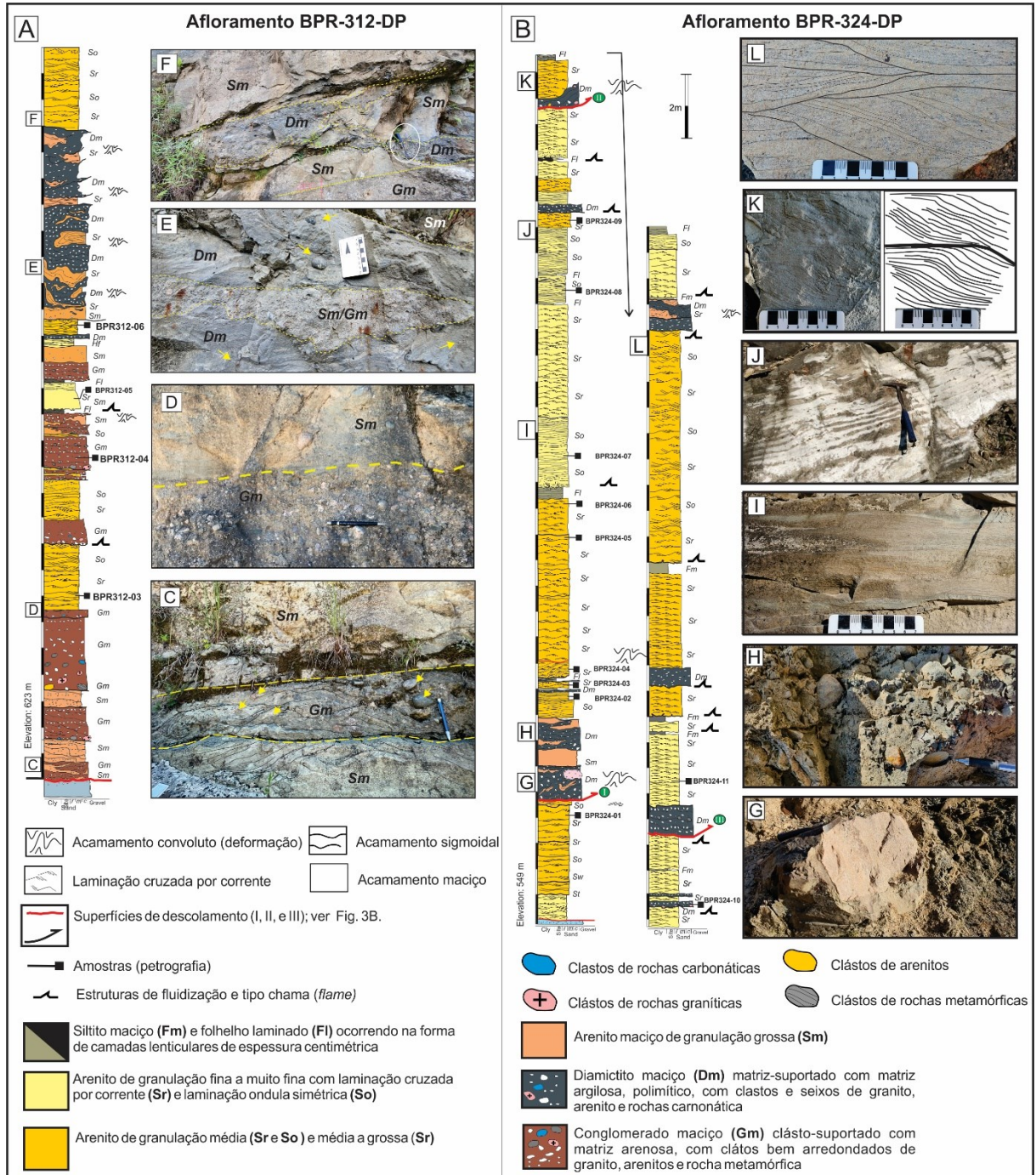


Figura 5 - (A) Seção colunar do afloramento BPR-312-DP; (B) seção colunar apresentando a sucessão vertical dos estratos no afloramento BPR-324 -DP; (C) intercalação entre camadas de arenito maciço de granulação grossa e conglomerado clásto-suportado maciço com estratificação insipiente; (D) contato abrupto entre camada de conglomerado clásto-suportado maciço e arenito conglomerático maciço. No detalhe se observa gradação com padrão de afinamento para o topo; (E) e (F) camadas amalgamadas de conglomerado maciço, arenito maciço e diamictito maciço com mostrando aspecto de fluidização; (G) detalhe da litofácies diamictito maciço, matriz-suportado com matacão de granito que mostra bordas que sugerem processo de ressedimentação; (H) litofácies diamictito maciço, polimítico, com seixos bem arredondados e estriados de arenitos e gnaisses; (I) arenito fino, bem selecionado, com laminação ondulada truncada simétrica; (J) litofácies arenito fino a médio, bem selecionado, de coloração cinza claro, com estratificação cruzada por corrente. No afloramento essa litofácies compõem camadas tabulares de espessura métrica; (K) e (L) arenito fino a médio e médio a grosso, moderados a bem selecionados, com estratificações cruzadas sigmoidal e acanalada (~5 cm), respectivamente.

Litofácies Conglomerado (*Gm*)

Essa fácies é exclusiva do afloramento BPR-312-DP e compreende camadas extensas e espessas (com mais de 3 m), sobrepondo-se concordantemente a diamictitos laminados (tilitos). Os estratos são caracterizados por acamamento maciço e homogêneo. A matriz é areno-argilosa a silto-arenosa de coloração bege a cinza escuro. Esses conglomerados são clasto-suportados, polimíticos, com seixos comumente arredondados de granito, arenitos e rocha metamórfica. Ocorrem normalmente intercalados e amalgamados com camadas de arenito maciço de granulação média a grossa (Fig. 5C) com espessura variando de 0,5 a 2 m. O contato com as camadas de arenito maciço a conglomeráticos é abrupto e geralmente marcado por superfícies delimitadas por níveis com clastos alinhados (Fig. 5D). Verticalmente, apresenta padrão granodecrescente ascendente, com intercalações rítmicas, e ocorrem também associados a diamictito maciços (*Dm*) e a arenito com estruturas de laminação cruzada por corrente (Figs. 5E e 5F) que compõem a parte superior do afloramento.

Litofácies Diamictito (*Dm*)

A litofácies diamictito ocorre nos dois afloramentos e compreende aproximadamente 20 % dos estratos, sendo caracterizada por acamamentos maciços, homogêneos, pobremente a não gradados que ocorrem como lentes amalgamadas e deformadas, geralmente, dispostas entre camadas de arenitos maciço e estratificado (Fig. 5G). A matriz é silto-argilosa, a areno-siltosa, cinza claro ou médio, que sustenta seixos e blocos extraformacionais, subarredondados a anguloso de granitos, arenitos avermelhados, rochas metamórficas (xistos) e metacarbonáticas, às vezes estriados (Fig. 5H). Localmente, é possível notar estratificações incipientes sub-horizontais, às vezes, anastomosadas e descontínuas com espessura centimétrica.

O diamictito ocorre em uma ampla variedade de ambientes deposicionais e geralmente é atribuído a fluxos de detritos pseudoplásticos subaquáticos (ver Miall 2006; Lowe 1982). Entretanto, esses depósitos também podem se formar durante os deslocamentos de geleiras, produzindo uma ampla variedade de mistura de classes texturais, desde argila até grandes blocos de rochas. Portanto, a litofácies *Dm* pobremente estratificada, com clastos sustentados por matriz silto-arenosa representa tilitos derivados de fluxo de detritos produzidos pelo avanço-recuo da frente de gelo.

A forma lenticular e as superfícies de amálgama, bem como a ocorrência de clastos heterométricos subangulares, e particularmente de porções cisalhadas, são consistentes com tilito subglacial, depositado próximo à frente glacial (Eyles & Eyles, 1992; Miller, 1996), em planícies de leques de *outwash*. Entretanto, parte desses diamictitos não cisalhados podem estar relacionadas com fluxos gravitacionais de detritos influenciado pela glaciação (Visser, 1997; Koch & Isbell, 2013; Limarino *et al.*, 2014). As camadas mais finas de diamictito podem ser interpretadas como depósitos de fluxo gravitacional de degelo (Dreimanis, 1988; Eyles & Eyles, 1992; Miller, 1996; Visser, 1997; Limarino *et al.*, 2014).

Litofácies Arenito (Sr, So e Sm)

A litofácies arenito é observada nos dois afloramentos e compreende arenitos cinza claro ou cinza médio, às vezes esverdeados, finos a médios, moderada a bem selecionadas e compostos por quartzo feldspato e fragmentos líticos. Os arenitos com litofácies Sr e So ou Sm constituem espessos pacotes, com mais de 5 m de espessura. A litofácies mais comum, entretanto, é a que apresenta laminações cruzadas por corrente, que geralmente ocorre associada à arenitos com laminação ondulada simétrica (Figs. 5I e 5J). Os arenitos maciços (Sm) médios a grossos, às vezes são mal selecionados e compõem camadas lenticulares de 0,5 a 1,5 m de espessura, exibindo estruturas de fluidização e de carga. Estratificações cruzadas sigmoidais e acanaladas ocorrem de forma subordinada em alguns estratos (Figs. 5K e 5L).

As litofácies Sr, So e Sm são interpretadas como produtos de fluxos de tração de correntes de água de degelo, durante o desenvolvimento de fluxos fluvioglaciais em planície de *outwash* proglacial (cf. Miall, 1978, 1983; Ashley, 1991). Em particular, esse conjunto de estratos também podem se desenvolver em sistema de lavagem distal (Miall, 1978, 1983) na forma de múltiplos canais que drenam as águas do degelo. Por isso, alguns níveis de conglomerados maciços associados a essas litofácies podem indicar fluxos hiperconcentrados (Maizels, 1989).

Litofácies Siltito e Folhelho (Fm e Fl)

As litofácies Fm e Fl representam menos de 10 % dos afloramentos e, geralmente, ocorrem intercaladas com as demais litofácies principais (Gm, Dm ou Sr e So), como lentes de 0,5 a 1 m de espessura, com micas orientadas conforme as

laminações. Argilitos cinza escuro, muitas vezes físseis, maciço ou fracamente laminado (*Fl*) com seixos arredondados dispersos indicam deposição por suspensão e introdução de seixos a partir do derretimento de icebergues em ambiente glaciolacustre.

SISTEMA DEPOSICIONAL

A análise das sucessões sedimentares permitiu definir duas associações de fácies geneticamente relacionadas, que compõem um amplo sistema deposicional em planície de *outwash* (Fig. 6A): *Associação de fácies I* (sistema fluvial entrelaçado); e *Associação de fácies II* (planície deltaica). A disposição espacial entre essas associações de litofácies permite comparar ambientes deposicionais modernos de planícies de *outwash*, por exemplo, análogos aos que ocorrem em Fairweather Range, Parque Nacional Glacier Bay, Alasca, onde ocorrem extensos sistemas fluviodeltaicos confinados em vales glaciais (Fig. 6B).

Vales são amplamente documentados no contexto do Supercontinente Gondwana, onde os processos de transporte e sedimentação, assim como o aporte sedimentar e a movimentação de geleiras eram extremamente controladas pela topografia e sistemas de drenagem desenvolvidos nas margens das bacias (ver Fig. 6C). Esses corredores glaciais, conseqüentemente, eram preenchidos por depósitos deglaciais. Na Bacia de Paganzo (Argentina), a ação de geleiras escavou a Protoprecordillera em diferentes direções (cf. López-Gamundí, 1992; Kneller *et al.*, 2004; Dykstra *et al.*, 2006; Henry *et al.*, 2008; Aquino *et al.*, 2016; Limarino *et al.*, 2014; Valdez-Buso *et al.*, 2021), com o desenvolvimento de uma rede de fiordes e vales formados no final do Paleozoico, em diversas partes do continente e em áreas glaciais modernas. Acredita-se, portanto, que cenários como esse são factíveis de terem se desenvolvido na Bacia do Paraná, muito embora as geleiras, em parte, não estivessem totalmente confinadas, elas fluíam em direções distintas condicionadas por vales orientados segundo o arcabouço estrutural do embasamento (p.e. Cinturão Dom Feliciano).

Na cidade de Doutor Pedrinho, os depósitos aqui analisados encontram-se restritos a um vale fluvial moderno com orientação NW-SE (Fig. 6D). Dados de paleocorrentes, embora muito limitados e as orientações de sistemas canalizados nesses depósitos atestam fluxo sedimentar para NW, permitindo interpretar esse local

como um antigo paleovale esculpido na região durante os eventos glaciais da Era Glacial do Paleozoico Superior. Foi, portanto, nesse cenário que os dados levantados nesse trabalho atestam que um sistema fluviodeltaico glacial se desenvolveu, cujas associações de fácies são descritas a seguir.

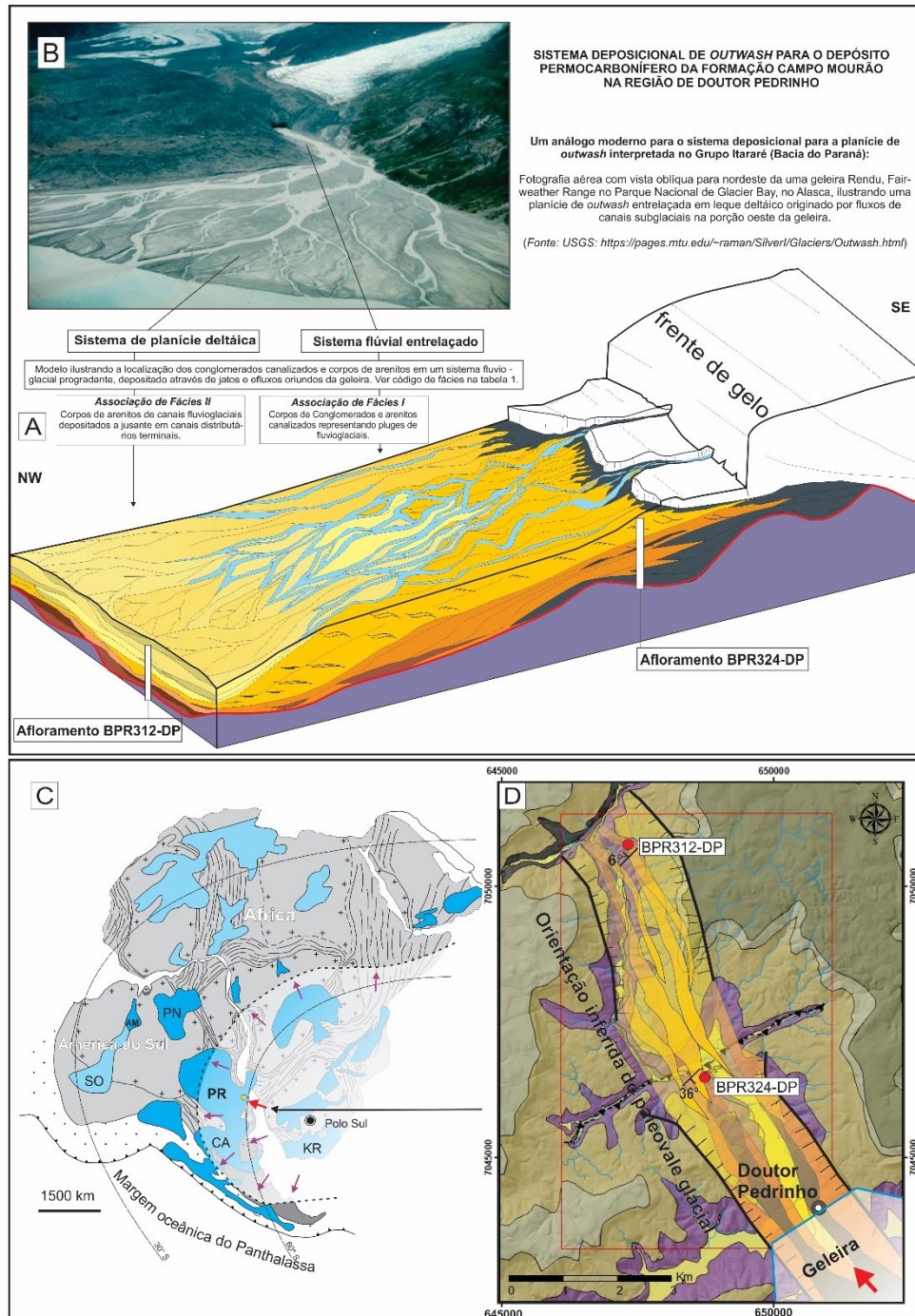


Figura 6 - (A) Ambiente fluviodeltaico glacial em planície de *outwash* para os depósitos do Grupo Itararé na região de Doutor Pedrinho (Fonte: o Autor); (B) um análogo moderno para exemplificar a distribuição espacial das associações de fácies com relação à frente da geleira (Fonte: USGS, 2013); (C-D) correlação dos padrões de fluxo de geleiras em bacias sedimentares do Gondwana Ocidental (ver Fig. 1B para legenda) e os padrões sedimentares e estruturais em depósitos glaciais confinados na região de Doutor Pedrinho (Fonte: adaptado de Malone et al., 2008 e Wildner et al., 2014).

Associação de Fácies I: Sistema Fluvial Entrelaçado

A **Associação de fácies I** compreende conglomerados maciços (Gm), com gradação normal, arenitos médios a grossos maciços (*Sm*) ou estratificados (Sr e So), além de níveis de diamictitos maciços caóticos (Dm). Esses estratos ocorrem como camadas extensas (~ 5 m), com geometria lenticular/canalizada, às vezes tabular. Formam, ciclos com padrão de afinamento granulométrico para o topo, com conglomerados e diamictitos na base gradando para arenitos conglomeráticos, arenitos grossos a médios e médios a finos, no topo.

Esses depósitos correspondem a preenchimento de canais fluviais em regiões de contato com geleira, onde os conglomerados e diamictitos representam deposição imediatamente em regiões próximas das geleiras (zona de contato marginal/proglacial), especialmente, durante as fases de degelo e retração glacial. Segundo Bennett & Glasser (2009), áreas deposicionais em contato com geleiras são caracterizadas pelo desenvolvimento de sistemas fluvioglaciais que podem apresentar características muito variadas. Os padrões com camadas amalgamadas, a presença de seixos e matacões extraformacionais nesses depósitos atestam deposição em regiões onde predominam os regimes glaciais de alta energia, principalmente, gerados por fluxos de detritos de baixa (Gm) a alta viscosidade (Dm). Arenitos finos a médios, com laminações cruzadas por corrente, indicam deposição por fluxos unidirecionais trativos em regime de fluxo inferior, durante variações sazonais que controlam a dinâmica e energia do fluxo sedimentar. Esse processo pode ser verificado ao longo das seções colunares que evidenciam mudanças verticais abruptas de fácies, demonstrando desaceleração ou aceleração do fluxo, diminuindo ou aumentando a concentração de sedimentos e transitando de um estado confinado para desconfinado de sedimentação (cf. Mulder & Alexander 2001). Adicionalmente, Miall (2006) relata que esses tipos de depósitos são dominantes em ambientes de margens de geleiras, onde uma grande quantidade de detritos estão disponíveis para serem transportados por grandes volumes de água de degelo glacial. Segundo esse autor, esses depósitos são também significativos nos casos onde ocorrem inundações catastróficas em regiões de planícies de outwash, desencadeadas por movimentos glaciais repentinas que podem liberar grandes volumes de água de degelo, podendo desenvolver fluxos de detritos pseudoplásticos subaquosos de alta viscosidade (Lowe, 1982; Miall, 2006).

No afloramento BPR-324-DP, as camadas de conglomerados e diamictitos maciços ou estratificação ocorrem como lentes de espessuras centimétricas a métricas (ver Figs. 2C e 4B). Essas camadas normalmente ocorrem amalgamadas com arenitos maciços e estratificados, que mostram laminação cruzada por onda e por corrente. Enquanto, no afloramento BPR-312-DP (ver Fig. 4A) esses depósitos ocorrem na forma de extensos canais (com eixo principal para NW), com camadas amalgamadas de conglomerado e arenitos maciços (Figs. 2C e 4A).

Associação de Fácies II: Planície Deltaica

A **Associação de Fácies II** é composta por arenitos finos a médios, e médios a grossos estratificados (Sr, So) e às vezes maciços (Sm) com espessuras de até 10 m, geralmente contendo intercalações de leitos de conglomerados (Gm) ou camadas de diamictitos (Dm) (ver Figs. 4B e 5B). Essa associação é registrada em ambos os afloramentos, porém ocorrem com maior frequência no afloramento BPR-324-DP. Esses depósitos ocorrem na forma de camadas tabulares e lenticulares, raramente canalizadas, exibindo topo e base ondulados, internamente com gradação normal (ver Figs. 4A, 4B e 4J).

A relação lateral e vertical dos estratos indica que essa associação foi acumulada em ambiente de frente deltaica dominada por sistemas de canais distributários em contexto de planície de *outwash*. Estruturas sedimentares principais como laminação cruzada por corrente (Sr) e laminação ondulada simétrica (So) indicam deposição em ambiente dominado por rios entrelaçados com domínio de dunas 2D e condições limitadas de acreção lateral. Segundo Miall (2006), nesses ambientes a taxa de aporte sedimentar é muito elevada, envolvendo transporte por tração e suspensão durante a migração das dunas (ver Jopling & Walker 1968). A alternância em fácies arenito fino a médio, com laminação cruzada por corrente (Sr), laminação ondulada simétrica (So) indicam variações temporal na energia do fluxo durante fases de retração das geleiras, quando há um considerável aumento no aporte sedimentar (Rust, 1977; Eyles *et al*, 1983; Eyles & Eyles, 2010).

DEFORMAÇÃO GLACIOTECTÔNICA

No afloramento BPR-312-DP os estratos que compõem as associações de fácies mostram mergulho sub-horizontal, com mergulho suave para NW (320/06),

concordante com o *trend* regional observado para as unidades estratigráficas nessa porção da Bacia (ver Fig. 5D). Por outro lado, no afloramento BPR-324-DP, a direção de mergulho das camadas mostra comportamento distinto com direção de mergulho para SE e ângulo de mergulho mais acentuado (135/36). Nesse afloramento estruturas de deformação como falhas inversas, dobras e zonas de cisalhamento foram identificadas em diferentes escalas.

Acamamento Sedimentar

A estrutura mais proeminente no afloramento são os planos de acamamento inclinados, muito bem marcado nas camadas tabulares de arenitos de granulação média a grossa (litofácies Sr e So) bem como pela alternância de camadas tabulares de arenitos estratificados, e camadas de granulometrias silto-argilosas. Esses estratos se encontram basculados com mergulho ângulo de mergulho variando de fraco a moderado SE (Fig.7A e 7B).

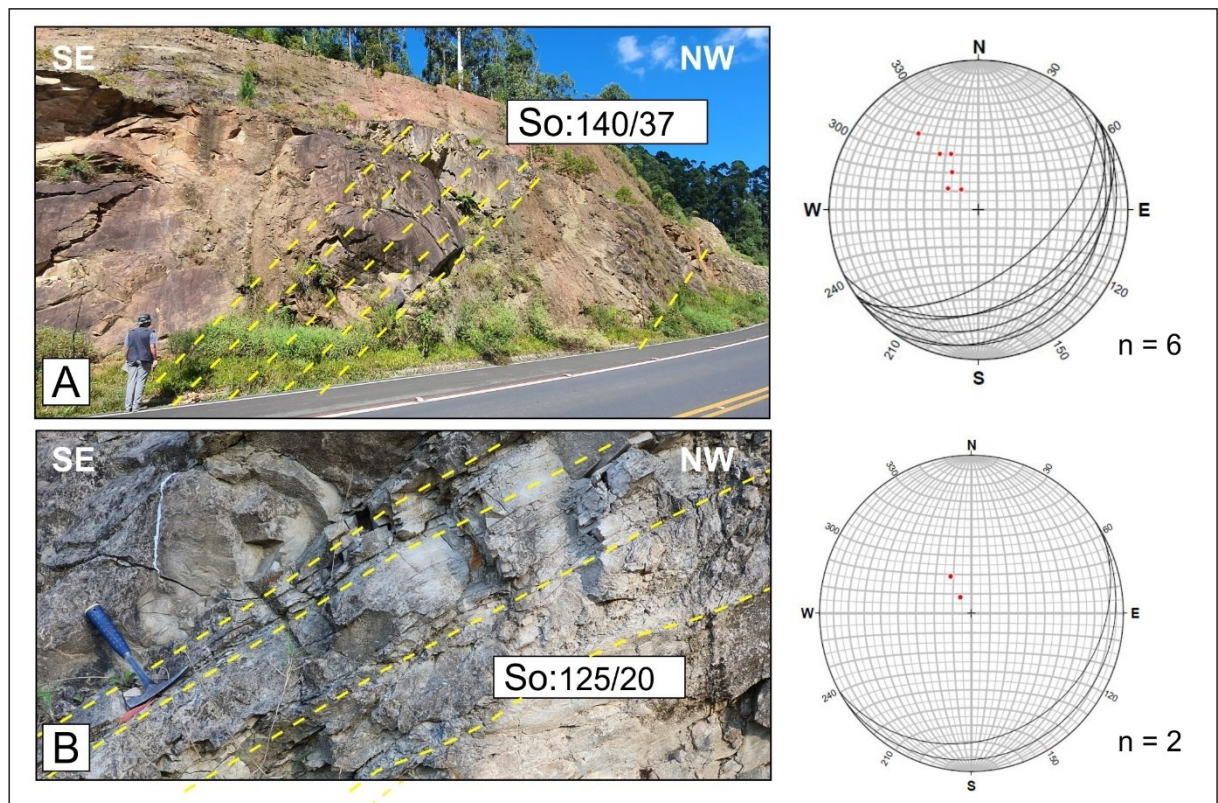


Figura 7 - (A) Disposição geral das camadas de arenitos estratificados (Sr e So) no afloramento BPR-324-DP com a respectiva projeção estereográfica ilustrando a atitude de mergulho dos planos de acamamento para SE (canto superior direito); (B) detalhe dos planos de acamamento bem marcados na transição de camadas tabulares de arenito estratificado.

Zonas de Cisalhamento

Outras estruturas que compõem o afloramento são zonas de cisalhamento, desenvolvidas principalmente em camadas de diamictitos maciços e folhelhos laminados, geralmente dispostos entre camadas de arenitos maciços (Fig. 8A, 8B e 8C). Essas zonas são ligeiramente onduladas e inclinadas, e mostram espessura variada. Essas estruturas mostram atitude de mergulho concordantes com as demais camadas do afloramento (mergulhando para SE) e foram interpretadas como zonas localizadas.



Figura 8 - (A) Cisalhamento em camada de folhelho laminado de espessura centimétrica ocorrendo entre espessas camadas de arenito maciço (Sm); (B) porção do afloramento mais deformada onde foram observadas camadas amalgamadas e cisalhadas de arenito e diamictito maciços; (C) siltito maciço deformado entre camadas de arenito estratificado (Sr).

Dobras e Fraturas

Na porção mais deformada do afloramento (ver Fig. 8B), foram observadas camadas de arenitos dobradas, formando uma dobra aberta, de escala métrica com com eixo sub-horizontal e caimento no sentido SW (Fig. 9A). Estruturas menores identificadas próximo ao eixo da dobra são dobras parasíticas desenvolvidas nos leitos de arenito mais competentes. Essas estruturas foram interpretadas como indicadores cinemáticos e mostram que os estratos foram empurrados no sentido NW (Fig. 9B). Evidências de estruturas formadas em regime extensional são pouco frequentes, e incluem fraturas centimétricas (Fig. 9C) identificadas entre camadas de arenitos finos a médios estratificados e aparentam terem sido formadas através de processos de boudinagem, por extensão paralela ao acamamento.

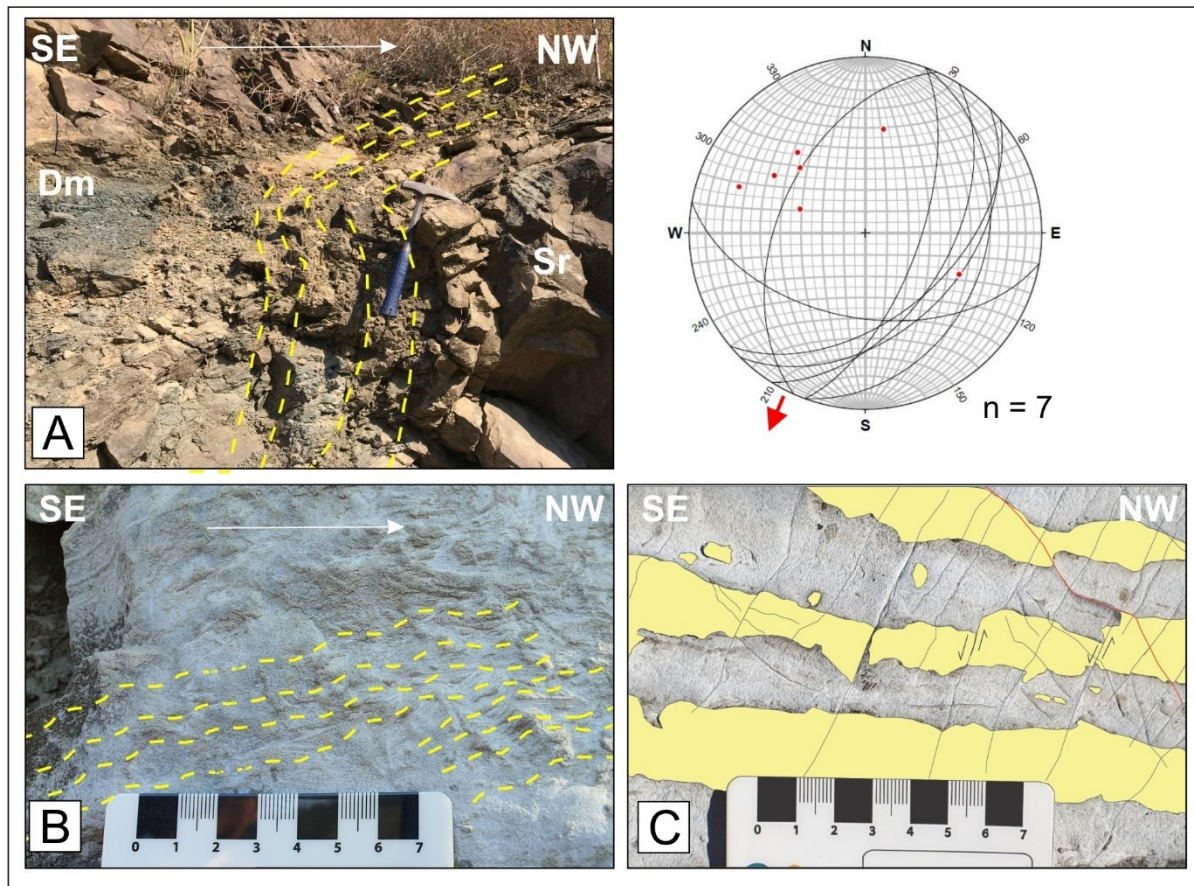


Figura 9 - Estruturas identificadas no afloramento BPR-324-DP: (A) Porção do afloramento mais deformada onde foram observadas camadas de arenito dobradas, a projeção estereográfica (canto superior direito) ilustra a direção de mergulho dos flancos da dobra bem como o caimento do eixo axial para SW (seta vermelha); (B) dobras milimétricas assimétricas em leitos de arenito (Sr) indicando vergência para NW; (C) fraturas de cisalhamento cortando camadas de arenitos de granulação fina a média.

DISCUSSÃO

Nos afloramentos foram identificadas diferenças significativas na frequência das litofácies e na ocorrência de estruturas de deformação. Considerando o ambiente de deposição dessas unidades e os padrões de deformação observados, essas estruturas foram interpretadas como sendo resultado de processos glaciotectônicos. Assim, esses depósitos registram dois eventos distintos: 1) a deposição dos estratos durante fases de retração das geleiras em sistemas de *outwash* e 2) deformação desses depósitos em períodos de avanço glacial (Fig. 10A).

Durante esse avanço, ambas as associações de fácies foram submetidas a deformações compressivas, resultando no cavalgamento dos estratos de sudeste

para o noroeste (Fig. 10B). A formação de zonas de cisalhamento basal preferencialmente ocorreu nas camadas de diamictitos e nas litofácies silto-argilosas, levando ao falhamento das espessas camadas de arenitos (Fig. 10C) por meio da instalação de falhas reversas de baixo ângulo. Esse padrão de cavalgamento das camadas assemelha-se ao modelo proposto por Bennette & Glasser (2009) para a formação de morainas de empurrão (Fig. 10D). Na área de estudo, essas deformações exibem um caráter localizado, sendo identificadas apenas no afloramento BPR-324-DP.

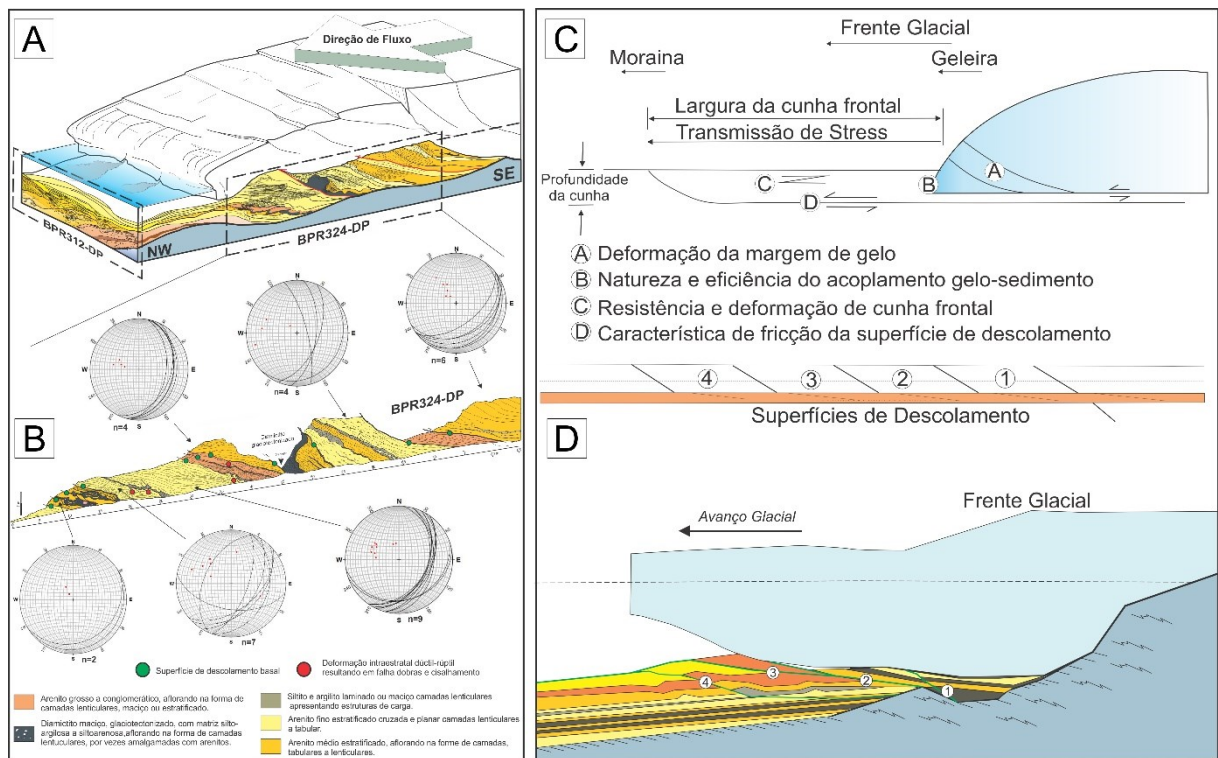


Figura 10 - (A) Arquitetura das estruturas glaciogênicas e modelo de deformação para o afloramento BPR-324-DP; (B) dados estruturais dos planos de acamamentos deformados (S_0) e as principais zonas de cisalhamento (Notar que as camadas de ambas as associações de fácies têm atitude de mergulho para SE ($135/36^\circ$)); (C) anatomia para a deformação glacioteclônica em morainas de empurrão. Fonte: adaptado de Bennette & Glasser (2009); e (D) modelo proposto para a deformação dos estratos por efeitos da glacioteclônica durante o avanço da geleira na área em estudo.

O sentido de fluxo glacial para noroeste também foi corroborado pelo estudo de Rosa et al. (2019), que, ao analisar feições glaciogênicas como superfícies estriadas, paleocorrentes e deformações glacioteclônicas em afloramentos no estado do Paraná, sugeriram a presença de múltiplos lóbulos de gelo que avançaram em direção à porção leste da Bacia do Paraná durante a IGPS. Entre os ciclos glaciais

identificados por esses autores, foi observado um padrão de fluxo glacial com orientação predominante para o noroeste, o que está em concordância com a direção de fluxo sugerida para os estratos estudados no município de Doutor Pedrinho.

Nesse contexto, as características maciças e homogêneas dos diamictitos identificados no afloramento BPR-324-DP, juntamente com o padrão de cavalgamento dos estratos e a presença de dobras abertas, sugerem uma deformação em ambiente proglacial (Hart & Boulton, 1991), próximo à margem glacial.

CONCLUSÕES

A integração de dados faciológicos e estruturais de unidades glaciogênicas da Formação Campo Mourão na cidade de Doutor Pedrinho permitiu enumerar conclusões gerais a respeito dos ambientes de sedimentação e da dinâmica glacial do Paleozóico Superior nessa região.

- (1) Duas associações de fácies correspondentes a depósitos de sistema fluvial entrelaçado (AF-1) e planície deltaica (AF-2) foram depositadas em ambientes de outwash, desenvolvidos durante períodos de retração de geleiras.
- (2) Com base na atitude das camadas, direção de paleocorrentes (embora limitadas), eixo principal de canais, bem como a ocorrência restrita desses depósitos em zona de vale testam que esses estratos estiveram condicionados a um paleovale orientado na direção NW-SE.
- (3) As deformações glaciotectônicas (dobras e superfícies de cisalhamento) foram desenvolvidas durante fases de avanço glacial para noroeste, causando o cavalgamento das camadas por meio de superfícies de descolamento basal, especialmente registradas nos estratos do afloramento BPR-324-DP.

REFERÊNCIAS

- Aber, J.S., 1982. Model for glaciotectonism. Geological Society of Denmark, Bulletin 30, 79-90 p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., e Fuck R. A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, Atas. PERNANBUCO, (SBG) - Núcleo Nordeste, 1, 363-392.
- Almeida, F. F. M., 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, estado de São Paulo. Boletim de geologia e metalurgia 5, 112-118.
- Ashley G.A., Boothroyd J.C., Borns H.W. Jr. 1991. Sedimentology of late Pleistocene (Laurentide) deglacial phase deposits, eastern Maine; An example of a temperate marine grounded ice-sheet margin. In: Anderson J.B., Ashley G.M. (Eds.) Glacial marine sedimentation; Palaeoclimatic significance, Geological Society of America, Special Paper, 261, pp. 107-125.
- Aquino, C.D.; Valdez B.V.; Faccini, U.F.; Milana, J.P.; Paim, P.S.G., 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 67: 180-200 p.
- Assine M.L. e Vesely F.F. 2008. Ambientes glaciais. In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (org.). Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. Beca, 24-51 p.
- Barbosa, O. 1940. Estrias produzidas por gelo permi-carbonífero. Mineração e Metalurgia 4, 272-273.
- Bennett, M. e Glasser N., 2009. Glacial geology: ice sheets and landforms. Wiley Blackwell, Oxford, 385 p.
- Berthelsen, A., 1978. The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. Geological Society Denmark, Bulletin 27, Special Issue, 25-38 p.
- Caetano-Chang, M.R., 1984. Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. São Paulo. Instituto de Geociências da USP IG-USP (Tese de Doutorado), p. 309-310 p.
- Canuto, J.R., 1985. Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 187 p.

Cardozo, N. e Allmendinger, R.W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *computers e geosciences*, 51: 193-205.

Carneiro, C.D.R. e Costa, F.G.D., 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. *Terra e Didática* 2(1): 34-43 p.

Corradetti, A. 3D structural characterization of outcrops by means of close-range multi-view stereo-photogrammetry. Phd thesis in Structural and Applied Geology, University of Naples Federico II, Italy; p. 1 – 121, 2016.

Crowley, T.J. e Baum, S.K., 1991, Estimating Carboniferous sea-level fluctuations from Gondwana ice extent: *Geology*, v. 19, p. 975–977.

D'Avila, R.S.F., 2009, Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e Cercanias, Santa Catarina, Brasil. Thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, RS, Brazil, 192 pp.

Dreimanis, A. (1988). Tills: Their genetic terminology and classification. In: Goldthwait, R.P. and Matsch, C.L. (eds), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, pp. 17-83. Balkema, Rotterdam.

Du Toit, A.L., 1937, *Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drifting*: Edinburgh, Oliver and Boyd, 366 p.

Dykstra, M., Kneller, B. and Milana, J.P. 2006. Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley-paleofjord—The Pennsylvanian (late Carboniferous) Jejenes Formation, San Juan, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 913–937.

Eyles, C. H. & Eyles N., 2010, *Glacial Deposits*. In: James, N.P., and R.W. Dalrymple, Eds. *Facies Models*. 4. ed. Toronto: Geotext, 73-106

Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting *Earth-Science Reviews*, 35 (1993) 1-248 p.

Eyles, N. & Eyles, C., 1992. Glacial depositional systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to sea level changes*: Geol. Ass. Can., Geotext 1, 73-100.

Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D., 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.

Frakes, L.A., and Crowell, J.C., 1969, Late Paleozoic glaciation: I. South America: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 1007–1042.

França, A.B. e Potter, P.E., 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). Boletim de Geociências da Petrobras 2, 147-191 p.

Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L., 2008a. The late Paleozoic ice age - a review of current understanding and synthesis of global climate patterns. In: Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L. (Eds.) Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America Special Paper, 441, pp. 343- 354 p.

Fielding CR, Frank TD, Birgenheier LP, Rygel MC, Jones AT, Roberts J. 2008b. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New South Wales and Queensland). See Fielding et al. 2008c, pp. 41–58.

Fulfaro, V.J.; Saad, A.R, Santos, M.V. and Vianna, R.B., 1982. Evolução e compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências.: 12, 4, 233 – 256 p.

Gordon, M.J., 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Sante Catarina e Rio Grande do Sul. Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM 38, 1-20.

Gravenor, C.R. e Rocha-Campos, A.C., 1983. Patterns of late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of Paraná Basin, Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 43, 1–39.

Gulbranson E.L., Montañez I.P., Schmitz M.D., Limarino C.O., Isbell J.L., et al. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, NW Argentina. Geol. Soc. Am. Bull. 122:1480– 98

Hancock, P.L., 1994. Continental deformation. 1ª Edição. Oxford: Pergamon Press, Inc. 419-421 p.

Hart, J.K. e Boulton G.S., 1991. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. Quaternary Science Reviews, 10, 335-350 p.

Henry, L.C., Isbell, J.L., and Limarino, C.O, 2008, this volume, Carboniferous glaciogenic deposits of the proto-Precordillera of west-central Argentina, in Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L., eds., Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time

and Space: Geological Society of America Special Paper 441, doi: 10.1130/2008.2441(09).

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, 381-399 p.

Holz, M., Souza, P.A., and Iannuzzi, R., 2008, this volume, Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the Late Carboniferous to Early Permian glacial succession (Itararé subgroup) at the eastern-southeastern margin of the Paraná Basin, Brazil. In Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L., eds., *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, doi: 10.1130/2008.2441(08).

Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Ciccioli, P.L., Dineen, A.A., 2012. Glacial paradoxes during the Late Paleozoic Ice Age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research* 22, 1–19 p.

Isbell, J.L., Cole, D.I., Catunaenu, O., 2008. Carboniferous–Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the late Paleozoic ice age in time and space: Geol. Soc. Am. 441*, pp. 71–82.

Isbell, J.L., Miller M.F., Wolfe K.L., Lenaker P.A. 2003. Timing of Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? In: Chan M.A., Archer A.W. (Eds.) *Extreme depositional environments: mega end members in Geologic Time. Geological Society of America Special Paper, 370*, pp. 5-24 p.

Jopling AV, Walker RG (1968) Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J Sediment Petrol* 38: 971-984.

Kneller, B., Milana, J.P., Buckee, C., al Ja'aidi, O., 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): the role of catastrophic sedimentation. *Bulletin of Geological Society of America*.

Koch Z.J. e Isbell J.L. 2013. Processes and products of grounding-line fans from the Permian Pagoda Formation, Antarctica: Insight into glacigenic conditions in Gondwana. *Gondwana Research*, 24:161- 172.

Leinz, V., 1937. Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil. *DNPM/DFPM Boletim* 21, 1-47.

Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S.E. and Gulbranson, E.L. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25, 1396–1421.

Lisle, R.J. e Leyshon, P.R. 2018. Técnicas de projeção estereográfica para geólogos e engenheiros civis. Florianópolis, Editora da UFSC, 125p.

López Gamundí, O.R., Limarino, C.O. and Césari, S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, 305–329.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52(1), 279-297.

Maack, R.A., 1946. Geologia e geografia da região de Vila Velha (Paraná) e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Arquivos do Museu Paranaense* 5, 1-305.

Maizels, J., 1989. Sedimentology, paleoflow dynamics and flow history of Jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequence in southern Iceland sandur deposits. *J. Sediment. Petrol.*, 59: 204-223.

Malone, S.J., J.G. Meert, D.M. Banerjee, M.K. Pandit, E. Tamrat, G.D. Kamenov, V.R. Pradhan, and L.E. Sohl, 2008: Paleomagnetism and detrital zircon geochronology of the Upper Vindhyan Sequence, Son Valley and Rajasthan, India: A ca. 1000 Ma closure age for the Purana Basins? *Precambrian Res.*, 164, 137-159.

Martin, H., 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in Southwest Africa. *Alex. L. du Toit Memorial Lectures*, n. 7, Geological Society of South Africa, 47 p.

Mau, H., 1958. Contribuição à geologia da região de Ibaíti. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* 7, 13-28.

Miall, A. D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer Berlin Heidelberg New York, 4^o edition, pag. 1-575.

Miall, A.D., 1983. Glaciomarine sedimentation in the Gondwana Formation (Huronian), northern Ontario. *Journal of Sedimentary Petrology* 53(2), 477-491.

Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 597-604 p.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. In: Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C. (Eds.), *Bacias Sedimentares Brasileiras e Cartas Estratigráficas*. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro 15, 2, 265-287 p.

Milani, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca. pp. 265-279.

Milani, E.J., 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. (PhD thesis) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Miller, J.M.G., 1996. Glacial sediments. In Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edn., Oxford: Blackwell Science, Chapter 11, 454–484 p.

Montañez, I.P. e Poulsen, C.J., 2013. The Late Paleozoic ice age: an evolving paradigm. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 629–656 p.

Mory, A.J., Redfern, J., and Martin, J.R., 2008, this volume, A review of Permian–Carboniferous glacial deposits in Western Australia, in Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L., eds., *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, doi: 10.1130/2008.2441(02).

Mottin, T.E.; Vesely, F.F.; De Lima Rodrigues, M.C.N.; Kipper, F.; De Souza, P.A., 2018. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 490, 125 488–504 p.

Mulder, T. e Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299 p.

Oliveira, E.P., (1927). *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Monografia Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, DNPM, 4: 1-172 p.

Ramsay, J.G. e Huber, M.I., 1987. *The tectonics of modern structural geology*. Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press Limited, 700 p.

Ramsay J.G. e Huber M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic Press, 1, 308 p.

Reading, H.G. *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. 3. ed. London: Blackwell Publishing, 1996. 688 p.

Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., Canuto, J.R., 2008. Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America Special Paper 441, pp. 97–114.

Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., Santos, P.R., 2000. Late Paleozoic glaciotectonic structures in northern Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 130, 131-143 p.

Rocha-Campos A.C. e Santos P.R. 1981. The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório Formation, Paraná Basin, southeastern South America. In: Hambrey M.J., Harland W.B. (Eds.) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, pp. 842-852.

Rocha-Campos, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. Bigarella et al. (eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba: Instituto de Geociências, UFPR. 27-102 p.

Rosa, E. L.M, Vesely, F.F., Isbell, J.L., Kipper, F., Fedorchuk, N.D., Souza, P. A., 2019. Constraining the timing, kinematics and cyclicity of Mississippian-Early Pennsylvanian glaciations in the Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 384, pag. 29-49.

Rosa, L.E.M., Vesely, F.F., França, A.B., 2016. A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms of the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications. *Brazilian Journal of Geology* 46, 2, 147-166 p.

Rust, B. R., 1977. Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash. *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, v. 14, n. 3, 175-184 p.

Santos P.R. dos, Rocha-Campos A.C., Canuto J.R. 1992. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmito do Subgrupo Itararé (Neopaleozoico), Trombudo Central, SC. Boletim IG-USP, 23:1-18.

Santos P.R., Rocha-Campos A.C., Canuto J.R. 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Parana Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125:165-184.

Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre 1, 41–65.

Tomio, A., 2004. Estilos de deformações glaciectônicas no Subgrupo Itararé, Neopaleozóico da Bacia do Paraná. (PhD Thesis), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1-242 p.

Valdez Buso, V., Pablo Milana, J., Di Pasquo, M., e Espinoza Aburto, J. (2021). The glacial paleovalley of Vichigasta: Paleogeomorphological and sedimentological evidence for a large continental ice-sheet for the mid-Carboniferous over central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103066.

Vesely F.F., Trzaskos B., Kipper F., Assine M.L., Souza P.A. 2015. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 326:45-63.

Vesely F.F., Assine M.L. 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22:56-168.

Vesely F.F., Rostirolla S.P., Appi C.J., Kraft R.P. 2007. Late Paleozoic glacially related sandstone reservoirs in the Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 91:151-160 p.

Vesely F.F. e Assine M.L. 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 34:219-230.

Visser J.N.J. 1997. Deglaciation sequences in Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology*, 44:507-521.

Wildner, W.; Camozzato, E.; Toniolo, J.A.; Binotto, R.B.; Iglesias, C.M.F.; Laux, J. H. Mapa geológico do estado de Santa Catarina. Porto Alegre: CPRM, 2014.

Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil. Subprograma de Cartografia Geológica Regional.

White I.C. 1908. Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas no sul do Brasil. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra, Rio de Janeiro, Relatório Final.

Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Santos Neto, E.V., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W.; Kolata, D.R.; Oltz, D.F.; Eidel, J.J. (eds.) Interior cratonic basins, American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, 681-708 p.

Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Astolfi M.A.M., Appi V.T., Zanotto O. A., 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 17: 242-252.

6 CONCLUSÃO

A integração de dados faciológicos e estruturais de unidades glaciogênicas da Formação Campo Mourão na região de Doutor Pedrinho permitiu enumerar conclusões gerais a respeito dos ambientes de sedimentação e da dinâmica glacial do Paleozóico Superior nessa região.

Duas associações de fácies correspondentes a depósitos de sistema fluvial entrelaçado (AF-I) e planície deltaica (AF-II) foram depositadas em ambientes de outwash, desenvolvidos durante períodos de retração de geleiras.

As sucessões sedimentares que ocorrem na região de Doutor Pedrinho, corresponde às Formações Campo Mourão e Taciba. Os estratos glaciogênicos da Formação Campo Mourão incluem principalmente diamictitos e conglomerados maciço, polimícticos, silto-arenosos, folhelhos e ritmitos (siltito e pelitos) com *dropstones*.

Com base na atitude dos planos de acamamento, direção de paleocorrentes (embora limitadas), eixo principal de canais, bem como a ocorrência restrita desses depósitos em zona de vale testam que esses estratos estiveram condicionados a um paleovale orientado na direção NW-SE.

As deformações glacioteclônicas (dobras e superfícies de cisalhamento) foram desenvolvidas durante fases de avanço glacial para noroeste, causando o cavalgamento das camadas por meio de superfícies de descolamento basal, especialmente registradas nos estratos do afloramento BPR-324-DP.

Os afloramentos BPR-312-DP e BPR-324-DP contam com boa continuidade lateral e vertical. Isto possibilitou a construção de fotomosaicos em alta resolução que serviram como recurso auxiliar para a delinear a arquitetura deposicional e deformacional dos estratos analisados.

REFERÊNCIAS

- Aber, J.S., 1982. Model for glaciotectonism. Geological Society Denmark, Bulletin **30**: 79-90 p.
- Aber, J.S. & Ber. A., 2007. Glaciotectonism. Developments in Quaternary Science 6, Elsevier, Amsterdam, 246 p.
- Aber, J.S., Croot, D.G., Fenton, M.M., 1989. Glaciotectonic landforms and structures. Glaciology and Quaternary Geology Series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 200 p.
- Alley, R.B., 1991. Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets. Journal of Glaciology **125**:67-76 p.
- Alley, R.B., 1989a. Water-pressure coupling of sliding bed deformation: I. Water system Journal of Glaciology, **35**: 108-118 p.
- Alley R.B., 1989b. Water-pressure coupling of sliding bed deformation: II. Velocity depth profiles. Journal of Glaciology, **35**: 11-129 p.
- Aquino, C.D., Valdez B.V., Faccini, U.F., Milana, J.P., Paim, P.S.G., 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, **67**: 180-200 p.
- Assine M.L. & Vesely F.F. 2008. Ambientes Glaciais. In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (org.). Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. Beca, 24-51 p.
- Banham P.H. 1977. Glacitectonics in till stratigraphy. Boreas, **6**:101-106 p.
- Banham, P.H. 1975. Glaciotectonic structures: A general discussion with particular reference to the contorted drift of Norfolk. In: A.E. Wright & F. Moseley eds., Ice ages: ancient and modern. Geological Journal, Special Issue **6**:69-94.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A., 2010. Glaciers and Glaciations. 2nd Edition, Arnold, London, 734 p.
- Bennett, M. & Glasser N., 2009. Glacial geology: ice sheets and landforms. Wiley Blackwell, Oxford, 385 p.
- Berthelsen, A., 1979. Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear: an example of gravity tectonics. Geologie en Mijnbouw, **58**: 253-260 p.

Berthelsen, A., 1978. The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. Geological Society Denmark, Bulletin 27, Special Issue, 25-38 p.

Boulton, G.S., 1987. A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. In: J. Menzies & J. Rose (eds.) Drumlin Symposium. Rotterdam: Balkema, p. 25-80 p.

Boulton, G.S. & Hindmarsh, R.C.A., 1987. Sediment deformation beneath glaciers; interactions between sediment flow and drainage, and geological products. Journal of Geophysical Research, **92** (82): 9059-9082 p.

Boulton, G.S. & Jones, A.S., 1979. Stability of temperate ice sheets resting on beds of deformable sediment. Journal of Glaciology, **24**: 29-43 p.

Boulton, G.S., Dickson, J.H., Nichols, M., Nichols, M. & Short, S.K., 1976. Late Holocene glacier fluctuations and vegetation changes at Maktak Fjord, Baffin Island, N.W.T., Canadá. Arctic & Alpine Research, **8**: 343-356

Caetano-Chang, M.R., 1984. Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. São Paulo. Instituto de Geociências da USP IG-USP (Tese de Doutorado), p. 309-310 p.

Canuto, J.R., 1985. Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 187 p.

Carneiro, C.D.R. & Costa, F.G.D., 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. Terrae Didática **2**(1): 34-43 p.

Church, M., 1972. Baffin Island sandurs: a study of arctic fluvial processes. Geol. Surv. Can. Bull. 216, 208 p.

Church, M. & Gilbert, R., 1975. Proglacial fluvial and lacustrine environments. In: A.V. Jopling and B.C. McDonald (Editors), Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ., **23**: 22-100 p.

Corradetti, A. 3D structural characterization of outcrops by means of close-range multi-view stereo-photogrammetry, 2016. Phd thesis in Structural and Applied Geology, University of Naples Federico II, Italy; p. 1 – 121.

Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas, Boletim de Geociências da Petrobras, **8**:47-55 p.

D'Avila, R.S.F., 2009, Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e Cercanias,

Santa Catarina, Brasil. Thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, RS, Brazil, 192 p.

Eyles, C. H. & Eyles N., 2010, Glacial Deposits. In: James, N.P., and R.W. Dalrymple, Eds. *Facies Models*. 4. ed. Toronto: Geotext, 73-106 p.

Eyles, N., 2008. Glacio-epochs and the supercontinental cycle after 3.0 Ga: tectonic boundary conditions for glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **258**: 89–129 p.

Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting *Earth-Science Reviews*, **35** (1993): 1-248 p.

Eyles, N., C.H. Eyles, A.D. Miall, 1983, Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**:393-410.

Fielding C.R., Blackstone B.A., Frank T.D., Gui Z. 2012. Reservoir potential of sands formed in glacio-marine environments: an analogue study based on Cenozoic example from Mc. Murdo Sound, Antarctica. In: Huuse M., Redfern J., Le Heron D., Dixon R.J., Moscariello A., Craig J. (eds). *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*. Geological Society, London, Special Publication, **368**: 211-228 p.

Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L., 2008a. The late Paleozoic ice age - a review of current understanding and synthesis of global climate patterns. In: Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L. (Eds.) *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America Special Paper, **441**: 343- 354 p.

França, A.B. & Potter, P.E., 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras* **2**: 147-191 p.

Fulfaro, V.J.; Saad, A.R, Santos, M.V. and Vianna, R.B., 1982. Evolução e compartimentação Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*.: **12**, **4**: 233 – 256 p.

Hancock, P.L., 1994. *Continental deformation*. 1ª Edição. Oxford: Pergamon Press, Inc. 419-421 p.

Hart, J.K. & Boulton G.S., 1991. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, **10**: 335-350 p.

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**: 381-399 p.

Isaacson P.E., Díaz-Martínez E., Grader G.W., Kalvoda J., Babek O., Devuyst F.X. 2008. Late Devonian-earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **268**:126-142 p.

Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Ciccioli, P.L., Dineen, A.A., 2012. Glacial paradoxes during the Late Paleozoic Ice Age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research* **22**: 1–19 p.

Isbell J.L., Miller M.F., Wolfe K.L., Lenaker P.A. 2003. Timing of Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? In: Chan M.A., Archer A.W. (Eds.) *Extreme depositional environments: mega end members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper, **370**: 5-24 p.

Loboziak S., Caputo M.V., Melo J.H.G. 2000. Middle Devonian – Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, **43**(4):301-318.

Martin, H., 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. *Alex. L. du Toit Memorial Lectures*, n. 7, Geological Society of South Africa, 47 p.

Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 597-604 p.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. In: Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C. (Eds.), *Bacias Sedimentares Brasileiras e Cartas Estratigráficas*. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro **15**(2), 265-287 p.

Milani, E. J. & Ramos, V. A. 1998 Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. **4**: 527-544 p.

Milani, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. (PhD thesis) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Miller, J.M.G., 1996. Glacial sediments. In Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edn., Oxford: Blackwell Science, Chapter 11: 454–484 p.

Montañez, I.P. & Poulsen, C.J., 2013. The Late Paleozoic ice age: an evolving paradigm. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **41**: 629–656 p.

Moran, S.R.; Clayton, L.; Hooke, R.Leb.; Fenton, M.M. & Andriashek, L.D., 1980. etac;erbed landforms of the prairíe region of Norlh America. *Journal of Glaciology*, **2** (S): 457-476.

Mottin, T.E.; Vesely, F.F.; De Lima Rodrigues, M.C.N.; Kipper, F.; De Souza, P.A., 2018. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **490**, **125**: 488–504 p.

Pedersen, S.A.S., 2005. Structural analysis of the Rubjerg Knude glaciotectonic complex, Vendsyssel, northern Denmark. *Geological Survey of Denmark and Greenland, Bulletin* **8**, 192 p.

Ramsay, J.G. & Huber, M.I., 1987. *The tectonics of modern structural geology*. Vol. 2: *Folds and Fractures*. London: Academic Press Limited, 700 p.

Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic Press, **1**: 308 p.

Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., Santos, P.R., 2000. Late Paleozoic glaciotectonic structures in northern Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* **130**: 131-143 p.

Rocha-Campos, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. Bigarella et al. (eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba: Instituto de Geociências, UFPR. 27-102 p.

Rosa, L.E.M., 2018. Evolução Depositional e Glácio-Tectônica de um Complexo Gerado em Contato com o Gelo Pensilvaniano no Sudeste da Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 79 p.

Rosa, E. L.M, Vesely, F.F., Isbell, J.L., Kipper, F., Fedorchuk, N.D., Souza, P. A., 2019. Constraining the timing, kinematics and cyclicity of Mississippian-Early Pennsylvanian glaciations in the Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, **384**: 29-49p.

Rosa, L.E.M., Vesely, F.F., França, A.B., 2016. A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms of the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications. *Brazilian Journal of Geology* **46**(2): 147-166 p.

Rust, Brian R., 1977. Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash. *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, v. **14**(3): 175-184 p.

Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: *Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre 1, 41–65.

Streel M., Caputo M.V., Loboziak S., Melo J.H.G. 2000. Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph quantitative analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth Science Reviews*, **52**: 121-173.

Tomio, A., 2004. Estilos de deformações glacioteclônicas no Subgrupo Itararé, Neopaleozóico da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1-242 p.

Van der Wateren, F.M., 1995. Structural geology and sedimentology of push moraines - processes of soft-deformation in a glacial environment and the distribution of glacioteclonic styles. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **54**: 1-168 p.

Veevers J.J. & Powell M. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwana land reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, **98**: 475-487.

Vesely F.F., Trzaskos B., Kipper F., Assine M.L., Souza P.A., 2015. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 326:45-63 p.

Vesely F.F., Rostirolla S.P., Appi C.J., Kraft R.P. 2007. Late Paleozoic glacially related sandstone reservoirs in the Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **91**:151-160 p.

Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Santos Neto, E.V., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990. The Paraná Basin, Brazil.

In: Leighton, M.W.; Kolata, D.R.; Oltz, D.F.; Eidel, J.J. (eds.) Interior cratonic basins, American Association of Petroleum Geologists Memoir **51**: 681-708 p.

Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Astolfi M.A.M., Appi V.T., Zanutto O. A., 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, **17**: 242-252.

ANEXOS

ANEXO A – Ciência da Submissão do Artigo


Geologia USP. Série Científica

← Voltar para Submissões

Fluxo de Trabalho **Publicação**

Submissão Avaliação Edição de Texto Editoração

Arquivos da Submissão Q Buscar

▶  682104 Artigo_Revista_USP_Sistema_deposicional_fluviodeltaico__Grupo Itararé_região_de_Doutor_Pedrinho..docx **March 9, 2024** Texto do artigo

[Baixar Todos os Arquivos](#)

Discussão da pré-avaliação Adicionar comentários

Nome	De	Última resposta	Respostas	Fechado
▶ Comentários para o editor	augusto_artur	-	0	<input type="checkbox"/>
	2024-03-09 11:15 AM			

ANEXO A – ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ATA DE DEFESA PÚBLICA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Ata da sessão de Defesa Pública da Dissertação de Mestrado de **ARTUR AUGUSTO PASSOS MIRANDA**, do Programa de Pós-Graduação em Geologia, realizada em 22 de março de 2024, às 14h, via Web Conferência.

Ao(s) vinte e dois dias(s) do mês de março de dois mil e vinte e quatro, às quatorze horas, via Web Conferência pelo link <https://teams.live.com/join/9331393965499?p=2YP3mPz7TRsYoexw>, foi realizada a sessão pública de apresentação e defesa da Dissertação de Mestrado do(a) mestrando **ARTUR AUGUSTO PASSOS MIRANDA** como requisito final para obtenção do título de **MESTRE EM GEOLOGIA**, de acordo com a **PORTARIA 1/2024/PPGGEOL**. A banca foi composta pelos seguintes professores: Prof. Dr. MARIVALDO DOS SANTOS NASCIMENTO – PPGGEOL/UFSC, Prof. Dr. MICHAEL HOLZ – IG/UFBA (Examinador Interno) e Profa. Dra. ELIZA INEZ PEIXOTO – UnB (Examinadora Externa), sob a presidência do primeiro. A dissertação tem como título “FÁCIES E ESTRUTURAS GLACIOGÊNICAS DO GRUPO ITARARÉ NA REGIÃO DE DOUTOR PEDRINHO, LESTE DA BACIA DO PARANÁ.”

Com base no que foi exposto, a Banca Examinadora propõe que a dissertação seja:

APROVADA, devendo a versão definitiva da dissertação a ser entregue em **60** dias (máximo 90 dias).

REPROVADA (expor justificativa fundamentada na ata ou em documento anexo do(s) motivo(s) da reprovação).

Às 16h00min foi lavrada a presente ata e encerrada a sessão, que vai assinada pelo(a) candidato(a) e pela banca examinadora.

Florianópolis, 22 de março de 2024.

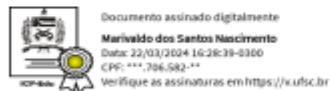
Alteração no título da Dissertação: () Sim* () Não

*Enviar a ata finalizada já com o título definitivo.

Recomendações da Banca:

Implementar as correções/sugestões recomendadas pela banca no documento final da Dissertação para que o mesmo seja entregue ao Repositório da UFSC, conforme regimento institucional.

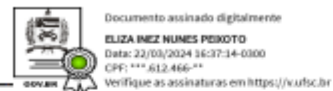
Banca Examinadora (assinaturas digitais):



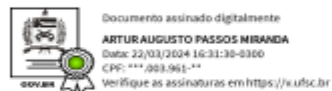
Prof. Dr. MARIVALDO DOS SANTOS NASCIMENTO
DGL/PPGGEOL/UFSC - Presidente (Orientador)



Prof. Dr. MICHAEL HOLZ
IG/UFBA (Examinador Interno)



Profa. Dra. ELIZA INEZ PEIXOTO
IG/UnB (Examinadora Externa)



ARTUR AUGUSTO PASSOS MIRANDA
Mestrando