

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

THAMMY ELLIN MOTTIN

EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA E PALEOGEOGRÁFICA DA
SEQUÊNCIA DE DEGLACIAÇÃO E OPERMIANA DO GRUPO
ITARARÉ, NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ

CURITIBA

2017

THAMMY ELLIN MOTTIN

EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA E PALEOGEOGRÁFICA DA
SEQUÊNCIA DE DEGLACIAÇÃO EOPERMIANA DO GRUPO
ITARARÉ, NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ

Dissertação apresentada como requisito parcial
à obtenção do grau de Mestre em Geologia
Exploratória, no Programa de Pós-Graduação
em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Fernando Farias Vesely

CURITIBA

2017

M922e

Mottin, Thammy Ellin

Evolução estratigráfica e paleogeográfica da sequência de deglaciação eopermiana do grupo itararé, nordeste da Bacia do Paraná / Thammy Ellin Mottin. – Curitiba, 2017.

113 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2017.

Orientador: Fernando Farias Vesely.

1. Era glacial neopaleozoica. 2. Paleogeografia. 3. Estratigrafia glacial.
I. Universidade Federal do Paraná. II. Vesely, Fernando Farias. III. Título.


CDD: 558.162

TERMO DE APROVAÇÃO

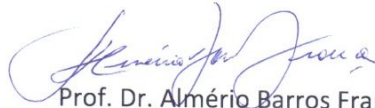
THAMMY ELLIN MOTTIN

“Evolução estratigráfica e paleogeográfica da sequência de deglaciação eopermiana do Grupo Itararé, nordeste da Bacia do Paraná.”

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim - Unisinos



Prof. Dr. Almério Barros França - UFPR



Prof. Dr. Fernando Farias Vesely – UFPR
Presidente

Curitiba, 18 de abril de 2017.

Aos meus maiores incentivadores
e espelhos de vida,
meus pais Neuza e Renato

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Fernando Farias Vesely, pela oportunidade, confiança e conhecimentos compartilhados irrestritamente.

Aos professores Paulo S. Gomes Paim e Almério Barros França, por todas as contribuições no exame de qualificação e dissertação.

À infraestrutura do Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) e aos colegas e amigos integrantes deste, em especial à Profa. Dra. Bárbara Trzaskos, Leonardo Barão (Coxinha), Amanda Hammerschmidt, Mérolyn Rodrigues, Renata Zanella, Fábio Berton, Danielle Schemiko, Eduardo Menozzo (Borbo), Tiago Casseb (Pitu), Bárbara Dressel, Tiago Rossoni (Mariposa), pelo convívio, apoio, discussões e risadas.

Aos colegas de campo Mérolyn, Amanda e Eduardo, pela disponibilidade e discussões enriquecedoras ao trabalho.

Aos professores/pesquisadores da UFPR e de outras instituições que de alguma forma contribuíram com esta dissertação, especialmente ao MSc. Felipe Kipper, por toda a ajuda com as análises palinológicas, à Profa. Dra. Renata Netto, pelo suporte à identificação dos icnofósseis e aos Profs. John Isbell e Isabel Montañez pelos conhecimentos transmitidos em campo.

Agradeço também à Universidade Federal do Paraná, pela infraestrutura e oportunidades disponibilizadas desde meu ingresso na graduação em 2009.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR, em especial aos coordenadores (Prof. Dr. Fernando F. Vesely e Prof^a Dra. Maria Cristina de Souza) e ao sempre prestativo secretário do Programa, Kazu.

Às instituições CAPES e CNPq, respectivamente pela concessão de bolsa e apoio financeiro do projeto “Depósitos de transporte em massa na sucessão neopaleozoica da Bacia do Paraná: estratigrafia, aspectos estruturais e significado tectônico”.

Aos amigos de graduação, pós-graduação e de vida, Graciany Silva, Dandara Ataíde e Bruno Macchioni.

Ao meu amor e amigo, Diego. Por todo apoio, incentivo e paciência nesses dois anos de mestrado.

All that man ignores, does not exist for him. Therefore, the universe of each, is summed up to the size of his knowledge.

A. Einstein

RESUMO

O intervalo superior do Grupo Itararé no leste da Bacia do Paraná contém o registro do final da glaciação Neopaleozoica, marcada na região de Ibaiti-PR, por espessa sucessão dominada por diamictitos. Palinomorfos característicos da zona de intervalo *Vittatina costabilis*, subzona *Protohaploxypinus goraiensis* foram identificados em litotipos lamosos e permitiram atribuir idade Eopermiana (Asseliana-Sakmariana) para a parte superior do Grupo Itararé nesta região da bacia. Através da análise faciológica e mapeamento geológico, foram identificadas cinco unidades geneticamente relacionadas, que denotam diferentes graus de influência glacial e são denominadas da base para o topo, como: (1) Leques subaquosos de *outwash*, compreendendo conglomerados, arenitos bem a mal selecionados, lamitos e diamictitos, (2) Depósitos de transporte em massa inferiores, representados por diamictitos maciços ou com evidências de deformação penecontemporânea, (3) Frente deltaica influenciada por maré, contendo ritmitos e arenitos com acamamento flaser, (4) Planície deltaica influenciada por maré, essencialmente constituída por arenitos e conglomerados e (5) Depósitos de transporte em massa superiores, representados por diamictitos maciços e com blocos alóctones. O reconhecimento do arranjo vertical das associações de fácies e a correlação com perfis raios-gama de subsuperfície permitiram estabelecer padrões deposicionais bem definidos no topo do Grupo Itararé, que se estendem para o interior da Bacia nas direções oeste e sudoeste. Dessa forma, foram interpretados dois episódios de avanço de margens glaciais para o interior da bacia marinha e o posterior recuo, marcados pela colocação de dois níveis de diamictitos. O ambiente marinho é corroborado pela assembleia palinológica característica desse ambiente, representada principalmente por algas da classe *Prasinophyceae* e acritarcos. Ambos os intervalos de deposição de diamictito envolveram processos de transporte em massa de depósitos anteriormente formados e sedimentos fornecidos pelas geleiras, e que provavelmente foram disparados pelo efeito do *rebound* isostático decorrente do recuo glacial. A análise de paleocorrentes em depósitos de *outwash* e deltaicos, aliada ao estudo da cinemática de deformações penecontemporâneas de diamictitos, permitiu estabelecer um padrão de paleofluxo principal para sudoeste, o que implica em uma área fonte glacial situada a nordeste da área de estudo. Este padrão de paleotransporte diverge do estabelecido para os níveis inferiores do Grupo Itararé e provavelmente é explicado por um centro glacial que não as Terras Altas de Windhoek (sudeste da África).

Palavras chaves: Era glacial Neopaleozoica; paleogeografia; depósitos de transporte em massa; estratigrafia glacial.

ABSTRACT

The uppermost interval of the Itararé Group in the eastern Paraná Basin record the final stages of the Late Paleozoic Ice Age and, in the Ibaiti region, is marked by a diamictite-bearing succession. Characteristic palynomorphs of the *Vittatina costabilis* interval zone, *Protohaploxypinus goraiensis subzone* were identified in muddy lithotypes and allowed to establish an early Permian (Asselian - Sakmarian) age to the upper Itararé Group in this part of the basin. Through facies analysis and geological mapping, five genetically related units were identified, which denote variable degrees of glacial influence and are named, from base to top, as: (1) Subaqueous outwash deposits that encompass conglomerates, poorly- to well-sorted sandstones, mudstones and diamictites, (2) Lower mass-transport deposits, represented by massive and deformed diamictites, (3) Tide-influenced delta front, consisting of rhythmites and flaser-bedded sandstones, (4) Tide-influenced delta plain, essentially constituted by sandstones and conglomerates and (5) Upper mass-transport deposits, containing massive diamictites and diamictites with allochthonous blocks. The recognition of the vertical stacking of facies and facies associations and its correlation to subsurface gamma-ray profiles allowed the determination of well defined depositional trends in the top of the Itararé Group, that extend both westwards and southeastwards. Therefore, two episodes of ice margin advances onto a marine basin were interpreted, each marked by an event of mass-transport deposit (MTD) emplacement. The determination of a marine environment is corroborated by the palynological assemblage, mainly due to the presence of algae of the *Prasinophyceae* class (e.g. *Tasmanites sp.*) and acritarchs (e.g. *Deusilites sp.*). Both events of MTD deposition involved mass-transport process of previously accumulated deposits and glacially-derived debris and were probably triggered by the isostatic rebound effects associated with the ice margins retreat. Paleocurrent analysis on outwash and deltaic deposits combined with kinematic analysis of penecontemporaneous deformations in diamictites indicated a main southwestwards paleoflow, which implies a glacial source located northeast of the study area. This paleotransport pattern diverges from the established for the lower levels of the Itararé Group and should be explained by an ice-spreading center different from the Windhoek highlands (southeastern Africa).

Keywords: Late Paleozoic Ice Age, paleogeography, mass-transport deposits, glacial stratigraphy

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Delimitação temporal dos três eventos glaciais propostos para a glaciação Neopaleozoica por Isbell et al. (2003) e posicionamento do intervalo estudado no final do evento “Glacial III”18
- Figura 2: Localização da área na borda leste da Bacia do Paraná, nordeste do estado do Paraná.19
- Figura 3: Fluxograma apresentando o encadeamento das atividades da pesquisa. .21
- Figura 4: Localização dos afloramentos da parte superior do Grupo Itararé descritos na região de Ibaiti-PR.....23
- Figura 5: Localização dos cinco perfis estratigráficos verticais levantados.25
- Figura 6: Posicionamento estratigráfico das três amostras coletadas para análise palinológica.....26
- Figura 7: Representação esquemática do mergulho do plano axial em direção ao talude (esquerda), e vergência das dobras no sentido oposto (direita).. ..28
- Figura 8: Diagrama esquemático resumindo as várias relações entre vergência da dobra, planos axiais e direção ascendente ou descendente das camadas mais jovens (facing).....28
- Figura 9: Paleogeografia generalizada da Bacia do Paraná durante a glaciação Neopaleozoica.....34
- Figura 10: Glaciação da Era Glacial Neopaleozoica na América do Sul e África e os lobos glaciais definidos por França e Potter (1988).35
- Figura 11: Padrão de paleotransporte durante as cinco sequências de deglaciação estabelecidas por Vesely e Assine (2006).....37
- Figura 12: Associações de fácies basais da Formação Rio Bonito.41
- Figure 13: Fotomicrografias de palinomorfos selecionados da Formação Taciba. 1) *Punctatisporites gretensis*; 2) *Calamospora hartugiana*; 3) *Horriditriletes uruguaensis*; 4) *Vallatisporites ciliares*; 5) *Vallatisporites vallatus*; 6) *Cristatisporites* sp. cf. *C. inconstans*; 7) *Laevigatosporites vulgaris*; 8) *Plicapollenites densus*; 9) *Cananoropollis* sp.; 10) *Meristocorpus* sp.; 11)

<i>Protohaploxypinus bharadwajii</i> ; 12) <i>Protohaploxypinus limpidus</i> ; 13) <i>Ilinites unicus</i> ; 14) <i>Ilinites unicus</i> ; 15) <i>Mabuitasaccites crucistriatus</i> ; 16) <i>Vittatina subsaccata</i> ; 17) <i>Vittatina subsaccata</i> ; 18) <i>Vittatina subsaccata</i> ; 19) <i>Striatomonosaccites sp.</i> ; 20) <i>Tasmanites</i> ; 21) <i>Deusilites sp. cf. D.tenuistriatus</i> ; 22) <i>Navifusa variabilis</i> ; 23) <i>Deusilites tenuistriatus</i> 8); 24); 25) <i>Botryococcus braunii</i>	93
--	----

Artigo

Figure 3.1: Geological setting: (A) Location of the study area in the eastern border of the Paraná Basin. (B) Stratigraphic position of the study interval with respect to the sequences described by Vesely and Assine (2006)	46
Figure 3.2: Stratigraphic framework of the study area. (A) Geological map depicting the upper Itararé Group and the Rio Bonito Formation. (B) Composite vertical profile showing the stratigraphic units recognized.....	51
Figure 3.3: Stratigraphic profiles representative of the five units recognized in the uppermost portion of the Itararé Group in Ibaiti.	55
Figure 3.4: Facies of unit 1. (A) Matrix-supported conglomerate (F16). (B) Gravelly sandstone with moderate clast imbrication (F13). (C) Detail of a granitic dropstone within F18. (D) Flat mudstone intraclasts within through cross-stratified sandstone (F10). (E) Normally-graded sandstone (F9). (F) Load structure and deformed stratification (F6). (G) Subangular quartzitic clast with two directions of striation. (H) Metric-scale slump folds in F7.	57
Figure 3.5: Details of unit 2. (A) Sheared diamictite (F1b). (B) Massive diamictite (F1a). (C) Detail of a strongly striated clast found in F1d. (D-E) Slump folds and sandy injectites (sills and dike) within F1c. (F) Exposure of diamictites with allochthonous sandstone blocks (F1d).....	61
Figure 3.6: Main characteristics of unit 3. (A) Sand-rich rhythmite (F3) showing current ripples and dropstones. (B) Planar lamination in rhythmites (F3). (C) Rippled- rhythmite with mud drapes (F3). (D) Sigmoidal tidal bundle. (E) Bedding-plane view with <i>Helminthoidichnites tenuis</i> . (F) Flaser-bedded sandstone (F4).	65
Figure 3.7: Outcrop photos of unit 4. (A,B) Trough cross-stratified sandstones (F10). (C) Planar stratification in F11. (D) Planar-stratified sandstone (F12). (E)	

Trough cross-stratified, pebbly sandstone. (F) Large-scale channel feature	68
Figure 3.8: Main characteristics of unit 5. (A) Massive diamictite (F1a). (B) Quartzitic striated clast (F1a). (C) Sandstone block showing low dip angle (F1d). (D) Sandstone allochthonous blocks from unit 4. (E) Detail of a clast found in F1d, showing a sharp and striated face. (F) Paleosol level.	71
Figure 3.9: (A) Rose diagrams of units 1, 2 and 3. (B) Synoptic rose diagram including all paleocurrent data from units 1, 3 and 4.	73
Figure 3.10: Distribution of paleocurrent data for the upper Itararé Group and lower Rio Bonito Formation in the study area..	74
Figure 3.11: Photomosaic of mass transport diamictite showing metric-scale slump folds crop out in PR-090 road cut, outcrop 116 (above), and respective interpretation (beneath)..	75
Figure 3.12: Paleo-mass transport analysis for the outcrop 03. (A) Metric slump folds with southwest vergence. (B) Cm-scale slump folds	76
Figure 3.13: Correlation of the upper Itararé Group in east-west and southwest-northeast cross-sections in the central portion of the Paraná Basin.....	82
Figure 3.14: Inferred paleodepositional settings for the evolutionary stages recognized in the studied area.	83
Figure 3.15: Paleogeographic scenario of the Paraná Basin during early Permian...87	

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Listagem dos táxons (esporos, grãos de pólen e elementos do microplâncton) descritos na porção superior do Grupo Itararé.....	90
Tabela 2: Distribuição dos palinomorfos segundo as palinozonas (Souza e Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006).	94

Artigo

Table 3.1: Summary of facies description and process interpretation	52
Table 3.2: Summary of units, their respective component facies and interpreted depositional settings.....	54

LISTA DE ABREVIATURAS

AIM *Axial planar intersection method*

DAM *Downslope average axis method*

DTM Depósito de transporte em massa

ELA *Equilibrium-line altitude*

FF *Fold facing*

LIP *Large Igneous Province*

LPiA *Late Paleozoic Ice Age*

MAM *Mean axis method*

MAPS *Mean axial plane strike method*

MBSM *Mean bedding strike method*

MTD *Mass transport deposit*

SPg *Subzona Protohaploxylinus goraiensis*

SzHk *Subzona Hamiapollenites karroensis*

VcZ *Vittatina costabilis Interval Zone*

ZAc *Zona de intervalo Ahrensisporites cristatus*

ZCm *Zona de intervalo Crucisaccites monoletus*

ZLv *Zona de intervalo Lueckisporites virkkiae*

ZVc *Zona de intervalo Vittatina costabilis*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
1.1. Localização da área de estudo	18
1.2. Estrutura da Dissertação.....	19
1.3. Análise do problema e justificativa	20
1.4. Objetivos	20
1.5. Materiais e Métodos.....	21
1.5.1. Revisão bibliográfica.....	22
1.5.2. Revisão de dados geológicos preexistentes.....	22
1.5.3. Elaboração de mapa geológico	22
1.5.4. Trabalhos de campo	23
1.5.5. Análise de fácies.....	24
1.5.6. Levantamento de perfis estratigráficos verticais	24
1.5.7. Levantamento de paleocorrentes e atitudes de estruturas de deformação penecontemporânea	24
1.5.8. Datação palinológica.....	25
1.5.9. Análise de paleotaludes e paleofluxo em depósitos de transporte em massa (DTMs).....	26
2. Contexto Geológico.....	30
2.1. Paleogeografia da era glacial neopaleozoica na Bacia do Paraná	32
2.2. Depósitos de transporte em massa (DTMs) no Grupo Itararé.....	37
2.3. Paleotransporte eopermiano na Bacia do Paraná	40
3. RESULTADOS E DISCUSSÕES	42
3.1. Artigo	42
3.1.1. Introduction	43
3.1.2. Geological setting.....	46
3.1.3. Methods	49
3.1.4. Facies Associations	50

3.1.4.1. Unit 1 – Subaqueous outwash deposits	53
3.1.4.2. Unit 2 – Lower mass-transport deposits	59
3.1.4.3. Unit 3 – Tide-influenced delta front	63
3.1.4.4. Unit 4 – Tide-influenced delta plain.....	66
3.1.4.5. Unit 5 – Upper mass-transport deposits	69
3.1.5. Sediment dispersion patterns.....	72
3.1.6. Discussion	76
3.1.6.1. Depositional history	76
3.1.6.2. Glacial paleogeography	84
3.1.7. Conclusions	87
3.2. Palinoestratigrafia	89
3.2.1. Associações paleoecológicas	89
3.2.2. Bioestratigrafia, idade e correlação.....	92
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	95
REFERÊNCIAS	97

1. INTRODUÇÃO

Os registros da glaciação neopaleozoica nas bacias gondwânicas têm apresentado contínua melhora em sua resolução (e.g. Fielding et al., 2008; Gulbranson et al., 2010; Isbell et al., 2012; Cagliari et al., 2016), permitindo a reavaliação de importantes conceitos como a forma e distribuição das massas de gelo e a duração dos eventos glaciais. Assim, a tradicional visão de um único e maciço manto de gelo que continuamente avançava e recuava no sul do supercontinente Gondwana (e.g. Veevers and Powell, 1987; Crowell, 1999; Scotese et al., 1999) está sendo substituída por modelos que consideram aspectos como o balanço de massa e a altitude da linha de equilíbrio na formação e distribuição dos centros glaciais (e.g. Isbell et al., 2003; Fielding et al., 2008; Isbell et al., 2012; Vesely et al., 2015).

A glaciação neopaleozoica ocorreu de forma diacrônica no supercontinente Gondwana, de forma que seus depósitos estão distribuídos em três intervalos temporais distintos denominados Glaciais I, II e III (Isbell et al., 2003; Lopez-Gamundí e Buatois, 2010; Figura 1). O Grupo Itararé, unidade permo-carbonífera da Bacia do Paraná, contém parte do registro da era glacial neopaleozoica, compreendido entre o Carbonífero Superior (Pennsylvaniano) e o Permiano Inferior (Asseliano-Sakmariano). Os depósitos da porção superior da unidade, foco deste trabalho, constituem a última fase de deglaciação da unidade (Vesely e Assine, 2006), sendo formados concomitantemente com o final da glaciação neopaleozoica, no Permiano Inferior (Isbell et al., 2003; Holz et al., 2010; Figura 1).

A documentação da dinâmica glacial no Grupo Itararé, com raras exceções, está restrita às porções basal e média da unidade, oriundas principalmente de estruturas erosivas subglaciais. Estas sugerem fontes glaciais posicionadas a leste e a sul, adentrando a Bacia do Paraná no Carbonífero (Tomazelli e Soliani, 1982; Santos et al., 1996). Este trabalho contém evidências da continuidade de condições glaciais até o final da deposição do Grupo Itararé na região nordeste da bacia e traz contribuições em relação à dinâmica e posicionamento das fontes glaciais neste período.

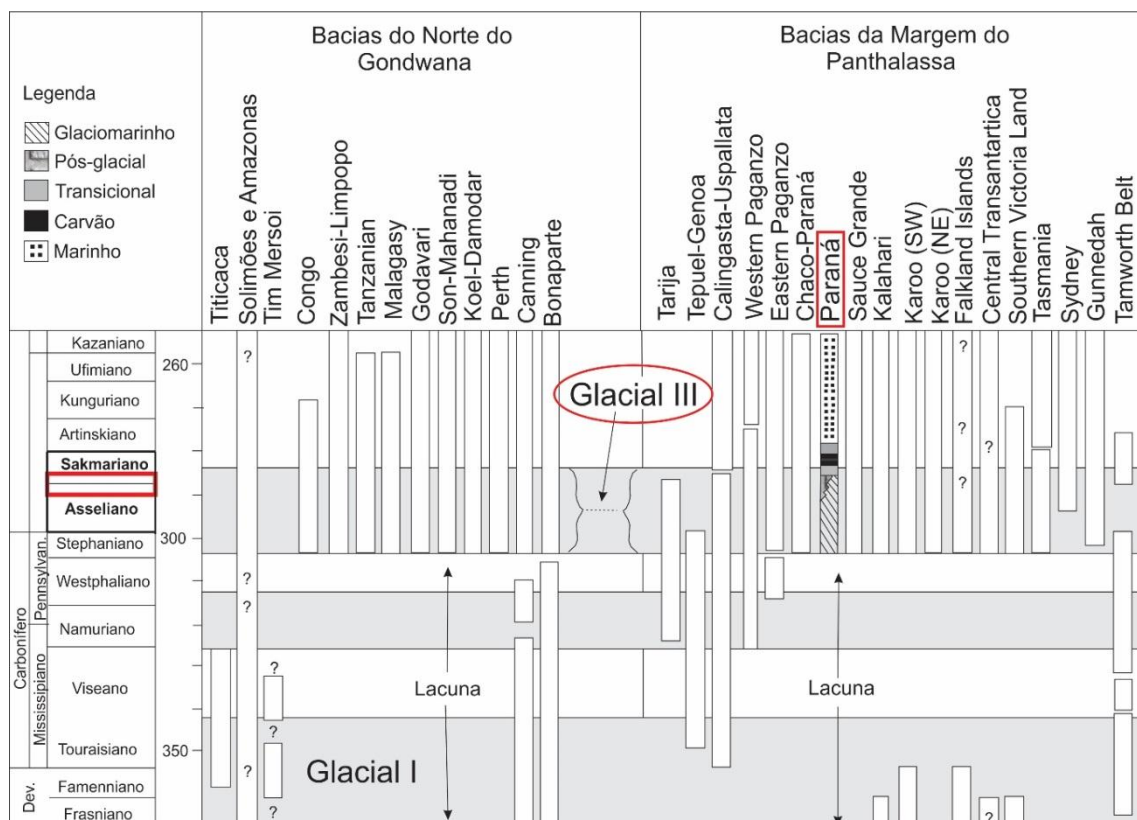


Figura 1: Delimitação temporal dos três eventos glaciais propostos para a glaciação Neopaleozóica por Isbell et al. (2003) e posicionamento do intervalo estudado no final do evento “Glacial III”. Modificado de Isbell et al. (2003).

1.1. Localização da área de estudo

A área de estudo situa-se na borda leste da Bacia do Paraná, região nordeste do estado homônimo, a cerca de 300 km da capital paranaense. Abrange principalmente a parte sudeste do município de Ibaiti e secundariamente, partes dos municípios de Japira e Pinhalão (Figura 1). Nesta região afloram rochas pertencentes à parte superior do Grupo Itararé e ao Grupo Guatá (Formação Rio Bonito e Palermo).

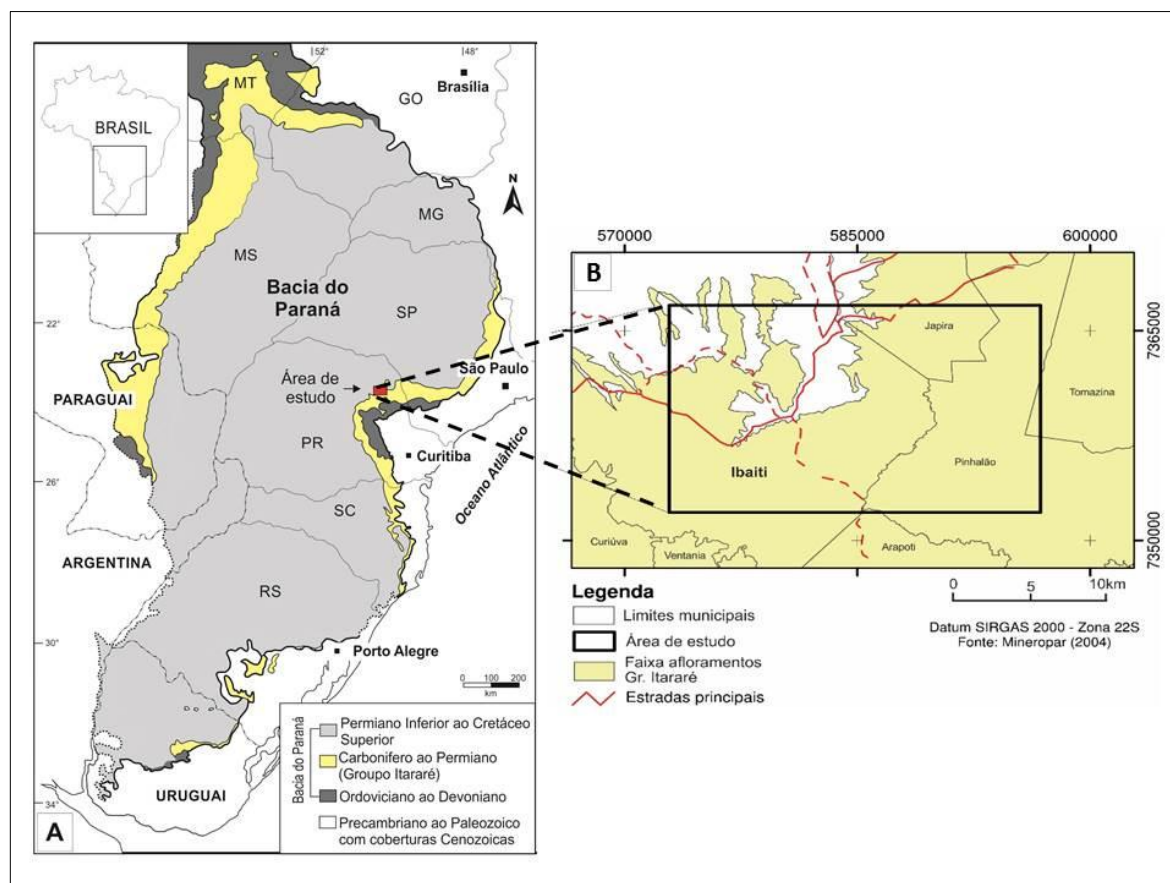


Figura 2: Localização da área na borda leste da Bacia do Paraná, nordeste do estado do Paraná. Fonte: Mineropar (2006).

1.2. Estrutura da Dissertação

Esta dissertação está organizada em três partes principais: parte introdutória da pesquisa, em que são expostas a justificativa, objetivos, materiais e métodos e revisão bibliográfica; a segunda parte contém os resultados, na forma de um artigo abordando os resultados principais da pesquisa (Subtítulo 3.1) e um capítulo destinado à descrição da assembleia palinológica e suas implicações bioestratigráfica e paleoambiental (Subtítulo 3.2); a terceira parte contém as considerações finais e referências bibliográficas.

O artigo intitulado “*The paths of late Paleozoic ice revisited: new stratigraphic and paleogeographic interpretations from an early Permian cyclic glacial succession in SW Gondwana*” será submetido à revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Este expõe os principais resultados e discussões sobre o estudo do intervalo superior do Grupo Itararé no que diz respeito à evolução estratigráfica e

paleogeográfica, tendo como base a análise de fácies, processos e ambientes deposicionais, além da análise de paleotransporte.

1.3. Análise do problema e justificativa

A glaciação neopaleozoica é reconhecida como o evento glacial mais recente e completo a registrar a transição de condições glaciais para pós-glaciais em um planeta biologicamente complexo, servindo como análogo às mudanças climáticas modernas (Gastaldo et al., 1996; Isbell et al., 2012; Henry, 2013).

O intervalo estudado está contido no último evento glacial (Glacial III Stephaniano-Artinskiano/Sakmariano; Figura 1) e contém os registros mais jovens da influência glacial no Grupo Itararé e na Bacia do Paraná com um todo. Sua compreensão é importante para caracterizar a natureza da sedimentação e os aspectos paleogeográficos associados a esse último estágio glacial, que marca a passagem de condições glaciais do Grupo Itararé para pós-glaciais do Grupo Guatá.

Há uma relativa escassez de dados de paleotransporte para a parte superior do Grupo Itararé (e.g. Vesely e Assine, 2004; Vesely, 2006; Aquino et al., 2016). Por outro lado, dados de paleocorrentes e estruturas erosivas subglaciais das partes média e inferior do Grupo Itararé apontam transporte predominante para norte-noroeste (e.g. Vesely, 2006; Rosa et al., 2016), ao passo que a base da Formação Rio Bonito apresenta paleotransporte predominante para sul (e.g. Zacharias e Assine, 2005). Dessa forma, o trabalho investigará o padrão de paleofluxo sedimentar na transição entre condições glaciais e pós-glaciais, que na Bacia do Paraná é marcado por importante evento de reorganização tectônica e da polaridade do preenchimento sedimentar (Milani et. al., 2007).

1.4. Objetivos

Considerando o exposto acima, a pesquisa pretende reexaminar e detalhar a estratigrafia da porção superior do Grupo Itararé aflorante na região de Ibaiti-PR e, com isso, reconstruir a paleogeografia da deglaciação eopermiana da região da Bacia do Paraná estudada neste trabalho e seu entorno. Para tanto, foram perseguidos os seguintes objetivos específicos:

- Caracterização das associações de fácies e interpretação dos sistemas deposicionais correspondentes;
- Estabelecimento do empilhamento estratigráfico local e a relação deste com tendências deposicionais e ciclos glaciais;
- Avaliação da continuidade das tendências deposicionais bacia adentro e possível correlação com tendências regionais;
- Determinação dos sentidos de paleotransporte durante o intervalo analisado, por meio de dados de paleocorrentes e cinemática de estruturas deformacionais penecontemporâneas e a comparação destes com interpretações/reconstruções paleogeográficas regionais neopaleozoicas.

1.5. Materiais e Métodos

Os diferentes métodos utilizados no decorrer deste projeto de mestrado tiveram suporte principalmente no levantamento bibliográfico e trabalhos de campo (Figura 3). A seguir serão detalhados todos os métodos utilizados ao longo do trabalho.

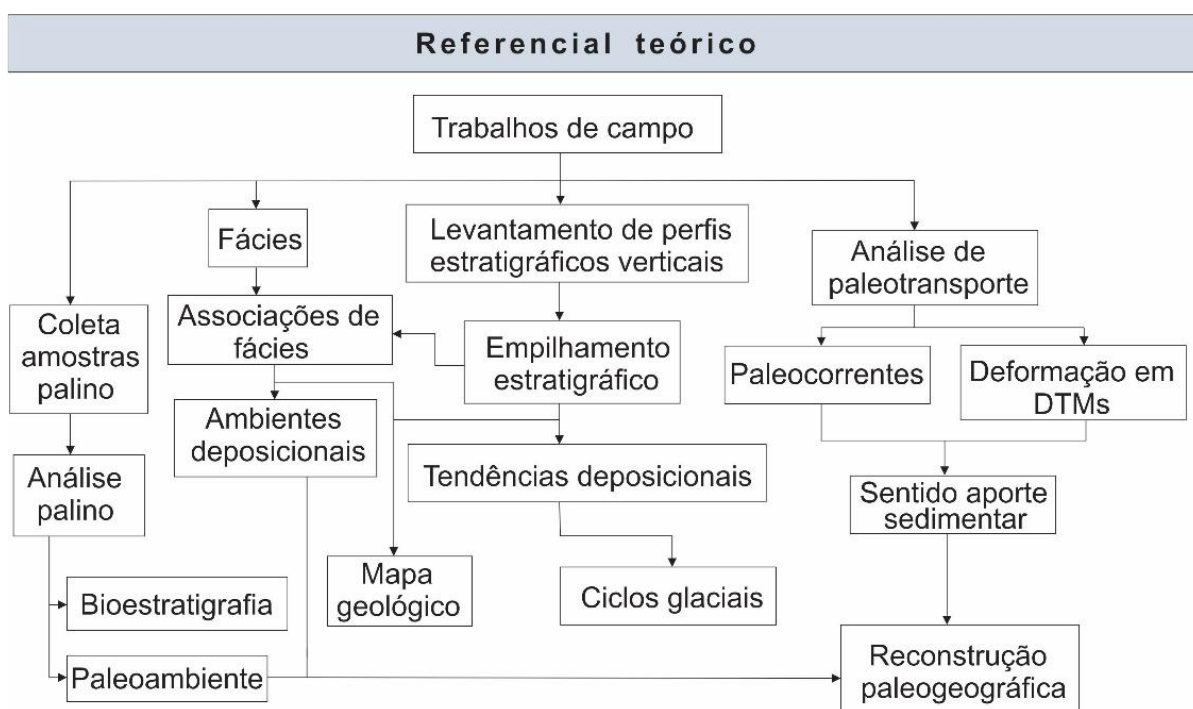


Figura 3: Fluxograma apresentando o encadeamento das atividades da pesquisa.

1.5.1. Revisão bibliográfica

Esta etapa consistiu do levantamento bibliográfico e análise de temas importantes para o trabalho. Foi realizada uma revisão sobre a Bacia do Paraná e Grupo Itararé, sintetizada no Capítulo 2. Outros temas estudados foram: contexto paleogeográfico e paleoambiental da glaciação neopaleozoica na Bacia do Paraná e outras bacias gondwânicas; processos e produtos da sedimentação em ambientes glacialmente influenciados, com enfoque em leques subaquosos de *outwash*; depósitos de transporte em massa e métodos de análise estrutural dos mesmos; e palinologia de depósitos neopaleozoicos na Bacia do Paraná.

1.5.2. Revisão de dados geológicos preexistentes

Consistiu na compilação e organização de dados geológicos existentes para a área de estudo e entorno, a partir dos trabalhos de Mapeamento Sedimentar da Universidade Federal do Paraná do ano de 2014. Os dados disponíveis incluem mapas geológicos em escala 1:10.000, perfis estratigráficos verticais em escala 1:100 e relatórios de mapeamento. Foram utilizados dados de cinco áreas de mapeamento (Rosa et al., 2014; Pacheco et al., 2014; Rzepkowski et al., 2014; Silva Jr. et al., 2014; Fedalto et al., 2014), que correspondem a 117 Km² e abrangem a porção oeste da área estudada.

O intuito desta etapa foi o reconhecimento da geologia regional da parte superior do Grupo Itararé nesta porção da bacia, localização de afloramentos, enriquecimento da base de dados (paleocorrentes, acamamentos, estruturas deformacionais) e suporte na elaboração do mapa geológico.

1.5.3. Elaboração de mapa geológico

Um mapa geológico em escala 1:25.000 foi elaborado para a porção centro-oeste da área de estudo, onde concentra-se a maioria dos afloramentos. Para tanto, foram utilizados dados do Mapeamento Sedimentar da Universidade Federal do Paraná (2014) e dados coletados durante as campanhas de campo desta pesquisa.

1.5.4. Trabalhos de campo

Foram realizadas três campanhas que totalizaram 15 dias de campo na região de Ibaiti-PR, onde foram descritos 106 afloramentos, concentrados principalmente nas partes central e oeste da área (Figura 4). Os trabalhos de campo concentraram-se nas estradas secundárias não pavimentadas que cortam a área de estudo, onde estão a maioria das exposições. Durante os trabalhos de campo foram identificadas e descritas as fácies sedimentares e reconhecido seu arranjo vertical. Também foram obtidas medidas de paleocorrentes nos *foresets* de estratificações e laminações cruzadas em litotipos arenosos e heterolíticos. Estruturas de deformação penecontemporâneas em diamictitos, tais como estratificações deformadas, eixos e planos axiais de dobras e falhas foram medidas, para posterior análise estereográfica.

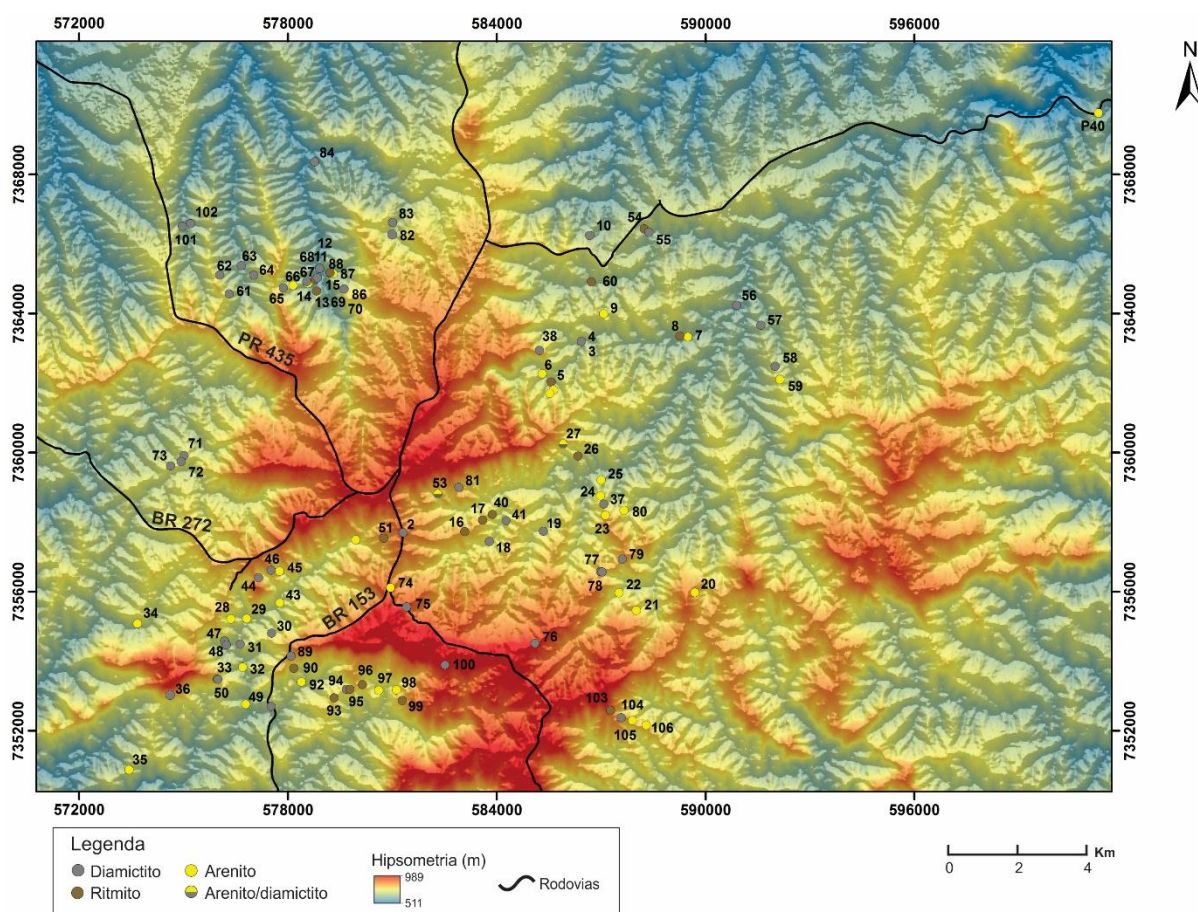


Figura 4: Localização dos afloramentos da parte superior do Grupo Itararé descritos na região de Ibaiti-PR.

1.5.5. Análise de fácies

A análise de fácies baseou-se principalmente na classificação não-genética proposta por Hambrey e Glasser (2012) para sedimentos/rochas pobremente selecionados e que leva em consideração a porcentagem de lama, areia e cascalho. Como complementação, utilizou-se a proposta de Eyles et al. (1983) para diamictitos, fácies abundantes na área de estudo. O termo não-genético “diamictito” foi empregado então para denominar rochas caracterizadas por uma mistura pobremente selecionada de clastos, areia e lama. No entanto, optou-se pela não utilização de códigos faciológicos específicos para identificação das fácies.

1.5.6. Levantamento de perfis estratigráficos verticais

O levantamento de perfis estratigráficos verticais teve o intuito de caracterizar o arranjo vertical de fácies, identificar as tendências deposicionais, além de superfícies estratigraficamente importantes. Cinco perfis estratigráficos verticais em escala 1:100 foram levantados, correspondendo aos afloramentos 4, 11, 36, 52 e 92. A localização espacial de cada caminhamento é mostrada na Figura 5.

Os perfis possuem espessura variável, entre 28 e 50 metros. A porção basal do intervalo estudado encontra-se representada nos perfis 52 e 92, a porção intermediária nos perfis 4 e 11, enquanto a porção superior, no perfil 36.

1.5.7. Levantamento de paleocorrentes e atitudes de estruturas de deformação penecontemporânea

Consistiu na medição de paleocorrentes nas diferentes fácies passíveis de serem medidas, nos planos frontais (*foresets*) de estratificações cruzadas e *ripples* de corrente, e medição de estruturas deformacionais penecontemporâneas, tais como eixos e flancos de dobras, foliações e superfícies de cisalhamento. As estruturas foram analisadas separadamente em diagramas para estruturas produzidas por fluxo sedimentar ou deformação penecontemporânea. As paleocorrentes foram analisadas através do *software* Georose, com a geração de diagramas de rosetas.

Segundo Miall (1990), o estudo de paleocorrentes pode fornecer diferentes informações na análise de bacias sedimentares, a saber: a) caracterização do sentido do suprimento sedimentar; b) definição do mergulho deposicional, regional ou local, que refletem padrões de subsidência tectônica; c) inferência da paleolinha de costa; d) geometria e orientação de unidades litológicas; e) interpretação do ambiente deposicional. Neste caso, as informações principais extraídas dos dados de paleocorrentes se referem ao sentido do suprimento sedimentar e inferência da orientação da paleolinha de costa.

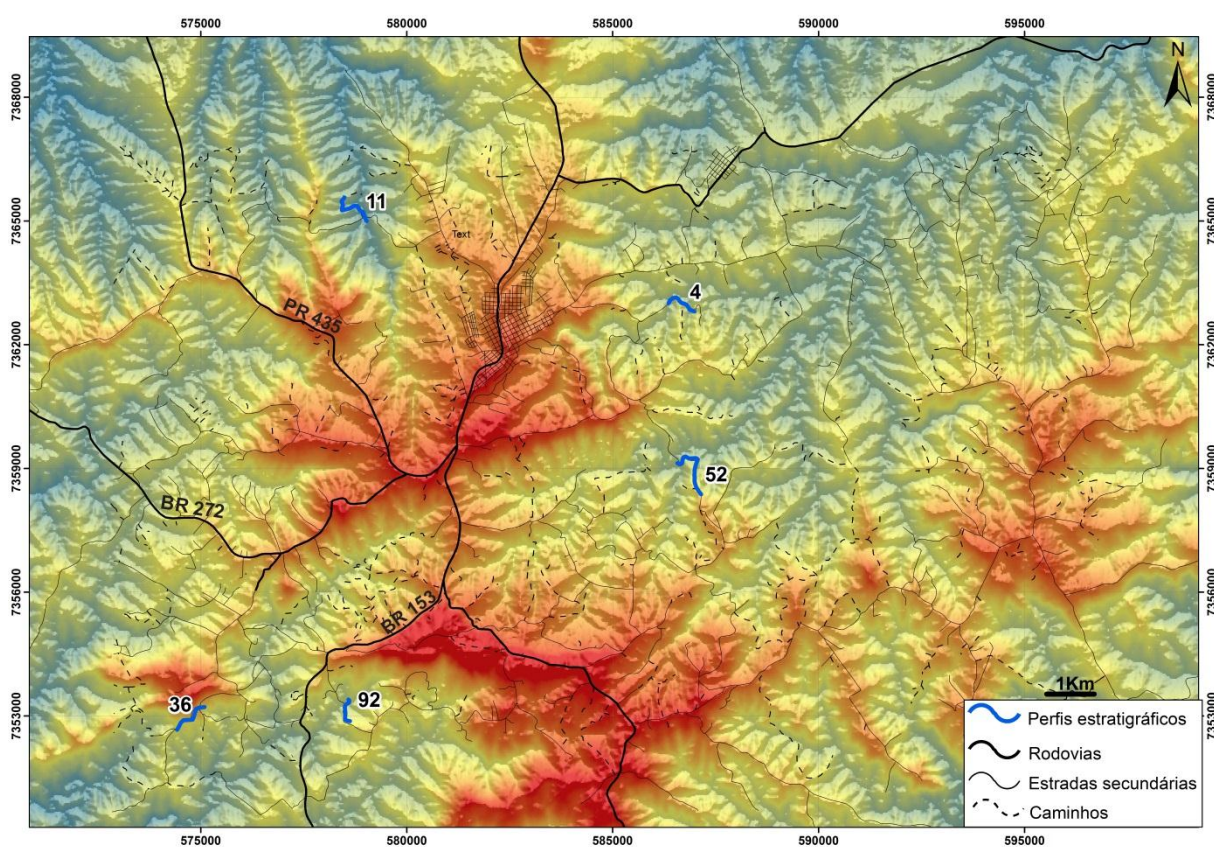


Figura 5: Localização dos caminhamentos dos cinco perfis estratigráficos verticais levantados.

1.5.8. Datação palinológica

Foram coletadas três amostras em níveis estratigráficos ascendentes (RE-01, RE-02 e RE-03) para análise do conteúdo palinológico, sendo as duas primeiras provenientes de diamictitos e a terceira de lamito (Figura 6). As amostras foram então submetidas ao processamento palinológico no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio

Grande do Sul (LPMMT/UFRGS), seguindo a metodologia padrão para amostras paleozoicas (Quadros e Melo, 1987).

Para cada amostra foram confeccionadas duas lâminas, as quais estão depositadas na Palinoteca do Museu de Paleontologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IG/UFRGS, sob codificação MP-P 12604 a 12609. A análise palinológica e a documentação fotomicrográfica foram realizadas com os equipamentos Olympus BX61 (câmera acoplada Olympus DP71), luz transmitida e aumento de 100 a 1.000 vezes, pelo geólogo Felipe Kipper, sob supervisão do Prof. Paulo Alves de Souza.

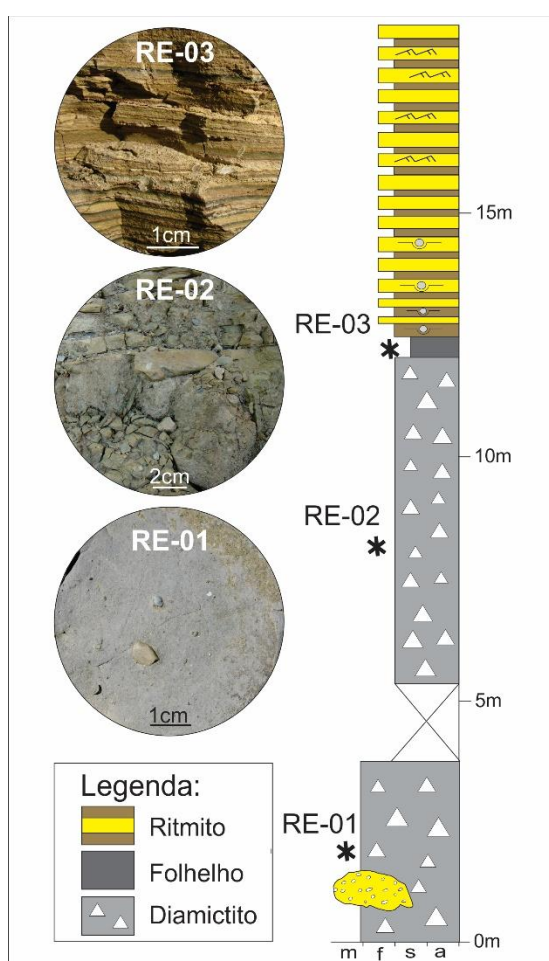


Figura 6: Posicionamento estratigráfico das três amostras coletadas para análise palinológica

1.5.9. Análise de paleotaludes e paleofluxo em depósitos de transporte em massa (DTMs)

A hipótese principal da análise de paleotaludes e paleofluxo é a relação previsível entre a direção do talude e a orientação das estruturas dos depósitos de transporte em massa (Jones, 1939; Woodcock, 1979; Strachan e Alsop, 2006; Alsop

e Marco, 2012). Neste caso, a análise cinemática em DTMs baseou-se nos seguintes métodos:

- ***Mean bedding strike method (MBSM)***

Este método propõe que estratificações contidas em depósitos de transporte em massa são orientadas paralelamente com a direção do paleotalude, fornecendo duas direções possíveis de paleotransporte. Dessa forma, o sentido de mergulho do talude precisa ser definido através de outros métodos auxiliares (Sharman et al., 2015).

- ***Mean axis method (MAM)***

O método postula que a direção média dos eixos de dobras em um DTM é paralela à direção do paleotalude e normal à direção do fluxo. Assim como o método MBSM, este método determina duas direções de transporte possíveis, separadas em 180°. Assim, o sentido de mergulho do paleotalude pode ser indicado pela vergência de dobras (Strachan e Alsop, 2006; Alsop e Marco, 2012; Sharman et al, 2015).

- ***Mean axial plane strike method (MAPS)***

Este método foi desenvolvido a partir dos princípios do método anterior, porém, emprega a direção média de planos axiais ao invés da direção média dos eixos de dobras para determinar a direção de paleotransporte. Dessa forma, a direção do paleofluxo é normal à direção média dos planos axiais (Alsop e Marco, 2012).

- ***Axial planar intersection method (AIM)***

Superfícies axiais de dobras trazem importantes informações cinemáticas, semelhante aos eixos de dobras. Porém, a orientação do plano axial tem o benefício adicional de indicar o sentido do fluxo. De forma geral, o método postula que em sistemas de escorregamentos, os planos axiais de dobras mergulham para o talude, enquanto que o sentido do fluxo ou vergência das dobras é contrário ao mergulho dos planos axiais, como ilustrado na Figura 7 (Woodcock, 1979; Alsop e Marco, 2011; 2012).

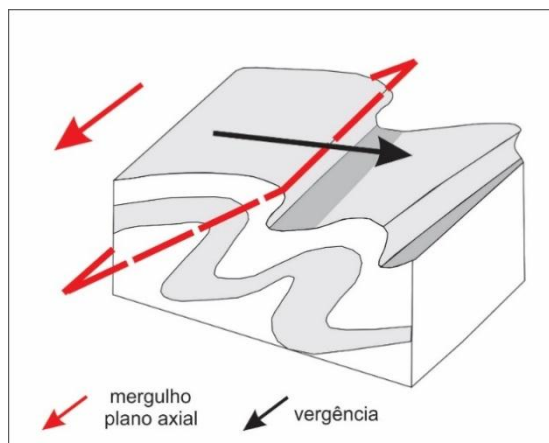


Figura 7: Representação esquemática do mergulho do plano axial em direção ao talude (esquerda), e vergência das dobras no sentido oposto (direita). Modificado de Strachan e Alsop (2006).

- **Fold facing (FF)**

Definida como a direção, normal ao eixo de uma dobra e ao longo do plano axial, onde se encontram as rochas mais jovens. A exemplo da vergência de uma dobra, resulta em uma notação (e.g. oeste, leste, etc.). A diferença consiste na independência da polaridade estratigráfica para a vergência, enquanto o método em questão leva em consideração a direção em que estão posicionadas as camadas mais jovens, resultando em uma componente ascendente ou descendente (Figura 8).

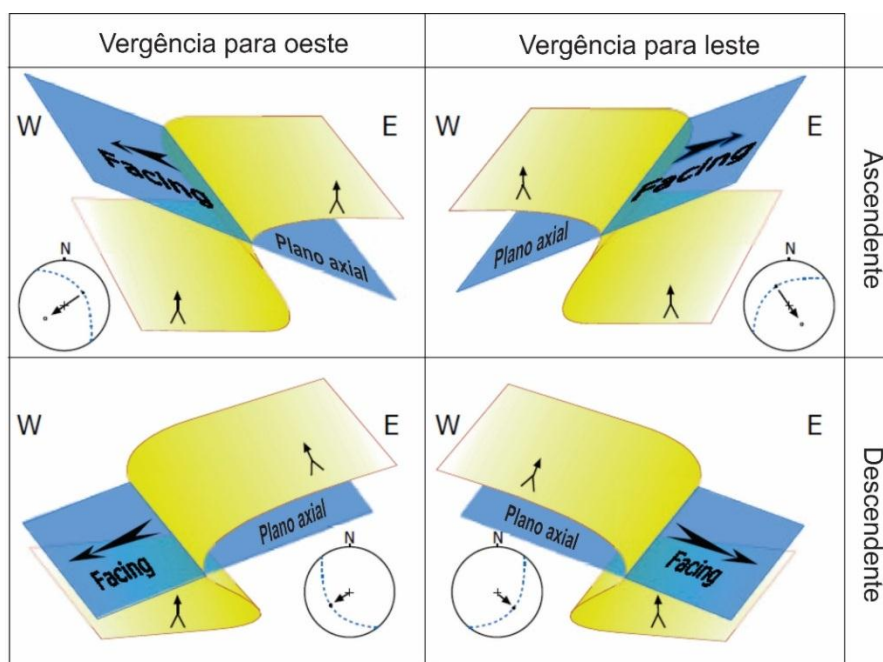


Figura 8: Diagrama esquemático resumindo as várias relações entre vergência da dobra, planos axiais e direção ascendente ou descendente das camadas mais jovens (facing). Os estereogramas representam o plano axial como um grande círculo, a direção da ocorrência das camadas mais jovens como flechas e a linha desta como pontos. Modificado de Alsop e Marco (2012).

- ***Downslope average axis method (DAM)***

Este método baseia-se na orientação de elementos de dobras geradas por escorregamento e tem como pressuposto a orientação paralela do eixo médio de uma dobra em relação à direção do talude. O sentido da assimetria das dobras fornece o sentido de mergulho do talude. Ademais, a direção de alongamento máxima é alinhada com o sentido de mergulho do talude (Woodcock, 1979; Sharman et al., 2015).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar localizada no continente sul-americano, com área de 1.600.000 km² ao longo de porções dos territórios do Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina. A Bacia evoluiu durante o Paleozoico e Mesozoico e abriga um registro estratigráfico posicionado entre o Ordoviciano e o Cretáceo, que corresponde a cerca de 400 milhões de anos da história da Terra (Milani, 1997; Milani e Ramos, 1998).

O registro sedimentar encerrado pela Bacia do Paraná diz respeito a uma coluna sedimentar-magmática de mais de 7 mil metros de espessura e seu depocentro coincide geograficamente com a calha do Rio Paraná (Milani et al., 2007). Uma análise comparativa entre a subsidência da bacia e as grandes orogêneses na borda ativa do Gondwana revelou uma relação entre ciclos de criação de espaço deposicional na bacia e os episódios orogênicos (Milani, 1997; Milani et al., 2007; Zalán et al., 1987). A reativação de estruturas herdadas do embasamento também afetou a deposição na Bacia do Paraná, por meio do controle ou modificação da sedimentação na bacia (Rostirolla et al., 2000; Trzaskos et al., 2006).

Segundo Milani (1997), seis supersequências delimitadas por superfícies de discordância de escala inter-regional compõem a estratigrafia da Bacia do Paraná. Essas sequências correspondem aos seguintes intervalos cronoestratigráficos: Ordoviciano-Siluriano, Devoniano, Carbonífero-Eotriássico, Meso a Neotriássico, Neojurássico-Eocretáceo e Neocretáceo. O Grupo Itararé, objeto de estudo deste projeto, está contido na base da Supersequência carbonífera-eotriássica e possui idade estimada entre o Bashkiriano e o Sakmariiano (França e Potter 1991; Holz et al., 2008; Vesely et al., 2015).

O limite basal do Grupo Itararé é uma discordância que corresponde a uma lacuna na história tectono-sedimentar da Bacia, de cerca de 70 Ma, atribuída a fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana (Zalán et al., 1990; López-Gamundí e Rossello, 1993). No topo, a unidade é sucedida pelos depósitos deltaicos pós-glaciais da Formação Rio Bonito.

Os primeiros trabalhos a estudarem os depósitos do Grupo Itararé remontam ao final do século XIX e início do século XX. O trabalho de Woodworth (1912), por exemplo, é considerado um marco para o estabelecimento do conceito da glaciação

neopaleozoica no sul do Brasil. Desde então, inúmeras propostas de subdivisão e nomenclatura estratigráfica da unidade foram realizadas (e.g. Gordon, 1947; Lange, 1954; Rocha-Campos, 1967; Schneider et al., 1974; França e Potter, 1988). Schneider et al. (1974) subdividiram o Grupo Itararé em três formações (Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul), com base em estudos de afloramentos. Utilizando dados exclusivamente de subsuperfície, porém em âmbito regional, França e Potter (1988) propuseram a subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé nas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. O trabalho de Vesely (2001) realizou uma análise integrada de dados de afloramento e de perfis de poços na borda leste da bacia, correlacionando as cinco sequências deposicionais propostas com as unidades definidas por França e Potter (1988).

Na borda oeste da Bacia do Paraná, a seção glacial é representada pelos arenitos avermelhados que se estendem até porções de Mato Grosso, Goiás e São Paulo. Para esta unidade, se deu o nome de Formação Aquidauana, incluída dentro do Grupo Itararé (França e Potter, 1988).

Sequências ou ciclos deposicionais foram definidos por diversos autores como subdivisões do arcabouço do Grupo Itararé (e.g. França et al. 1996, d'Ávila 1999, Canuto et al. 2001, Vesely e Assine, 2004). Na área de estudo, Vesely e Assine (2004) previamente estabeleceram cinco sequências para o Grupo Itararé, as quais são limitadas por descontinuidades erosivas e foram interpretadas como ciclos de deglaciação (Fig. 1B).

Depósitos sedimentares de águas relativamente profundas, originados por fluxos gravitacionais de massa e sedimento têm sido amplamente descritos no Grupo Itararé (e.g. Castro, 1991; Gama Jr. et al., 1992; Eyles et al., 1993; Vesely & Assine 2004, Vesely et al., 2005; Carneiro e Costa, 2006; d'Avila, 2009; Puigdomenech et al., 2014; Suss et al., 2014). Em unidades correlatas ao Grupo Itararé ao longo do Gondwana, tais depósitos também são frequentes, como no Grupo Grant, Bacia de Canning, Austrália; Grupo Paganzo, Argentina; e Grupo Dwyka, Bacia de Karoo, África do Sul (e.g. Visser et al., 1987; Eyles e Eyles, 2000; Gulbranson et al., 2013).

2.1. Paleogeografia da Era glacial neopaleozoica na Bacia do Paraná

Um dos tópicos mais importantes no contexto do Grupo Itararé é a análise de paleotransporte sedimentar, que muitas vezes fornece indícios diretos ou indiretos da movimentação dos mantos de gelo. A questão do paleotransporte e paleogeografia associados à glaciação neopaleozoica são temas frequentes desde os primeiros trabalhos sobre o Grupo Itararé (Leinz, 1937; Barbosa, 1940; Maack, 1946, Almeida, 1948; Mau, 1958). O sentido de movimentação das massas de gelo, a localização das fontes glaciais supridoras de sedimento ou agentes de deposição direta e a extensão da glaciação são temas frequentes e controversos na literatura.

O reconhecimento de diversos horizontes de “tilitos”, clastos estriados e deformações glaciais em lamitos por Woodworth (1912) foi um marco para o estabelecimento do conceito da glaciação do Paleozoico Superior no sul do Brasil. Na Bacia do Paraná, o trabalho de Leinz (1937) foi um dos primeiros a abordar reconstruções paleogeográficas para este período. O autor propôs um modelo de sedimentação essencialmente terrestre com influência glacial, marcada por tilitos dispostos em diversos níveis dentro da unidade. Com base no estudo de clastos em tilitos, o autor obteve sentido de fluxo glacial de nordeste para sudoeste. Utilizando o mesmo método, Mau (1958) obteve paleofluxo para WNW na região nordeste do estado do Paraná.

Lineações descritas em afloramentos no estado de Santa Catarina foram interpretadas por Carvalho (1940) como de origem glacial, e medidas por Barbosa (1940), que indicou transporte para noroeste. Outros trabalhos desta década a abordar o sentido de paleotransporte foram os de Maack (1946) e Almeida (1948). O primeiro autor concluiu movimento para ENE indicado pela orientação de clastos de “tilitos” na região sul do Brasil. Almeida (1948) descreveu a “roche moutonnée” e estrias glaciais na localidade de Salto, estado de São Paulo e interpretou o sentido de movimento do gelo de sudeste para noroeste.

Paleofluxo glacial de sudoeste para nordeste na Bacia do Paraná foi inferido nos trabalhos de Beurlen (1957) e Mempel (1957). Estes e outros trabalhos consideraram um único sentido de avanço glacial, ao passo que o trabalho de Maack (1960) sugeriu a projeção de diversos lobos glaciais de forma radial. Esta

geometria justificaria a grande variação de direções encontradas pelo autor (N8E a N120E).

Sanford e Lange (1960), ao estudar a paleogeografia do Pensilvaniano (Carbonífero Superior) da Bacia do Paraná, afirmaram que as regiões da costa brasileira, do escudo Riograndense-Uruguaio e da Patagonia representavam áreas positivas, através das quais a glaciação se estendia até as depressões. Inferências nesse sentido também foram feitas por Beurlen (1957), tendo o autor concluído que o centro da glaciação estava localizado na latitude do Escudo do Rio Grande do Sul e que o avanço das geleiras chegou até a região central do Brasil. Já o trabalho de Mendes (1962), em concordância com Leinz (1937), concluiu que o centro da glaciação estava próximo à região norte da Bacia do Paraná e que o gelo inicialmente chegou até o extremo sul da bacia, mas mudanças climáticas determinaram a progressiva retração do gelo para o norte.

Até a década de 1960 os estudos não foram consensuais ao inferir o sentido de movimento do gelo e do suprimento sedimentar. Por exemplo, ao passo em que Loczy (1964) indicou que o gelo se moveu de ENE para WSW, Bigarella e Salamuni (1967) apresentaram dados de paleocorrentes em estrias glaciais, lineações de corrente e estratificações cruzadas, concluindo sentido NW para todas as feições.

A divergência de dados verificada nestes e outros trabalhos poderia ser explicada pela utilização equivocada da imbricação de clastos em rochas tidas como tilitos e que foram mais tarde reinterpretadas como produtos de ressedimentação (e.g. Leinz, 1937; Mau, 1958). A orientação dos clastos, dessa forma, não estaria associada diretamente ao movimento do gelo.

Santos (1987), através da análise de mapas de atributos e levando em consideração o esquema palinobioestratigráfico de Daemon e Quadros (1970), abordou questões relacionadas à fisiografia como controladora de suprimento sedimentar, conformação da linha de costa, configuração e posicionamento das geleiras. Segundo o autor, considerando a borda leste da bacia, três lobos de geleiras estiveram ativos e se deslocaram de sul para norte durante a glaciação neopaleozoica (Figura 9).

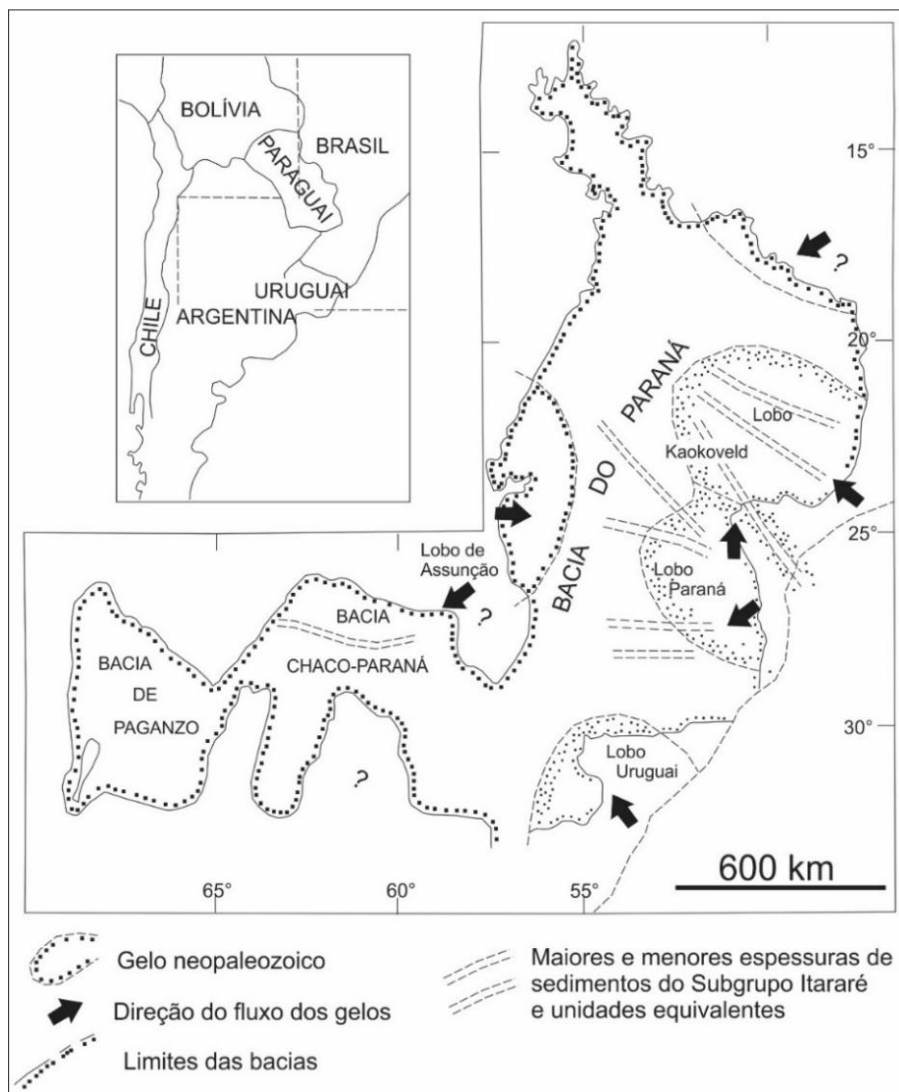


Figura 9: Paleogeografia generalizada da Bacia do Paraná durante a glaciação Neopaleozoica. Fonte: Santos (1987, seg. Frakes e Crowell, 1972).

França e Potter (1988), através de mapas de atributos confeccionados com dados de poços, realizaram inferências paleogeográficas sobre o Grupo Itararé, admitindo que três grandes lobos de geleiras penetraram a Bacia do Paraná durante o Permocarbonífero (Figura 10). Um dos lobos veio de leste, sendo provavelmente uma extensão do lobo de *Kaokoveld* da África, e os outros dois lobos vieram de oeste, denominados de Lobos de Santa Catarina e Mato Grosso do Sul, sendo estes possivelmente ligados à glaciação no Arco de Assunção.

Canuto (1993), estudando a porção superior do Grupo Itararé no estado de Santa Catarina, estabeleceu uma relação entre tectônica de subsidência contemporânea à deposição e dinâmica glacial para explicar a evolução paleogeográfica da região denominada “depressão ou embaiamento de Rio do Sul”.

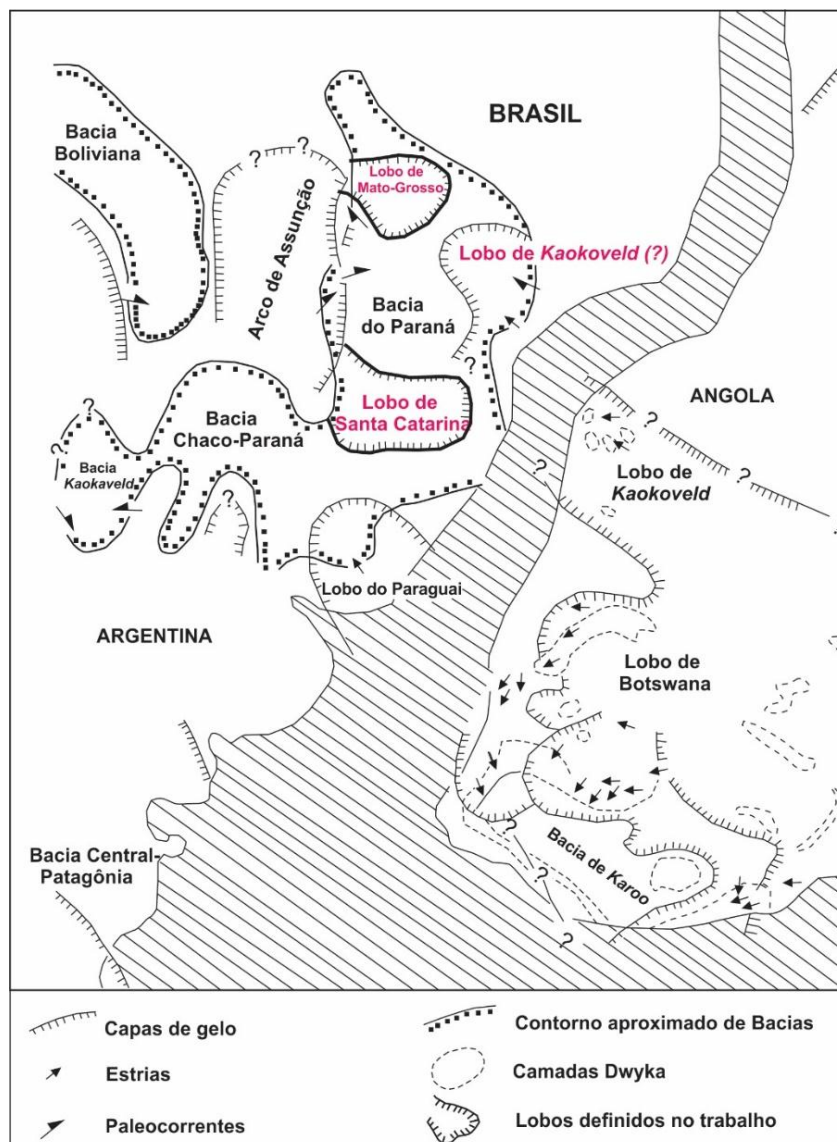


Figura 10: Glaciação da Era Glacial Neopaleozoica na América do Sul e África e os lobos glaciais definidos por França e Potter (1988), em vermelho. Modificado de França e Potter (1988).

Santos et al. (1996) admitiram a presença de vários lobos glaciais atuando de forma convergente em todas as bordas da bacia e fornecendo detritos. Além disso, reconheceram fontes glaciais situadas na África, Rio Grande do Sul e Assunção e estabeleceram múltiplos avanços e recuos glaciais durante o tempo Itararé.

Riccomini e Velásquez (1999) descreveram uma feição de abrasão glacial no Paraguai Oriental, borda oeste da Bacia do Paraná, indicando movimento do gelo de sudoeste para nordeste, com base em estrias glaciais e fraturas em crescente. Esta ocorrência sugere proveniência glacial a partir de áreas a sul-sudoeste da Bacia do Paraná. Paleofluxo semelhante foi obtido por Gesicki et al. (2002), ao

estudar superfícies estriadas da Formação Aquidauana (Paleozoico Superior), na borda oeste da Bacia do Paraná. Os autores determinaram sentido de movimento das geleiras de SSE para NNW, inferindo que as geleiras vieram do sudoeste da África atingindo a porção ocidental da Bacia do Paraná.

O trabalho de Vesely e Assine (2004) demonstrou, a partir da análise de estratificações em litotipos arenosos e deformações produzidas por fluxos gravitacionais associados à deglaciação, que o transporte foi de sudeste para noroeste e secundariamente de sudoeste para nordeste (Figura 11). Este padrão se repete em todas as cinco sequências propostas pelos autores para o Grupo Itararé. Dessa forma, a margem glacial e a linha de costa estariam orientadas grosso modo na direção leste-oeste em todo o tempo Itararé.

Suss et al. (2014), estudando depósitos de transporte em massa e fácies associadas do Grupo Itararé, entre os estados do Paraná e Santa Catarina, obtiveram padrão de transporte para norte-noroeste, tanto em estruturas penecontemporâneas de depósitos de transporte em massa como em estratificações cruzadas de depósitos deltaicos. O paleotalude foi posicionado pelos autores com inclinação para norte.

O trabalho de Rosa et al. (2016) realizou uma revisão e reavaliação crítica de feições erosionais relacionadas à glaciação neopaleozoica registradas nas bordas leste e oeste da bacia do Paraná, no âmbito do Grupo Itararé. Feições de abrasão subglaciais foram consideradas pelos autores como os únicos indicadores confiáveis para apontar o paleofluxo das massas de gelo. Baseando-se em indicadores de paleofluxo confiáveis, os autores estabeleceram diversos lobos glaciais derivados de centros de propagação localizados a leste e sul. Ademais, o trabalho admite que a Era Glacial Neopaleozoica na Bacia do Paraná pode ser melhor explicada pela ocorrência de diversos centros de gelo desenvolvidas em áreas topograficamente elevadas, ao invés de grandes mantos de gelo continentais provenientes de uma massa de gelo polar.

A análise da composição de clastos em diamictitos, ritmitos e arenitos cascalhosos pode ser útil para reconstituir a composição das rochas parentais que serviram como fonte para o sedimento. Há poucos trabalhos sistemáticos sobre a composição de clastos em diamictitos no Grupo Itararé (e.g. Leinz, 1937; Mau, 1958). Outros trabalhos possuem apenas caráter descritivo (e.g. Vesely, 2006; Suss et al., 2014). A composição comum citada na literatura para estes clastos inclui:

granito, sienito, diorito, gnaiss, xisto, quartzito, anfíbolito, mármore, filito, folhelho, arenito, siltito, ritmito, *chert*, dolomito e sílex.

Mau (1958) estabeleceu a porcentagem de clastos em “tilitos” da região de Ibaíti-PR, atualmente interpretados como depósitos de transporte em massa (Vesely, 2001). A composição mais frequente é de granito, quartzito, quartzo-pórfiro, aplito, diorito, feldspato, quartzo, mármore, gnaiss, filito, micaxisto, anfíbolito, hornfels, conglomerado, diamictito, arenito, siltito, folhelho, calcário, dolomito e sílex.

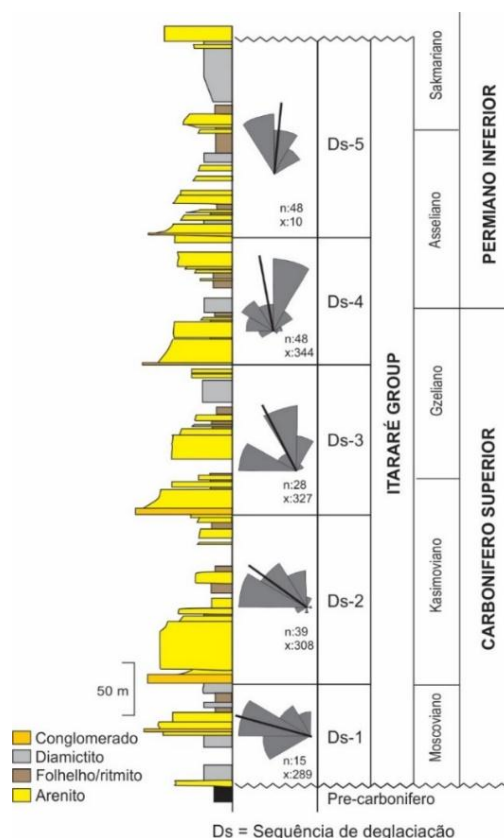


Figura 11: Padrão de paleotransporte durante as cinco sequências de deglaciação estabelecidas por Vesely e Assine (2006).

2.2. Depósitos de transporte em massa (DTMs) no Grupo Itararé

Uma revisão sobre os depósitos de transporte em massa (DTMs) se faz necessária, visto que grande parte dos diamictitos que compõem o empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé são DTMs. Diamictitos contendo deformações e blocos alóctones de outros litotipos são os depósitos de transporte em massa mais característicos do Grupo Itararé (Gama Jr. et al. 1992; Eyles et al. 1993; d'Ávila, 2009; Vesely 2005, Suss et al., 2014).

Os depósitos de transporte em massa (DTMs), na forma de fluxos de detritos (*debris flows*), deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*), constituem grande parte da sucessão estratigráfica do Grupo Itararé na Bacia do Paraná (França e Potter, 1988; Eyles et al., 1993; d'Ávila, 2009; Vesely e Assine, 2004). Os trabalhos caracterizando tais depósitos tiveram diferentes enfoques: descrição de fácies e geometria dos depósitos (e.g. Gama Jr. et al., 1992; Suss et al., 2014) e caracterização estrutural (e.g. Vesely et al. 2005; Carneiro e Costa, 2006; Rodrigues et al. 2015).

Trabalhos pioneiros sobre a estratigrafia do Grupo Itararé usaram indiscriminadamente o termo tilito para nomear depósitos mal selecionados, compostos por matriz lamítico-arenosa envolvendo clastos de diferentes granulações (e.g. Leinz, 1937; Maack, 1946; Mau, 1958; Martin, 1961). Alguns destes trabalhos utilizaram irrestritamente a orientação de clastos e estruturas de deformação como dobras e falhas para obter o sentido do fluxo glacial (e.g. Washburne, 1930; Mau, 1958; Martin, 1961). Porém, grande parte dos depósitos interpretados como tilitos são atualmente considerados produtos de ressedimentação.

Almeida (1953), ao examinar afloramentos no estado de São Paulo, concluiu que a orientação das dobras e particularmente a posição dos seus planos axiais e superfícies de falha, mostravam que o gelo havia se movido para NW. Estudo mais detalhado feito com dobras e estruturas de imbricação na borda leste da bacia foi feito por Martin (1961), que concluiu que os mantos de gelo vieram de leste e sudeste e tiveram seu movimento controlado pela inclinação da bacia. Porém, estas estruturas foram reinterpretadas por Rocha-Campos (1963) como estruturas de *slump*, o que indicaria o mergulho do paleotalude e não necessariamente o paleofluxo glacial.

Farjalatt (1970) considerou os diamictitos do sul do Mato Grosso como depósitos subaquosos relacionados à glaciação, ao invés de verdadeiros tilitos, sugerindo que os principais processos para formação desses diamictitos seriam gelo flutuante, correntes de turbidez e torrentes de lama.

Canuto (1985), estudando depósitos do Grupo Itararé na borda oriental da Bacia do Paraná, inferiu a ação de processos glaciais e de ressedimentação para a formação dos diamictitos descritos na área. De forma semelhante, Gravenor e Rocha-Campos (1983) admitiram origem glacial para as fácies de diamictitos

descritas no sudeste da Bacia do Paraná, mas não descartaram a possibilidade de ressedimentação destas fácies.

Castro (1991) reconheceu expressivo condicionamento marinho profundo na sedimentação Itararé. Fácies que incluem folhelhos, turbiditos e depósitos caóticos, ligados a este contexto, ocorrem na parte superior do Grupo Itararé (Formação Rio do Sul), na região leste de Santa Catarina.

O estudo da ressedimentação no Grupo Itararé no estado de São Paulo foi o enfoque do trabalho de Gama Jr. et al. (1992). As fácies de ressedimentação descritas pelos autores incluem diamictitos, arenitos e ritmitos, formados por processos contínuos que iniciam com fluxos de detritos, passando por correntes de turbidez de alta ou baixa concentração, fluidização e deslizamentos. Nesse contexto, segundo os autores, as geleiras tiveram papel relevante como agentes de suprimento de sedimentos, ao invés de agentes deposicionais.

Eyles et al. (1993), ao estudarem testemunhos de poços na porção mais central da bacia, descreveram fácies de diamictitos maciços e estratificados, atribuindo à primeira, processo de suspensão associada a *rain-out* e à segunda, processo de ressedimentação e *rain-out*.

Estruturas deformacionais penecontemporâneas associadas a processos sedimentares gravitacionais, como deslizamentos, escorregamentos, fluxo de detritos e correntes de turbidez foram descritas por Vesely et al. (2005) em vários níveis estratigráficos do Grupo Itararé na faixa de afloramentos leste da Bacia do Paraná. Os autores definiram quatro estilos estruturais, de naturezas distensiva e compressiva. As principais estruturas descritas foram: falhas normais e basculamento de camadas; superfícies de deslizamento intraestratais e dobras; sobrecarga, diapirismo e dobras; dobras e falhas de empurrão. Tais estruturas permitiram identificar o sentido geral dos movimentos de massa, que varia entre os quadrantes nordeste e noroeste (62° a 273°).

Carneiro e Costa (2006) descreveram estruturas atectônicas em rochas do Grupo Itararé, no estado de São Paulo. Atribuíram sua gênese a deslizamentos subaquosos sob condições não-confinadas.

Diversos trabalhos empregaram o uso de estruturas de deformação presentes em rochas do Grupo Itararé para inferir o sentido de paleotransporte sedimentar (e.g. Almeida 1953, Martin 1961, Marques Filho et al. 1965, Vesely et al. 2005, Carneiro e Costa 2006, Suss et al. 2014). Contudo, trabalhos publicados até

meados da década de 1960 difundiram que tais estruturas foram formadas pela movimentação do gelo e assim, utilizaram-nas irrestritamente para inferir o paleofluxo glacial. Nas décadas seguintes, porém, movimentos gravitacionais subaquosos foram levados em consideração na interpretação da gênese da maioria destas feições.

2.3. Paleotransporte eopermiano na Bacia do Paraná

Diferentes feições geológicas foram usadas ao longo dos anos para compreender a dinâmica da movimentação dos mantos de gelo durante a deposição do Grupo Itararé. As mais frequentes foram feições de abrasão glacial e estratificações em litotipos arenosos e heterolíticos. Enquanto feições de abrasão são indicadores diretos do sentido de movimentação glacial, as estratificações indicam o sentido do suprimento sedimentar e conseqüentemente, a posição aproximada da fonte glacial. Estruturas sedimentares como *climbing ripples*, estratificações cruzadas e marcas de sola presentes em fácies associadas a diamictitos, permitem determinar indiretamente o movimento do gelo (Rocha-Campos, 1967) e foram utilizadas extensivamente na literatura do tema.

Há considerável número de trabalhos que abordam a questão do paleotransporte e paleogeografia para as porções inferior e média do Grupo Itararé (e.g. Bigarella e Salamuni, 1967; Vesely, 2001; Vesely e Assine, 2004, Vesely, 2006; Vesely e Assine, 2006; Suss et al., 2014; Vesely et al., 2015). Porém, essas características não são suficientemente conhecidas para a parte superior da unidade (e.g. d'Ávila, 2009; Vesely e Assine, 2004; Vesely, 2006; Arab et al., 2009).

O trabalho de Bigarella e Salamuni (1967) aponta paleotransporte sedimentar predominante para NW e secundariamente para NE, ao analisar fácies denominadas periglaciais, contendo estratificação cruzada, na borda leste da Bacia do Paraná. Paleotransporte preferencial para NW e secundário para NE também foi obtido por Vesely (2001) e Vesely e Assine (2004; 2006), no nordeste do estado do Paraná, borda leste da bacia. Os autores estabeleceram que o paleotransporte teve sentido norte-sul durante todo o tempo de deposição da unidade.

Arab et al. (2009) estudando a porção superior do Grupo Itararé no estado de São Paulo, obtiveram paleotransporte predominante para NW em arenitos com *climbing ripples* e estratificação cruzada tangencial na base. Suss et al. (2014)

obtiveram transporte preferencial para NNE ao estudar a faixa de afloramentos da bacia entre os estados do Paraná e Santa Catarina. Foram analisadas fácies arenosas com estratificação cruzada e *climbing ripples*, admitidas como de ambiente deltaico. O sentido de transporte dos depósitos de progradação deltaica coincide com o sentido de transporte dos depósitos de transporte em massa analisados.

A Formação Rio Bonito, unidade que sobrepõem o Grupo Itararé através de discordância subaérea na área de estudo, apresenta padrão de paleotransporte oposto ao descrito para os níveis inferiores do Grupo Itararé. Fácies arenoconglomeráticas da base da Formação Rio Bonito analisadas por Zacharias (2004) no nordeste do Paraná indicam paleotransporte predominante para sudoeste (Figura 12).

A mudança no sentido do paleotransporte na transição entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito é proposta por alguns autores como consequência de um processo de movimento glácio-isostático durante o último recuo das geleiras do Grupo Itararé, com a criação de paleovales sobre o topo da unidade (e.g. Santos et al., 1996; Zacharias, 2004). Outros autores explicam a presença das incisões fluviais por meio de falhamentos (Soares & Cava, 1982). Já os trabalhos de Santos (1987) e Santos et al. (1992) admitiram uma reorganização tectônica da Bacia do Paraná no Eopermiano devido a um basculamento geral da bacia, que provocou o deslocamento dos principais depocentros do Grupo Itararé em direção ao sul.

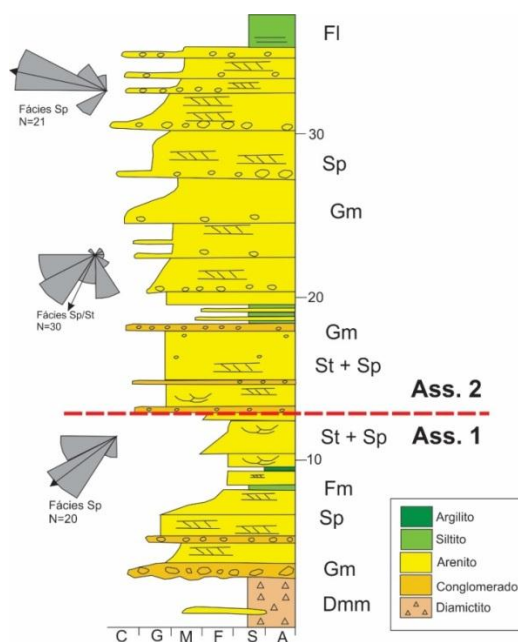


Figura 12: Associações de fácies basais da Formação Rio Bonito (Ass. 1 e 2), as quais registram o sentido de aporte sedimentar fluvial para a bacia, em geral para SW. Modificado de Zacharias (2004).

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1. Artigo

The paths of late Paleozoic ice revisited: new stratigraphic and paleogeographic interpretations from an early Permian cyclic glacial succession in SW Gondwana

Abstract

This paper describes an early Permian diamictite-bearing succession from eastern Paraná Basin, Brazil, that provides the opportunity to investigate in detail the late stages of glacial sedimentation during the Late Paleozoic Ice Age in SW Gondwana. The studied succession comprises the topmost interval of the Itararé Group (Taciba Formation) whose early Permian age is supported by palynomorphs. Facies analysis and geological mapping allowed the recognition of five units, named, from base to top as: (1) subaqueous outwash fans/apron deposits, (2) lower mass-transport deposits, (3) tide-influenced delta front, (4) tide-influenced delta plain and (5) upper mass-transport deposits. Overall, the succession accumulated in nearshore to relatively deepwater settings under the influence of at least two episodes of ice-margin advance and retreat into a water body. Cross-stratifications in outwash facies and deltaic deposits point to a sense of sediment transport to SW/SE. Similar pattern was obtained from deformational structures within mass-transport diamictites derived from downslope resedimentation of glaciomarine sediments probably triggered by glacioisostatic rebound. A glacial source NE/NW of the study area is therefore, supported by paleotransport directions taken from different facies associations. This north-derived early Permian ice margin contrasts with glacial advance towards the northwest recognized in the middle to lower Pennsylvanian interval of the Itararé Group. This scenario indicates migration of ice centers with time during the Late Paleozoic Ice Age in SW Gondwana as predicted in previous models.

Key words: Late Paleozoic Ice Age, glacial stratigraphy, paleogeography, mass-transport diamictites.

3.1.1. Introduction

The Late Paleozoic Ice Age (LPIA) is considered as the longest and most geographically widespread ice age in the Phanerozoic (Eyles, 1993; Lopez-Gamundí and Buatois, 2010). Multiple glacial events 1 to 8 My-long alternated with nonglacial periods have been recognized in Gondwana deposits from the Visean (Mississippian) to the earliest-middle- Late Permian, mainly controlled by diachronous ice-spreading centers that developed in topographic paleohighs (Caputo and Crowell, 1985; Isbell et al., 2003; Fielding et al., 2008; Isbell et al., 2012; Gulbranson et al., 2010; Falgatter e Paim, 2017). This view is replacing the traditional concept of continental-scale ice sheets that continuously waxed and waned across Gondwana for up to 100 My (e.g. Veevers and Powell, 1987; Frakes and Francis, 1988; Frakes et al., 1992; Scotese et al., 1999).

The late Paleozoic Itararé Group (Paraná Basin) contains a rich collection of glacial geological records of the LPIA which includes thin subglacial tillites, subaqueous diamictites with faceted and striated clasts, laminites with dropstones, and ice-related erosional and deformational features (Rocha-Campos, 1967; França and Potter, 1988; Eyles et al., 1993; Vesely and Assine, 2006; Rocha-Campos et al., 2008). Their deposits, which may be up to 1.3 km thick, are considered the thickest, most extensive and one of the longest records of the LPIA (Rocha-Campos et al., 2008). The Itararé Group was deposited in southwestern Gondwana from the Bashkirian to the Sakmarian (Lower Pennsylvannian - Early Permian; Holz et al., 2008), a time frame that corresponds to the main phase of the LPIA according to Isbell et al.(2003) and Fielding et al. (2008).

The paleo-ice flow directions, the size, location and timing of ice masses are major unresolved problems of LPIA paleogeography in SW Gondwana (e.g. Santos

et al., 1996; Gesicki et al., 2002; Rocha-Campos et al., 2008; Henry et al., 2008; Lopez-Gamundí and Martínez, 2010; Isbell et al., 2012; Gulbranson et al., 2013; Aquino et al., 2014). The latest available paleo-ice flow reconstructions for the Itararé Group (Santos et al., 1996; Gesicki et al., 2002; Vesely et al., 2015; Rosa et al., 2016) propose that multiple ice lobes reached eastern Paraná Basin flowing northwestward from an ice-spreading center located in highlands of Namibia, southeastern Africa (Windhoek highlands; Visser, 1987; Santos et al., 1996) and, in minor extent, derived from an area located to the north in NE Brazil (Campos and Dardenne, 1994; Santos et al., 1996; Rocha-Campos et al., 2000). An ice center located west of the Paraná Basin (Asunción Arch) is still controversial (França and Potter, 1988; Gesicki et al., 2002; Limarino et al., 2014; Aquino et al., 2016; Rosa et al., 2016), mainly because of the lack of confident paleo-ice flow indicators.

In attempt to deduce paleo-ice flow, several pioneering researchers studied clasts orientation in rocks interpreted as tillites (e.g. Leinz, 1937; Maack, 1946; Mau, 1958). Divergent results were later recognized as resulting from the misuse of clasts fabric in poorly-sorted deposits that are in fact subaqueous resedimented diamictites (Gama Jr. et al., 1992; Eyles et al., 1993, Vesely et al., 2005; Vesely, 2006; Carneiro and Costa, 2006; Suss et al., 2014). Similarly, deformational structures (mostly folds) recorded in rhythmites and diamictites were measured to deduce the sense of ice movement (e.g. Washburn, 1930; Almeida, 1953; Mau, 1958; Martin, 1961), most of them being later reinterpreted as mass-transport deposits formed due to slumping in subaquatic environments instead of ice-push structures (e.g. Rocha-Campos, 1967). The orientation of these slump-generated structures seems to be indicative of a paleoslope dipping to the NW, roughly parallel to the paleoflow of glaciers (Rocha-Campos, 1967; Vesely et al., 2005; Rocha-Campos et al., 2008).

The most confident features that indicate ice flow to the NW in eastern Paraná Basin (Almeida, 1948; Bigarella et al., 1967; Rocha-Campos et al., 1988; Caetano-Chang et al., 1990; Tomazelli and Soliani, 1997; Riccomini and Velásquez, 1999; Gesicki et al., 2002; Trosdorf et al. 2005; Rosa et al., 2016) are streamlined landforms and striated pavements sculptured in the basement, and subglacial plowing surfaces in soft beds preserved few meters above the basal boundary of the Itararé Group (e.g. Rosa et al., 2016). Similarly, paleocurrents derived from proglacial/periglacial sandstones mainly from the lower and middle levels of the Itararé Group show predominant sediment transport towards northeast and northwest (Bigarella and Salamuni, 1967; Vesely and Assine, 2006; Arab et al., 2009; Vesely et al., 2015; Aquino et al., 2016; Carvalho and Vesely, 2016), pointing to a coincidence between paleo-ice flow and clastic input during the Pennsylvanian. On the other hand, paleo-ice flow in the youngest (Early Permian) glacial episodes is poorer constrained and based on a relatively small amount of kinematic evidence (e.g. Rocha-Campos et al., 2000), hampering reliable paleogeographic reconstructions for latest LPIA and the glacial-post glacial transition.

In this paper we investigate in detail the uppermost late Paleozoic glacial succession of the Itararé Group in eastern Paraná Basin (Figure 3.1). By means of combining facies associations, sequence stratigraphy, biostratigraphy and paleocurrent analysis, the main goal of this paper is to provide an updated view of the final stages of the LPIA in this sector of SW Gondwana. And therefore to discuss implications for paleo-ice flow and glacial-postglacial paleogeography. The study interval encompasses a diamictite-rich succession (Taciba Formation) plus postglacial, coal-bearing strata (Rio Bonito Formation).

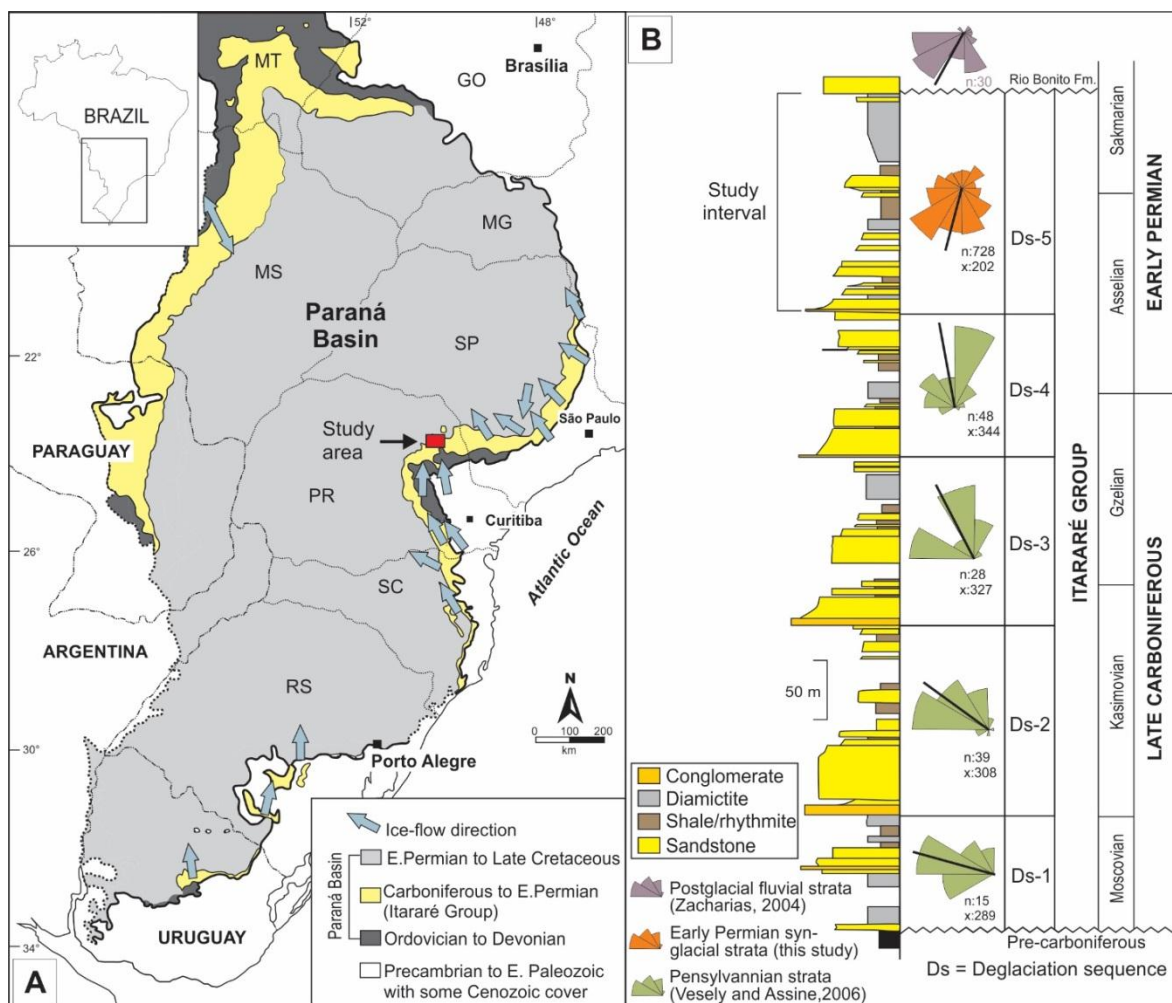


Figure 3.1: Geological setting: (A) Location of the study area in the eastern border of the Paraná Basin. Blue arrows indicate reliable paleo ice-flow directions obtained from subglacial erosion landforms after Rosa et al., (2016). Abbreviation of Brazilian states: MT, Mato Grosso; GO, Goiás; MS, Mato Grosso do Sul; MG, Minas Gerais; SP, São Paulo; PR, Paraná; SC, Santa Catarina; RS, Rio Grande do Sul. (B) Stratigraphic position of the study interval with respect to the deglaciation sequences described by Vesely and Assine (2006) in the same area of the present study.

3.1.2. Geological setting

The Paraná Basin is a large Paleozoic-Mesozoic sedimentary basin fully developed on the intracratonic domain of western Gondwana paleocontinent. The depositional record (up to 7000 m-thick) encompasses six supersequences bounded by widespread unconformities (Milani, 1997). The convergence between Gondwana and the oceanic lithosphere of Panthalassa has been considered as the main controlling factor for the creation of accommodation in the basin during the Paleozoic (Milani, 1997; Milani et al., 2007).

The late Paleozoic stratigraphic interval in the Paraná Basin comprises, from base to top the Itararé Guatá and Passa Dois groups. The Itararé Group, object of this study, records multiple glacial and deglacial episodes of the Late Paleozoic Ice Age that took place between the late Bashkirian to the early Sakmarian (França and Potter, 1991; Holz et al., 2010). Recent U-Pb radiometric dating of ash-fall horizons in the uppermost deposits of the Itararé Group, in the southern edge of the Paraná Basin, provided a 307.7 ± 3.1 Ma age (Kasimovian-Moscovian), constraining the glaciation to the Pennsylvanian (Carboniferous) in this part of basin (Cagliari et al., 2016). However, an Early Permian age for the upper part of the Itararé Group and the lower part of the postglacial Guatá Group in places where radiometric ages are still lacking has been supported by palynology (Daemon and Quadros, 1970; Souza and Marques-Toigo, 2005) and invertebrate fauna (Taboada et al., 2016).

Seminal studies in the Itararé Group date back to 1880s. The work of Woodworth (1912), for example, is considered a mark on the concept of a late Paleozoic glaciation in southern Brazil. Since then, several sedimentological and stratigraphic studies have been carried out in order to subdivide the unit into traceable units (e.g. Gordon, 1947; Rocha-Campos, 1967; Schneider et al., 1974; França and Potter, 1988). Schneider et al. (1974) subdivided the Itararé Group in three formations (Campo do Tenente, Mafra and Rio do Sul from the oldest to the youngest) based on outcrop studies. Using exclusively well data, but on a basin scale perspective, França and Potter (1988) proposed a new stratigraphic subdivision of the Itararé Group by defining the Lagoa Azul, Campo Mourão and Taciba formations. Vesely (2001) and Vesely and Assine (2004) carried out an integrated analysis using both outcrop and well-log data to define five depositional sequences that were correlated to the formations proposed by França and Potter (1988). These

sequences were later interpreted as deglaciation sequences (Vesely and Assine, 2006), an approach subsequently employed by other authors (d'Ávila, 2009; Aquino et al., 2016).

Although in different proportions, all deglaciation sequences include diamictites, sandstones and mudstones with dropstones (Rocha-Campos, 1967; Eyles et al., 1993; Santos et al., 1996; Vesely and Assine, 2006; Rocha-Campos et al., 2008). These facies record the deposition mainly in glaciomarine environments (Daemon and Quadros, 1970; Gravenor and Rocha-Campos, 1983; Eyles et al., 1993; Santos, 1996; Vesely et al., 2015), whereas terrestrial glaciogenic deposits, including diamictites interpreted as tillites, are restricted to the lowermost levels of the Itararé Group (Gravenor and Rocha-Campos, 1983; Santos, 1996; Rocha-Campos, 2008; Vesely et al., 2015).

The stratigraphic interval studied herein corresponds to the youngest deglaciation sequence defined by Vesely and Assine (2006) or to the Taciba Formation according to França and Potter (1988), which is well exposed in the Ibaiti region, southern Brazil (Fig. 3.1). In this area, the unit comprises a thick succession of sandstones at the base, overlain by two distinct intervals of diamictites (Vesely and Assine, 2004; 2006). This sequence is capped by post-glacial deposits of the Rio Bonito Formation by means of a subaerial unconformity. The base of the Rio Bonito Formation comprises fluvial-estuarine facies confined in incised valleys that cut deep into diamictites of the Taciba Formation (Zacharias and Assine, 2005).

Paleocurrent data from the Taciba Formation in Ibaiti and surroundings is lacking, except for few measurements of cross-stratification in outwash-fan conglomerates (nine readings) that indicate transport to the NW (Vesely and Assine, 2004). By contrast, a much larger amount of data from fluvial sandstones of the Rio

Bonito Formation (Zacharias and Assine, 2005) constrain well the post-glacial continental paleocurrents towards the SW. These available data suggest a significant change in sediment dispersion patterns from glacial to post-glacial times in this sector of the basin.

3.1.3. Methods

This study is based on the investigation of outcrops in the eastern border of the Paraná Basin, southern Brazil (Fig. 3.1). The study area covers 300 km² around the Ibaiti region, northeastern Paraná State, where the uppermost portion of the Itararé Group is exposed. About 116 outcrops were described in road cuts, abandoned quarries and natural exposures. Seven stratigraphic sections were measured to document vertical facies successions. Paleocurrent data (728 readings) were measured from cross-stratification and current ripples and orientation of mass transport-related deformational structures (bedding, fold axes, axial planes, and sandy injectites) were collected. Kinematic analysis of mass transport deposits was based on the following methods: mean bedding strike method (MBSM; Sharman et al., 2015); mean axis method (MAM; Woodcock, 1979; Alsop and Marco, 2012; Sharman et al., 2015); mean axial plane strike method (MAPS; Alsop and Marco, 2012); axial-planar intersection method (AIM; Alsop and Marco, 2012); fold facing (Alsop and Marco, 2012); and downslope average axis method (DAM; Woodcock, 1979).

The studied succession was subdivided into lithostratigraphic units and a 1:10.000 geological map was elaborated for a portion of the study area. Biostratigraphical control was obtained by palynomorphs retrieved from diamictites and muddy rhythmites considering the biozones proposed by Souza and Marques-

Toigo (2005) and Souza (2006). In order to verify the lateral continuity of stacking patterns in the subsurface, a composite vertical profile was built and used to make correlations with well logs through E-W and NE-SW cross sections.

3.1.4. Facies Associations

The upper interval of the Itararé Group (Taciba Formation) was subdivided into five laterally persistent lithostratigraphic units. The top of the interval is an unconformity overlain by fluvial-estuarine post-glacial deposits of the Rio Bonito Formation. In addition, the sedimentary succession is strongly affected by fracturing and associated diabase intrusions of the Mesozoic Paraná-Etendeka LIP (Large Igneous Province).

Table 1 summarizes the description and interpretation of the 18 facies described in the Taciba Formation. The five identified units were interpreted in terms of broad depositional settings as follow: unit 1 – subaqueous outwash fans; unit 2 – lower mass-transport deposits; unit 3 – tide-influenced delta front; unit 4 – tide-influenced delta plain; and unit 5 – upper mass transport deposits (Table 2). In the geological map of figure 3.2A the Taciba Formation appears as three mappable units. The lower mapped unit includes units 1 and 2, the middle unit encompasses units 3 and 4, whereas the upper unit comprises unit 5. The vertical succession and the correspondence between the five units and those depicted in the geological map are illustrated in a composite vertical profile (Fig. 3.2B).

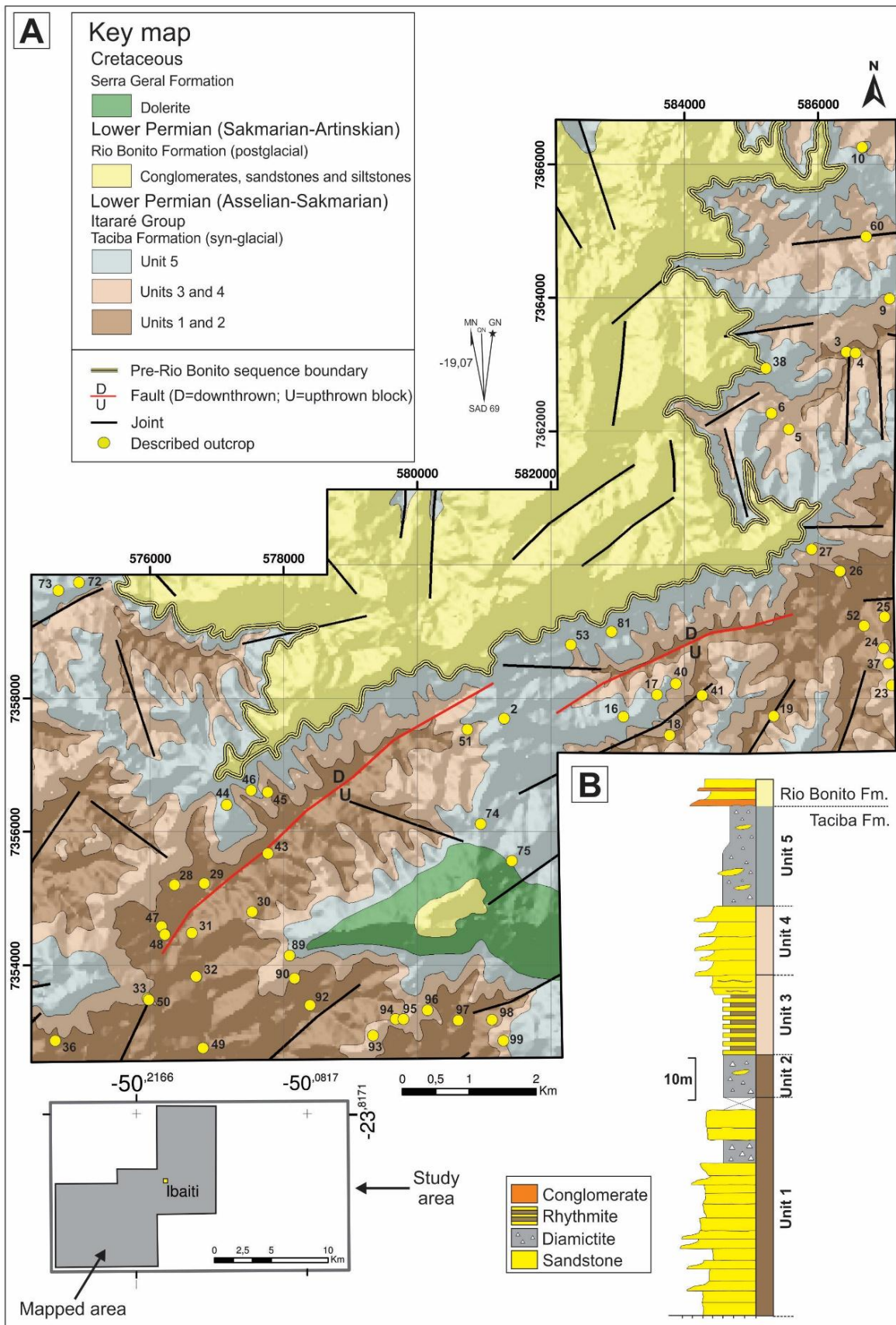










Figure 3.2: Stratigraphic framework of the study area. (A) Geological map depicting the upper Itararé Group (Taciba Formation) and the Rio Bonito Formation. (B) Composite vertical profile showing the stratigraphic units recognized in the study interval.

Table 3.1: Summary of facies description and process interpretation.

F	Lithology	Sedimentary structure	Depositional processes	Appearance
1a	Matrix-supported diamictite with polymictic clasts range from granule to boulder in a muddy to very fine sandy matrix; abundant faceted, striated and bullet-shaped clasts	Massive structure, without bedding or other internal structure on a macro- and mesoscale	Resedimentation by subaqueous debris flow or rain-out of mud and sand from meltwater plumes with clasts introduced by ice rafting	
1b	Diamictite supported by a medium to coarse sandy matrix, with polymictic clasts range from granule to cobble	Sub horizontal shear planes, with decimetrical spacing	Mass transport deposition in a subaqueous environment due to slumping	
1c	Heterogeneous diamictite consisting of an intercalation between muddy and sandy layers (reliquiar bedding) with polymictic clasts;	reliquiar bedding defining close folds; sand injectites (sill and dikes) and ice-rafted clasts	Mass transport deposition in a subaqueous environment (slump); clasts introduced by rain out	
1d	Diamictite supported by a muddy to fine sandy-matrix, with polymictic clasts range from granule to boulder; abundant faceted and striated clasts	Allochthonous blocks of sandstone and rhythmite (diameter range from 15cm to 20m), commonly oriented along the length; folds and faults within the blocks.	Mass transport deposition in a subaqueous environment (slump)	
2	Grey mudstone range from 2cm- to 1m-thick	Massive structure	Suspension fallout in a low energy subaqueous environment	
3	Rhythmite composed of very fine sandstones intercalated with mudstones (mm- to cm-thick) that become progressively sandier and thicker-bedded upwards	Common unidirectional current ripples with reversal flow, and, secondarily, horizontal lamination. Dropstones are rare. Ichnofossils (Helminthoidichnitis tenuis) occur locally	Deposition of subaqueous underflows associated with suspension fallout. Current-ripples and horizontal lamination were formed under lower and upper flow regime conditions, respectively. Dropstones point to the presence of floating ice. Reversal flow suggests tide influence	
4	Fine to medium-grained sandstone with discontinuous mudstone lens (up to 10 cm length)	Flaser bedding associated with current-ripples. Occur rare dropstones	Bedforms migration under lower flow regime, alternated with deposition of mud by suspension. Rare dropstones point to the presence of few icebergs. Flaser bedding indicates tidal activity	
5	Fine- to rarely medium-grained, well sorted sandstones	Current-ripple, commonly presenting mud drapes and mud intraclasts on the foresets	Deposition under lower flow regime associated with suspension; intraclasts indicate the erosive nature of the flow	
6	Fine sandstone beneath and coarse sandstone above	Ductile features such as flame and load structures and contorted lamination	Disturbing of hydroplastic sediment during or shortly after deposition, probably related to rapid sedimentation rates (Allen, 1982)	
7	Medium to gravelly sandstone	Tilted beds, reclined to vertical folds, normal and reverse faults filled or not sandy injectites	Resedimentation in a subaqueous environment, probably due to slump process	
8	Medium- to coarse-grained sandstone	Massive structure	Deposition of a non-cohesive concentrated density-flow (Mulder e Alexander, 2001)	
9	Gravelly sandstone at the base, grading to fine sandstone at the top	Normal grading	Subaqueous gravitation flow, where fluid turbulence and grain-to-grain interactions maintain sediment in suspension. Deposition is product of decrease in velocity and frictional freezing	
10	Whitish to yellowish sandstone, fine to coarse-grained; placoid mud intraclasts on stratification planes	Trough cross stratification (3cm- to 2m-thick sets)	Migration of subaqueous sinuous-crested dunes under lower flow regime; intraclasts indicate substrate erosion	
11	Medium-grained sandstone	Planar cross stratification (0,1 to 1m-thick sets)	Migration of subaqueous straight-crested dunes, under lower flow regime conditions	
12	Medium-grained sandstone arranged in 0,6m-thick tabular beds, on average	Planar stratification (up to 60cm- thick beds)	Bedload transport under upper flow regime condition	

13	Gravelly sandstone with clasts range from granule to boulder immersed in a coarse sand matrix	Moderate long-axis clast imbrication	Deposition of a non-cohesive concentrated density-flow (Mulder and Alexander, 2001)	
14	Pebbly sandstone supported by a medium to coarse-sandy matrix, with clasts range from granule to cobble	Trough cross stratification (30 cm-thick sets); abundant mud intraclasts, concentrated in levels	Tractional deposition under lower flow regime forming sinuous-crested dunes; intraclasts are related to erosional nature of the flow	
15	Gravelly sandstone supported by a coarse sand matrix and clasts range from granule to boulder	Trough cross stratification (sets up to 1m-thick);	Migration of subaqueous sinuous-crested dunes under lower flow regime	
16	Matrix-supported to clast-supported conglomerate with clasts up to 30 cm in a coarse grained sandy matrix	Massive to faintly laminated, poorly sorted	Deposition from hyperconcentrated density flow, possible related to hydraulic jump (Mulder and Alexander, 2001; Russel and Arnot, 2003)	
17	Matrix-supported, polymictic conglomerate with granules to boulders immersed in a coarse sandy matrix	Normal grading, poorly sorted	Deposition by subaqueous gravity-driven process, with a turbulent component, due to capacity in sort out the load (Miall, 1978)	
18	Coarse-grained to gravelly sandstone with clasts range from granule to boulder	Cm-spaced horizontal lamination occasionally deformed due to the occurrence of dropstones	Bedload deposition associated with concentrated/hyperconcentrated density flows	

3.1.4.1. Unit 1 – Subaqueous outwash deposits

Description

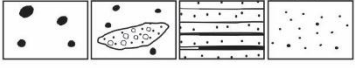
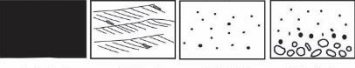

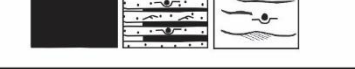



Unit 1 is the base of the study interval, it is about 50 m thick and passes upward gradually to diamictites of unit 2. It is characterized by an alternation of poorly- (dominant) to well-sorted sandstones and conglomerates arranged in several 2 to 15 m-thick, sharp-based, finning-upward cycles (Fig. 3.3).

The unit is composed of massive and normally graded conglomerates (F16,F17), massive (F13) and stratified, gravelly sandstones (F15), coarse-grained to gravelly sandstones with horizontal lamination (F18), fine to coarse-grained, massive sandstones (F8), fine to coarse-grained sandstones with current ripples (F5), normally graded sandstones (F9), sandstones with soft-sediment deformation (F6), coarse-grained to gravelly sandstones with penecontemporaneous deformation structures (F7), massive sandy diamictites (F1a), muddy rhythmites (F3) and mudstones (F2) as shown in Table 1. Laterally discontinuous mud drapes occur interbedded with the coarse-grained facies throughout this unit.

Gravel within coarse-grained, poorly-sorted facies (F1a, F13, F15, F16 and F17) display similar compositional and textural characteristics, ranging from subangular to rounded, rarely faceted and striated, granules to boulders (up to 30 cm) composed of granite, quartzite, gneiss, schist, quartz, feldspar, sandstone and mudstone. Overall, clasts do not display any preferential orientation (Fig.3.4A) but locally it can be observed a moderate long-axis imbrication as in gravelly sandstones (F13, Fig. 3.4B).

Dropstones were identified mainly at the base of unit 1 and consist of pebbles of crystalline rocks, mostly of granite and quartzite within laminated, pebbly sandstones (Fig. 3.4C). Flat mudstone clasts up to 20 cm long occur at the base of non-stratified beds as well as aligned along foresets of cross-stratified facies (Fig. 3.4D).

Table 3.2: Summary of units, their respective component facies and interpreted depositional settings

Unit	Constituent facies	Depositional setting
5	F1a F1d F3 F8 	Mass-transport deposits
4	F2 F5 F8 F9  F10 F11 F12 F14 	Tide-influenced delta plain
3	F2 F3 F4 	Tide-influenced delta front
2	F1a F1b F1c F1d 	Mass-transport deposits
1	F1a F3 F2 F5 F6 F7 F8  F9 F13 F15 F16 F17 F18 F19 	Subaqueous outwash

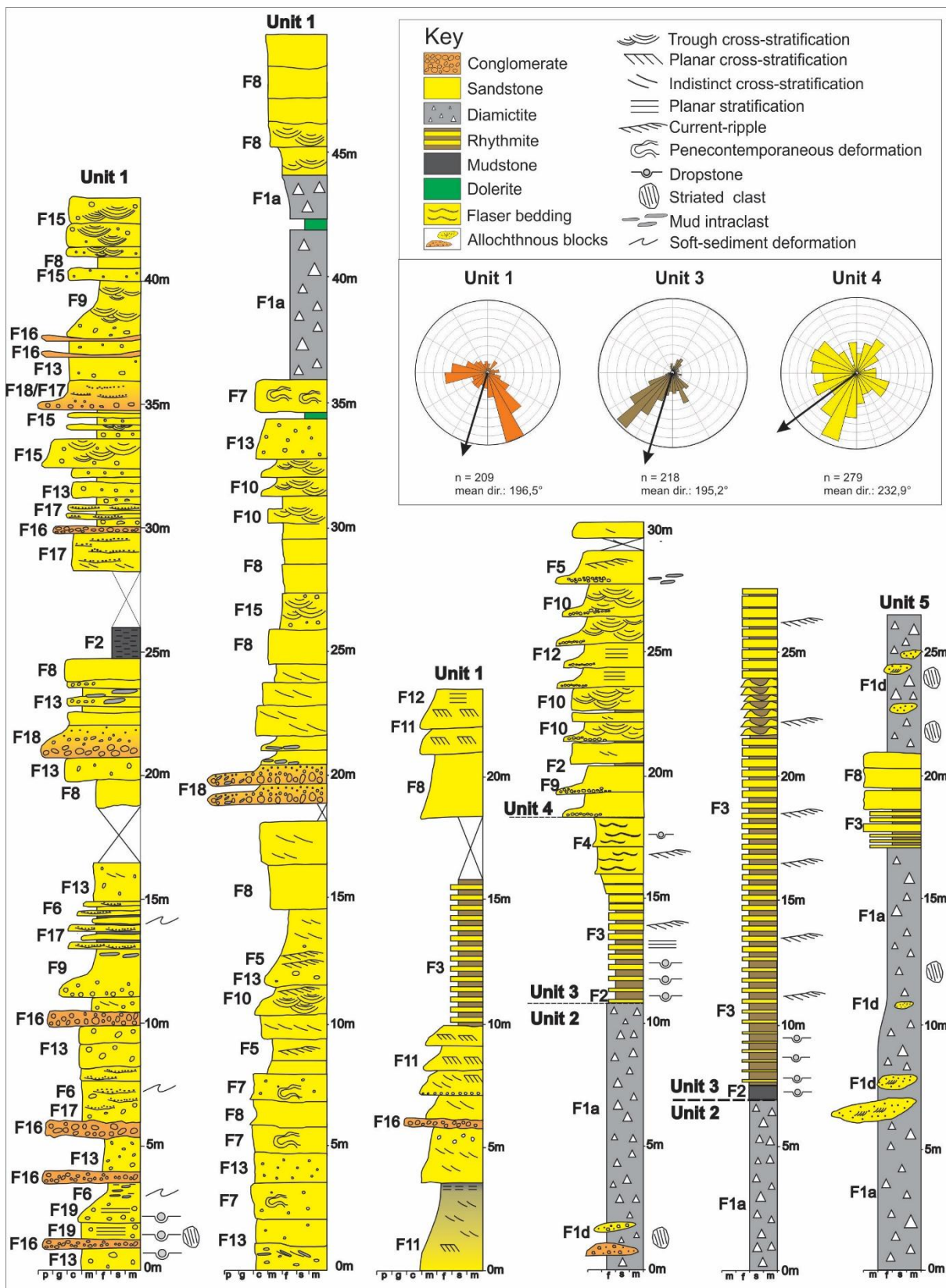


Figure 3.3: Stratigraphic profiles representative of the five units recognized in the uppermost portion of the Itararé Group in Ibaíti.

Facies of unit 1 present different types of syndepositional to penecontemporaneous deformational structures which can be divided into two groups: 1) small-scale (within individual beds) load casts, flame structures and contorted lamination (F6; Fig 3.4F) and 2) large-scale deformation including tilted beds, folds and faults filled or not by sand injectites (F7). The latter type is present in different stratigraphic levels, alternated with undeformed intervals (Fig. 3.3). Paleocurrent directions taken from current ripples and trough cross-stratification (F5, F10 and F15) show sediment transport towards the southeast, southwest and west with a mean vector pointing to southwest (197°) (Fig. 3.3; 3.9A).

Interpretation

Unit 1 presents a complex association of stratified, massive/graded and deformed facies, suggesting rheologically variable depositional processes. A subaqueous outwash-fan/apron setting primarily controlled by meltwater effluxes relatively close to an ice margin is suggested mainly by the observation of: (i) recurrence and aggradation of coarse-grained deposits and rapid vertical facies changes (McCabe and Eyles, 1988; Lajeunesse and Allard, 2002; Russel and Arnott, 2003); (ii) striated/faceted clasts and dropstones, pointing to a glacial source and presence of floating ice in the depositional setting; (iii) plastically deformed (slumped) beds, consistent with instability on the foresets of outwash fans/aprons (Lonne, 1995; Henry et al., 2012; Aquino et al., 2016); (iv) sandy facies that grade laterally into diamictite and mudstones, similarly with other subaqueous outwash-fan deposits reported elsewhere (e.g. Visser et al., 1987; Isbell et al., 2008; Henry et al., 2012; Koch and Isbell, 2012).

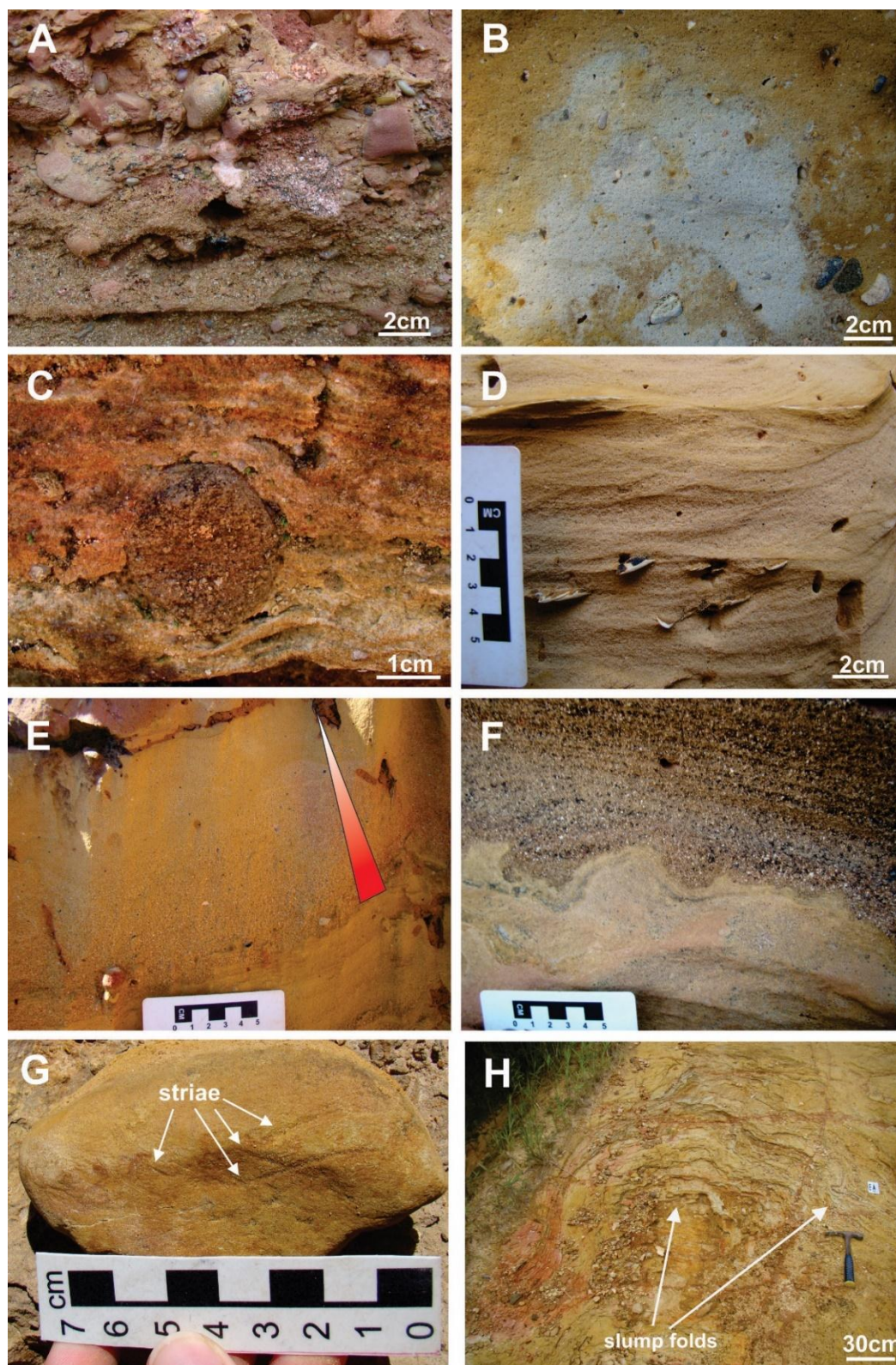


Figure 3.4: Facies of unit 1. (A) Matrix-supported, faintly stratified conglomerate (F16); (B) Gravelly sandstone with moderate long-axis clast imbrication (F13); (C) Detail of a granitic dropstone within F18 (note that the base of the clast penetrates and causes downwarping of lamination); (D) Flat mudstone intraclasts within through cross-stratified sandstone of F10. (E) Normally-graded sandstone with some granules and pebbles at the base (F9). (F) Load structure and deformed stratification (F6). (G) Subangular quartzitic clast with two directions of striation. (H) Metric-scale slump folds in a gravelly sandstone (F7).

The presence of current ripples and cross-stratification throughout the unit (F5, F10 and F15) indicates that bedload-dominated currents or a combination of traction and fallout under unidirectional hydrodynamic flows were important depositional processes within unit 1 (e.g. Jopling and Walker, 1968; Russel and Arnott, 2003). Massive facies (F8, F13, F16) on the other hand, were deposited by concentrated density flows (Mulder and Alexander, 2001; Russel and Arnott, 2003; Vesely and Assine, 2006), where the absence or the restricted occurrence of traction-generated structures or graded bedding is due to the suppression of fluid turbulence by the high concentration of suspended load. The occurrence of both clast and matrix-supported varieties can be explained by temporal and spatial variations in sediment flux and/or suspended load and by the participation of different support mechanisms like grain-by-grain interactions, matrix strength, fluid turbulence and hindered settling (Russel and Arnott, 2003). Normally graded conglomerates (F17) and sandstones (F9) were deposited from suspended load within high-density, waning turbidity currents, in which fluid turbulence is one of the main grain-support mechanisms (Mulder and Alexander, 2001; Lajeunesse and Allard, 2002). Lenticular geometries of F17 suggest some degree of flow confinement (Miall, 1978; Aquino et al., 2016). Massive diamictites (F1a) probably were deposited by a combination of rain-out of sediment from floating icebergs, suspension settling from meltwater plumes and subaqueous debris flows (von Brunn, 1996; Eyles and Eyles, 1992; Powell and Domack, 2002; Henry et al., 2012).

Hyperconcentrated flow deposits have been widely reported from proglacial systems, where they can be associated with jet flows from englacial/subglacial tunnels (e.g. Russel and Arnott, 2003) or slope instability on subaqueous foresets (e.g. Lonne, 1995; Powell and Domack, 2002). Soft-sediment deformations as those

identified in unit 1 (flame and load structures and contorted lamination) are formed during or shortly after deposition due to fluidization or liquefaction (Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen and Moretti, 2011; Owen et al., 2011) and are also common in proximal glacimarine/glaciolacustrine environments that are characterized by high sedimentation rates and water-rich, unstable substrates (Powell and Domack, 2002; Henry et al., 2012). The high sedimentation rates associated with subaqueous proglacial fans produce relatively steep slopes that are potential sites for instability (Powell and Molnia, 1989; Lonne, 1995; Powell and Domack, 2002; Lajeunesse and Allard, 2002; Benn and Evans, 2010). Deformed strata observed in unit 1 can thus be attributed to slumps that took place on unstable slopes of those fans.

3.1.4.2. Unit 2 – Lower mass-transport deposits

Description

Unit 2 is a laterally continuous diamictite body up to 10 m thick resting conformably onto the unit 1 and sharply overlain by rhythmites of the unit 3. It comprises mainly massive diamictites (F1a) and diamictites with allochthonous blocks (F1d), and, secondarily sandy diamictites with cm-spaced shear planes (F1b; Fig. 3.5A) and heterogeneous diamictites (F1c) displaying muddy and sandy-gravelly layers that are often deformed and cut by sandy injectites. In general, diamictite facies have angular to rounded, poly-mictic clasts immersed in a muddy to sandy matrix (Fig. 3.5B). They are mainly clast-poor (< 5% clasts; sensu Hambrey & Glasser, 2012) and the maximum clast size is 1,2 m. Clasts are predominantly composed of granite, quartzite, quartz and sandstone and faceted, striated (Fig. 3.5C) and bullet-shaped clasts are common.

Heterogeneous diamictite (F1c) occurs near the lower boundary with unit 1 and consists of an alternation of 5 to 50 cm-thick fine (very fine sand, silt and clay) and coarse-grained (fine sand to gravel) layers. This layering usually dips in relatively high angles ($>30^\circ$) and often are folded (Fig. 3.5D). Furthermore, F1c contain large, deformed blocks (up to 100 m large), composed of conglomerate and gravelly sandstones. These deposits are cut by cm-thick and laterally continuous sand injectites (dikes and sills) (Fig. 3.5E). Some of the injections consist of a breccia composed of angular fragments of the host diamictite surrounded by a sandy matrix. Diamictites of F1d contain allochthonous blocks up to 7 m large and composed mainly of medium-grained to gravelly sandstones (Fig. 3.5F). Both coarse-grained layers of F1c and blocks within F1c/F1d show compositional and textural similarity with facies from the underlying unit 1. In the larger blocks cross-stratification equivalent to that observed in unit 1 can be easily recognized.

Palynological data were obtained from the base and top of the diamictite of the unit 2. Overall, there is a balance between pollen and spores and the assemblages include fifteen species of spores and sixteen pollen species. The more abundant taxa are trilete spores (e.g. *Vallatisporites*, *Cristatisporites*, *Horriditriletes*), polyplicate and teniate bisaccate pollen grains (e.g. *Vittatina*, *Protohaploxylinus*, *Illinites*). Subordinately occur monosaccate and non-teniate bisaccate pollen grains (e.g. *Cannanoropolis*, *Plicapollenites*, *Limitisporites*) and microplankton elements (*Deusilites*, *Leiosphaeridia*, *Navifusa*).



Figure 3.5: Details of unit 2. (A) Sheared diamictite displaying sub-horizontal shear planes (F1b), enhanced by dashed grey lines. (B) Massive diamictite (F1a) with polymictic clasts range from cobble to pebble. (C) Detail of a strongly striated clast found in F1d. (D-E) Slump folds and sandy injectites (sills and dike) within heterogeneous diamictites (F1c). (F) Exposure of diamictites with allochthonous, m-scale sandstone blocks (F1d).

Interpretation

Unit 2 conformably overlies subaqueous outwash deposits (unit 1), is covered by rhythmites typically formed in subaquatic environments (unit 3) and holds algal species of marine affinity (e.g. *Leiosphaeridia sp.*, *Deusilites tenuistriatus*,

Navifusa variabilis). These facts and the presence of poorly sorted and plastically deformed facies, (e.g. folds, faults, shear planes, sand injectites, deformed rafted blocks) suggests a subaqueous mass-flow origin for this unit. Internal structures within F1b, F1c and F1d are consistent with resedimentation due to slumping, considering that slumps are a kind of mass flow that involves significant amount of rotation and deformation during transport (Shanmugam, 2006; Posamentier and Martinsen, 2011). Although massive diamictites (F1a) may result from different processes in the subaqueous environment (debris flow; ice-rafting from icebergs; rain-out of fines and sand from meltwater plumes; Miall, 1983; Eyles et al., 1983, 1989; Visser, 1994; Eyles and Eyles, 2000; Henry et al., 2012), their association with plastically deformed deposits points to deposition from debris flows.

Mass-transport deposits result from instability, failure and downslope remobilization of previously deposited material by non-Newtonian gravity flows (Nemec, 1990; Martinsen, 1994; Mulder and Alexander, 2001; Meckel, 2010). The similarity between sandy facies of unit 1 and the allochthonous blocks within unit 2 (F1d) are interpreted as a result of slumping in the distal portions of the outwash fan/aprons. Thus, displaced blocks were originated from failure on the steep foresets of the outwash systems (e.g. Powell and Molnia, 1989; Lonne, 1995; Powell and Domack, 2002; Laujenesse and Allard, 2002; Henry et al., 2012; Koch and Isbell, 2012) and/or were incorporated from below by basal scouring during the passage of the cohesive flow (e.g. Buso et al., 2015). Faceted and striated clasts were probably emplaced as ice-rafted debris in the distal reaches of the outwash fans and further resedimented by slumps and debris flows. The vertical stacking of units 1 and 2 indicates thus the backstepping of subaqueous proglacial systems due to ice-margin retreat (e.g. Cheel and Rust, 1986).

3.1.4.3. Unit 3 – Tide-influenced delta front

Description

Unit 3 rests above diamictites of unit 2 by means of a sharp contact and varies in thickness laterally from 7 to up to 20m (Fig. 3.3). It is composed of a coarsening upward succession of rhythmites (F3) that become progressively sandier and thicker-bedded upwards passing to sand-rich heterolithics with flaser bedding (F4). The upper boundary is transitional, with heterolithic facies passing upwards to sandstones of unit 4.

Rhythmites (F3) consist of millimetric regular alternation of very fine to fine-grained sandstone and mudstone. Sedimentary structures include unidirectional current ripples (Fig. 3.6A) and horizontal lamination (Fig. 3.6B) in the sandy portions of beds. Moreover, rhythmites commonly display small current ripples with an orientation opposite to the dominant paleocurrent direction (Fig. 3.6A). Submillimetric thick mud drapes (Fig. 3.6C) and rare centimetric mudstone clasts occur on the foresets of ripples. The upper, sandier level of the rhythmite succession may exhibit larger (10 to 30 cm-thick) bedforms consisting of sigmoidal cross-bedding with down-current, ripple cross laminated intrasets (Fig. 3.6D) in which the sense of accretion is parallel to the paleocurrent (downstream accretion). Dropstones consisting of granules to cobbles of granite, quartzite, quartz and sandstone occur locally and decrease in amount towards the top of the unit. Ichnofossils of *Helminthoidichnites tenuis* (Fitch, 1850), a nonspecialized grazing trail (Buatois et al., 2006), occurs locally in sand-rich rhythmite. These structures are preserved as horizontal, thin (0,2 cm-diameter), unbranched, straight or curved trails that commonly display self-overlap (Fig. 3.6E).

Palynological content observed in muddy rhythmites located at the base of the unit includes mainly trilete spores (e.g. *Horriditriletes*, *Densosporites*,

Vallatisporites), monosaccate, polyplicate and teniate bisaccate pollen grains (e.g. *Plicapollenites*, *Vittatina*, *Illinites*) and algae species (*Botryococcus*, *Navifusa*, *Tasmanites*, *Pilasporites*, *Brazilea*). Overall, spores predominates over pollen grains.

Paleocurrent data derived from ripples in unit 3 show an asymmetrical bidirectional trend (Fig. 3.3; 3.9A), with dominant currents to SW and a subordinate population to 350° and 45° (northwest-northeast). These two opposite directions of current-ripple migration are clear observed in some outcrops, mainly in sand-rich rhythmite facies near the top of the unit (Fig. 3.6A).

Interpretation

Facies within unit 3 result from the deposition of hydrodynamic underflows associated with suspension fallout in a subaqueous environment. Climbing-rippled intervals in both facies were deposited by traction currents under lower flow regime, whereas planar-laminated intervals were deposited under upper flow regime. The occurrence of dropstones points to the presence of floating ice introducing clasts to the basin. The vertical stacking of units 3 and 4, characterized by a coarsening-upward- facies succession (Fig. 3.3) is interpreted as a result of progradation. In this sense, the heterolithic facies of unit 3 were deposited in the delta front region (e.g. Bhattacharya, 2006). A tide-influenced delta front is suggested due to the following evidences: (i) Ripples with paleocurrents going in the opposite to the main trend observed in the study area (flow reversal; e.g. Willis, 1999; Nichols, 2009; Carmona et al., 2009; Pontén and Plink-Bjorklund, 2007); (ii) Mud drapes on the foresets of ripples, deposited from suspension fallout during slack water periods between reversing tidal currents (e.g. Nio and Yang, 1991; Boyd et al., 2006; Pontén and Plink-Bjorklund, 2007); (iii) Presence of heterolithic stratification (e.g. Tanavsuu-

Milkeviciene and Plink-Bjorklund, 2009; Carmona et al., 2009); (iv) Abundance of mud intraclasts (Dalrymple and Choi, 2007); (v) Occurrence of sigmoidal bedding probably consisting of tidal bundles (Nio and Yang, 1991; Kreisa and Moiola, 1986).

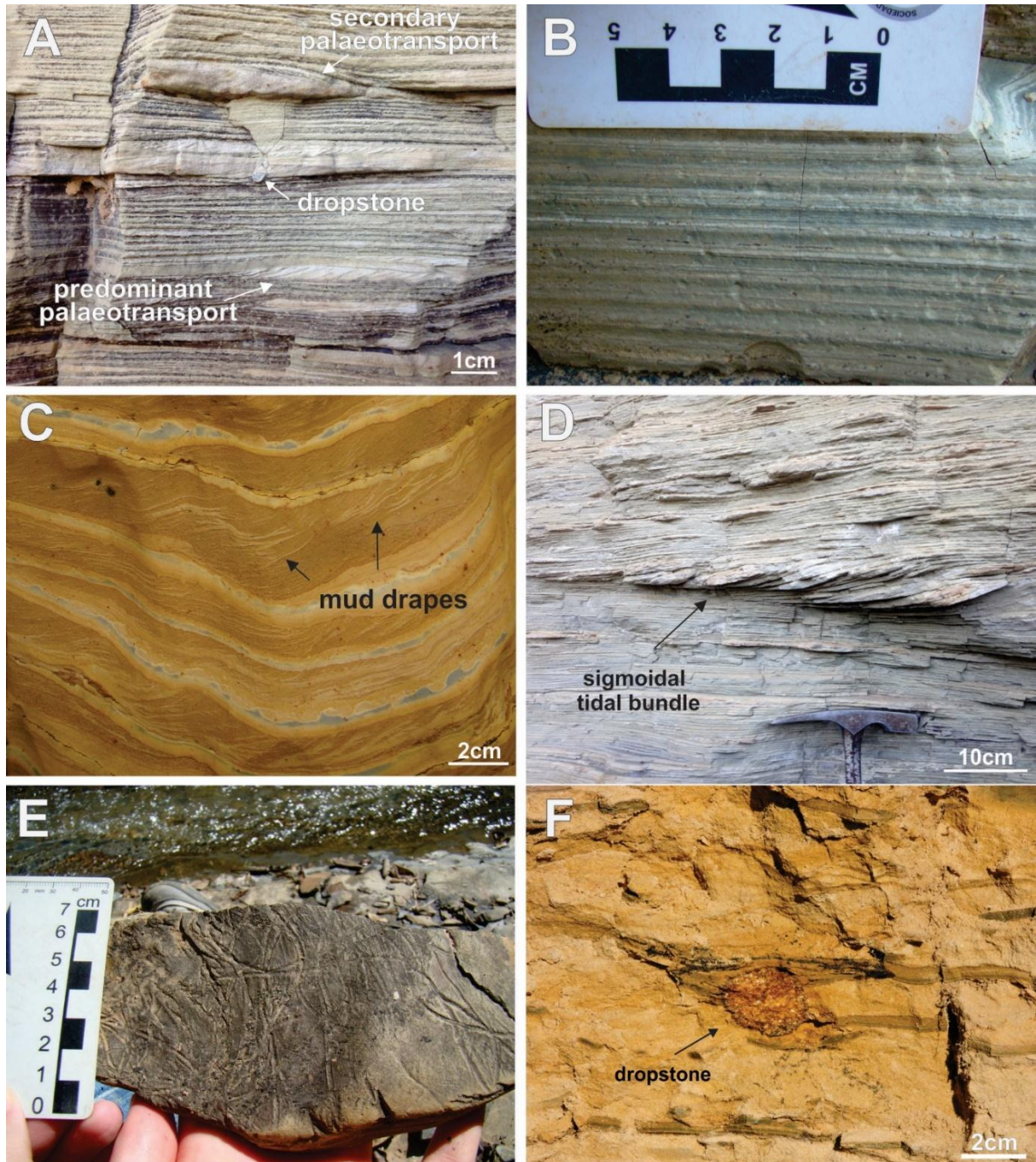


Figure 3.6: Main characteristics of unit 3. (A) Sand-rich rhythmite (F3) showing current ripples and dropstones. Note the two paleotransport directions. (B) Planar lamination within sandy layers in rhythmites (F3). (C) Rippled- rhythmite with mud drapes (F3). (D) Sigmoidal tidal bundle. (E) Bedding-plane view with *Helminthoidichnites tenuis*. (F) Flaser-bedded sandstone showing a granitic dropstone (F4).

The ichnospecie *Helminthoidichnites tenuis* is regarded as a grazing trace probably produced by arthropod larvae or vermiform animals and attributed to shallow freshwater environments (Buatois and Mángano, 1993; Buatois et al., 1998; Netto et al., 2009; Lima et al., 2015). The palynological content, on the other hand, points to marine influence due to the occurrence of *Tasmanites* sp. and *Navifusa variabilis*. The depositional environment can thus be interpreted as a marginal marine environment with high input of freshwater, which is typical of deltaic settings.

3.1.4.4. Unit 4 – Tide-influenced delta plain

Description

Unit 4 is a 15 to 20 m-thick and laterally extensive sandstone-dominated interval, with subordinate thin beds of massive mudstones at the base. The lower contact with unit 3 is gradual, whereas the upper contact with diamictites of unit 5 is sharp. Facies within unit 4 include medium to coarse-grained, quartz-feldspatic sandstones with small to large-scale trough and planar cross stratification (F10/F11; Fig. 3.7A-C), medium-grained sandstones with planar stratification (F12; Fig. 3.7D), trough cross-stratified pebbly sandstones (F14; Fig.3.7E), medium to coarse-grained massive sandstones (F8), fine to medium-grained sandstones with current ripples (F5), normally graded sandstones (F9) and subordinate massive mudstones (F2).

The most complete outcrop sequence of unit 4 shows several fining-upward cycles (Fig. 3.3). Associated with F5, F10 and F14 occur centimeter-scale flat mud intraclasts, occasionally corresponding to up to 10% of the rock volume in F14. Less abundant is the presence of millimeter-thick mud drapes in F5 and F10. Several meters-wide channel-fill features were identified in this unit (Fig. 3.7E). The base

contains cm-thick layers of mudstone clasts up to 7cm long while the main infill is composed of through cross-stratified sandstones (F10).

Paleocurrent data in unit 4 show two distinct patterns according to the analysed sedimentary structure. Mean paleocurrent direction derived from trough and planar cross-sets are towards 220° (SW), while mean paleocurrent direction derived from current ripples is toward 35° (NE). The synoptic diagram, however, displays a mean vector towards southwest, with mean paleocurrent direction 233° (Fig. 3.3; 3.9A).

Interpretation

The sandy-dominated succession of unit 4 is interpreted as a delta plain environment with braided distributary channels eventually influenced by tidal processes. The braided fluvial style is supported by the predominance of coarse-grained facies, several finning-upward cycles and the low mud content, that suggests a poorly developed floodplain (Miall, 1977; Coleman e Prior, 1982; Liangqing and Galloway, 1991; Miall and Jones, 2003).

Sandstones and pebbly sandstones with medium to large-scale cross-stratification (F10, F11, F14) formed by dune migration under bedload-dominated currents are the main facies of unit 4 and represent channel-fill deposits (e.g. Miall, 1977; Miall and Jones, 2003; Bridge and Lunt, 2009), whereas mudstone facies (F2) are interpreted as low-energy floodplain deposit (Miall and Jones, 2003).

The presence of bidirectional paleocurrents and mud drapes within F5 and F10 suggests tide-influence in the delta plain. Nevertheless, this influence is less common than that described in the delta front (unit 3), characterizing a tide-

influenced instead of a tide-dominated delta (e.g. Storms et al. 2005; Pontén and Plink-Bjorklund, 2007).

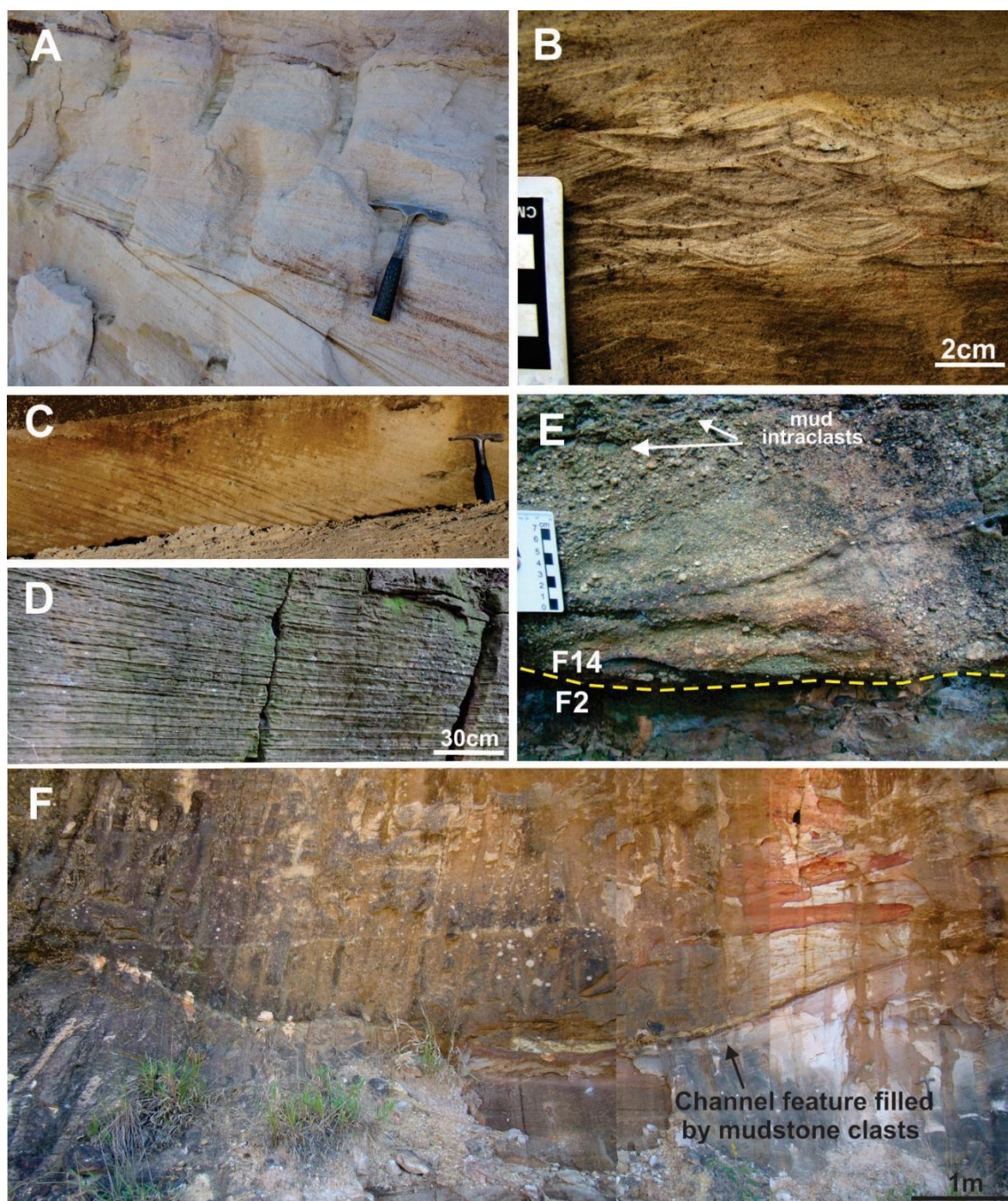


Figure 3.7: Outcrop photos of unit 4. (A-B) Trough cross-stratified sandstones (F10). (C) Medium-scale planar stratification in a medium-grained sandstone (F11). (D) Planar-stratified, medium-grained sandstone (F12). (E) Trough cross-stratified, pebbly sandstone. Note the abundant mud intraclasts concentrated at the top of bed. (F) Large-scale channel feature filled at the base by a centimetric level of mudstone clasts.

Paleocurrent data (see Fig. 3.3A) in unit 4 show a general paleoflow from northeast to southwest (233°). Nevertheless, it is observed data dispersion to southeast, northwest and northeast, the latter obtained mainly from current ripples (F5) and interpreted as result of tidal flow reversal. The variability of paleocurrents can be explained by channel avulsion process, frequent in fluvial or delta-plain settings characterized by distributary channel networks (e.g. North and Warwick, 2007; Cain and Mountney, 2009).

3.1.4.5. Unit 5 – Upper mass-transport deposits

Description

Unit 5 is continuously exposed across the study area as a thick (up to 25 m) succession of diamictites that forms the uppermost portion of the Taciba Formation (Fig. 3.2A-B). The lower and upper boundaries of unit are sharp, the latter corresponding to the subaerial unconformity that predates the postglacial fluvial deposits of the Rio Bonito Formation.

The bulk of unit is composed of massive diamictites (F1a; Fig. 3.8A) and diamictites with allochthonous blocks (F1d). It also includes a heterolithic interval, approximately 3 m thick at its middle-to upper portion (Fig. 3.3), which is composed of rhythmites (F3) and massive sandstones (F8). Diamictites range from clast-poor (< 5% clasts) to clast-rich (> 5%, sensu Hambrey and Glasser, 2012) with granules to boulders within a muddy to fine-grained sandy matrix notably finer than diamictites of unit 2. Clasts are mostly of granite and quartzite and subordinately of schist, amphibolite, mylonite, gneiss, syenite, diorite, silicite, quartz, feldspar, siltstone, sandstone and diamictite. Faceted, striated and bullet-shaped clasts are common

(Fig. 3.8B) and, in some cases, well-rounded clasts exhibit one or more sharp faces containing striations (Fig. 3.8E).

Diamictites of F1d contain abundant allochthonous blocks of fine to pebbly sandstones and rhythmites, with or without internal deformation. The blocks range in size from few centimeters to tens of meters (up to 20 m; Fig. 3.8C), dip in low angles and their borders may exhibit partial mixing with the matrix (Fig. 3.8D). Deformation structures occur both in the blocks and the matrix, comprising folds, faults and shear planes. Nevertheless, in many cases the primary structures of the resedimented blocks are easily recognizable (e.g. cross-stratification and horizontal lamination), resembling facies from the underlying units 3 and 4.

The top of unit 5 has a decametric level of well-developed paleosol and is truncated by the pre-Rio Bonito subaerial unconformity. The paleosol has a typical purple color (Fig. 3.8A), occurs as multiple horizons along the interval and presents root traces and peds.

Interpretation

The association of massive diamictites and diamictites with allochthonous blocks (F1a and F1d), the lack of traction-generated structures within sandstones (F8) and rhythmites (F3), the presence of plastic deformation and allochthonous blocks suggest that the deposition of unit 5 took place in a subaqueous environment by the action of mass-flows (e.g. Lowe, 1982; Mulder and Alexander, 2001), similarly to unit 2.

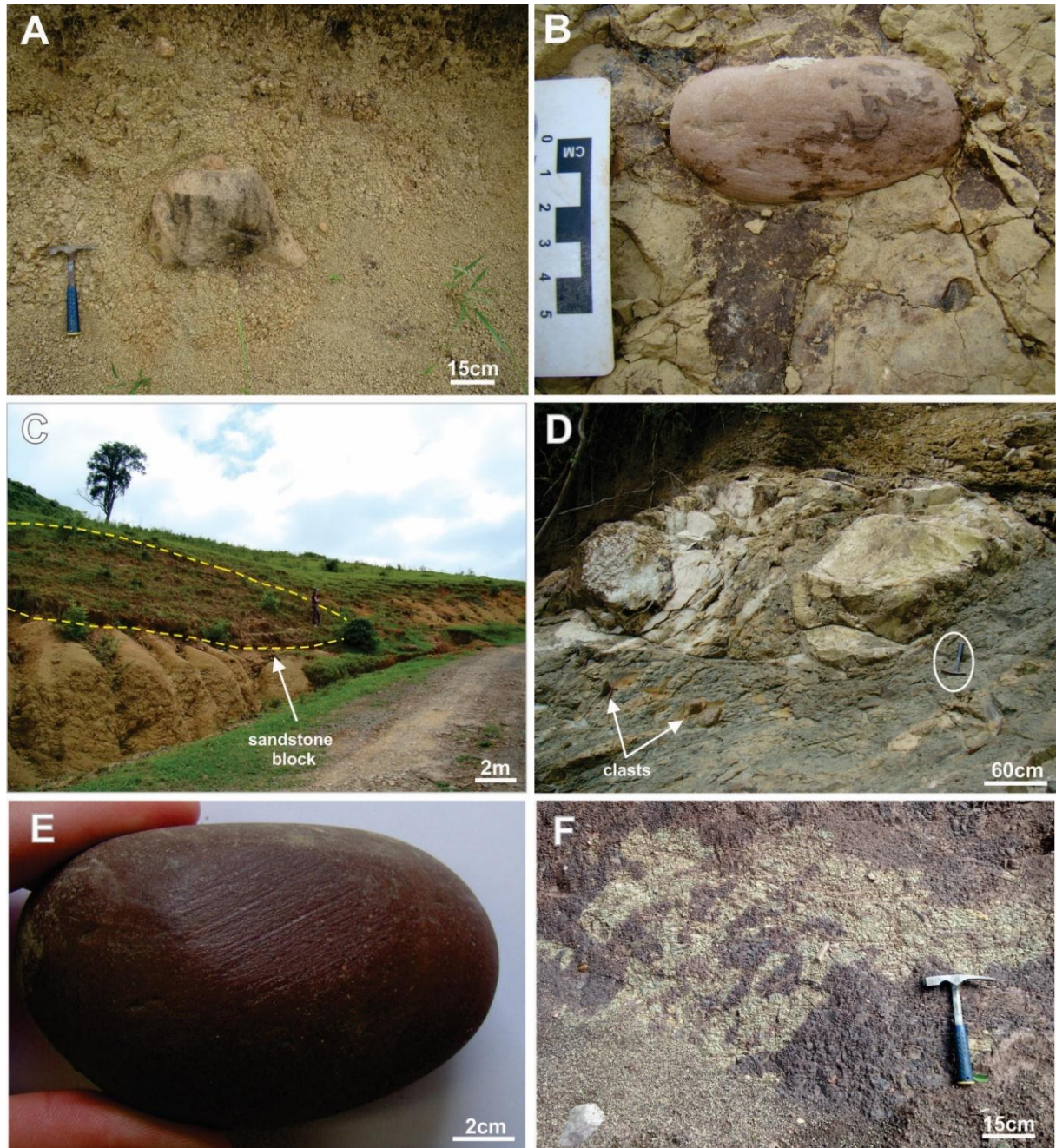


Figure 3.8: Main characteristics of unit 5. (A) Massive diamictite (F1a) exhibiting a boulder of granite. (B) Quartzitic striated clast within a massive diamictite (F1a). (C) metric-scale sandstone block showing low dip angle in F1d. (D) Sandstones allochthonous blocks from unit 4 immersed in the diamictite matrix (F1d). (E) Detail of a well-rounded clast found in F1d, showing a sharp and striated face. (F) Paleosol level with a typical purple color developed at the top of the upper diamictite.

Diamictites of F1d display penecontemporaneous deformation features (allochthonous blocks, folds, faults and shear planes) and are interpreted as mass-transport deposits resulting from the resedimentation of the previously deposited units. The presence of deformation structures within rafted blocks and diamictite

matrix points to the dominance of slumps as the main re-sedimentation process. Blocks with no visible internal deformation imply in a semi-consolidated state of the sediment prior instabilization (e.g. Nemec et al., 1988; Carvalho and Vesely, 2016). The sharp basal contact of unit 5 above deltaic facies of unit 4 can be interpreted as the basal slip surface of the mass-transport deposit, suggesting that part of the blocks may have been incorporated from beneath by scouring. As in unit 2, glacially-transported striated/faceted clasts were probably emplaced originally as ice rafted debris and subsequently re-sedimented by slumps and debris flows.

3.1.5. Sediment dispersion patterns

A total of 728 paleocurrent data was obtained from cross stratification and current ripples in sandstones and rhythmites of units 1, 3 and 4. In addition, penecontemporaneous deformation structures measured in mass-transport diamictites were also used as paleoslope dip direction indicators.

The rose diagrams of figure 3.9B that encompasses all measurements from units 1, 3 and 4, reveals a main SSW paleocurrent direction and a subordinate NE trend. In figure 3.10, mean vectors are placed with respect to their geographic location in order to illustrate potential spatial variability. Trough cross-stratified facies in subaqueous outwash deposits (unit 1) present paleocurrents to SE and W, with a mean vector to the SSW (Fig. 3.9A) and no significant spatial variability (Fig. 3.10), pointing to meltwater streams flowing roughly from NE to SW.

Tide-influenced deltaic deposits of units 3 and 4 also show a strong SW/SSW pattern, but in this case the secondary NE vector is more discernible (unit 3) and data have a higher degree of dispersion (unit 4) and a higher spatial variability when compared to unit 1 (Fig. 3.10). According to facies interpretation, the NE trend can be

explained by the influence of flood tidal currents acting in the delta front and lower delta plain. The higher degree of dispersion observed in delta-plain deposits of unit 4 can be a result of sinuosity and the divergent style of distributary channels. Furthermore, paleocurrents to the NE are concentrated in the NW sector of the study area (Fig. 3.10), where the strongest evidence of tidal modulation, such as ripples with flow reversals and mud drapes, were found. It can be interpreted that the SW-directed paleocurrents of units 3 and 4 reflect the main fluvial transport and sense of delta progradation. This trend is the same as those observed by Zacharias (2004) in the Rio Bonito Formation in the same area of the present study, in which incised valley-fill fluvial facies present paleocurrents to the SW (Fig. 3.3 and 3.10).

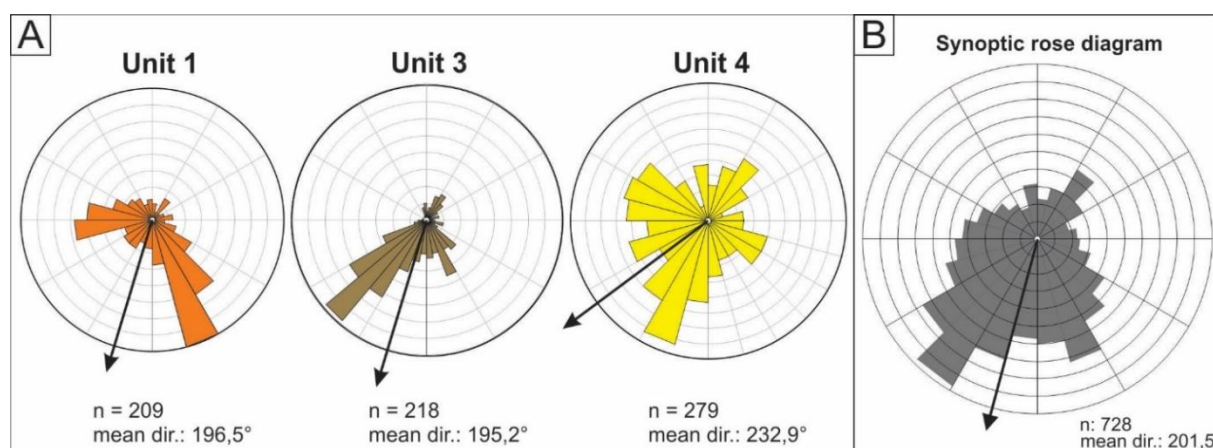


Figure 3.9: (A) Rose diagrams of units 1, 2 and 3. (B) Synoptic rose diagram including all paleocurrent data from units 1, 3 and 4.

Slump-generated deformation within stratified, heterogeneous diamictites in the SW and NE sectors of the study area (P03 and P116) were analyzed to infer paleoslope dip azimuth associated with mass-transport (Fig. 3.11 and 3.12). Data from stratification, fold axes and axial planes determined that the mean paleoslope strike was oriented NW (Fig. 3.11 and 3.12), which gives two possible MTD transport directions to NE and SW. In both outcrops, the dominant fold vergence observed in the field and calculated stereographically constrain the MTD transport towards the

SW, assuming that folds verge in the downslope direction (e.g. Woodcock, 1979). This is parallel to the sediment transport direction estimated by paleocurrents, indicating that sedimentation took place onto a depositional surface dipping to the SW and that glacially-derived debris (striated clasts within MTD and outwash sand/gravel) were sourced from the NE.

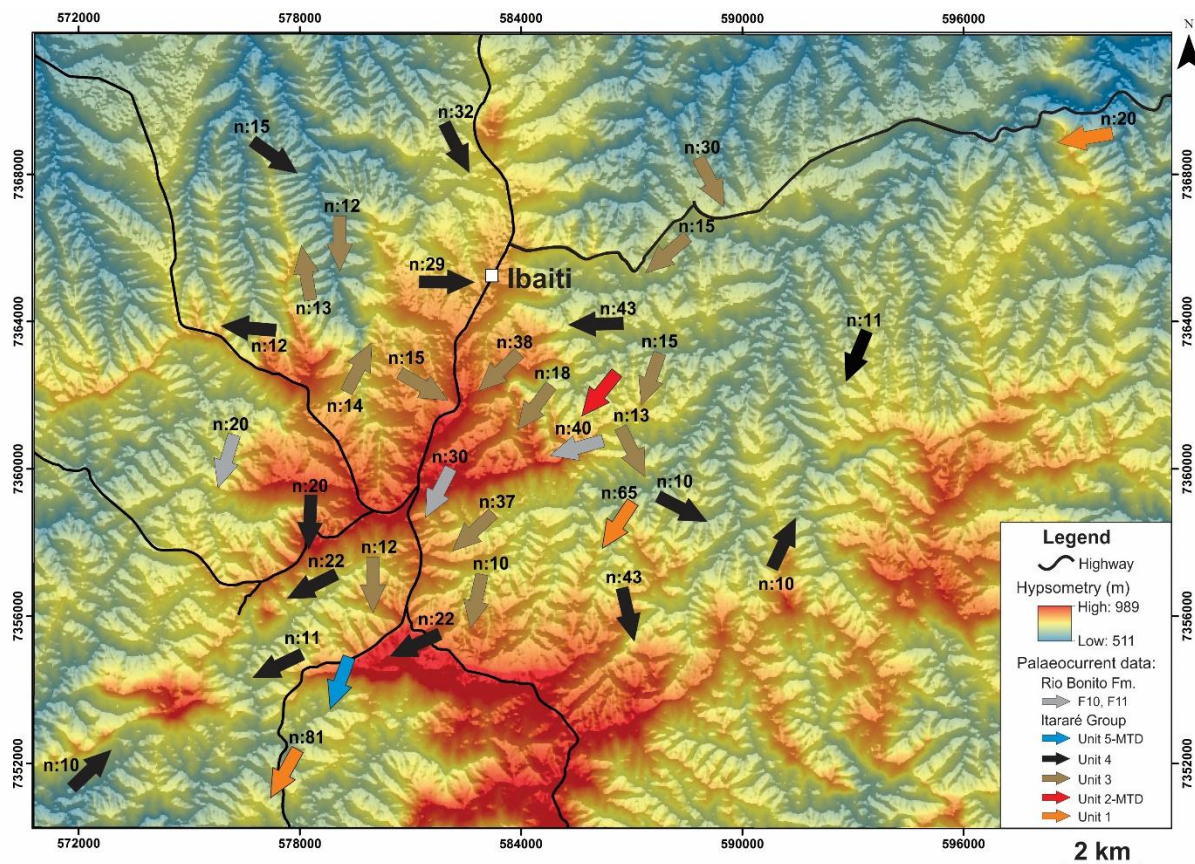


Figure 3.10: Distribution of paleocurrent data for the upper Itararé Group and lower Rio Bonito Formation in the study area. Grey arrows represent paleocurrent directions taken from Zacharias (2004); U= unit.

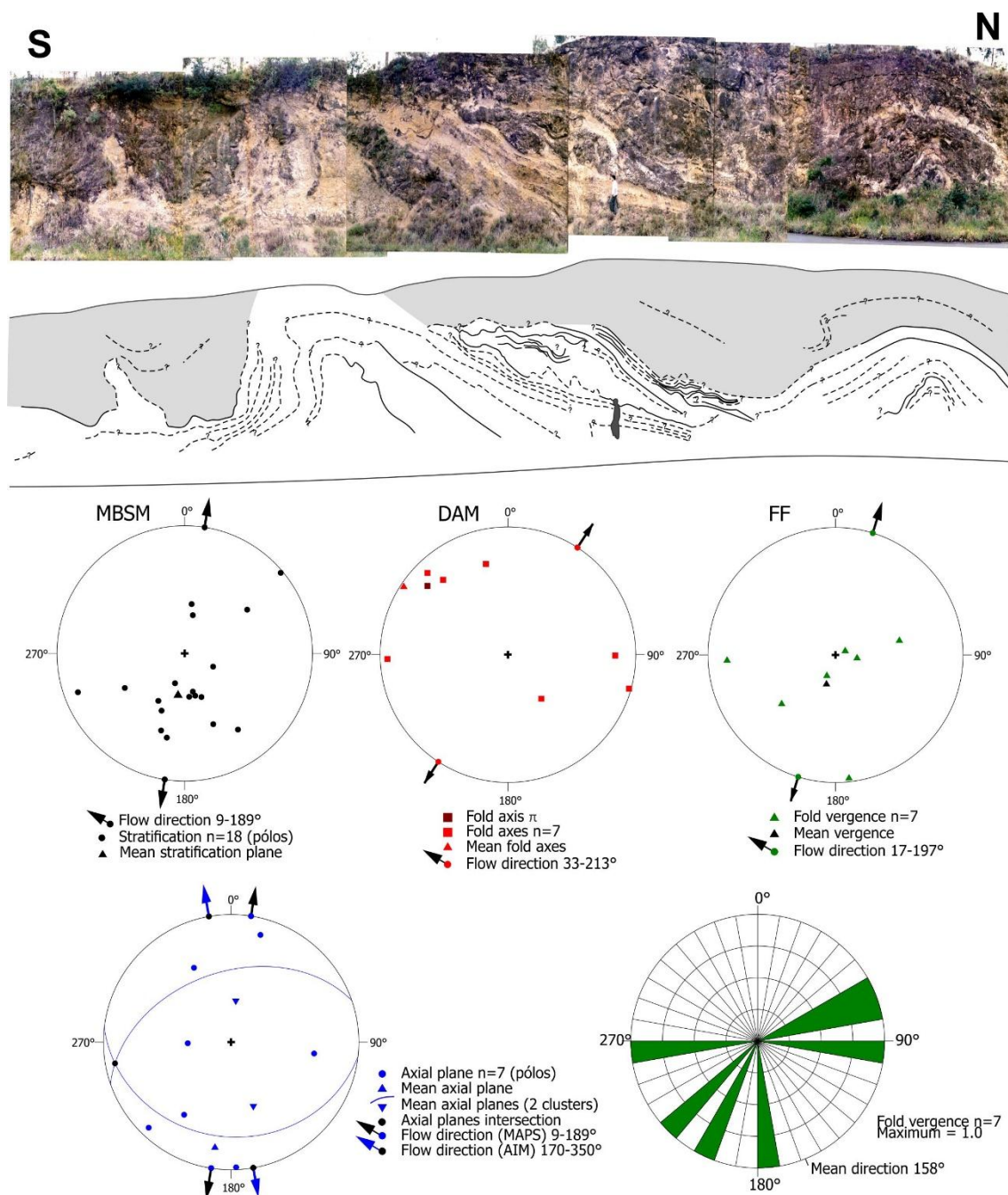


Figure 3.11: Photomosaic of mass transport diamictite showing metric-scale slump folds crop out in PR-090 road cut, outcrop 116 (above), and respective interpretation (beneath). Stereograms display slump fold orientations according to the different applied methods.

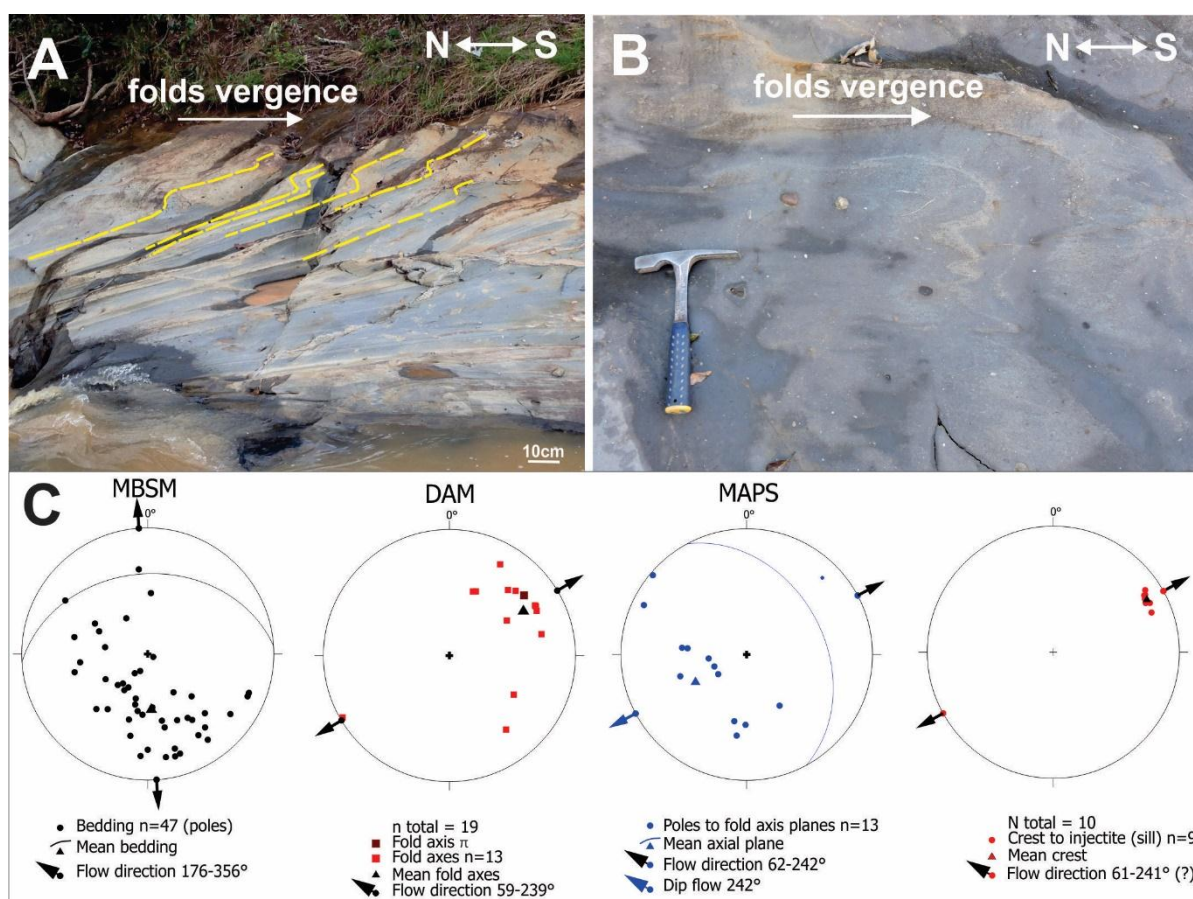


Figure 3.12: Paleo-mass transport analysis for the outcrop 03. (A) Metric slump folds with southwest vergence. (B) Cm-scale slump folds, marked by the sand-rich layers of F1c. Stereograms display slump fold orientations according to the different applied methods.

3.1.6. Discussion

3.1.6.1. Depositional history

Overall, the studied succession accumulated in nearshore to relatively deepwater settings under the influence of an ice margin. This is supported by the presence of: 1) subaqueous mass-transport deposits holding faceted/striated clasts, 2) dropstones in most of the succession, 3) hyperconcentrated-flow deposits, 4) trace fossils of *Helminthoidichnites tenuis* attributed to subaqueous environment and 5) sedimentological evidence of tide influence such as mud-draped foresets, and flow reversals. Furthermore, the occurrence of the algae *Tasmanites sp.*, *Deusilites tenuistriatus* and *Leiosphaeridia sp.* indicates that deposition occurred in a marine-

influenced environment (e.g. Kane, 1968; Revill et al., 1994; Souza, 2006; Telnova, 2012).

The entire succession was deposited in the Early Permian, according to the identified palynological assemblage. Recognized species are correlated to the basal *Protohaploxylinus goraiensis* Subzone of the *Vittatina costabilis* Interval Zone (VcZ), that encompasses the uppermost deposits of the Itararé Group and the base of the post-glacial Rio Bonito Formation (Souza and Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006). This subzone is attributed to the Early Permian (Early Cisuralian) and is characterized by the dominance of monosaccate pollen grains, a significant increase of taeniate grains (mainly *Protohaploxylinus* spp.), apart from the appearance of polyplicate pollen (*Vittatina* spp.).

Through the recognition of the stratigraphic stacking of the five units, it is possible to interpret the local depositional history and to infer its relationship with ice-margin fluctuations and base-level changes in a much higher resolution than previously described (e.g. Vesely and Assine, 2006). Regionally, the observed stacking patterns can be traced westward from the outcrop belt via correlation with gamma-ray logs from oil exploration wells (Fig.3.13). Eight evolutionary stages can be thus recognized, each marked by variable depositional trends and degrees of glacial influence on deposition (Fig. 3.14).

Stage I comprises subaqueous outwash deposits of unit 1, accumulated in front of a grounded marine glacier, and records a moment during which the ice margin were relatively close to the depositional site. A stagnant to retreating ice margin is corroborated by the absence of ice-push structures or any apparent ice-contact zone (e.g. Kneller et al., 2004). This phase is dominated by conglomerates and poorly sorted sandstones deposited by hyperconcentrated flows and bedload-

dominated underflows derived from meltwater jets (Powell and Cooper, 2002). Massive diamictites and mudstones were formed by rapid settling from meltwater buoyant plumes along with the introduction of ice-rafted debris (Powell, 1990; Henry et al., 2010; Koch and Isbell, 2012).

Subaqueous outwash or grounding-line fan deposits have been reported in several late Paleozoic Gondwanic successions in both confined and unconfined glacial settings (e.g. Visser et al., 1987; von Brunn, 1996; Kneller et al., 2004; Vesely and Assine, 2006; Henry et al., 2012; Koch and Isbell, 2012; Aquino et al., 2016). In such ice-proximal glaciomarine environments, isostatic subsidence promoted by ice loading were probably of primary importance in increasing accommodation in the ice marginal zone (e.g. Boulton, 1990; Brookfield and Martini, 1999) in order to build a thick succession of outwash deposits.

As the ice retreated, isostatic rebound outpaced deglacial eustatic rise causing a rapid relative sea-level fall (e.g. Boulton, 1990; Nemeč et al., 1999; Massari et al., 1999; Powell and Cooper, 2002; El-ghali, 2005; Cummings et al., 2011; Nutz et al., 2015; Dietrich et al., 2016). Therefore, in stage II, previously accumulated outwash and rainout deposits became unstable, were reworked and redeposited via slumps and debris flows forming mass-transport diamictites with allochthonous blocks of conglomerates and sandstones. Sea-level fall has been regarded as an important trigger mechanism for mass failure in continental margins and delta-front slopes once it causes a drop in wave base leading to instabilization at the shelf margin (e.g. Rothwell et al., 1998; Catuneanu, 2006; Berton and Vesely, 2016; Guan et al. 2016). However, other trigger mechanisms to mass-flow initiation, as seismic activity (e.g. Nielsen and van Weering, 1998; Olafiranye et al., 2013), presence of hydrates (Sultan et al., 2004; Moscardelli et al., 2006), high

sedimentation rates (e.g. Nemeč et al., 1988; Carvalho and Vesely, 2016) are also known.

Furthermore, studies of modern mass-transport deposits have been recognizing the relationship between retreating ice margins and triggering of mass failure (e.g. Laberg et al., 2006; Twichell et al., 2009). The isostatic-readjustment of the landmasses due to the ice melting can induce earthquakes of different intensities. These movements, in turn, can start mass-movements in sediments previously destabilized by other mechanisms as excess pore pressure, gas hydrate dissociation and others.

In well logs, a fining-upward succession equivalent to units 1 and 2 can be easily recognized and laterally correlated, suggesting that the depositional trend that characterizes stages I and II has areal significance (several tens to hundreds of km) and is not only a result of local factors. The top of this fining-upward succession is marked in the study area, by a relatively thin level of dropstone-bearing shale immediately above diamictites of unit 2, which corresponds to a prominent peak in gamma-ray logs (Fig. 3.13 and 14). It is interpreted as a regional maximum flooding surface (stage III) reflecting an increase in water depth that happened probably when the rate of glacio-eustatic rise overcame the rate of glacio-isostatic rebound (e.g. Boulton, 1990; Dietrich et al., 2016) resulting in a marine transgression.

In stage IV, sediment supply outpaced relative sea level rise leading to a normal regression accompanied by deltaic progradation towards the southeast. This progradation includes from base to top, rhythmites (unit 3; prodelta to delta front) and sandstones (unit 4; delta plain) (Fig. 3.14). The deltaic system was controlled by river process, with localized tidal influence, that decreases upward. During this stage, glacial influence was minimum and limited to scattered and small dropstones that

occur at least until the top of unit 3. The fact a delta plain has developed suggests a terrestrial ice margin relatively far from the study area. Stage IV normal regressive succession extends for hundreds of kilometers both westwards and southeastward as shown by coarsening-upward motifs observed in well logs (Fig 3.13), pointing to regional rather than local control on its development.

The subaerial deltaic deposits formed during late stage IV are sharply succeeded by a new phase of subaqueous mass-flow diamictite emplacement (unit 5), a stratigraphic relationship that requires a considerable increase in water depth. Considering that diamictites of unit 5 hold abundant faceted/striated clasts, it is interpreted that water-depth increase was caused by a new phase of ice-margin advance and glacio-isostatic subsidence, constituting what is here denominated as stage V (e.g. Boulton, 1990; Brookfield and Martini, 1999). Direct (depositional, erosional or deformational) evidence of this glacier advance are not preserved in the study area, but glaciotectonic deformations described by Rocha-Campos et al. (2000) in the same stratigraphic level (few meters below the Rio Bonito Formation) 350 km northeastward of the study area (Cerquilha locality) are probably associated to this event. According to the kinematic analysis of folds and shear planes performed by Rocha-Campos et al. (2000), paleo-ice flow was towards the southwest. Considering that subglacial and ice-marginal deposits were not identified in the study area in this stratigraphic position, it can be assumed that the ice margin did not reach Ibaity during stage V. Instead, this area probably experienced very low glaciomarine sedimentation rates during this stage, consisting of fine-grained sediment and ice-rafted debris subsequently remobilized by mass flows.

A subsequent ice-margin retreat led to a new phase of isostatic rebound and base level fall (stage VI). This stage comprises thick mass-flow diamictites of unit 5

that, like in stage II, were probably triggered by the glacio-isostatic rebound. The presence of up to 20 m-large rhythmite and sandstone blocks from units 3 and 4 within mass-transport diamictites suggests strong basal scouring and incorporation of this deposits in the diamictite matrix during the flow displacement (e.g. Moscardelli et al., 2005; Lamarche et al., 2008; Suss, 2014; Buso et al., 2015; Fig.3.14).

Stage VII was due to continued base-level fall that led to paleosol development on top of unit 5, indicated mainly by root traces and peds. Root traces are evidence that the diamictite was subaerially exposed and colonized by plants (Retallack, 1988). The subaerial unconformity with incised valleys that delineate the contact between the Taciba and Rio Bonito formations can be also attributed to this stage as proposed by Zacharias and Assine (2005).

The postglacial sea-level rise (Stage VIII; Milani et al., 2007; Zacharias and Assine, 2005) allowed the filling up the incised valleys formed late in the stage VII by fluvial and tidal plain facies associations that corresponds to the basal portion of the Rio Bonito Formation (Zacharias and Assine, 2005; Fig. 3.14).

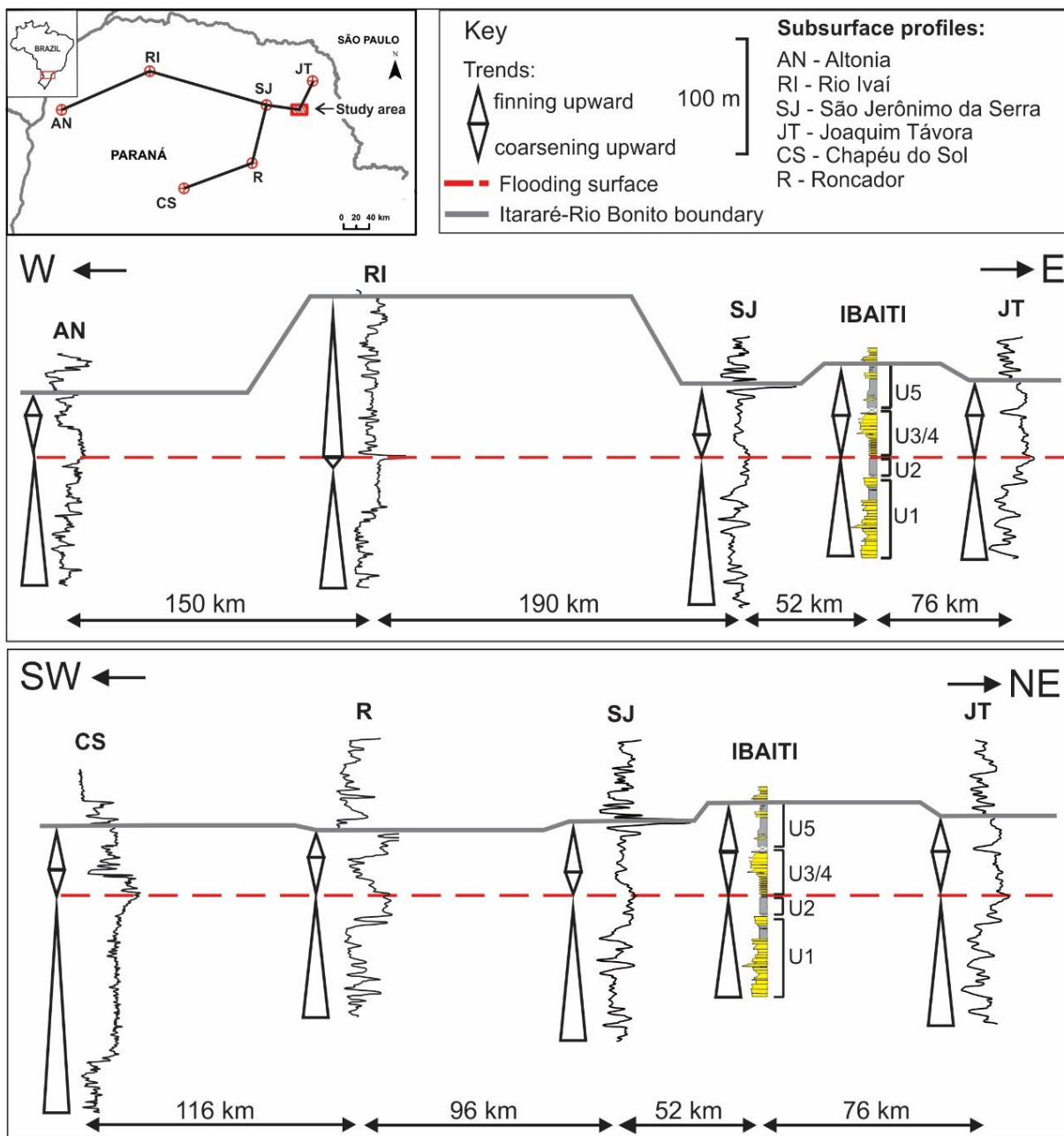


Figure 3.13: Correlation of the upper Itararé Group in east-west and southwest-northeast cross-sections in the central portion of the Paraná Basin.

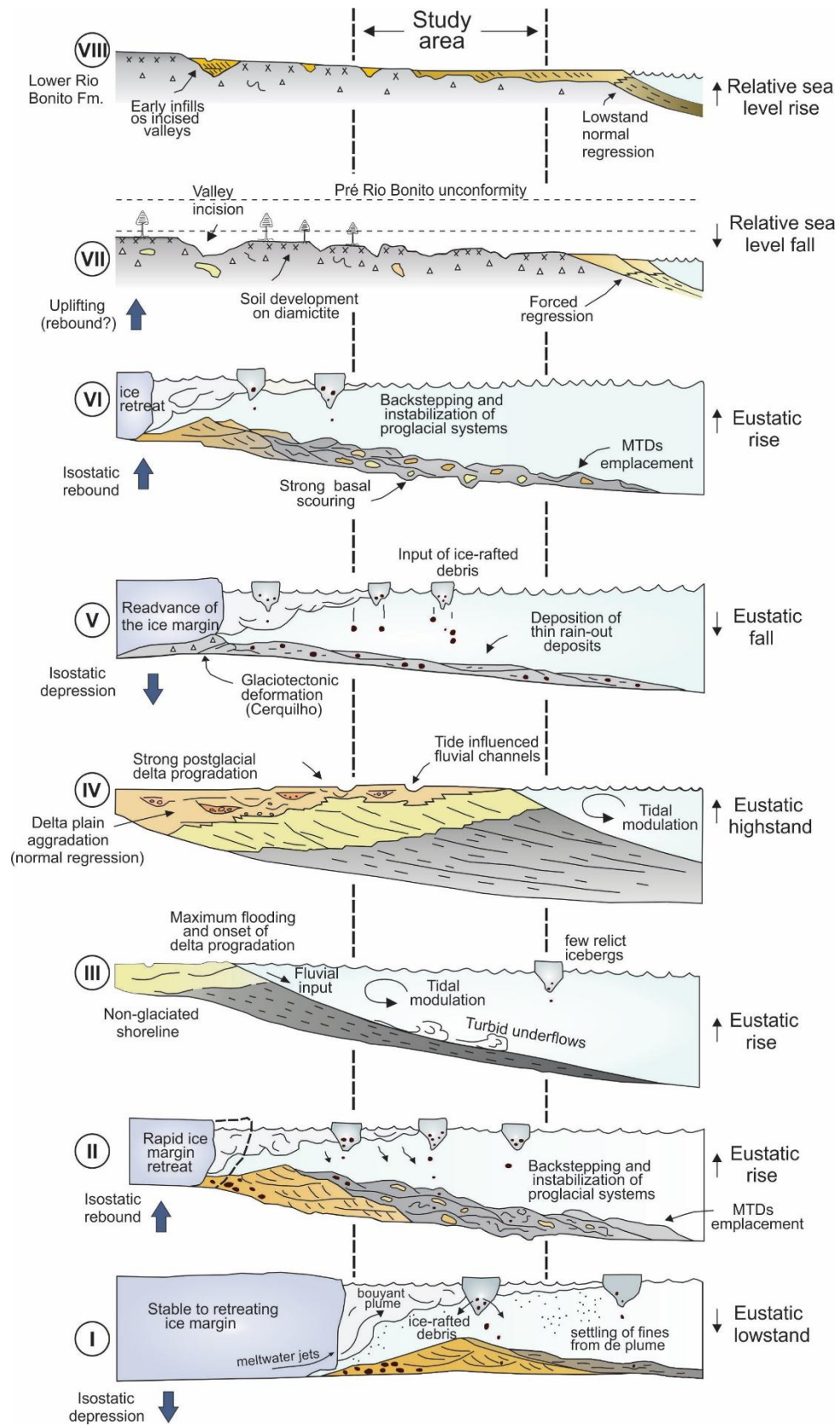


Figure 3.14: Inferred paleodepositional settings for the evolutionary stages recognized in the studied area.

3.1.6.2. Glacial paleogeography

With very few exceptions, confident information relative to paleo-ice flow directions in the Paraná Basin are restricted to subglacial landforms onto the preglacial substrate and soft-sediment grooving within Pennsylvanian strata (see Rosa et al., 2016 for a recent review). These data show consistent trends to the N and to the NW throughout the eastern border of the basin, pointing to Carboniferous ice sources located to the east (Windhoek Highlands, Santos et al., 1996) and to the south (Fig. 3.1). However, results from the present study indicate that a different glacial paleogeography probably existed in the early Permian, suggesting migration of ice-spreading centers with time during the LPIA.

The outwash systems at the base of the studied interval were deposited in the opposite direction from a retreating glacier. Cross-stratification in meltwater-related facies indicates that the outwash fans were built from the NE/NW to the SW/SE, suggesting thus an ice margin located north of the study area. Deltaic deposits also show predominant fluvial-derived paleocurrents towards the SW, implying in a catchment area located to the NE. In the study area, this trend of sediment transport is restricted to the youngest of the five depositional sequences of the Itararé Group, once paleocurrents in lower stratigraphic levels are to the NW and NE (Vesely and Assine, 2006). On the other hand, the paleocurrents presented here have the same direction than those obtained from postglacial fluvial facies of the lowermost Rio Bonito Formation (Zacharias and Assine, 2005).

Besides paleocurrent indicators, penecontemporaneous deformation structures within diamictites interbedded with outwash and deltaic deposits indicate paleo-mass transport to the southwest, indicating a paleoslope dipping to the SW during the deposition of the upper Itararé Group. Mass-transport deposits of units 2

and 5 exhibit faceted and striated clasts that suggest a glaciogenic protolith located to the northeast prior to resedimentation. Therefore, the group of evidence presented here strongly suggests an ice source positioned NE of the study area during the early Permian and paleo-ice flow to the SW.

In the Cerquilho region, 350 km northeast of the study area, Rocha-Campos et al. (2000) described pos-depositional deformation (recumbent and drag folds, shear surfaces, faults and shear lamination) below subglacial tillites and interpreted them as of glaciotectonic origin. The features occur in the upper part of the Itararé Group less than 20 m beneath its contact with the post-glacial Tatuí (Rio Bonito) Formation. Deformational structures show a predominant vergence to the SSW and, according to the authors, are related to glacier advance onto soft sediments of the upper Itararé Group. On the basis of its stratigraphic position and kinematics, the above mentioned occurrence is interpreted here as part of the same glacial episode that gave rise to the upper diamictite unit (stages V and VI; Fig. 3.14). The palinological assemblage described by Souza (2000) in the Cerquilho locality, like in the present study, is attributed to the early Permian, mainly on the basis on the occurrence of *Vittatina* sp. In view of the glacial paleogeography, the study area would thus consist in a more distal setting in relation to the Cerquilho locality. Besides, crescentic fractures in polished and striated pavements in the late Paleozoic and glaciogenic Santa Fé Group of the Sanfranciscana Basin (northeast Brazil), were reported by Campos and Dardenne (2000), attesting a paleo iceflow direction towards the SSW. This occurrence possibly represent a glacial episode correlated with the documented here.

Our findings lead to the conclusion that an important paleogeographic change happened in the Paraná Basin still during the glacial phase and not only in

postglacial times as previously suggested (e.g. Milani, 2004; Zacharias and Assine, 2005). This change has been attributed to a major tectonic activation that caused uplifting in the northern part of the basin and migration of the main depocenter to the south (Milani and Ramos, 1998; Milani, 2004). The creation of relief associated to this event may have put land above the equilibrium-line altitude leading to glaciation (e.g. Isbell et al., 2012).

The map of figure 3.15 illustrates the interpreted paleogeographic scenario for the youngest (early Permian) late Paleozoic glacial deposits of the Paraná Basin and adjacent areas. An ice source to the north is indicated based on results from the present paper plus previous data presented by Rocha-Campos et al. (2000) and Campos and Dardenne (2002). On what extent the south-derived Pennsylvanian ice lobes were still active in the early Permian is still open for debate. At least in the study area, no evidence of ice coming from the Windhoek Highlands (Namibia) during the early Permian could be found. The scenario depicted herein does not support the traditional view of large and long-lasting ice sheets advancing throughout the Paraná Basin. In contrast, it corroborates the existence of smaller and diachronous ice centers controlled by tectonically-driven paleotopography (Isbell et al., 2012; Vesely et al., 2015).

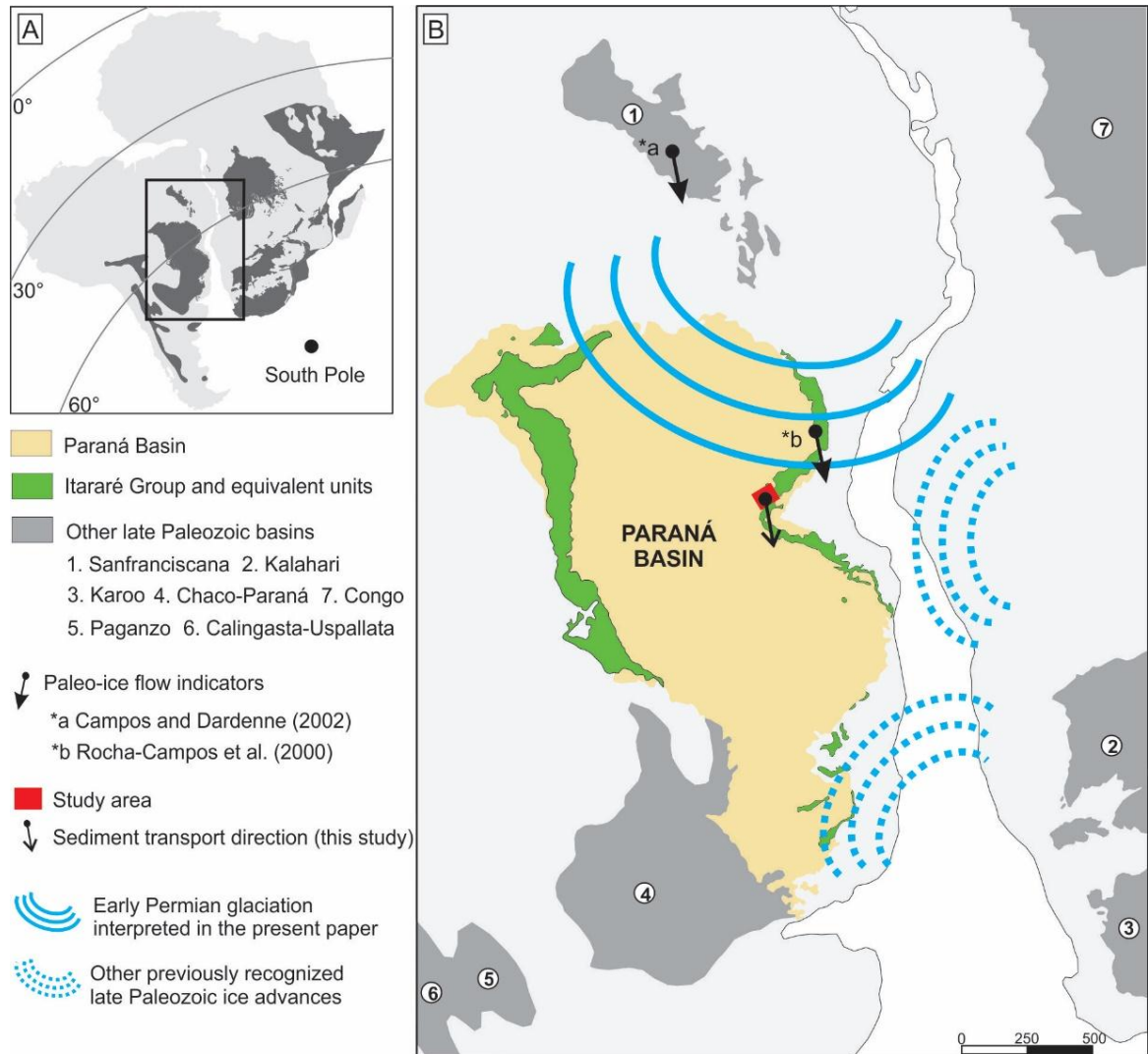


Figure 3.15: Paleogeographic scenario of the Paraná Basin during the early Permian and the interpreted ice-spreading center located to the northeast of the basin.

3.1.7. Conclusions

From the analysis of the early Permian succession of the Paraná Basin, some general conclusions can be enumerated concerning the final stages of the LPIA in this region of SW Gondwana:

- Five genetically related facies associations or units constitute the examined succession and were deposited in nearshore to relatively deepwater settings under the influence of at least two episodes of ice-margin advance within the basin;

- Subaqueous outwash deposits were accumulated early in the depositional history of this interval and record deposition by a combination of meltwater discharge, suspension settling, ice rafting and mass movement in front of a grounded marine glacier;
- Although some aspects of diamictites of units 2 and 5 point to a glacial affinity (e.g. bullet-shaped and striated clasts, dropstones), both units consist of mass transport deposits resulting from the resedimentation of glacially-derived debris and previously accumulated deposits.
- The depositional history interpreted for the studied succession demonstrates the importance of glacioisostatic forces in creating accommodation at the proglacial zone and as trigger for slope instability and the emplacement of mass-transport deposits.
- The spores and pollens assemblage of units 2 and 3 allow to place the upper Itararé Group in the early Permian (Early Cisuralian), showing that this area of the basin kept glaciated after the Pennsylvanian.
- Paleocurrent indicators and penecontemporaneous deformation structures indicate a general paleoflow to the southwest, which implies in a glacial source located to the northeast, different from the lower (Pennsylvanian) levels of the Itararé Group.

3.2. Palinoestratigrafia

A análise palinológica das amostras de diamictito e ritmito indicou a presença de uma assembleia palinológica relativamente abundante e diversificada, com grau de preservação variado. Um total de 35 esporomorfos foi identificado, dentre os quais 19 espécies são referentes a esporos e 16 a grãos de pólen, além de 7 elementos constituintes do microplâncton. De forma geral, há um equilíbrio entre grãos de pólen e esporos nas referidas amostras. Na tabela 1 são apresentadas as distribuições de cada espécie por nível estratigráfico na seção estudada.

Os táxons mais abundantes são esporos cingulizados (*Vallatisporites* e *Cristatisporites*) e apiculados (*Horriditriletes*), além de grãos de pólen poliplicados (*Vittatina*) e bissacados teniados (*Protohaploxypinus* e *Illinites*). De maneira subordinada, são registrados também grãos de pólen monossacados (*Cannanoropolis* e *Plicapollenites*) e bissacos não teniados (*Limitisporites*), assim como representantes do microplâncton (Figura 13).

3.2.1. Associações paleoecológicas

A assembleia palinológica estudada pôde ser dividida em associações paleoecológicas, ao se considerar que os palinomorfos refletem as condições paleoecológicas da planta-mãe, estas indicadas pela necessidade de água (Longhim, 2007).

- **Associação hidrófila**, representada por algas da classe Chlorophyceae (gênero *Botryococcus*), classe Zygnemaphyceae (gêneros *Pilasporites* e *Brazilea*), classe Prasinophyceae (gêneros *Leiosphaeridia* e *Tasmanites*) e acritarcos (*Deusilites* e *Navifusa*). As algas *Pilasporites* e *Brazilea* foram reunidas no “Complexo *Pilasporites*”, cujas formas apresentam características semelhantes, com variações que podem representar estágios diferentes no ciclo de vida (Felix, 2012). Os gêneros *Leiosphaeridia*, *Tasmanites* e *Deusilites* representam algas abundantes em mar aberto e de baixa ocorrência em ambientes costeiros, enquanto o gênero *Botryococcus* é mais comum em águas doces, mas também ocorre em ambientes mais estressantes, de água salobra e rasa (Tyson, 1995; Longhim, 2007; Telnova, 2012). A associação possui registro em depósitos do Carbonífero superior (Pensilvaniano) e Permiano da Bacia do Paraná;

Tabela 1: Listagem dos táxons (esporos, grãos de pólen e elementos do microplâncton) descritos na porção superior do Grupo Itararé em Ibaiti-PR.

Palinomorfos	Amostras		
	RE-01	RE-02	RE-03
Esporos			
<i>Calamospora hartugiana</i> Schopf in Schopf, Wilson & Bentall 1944		x	
<i>Calamospora liquida</i> Kosanke, 1950		x	
<i>Calamospora</i> spp.	x	x	
<i>Cristatisporites crassilabratus</i> Archangelsky e Gamero 1979		x	
<i>Cristatisporites</i> sp. cf. <i>C.inconstans</i> Archangelsky e Gamero 1979		x	
<i>Cristatisporites</i> spp.	x	x	
<i>Densosporites</i> sp.			x
<i>Dibolisporites</i> sp.		x	
<i>Horriditriletes</i> spp.	x	x	x
<i>Horriditriletes uruguensis</i> (Marques-Toigo) Archangelsky & Gamero 1979		x	x
<i>Laevigatosporites vulgaris</i> Ibrahim 1933			x
<i>Punctatisporites gretensis</i> Balme e Hennelly 1956		x	
<i>Punctatisporites</i> spp.		x	
<i>Spelaeotriletes</i> sp.	x	x	
<i>Vallatisporites</i> sp.	x	x	x
<i>Vallatisporites arcuatus</i> (Marques-Toigo) Archangelsky e Gamero 1979		x	
<i>Vallatisporites ciliares</i> (Luber) Sullivan 1964		x	x
<i>Vallatisporites vallatus</i> Hacquebard 1957			
<i>Verrucosisporites</i> sp.			x
Grãos de pólen			
<i>Colpisaccites</i> sp.		x	
<i>Cananoropollis</i> sp.		x	
<i>Cycadopites</i> sp.		x	x
<i>Ilinites unicus</i> Kosanke, Jansonius & Hills 1976.	x	x	x
<i>Limitisporites</i> sp.		x	
<i>Mabuitasaccites crucistriatus</i> (Ybert) Playford & Dino 2000		x	
<i>Meristocarpus</i> sp.	x		
<i>Plicapollenites</i> spp.	x	x	x
<i>Plicapollenites densus</i> (Lele) Bosee Maheshwari 1968	x		
<i>Plicapollenites malabarensis</i> (Potonié e Sah) Foster 1975	x		
<i>Protohaploxypinus</i> spp.	x	x	
<i>Protohaploxypinus limpidus</i> (Balme & Hennelly) Balme & Playford 1967		x	
<i>Protohaploxypinus bharadwajii</i> Foster 1979		x	
<i>Striomonosaccites</i> sp.	x		
<i>Vitattina</i> spp.	x	x	x
<i>Vitattina subsaccata</i> Samoilovich 1953	x		
Microplâncton			
<i>Botryococcus braunii</i> Kützing 1849			x
<i>Deusilites tenuistriatus</i> Gutiérrez, Césari & Archangelsky 1997	x		
<i>Deusilites</i> sp. cf. <i>D. tenuistriatus</i>	x		
<i>Leiosphaeridia</i> sp. Eisenack 1958		x	
<i>Navifusa variabilis</i> Gutiérrez e Limarino	x	x	x
<i>Tasmanites</i> sp. Newton 1875			x
Complexo <i>Pilasporites</i>		x	x

- **Associação hidro-higrófila**, composta por esfenófitas (gênero *Calamospora*) e licófitas (gêneros *Cristatisporites* e *Vallatisporites*), oriundas de plantas de ambiente aquático, terras baixas, total ou parcialmente inundadas (Souza, 2000);
- **Associação higo-mesófila**, representada por filicófitas (*Punctatisporites*, *Horriditriletes*) e glossopteridófitas (gênero *Protohaploxypinus*), que estariam relacionadas a ambiente entre terras baixas e altas, ocupando áreas marginais a pântanos e locais mais secos de planícies;
- **Associação meso-xerófila**, constituída por coníferas/cordaitaleanas e representadas por grãos de pólen monossacados e bissacados, como os gêneros *Cannanoropolis*, *Limitisporites*, *Plicatipollenites* e *Vittatina*. As plantas-mãe habitariam regiões relativamente mais altas e menos drenadas que as associações anteriores (Souza, 2000).

A maioria do registro fóssil das algas *Chlorococcales*, da classe *Chlorophyceae*, deriva de sedimentos que foram acumulados em ambientes de água doce ou sob forte influência desta. As algas da classe *Zygnemaphyceae* (*Pilasporites* e *Brazilea*) apresentam tolerância a diferentes tipos de ambientes aquáticos, desde águas doces até águas salobras ou marinhas. Já as algas da classe *Prasinophyceae* são atribuídas principalmente a ambientes marinhos (Tyson, 1995; Felix, 2012).

D. tenuistriatus é frequentemente registrado em estratos Permo-Carboníferos da América do Sul, a partir de associações de ambientes não-marinhos de baixa salinidade, caracterizada por *Botryococcus*, como na Argentina (Gutiérrez *et al.*, 1997) e também associada com fósseis marinhos, como foraminíferos (Souza *et al.*, 2003) e pelecípodes (di Pasquo *et al.*, 2003), em depósitos glaciais do Grupo Itararé.

Nas seções do Carbonífero superior-Permiano Inferior da Depressão do Cáspio, as transgressões máximas mostram correspondência no tempo com o pico de abundância de *Tasmanites* (Efremova, 1990). No início da fase regressiva, que levou à redução dos nutrientes e aumento da salinidade das lagoas costeiras, a

abundância de *Tasmanites* é fortemente reduzida. *Tasmanites* não é abundante em ambiente de recife, e mostra prosperar perto de áreas de vulcanismo, em ambientes localmente enriquecido por material biogênico associado com cinzas vulcânicas (Efremova, 1990).

A espécie *Tasmanites sp.* foi encontrada apenas em ritmitos de frente deltaica (amostra RE-03), que representam, entre as amostras analisadas, a menor influência glacial em sua deposição. Explica-se a ausência da espécie nas outras amostras pela sua preferência por climas amenos e com recuo pronunciado ou total de margens glaciais (Daemon et al., 1996; Souza, 2000).

3.2.2. Bioestratigrafia, idade e correlação

Segundo Souza e Marques-Toigo (2003; 2005) e Souza (2006), o Paleozoico Superior da Bacia do Paraná, em termos palinoestratigráficos, comporta quatro Zonas de Intervalo, nomeadas em ordem estratigráfica ascendente como: *Ahrensiporites cristatus* (ZAc), *Crucisaccites monoletus* (ZCm), *Vittatina costabilis* (ZVc) e *Lueckisporites virkkiae* (ZLv).

A ZVc é marcada pelo aparecimento das espécies do gênero *Vittatina* (*V. Saccata*, *V. subsaccata*, *V. Costabilis*, *V. Vittifera*), espécies de *Protohaploxypinus* (*P. goraienses*, *P. limpidus*), *Fusacolpites fusus* e *Illinites unicus*. Esta Zona é subdividida nas subzonas *Protohaploxypinus goraiensis* (SzPg) e *Hamiapollenites karroensis* (SzHk). Espécies restritas a SzPg, de idade Eo-Permiana (Sakmariano/Artinskiano), como *Illinites unicus*, são registradas neste estudo (Souza e Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006). Espécies diagnósticas da subzona subsequente, tais como *Hamiapollenites karroensis* e *Striatopodocarpites fusus* não foram encontradas.

Com relação ao esquema proposto por Daemon & Quadros (1970), a palinoflora descrita neste trabalho corresponde ao intervalo H3-I. Dentro da Bacia do Paraná, palinofloras similares ou equivalentes são conhecidas em São Paulo (Souza et al., 1999; Souza & Callegari, 2004), Santa Catarina (Longhim, 2007) e Rio Grande do Sul (Smaniotto et al. 2006).

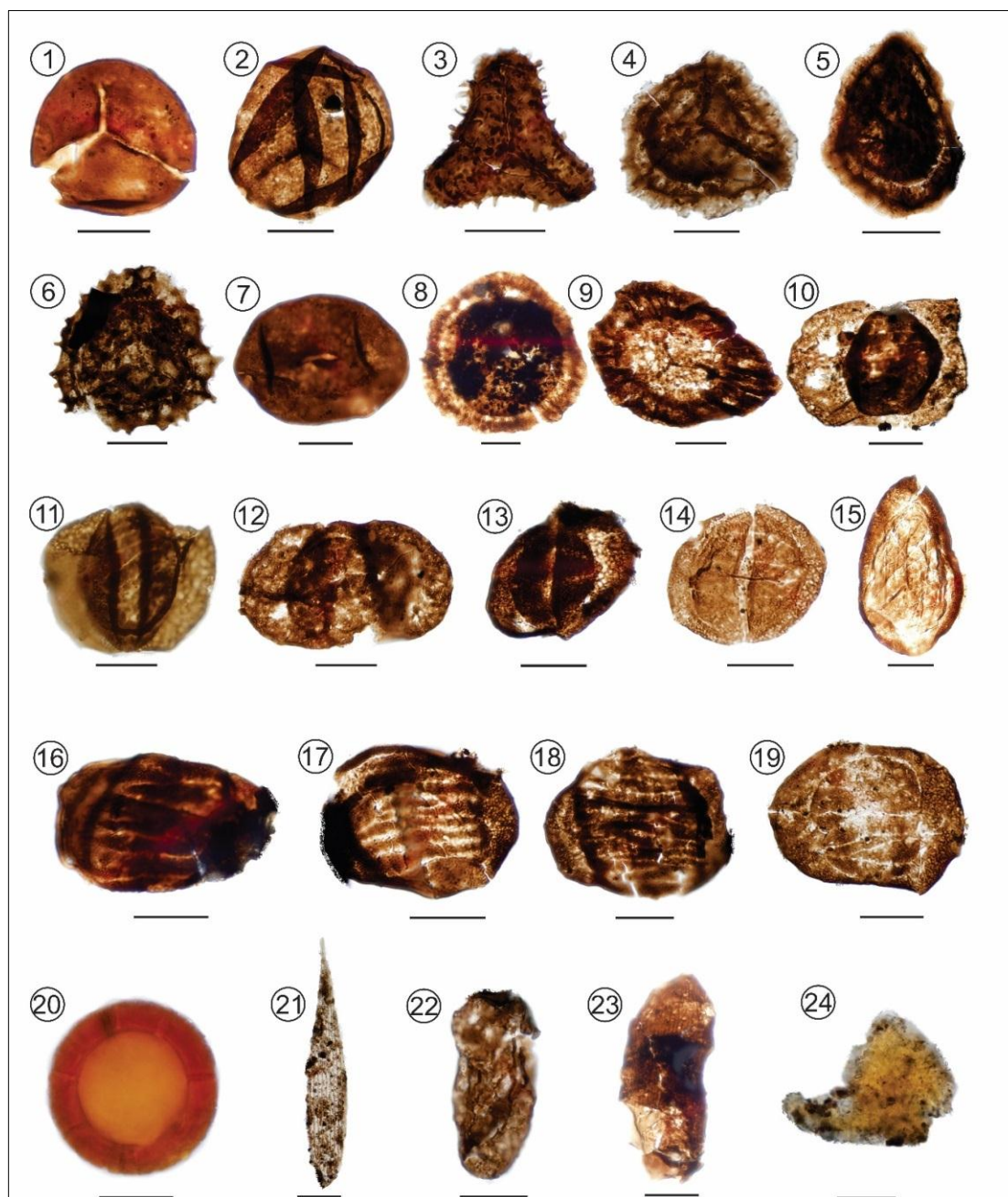


Figure 13: Fotomicrografias de palinómorfos selecionados da Formação Taciba. 1) *Punctatisporites gretensis* (amostra RE2, lâmina MP-P 12607, coordenada *England Finder* I50); 2) *Calamospora hartugiana* (RE2, MP-P 12607, R43); 3) *Horriditriteles urugaensis* (RE2, MP-P 12606, P48); 4) *Vallatisporites ciliares* (RE3, MP-P 12609, h38); 5) *Vallatisporites vallatus* (RE2, MP-P 12607, W43); 6) *Cristatisporites* sp. cf. *C. inconstans* (RE2, MP-P 12606, O43); 7) *Laevigatosporites vulgaris* (RE3, MP-P 12609, N40); 8) *Plicapollenites densus* (RE1, MP-P 12604, ?); 9) *Cananoropollis* sp. (RE2, MP-P 12607, I47); 10) *Meristocarpus* sp. (RE1, MP-P 12605, T51); 11) *Protohaploxylinus bharadwajii* (RE2, MP-P 12607, N47); 12) *Protohaploxylinus limpidus* (RE2, MP-P 12607, K36); 13) *Ilinites unicus* (RE1, MP-P 12605, T46); 14) *Ilinites unicus* (RE2, MP-P 12607, V57); 15) *Mabuitasaccites crucistriatus* (RE2, MP-P 12607, K51); 16) *Vittatina subsaccata* (RE1, MP-P 12604, D43); 17) *Vittatina subsaccata* (RE1, MP-P 12605, M51); 18) *Vittatina subsaccata* (RE1, MP-P 12604, G54); 19) *Striatomonosaccites* sp. (RE1, MP-P 12605, F31); 20) *Tasmanites* (RE3, MP-P 12609, L48); 21) *Deusilites* sp. cf. *D. tenuistriatus* (RE2, MP-P 12607, I47); 22) *Navifusa variabilis* (RE3, MP-P 12608, P53); 23) *Deusilites tenuistriatus* (RE1, MP-P 12604, F58); 24) (RE3, MP-P 12608, P53); 25) *Botryococcus braunii* (RE3, MP-P 12608, P48). Escala = 20 µm.

Na América do Sul, a ZVc é correlacionável com a Zona de Intervalo *Fusacolpites fusus-Vittatina subsaccata* (Césari & Gutiérrez, 2000) registrada no centro-oeste da Argentina, nas bacias Tarija, Rio Blanco, Paganzo, Calingasta-Uspallata e San Rafael-Pérmica Oriental. Ao sul e leste argentino, a ZVc apresenta correspondência com a Zona *Cristatisporites* (Vergel, 1993) registradas nas bacias Chacoparaná, Colorado e Tepuel-Genoa. No Uruguai, a correlação ocorre com a Zona de Assembléia *Cristatisporites inconstans-Vittatina subsaccata* (Beri et al., 2006) na Bacia Chacoparaná.

Tabela 2: Distribuição dos palinomorfos segundo as palinozonas (Souza e Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006) e unidades litoestratigráficas neopaleozoicas da Bacia do Paraná.

LITOESTRATIGRAFIA	GRUPO ITARARÉ		GRUPO GUATÁ	
			RIO BONITO	
PERÍODO	CARBONÍFERO SUPERIOR		PERMIANO INFERIOR	
PALINOESTRATIGRAFIA	Zona A. <i>cristatus</i>	Zona C. <i>monoletus</i>	Zona <i>Vittatina costabilis</i>	
			<i>P. goraiensis</i>	<i>H. karroensis</i>
<i>Calamospora hartugiana</i>				
<i>Cristatisporites inconstans</i>				
<i>Deusillites tenuistriatus</i>				
<i>Hodriditriteles uruguaiensis</i>				
<i>Calamospora liquida</i>				
<i>Punctatisporites gretensis</i>				
<i>Vallatisporites arcuatus</i>				
<i>Vallatisporites ciliaris</i>				
<i>Vallatisporites vallatus</i>				
<i>Illinites unicus</i>				
<i>Plicapollenites densus</i>				
<i>Plicapollenites malabarensis</i>				
<i>Protohaploxylinus limpidus</i>				
<i>Protohaploxylinus bharadwajii</i>				
<i>Vittatina subsaccata</i>				
<i>Botryococcus braunii</i>				
<i>Tasmanites sp.</i>				
<i>Limitisporites sp.</i>				
<i>Cycadopites sp.</i>				
<i>Leiosphaeridia sp.</i>				

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo do intervalo superior do Grupo Itararé (Formação Taciba) no leste da Bacia do Paraná possibilitou a investigação detalhada dos estágios finais da sedimentação da era glacial Neopaleozoica no sudoeste do supercontinente Gondwana. Idade Eopermiana (Cisuraliano inferior) para este intervalo foi fornecida pela ocorrência de palinórfos característicos da subzona *Vittatina costabilis*, zona de intervalo *Protohaploxypinus goraiensis* (e.g. gêneros *Vittatina*, *Illinites*, *Cycadopites*).

A análise faciológica e o mapeamento geológico permitiram a identificação de cinco unidades ou associações de fácies, denominadas, da base para o topo como: (1) Leques subaquosos de outwash, (2) Depósitos de transporte em massa inferiores, (3) Frente deltaica influenciada por maré, (4) Planície deltaica influenciada por maré, (5) Depósitos de transporte em massa superiores.

Depósitos de leques subaquosos de outwash são amplamente conhecidos nas bacias paleozoicas que experimentaram sedimentação sob influência glacial no Neopaleozoico. No intervalo estudado, tais depósitos compreendem conglomerados, arenitos bem a mal selecionados, lamitos e diamictitos depositados pela combinação da liberação de água de degelo, suspensão de sedimentos finos, chuva de detritos e transporte em massa no contexto de retração de uma margem glacial marinha.

Ambas as unidades de transporte em massa, embora possuam alguma afinidade glacial, não foram formados sob influência glacial direta. Ao contrário, resultaram da ressedimentação de depósitos previamente formados (unidades 1, 3 e 4) e de material fornecido pelas geleiras. Nesse sentido, admite-se que o *rebound* isostático provocado pelo afastamento das margens glaciais em ambos os eventos, foi o principal mecanismo de disparo dos DTMs.

Os depósitos de *outwash* formaram-se em frente a uma geleira que recuou para nordeste, visto que as paleocorrentes medidas nas fácies desta associação indicam paleotransporte para sudoeste. Da mesma forma, estratificações nas unidades 3 e 4 apontam o sentido de progradação e aporte fluvial para sudoeste. Deformações penecontemporâneas em ambas as unidades de DTMs possuem vergência para sudoeste e, portanto, um paleotalude inclinado no mesmo sentido.

Tendo em vista o conjunto de evidências mencionadas, conclui-se que durante a deposição da última sequência de deglaciação do Grupo Itararé, havia

uma fonte glacial localizada a nordeste da região estudada, diferindo da localização das áreas fontes admitidas para os níveis inferiores da unidade, a sul-sudeste. Esta conclusão diverge do modelo de um grande e único manto glacial que se movimentava continuamente no sul do supercontinente Gondwana. Ao contrário, corrobora a existência de múltiplos centros glaciais, posicionados em altos topográficos e cuja dinâmica era influenciada pela altitude da linha de equilíbrio (*equilibrium-line altitude* - ELA).

REFERÊNCIAS

- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*: Amsterdam, Elsevier, 663 p.
- Almeida, F. F. M., 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Boletim Geologia e Metalurgia* 5, 112-118.
- Almeida, F.F.M., 1953. Deformações causadas pelos gelos na Série Tubarão em São Paulo. *DNPM, Div. Geol. Mineral. Notas Preliminares Est.*, 64, 4 p.
- Alsop, G.I., Marco, S., 2011. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin. *Journal of Structural Geology* 33: 433-457.
- Alsop, G.I., Marco, S., 2012. A large-scale radial pattern of seismogenic slumping towards the Dead Sea Basin. *Geological Society of London Journal* 169, 99–110.
- Aquino, C.D., Milana, J.P., Faccini, U.F., 2014. New glacial evidences at the Talacasto paleofjord (Paganzo basin, W-Argentina) and its implications for the paleogeography of the Gondwana margin. *Journal of South America Earth Sciences* 56, 278-300.
- Aquino, C.D., Buso, V.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 America Earth Science* 67, 180-200.
- Arab, P.B., Perinotto, J.A.J., Assine, M.L., 2009. Grupo Itararé (P–C da Bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba-SP: contribuição ao estudo das Litofácies. *Geociências* 28(4), 501-521.
- Barbosa, O. 1940. Estrias produzidas por gelo permi-carbonífero. *Mineração e Metalurgia* 4, 272-273.
- Beri, Á.; Gutiérrez, P.R.; Cernuschi, F.; Balarino, L., 2006. Palinología del Pérmico Inferior en la perforación CLS-24 (Formación San Gregorio), departamento de Cerro Largo, Uruguay. Parte 1: esporas. *Ameghiniana* 43, 227-244.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 2010. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London. 734 pp.
- Berton, F., Vesely, F.F., 2016. Seismic expression of depositional elements associated with a strongly progradational shelf margin northern Santos Basin, southeastern, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 46(4), 585-603.
- Beurlen, K., 1957. Faunas salôbras fósseis e o tipo ecológico-paleogeográfico das faunas Gondwânicas no Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 29(2), 229-241.
- Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas. In: Posamentier, H.W.; Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited SEPM*, pp. 237-292.

Bigarella, J.J., Salamuni, R., Fuck, R.A., 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 3, 265–276.

Bigarella, J.J., Salamuni, R. 1967. Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Paraná Basin. In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D. (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. UFPR, Curitiba, pp. 235-301.

Boulton, G.S., 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (Eds.), *Glacial Marine Environments: Processes and Sediments: Geological Society Special Publication*, 53, 15-52.

Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 2006. Estuary and incised valley facies models. In Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited: SEPM, Special Publication* 84, 171–234.

Bridge, J.S., Lunt, I.A. 2006. Depositional models of braided rivers. In: Smith, G.H.S., Best, J.L., Bristow, C.S., Petts, G.E. (Eds.) *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 36, 11-51.

Brookfield, M.E., Martini, I.P., 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy in glacially influenced basins: basic problems and water level/glacier input-point controls (with an example from the Quaternary of Ontario, Canada). *Sedimentary Geology* 123, 183-197.

Buatois, L.A., Mángano, M.G., 1993. Trace fossils from a Carboniferous turbiditic lake: Implications for the recognition of additional nonmarine ichnofacies. *Ichnos* 2, 237-258.

Buatois, L.A. Mángano, M.G., Maples, C.G., Lanier, W.P., 1998. Ichnology of an upper Carboniferous fluvio-estuarine paleovalley: the Tonganoxie Sandstone, Buildex Quarry, eastern Kansas, USA. *Journal of Paleontology* 72, 152-180.

Buatois, L.A., Netto, R.G., Mángano, M.G., Balistieri, P.R.M.N., 2006. Extreme freshwater release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact on coastal ecosystems. *Geology* 34(12), 1021-1024.

Buso, V.V., Milana, J.P., Kneller, B., 2015. Megadeslizamientos gravitacionales de la Formación Guandacol en Cerro Bola y Sierra de Mas y su relación com la glaciación del Paleozoico tardío, La Rioja, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22(2), 109-133.

Caetano-Chang M.R., Oliveira J.P. de, Brighetti J.M.P., 1990. Pavimento estriado em rochas do Subgrupo Itararé ao longo do Rio Piritubinha, sul do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 20, 333-335.

Cagliari, J., Philip, R.P., Buso, V.V., Netto, R.G., Hillebrand, P.K., Lopes, R.C., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2016. Age constraints of the glaciation in the Paraná

Basin: evidence from new U-Pb dates. *Journal of the Geological Society* 173(6), 871-874.

Cain, S.A., Mountney, N.P., 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology* 56, 1774-1800.

Campos, J.E.G, Dardenne, M.A., 1994. A Glaciação Neopaleozoica na porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências* 24:65-76.

Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., 2002. Pavimentos estriados do Grupo Santa Fé – Neopaleozoico da Bacia Sanfranciscana, MG: Registro de abrasão do Neopaleozoico. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Eds.) *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. São Paulo, Beca, v 1, p. 161-164.

Canuto, J.R. 1985. Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé no sul do Estado do Paraná e norte de Santa Catarina. (MSc Thesis) Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Canuto, J.R., 1993. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina. (PhD Thesis) Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Canuto, J.R., Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C. 2001. Estratigrafia de sequências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 107-116.

Caputo, M.V., Crowell, J.C., 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin* 98, 1020-1036.

Carmona, N.B., Buatois, L.A., Ponce, J.J., Mángano, M.G., 2009. Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: Trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273, 75-86.

Carneiro, C.D.R., Costa, F.G.D., 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas: São Paulo: deformação sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. *Terrae Didática* 2(1), 34-53.

Carvalho, P.F., 1940. Estrias glaciais em granodiorito sotoposto ao Gondwana de Santa Catarina. *Miner. Metal.* 4(24), 271-27.

Carvalho, A.H., Vesely, F.F., 2017. Facies relationships recorded in a Late Paleozoic fluvio-deltaic system (Paraná Basin, Brazil): Insights into the timing and triggers of subaqueous sediment gravity flows. *Sedimentary Geology* 352, 45-62.

Castro, J.C. 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. (PhD Thesis) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brazil.

Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 pp.

Cheel, R.J., Rust, B.R., 1986. A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedimentary Geology* 47, 77-93.

Césari, S.N., Gutierrez, P.R., 2000. Palynostratigraphy of upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology* 24, 113-146.

Coleman, J.M., Prior, D.B., 1982. Deltaic Environments of Deposition. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (Eds.) *Sandstone Depositional Environments*. Association of American Petroleum Geologists Memoir 31, 139-178.

Crowell, J., 1999. Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system. *Geological Society of America Memoir* 192, Boulder, 106 p.

Cummings, D.I., Gorrell, G., Guilbaults, J.P., Hunter, J.A., Logan, C., Ponomarenko, D., Pugin, A.J.M., Pullan, S.E., Russell, H.A.J., Sharpe, D.R., 2011. Sequence stratigraphy of a glaciated basin fill, with a focus on esker sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 123(7-8), 1478-1496.

Daemon, R.F., Quadros, L.P., 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. In: 24th Congr. Bras. Geol., Brasilia. An. Soc. Bras. Geol., pp. 359-412.

Daemon, R.F., Casaletti, P.L., Ciguel, J.H.G. 1996. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. In: Simpósio sobre o Siluro-Devoniano

Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth- Science Reviews* 81, 135-174.

d'Ávila, R.S.F. 1999. Análise de Fácies e Estratigrafia Física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. (MsC Thesis) Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

d'Avila, R.S.F., 2009. Seqüências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Doutor Pedrinho e cercanias, Santa Catarina, Brasil: turbiditos, pelitos e depósitos caóticos. (PhD Thesis) Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), São Leopoldo, Brazil.

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Schuster, M., Lajeunesse, P., Nutz, A., Deschamps, R., Roquin, C., Düringer, P., 2017. From outwash to coastal systems in the Portneuf-Forestville deltaic complex (Québec North Shore): Anatomy of a forced regressive deglacial sequence. *Sedimentology* 64, 1044-1078.

di Pasquo, M.M., Azcuy, C.L., Souza, P.A., 2003. Palinología del Carbonífero Superior del Subgrupo Itararé en Itaporanga, Cuenca Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. Parte 2: sistemática de polen y significado paleoambiental y estratigráfico. *Ameghiniana* 40(3), 297-313.

Efremova, G.D., 1990. In: *Stratigrafiya i paleontologiya Prikaspiiskoi vpadiny* (Stratigraphy and Paleontology of the Caspian Sea Depression). In: Il'in, V.D., Zamilatskaya, T.K (Eds.) *The Upper Paleozoic Prasinophytes of the Eastern and Southeastern Russian Plate*, pp. 93–102.

El-ghali, M.A.K. 2005. Deposition environments and sequence stratigraphy of paralic glacial, paraglacial and postglacial Upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology* 177, 145-173.

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.

Eyles, N., Eyles, C.H., McCabe, A.M., 1989. Sedimentation in an ice-contact subaqueous setting: the mid-Pleistocene “North Sea drifts” of Norfolk, UK. *Quaternary Science Reviews* 8, 57-84.

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., 1993. Earth's glacial records and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 35, 1–248.

Eyles, N., Eyles, C.H., França, A.B., 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: The late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil: *Sedimentology* 40, 1–25.

Eyles, C.N., Eyles, N., 2000. Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barbwire Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology* 47, 343-356.

Farjallat, J. E. S. 1970. Diamictitos neopaleozoicos e sedimentos associados do sul do Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* 16, 32-48.

Fedalto, G.; Silva, R.S.M.; Barbosa, T.C., 2014. Relatório de Mapeamento Sedimentar da região de Bela Vista – Município de Ibaiti-PR. Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 52p.

Felix, C.M., 2012. Nova abordagem para o tratamento taxonômico de determinadas espécies de palinófitos do Paleozoico superior do Gondwana, com ênfase na Bacia do Paraná, Brasil. (PhD Thesis) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008. The late Paleozoic ice age – A review of current understanding. 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*, 41-57.

Fitch, A., 1850. A historical, topographical and agricultural survey of the County of Washington. Part. 2-5. *Transaction of the New York Agricultural Society* 9, 753-944.

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.

França, A.B., Potter, P.E., 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75, 62-85.

França, A.B., Winter, W.R., Assine, M.L., 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: Um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 26(1), 43-56.

Frakes, L.A. e Crowell, J.C. 1972. Late Paleozoic glacial geography between the Parana Basin and the Andean geosyncline. *An. Acad. Brasil. Ciên.* 44, 139-145.

Frakes, L.A., Francis, J.E., 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature* 333, 547-549.

Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, Cambridge. 274 p.

Gama Jr., E.G., Perinotto, J.A.J., Ribeiro, H.J.P.S., Padula, E.K., 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Grupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências* 22, 228-236.

Gastaldo, R.A., DiMichele, W.A., Pfefferkom, H.W., 1996. Out of the Icehouse into the Greenhouse: a late Paleozoic analogue for modern global vegetational change. *GSA Today* 10, 1-7.

Gesicki, A.L.D., Riccomini, C., Boggiani, P.C., 2002. Ice flow direction during the late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 14, 933-939.

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., 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.

Guan, Z., Kaiyuan, C., He, M., Zhu, J., Zhou, F., Yu, S., 2016. Recurrent mass transport deposits and their triggering mechanisms in the Kaiping Sag, Pearl River Mouth Basin. *Marine and Petroleum Geology* 73, 419-432.

Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, J.L., Isbell, J.L., Marensi, S.A., Crowley, J.L., 2010. High precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 122(9-10), 1480-1498.

Gulbranson, E.L.; Isbell, J.L.; Montañez, I.P.; Limarino, C.O.; Marensi, S.A.; Meyer, K.; Hull, C., 2013. Reassessment of mid-Carboniferous glacial extent in southwestern Gondwana (Rio Blanco Basin, Argentina) inferred from paleo-mass transport of diamictites. *Gondwana Research* 25, 1369–1379.

Gutiérrez, R.R.; Césari, S.N.; Archangelsky, S., 1997. *Deusilites tenuistratus sp. nov.* (Acritarca) en el Permico inferior de la Cuenca Chacoparanaense (Argentina). *Ameghiniana* 34: 247-250.

Hambrey, M.J., Glasser, N.F., 2012. Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. *Sedimentary Geology* 251-252, 1-33.

Henry, L.C., Isbell, J.L., Limarino, C.O., 2008. Carboniferous glaciogenic deposits of the proto-Precordillera of west-central Argentina. *Geological Society of America Special Paper* 441, 131-142.

Henry, C.L., Isbell, J.L., Fielding, C.R., Domack, E.W., Frank, T.D., Fraiser, M.L., 2012. Proglacial deposition and deformation in the Upper Carboniferous to Lower Permian Wynyard Formation, Tasmania: A process analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315/316, 142-157.

Henry, C.L., 2013. Late Paleozoic Glaciation Ice Sheet Collapse Over Western and Eastern Gondwana: Sedimentology and Stratigraphy of Glacial to Post-Glacial Strata in Western Argentina and Tasmania, Australia. (PhD Thesis) University of Wisconsin Milwaukee, Wisconsin, United States.

Holz, M., Souza, P.A., Iannuzzi, R., 2008. Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the late Carboniferous to Early Permian glacial successions (Itararé Subgroup) at the eastern-southeastern margin of the Paraná Basin, Brazil. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Boulder, Geological Society of America Special Publication 441, pp.115-129.

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.

Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003. Timing of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclotherms? *Geological Society of America Special Papers* 370, 5-24.

Isbell, J.L., Koch, Z.J., Szablewski, G.M., Lenaker, P.A., 2008. Permian glacigenic deposits in the Transantarctic Mountains, Antarctica. 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. 59–70.

Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Cicciooli, 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.

Jones, O.T., 1939. The geology of the Colwyn Bay district: A study of submarine slumping during the Solopian period. *Geological Society of London Quarterly Journal*, 95: 335–382.

Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripples drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 971–984.

Kane, R.F., 1968, The constitution of Tasmanites. In: Joint Symposium on oil shale, Tar sands, and related material. San Francisco meeting of Petroleum Chemistry, Inc. and Am. Chem. Soc., pp. 93-97.

Kneller, B., Milana, J.P., Buckee, C., Al Ja'aidi, O.S., 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): the role of catastrophic sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 116, 348–367.

Koch, J.Z., Isbell, L.J., 2012. Processes and products of grounding-line fans from the Permian Pagoda Formation, Antarctica: insight into glacigenic conditions in polar Gondwana. *Gondwana Research* 24, 161-172.

Kreisa, R.D., Moiola, R.J., 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin* 97, 381-387.

Laberg, J.S., Vorren, T.O., Kenyon, N.H., Ivanov, M. 2006. Frequency and triggering mechanisms of submarine landslides of the North Norwegian continental margin. *Norwegian Journal of Geology* 86, 155-161.

Lajeunesse, P., Allard, M., 2002. Sedimentology of an ice-contact glaciomarine fan complex, Nastapoka Hills, eastern Hudson Bay, northern Québec. *Sedimentary Geology* 152, 201-220.

Lamarque, G., Joanne, C., Collot, J.Y., 2008. Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa Submarine Instability Complex. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9(4), 1-30.

Lange, F.W., 1954. Estratigrafia e idade geológica da Série Tubarão. *Arquivos do Museu Paranaense (Série Geologia)*, v.2.

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

Lima, J.H.D., Netto, R.G., Corrêa, C.G., Lavina, E.L.C., 2015. Ichnology of deglaciation deposits from the Upper Carboniferous Rio do Sul Formation (Itararé Group, Paraná Basin) at central-east Santa Catarina State (southern Brazil). *Journal of South America Earth Sciences* 63, 137-148.

Limarino, C.O., Césari, S.N, Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., 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.

Lingqing, X., Galloway, W.E., 1991. Fan-delta, braided-delta and the Classification of Delta Systems. *Acta Geologica Sinica* 4(4), 387-400.

Loczy, L.D., 1964. Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná. DNPM/DGM, Boletim, 214:7-63.

Longhim, E., 2007. Palinoestratigrafia na passagem do Grupo Itararé ao Guatá (Carbonífero ao Permiano) no sul do estado do Paraná e norte do estado de Santa Catarina, borda leste da Bacia do Paraná. (PhD Thesis) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brazil.

Lønne, I., 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology* 98, 13-43.

López-Gamundí, O.R.; Rossello, E.A., 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in Southern South America. *Geologische Rundschau* 82: 136-147.

López-Gamundí, O.R., Buatois, L.A., 2010. Introduction: Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. *Geological Society of America Special Paper* 468, 5-8.

Lopez-Gamundí, O., Martínez, M., 2010. Evidence of glacial abrasion in the Calingasta-Uspallata and western Paganzo basins, mid-Carboniferous of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 145-165.

Lowe, D.R., 1975. Water scape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157-204.

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.

Maack, R., 1960. Zur Palaeogeographie des Gondwanalandes. *Int. Geol. Congr.*, 21, Norden, parte 2, 25-55.

Marques Filho, P.L.; Salamuni R.; Sobanski A., 1965. Contribuição à Geologia da Área Rio Negro-Mafra (Estados do Paraná e Santa Catarina – um resumo) In: CONGRESSO Brasileiro de Geologia, 19, Curitiba, Instituto de Geologia da Universidade do Paraná, 25p.

Martin, H., 1961. The directions of flow of the Itararé ice sheets in the Paraná Basin, Brazil. *Boletim Paranaense de Geografia* 10/15, 25-77.

Martinsen, O.J., 1994. Mass movements, in MALTMAN A. (ed.) *The Geological Deformation of Sediments*: London, Chapman & Hall, 127–165p.

Massari, F., Sgavetti, M., Rio, D., Alessandro, A.D., Prosser, G., 1999. Composite sedimentary record of falling stages of Pleistocene glacio-eustatic cycles in a shelf setting (Crotone basin, south Italy) *Sedimentary Geology* 127, 85-110.

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

McCabe, A.M., Eyles, N., 1988. Sedimentology of an ice-contact glaciomarine delta, Carey Valley, Northern Ireland. *Sedimentology* 59, 1-14.

Meckel, T., 2010. Classifying and characterizing sand-prone submarine mass-transport deposits. In: AAPG Annual Convention and Exhibition, New Orleans, Louisiana, April 11-14. Available from: <http://www.searchanddiscovery.com/documents/2010/50270_meckel/ndx_meckel.pdf>.

Mempel, G., 1957. Das Oberkarbon in Nordost-Paraná (Brasilien). *Geol. Jb. Beih.* 25, 33-79.

Mendes, J.C., 1962. Problemas paleogeográficos e estratigráficos do Grupo Tubarão (Carbonífero Superior). *B. Soc. Bras. Geol.* 11(2), 71-74.

Miall, A.D., 1977. A review on the braided-river depositional environment. *Earth-Sciences Reviews* 13, 1-62.

Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, pp. 597-604.

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

Miall, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2^a. New York, Springer-Verlag, 668p.

Miall, A.D., Jones, B.G., 2003. Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research* 73(4), 531-545.

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

Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozoicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 473 – 484.

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., 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), pp. 265-287.

MINEROPAR – Serviço Geológico do Paraná. 2006. Mapa Geológico do Estado Paraná. Escala 1:250.000. Governo do Estado Paraná.

Moscardelli, L., Wood, L., Andrews, J., 2005. Visualization technology and quantitative morphometrics of mass transport complexes along the continental margin of Trinidad, West Indies. *Seismic Geomorphology SEPM Research Conference*, Houston.

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

Nemec, W., Steel, R.J., Gjelberg, J., Collinson, J.D., Prestholm, E., Oxnevad, I.E., 1988. Anatomy of Collapsed and Re-established Delta Front in Lower Cretaceous of Eastern Spitsbergen: Gravitational Sliding and Sedimentation Process. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 72(4), 454-476.

Nemec, W., 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: Coella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-grained deltas*. International Association of Sedimentologists Special Publication 10, pp. 29-73.

Nemec, W., Lonne, I., Blikra, L.H., 1999. The Kregnes moraine in Gaudalen, west-central Norway: anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a palaeofjord basin. *Boreas* 28, 454-476.

Netto, R.G., Balistieri, P.R.M.N., Lavina, E.L.C., Silveira, D.M., 2009. Ichnological signatures of shallow freshwater lakes in the glacial Itararé Group (Mafra Formation, Upper Carboniferous–Lower Permian of Paraná Basin, S Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 272, 240-259.

Nielsen, T., van Weering, T.C.E., 1998. Seismic stratigraphy and sedimentary process at the Norwegian Sea margin northeast of the Faeroe Islands. *Marine Geology* 152,141-157.

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2a ed. Chichester, UK; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, 419 p.

Nio, S.D., Yang, C.S., 1991. Sea-level fluctuations and geometric variability of tide-dominated sandbodies. *Sedimentary Geology* 70, 161–193.

North, C.P., Warwick, G.L., 2007. Fluvial fans: myths, misconceptions, and the end of the terminal-fan model. *Journal of Sedimentary Research* 77, 693-701.

Nutz, A., Ghienne, J.F., Schuster, M., Dietrich, P., Roquin, C., Hay, M.B., Bouchette, F., Cousineau, P.A., 2015. Forced regressive deposits of a deglaciation sequence: Example from the Late Quaternary succession in the Lake Saint-Jean basin (Québec, Canada). *Sedimentology* 62, 1573-1610.

Olafiranye, K., Jackson, C.A.L., Hodgson, D.M., 2013. The role of tectonics and mass-transport complex emplacement on upper slope stratigraphic evolution: A 3D seismic case study from offshore Angola. *Marine and Petroleum Geology* 44, 196-216.

Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P., 2011. Recognizing triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology* 235, 133-140.

Owen, G., Moretti, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology* 235, 141-147.

Pacheco, A.F.; Machado, F.T.R.M.; Cordeiro, P.R., 2014. Mapeamento Sedimentar Área VIII. Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 45p.

Pontén, A., Plink-Björklund, P., 2007. Depositional environments in an extensive tide-influenced delta plain, Middle Devonian Gauja Formation, devonian Baltic Basin. *Sedimentology* 54, 969-1006.

Posamentier, H.W.; Martinsen, O.J., 2011. The Character and Genesis of Submarine Mass-Transport Deposits: Insights from Outcrop and 3D Seismic Data. In: Shipp, R.C.; Weimer, P.; Posamentier, H.W. (Eds.), *Mass-transport deposits in deepwater settings*. Sepm Society for Sedimentary, pp. 7-38.

Powell, R.D., Molnia, B.F., 1989. Glacimarine sedimentary processes, facies, and morphology of south–southeast Alaska shelf and fjords. *Marine Geology* 85, 359–390.

Powell, R.D., 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (Eds.), *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, Geological Society Special Publication 53, pp. 53-73.

Powell, R.D., Domack, E.W., 2002. Modern glaciomarine environments. In: Menzies, J. (Ed.) *Modern and Past Glacial Environments*: Woburn, Mass. Butterworth-Heinemann, pp. 361-389.

Powell, R.D., Cooper, J.M., 2002. A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. In: Dowdeswell, J. A., Cofaigh, C. (Eds.), *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 203, pp. 215-244.

Puigdomenech, C.G.; Carvalho, B.; Paim, P. S.G.; Faccini, U.F., 2014. Low stand turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 44, 529-544.

Quadros, L.P.; Mello, J.H.G., 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-mesozoicos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1(2), 205-214.

Retallack, G.J., 1988. Field recognition of paeosols. *Geological Society of America Special Paper* 441, 1-28.

Revill, A.T., Volkman, J.K., O'Leary, T., Summon, R.E., Boreham, C.J., Bank, M.R., Dewar, K. 1994. Hydrocarbon biomarkers, thermal maturity, and depositional setting of tasmanite oil shales from Tasmania, Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 3803-3822.

Riccomini C., Velázquez V.F., 1999. Superfície estriada por geleira neopaleozoica no Paraguai oriental. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 233-236.

Rocha-Campos, A. C., 1963. Deformações penecontemporâneas em sedimentos glácio-lacustres do Grupo Tubarão. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* 12, 1-2.

Rocha-Campos, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin, In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D., (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology* Curitiba, Universidade Federal do Paraná, pp. 27–102.

Rocha-Campos, A.C., Machado, L.C.R., Santos, P.R. dos, Canuto, J.R., Castro, J.C., 1988. Pavimento estriado da glaciação neopaleozoica em Alfredo Wagner, Santa Catarina, Brazil. *Bol. IG Inst. Geociênc. Univ. São Paulo, Série Científica* 19: 39-46.

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

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.

Rodrigues, M.C.N.L., Folmann, M., Trzaskos, B., Vesely, F.F. Registro estrutural de depósitos de transporte em massa do Permiano inferior da Bacia do Paraná., 2015 Simpósio nacional de estudos tectônicos. Resumos Expandidos 15, 148-151.

Rosa, E.M.; Lange, L.L.; Mattos, T.R., 2014. Nota explicativa do Mapa Geológico (1:10.000) da Região de Amorinha, município de Ibaiti-PR. Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 64p.

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.

Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A., Artur, P.C., 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 639-648.

Rothwell, R.G., Thomson, J., Kähler, G., 1998. Low-sea-level emplacement of a very large Pleistocene 'megaturbidite' in the western Mediterranean Sea. *Nature* 392, 377-380.

Russell, H.A.J., Arnott, R.W.C., 2003. Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: Oak Ridges Moraine, Southern Ontario, Canadá. *Journal of Sedimentary Research* 73(6), 887-905.

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

Rzepakowski, A.P.; Britto, C.B.; D'Aroz, P.; Silva, W.T., 2014. Relatório do Mapeamento Sedimentar da região de Água Grande- Município de Ibaiti/PR. Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 60p.

Sanford, R.M., Lange, F.W., 1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline of South America. *B. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 44(8), 1316-1370.

Santos, P.R., 1987. Fácies e evolução paleogeográfica do Sub-Grupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozoico) na Bacia do Paraná, Brasil. (PhD Thesis) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., 1992. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neo-Paleozóico), Trombudo Central, SC. *Boletim IG-USP (Série Científica)* 23, 1-18.

Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná 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.

Scotese, C.R., Boucot, A.J., Mckerrow, W.S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences* 38, 99-114.

Shanmugam, G., 2006. *Deep-water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs*: Elsevier, Amsterdam, p. 496.

Sharman, G.R., Graham, S.A., Masalimova, L.U., Shumaker, L.E., King, P.R., 2015. Spatial patterns of deformation and paleoslope estimation within the marginal and central portions of a basin-floor mass-transport deposit, Taranaki Basin, New Zealand. *Geosphere* 11(2), 1-41.

Silva Jr., A.C., Machado, F.N., Michalzechen, R.R., 2014. Relatório Técnico do Mapeamento Sedimentar da região de Ibaiti-PR. Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 63p.

Smaniotta, L.P., Fischer, T.V, Souza, P.A., Iannuzzi, R., 2006. Palinologia do Morro Papaléo, Mariana Pimentel (Permiano Inferior, Bacia do Paraná), Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 9(3), 311-322.

Soares, P.C., Cava, L.T., 1982. Faciologia e potencial carbonífero da Formação Rio Bonito no norte do Estado do Paraná. In: SBG, 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador 3, 1120-1134.

Souza, P.A., Vesely, F.F., Assine, M.L., 1999. Contribuição palinológica ao conhecimento do Subgrupo Itararé na Serra dos Paes, sul do Estado de São Paulo *Revista do Instituto Geológico* 20(1/2), 21-7.

Souza, P.A., 2000. Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na porção nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil). (PhD Thesis) Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Souza, P.A., Marques-Toigo, M., 2003. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. *Rev. Arg. Cienc. Nat., Nueva Serie* 5, 205-214.

Souza, P.A., Callegari, L.M., 2004. An Early Permian palynoflora from the Itararé Subgroup, Paraná Basin, Brazil. *Revista Española de Micropaleontologia* 36(3), 439-450.

Souza, P.A., Marques-Toigo, M., 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77(2), 353-365.

Souza, P.A., 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 138, 9-29.

Storms, J.E.A., Hoogendoorn, R.M., Dam, R.A.C., Hoitink, A.J.F., Kroonenberg, S.B., 2005. Late Holocene evolution of the Mahakam delta, East Kalimantan, Indonesia. *Sedimentary Geology* 180, 149-166.

Strachan, L.J., Alsop, G.I., 2006. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland. *Basin Research* 18, 451-470.

Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O., Wilson, C., 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology* 213(1-4), 291-321.

Suss, J.F., 2014. Depósitos de fluxos gravitacionais no registro glacial Gondwânico: um estudo de caso comparativo entre o Grupo Itararé, sudoeste da Bacia do Paraná e o Grupo Paganzo no noroeste da Argentina. (MSc Thesis) Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil.

Suss, J.F., Vesely F.F., Santa Catharina, A., Assine, M.L., Paim, P.S.G., 2014. O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): sedimentação gravitacional em contexto deltaico com influência glacial. *Revista Brasileira de Geociências* 33(4), 701-719.

Taboada, A.C., Neves, J.P., Weinschütz, L.C., Pagani, M.A., Simões, M.G., 2016. Eurydesma-Lyonia Fauna (early Permian) from The Itararé Group, Paraná basin (Brazil): A Paleobiogeographic W-E Trans-Gondwanan Marine connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 449, 431-454.

Tänavsuu-Milkeviciene, K., Plink-Björklund, P., 2009. Recognizing tide-dominated versus tide-influenced deltas: Middle Devonian strata of the Baltic Basin. *Journal of Sedimentary Research* 79, 887-905.

Telnova, O.P., 2012. Morphology and ultrastructure of Devonian prasinophycean algae (Chlorophyta). *Paleontological Journal* 46(5), 543-548.

Tomazelli, L.J., Soliani, E., 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozoico Superior do Rio Grande do Sul. In: SBG, Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 1378-1391.

Trosdorf, Jr.I., Assine, M.L., Vesely, F.F., Rocha-Campos, A.C., Santos, P.R., Tomio, A., 2005. Glacially striated, soft sediment surfaces on late Paleozoic tillite at São Luiz do Purunã, PR. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77, 367-378.

Trzaskos, B., Vesely, F.F., Rostirolla, S.P., 2006. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências* 58, 89-104.

Twichell, D.C., Chaytor, J.D., ten Brink, U.S., Buczkowski, B. 2009. Morphology of late Quaternary submarine landslides along the U.S. Atlantic continental margin. *Marine Geology* 264, 4-15.

Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. London: Chapman and Hall, 615p.

Veevers, J.J., Powell, C.Mc.A., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of American Bulletin* 98, 475-487.

Vergel, M.M.. 1993. Palinoestratigrafia de la secuencia neopaleozoica en la Cuenca Chacoparanaense, Argentina. In: XII Congrès International De La Stratigraphie Et Géologie Du Carbonifère Et Permien, Buenos Aires. *Comptes Rendus* 1, pp. 201-212.

Vesely, F.F., 2001. Análise de Seqüências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé (C-P), Nordeste do Estado do Paraná. (MSc thesis) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brazil.

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

Vesely, F.F.; Assine, M.L.; Rostirolla, S.P., 2005. Deformação penecontemporânea no Grupo Itararé, Bacia do Paraná: estilos estruturais, dinâmica sedimentar e implicações paleogeográficas. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Boletim de Resumos Expandidos* 10, 15-17.

Vesely F.F., Assine, M.L., 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 22, 156-168.

Vesely, F.F., 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. (PhD Thesis) Pós-Graduação em Geologia Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil.

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.

Visser, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminar note. *Geology* 8, 543-546.

Visser, N.J., Looek, J.C., Colliston, W.P., 1987. Subaqueous outwash fan and esker sandstones in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation of South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 467-478.

Visser, J.N.J., 1994. The interpretation of massive rain-out and debris-flow diamictites from the glaciomarine environment. In: Deynoux, M., Miller, J.M.G., Domack, E.W., Eyles, N., Fairchild, I.J., Young, G.M. (Eds.), *Earth's Glacial Record*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 83–94.

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

von Brunn, V., 1996. The Dwyka in the northern part of Kwazulu/Natal, South Africa: sedimentation during late Paleozoic deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125, 141-163.

Washburne, C.W., 1930. *Petroleum Geology of the State of São Paulo, Brazil*. Comiss. Geogr. Geol. Est. São Paulo, 282p.

Willis, B.J., Bhattacharya, S.L., Gabel, S.L., White, C.D., 1999. Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology* 46, 667-688.

Woodcock, N.H., 1979. The use of slump structures as paleoslope orientation estimators. *Sedimentology* 26, 83–99.

Woodworth, B., 1912. Geological expeditions to Brazil and Chile 1908-1909. *Bull. Mus. Comp. Zool.* 56(1), 1-137.

Zacharias, A.A., 2004. Preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, nordeste do Paraná. (MSc Thesis) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brazil.

Zacharias, A.A., Assine, M.L., 2005. Modelo de preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no norte do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 35(4), 573-583.

Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*. Curitiba. v.1: 441-477.

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.