

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

EDUARDO LUIZ MENOZZO DA ROSA

**PALEOGEOGRAFIA DA ERA GLACIAL NEOPALEOZOICA NA PORÇÃO
OCIDENTAL DO GONDWANA: RESGATE E ANÁLISE CRÍTICA DOS DADOS
EXISTENTES**

CURITIBA

2015

EDUARDO LUIZ MENOZZO DA ROSA

**PALEOGEOGRAFIA DA ERA GLACIAL NEOPALEOZOICA NA PORÇÃO
OCIDENTAL DO GONDWANA: RESGATE E ANÁLISE CRÍTICA DOS DADOS
EXISTENTES**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
como requisito parcial à obtenção do grau de
Orientador: Prof. Dr. Fernando Farias Vesely

CURITIBA

2015

RESUMO

A Era Glacial Neopaleozoica (LPIA – *Late Paleozoic Ice Age*) afetou o paleocontinente Gondwana durante o intervalo Permiano-Carbonífero, quando este encontrava-se geograficamente posicionado em altas latitudes no hemisfério sul. As propostas paleogeográficas sobre a evolução das massas de gelo utilizam indicadores de paleofluxo glacial indiscriminadamente e isto resulta em diversas hipóteses. Estruturas erosivas glaciais são os melhores indicadores de fluxo e presença de geleiras e podem ser geradas em ambiente subglacial ou por arrasto de quilhas de *icebergs*. Esta última não é gerada por geleiras, portanto não se relacionam com o sentido de fluxo de geleiras. Visando reavaliar a confiabilidade dos indicadores erosivos de paleofluxo glacial na porção ocidental do Gondwana, foram levantadas, na bibliografia, 87 estruturas erosivas glaciais (pavimentos estriados, vales glaciais, *roches moutonnées*, feições direcionais no substrato, *whalebacks*, pavimentos de blocos e superfícies estriadas intraformacionais). Deste total, 22 superfícies estriadas intraformacionais são interpretadas como marcas de arrasto de quilhas de *icebergs*, demonstrando que estas feições são comuns no registro estratigráfico neopaleozoico e não devem ser utilizadas em interpretações paleogeográficas acerca do sentido de fluxo e extensão de geleiras. Através desta análise da confiabilidade das estruturas erosivas glaciais, juntamente com a paleotopografia do período, é possível observar que a LPIA não foi configurada por grandes mantos de gelo centrados em regiões proximais ao polo sul como tradicionalmente previsto. Pelo contrário, o desenvolvimento de calotas de gelo, campos de gelo e geleiras de vale foi controlado pela altitude da linha de equilíbrio. Isto resultou em vários centros glaciais menores que irradiaram de regiões topograficamente elevadas e fluíram até bacias adjacentes.

Palavras chave: Era Glacial Neopaleozoica, erosão glacial, paleogeografia.

ABSTRACT

Paleogeography of the Late Paleozoic Ice Age on the western Gondwana: recovery and critical analysis of the existent data: The Late Paleozoic Ice Age (LPIA) affected the Gondwana paleocontinent during the Permo-Carboniferous, when it was located in high latitudes in southern hemisphere. The paleogeographic proposals about the evolution of the ice corps use indiscriminately glacial paleoflow indicators and it results in several hypothesis. Glacial erosive features are the best flow and ice presence indicators and it can be generated in a subglacial environment or by scour by iceberg keels. The latter is not shaped by glaciers, therefore it is not related with the glaciers flow sense. Aiming to evaluate the reliability of the glacial erosive paleoflow indicators on the western Gondwana, it has been found on already published papers 87 glacial erosive features (striated pavements, glacial valleys, *roches moutonnées*, streamlined elongated bodies, whalebacks, boulder pavements and soft-sediment striated surfaces). Of this entire, 22 soft-sediment surfaces are interpreted as iceberg keel scour marks, evidencing that kind of features are more common in the neopaleozoic record than previously thought and it must not be used in paleogeographic interpretations about flow sense and extension of glaciers. By this analysis of the reliability of the glacial erosive features, along the paleotopography of this epoch, it's possible to realize that the LPIA was not set by enormous ice sheets centered in south pole proximal areas as traditionally set. Otherwise, the development of ice caps, ice fields and valley glaciers was controlled by the equilibrium-line altitude. The consequence of that was several small glacial centers, placed on high altitude lands and flowed to adjacent basins.

Palavras chave: Late Paleozoic Ice Age, glacial erosion, paleogeography.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. ABORDAGEM DA PESQUISA	1
1.2. OBJETIVOS	5
1.3. MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.3.1. <i>Levantamento bibliográfico</i>	5
1.3.2. <i>Classificação das feições erosivas de acordo com sua origem</i>	5
1.3.3. <i>Observações de campo</i>	7
1.3.4. <i>Confecção de mapas paleogeográficos</i>	7
2. LPIA NA PORÇÃO OCIDENTAL DO GONDWANA	9
2.1. TIPOS DE GLACIAÇÃO E MORFOLOGIA DE GELEIRAS	9
2.1.1. <i>Calotas de gelo (ice caps) e mantos de gelo (ice sheets)</i>	10
2.1.2. <i>Plataformas de gelo (ice shelves)</i>	11
2.1.3. <i>Geleiras controladas pela topografia</i>	12
2.2. HISTÓRICO E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE A LPIA	13
2.3. BACIAS SEDIMENTARES NEOPALEOZOICAS	17
2.3.1. <i>Bacias sedimentares da América do Sul</i>	17
2.3.2. <i>Bacias sedimentares da África e Península Arábica</i>	18
3. ESTRUTURAS EROSIVAS GLACIAIS	20
3.1. ESTRUTURAS GERADAS EM AMBIENTE SUBGLACIAL	20
3.1.1. <i>Estruturas de microescala</i>	20
3.1.2. <i>Estruturas de mesoescala</i>	24
3.1.3. <i>Estruturas de macroescala</i>	25
3.2. ESTRUTURAS GERADAS POR QUILHAS DE ICEBERGS	27
4. ESTRUTURAS EROSIVAS NO GONDWANA OCIDENTAL	29
4.1. AMÉRICA DO SUL	33
4.1.1. <i>Bacia do Paraná</i>	33
4.1.2. <i>Bacia Sanfranciscana</i>	40
4.1.3. <i>Bacias Calingasta-Uspallata e Paganzo</i>	40
4.1.4. <i>Bacias Tepuel-Genoa, Chaco-Paraná e Tarija</i>	42
4.2. ÁFRICA	43
4.2.1. <i>Bacia Karoo</i>	43
4.2.2. <i>Bacias Kalahari/Aranos, Huab e Karasburg</i>	47
4.2.3. <i>Bacia do Congo e Norte da Etiópia</i>	49
4.3. PENÍNSULA ARÁBICA	49

5. PALEOGEOGRAFIA NA PORÇÃO OCIDENTAL DO GONDWANA	50
5.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE A PALEOGEOGRAFICA DA LPIA	51
6. CONCLUSÕES	63
REFERÊNCIAS	64
ANEXO I – Mapa da porção ocidental do Gondwana com todas estruturas erosivas levantadas	
ANEXO II – Mapa da porção ocidental do Gondwana com estruturas erosivas subglaciais	
ANEXO III – Mapa paleogeográfico da porção ocidental do Gondwana	

1. INTRODUÇÃO

1.1. ABORDAGEM DA PESQUISA

O registro geológico é repleto de evidências que permitem a individualização de períodos caracterizados por significativos aumentos e diminuições da temperatura global. Estes períodos, chamados de *greenhouse* quando caracterizados por temperaturas quentes e *icehouse* quando frias, alternaram-se durante quase toda a história da Terra e são melhor evidenciados durante todo o Fanerozoico (Frakes *et al.* 1992). Os períodos de glaciação (também conhecidos como eras glaciais) mais estudados e melhor compreendidos ocorreram durante o intervalo Permiano-Carbonífero (Neopaleozoico) e no final do Cenozoico, isto se deve à melhor preservação de evidências destas glaciações no registro estratigráfico.

A glaciação que afetou o paleocontinente Gondwana, quando este se encontrava geograficamente localizado em altas latitudes no hemisfério sul, durante o Neopaleozoico é denominada Era Glacial Neopaleozoica (LPIA – *Late Paleozoic Ice Age*) e seu registro está distribuído amplamente pelas massas continentais que constituíam o Gondwana (**Figura 1.1**).

Na década de 1960 os primeiros trabalhos sistemáticos e de escala global foram realizados acerca da Era Glacial Neopaleozoica, desde então resultaram em importantes interpretações paleogeográficas sobre a evolução desta glaciação no Gondwana. Através destas interpretações, diversos autores tentam responder, principalmente, às seguintes questões: “Quando iniciou e terminou a Era Glacial Neopaleozoica?” e “Como evoluíram as massas de gelo durante a glaciação?”.

A busca por respostas para estas duas questões resultou em diversos trabalhos publicados com diferentes hipóteses para estes problemas, isto é, não há consenso quanto à cronologia e distribuição espacial das massas de gelo durante a Era Glacial Neopaleozoica. Isto pode ser atribuído à evolução do conhecimento sobre o registro estratigráfico glacial e às diferentes escalas de trabalho de cada autor, seja ela regional ou continental.

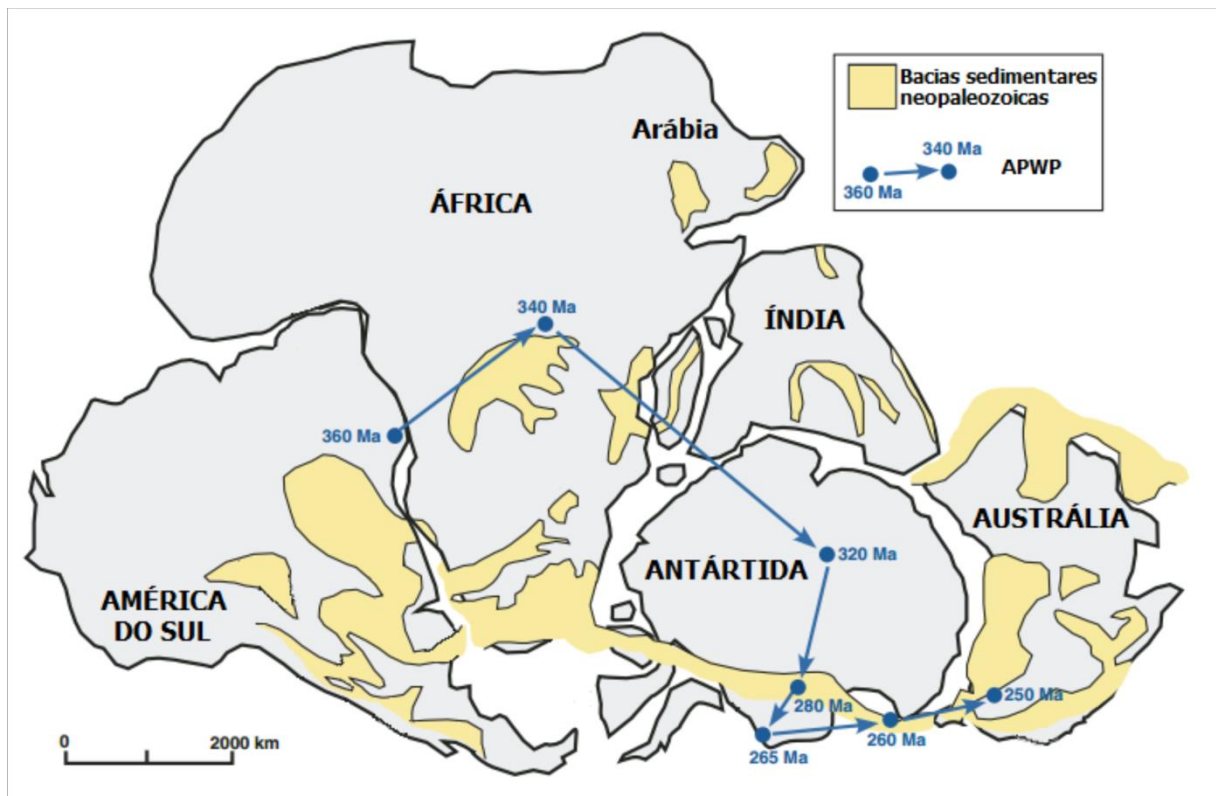


Figura 1.1 – Mapa paleogeográfico do Gondwana com destaque para as principais bacias sedimentares neopaleozoicas e posição do polo sul durante o intervalo Permiano-Carbonífero. Modificado de López-Gamundí & Buatois (2010).

Buscando resolver a questão sobre a evolução das massas de gelo sobre o Gondwana durante a Era Glacial Neopaleozoica, várias hipóteses foram criadas e podem ser sintetizadas em duas vertentes de pensamento. A primeira, mais tradicional, assume que a LPIA teve uma longa duração (até 100 Ma), associada com múltiplos avanços e recuos de uma grande calota polar centrada na Antártida e que cobriu quase que inteiramente o Gondwana (**Figura 1.2a**) em um contexto de uma única época glacial (Frakes *et al.* 1992, Veevers & Powell 1987, Hyde *et al.* 1999). Esta vertente prevalece na literatura até hoje.

A segunda vertente, mais recente, sugere que várias massas de gelo de menor extensão situadas sobre antigos altos topográficos fluíram até bacias adjacentes (**Figura 1.2b**). Estas massas de gelo teriam sido controladas pela altitude da linha de equilíbrio (ELA – *equilibrium-line altitude*) e expandiram-se e retraíram-se diacronicamente em múltiplos intervalos glaciais de aproximadamente 1-8 Ma de duração. Estes intervalos glaciais teriam sido alternados com períodos não glaciais de aproximadamente igual duração, totalizando um período de aproximadamente 72 Ma para a LPIA (Isbell *et al.* 2012, Fielding *et al.* 2008).

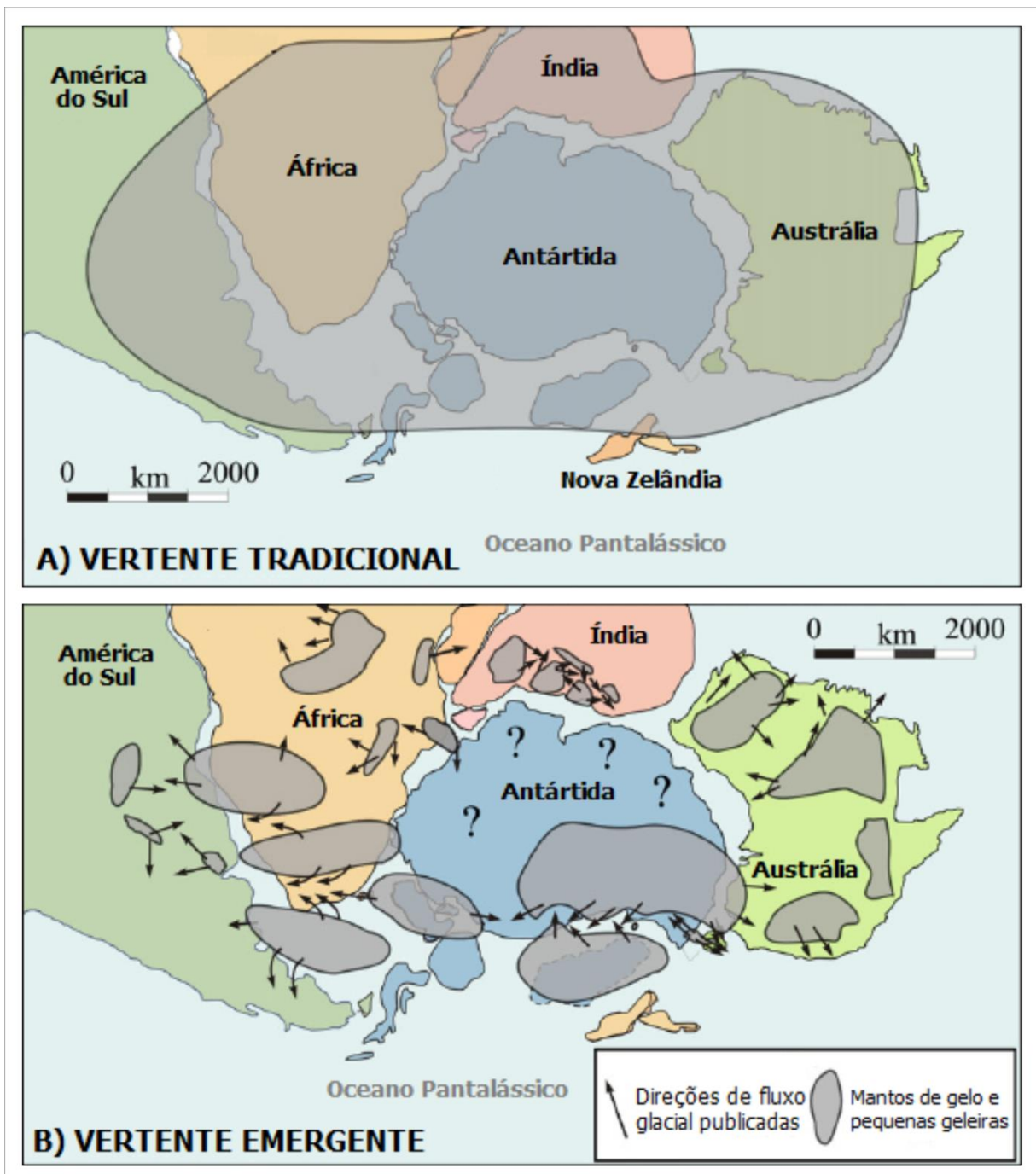


Figura 1.2 – Reconstrução paleogeográfica tradicional (a) e emergente (b) para o período de máxima glaciação (limite Permiano-Carbonífero) da LPIA no Gondwana. Modificado de Isbell *et al.* (2012).

Muitos trabalhos, de ambas vertentes, utilizam para propor modelos paleogeográficos indicadores de presença de massas de gelo e paleofluxo glacial que não indicam necessariamente o sentido de fluxo e extensão das massas de gelo. Exemplos são modelos paleogeográficos regionais e continentais que, por vezes, utilizam diamictitos como fator diagnóstico de presença de geleira (França & Potter 1988) ou a abrangência de todos os depósitos presentes no registro estratigráfico neopaleozoico que tenham influência glacial (Veevers & Powell 1987),

como também indicadores de paleofluxo glacial de cunho erosivo ou deposicional que não indicam, necessariamente, o sentido do fluxo de geleiras (Gesicki *et al.* 2002, Visser 1987, Stratten 1967).

Trabalhos realizados em escalas regional e global trazem diversas referências sobre indicadores de paleofluxo glacial e as utilizam para elaborar modelos para a evolução das massas de gelo durante a LPIA. Estruturas produzidas por erosão glacial sobre substrato rochoso ou sedimentos inconsolidados são os melhores indicadores geológicos de paleofluxo glacial. Estas estruturas podem ser estrias glaciais (*glacial striation*), sulcos (*grooves*), cristas (*flutes/ridges*), fraturas de fricção (*friction cracks*), *roches moutonnées*, marcas de arrasto de quilha de *icebergs* (*iceberg keel scour marks*) etc. Tais feições são relativamente comuns nas bacias gondwânicas e têm sido indiscriminadamente utilizadas para inferir paleofluxo de geleiras.

Uma reavaliação, no entanto, é necessária, uma vez que a gênese destas estruturas erosivas pode não estar relacionada a processos subglaciais. Um exemplo são as marcas de arrasto de quilhas de *icebergs*, feições encontradas no registro geológico moderno que não indicam, necessariamente, o sentido de movimento de geleiras uma vez que marés, correntes marinhas e ventos controlam o movimento destas massas de gelo. Estas feições são mais comuns no registro geológico do que anteriormente previsto (Woodworth-Lynas & Dowdeswell 1994), tanto em depósitos quaternários como em rochas mais antigas, como ressaltado por Vesely & Assine (2014) em rochas neopaleozoicas da Bacia do Paraná.

A reavaliação destes indicadores de paleofluxo glacial é necessária quando se objetiva elaborar um modelo paleogeográfico para a evolução de massas de gelo atuantes em épocas glaciais. Estas épocas possuem grande importância devido à presença de recursos energéticos não-renováveis em rochas depositadas sob condições glaciais, além de contribuir significativamente para os estudos sobre mudanças climáticas globais.

A discussão dos resultados desta monografia está dividida em dois grandes temas. O primeiro trata da reavaliação das estruturas erosivas indicadoras de paleofluxo glacial já publicadas para a LPIA na porção ocidental do Gondwana enquanto que o segundo aborda uma discussão integrada de propostas paleogeográficas para a LPIA na porção ocidental do Gondwana.

1.2. OBJETIVOS

Tendo em vista o exposto acima, este trabalho tem como objetivo uma reavaliação crítica dos modelos paleogeográficos propostos para a LPIA na porção ocidental do Gondwana, para isto foram perseguidos os seguintes objetivos específicos:

- Classificação das feições de erosão glacial já publicadas de acordo com sua origem.
- Estabelecimento dos sentidos de paleofluxo glacial indicados por estas feições e extensões das massas de gelo.
- Elaboração de um esboço paleogeográfico da LPIA na porção ocidental do Gondwana.
- Discussão dos resultados obtidos perante as duas principais propostas existentes na literatura.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS

O principal método de trabalho realizado foi o levantamento bibliográfico de feições glaciais erosivas, com algumas observações de campo para complementar o entendimento sobre as estruturas erosivas geradas por massas de gelo.

1.3.1. Levantamento bibliográfico

Foram levantados 84 indicadores de paleofluxo glacial na porção ocidental do Gondwana já publicados em periódicos, mapas e livros em acervos físicos e virtuais, sendo 39 pertencentes a bacias sedimentares sul-americanas e 45 a bacias africanas e da Península Arábica. A base de dados destas estruturas foi gerada através da confecção de tabelas com os seguintes dados para cada indicador de paleofluxo glacial: bacia, localização, depósito sotoposto, natureza do depósito sotoposto, depósito sobreposto, azimuth da estrutura, descrição da feição, feições associadas, observações e grau de confiabilidade

1.3.2. Classificação das feições erosivas de acordo com sua origem

As estruturas erosivas geradas direta ou indiretamente por geleiras, bem como sua nomenclatura, origem e classificação foram analisadas de acordo com os

trabalhos de Assine & Vesely (2008), Bennett & Glasser (2009), Benn & Evans (2010), Woodworth-Lynas & Dowdeswell (1994) e Vesely & Assine (2014).

A análise foi realizada de acordo com os fatores ilustrados na **Figura 1.3** e o posterior cruzamento das variáveis de cada um destes fatores (**Quadro 1.1**), de maneira subjetiva, resultou na classificação das feições indicadoras de paleofluxo glacial em dois níveis de confiabilidade (alto e baixo).

Estes níveis de confiabilidade representam, principalmente, a origem da estrutura erosiva, podendo assim ser interpretada e classificada como sendo gerada em ambiente subglacial (confiabilidade alta) ou em ambiente marinho/lacustre por *icebergs* (confiabilidade baixa). Algumas destas feições levantadas não possuem bom grau de documentação, não sendo descritas e apenas citadas nos trabalhos e aqui designadas com o grau de confiabilidade baixo devido à incerteza de origem destas estruturas.

1. Fatores
 - a) **Tectônicos**
 - a.1) Deformação tectônica sobreposta à feição
 - b) **Erosionais**
 - b.1) Estado de consolidação do litotipo que possui a feição
 - b.2) Tipo da feição e suas implicações paleogeográficas
 - c) **Deposicionais**
 - c.1) Litotipo sobreposto à feição
 - d) **Descritivos**
 - d.1) Grau de documentação da feição

Figura 1.3 – Fatores considerados para a análise da confiabilidade das feições indicadoras de paleofluxo glacial.

Quadro 1.1 – Variáveis para cada fator mostrado na Figura 1.3 e níveis de confiabilidade (alto e baixo) no qual cada variável está inserida.

Fator	NÍVEL DE CONFIABILIDADE	
	BAIXO	ALTO
1.a.1	Há deformação tectônica sobreposta	Não há deformação tectônica sobreposta
1.b.1	Substrato inconsolidado	Substrato consolidado
1.b.2	Feição que não indica sentido de paleofluxo de geleiras	Feição que indica sentido de paleofluxo de geleiras
1.c.1	Litotipo não citado ou gerado em ambiente subaquático profundo	Litotipo gerado em ambiente subglacial ou pró-glacial
1.d.1	Descrição curta / não há descrição	Descrição completa da feição e outras associadas

1.3.3. Observações de campo

Foram realizadas observações de campo de dois dias (26 e 27/10/2015) na região de São Bento do Sul (SC) visando a prospecção de novas ocorrências de feições indicadoras de paleofluxo glacial, tais como estrias e paleovales glaciais. Foram levantados 10 pontos de afloramento visando o mapeamento da diferença de altitude do contato entre os litotipos do Grupo Itararé e do embasamento cristalino (Complexo Granulítico de Santa Catarina e Bacia de Campo Alegre), com o intuito de investigar possíveis paleovales glaciais incisos em rochas pré-neopaleozoicas.

Na região da Serra de São Luiz do Purunã, no município de Balsa Nova (PR), também foram realizadas observações de campo no dia 19/11/2015 com o propósito de documentar uma nova feição glacial erosiva na Pedreira Bassani, localizada na escarpa de São Luiz do Purunã.

1.3.4. Confeção de mapas paleogeográficos

Com a finalidade de melhor expressar os resultados obtidos na análise dos indicadores erosivos de paleofluxo glacial foram confeccionados três mapas da porção ocidental do Gondwana que abrange as sucessões glaciais. Nos mapas estão evidenciadas as faixas de ocorrência das unidades neopaleozoicas, paleozoicas pré-Carbonífero, pré-cambrianas, posição do polo sul durante o Mississipiano e principais estruturas tectônicas regionais ressaltando as possíveis regiões com altas altitudes durante o Neopaleozoico. Para melhor observação das estruturas plotadas nos mapas, algumas regiões foram selecionadas em quadros com maior escala.

Para a confecção destes mapas foi utilizada a base geológica dos mapas geológicos do mundo do *United States Geologic Survey World's Energy Project* (Persits *et al.* 2002, Pollastro *et al.* 1997, Schenk *et al.* 1997). A paleoposição dos continentes foi estabelecida a partir do mapa de de Wit (1988 *apud* Bastien *et al.* 2015) e a posição do polo sul foi retirada de Powell & Li (1994 *apud* López-Gamundí & Buatois 2010). Para melhor detalhamento das unidades apresentadas nos mapas foram utilizados mapas e figuras presentes em artigos referentes à regiões específicas da África (Bussert 2010, Geiger 2010, Stollhofen *et al.* 2000, Catuneanu *et al.* 2005, Visser 1987, Visser 1997), América do Sul (Henry *et al.* 2008, Limarino & Spalletti 2006, Starck & Papa 2006, Campos & Dardenne 1997, Vesely 2006) e Península Arábica (Martin *et al.* 2008).

O mapa do **ANEXO I** exibe, além das informações citadas acima, todos os indicadores erosivos de paleofluxo glacial levantados. O mapa do **ANEXO II** evidencia somente as feições erosivas classificadas com o grau de confiabilidade alto, interpretadas como produtos de processos erosivos subglaciais. Já o mapa do **ANEXO III** exibe as interpretações paleogeográficas contendo os sentidos de fluxo, extensão das massas de gelo e extensão máxima da glaciação neopaleozoica.

2. LPIA NA PORÇÃO OCIDENTAL DO GONDWANA

2.1. TIPOS DE GLACIAÇÃO E MORFOLOGIA DE GELEIRAS

Uma geleira irá surgir sempre que um corpo de neve tenha condições para ser acumulado, compactado e transformado em gelo. Este processo é conhecido como acumulação (*accumulation*) e a região onde há precipitação de neve e consequente geração de gelo é denominada zona de acumulação (*accumulation zone*). Pelo contrário, ablação (*ablation*) é o processo de saída de massa do sistema de uma geleira e esta perda de massa é dada por derretimento e evaporação do gelo ou quebra de geleiras em ambientes aquáticos gerando *icebergs* (*iceberg calving*). A região onde a ablação supera a acumulação é denominada zona de ablação (*ablation zone*) (**Figura 2.1**).

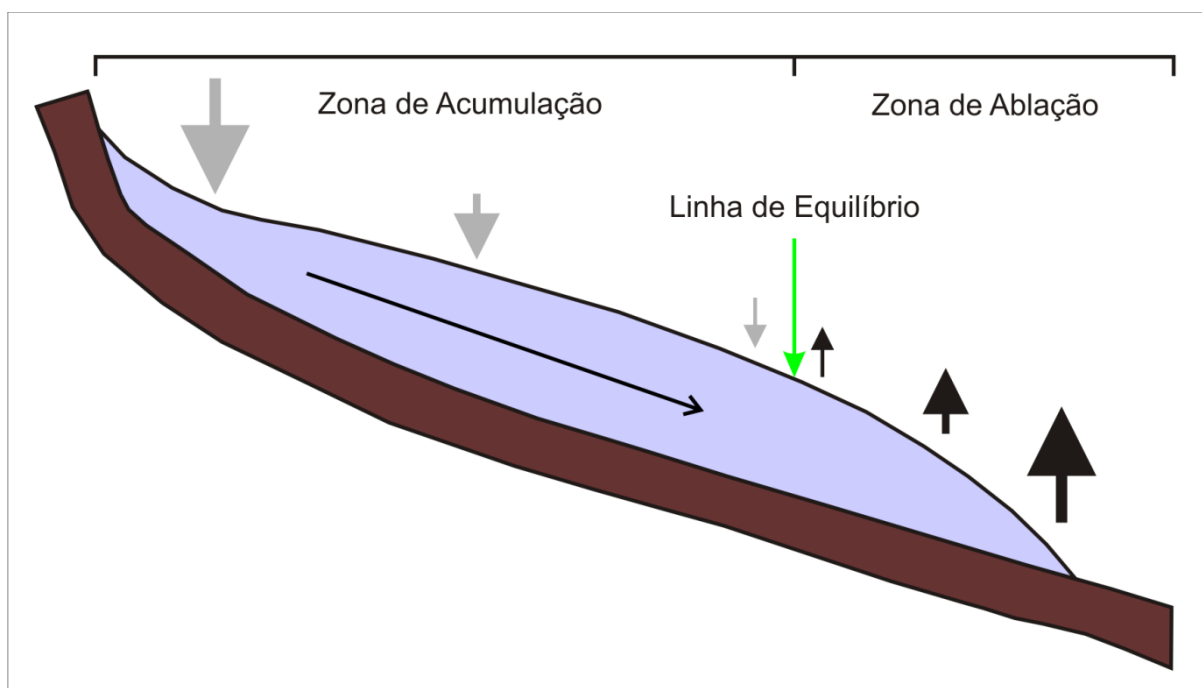


Figura 2.1 – Perfil longitudinal esquemático de uma geleira de vale mostrando fluxo topografia abaixo e a localização das zonas de acumulação e ablação, bem como da linha de equilíbrio. Adaptado de Bennet & Glasser (2009).

O ganho e perda de gelo em uma geleira é conhecido como balanço de massa (*mass balance*). O balanço de massa é uma função da acumulação e da ablação, sendo assim, para que uma geleira surja e dure é necessário que condições topográficas e climáticas permitam que a taxa de acumulação supere a taxa de ablação, resultando assim em um balanço de massa positivo.

A linha de equilíbrio (*equilibrium line*) é uma linha teórica que divide a zona de acumulação da zona de ablação, ou seja, é a superfície onde acima dela há

condições de geração e acumulação de gelo enquanto que abaixo predominam processos de destruição da geleira. A altitude da linha de equilíbrio (ELA - *equilibrium line altitude*) é ditada pelas condições climáticas regionais e locais e pela topografia. Próximo aos polos, onde há menor incidência solar e consequente menor entrada de calor, a linha de equilíbrio alcança a altitude do nível do mar, enquanto que em regiões próximas à Linha do Equador, onde a incidência solar é maior, esta linha posiciona-se acima dos 5000 m de altitude (**Figura 2.2**).

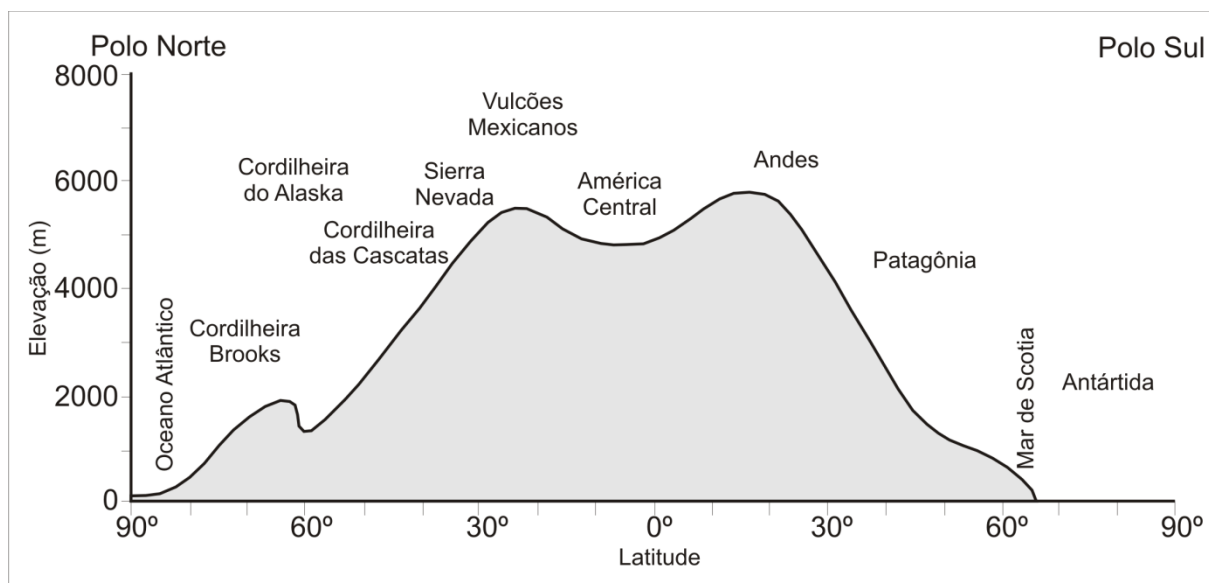


Figura 2.2 – Transecta do polo norte ao polo sul passando ao longo da costa oeste do continente americano. A altitude da linha de equilíbrio é maior em direção aos trópicos e Linha do Equador e menor (chegando a 0 m) nos polos. Adaptado de Broecker & Denton (1989).

O fluxo de geleiras é controlado pela gravidade e as formas e estilos que possuem são função do clima e da topografia, sendo que a morfologia de cada geleira é única. Para propósitos de descrição e estudo de geleiras antigas e atuais é conveniente dividi-las de acordo com seu tamanho, morfologia e relação com a topografia. Levando em consideração estas características, uma geleira pode ser classificada como calota de gelo (*ice cap*), manto de gelo (*ice sheet*), geleira controlada pela topografia e plataforma de gelo (*ice shelf*) (Benn & Evans 2010).

2.1.1. Calotas de gelo (*ice caps*) e mantos de gelo (*ice sheets*)

São massas de gelo com grande espessura e extensão lateral centralizadas em regiões relativamente planas. São denominadas mantos de gelo (*ice sheets*) quando possuem extensão maior que 50.000 km² e calotas de gelo (*ice caps*) quando cobrem uma área menor (Benn & Evans 2010).

O padrão de fluxo independe da topografia e é controlado principalmente por condições climáticas. Quase sua totalidade é caracterizada por um fluxo lento e sua porção central, denominada cúpula de gelo (*ice dome*), concentra-se em áreas relativamente elevadas. As porções onde o fluxo é maior são denominadas canais de gelo (*ice streams*) e se concentram canalizadas nas periferias de grandes geleiras em um padrão radial. Exemplos atuais de mantos de gelo são os localizados na Groenlândia e Antártida (**Figura 2.3**) e exemplos pretéritos documentados são os de Laurêntida e Escandinávia, estes últimos configuraram a Glaciação Pleistocênica no hemisfério norte.

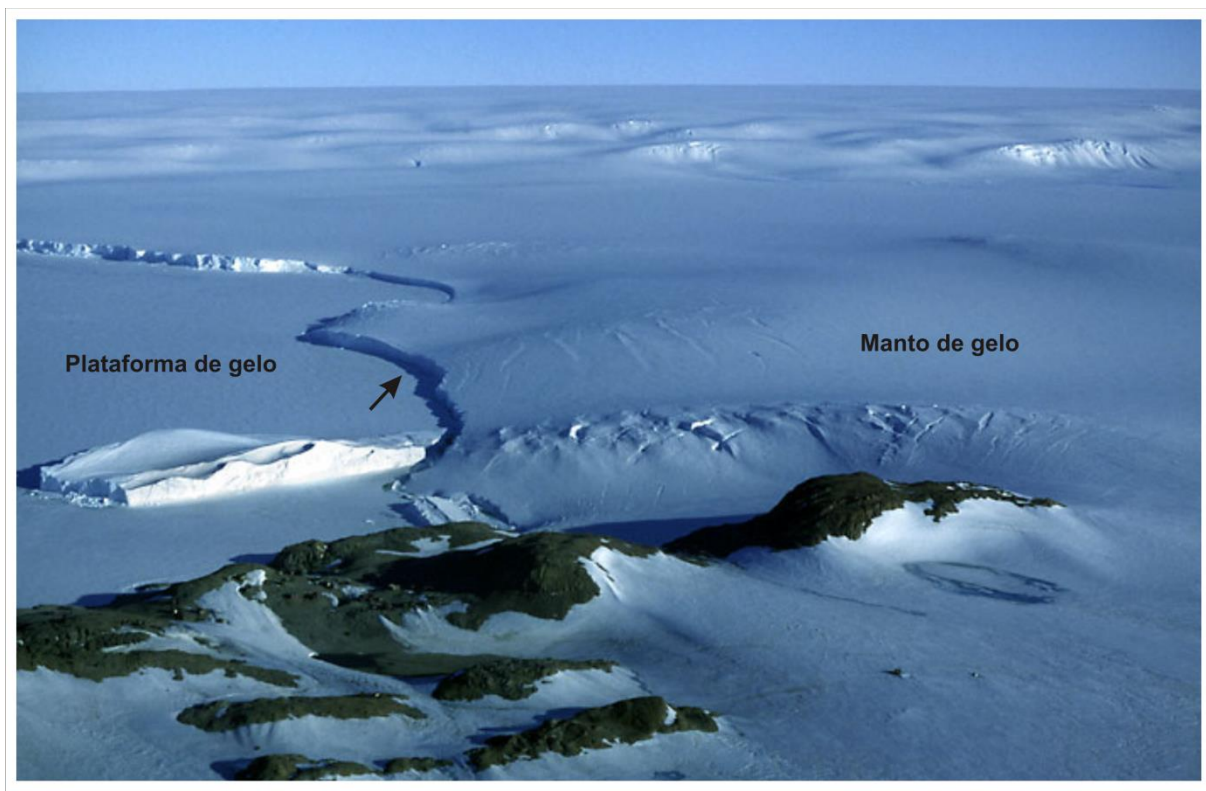


Figura 2.3 – Manto de gelo do leste da Antártida (*East Antarctic Ice Sheet*) alcançando o oceano e configurando uma plataforma de gelo. A seta indica uma escarpa que separa a porção continental, à direita, do oceano à esquerda da figura (www.swisseduc.ch/glaciers).

2.1.2. Plataformas de gelo (*ice shelves*)

As plataformas de gelo são massas de gelo flutuantes que possuem um baixo gradiente topográfico e desenvolvem-se quando geleiras continentais alcançam o oceano ou onde o gelo marinho aumenta de espessura devido à acumulação superficial e acreção basal. Estes corpos são restritos à regiões polares e desenvolvem-se no nível do mar, como por exemplo na Antártida (**Figura 2.3**).

2.1.3. Geleiras controladas pela topografia

São controladas principalmente pela topografia com pouca contribuição de condições climáticas. Desenvolvem-se em altas altitudes onde o relevo seja passível para a acumulação de gelo e podem ser subdivididas em diversos tipos dependendo de condições topográficas e da morfologia. Dentre elas cabe um destaque especial para os campos de gelo (*ice fields*) e as geleiras de vale (*valley glaciers*).

Os campos de gelo diferem de calotas e mantos de gelo por não possuírem uma única estrutura dômica radial e seu fluxo é condicionado pela topografia. Estes campos se desenvolvem em áreas onde a altitude seja suficiente para a acumulação de gelo e são drenados por amplas geleiras de vale (**Figura 2.4**).



Figura 2.4 – Imagem de satélite mostrando o Campo de Gelo do Sul da Patagônia desenvolvido sobre a Cordilheira dos Andes. Destaque para as geleiras de vale terminando em lagos glaciais e no Oceano Pacífico, bem como vários vales esculpidos por geleiras (fiordes) (Envisat – imagem adquirida em 15/03/2007).

As geleiras de vale, também conhecidas por geleiras alpinas, são condicionadas principalmente pela topografia e desenvolvem-se, principalmente, em vales profundos incisos no substrato rochoso, resultando em grandes vales com perfil transversal em forma de U (**Figura 2.5**). Estas geleiras podem possuir um único curso ou formar redes dendríticas similares aos sistemas fluviais e seu término ocorre tanto em corpos aquosos (lagos/oceanos), gerando vales subaquáticos denominados fiordes (*fjords*), como em porções continentais.



Figura 2.5 – Geleira de Aletsch, a maior e mais longa geleira de vale dos Alpes com fluxo condicionado pela topografia (www.swisseduc.ch/glaciers).

2.2. HISTÓRICO E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE A LPIA

Os primeiros reconhecimentos de glaciação no registro estratigráfico neopaleozoico datam do começo do século XX e contribuíram significativamente para a criação da Teoria da Deriva Continental e formulação do conceito do paleocontinente Gondwana (Du Toit 1937 *apud* Fielding *et al.* 2008).

Crowell, Frakes e colaboradores (Frakes & Crowell 1969, 1970, Frakes *et al.* 1971, Crowell & Frakes 1971, 1972) foram os primeiros a realizar uma investigação ampla sobre a LPIA, juntando fragmentos de escala continental para uma sistemática investigação deste período. Foram utilizados dados de paleocorrentes, feições erosivas geradas por massas de gelo e origem dos clastos de diamictitos, além da análise estratigráfica para propor modelos paleogeográficos para a evolução da LPIA na América do Sul, África, Antártida e Austrália.

Frakes & Crowell (1969) propuseram um modelo paleogeográfico para a LPIA na América do Sul inferindo que as áreas onde há unidades pré-cambrianas na porção sul do Brasil e no Uruguai, juntamente com porções no sul da África, foram os centros de onde geleiras teriam irradiado até a Bacia do Paraná durante o Carbonífero e possivelmente o Eopermiano em função das altas latitudes em que

esta região se encontrava. A glaciação que afetou as bacias do Cinturão Andino não foi tão intensa e provavelmente tenha sido controlada principalmente pelas elevadas altitudes da região e não devido à paleolatidade.

Frakes & Crowell (1970) e Crowell & Frakes (1972), investigando a LPIA nas porções central e sul do continente africano, sugeriram a presença de três grandes centros glaciais que afetaram as bacias adjacentes: (a) Transvaal (região onde atualmente é o Zimbábue, Zâmbia e nordeste da África do Sul), (b) Antártida (centro glacial localizado na Antártida que teria afetado o continente africano através do Lobo de Natal) e (c) Lobo de Namaland (irradiado de regiões onde é a atual costa sudoeste do continente africano), além de menores centros glaciais controlados principalmente por altas altitudes.

O Manto de Gelo do Transvaal teria irradiado lobos glaciais para o oeste (Lobo de Kaokoveld), sudoeste (Lobo de Botswana) e para o noroeste. Estes lobos afetaram a Bacia Karoo e suas correlatas, bem como a Bacia do Congo e até mesmo a Bacia do Paraná. Além deste grande centro glacial, o Lobo de Natal, vindo de sudeste, também teria afetado a Bacia Karoo, assim como o Lobo de Namaland, vindo de noroeste.

Frakes (1979) sugeriu que durante o ápice da glaciação, por volta do limite Carbonífero-Permiano, um grande manto de gelo, comparável aos atuais mantos polares e gerado pela coalescência de diversos mantos e calotas de gelo, ocupou grande parte da Antártida, sul da África, Austrália e partes da América do Sul. Também identificou três fases de atividade glacial no Neopaleozoico dentro de um contexto de uma única época glacial global onde a glaciação teria tido início com glaciações alpinas no Pensilvaniano, posteriormente uma fase Eopermiana onde os mantos de gelo continentais cobriram grandes áreas do Gondwana e durante o restante do Permiano teriam decaído e desaparecido.

Veevers & Powell (1987) realizaram uma interpretação paleogeográfica em escala global buscando correlacionar a LPIA com variações eustáticas registradas nas sequências deposicionais no paleocontinente Euramérica. Os autores postularam um ápice para a glaciação no limite Pensilvaniano-Eopermiano e inferiram a extensão e evolução das massas de gelo baseando-se na abrangência de depósitos glaciais, tendo como resultado uma grande calota polar centrada na Antártida cobrindo quase que inteiramente o Gondwana.

Visser (1987) trouxe uma proposta paleogeográfica para a região sul do continente africano integrando a topografia, espessura dos depósitos glaciais (Grupo Dwyka), indicadores de paleofluxo glacial e composição de clastos de diamictitos/tilitos. O autor sugeriu que a Bacia Karoo representava uma região plataformal enquanto que a Bacia Kalahari e outras menores configuravam depressões lineares (*troughs*) bordejadas por áreas topograficamente elevadas que teriam sido locais onde centros glaciais se desenvolveram e irradiaram lobos glaciais e geleiras de vale.

Em um contexto mais local, França & Potter (1988) definiram dois novos lobos glaciais (Mato Grosso e Santa Catarina) presentes na porção oeste da Bacia do Paraná. Estas inferências foram realizadas através da análise de mapas de isópacas de diamictitos. Gesicki *et al.* (2002), após terem documentado cinco novas superfícies estriadas na Formação Aquidauana na porção noroeste da Bacia do Paraná, postularam que as geleiras provindas do sudoeste da África cobriram parte da Bacia do Paraná até alcançar a porção noroeste da mesma.

Realizando uma revisão da LPIA no continente africano, Visser (1997) postulou enormes centros glaciais localizados em áreas topograficamente elevadas que teriam irradiado e invadido as bacias sedimentares neopaleozoicas africanas, arábicas e a Bacia do Paraná durante o limite Carbonífero-Permiano.

As diferentes direções de indicadores de paleofluxo glacial em uma mesma região do continente africano são interpretadas como resultado da interação de diferentes lobos glaciais ou avanços e recuos de uma mesma geleira como, por exemplo, mostram os trabalhos de Stratten (1972, 1977), Visser (1990) e Visser *et al.* (1997).

Isbell *et al.* (2003) realizaram uma revisão do registro estratigráfico da LPIA e concluíram que a distribuição espaço-temporal das unidades que contêm evidências glaciais define três intervalos, cada um com 10-25 Ma de duração. Isto levantou a possibilidade de a LPIA ser composta de intervalos discretos de glaciação separados por intervalos com condições não glaciais. Curtos períodos de glaciação são reconhecidos em várias regiões e são separados por intervalos que experimentaram pouca, ou nenhuma, atividade glacial. Esta ideia assemelha-se à proposta por Crowell (1978), onde diversos centros glaciais desenvolveram de maneira diacrônica.

Starck & Papa (2006) propuseram um grande manto de gelo provindo do sul da África que teria se estendido até o limite noroeste da Bacia Tarija, na Bolívia, e englobado toda a extensão das bacias do Paraná e Chaco-Paraná. Estes autores ainda compararam este grande manto de gelo neopaleozoico com o manto de gelo pleistocênico Laurêntida, que atingiu os 40° de latitude no hemisfério norte.

Fielding *et al.* (2008) fizeram uma comparação da distribuição estratigráfica espaço-temporal dos registros glaciais neopaleozoicos com base em diversos trabalhos mais recentes e mostraram que os registros de glaciação são organizados em pequenos intervalos de 1-10 Ma de duração e alternados com períodos não-glaciais. Isto sugere que geleiras não só avançaram e retraíram, bem como podem ter retraído ao ponto de não haver influência glacial nas regiões das bacias. Esta visão aponta em direção a uma nova maneira de pensar em relação aos modelos paleoclimáticos tradicionais e evolução das massas de gelo durante a LPIA.

Isbell *et al.* (2012) sugeriram um modelo para a evolução da LPIA tendo como principal controle de glaciação a altitude da linha de equilíbrio (ELA – *equilibrium-line altitude*), ressaltando que a LPIA foi caracterizada por múltiplos eventos glaciais diacrônicos. Os autores identificaram um ápice para a glaciação entre o Neopensilvaniano e Eopermiano com a centralização na Antártida e centros glaciais de menor magnitude ocorrendo em quase todas as porções do Gondwana. Os centros glaciais foram definidos baseando-se em indicadores de paleofluxo glacial levantados na bibliografia, porém sem ser feita a discriminação da origem destas estruturas.

Em uma revisão climática da LPIA na América do Sul, Limarino *et al.* (2014), utilizando indicadores litológicos, bioestratigráficos e cronoestratigráficos, demonstram que durante o intervalo Viseano-Bashkiriano (estágio glacial) diversos centros glaciais de menor magnitude, e localizados em altos topográficos, fluíram até as bacias neopaleozoicas adjacentes. Já durante o estágio glacial terminal (Bashkiriano-Cisuraliano), os centros glaciais localizados na porção leste do continente sul-americano gradativamente sumiram, restando apenas centros menores na porção oeste.

2.3. BACIAS SEDIMENTARES NEOPALEOZOICAS

O registro geológico da Era Glacial Paleozoica está amplamente distribuído em quase sua totalidade do Gondwana na forma de feições erosivas e unidades estratigráficas depositadas sob as condições glaciais da época. Ótimos registros da glaciação na porção ocidental do megacontinente estão distribuídos ao longo das bacias sedimentares fanerozoicas que atualmente estão situadas na América do Sul, África e Península Arábica.

2.3.1. Bacias sedimentares da América do Sul

As bacias sedimentares que possuem registros sedimentares e erosivos da LPIA situam-se nas porções central e sul do continente sul-americano (**Figura 2.6**). Limarino & Spalletti (2006) reconhecem três tipos principais de bacias: intracratônicas, relacionadas a arco e retroarco. As adjacências destas bacias são compostas por áreas cratônicas e faixas móveis pretéritas, representando regiões elevadas durante o Neopaleozoico.



Figura 2.6 – Localização das bacias sedimentares (porções sombreadas) com registros da glaciação neopaleozoica no continente sul-americano.

As bacias intracratônicas são as do Paraná, Chaco-Paraná, Sanfranciscana, Sauce-Grande Colorado e La Golondrina. Estas bacias possuem registro estratigráfico neopaleozoico do Pensilvaniano ao Neopermiano, muito pouca deformação e metamorfismo ausente.

Como resultado de eventos orogenéticos na margem oeste do Gondwana, durante o neopaleozoico, desenvolveram-se as bacias de retroarco e as relacionadas a arco (Henry *et al.* 2008). As bacias de retroarco são bacias com deformação neopaleozoica localizada, sem metamorfismo e registro estratigráfico neopaleozoico completo. São denominadas Tarija, Paganzo, Tepuel-Genoa, além da porção leste da bacia Madre de Dios. As bacias relacionadas a arco que possuem registro neopaleozoico completo são denominadas Navidad-Arizaro, Río Blanco e Calingasta-Uspallata, além da porção oeste da Madre de Dios. Estas bacias possuem alta atividade tectônica e metamorfismo presente em algumas porções, além de atividade magmática contemporânea.

2.3.2. Bacias sedimentares da África e Península Arábica

No continente africano as bacias sedimentares neopaleozoicas (**Figura 2.7**) podem ser divididas, segundo Catuneanu *et al.* (2005), em Bacia Karoo (*main Karoo Basin*), bacias Karoo *sensu stricto* (*Karoo basins sensu stricto*) e sucessões de idade Karoo (*Karoo-aged successions*) de acordo com os regimes tectônicos envolvidos na formação destas bacias.

O Supergupo Karoo compreende cinco unidades litoestratigráficas classificadas como grupos, da base para o topo: Dwyka, Eccu, Beaufort, Stormberg e Drakensberg. Estas unidades estão bem definidas na Bacia Karoo e suas unidades correlatas estão distribuídas ao longo das bacias Karoo *sensu stricto* que se distribuem ao norte da Bacia Karoo até a Linha do Equador como ressaltado por Catuneanu *et al.* (2005). O registro estratigráfico neopaleozoico presente nestas bacias possui abrangência do Pensilvaniano ao final no Permiano e a unidade litoestratigráfica que apresenta registros da glaciação neopaleozoica é conhecida como Grupo Dwyka, bem como suas unidades correlatas.

A Bacia Karoo, localizada no extremo sul do continente africano, é classificada como sendo um sistema antepaís de retroarco resultado de processos de subducção e orogênese ao longo da margem pantalássica do Gondwana. Já as bacias Karoo *sensu stricto* são resultado de regimes extensionais e transtensionais

atuantes na margem divergente do Oceano de Tethys. Estas bacias são pequenos depocentros distribuídos ao longo da porção sul e central do continente africano, cabendo destaque, devido à magnitude, para as bacias do Kalahari/Aranos e do Congo (Catuneanu *et al.* 2005).

Acima da Linha do Equador somente há pequenas porções aflorantes de unidades de idade neopaleozoica. Estas porções são as denominadas sucessões de idade Karoo e os registros da glaciação são encontrados em pequenas porções no continente africano no Sudão, Gabão, Etiópia e também na Península Arábica no Yemen e Oman. Estes registros limitam a extensão máxima da LPIA na porção norte do continente africano.



Figura 2.7 – Localização das bacias sedimentares (porções sombreadas) com registros da glaciação neopaleozoica no continente africano e Península Arábica

3. ESTRUTURAS EROSIVAS GLACIAIS

Geleiras são os melhores agentes erosivos na Terra, elas são capazes de erodir grandes áreas e escavar vales e bacias sedimentares. Também são ótimos agentes de transporte podendo carregar grande quantidade de sedimento de tamanho variável. Os mecanismos de erosão glacial são a abrasão (*abrasion*) e remoção de blocos (*plucking* ou *quarrying*). O primeiro mecanismo é o gradual desgaste do substrato pela passagem do gelo carregado de detritos, já o segundo se dá pela remoção de blocos do substrato ou sedimento inconsolidado, através de fraturas, e é o mais importante mecanismo de erosão glacial (Bennet & Glasser 2009).

Como resultado destes dois mecanismos de erosão glacial, diferentes tipos de feições ficam registradas no substrato após a passagem das massas de gelo. Estas estruturas podem ser geradas em ambiente subglacial, durante o avanço de uma geleira, ou por massas de gelo flutuantes (*icebergs*) que se desprendem de geleiras através do processo denominado desagregação de blocos da margem da geleira (*iceberg calving*).

Estruturas deposicionais, como os pavimentos de blocos (*boulder pavements*), são geradas em ambiente subglacial pelos mecanismos de deposição de detritos da geleira e posterior abrasão glacial e podem ser utilizadas na definição do sentido do fluxo de geleiras quando bem descritos e interpretados quanto à sua origem.

3.1. ESTRUTURAS GERADAS EM AMBIENTE SUBGLACIAL

As estruturas erosivas geradas em ambiente subglacial podem ser divididas, de acordo com a escala espacial cuja estrutura é geralmente encontrada, em estruturas de microescala (menor que 1 m), mesoescala (entre 1 m e 1 km) e macroescala (maior que 1 km) (Bennet & Glasser 2009).

3.1.1. Estruturas de microescala

As estruturas erosivas de microescala são as mais comumente encontradas no registro geológico. São ótimas feições indicativas de direção e sentido do fluxo glacial e são classificadas de acordo com sua morfologia e origem (**Figura 3.1**) em

estrias glaciais (*glacial striation*), *micro crag and tails*, fraturas de fricção (*friction cracks*) e formas moldadas plasticamente (*P-forms*).

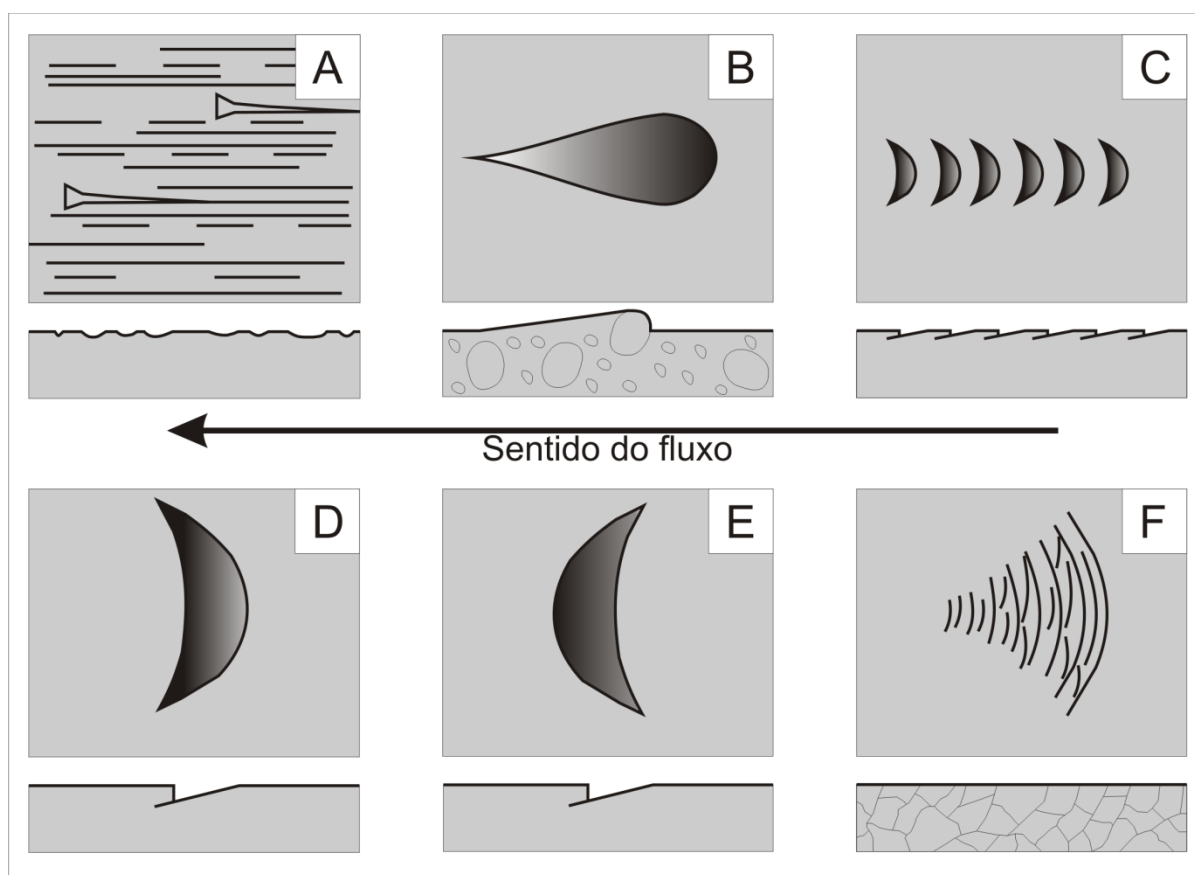


Figura 3.1 – Feições de erosão glacial de microescala vistas em planta e em perfil com sentido do fluxo glacial indicado. **a)** Estrias glaciais e estrias cabeça-de-prego; **b)** *Micro crag and tail*; **c)** Marcas de impacto; **d)** Fratura lunada; **e)** Sulco em crescente; **f)** Fraturas em crescente. Adaptado de Benn & Evans (2010).

Estrias glaciais (*glacial striation*)

As estrias glaciais (*glacial striation*) são resultado da abrasão glacial que produz linhas na superfície das rochas e, quando em conjunto, formam superfícies polidas e estriadas (**Figura 3.2a**). Geralmente possuem milímetros de profundidade, mas o comprimento pode atingir vários metros. Quando possuem largura e profundidade centimétricas são denominadas sulcos (*grooves*). São uma das estruturas erosivas glaciais mais comuns e mais utilizadas para fazer inferências sobre o fluxo de gelo, isto se deve à orientação da estria ser paralela ao movimento do gelo. Elas indicam a direção do movimento e quando são assimétricas ou interrompidas por cavidades ou clastos indicam também o sentido do movimento, tal como as estrias cabeça-de-prego (*nailhead striation*) (**Figura 3.1a**).

Estrias e sulcos também são gerados pelo arrasto de quilhas de *icebergs* sobre sedimento inconsolidado e quando desenvolvidas apresentam feições de

escorregamentos contemporâneos (**Figura 3.2b**). Neste trabalho será utilizado o termo “pavimento estriado” para superfícies estriadas desenvolvidas em substratos rochosos consolidados e “superfície estriada intraformacional” quando geradas sobre sedimento inconsolidado.

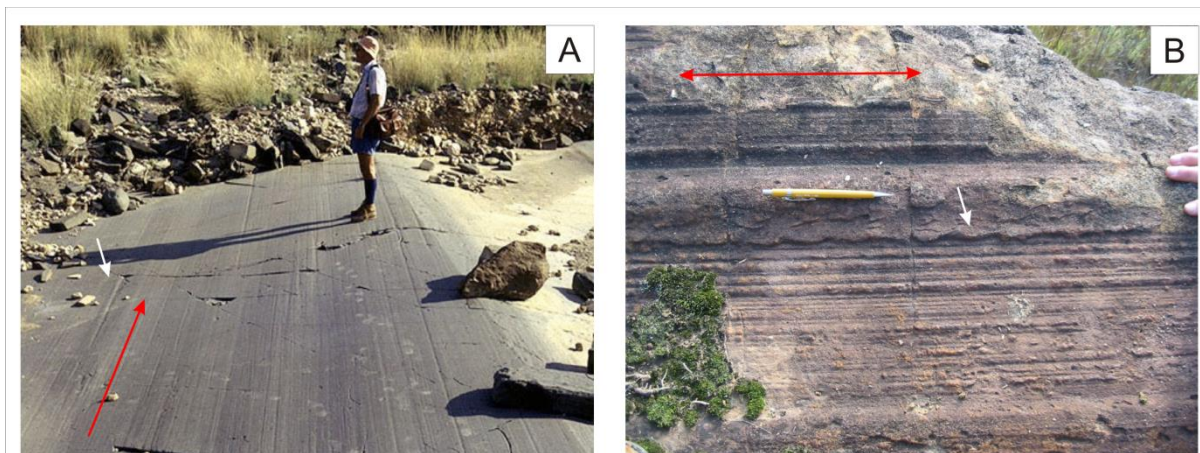


Figura 3.2 – a) Pavimento polido e estriado sobre substrato consolidado. Sentido de fluxo representado pela seta vermelha e definido pela estria assimétrica mais larga e profunda indicada pela seta branca (www.swisseduc.ch/glaciers/glossary); **b)** Superfície estriada sobre sedimento inconsolidado com feições de escorregamento contemporâneos indicadas pela seta branca. Direção de fluxo representada pela seta vermelha (F. F. Vesely).

Fraturas de fricção (*friction cracks*)

São fraturas, sulcos e fendas desenvolvidos no substrato rochoso pelo mecanismo de remoção de blocos (*quarrying*) glacial. Diferem das estrias glaciais devido ao fato de não serem produzidas pelo contato contínuo entre detritos da geleira e o substrato, e sim pelo contato intermitente entre eles. Compreendem um grupo de feições denominadas marcas de impacto (*chattermarks*), sulcos em crescente (*crescentic gouges*), fraturas em crescente (*crescentic fractures*) e fraturas lunadas (*lunate fractures*).

Marcas de impacto são fraturas com forma em crescente que ocorrem geralmente em séries pouco espaçadas e com espaçamento consistente. O lado côncavo destas feições indica o sentido de movimentação do gelo (**Figura 3.1c**). A origem e geometria dos sulcos em crescente e fraturas lunadas são similares. O lado côncavo das fraturas lunadas indica o sentido do movimento do gelo (**Figura 3.1d**) enquanto que é o lado convexo dos sulcos em crescente que indica o sentido (**Figura 3.3a**), porém ambas estruturas possuem um plano principal de ruptura e o mergulho deste plano indica o sentido do movimento (**Figuras 3.1d e 3.1e**). Fraturas em crescente são planos de fratura em forma de arcos, e quando apresentam-se

isolados o lado convexo indica o sentido do movimento do gelo. Já quando apresentam-se em séries lineares (**Figuras 3.1f e 3.3b**), o que é mais comum, o lado côncavo indica o sentido de movimento (Benn & Evans 2010).

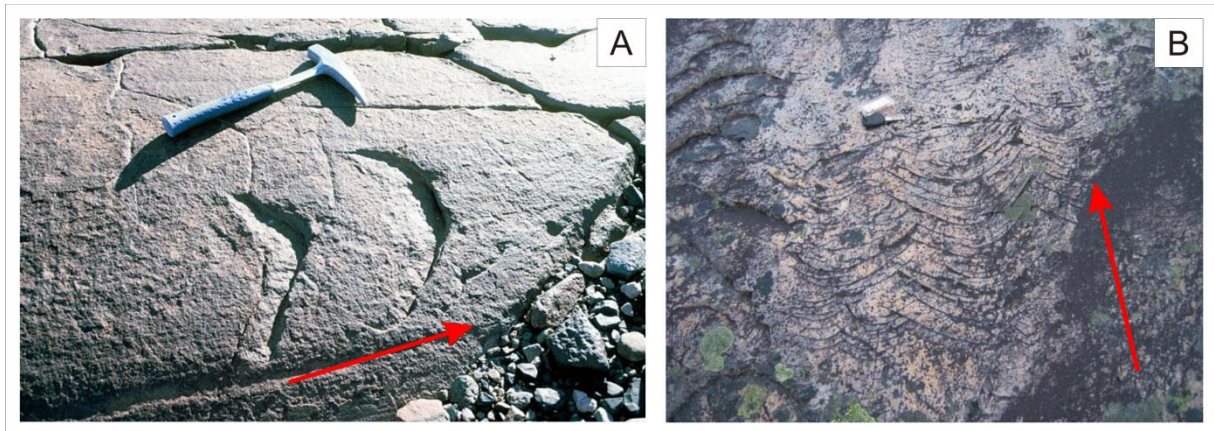


Figura 3.3 – Fraturas de fricção geradas em substrato rochoso com sentido do fluxo glacial indicado pelas setas vermelhas. **a)** Sulcos em crescente (www.swisseduc.ch/glaciers/glossary); **b)** Fraturas em crescente (Bennet & Glasser 2009).

Micro crag and tails

Estas estruturas são pequenas “caudas” de rocha que ficam preservadas durante a abrasão glacial no sotavento de cristais ou clastos resistentes presentes na superfície de uma rocha do substrato (**Figura 3.4**) (Bennet & Glasser 2009). Também são conhecidas como *rat tails* e são feições importantes por, através da sua assimetria, evidenciar o sentido do fluxo do gelo (**Figura 3.1b**).

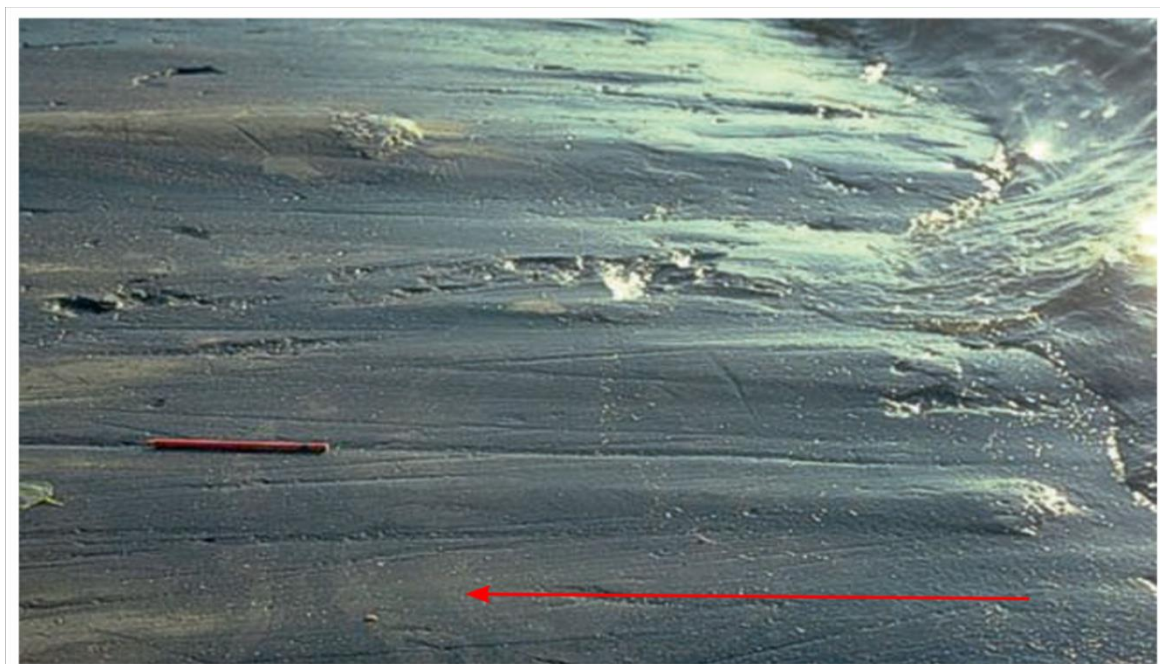


Figura 3.4 – Pavimento estriado com cristais de pirita atuando como resistatos e gerando *micro crag and tails*. Sentido do fluxo indicado pela seta vermelha (Bennet & Glasser 2009).

Formas moldadas plasticamente (*plastically moulded forms - P-forms*)

Este grupo de estruturas abrange diversas depressões suaves com diferentes formas esculpidas no substrato e são produto de processos de erosão subglacial gerado por geleiras e por água de degelo. Estas feições podem ser transversais ou paralelas ao movimento do gelo, bem como não direcionais (Benn & Evans 2010).

3.1.2. Estruturas de mesoescala

Roches moutonnées

Roches moutonnées são elevações e montes assimétricos de rochas do substrato com a porção do barlavento gerada por abrasão e do sotavento gerada por remoção de blocos. Estrias glaciais e polimento da superfície são comuns ao longo do barlavento como resultado da abrasão glacial enquanto que no sotavento predomina o processo de remoção de blocos (*quarrying*), gerando fraturas de fricção e consequente remoção de blocos de acordo com o aumento da pressão basal entre o substrato e a geleira (**Figuras 3.5 e 3.6**). O sentido de movimento nestas estruturas pode ser facilmente definido pelas fraturas de fricção e pela assimetria.

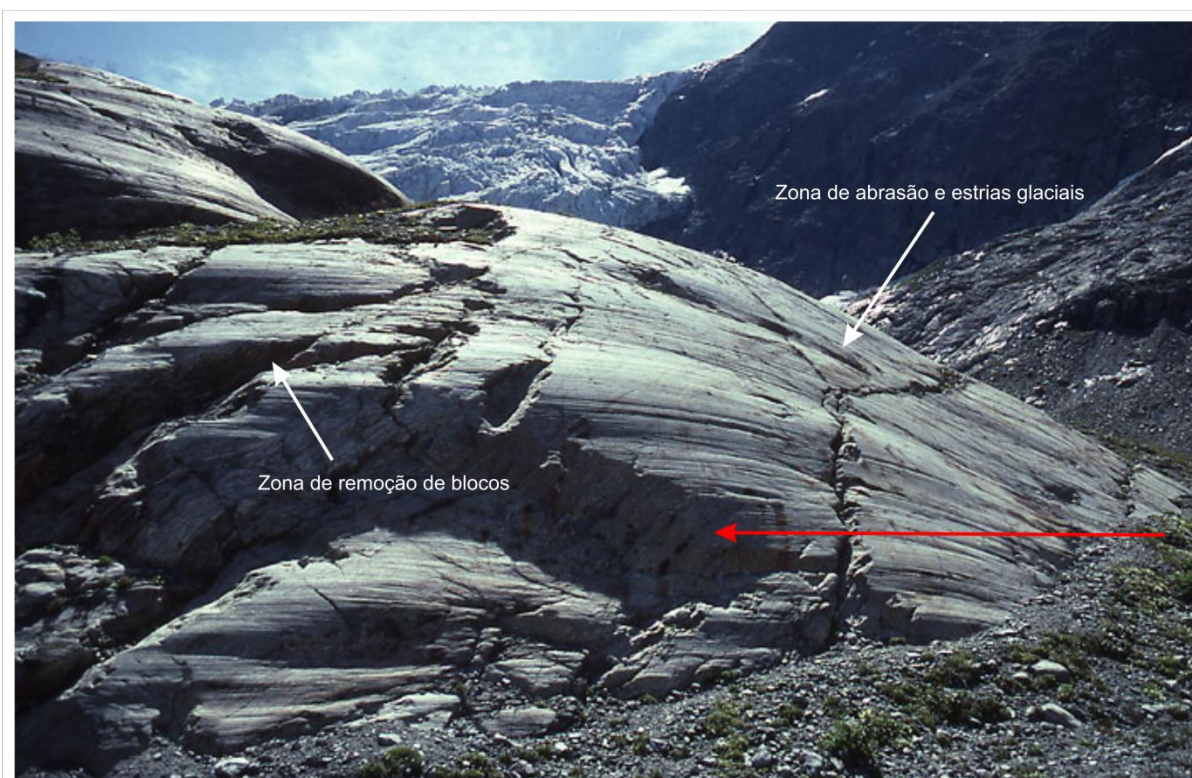


Figura 3.5 – *Roche moutonnée* com estrias glaciais e zonas de remoção de blocos e abrasão glacial evidenciadas. Sentido do paleofluxo glacial indicado pela assimetria da estrutura (seta vermelha) (www.swisseduc.ch/glaciers/glossary).

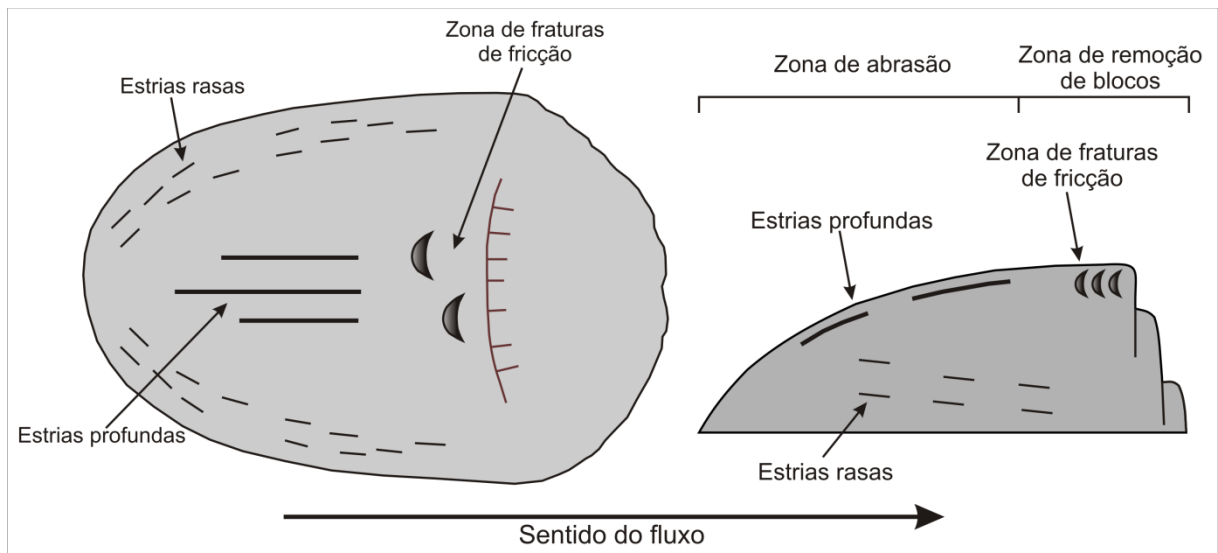


Figura 3.6 – Vista em planta e em perfil mostrando a morfologia e feições erosivas de microescala associadas a *roches moutonnées* (Adaptado de Benn & Evans 2010).

Feições direcionais no substrato (*Streamlined bedrock features*)

Estas estruturas são feições positivas alongadas moldadas no substrato rochoso e sem as porções abruptas de remoção de blocos no sotavento presentes nas *roches moutonnées*. Os *rock drumlins* apresentam simetria enquanto que as *whalebacks* são aproximadamente assimétricas e são assim denominadas por apresentarem forma semelhante ao dorso de uma baleia quando visto em perfil. Ambos tipos de estruturas possuem todas superfícies abradadas e com estrias.

Megasulcos e bacias (*Megagrooves e Rock basins*)

O desenvolvimento destas feições é controlado pela distribuição de descontinuidades (fraturas, foliação, contatos) no substrato rochoso que podem ser aproveitadas durante a remoção de blocos pelas geleiras. São depressões ovais ou lineares esculpidas no substrato e podem atingir centenas de metros.

3.1.3. Estruturas de macroescala

Vales glaciais e Fiordes (*Glacial troughs e fjords*)

Vales glaciais são grandes incisões lineares e profundas esculpidas no substrato rochoso com perfil em forma de U e quando preenchidos por água são chamados fiordes (**Figura 3.7**). Eles representam o efeito da erosão glacial quando o fluxo de gelo é condicionado pela topografia e canalizado ao longo de um vale. Estas incisões podem ocorrer abaixo de calotas de gelo ou por geleiras de vale. Ambos mecanismos de erosão glacial atuam na geração destas feições e

comumente encontram-se superfícies estriadas, *roches moutonnées* e bacias na base e nas paredes destes vales.



Figura 3.7 – Vales glaciais e fiordes desenvolvidos a partir da Calota de Gelo da Groenlândia na costa oeste da Groenlândia (Google Earth).

Areal scouring

É o mais comum tipo de paisagem gerado por erosão glacial. Compreende uma ampla área de relevo plano com uma assembleia de *whalebacks*, *roches moutonnées*, megasulcos e bacias. Com o auxílio de imagens aéreas a direção do fluxo glacial pode ser facilmente observada (**Figura 3.8**).

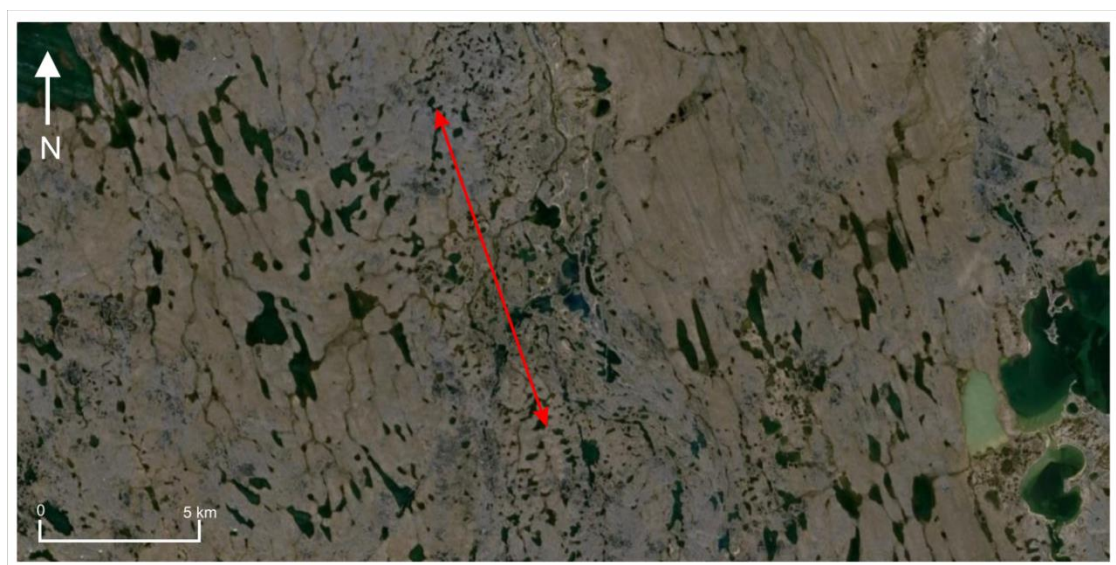


Figura 3.8 – Região de *areal scouring*, gerada durante a Glaciação Pleistocênica, no Território de Nunavut (nordeste do Canadá) com o desenvolvimento de megasulcos e bacias alongados paralelamente à direção do fluxo glacial indicada pela seta vermelha (Google Earth).

3.2. ESTRUTURAS GERADAS POR QUILHAS DE *ICEBERGS*

Icebergs são gerados pelo processo de desagregação de blocos da margem da geleira (*iceberg calving*). Estes corpos são massas de gelo flutuantes, de dimensões variadas, originados da quebra de geleiras na zona de ablação em ambiente aquoso. Quando um *iceberg* é gerado, sua movimentação é controlada por correntes, marés e vento.

Estes corpos possuem um poder erosivo baixo quando comparados à geleiras, pois a pressão basal exercida no contato da base do *iceberg* com o substrato é muito menor que a pressão presente no contato entre uma geleira e o substrato. Assim sendo, os *icebergs* não possuem condições de erodir o substrato rochoso consolidado pelos mecanismos de abrasão e remoção de blocos. As feições registradas quando há o contato da base do *iceberg* com o substrato são restritas à superfícies compostas por sedimentos inconsolidados e são geradas pelo mecanismo de remodelamento do substrato inconsolidado. Estas feições são denominadas marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* (*iceberg keel scour marks*).

Woodworth-Lynas & Dowdeswell (1994) descrevem a morfologia detalhada de feições geradas por *icebergs* sobre superfícies inconsolidadas em ambientes glaciais modernos (**Figura 3.9**).

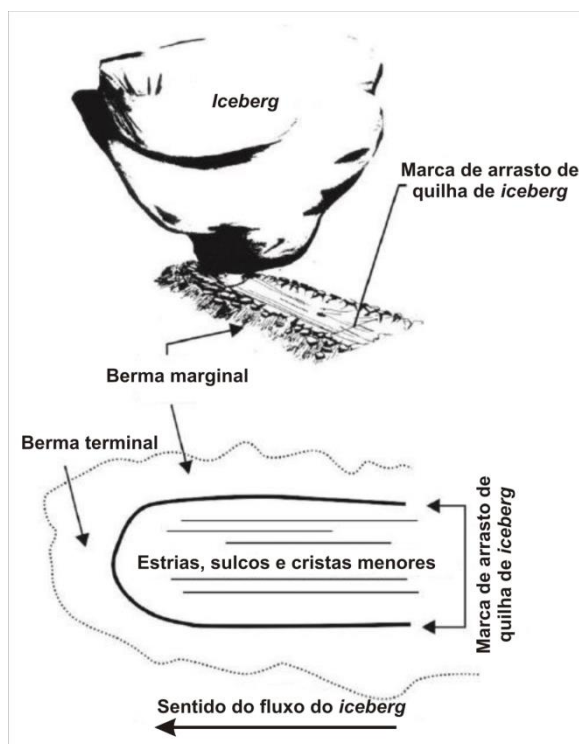


Figura 3.9 – Vista em perspectiva e em planta da morfologia e estruturas características de marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* (Adaptado de Vesely & Assine 2014).

Estas feições são caracterizadas por sulcos incisos, geralmente curvilíneos, e com base plana ou côncava (**Figura 3.10**). Os sulcos são flanqueados por duas cristas paralelas ou bermas marginais formadas pelo sedimento remoldado. Estrias, sulcos e cristas menores são restritos às porções internas dos sulcos, ou seja, entre as cristas maiores ou bermas marginais (**Figura 3.11**). Quanto à dimensão, estes sulcos apresentam profundidade de poucos centímetros até 25 m, a largura é geramemente encontrada com menos de 1 m, porém pode chegar até 250 m e o comprimento pode atingir quilômetros.



Figura 3.10 – Marca isolada de arrasto de *iceberg* em sedimento inconsolidado com bermas laterais. Arenitos do Grupo Itararé em Palmeira-PR (F.F. Vesely).



Figura 3.11 – Marcas de arrasto de *iceberg* em sedimento inconsolidado. Nota-se os sulcos e estrias restritos às cristas e bermas marginais (seta branca). Grupo Itararé em Lapa-PR (F. F. Vesely).

4. ESTRUTURAS EROSIVAS NO GONDWANA OCIDENTAL

Foram levantados na bibliografia, 84 indicadores erosivos de paleofluxo glacial nas bacias sedimentares da América do Sul (39), África (43) e Península Arábica (2), além de 3 novas feições na Bacia do Paraná. Estas feições, bem como suas principais características, podem ser observadas na **Tabela 4.1** e serão analisadas e discutidas abaixo.

A expressão “pavimento estriado” é aqui utilizada para designar superfícies erosivas sobre substrato consolidado formado por rochas pré-carboníferas (rochas do embasamento ígneo/metamórfico e sedimentares). A expressão “superfície estriada intraformacional” fica restrita à superfícies geradas sobre sedimento inconsolidado em litotipos da sucessão Permo-Carbonífera.

As principais feições erosivas já documentadas, na porção ocidental do Gondwana, são os pavimento estriados, *roches moutonnées*, vales glaciais e superfícies estriadas intraformacionais. Os três primeiros tipos de estruturas erosivas possuem origem diretamente ligada ao avanço de geleiras, sendo geradas por processos de abrasão e remoção de blocos em ambiente subglacial e são os melhores e mais confiáveis indicadores de paleofluxo glacial.

As superfícies estriadas intraformacionais, como relatado por Woodworth-Lynas & Dowdeswell (1994), possuem três modos de origem: (1) em ambiente subglacial por geleira continental ou marinha com a base aterrada; (2) em ambiente subglacial por geleira flutuante; (3) em ambiente marinho/lacustre por quilhas de *icebergs*. Critérios para a distinção de superfícies estriadas intraformacionais geradas em ambiente subglacial das geradas por arrasto de quilhas de *icebergs* envolvem: a presença de uma ou duas bermas ou cristas paralelas, bem como depressões entre as bermas/cristas desenvolvidas abaixo do paleoleito marinho e restrição de estrias na porção entre as bermas marginais. Além destes critérios morfológicos, a natureza da fácies sedimentar sobreposta à superfície estriada deve ser levada em conta.

Marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* são feições comumente encontradas em ambientes glaciais modernos, podendo ser geradas em profundidades de até 550 m, porém não tão bem documentadas em sucessões antigas. Woodworth-Lynas & Dowdeswell (1994) demonstram que estas feições em

Tabela 4.1 – Estruturas indicadores de paleofluxo glacial tratadas neste trabalho com suas respectivas características e nível de confiabilidade na qual estão inseridas. As estruturas estão representadas nos mapas dos ANEXOS I e II de acordo com o número à esquerda da tabela.

	REFERÊNCIA	LOCALIZAÇÃO	SUBSTRATO	TIPO DA ESTRUTURA	AZIMUTE	CONFIABILIDADE
1	Almeida (1948)	Bacia do Paraná	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	305	ALTA
2	Amaral (1965)	Bacia do Paraná	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	305	ALTA
3	Barbosa (1940); Carvalho (1940)	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	335	ALTA
4	Caetano-Chang <i>et al.</i> (1990)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	330	ALTA
5	Gesicki <i>et al.</i> (2002)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	339	BAIXA
6	Gesicki <i>et al.</i> (2002)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	0-180	BAIXA
7	Gesicki <i>et al.</i> (2002)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	22	BAIXA
8	Gesicki <i>et al.</i> (2002)	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	152-332	ALTA
9	Gesicki <i>et al.</i> (2002)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	332	BAIXA
10	Pérez-Aguilar <i>et al.</i> (2009)	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	317	ALTA
11	Riccomini & Velázquez (1999)	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	35	BAIXA
12	Rocha-Campos <i>et al.</i> (1968)	Bacia do Paraná	Consolidado	Feição direcional no substrato	335	ALTA
13	Rocha-Campos <i>et al.</i> (1968, 1969)	Bacia do Paraná		Pavimento de blocos	305	ALTA
14	Rocha-Campos <i>et al.</i> (1976)	Bacia do Paraná		Pavimento de blocos	323	ALTA
15	Rocha-Campos <i>et al.</i> (1988)	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	327	ALTA
16	Santos <i>et al.</i> (1992)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	280	BAIXA
17	Tomazelli & Soliani (1982)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	360	ALTA
18	Tomazelli & Soliani (1982)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	15	ALTA
19	Tomazelli & Soliani (1997)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	0-180	BAIXA
20	Trosdtorf <i>et al.</i> (2005)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	2	ALTA
21	Vesely & Assine (2002)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	341	BAIXA
22	Vesely (2006); Bigarella <i>et al.</i> (1967)	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	170-350	ALTA
23	Vesely (2006)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	19	BAIXA
24	Vesely (2006)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	10	BAIXA
25	Vesely & Assine (2014)	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	20	BAIXA
26	Este trabalho	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	300	ALTA
27	Este trabalho	Bacia do Paraná	Consolidado	Pavimento estriado	320	ALTA
28	Este trabalho	Bacia do Paraná	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	5	BAIXA
29	Campos & Dardenne (1994)	Bacia Sanfranciscana	Consolidado	Pavimento estriado	200	ALTA

Tabela 4.1 – continuação.

30	Henry <i>et al.</i> (2008)	Bacia Callingasta-Uspallata	Consolidado	Paleovale glacial	SW	ALTA
31	López-Gamundí & Martínez (2000)	Bacia Callingasta-Uspallata	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	328	BAIXA
32	López-Gamundí & Martínez (2000)	Bacia Callingasta-Uspallata		Pavimento de blocos	170	ALTA
33	Henry <i>et al.</i> (2008)	Bacia Paganzo	Consolidado	Paleovale glacial	NE	ALTA
34	Henry <i>et al.</i> (2008)	Bacia Paganzo	Consolidado	Paleovale glacial	NNW	ALTA
35	López-Gamundí & Martínez (2000)	Bacia Paganzo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	321	BAIXA
36	López-Gamundí & Martínez (2000)	Bacia Paganzo	Consolidado	Pavimento estriado	315	ALTA
37	López-Gamundí & Martínez (2000)	Bacia Paganzo	Consolidado	Pavimento estriado	317	ALTA
38	López-Gamundí & Martínez (2000)	Bacia Paganzo	Consolidado	Pavimento estriado	310	ALTA
39	González <i>et al.</i> (1995)	Bacia Tepuel-Genoa	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	37-217	BAIXA
40	Assine <i>et al.</i> (2010)	Bacia Chaco-Paraná	Consolidado	<i>Whaleback</i>	NNW	ALTA
41	Starck <i>et al.</i> (1993)	Bacia Tarija	Consolidado	Paleovale glacial	305	ALTA
42	Starck <i>et al.</i> (1993)	Bacia Tarija	Consolidado	Paleovale glacial	303	ALTA
43	Cole (1991)	Bacia Karoo	Consolidado	Paleovale glacial	S	ALTA
44	Crowell & Frakes (1972)	Bacia Karoo		Pavimento de blocos	275	ALTA
45	Hamilton & Kringsley (1967)	Bacia Karoo	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	SSW	ALTA
46	Hamilton & Kringsley (1967)	Bacia Karoo	Consolidado	Pavimento estriado	SW	ALTA
47	Savage (1972)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	147	BAIXA
48	Visser (1985)	Bacia Karoo	Consolidado	Pavimento estriado	NE-SW	ALTA
49	Visser (1985)	Bacia Karoo	Consolidado	Pavimento estriado	NW-SE	ALTA
50	Visser (1985)	Bacia Karoo	Consolidado	Pavimento estriado	265-85	ALTA
51	Visser (1985)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	325	BAIXA
52	Visser (1985)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	227	BAIXA
53	Visser (1985)	Bacia Karoo	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	SSE	ALTA
54	Visser (1985)	Bacia Karoo	Consolidado	Paleovale glacial	175	ALTA
55	Visser (1985)	Bacia Karoo	Consolidado	Paleovale glacial	S	ALTA
56	Visser (1988)	Bacia Karoo	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	230	ALTA
57	Visser (1990)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	285	BAIXA
58	Visser (1990)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	265-300	BAIXA
59	Visser (1990)	Bacia Karoo	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	240	ALTA

Tabela 4.1 – continuação.

60	Visser (1990)	Bacia Karoo	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	245	ALTA
61	Visser (1990)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	280-320	BAIXA
62	Visser (1996)	Bacia Karoo	Consolidado	Paleovale glacial	215	ALTA
63	Visser & Hall (1984)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	272	ALTA
64	Visser & Hall (1984)	Bacia Karoo		Pavimento de blocos	273	ALTA
65	Visser & Kingsley (1982)	Bacia Karoo	Consolidado	Paleovale glacial	SSW	ALTA
66	Visser <i>et al.</i> (1986)	Bacia Karoo	Consolidado	Pavimento estriado	205	ALTA
67	von Brunn (1996)	Bacia Karoo	Consolidado	Pavimento estriado	150	ALTA
68	von Brunn (1996)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	Variável	BAIXA
69	von Brunn (1977)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	135	ALTA
70	von Brunn & Marshall (1989)	Bacia Karoo	Consolidado	Pavimento estriado	220	ALTA
71	von Brunn & Talbot (1986)	Bacia Karoo	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	160	ALTA
72	von Gottberg (1970)	Bacia Karoo	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	180	ALTA
73	Hälbich (1964)	Bacia Kalahari/Aranos	Consolidado	Pavimento estriado	260	ALTA
74	Visser (1983)	Bacia Kalahari/Aranos	Consolidado	Paleovale glacial	360	ALTA
75	Visser (1983)	Bacia Kalahari/Aranos	Consolidado	Pavimento estriado	340	ALTA
76	Frakes & Crowell (1970)	Bacia Huab	Consolidado	Paleovale glacial	W	ALTA
77	Martin (1981)	Bacia Huab	Consolidado	Paleovale glacial	W	ALTA
78	Visser (1983)	Bacia Karasburg	Inconsolidado	Superfície estriada intraformacional	360	BAIXA
79	Geiger (2000)	Bacia Karasburg	Consolidado	Pavimento estriado	NS	ALTA
80	Rocha-Campos <i>et al.</i> (1976)	Bacia do Congo		Pavimento de blocos	NW	BAIXA
81	Veatch (1935)	Bacia do Congo	Consolidado	Pavimento estriado	320	ALTA
82	Veatch (1935)	Bacia do Congo	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	270	ALTA
83	Veatch (1935)	Bacia do Congo	Consolidado	Pavimento estriado	46	ALTA
84	Veatch (1935)	Bacia do Congo	Consolidado	Pavimento estriado	5	ALTA
85	Bussert (2010)	Norte da Etiópia	Consolidado	<i>Roche moutonnée</i>	360	ALTA
86	Braakman <i>et al.</i> (1982)	Oman	Consolidado	Pavimento estriado	45	ALTA
87	Kruck & Thiele (1983)	Yemen	Consolidado	Pavimento estriado	40-220	ALTA

sucessões pretéritas são tão comuns quanto se imagina, sendo que em ambientes glaciais modernos é possível identificar maior quantidade destas feições quando comparadas à estruturas geradas em ambiente subglacial. O grau de preservação destas feições é alto, pois desenvolvem-se em ambientes marinhos/lacustres onde processos erosivos glaciais, eólicos e fluviais são ausentes.

4.1. AMÉRICA DO SUL

4.1.1. Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná são documentadas diversas feições erosivas geradas pelo gelo em todas as regiões da bacia. As mais comuns são pavimentos estriados e superfícies estriadas intraformacionais, além de ocorrer também *roches moutonnées*, feições direcionais no substrato e pavimentos de blocos.

Roches moutonnées

Duas exposições de *roches moutonnées* são catalogadas na Bacia do Paraná (Almeida 1948, Amaral 1965), ambas no município de Salto (SP). São desenvolvidas em granitoides do embasamento e recobertas por tilitos do Grupo Itararé, ambas exibem superfícies estriadas e polidas e o sentido do paleofluxo glacial para estas estruturas é para NW (305°). A “*roche moutonnée* de Salto”, descrita por Almeida (1948), também exhibe sulcos em crescente com concavidade voltada para sudeste.

Pavimentos estriados

No estado de Santa Catarina pavimentos estriados são descritos por Barbosa (1940) e Rocha-Campos *et al.* (1988) em São Bento do Sul e Alfredo Wagner, respectivamente. Barbosa (1940) e Carvalho (1940) descreveram um pequeno pavimento estriado sobre granodioritos do embasamento e definiram o sentido de fluxo para NW (335°) baseando-se em uma breve interpretação de proveniência de clastos. Os autores ainda trazem croquis com feições irregulares esculpidas no embasamento postuladas como tendo sido geradas por geleiras.

Dequech (1948 *apud* Rocha Campos *et al.* 1988) argumentou que estas estrias possuem orientação paralela à foliação dos gnaisses do embasamento, levantando dúvidas sobre sua origem glacial. Observações de campo na região possibilitaram a observação de feições semelhantes às descritas por Barbosa (1940), podendo assim definir esta estrutura como confiável.

O pavimento de Alfredo Wagner (Rocha Campos *et al.* 1988) é desenvolvido sobre granito do embasamento pré-Cambriano e exibe polimento, estrias, sulcos em crescente e fraturas em crescente, sendo assim definido o fluxo glacial para NW (327°).

Os pavimentos em Witmarsum (Bigarella *et al.* 1967, Vesely 2006) são separados por uma distância de 7 km e ambos estão sobre rochas devonianas da Formação Furnas e sotopostos a tilitos do Grupo Itararé. Exibem estrias e sulcos retilíneos, com 3 a 15 cm de largura e até 5 cm de profundidade, separados por cristas paralelas e azimuth médio 170°-350° (**Figura 4.1**).



Figura 4.1 – Pavimento com sulcos e estrias na localidade de Witmarsum (PR) originalmente descrito por Bigarella *et al.* (1967). Direção do fluxo glacial indicado pela seta vermelha (F. F. Vesely).

Pérez-Aguilar *et al.* (2009) documentaram um pavimento estriado em Salto (SP) próximo às ocorrências de *roches moutonnées*. Este pavimento também está sobre granitos do embasamento e sotoposto a diamitictos do Grupo Itararé, além de estrias e sulcos, exibem fraturas em crescente e sulcos em crescente indicando paleofluxo glacial para NW (317°).

Na borda oeste da Bacia do Paraná são descritos dois pavimentos estriados. O primeiro, no estado do Mato Grosso do Sul (Gesicki *et al.* 2002), está situado no contato de arenitos devonianos da Formação Furnas com ortoconglomerados do

Grupo Itararé. É caracterizado por uma superfície com sulcos delgados, rasos e retilíneos coberta por ortoconglomerados interpretados como depósitos pró-glaciais.

A inferência do sentido do fluxo para NW (332º) foi realizada através da análise de superfícies estriadas intraformacionais situadas próximas, porém em nível estratigráfico diferente. Assim, o sentido do fluxo pode ser o oposto do definido e devido a isto a estrutura será aqui analisada apenas com a indicação de direção (NW-SE) e não de sentido.

Riccomini & Velázquez (1999) documentaram um pavimento estriado na região de Escobar (Paraguai), caracterizado por estrias rasas e paralelas associadas à fraturas em crescente, desenvolvido entre arenitos e diamictitos da Formação Aquidabán (sucessão neopaleozoica). O fato da superfície ser definida como consolidada durante a abrasão glacial é relacionado ao congelamento ou diagênese precoce do substrato, o que é muito controverso. Esta dúvida, associada ao baixo grau de documentação da feição, bem como indícios de deformação tectônica sobreposta conferem um baixo grau de confiabilidade para esta estrutura.

Feições direcionais no substrato

Duas feições direcionais no substrato são descritas no estado de São Paulo (Rocha-Campos *et al.* 1968). São caracterizadas por resistatos graníticos do embasamento pré-Cambriano estriados, alongados segundo a direção NW-SE e cobertos por fácies glaciais. Apresentam azimuth médio 330º e sentido de fluxo definido pela assimetria dos corpos.

Superfícies estriadas intraformacionais

No estado do Rio Grande do Sul, o “pavimento de Pinheiro Machado” (Tomazelli & Soliani 1982) aflora descontinuamente sobre uma área de vários metros quadrados e é interpretado como sendo desenvolvido sobre diamictitos litificados do Grupo Itararé devido à presença de estrias, sulcos, fraturas em crescente e seixos cravados no término de estrias. Os sulcos exibidos nas fotografias levam a interpretar que este substrato na verdade teria sido gerado em ambiente suglacial sobre sedimentos inconsolidados, além do fato que as fraturas em crescente exibidas podem ser interpretadas como feições intempéricas. Portanto pode ser denominado de superfície estriada intraformacional, porém com alto grau de confiabilidade para indicar o paleofluxo glacial.

Tomazelli & Soliani (1982) também documentaram o “pavimento de Cachoeira do Sul”. Esta superfície gerada em diamictitos aflora descontinuamente por uma área de vários metros quadrados e é caracterizada por sulcos e estrias paralelos com vários metros de comprimento, além de um bloco granítico alóctone com feições de deformação do sedimento (**Figura 4.2a**). Estas feições, juntamente com seixos cravados no término de sulcos indicam o sentido do paleofluxo glacial para N (360°) e sua morfologia permite classificar esta estrutura como sendo gerada em ambiente subglacial.

O “pavimento de Suspiro” (Tomazelli & Soliani 1997) é marcado por sulcos e estrias com forte paralelismo e desenvolvido sobre diamictitos. Sobreposto a esta superfície glacial estão ritmitos interpretados como produto de sedimentação lacustre por decantação. A falta de documentação da superfície, aliada com a sobreposição de litotipos não associados diretamente à geleiras, conferem um grau de confiabilidade baixo para esta feição, possivelmente gerada por quilhas de *icebergs*.

Santos *et al.* (1992), na região de Trombudo Central (SC), descreveram uma superfície estriada em meio a ritmitos do Grupo Itararé interpretada como produto de erosão por quilhas de *icebergs* (**Figura 4.2b**). A morfologia das feições assemelha-se com as descritas por Woodworth-Lynas & Dowdeswell (1994).

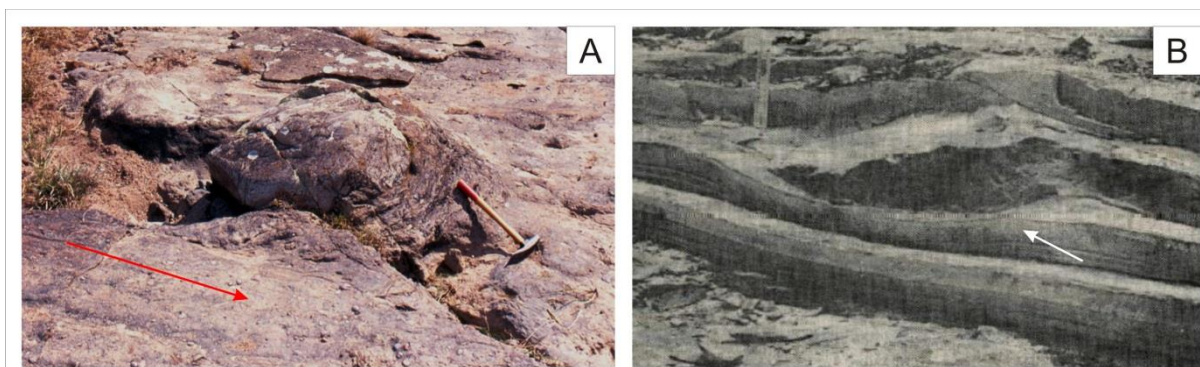


Figura 4.2 – **a)** Bloco de granito deformando o sedimento a jusante do paleofluxo glacial (seta vermelha) em Cachoeira do Sul-RS (F. F. Vesely); **b)** Marca de arrasto de quilha de *iceberg* com a depressão côncava situada topograficamente abaixo do antigo leito (seta branca). Ritmitos da região de Trombudo Central (Santos *et al.* 1992).

No estado do Paraná são documentadas cinco superfícies estriadas intraformacionais (Vesely & Assine 2002, Vesely 2006, Vesely & Assine 2014). Quatro destas superfícies estão localizadas nas regiões de Palmeira, São Luiz do Purunã, Lapa e Vila Velha (**Figuras 3.10, 3.11 e 4.3a**) são interpretadas como

marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* devido à presença de bermas, sulcos e estrias restritos à região entre as bermas e à posição estratigráfica, estando situadas entre sucessões psamíticas do Grupo Itararé. O sentido da movimentação do *iceberg* é definido por estrias assimétricas e o azimuth destas ocorrências varia entre 341° e 20°.

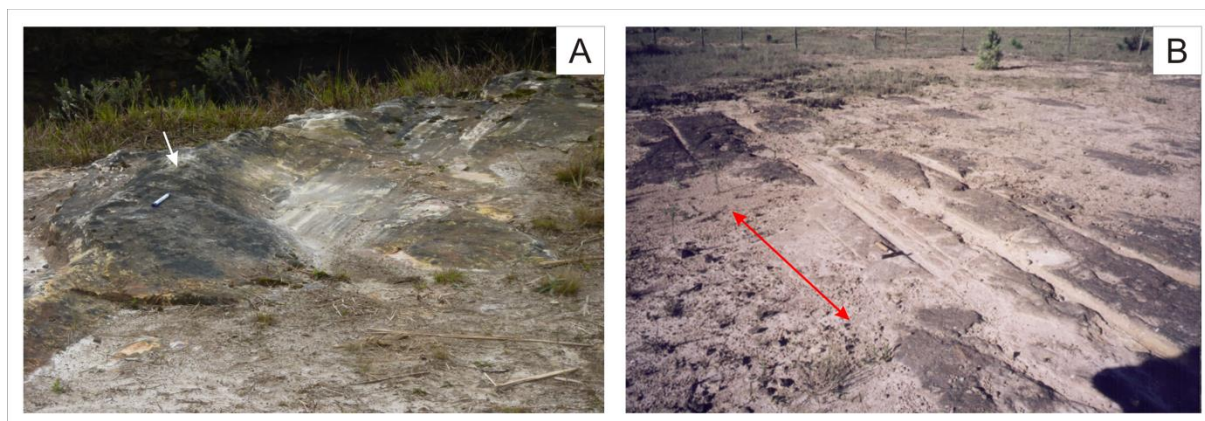


Figura 4.3 – a) Marcas de arrasto de quilha de *iceberg* sobre arenitos em São Luiz do Purunã-PR. Nota-se a proeminente berma margeando o grande sulco (seta branca) (F. F. Vesely); **b)** Superfície estriada intraformacional de origem subglacial originalmente descrita por Trosdort et al. (2005). Direção do fluxo (seta vermelha) paralela aos sulcos (F. F. Vesely).

Em São Luiz do Purunã outra superfície estriada intraformacional é documentada (Trosdort et al. 2005). Esta superfície aflora continuamente por uma área de 1200m² e situa-se sobre tilitos neopaleozoicos (**Figura 4.3b**). Estrias, sulcos, cristas e feições de escorregamento contemporâneas distribuem-se paralelamente ao longo da superfície definindo fluxo glacial para N (2°). Assim sendo é interpretada como produto de erosão subglacial sobre sedimento inconsolidado. Superfície estriada intraformacional semelhante a esta está documentada por Caetano-Chang et al. (1990) em São Paulo e sua origem também é interpretada como subglacial.

No Mato Grosso do Sul são relatadas quatro feições intraformacionais (Gesicki et al. 2002). Ambas estão situadas estratigraficamente no mesmo nível (entre diamictitos e arenitos neopaleozoicos) e foram originalmente interpretadas como produto de processos erosivos subglaciais. Porém a morfologia destas feições assemelham-se com as marcas de arrasto de quilhas de *icebergs*, entre elas pode-se observar a restrição de estrias entre bermas e cristas marginais e depressões topograficamente abaixo do leito original (**Figura 4.4a**). O sentido do fluxo para estas superfícies é variável e definido através de sulcos terminados em clastos e fraturas transversais (localidade Serra Negra II), porém estas últimas feições podem ser

resultado de esforços tectônicos e não glaciais (**Figura 4.4b**). As fácies soto e sobrepostas às superfícies estriadas não possuem associação diretamente com geleiras, sendo relacionadas à ambientes marinhos. Através da análise morfológica e faciológica destas superfícies, pode-se interpretar origem por arrasto de quilhas de *icebergs*.

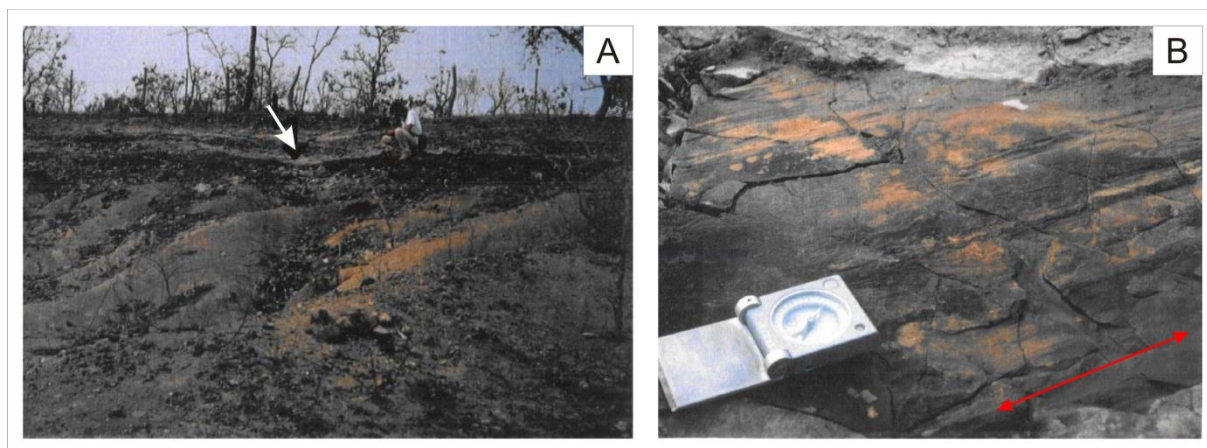


Figura 4.4 – a) Feição côncava em arenitos interpretada como um pavimento estriado por geleiras por Gesicki (1996), porém aqui tratado como marca de arrasto de quilha de *iceberg* com indicação da forma deprimida situada topograficamente abaixo do paleoleito (seta branca); **b)** Detalhe da superfície da foto anterior, interpretada por Gesicki (1996) como um pavimento estriado com fraturas transversais geradas devido à movimentação de geleiras em substrato previamente endurecido por uma diagênese precoce. Neste trabalho é interpretada como produto do arrasto de quilha de *iceberg* em sedimento inconsolidado e as fraturas possivelmente sejam tectônicas (seta vermelha indica a direção do fluxo).

Pavimentos de blocos

Pavimentos de blocos estão documentados no estado de São Paulo em Jurumirim (Rocha-Campos *et al.* 1968, 1969) e Capivari (Rocha-Campos *et al.* 1976), ambos estão situados entre diamictitos e possuem clastos facetados, imbricados e com a superfície superior estriada. O sentido de fluxo para estes pavimentos de blocos é para NW (305° e 323°).

Feições documentadas em observações de campo

Na região de São Bento do Sul (SC) foram observadas algumas porções onde há o contato entre o embasamento pré-Cambriano e os diamictitos do Grupo Itararé. Nestas regiões foi possível observar o contato muito irregular entre as duas unidades, com amplitudes de até 2 m em escala de afloramento e de vários metros em escala regional, o que corrobora as interpretações de Barbosa (1940) e Carvalho (1940). Onde foi possível observar este contato foram encontradas superfícies polidas com estrias milimétricas com azimutes 300° e 320°.

A variação da altitude do contato entre as duas unidades varia entre 848 e 890 m. Esta variação do contato pode estar relacionada à geração de vales glaciais ou estruturas de menor amplitude, porém na área em questão foram observados indícios de falhas tectônicas (camadas basculadas). Estas estruturas podem deslocar grandes blocos, mas não exclui a possibilidade de existir formas de relevo geradas por geleiras, como visto em escala de afloramento.

Em São Luiz do Purunã (na Pedreira Bassani), foi encontrada uma superfície estriada intraformacional desenvolvida sobre arenitos e recoberta por uma lâmina milimétrica de argilito. Esta superfície possui aproximadamente 6 m² de extensão e forma levemente côncava (**Figura 4.5**). Séries de cristas, estrias e sulcos rasos dispostos paralelamente são restritos à região côncava. Há clastos arrastados deformando o sedimento inconsolidado indicando fluxo para NNE (5°). Através da análise da morfologia desta superfície, associada à presença de uma lâmina de argilito, é possível interpretá-la como uma marca de arrasto de quilha de *iceberg*.

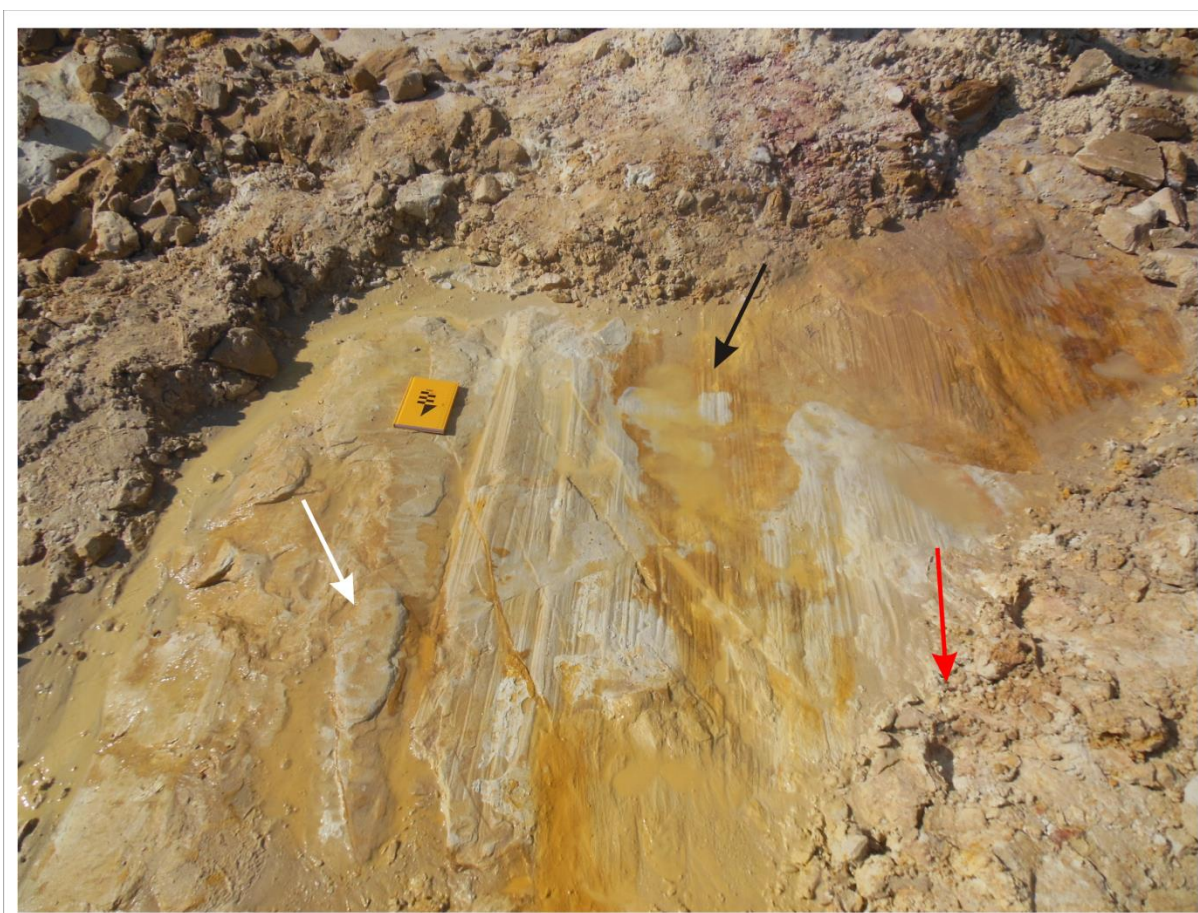


Figura 4.5 – Superfície estriada intraformacional localizada na Pedreira Bassani (São Luiz do Purunã) interpretada como marca de arrasto de quilha de *iceberg* devido à restrição de sulcos e estrias (seta branca) entre a região deprimida (seta preta – nota-se a acumulação de água). Sentido de fluxo evidenciado pela seta vermelha.

4.1.2. Bacia Sanfranciscana

Na Bacia Sanfranciscana, mais precisamente na região de Santa Fé de Minas (MG), o registro da glaciação neopaleozoica se dá por meio de um pavimento estriado sobre arcóseos neoproterozoicos e recoberto por diamicroto neopaleozoico (Campos & Dardenne 1994). O pavimento exibe sulcos rasos e finos, dispostos paralelamente, com comprimento de vários metros, além de polimento e fraturas em crescente. O sentido do fluxo glacial é para SW (200°).

4.1.3. Bacias Calingasta-Uspallata e Paganzo

No Centro-Oeste da Argentina, mais precisamente na região da denominada proto-Precordilheira, são documentados vales glaciais incisos no embasamento e preenchidos por sucessões neopaleozoicas, bem como alguns pavimentos estriados e superfícies estriadas intraformacionais.

Vales glaciais

Na região de Quebrada Grande (Henry *et al.* 2008) um grande paleovale glacial inciso em rochas silurianas possui orientação N-S, porém em direção ao sul esta orientação muda para NW-SE. A largura aumenta em direção ao sul (2 km), possui aproximadamente 900 m de altura e é preenchido por 500 m de sucessão glaciogênica e marinha. Há uma rede de paleovales tributários menores que entram no vale maior vindos de oeste e nordeste. O paleofluxo do vale maior é definido para N-NW pelo sentido de propagação de deltas, marcas de sola e análise de composição de clastos.

Em Quebrada de las Lajas outro paleovale glacial é documentado (Henry *et al.* 2008). Este possui aproximadamente 5 km de comprimento, 1 km de profundidade, sua largura varia entre 200 e 1000 m e é orientado segundo a direção NE-SW. Seu preenchimento é dado por litotipos gerados em ambiente deltaico e marinho profundo e o sentido de paleofluxo glacial definido por paleocorrentes é para NE.

Henry *et al.* (2008) descreveram um paleovale glacial na região de Uspallata, de direção NE-SW, com 700 m de profundidade, 5 km de largura e preenchido por litotipos de origem glacial, fluvial e marinha. O sentido do fluxo glacial foi definido para SW através de marcas de sola e orientação de canais psamíticos.

Pavimentos estriados

López-Gamundí & Martínez (2000) descreveram um pavimento estriado na região do Vale do Rio San Juan. O pavimento é desenvolvido em arenitos devonianos e a superfície polida exibe várias estrias longas, com até 0,8 cm de espessura e rasas. Associados ao pavimento, encontram-se estrias cabeça-de-prego e sulcos em crescente, sendo assim o sentido de fluxo definido para NW (315°).

Na região de Loma de Los Piojos um pavimento estriado resta sobre arenitos devonianos e é encoberto por diamictitos neopaleozoicos (López-Gamundí & Martínez 2000). Este pavimento exibe estruturas alongadas na direção NW-SE que podem ser remanescentes de *roches moutonnées*, além de estrias e sulcos em crescente. O fluxo definido é para NW (317°).

Em Huaco, o pavimento estriado no contato entre as sucessões devoniana e neopaleozoica possui 50 km² em extensão, ondulações regulares e em algumas porções estrias paralelas ao eixo das ondulações (López-Gamundí & Martínez 2000). O fluxo é definido para NW (310°).

Superfícies estriadas intraformacionais

Na região de Arroyo de las Cabeceras é documentado uma superfície estriada intraformacional (López-Gamundí & Martínez 2000) desenvolvida sobre arenitos e sotoposta a diamictitos. Os sulcos e estrias são paralelos com comprimento de até 1 m, largura podendo alcançar 10 cm e o fluxo definido é para NW (328°). Associadas a estas feições ocorrem estruturas dômicas (cristas) alongadas e métricas. Esta superfície é interpretada como sendo gerada por arrasto de quilhas de *icebergs*.

No Vale do Rio San Juan (López-Gamundí & Martínez 2000), a superfície estriada e sulcada sobre diamictitos neopaleozoicos é interpretada como produto de erosão subglacial devido à ausência de formas descritas por Woodworth-Lynas & Dowdeswell (1994). Porém a fotografia exibida aparenta possuir algumas destas formas (**Figura 4.6a**), tal como estrias restritas à cristas marginais que assemelham-se com as marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* descritas na Bacia do Paraná (Vesely & Assine 2014), além de estar sotoposta à folhelhos com clastos pingados gerados em ambiente marinho profundo. O fluxo definido para esta superfície é para

NW (321°), condizente com o pavimento estriado localizado estratigraficamente 1 m abaixo.

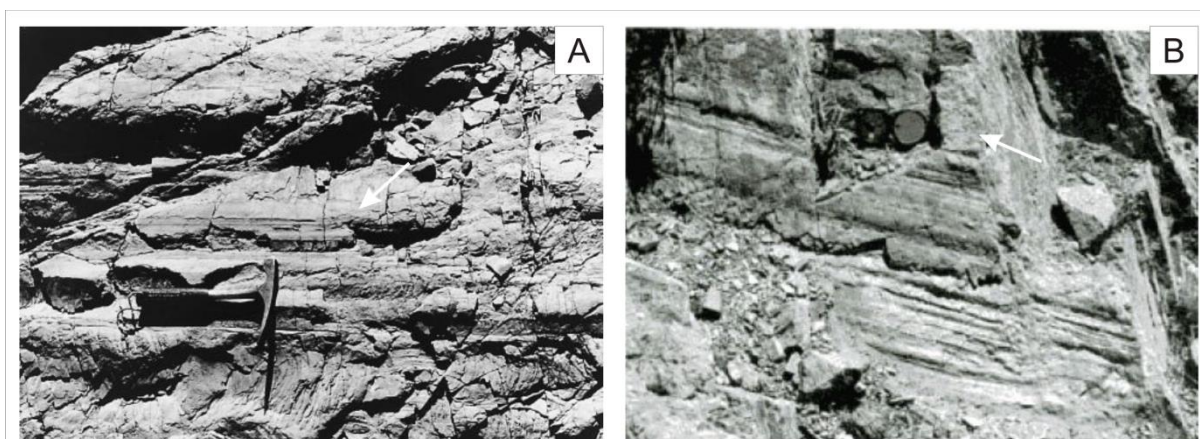


Figura 4.6 – a) Superfície estriada intraformacional no vale do Rio San Juan com sulcos e estrias associadas (López-Gamundí & Martínez 2000). A interpretação desta estrutura como marca de arrasto de quilha de *iceberg* se deve à restrição de estrias às regiões entre cristas marginais (seta branca); **b)** Pavimento estriado na Bacia Tepuel-Genoa (González 1995) interpretado como marca de arrasto de quilha de *iceberg* com feições de escorregamento contemporâneas e porções não estriadas na porção exterior aos sulcos e cristas marginais.

Pavimentos de blocos

O pavimento de blocos próximo à vila de Barreal (López-Gamundí & Martínez 2000) está situado estratigraficamente entre um tilito e diamicitito. É caracterizado por apresentar blocos facetados, de até 2 m de diâmetro, dispostos em uma superfície que pode ser traçada por até 600 m. A superfície superior dos blocos é caracterizada por estrias e estrias cabeça-de-prego dispostas paralelamente e conferindo um paleofluxo glacial para SSW (170°).

4.1.4. Bacias Tepuel-Genoa, Chaco-Paraná e Tarija

Na província de Chubut (Argentina), onde afloram litotipos neopaleozoicos na Bacia Tepuel-Genoa, uma superfície estriada intraformacional é descrita por González (1995). O autor o descreve como um pavimento glacial com estrias paralelas e monótonas sobre diamictitos e recoberto também por diamictitos, ambos neopaleozoicos. A direção do fluxo é NE-SW (37°-217°) porém sem sentido definido. Esta feição, como se pode ver na **Figura 4.4b**, possui características de uma superfície intraformacional e assemelha-se com as superfícies geradas por marcas de arrasto de *icebergs* onde as estrias estão confinadas aos sulcos maiores bordejados por cristas paralelas e com feições de escorregamento contemporâneas, sendo assim interpretada como gerada por *icebergs* e não em ambiente subglacial.

No Uruguai, na região de Estancia de Las Moras, *whalebacks* estão situadas no contato entre o embasamento e a sucessão neopaleozoica da Bacia Chaco-Paraná (Assine *et al.* 2010). Estas feições possuem até 30 m de comprimento (alongadas segundo a direção NNW-SSE), 10 m de espessura, 3 m de altura e são associadas a estrias e sulcos na superfície superior. A assimetria destas feições definem um paleofluxo glacial para NNW.

Starck *et al.* (1993) definiram dois paleovales glaciais, nas regiões de Baritu e Pluma Verde (Argentina), através da correlação de perfis estratigráficos e observações em linhas sísmicas. Estes paleovales são incisos sobre rochas devonianas e preenchidos por sucessões neopaleozoicas da Bacia Tarija. Ambos possuem aproximadamente 350 m de preenchimento sedimentar e entre 10 e 15 km de largura. A direção destes paleovales é NW-SE com o fluxo glacial definido para NW (303° e 305°) através de pavimentos estriados situados no contato entre a sucessão devoniana e neopaleozoica.

4.2. ÁFRICA

4.2.1. Bacia Karoo

Em todas as porções da Bacia Karoo são reportadas superfícies geradas pela passagem de geleiras. As feições são semelhantes às encontradas na Bacia do Paraná, com a diferença que na Bacia Karoo são definidos vários paleovales glaciais.

Vales glaciais

Cole (1991), através de descrição de testemunhos na região de Boshof-Hertzgville (borda norte da bacia), descobriu um paleovale glacial inciso no embasamento pré-Cambriano com 22 m de preenchimento por litotipos glaciogênicos e marinhos. Este paleovale foi definido com 30 km de largura e 70 km de comprimento e possui orientação N-S, com fluxo definido para sul, fluindo em direção à bacia.

Na região próximo a Loriesfontein, na porção oeste da bacia, dois paleovales são reportados por Visser (1985). Os paleovales de “Sout River” e “Krom River” possuem direção N-S com fluxo definido para sul. Ambos estão incisos em rochas do embasamento pré-Cambriano e preenchidos por litotipos glaciogênicos e marinhos.

O paleovale de “Virgínia” foi documentado, através de testemunhos, por Visser & Kingsley (1982) na região de Winburg. Este possui direção NNE-SSW, também é preenchido por 315 m de sucessões glaciogênica e marinha. A largura e comprimento definidos para este vale foram de 4 km e 160 km, respectivamente, além do fluxo da paleogeleira para SSW.

O paleovale de “Kransgat River” possui 2 km de largura, orientação NE-SW e uma sucessão de 40 m de rochas neopaleozoicas glaciogênicas e marinhas (Visser 1996). Está inciso no embasamento pré-Cambriano e o sentido do fluxo glacial foi definido para SW (215°).

Roches moutonnées

Roches moutonnées são documentadas por Hamilton & Kringsley (1967) na localidade de Nooitgedacht Farm. Afloram descontinuamente em uma área de aproximadamente 40 km² e são resistatos de basaltos pré-Cambrianos. Estas estruturas apresentam polimento, estrias e fraturas de fricção e são sotopostas a tilitos basais do Grupo Dwyka. O fluxo definido pelos autores é para SSW.

Estruturas semelhantes são reportadas, por von Gottberg (1970), na região de Kleskdorp, porém com o fluxo definido para sul (180°). *Roches moutonnées* associadas à feições direcionais no substrato são documentadas na região de Copperton por Visser (1985) com paleofluxo glacial inferido, através da assimetria das estruturas, para SSE.

Em Barkly-West, próximo à localidade de Nooitgedacht Farm, *roches moutonnées* são reportadas associadas à *whalebacks* e bacias lineares, ambas desenvolvidas sobre basaltos pré-Cambrianos (Visser 1988). Estas ocorrências definem um fluxo glacial para SW (230°).

Nas regiões de Nieuwoudtville e Elandsvlei, na porção oeste da Bacia Karoo, duas grandes áreas são caracterizadas por exibirem *roches moutonnées* e alguns pavimentos estriados (Visser 1990). Todas estruturas são desenvolvidas sobre rochas do embasamento pré-Cambriano e cobertas por tilitos. O sentido de fluxo para ambas áreas é para SW (240° e 245°).

Pavimentos estriados

Pavimentos estriados na província de Natal (porção leste da Bacia Karoo) são documentados por Hamilton & Kringsley (1967), von Brunn & Marshall (1989) e von

Brunn (1996). Os pavimentos estriados de Durban (Hamilton & Kringsley 1967) afloram descontinuamente por uma grande área e são recobertos por tilitos neopaleozoicos. Exibem estrias normais e assimétricas que permitem definir o paleofluxo glacial para SW. Próximo a Richmond, aflora um pavimento polido e estriado em uma área de aproximadamente 1500 m² (von Brunn & Marshall 1989), caracterizado por estrias paralelas, estrias cabeça-de-prego e sulcos em crescente que definem o fluxo para SW (220°).

von Brunn (1996) traz uma compilação de diversos pavimentos estriados e algumas *roches moutonnées*, na província de Natal (Zululand DC), mostrando que o fluxo preferencial é para SE (150°), porém na região a sudeste, onde ocorrem os pavimentos de Durban e Richmond, a direção do paleofluxo muda para SW .

Na porção oeste e noroeste da Bacia Karoo três pavimentos são brevemente descritos por Visser (1985). Ambos estão sobre xistos e gnaisses do embasamento pré-Cambriano e em somente uma exposição foi possível definir diamictitos sobrepostos. Os pavimentos são caracterizados por possuir estrias e sulcos e possuem direções variáveis: 190°-215° para o pavimento de “Lat River”, 102°-130° para o pavimento de “Roode Mond 392” e 265° para o pavimento de “De Kop 65”. O baixo grau de documentação destes pavimentos, bem como a ausência de estruturas indicadores de sentido paleofluxo glacial e grande variação de direções gera dúvidas enquanto a sua confiabilidade, sendo assim aqui serão tratados como indicativos direcionais de fluxo.

Na região de Boetsap, um pavimento com área aproximada de 1500 m² e desenvolvido sobre dolomitos pré-carboníferos foi documentado por Visser *et al.* (1986). Este pavimento exhibe estrias e sulcos paralelos, além de fraturas em crescente. É recoberto por tilitos neopaleozoicos e o paleofluxo definido é para SW (205°).

Superfícies estriadas intraformacionais

O “pavimento de Oorlogskloof” (Savage 1972) é caracterizado por ser uma superfície estriada sobre arenitos neopaleozoicos inconsolidados e exhibe sulcos largos (até 25 cm), compridos (50-60 m) e com até 6 cm de profundidade, dispostos paralelamente em uma superfície plana. Estrias menores são restritas aos sulcos maiores, bem como feições de escorregamento contemporâneas. O sentido de movimento para SE (147°) é definido por deformações em sedimento inconsolidado

gerada por clastos arrastados. Esta superfície é interpretada como produto de arrasto de quilhas de *icebergs* por possuir a morfologia destas estruturas, como mostrado por Vesely & Assine (2014).

Na região noroeste da Bacia, duas superfícies 15 m acima da base do Grupo Dwyka foram reportadas por Visser (1985). O “pavimento de Kopjes Kraal 274” está sobre siltitos, possui sulcos e estrias com direção NE-SW e fluxo definido para SW (227°). O “pavimento de Koker Berg 254” possui sentido de fluxo para NW (325°) e é definido por apresentar sulcos paralelos. Ainda é discutido que direções de paleocorrentes são perpendiculares à direção dos sulcos. Estes dois pavimentos provavelmente são marcas de arrasto de quilhas de *icebergs*.

Em Nieuwoudtville e Elandsvlei, onde são documentadas *roches moutonnées*, Visser (1990) também relatou três superfícies estriadas intraformacionais sotopostas a folhelhos da sucessão paleozoica. Estas superfícies são caracterizadas por apresentar sulcos contínuos e curvilíneos com feições de escorregamento contemporâneas. Além destas feições, formas bulbosas (*bulbous bedforms*) também fazem parte das superfícies. O sentido de fluxo destas três superfícies é variável (285°, 265°-300° e 280°-320°). Esta variação no sentido de fluxo, aliado com a morfologia das feições e a sobreposição de folhelhos leva a interpretação que estas superfícies são geradas por arrasto de quilhas de *icebergs*.

Visser & Hall (1984), na região de Kruitfontein, reportaram uma superfície estriada intraformacional, com sulcos e estrias contínuos, entre duas camadas de tilitos com paleofluxo definido para W (272°). Apesar de ser uma superfície intraformacional, as fácies associadas permitem a interpretação de uma origem em ambiente subglacial.

Na província de Natal, von Brunn (1977) descreveu uma superfície semelhante à de Kruitfontein, porém com fácies lamítica de *outwash* sobreposta. Esta superfície possui sulcos lineares, separados por cristais, com profundidade média de 15 cm e a distância entre as cristas varia entre 30 cm e 1 m. Estrias e sulcos menores ocorrem dentro dos sulcos maiores e sobre as cristas. Alguns sulcos terminam em depressões ovais interpretadas como geradas pelo arrasto de blocos em ambiente subglacial. O fluxo definido para esta superfície é para SE (135°) através destas depressões ovais e feições de deformação em sedimento inconsolidado.

Ainda na província de Natal, von Brunn & Talbot (1986) documentaram algumas superfícies intraformacionais com sulcos largos, estrias e feições de sedimento inconsolidado. Além destas feições, o diamictito onde as superfícies foram desenvolvidas possui feições de ruptura com preenchimento por sedimento inconsolidado e porções com dobras glaciectônicas. Estas feições definem o fluxo para SW (160°). Na porção norte da província de Natal (Zululand DC) são reportadas várias superfícies intraformacionais, por von Brunn (1996), sobre arenitos e conglomerados. Estas superfícies apresentam sulcos e direção de fluxo muito variada, sendo assim interpretadas, pelo menos em sua maioria, como feições geradas por *icebergs*.

Pavimentos de blocos

Dois pavimentos de blocos próximos um do outro são reportados nas regiões de Clanwilliam (pavimento de blocos de Elandsvlei) e Kruitfontein (pavimento de blocos de Kruitfontein). O pavimento de Clanwilliam (Crowell & Frakes 1972) possui blocos facetados com estrias paralelas e uniformes e marcas de impacto. O sentido de fluxo foi definido pela assimetria dos clastos e *chattermarks* para leste (95°), porém Visser & Hall (1984), fazendo uma revisão deste pavimento de blocos, concluíram que o sentido do fluxo glacial é o oposto (275°). Estes últimos autores também descreveram o pavimento de blocos de Kruitfontein, relatando que esta estrutura possui espessura variando entre 15 e 60 cm e está inserida entre camadas de tilitos. A porção superior dos clastos é facetada e estriada e a orientação do eixo maior dos clastos e das estrias resultam em um sentido de paleofluxo glacial para oeste (273°).

4.2.2. Bacias Kalahari/Aranos, Huab e Karasburg

Na porção aflorante a oeste da Bacia Kalahari/Aranos (Namíbia), Hällich (1964) descreveu um pavimento estriado sobre arenitos pré-carboníferos e recoberto por diamictitos (tilitos) neopaleozoicos. O pavimento possui 200 m de exposição ao longo do vale do Rio *Fish* e é caracterizado por possui estrias, sulcos em crescente, fraturas em crescente e marcas de impacto. Estas últimas estruturas definem o sentido de movimento para SW (260°). O autor ainda postula que este pavimento pode estar na base de um paleovale glacial. Outro pavimento estriado está situado

em Postmasburg (África do Sul) e resta sobre rochas do embasamento pré-Cambriano com sentido de fluxo para NW (340°) (Visser 1983).

Na região ao sul da Bacia Kalahari/Aranos, em Khuis (África do Sul), o paleovale de “Hotazel” possui 30 km de largura, 700 m de profundidade e perfil em forma de U (Visser 1983). É preenchido por tilitos e arenitos marinhos e o fluxo definido para este vale foi para N (360°).

Na região noroeste da Namíbia, denominada Kaokoveld, vários paleovales associados à Bacia Huab foram documentados por Martin (1981) e Crowell & Frakes (1970). Estes paleovales são incisos no embasamento pré-Cambriano, possuem vários quilômetros de comprimento e são preenchidos por sucessões neopaleozoicas glaciogênicas e marinhas. O sentido do fluxo das paleogeleiras, definido através de pavimentos estriados e *roches moutonnées* na base da sucessão neopaleozoica, é para oeste.

A sul da porção aflorante da Bacia Kalahari/Aranos há litotipos neopaleozoicos da Bacia Karasburg. Geiger (2000), na região de Zwartbas, documentou um pavimento estriado e polido, desenvolvido sobre rochas do embasamento, de direção N-S.

Na Bacia Karasburg, em Vioolsdrif, Visser (1983) descreveu uma superfície estriada intraformacional sobre arenitos neopaleozoicos com estrias, sulcos e clastos arrastados deformando o sedimento inconsolidado (**Figura 4.7a**). O fluxo foi definido por esta última feição para N (360°), porém esta feição assemelha-se com a morfologia de marcas de arrasto de *icebergs*.

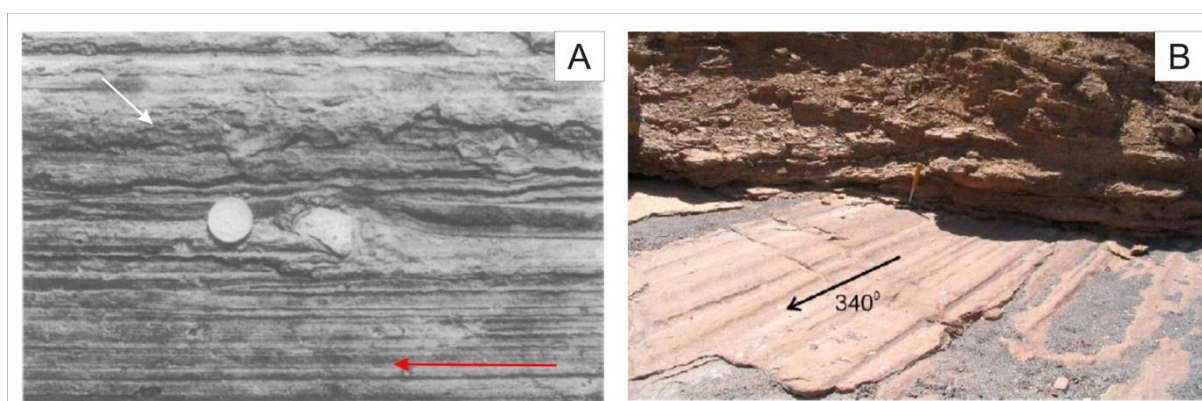


Figura 4.7 – a) Marca de arrasto de quilha de *iceberg* em arenitos da Bacia Karasburg com escorregamentos contemporâneos, estrias restritas às cristas marginais (seta branca) e deformação do sedimento inconsolidado à jusante do clasto, indicando fluxo glacial (seta vermelha). Originalmente interpretada por Visser (1983) como uma superfície estriada intraformacional gerada em ambiente subglacial; **b)** Sulcos em diamictitos inconsolidados aqui interpretados como marca de arrasto de quilha de *iceberg* em arenitos com sulcos paralelos e porção central (seta preta) levemente deprimida. Norte da Etiópia (Bussert 2010).

4.2.3. Bacia do Congo e Norte da Etiópia

A sucessão neopaleozoica aflorante na porção leste da Bacia do Congo exhibe três pavimentos estriados e uma *roche moutonnée* descritos por Veatch (1935). Os pavimentos estriados possuem polimento e estrias e situam-se nas regiões de Lualaba, Greinerville e Piana Malamba (Congo). O sentido de fluxo para estas ocorrências é 320°, 46° e 5°, respectivamente. A *roche moutonnée* aflora na região de Walikake, possui azimute para oeste (270°) e superfícies estriadas e polidas.

Na região de longo (Angola), ainda na Bacia do Congo, Rocha-Campos (1976) documentou um pavimento de blocos, de direção NW-SE, inserido entre duas camadas de diamictitos. Os blocos apresentam superfícies facetadas e estriadas. Estas estrias possuem mais de uma direção, porém predomina uma direção que é paralela à orientação do eixo maior dos clastos, sugerindo um paleofluxo glacial para NW. Esta feição não está bem documentada e isso gera dúvidas quanto a sua origem, por isso será aqui tratada como não confiável.

No norte da Etiópia afloram alguns resquícios da sucessão neopaleozoica (unidade *Edaga Arbi Glacials*) em uma pequena área. Bussert (2010) documentou várias estruturas indicadoras de paleofluxo glacial com sentido de fluxo para N (360°), entre elas estrias, sulcos, fraturas de fricção, *roches moutonnées*, *whalebacks* e bacias. Todas estas feições são desenvolvidas sobre rochas do embasamento Siluriano ou pré-Cambriano, com exceção dos sulcos que restringem-se à superfícies estriadas intraformacionais, interpretadas como marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* (**Figura 4.7b**)

4.3. PENÍNSULA ARÁBICA

No Oman, em Huqf, um pavimento estriado desenvolvido sobre rochas paleozoicas pré-carboníferas deformadas e sotoposto a diamictitos possui sulcos e estrias que alcançam 35 cm de largura, 10 cm de profundidade e 15 m de comprimento (Braakman *et al.* 1982). O sentido de fluxo para NW (45°) foi definido através de paleocorrentes tomadas em arenitos e conglomerados que restam sobre os diamictitos. Em Yannat, no Iêmen, Kruck & Thiele (1983) descreveram um pavimento gerado sobre o embasamento e recoberto parcialmente por tilitos. O pavimento apresenta sulcos e estrias e o sentido de fluxo da geleira é para SW (220°), definido através do “teste da palma da mão”. Devido à falta de indicadores de sentido do fluxo, somente a direção desta estrutura será utilizada (220°-40°).

5. PALEOGEOGRAFIA NA PORÇÃO OCIDENTAL DO GONDWANA

A reavaliação das feições indicadoras de paleofluxo glacial permitiu a interpretação da distinção entre as estruturas realmente originadas em ambiente subglacial e as estruturas geradas por massas de gelo flutuantes (*icebergs*). Para a realização de modelagens paleogeográficas é necessário que os indicadores erosivos sejam gerados em ambiente subglacial, pois são estas estruturas que indicam a real extensão e sentido do fluxo de geleiras. Pelo contrário, *icebergs* não possuem relação com o fluxo de geleiras devido ao seu movimento ser controlado por marés, correntes e vento (Hill *et al.* 2008).

A diferença do movimento entre as estruturas erosivas geradas por geleiras e *icebergs* pode ser observada devido à falta de consistência entre as direções de marcas de arrastos de quilhas de *icebergs*, o mesmo não ocorre quando geleiras são os agentes erosivos. Como exemplo, na **Figura 5.1**, pode ser observada esta diferença na consistência da direção de ambas estruturas nas regiões de Elandsvlei e Nieuwoudtville (Grasberg e Oorlogskloof), na borda oeste da Bacia Karoo.

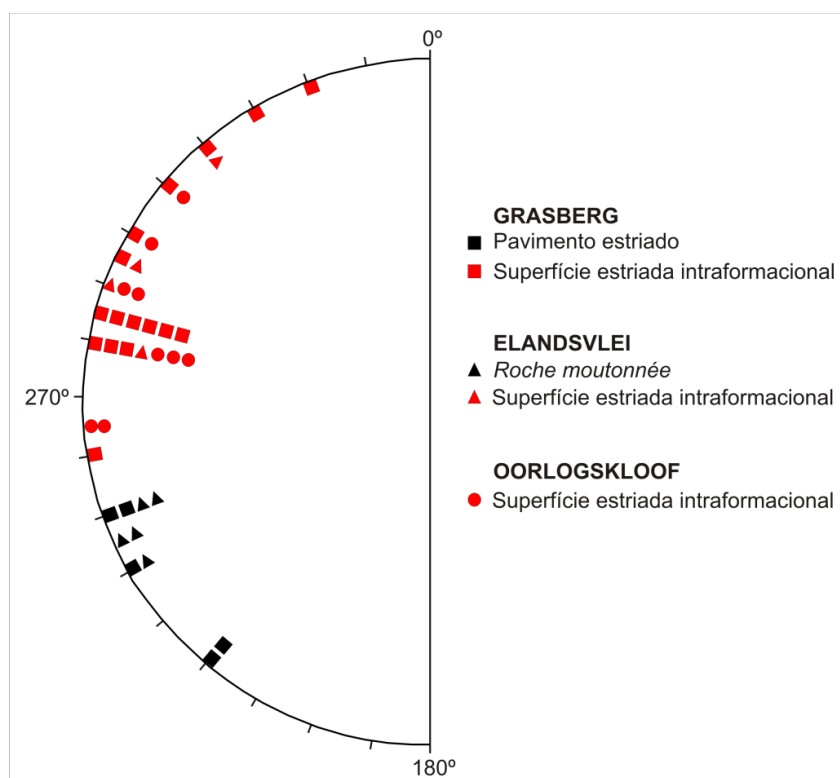


Figura 5.1 – Diagrama com azimutes de estruturas geradas em ambiente subglacial (símbolos pretos) e por arrasto de quilhas de *icebergs* (símbolos vermelhos) nas regiões de Elandsvlei e Nieuwoudtville (Grasberg e Oorlogskloof), borda oeste da Bacia Karoo. As duas concentrações de azimutes (símbolos pretos e símbolos vermelhos) são interpretadas como diferentes fases de avanço de geleiras (Adaptado de Visser 1990).

Os melhores indicadores de sentido de movimento de geleiras são as *roches moutonnées* e *whalebacks*, vales glaciais e pavimentos estriados. Isto se deve ao fato destas estruturas desenvolverem-se sobre substrato rígido, não havendo possibilidade de origem por quilhas de *icebergs* devido à baixa pressão exercida entre a quilha e o substrato.

5.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE A PALEOGEOGRAFICA DA LPIA

Com base nas informações anteriormente apresentadas, é possível observar a distribuição espacial de todas estruturas erosivas levantadas no mapa da porção ocidental do Gondwana (**ANEXO I**). A discrepância dos sentidos obtidos para o paleofluxo de massas de gelo é visível em algumas regiões, como por exemplo nas bordas da Bacia Karoo e na porção aflorante da Bacia do Paraná no estado do Paraná.

Quando se observa somente a distribuição das estruturas que são interpretadas como produtos de erosão subglacial (exclui-se as estruturas geradas por *icebergs*, bem como estruturas não tão bem documentadas que podem levar a erros quanto a sua origem), percebe-se uma melhor consistência das direções/sentidos de fluxo (**ANEXO II**). A discrepância entre os azimutes das estruturas erosivas está relacionada à interpretação de origem subglacial para todas superfícies estriadas intraformacionais.

Com base na reavaliação das estruturas erosivas, juntamente com a análise das condições topográficas durante o Permo-Carbonífero, algumas considerações sobre o sentido e extensão das massas de gelo são factíveis de serem realizadas (**Figura 5.2 e ANEXO III**). Primeiramente, é possível observar que as áreas elevadas durante o neopaleozoico foram os locais de onde as massas de gelo se propagaram e fluíram até os depocentros adjacentes.

Na região oeste da Argentina, onde situam-se as bacias Calingasta-Uspallata, Pangazo e Río Blanco, a existência de paleovales glaciais (fiordes) indicam a influência da topografia como controladora de zonas de acumulação de gelo. Estas regiões topograficamente elevadas provavelmente situavam-se nas regiões da proto-Precordilheira, Arco *Pie de Palo* e Arco Pampeano. O pavimento de blocos e os vales glaciais exibem sentido de fluxo de paleogeleiras fluindo da proto-Precordilheira em direção às bacias adjacentes (Pangazo e Calingasta-Uspallata), assim como demonstrado por Henry *et al.* (2008).

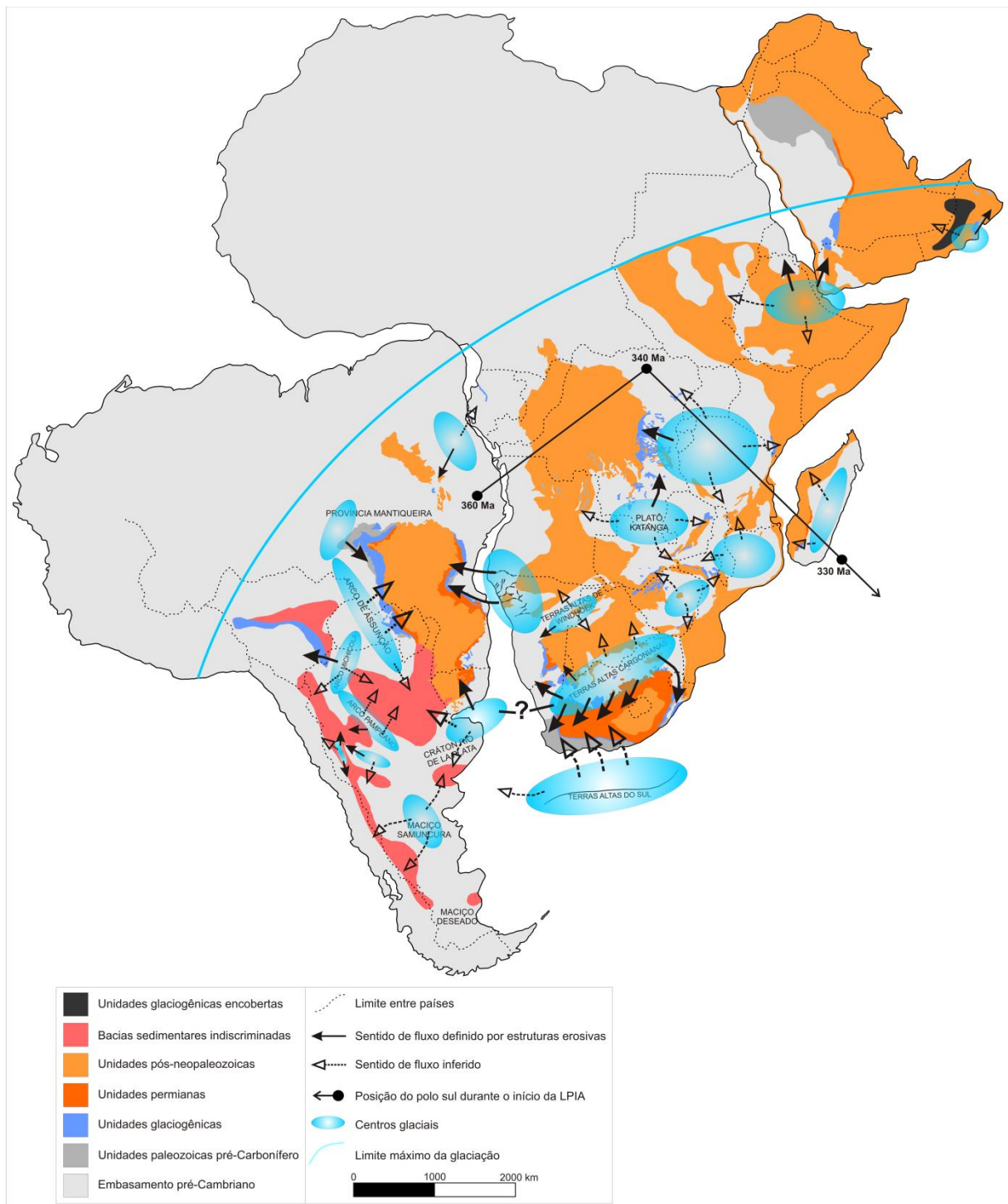


Figura 5.2 – Mapa paleogeográfico da LPIA na porção ocidental do Gondwana evidenciando centros glaciais, desenvolvidos em regiões topograficamente elevadas, e seus respectivos sentidos de fluxo.

Os pavimentos estriados reportados na região possuem uma consistência de sentido de fluxo para noroeste, evidenciando contribuições glaciais provindas das regiões dos arcos Pampeano e *Pie de Palo*. López-Gamundí & Martínez (2000) sugeriram que estas regiões topograficamente elevadas poderiam representar outro centro glacial na região, porém não se sabe se o gelo nesta área estaria contido em geleiras de vale ou em uma calota de gelo (Henry *et al.* 2008).

A Bacia Paganzo é caracterizada por possuir sedimentação glaciocontinental na base da sucessão neopaleozoica. Isto, aliado ao fato de possivelmente haver geleiras fluindo de sudeste, contribui para a interpretação da existência de geleiras controladas pela topografia (geleiras de vale e campos de gelo) ou de calotas de gelo nas regiões topograficamente elevadas e que tenham afetado boa parte destas bacias adjacentes.

Na Bacia Tarija, os paleovales glaciais incisos sobre rochas paleozoicas pré-carboníferas indicam sentido de fluxo para noroeste. Starck & Papa (2006) argumentam que o sentido de fluxo destes paleovales para noroeste é consistente com o padrão radial de movimento do gelo em relação ao paleopolo. Ainda foi postulado que quando estes indicadores de paleofluxo glacial são integrados com dados similares nas bacias do Paraná, Paganzo e Calingasta-Uspallata é possível observar este padrão radial, adequado perfeitamente ao crescimento de um manto de gelo nucleado no polo sul, que alcançou ao menos 40° de latitude, e cobriu quase metade do atual continente americano (**Figura 5.3a**).

Starck & Papa (2006) ainda relacionam o desenvolvimento deste manto de gelo com a falta de regiões topograficamente elevadas na região da Bacia Tarija que atuariam como centros glaciais. Porém o provável centro de acumulação de gelo foi o Arco Michicola, localizado a sudeste desta Bacia. Esta região topograficamente elevada durante o neopaleozoico pode ter sido fonte de calotas de gelo ou campos de gelo, drenado por geleiras de vale, tornando impraticável a hipótese de um grande manto de gelo sobre o continente americano.

As demais bacias sedimentares neopaleozoicas da margem leste do Gondwana (San Rafael, Tepuel-Genoa, Navidad-Arizaro, Madre de Dios) e intracratônicas (Sauce Grande-Colorado, La Golondrina, porção oeste da Chaco-Paraná), também distribuem-se entre as faixas móveis e cratônicas pré-cambrianas. Apesar de não ter sido levantado indicadores de paleofluxo glacial e não haver modelos paleogeográficos em maior escala para estas regiões específicas, é provável que geleiras não tão extensas (calotas de gelo) tenham se desenvolvido sobre as regiões pré-cambrianas e fluído até estes depocentros (**Figura 5.3b**), como demonstrado por Limarino *et al.* (2014).

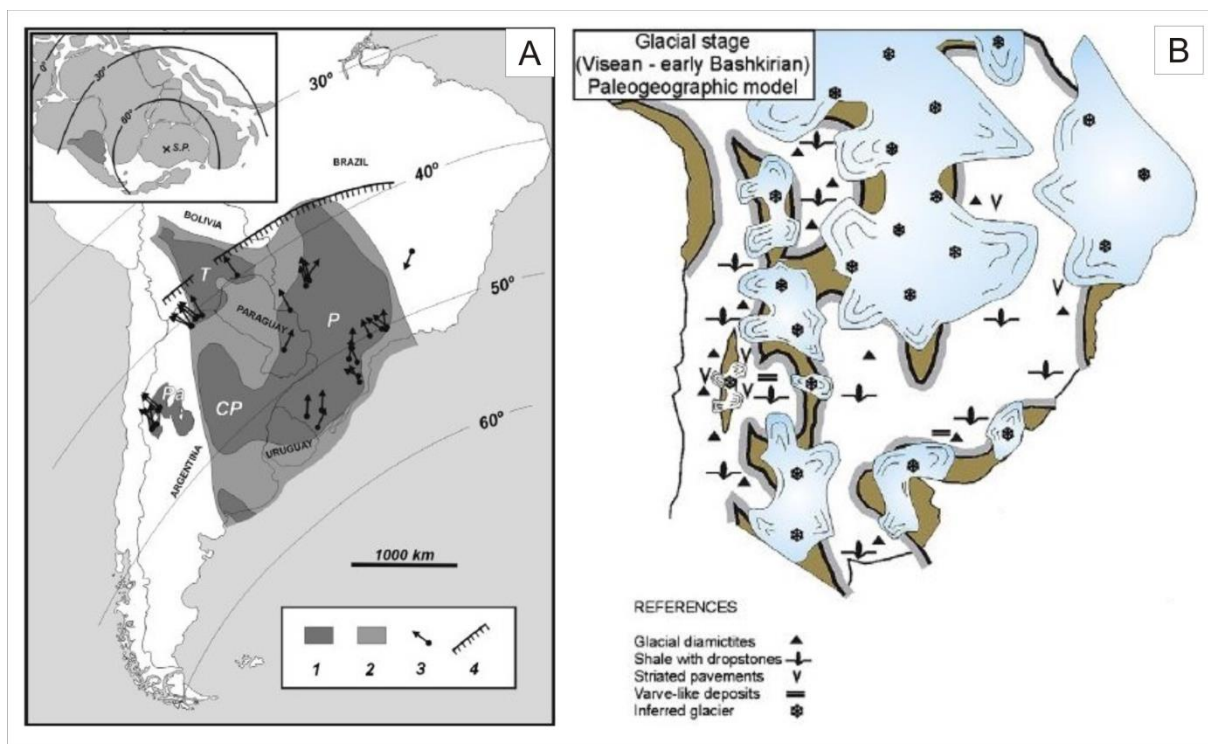


Figura 5.3 – a) Proposta paleogeográfica para a porção centro-sul do continente sul-americano (Starck & Papa 2006) demonstrando a atual configuração das bacias sedimentares (1), prováveis extensões originais (2), indicadores de paleofluxo glacial (3) e provável extensão do manto de gelo neopaleozoico (4); **b)** Modelagem paleogeográfica para a evolução das massas de gelo durante o período de máxima glaciação na porção central da América do Sul, evidenciando massas de gelo de menor magnitude (azul claro) situadas sobre regiões topograficamente elevadas (Limarino *et al.* 2014).

Os indicadores erosivos na região da Bacia do Paraná distribuem-se por quase todas as bordas da Bacia e possuem um padrão centrípeto. Na região oeste/noroeste da Bacia, o pavimento estriado (número 8 da **Tabela 4.1**), aqui interpretado como indicador da direção e não do sentido do fluxo glacial, sugere contribuição glacial de áreas elevadas a noroeste (Faixa Paraguai), bem como a existência de geleiras provindas da borda leste.

A hipótese de centros glaciais localizados a oeste e noroeste da Bacia vai contra os argumentos propostos por Gesicki *et al.* (2002), que devido à observação da consistência do paleofluxo entre as estruturas erosivas presentes na borda leste, juntamente com as superfícies estriadas reportadas na borda oeste, postularam que um manto de gelo provindo do sudoeste da África estendeu-se por sobre a Bacia do Paraná alcançando a sua porção oeste.

Os argumentos de Gesicki *et al.* (2002) sugerem origem subglacial para as superfícies estriadas intraformacionais analisadas na borda oeste da bacia, porém como visto anteriormente estas feições assemelham-se e são interpretadas como marcas de arrasto de quilhas de *icebergs*, não indicando a movimentação de

geleiras na região. Portanto a análise da glaciação nesta região é melhor baseada na interpretação de centros glaciais menores localizados à oeste e noroeste da bacia.

Estes centros de acumulação de gelo a oeste da Bacia do Paraná foram presumidos por Frakes & Crowell (1969) e França & Potter (1988), cuja elevação positiva do Arco de Assunção teria sido uma região topograficamente condicionável à acumulação de menores centros glaciais. Embora não tenham sido reportados indicadores de paleofluxo glacial que permitem uma relação direta entre esta estrutura e a existência de massas de gelo, é provável que, juntamente com a Faixa Paraguai, centros glaciais (calotas de gelo ou campos de gelo) localizavam-se nestas regiões durante o neopaleozoico (**Figura 5.3b**).

Na região a nordeste da Bacia do Paraná, o pavimento estriado com sentido de fluxo para sudoeste reportado na Bacia Sanfranciscana sugere que regiões a nordeste desta ocorrência foram os centros de acumulação de gelo. Campos & Dardenne (1994), através da análise de composição de clastos e do comportamento ótico dos grãos de quartzo, sugerem uma área fonte no sul do estado da Bahia, a sudoeste da Chapada Diamantina, sendo que alguns clastos são interpretados como provindos também da Serra do Espinhaço. Estes autores, ainda demonstram, a existência de um relevo arrasado, com vales em U, pelo gelo na região dos pavimentos reportados.

Na borda sul da Bacia do Paraná as estruturas erosivas indicam sentido de fluxo para norte em direção ao depocentro da Bacia. Os pequenos centros glaciais que alimentaram geleiras nesta região provavelmente se desenvolveram sobre unidades pré-cambrianas da Província Mantiqueira e do Cráton do Uruguai, possivelmente topograficamente elevadas, situadas na margem leste do continente sul-americano e correlatas com as situadas na margem oeste da África (sudoeste na Namíbia). Outra hipótese para a evolução das massas de gelo nesta região é a influência do manto de gelo das Terras Altas Cargonianas, melhor discutido posteriormente.

A mesma correlação entre centros glaciais dos dois atuais continentes pode ser realizada na borda leste da Bacia do Paraná. Nesta região, o sentido do fluxo de geleiras é bem consistente para noroeste, enquanto que na costa oeste do continente africano (noroeste da Namíbia) vários paleovales glaciais indicam geleiras de vale fluindo para oeste. A região pré-cambriana de Kaokoveld, na

Namíbia, e as unidades pré-cambrianas da Província Mantiqueira são as áreas passíveis de acumulação e dispersão de massas de gelo durante o neopaleozoico.

A relação entre os paleovales da Namíbia e as estruturas erosivas na Bacia do Paraná sugerem uma calota de gelo centrada a leste dos paleovales, com o gelo tendo fluído até a borda leste da Bacia. Esta interpretação corrobora o proposto por Vesely *et al.* (2015), cuja interpretação sugere a existência da Calota de Gelo da Namíbia com dois lobos glaciais afetando a borda leste da Bacia do Paraná.

A Bacia Karoo, diferente da Bacia do Paraná, apresenta um padrão de paleofluxo glacial mais complexo. A região norte da Bacia, durante o neopaleozoico, foi uma área topograficamente elevada devido à compensação dos esforços orogenéticos neopaleozoicos do Cinturão de Dobramento Cape na margem sul do continente africano (Catuneanu *et al.* 2005).

Esta região topograficamente elevada é denominada Terras Altas Cargonianas (*Cargonian Highlands*) e composta por unidades pré-cambrianas. O sentido de fluxo das massas de gelo nesta região elevada é francamente para sul/sudoeste em direção à Bacia Karoo, definido através de grandes paleovales glaciais, *roches moutonnées* e pavimentos estriados que alcançam regiões próximas ao centro da bacia.

Esta região é considerada um centro de acumulação de gelo, provavelmente da dimensão de um manto de gelo (Visser 1987). Crowell & Frakes (1972) denominam este manto de gelo de Lobo do Transvaal (*Transvaal Lobe*), correspondendo a um lobo glacial irradiado do grande Manto de Gelo Transvaal, localizado a nordeste, na região onde atualmente é o Zimbábue, Zâmbia e nordeste da África do Sul (**Figura 5.4**). É notável a existência de um manto de gelo ao norte da Bacia Karoo, porém não de tamanha dimensão como hipotetizado por Crowell & Frakes (1972).

A borda leste da Bacia Karoo é marcada por indicadores de paleofluxo glacial que apontam para o quadrante sudeste, mais ao norte, e para o sudoeste mais ao sul. Estas estruturas provavelmente foram geradas pelo manto de gelo situado nas Terras Altas Cargonianas. A deflexão do sentido de movimento para sudoeste, mais ao sul, se deve à presença da Calha de Natal (*Natal trough*), uma estrutura tectônica negativa pré-carbonífera cuja somente sua porção oeste está preservada na costa sudeste do continente africano (von Brunn 1996).

Crowell & Frakes (1972) argumentam que a região nordeste da Bacia Karoo (fluxo glacial para sudeste) teria sido afetada por um lobo do grande Manto de Gelo do Transvaal e a deflexão do sentido de fluxo para sudoeste na região da Calha de Natal seria resultado da confluência com o denominado Lobo de Natal proveniente de outro grande centro glacial localizado na Antártida (*Antarctic Ice Sheet*) (Figura 5.4).

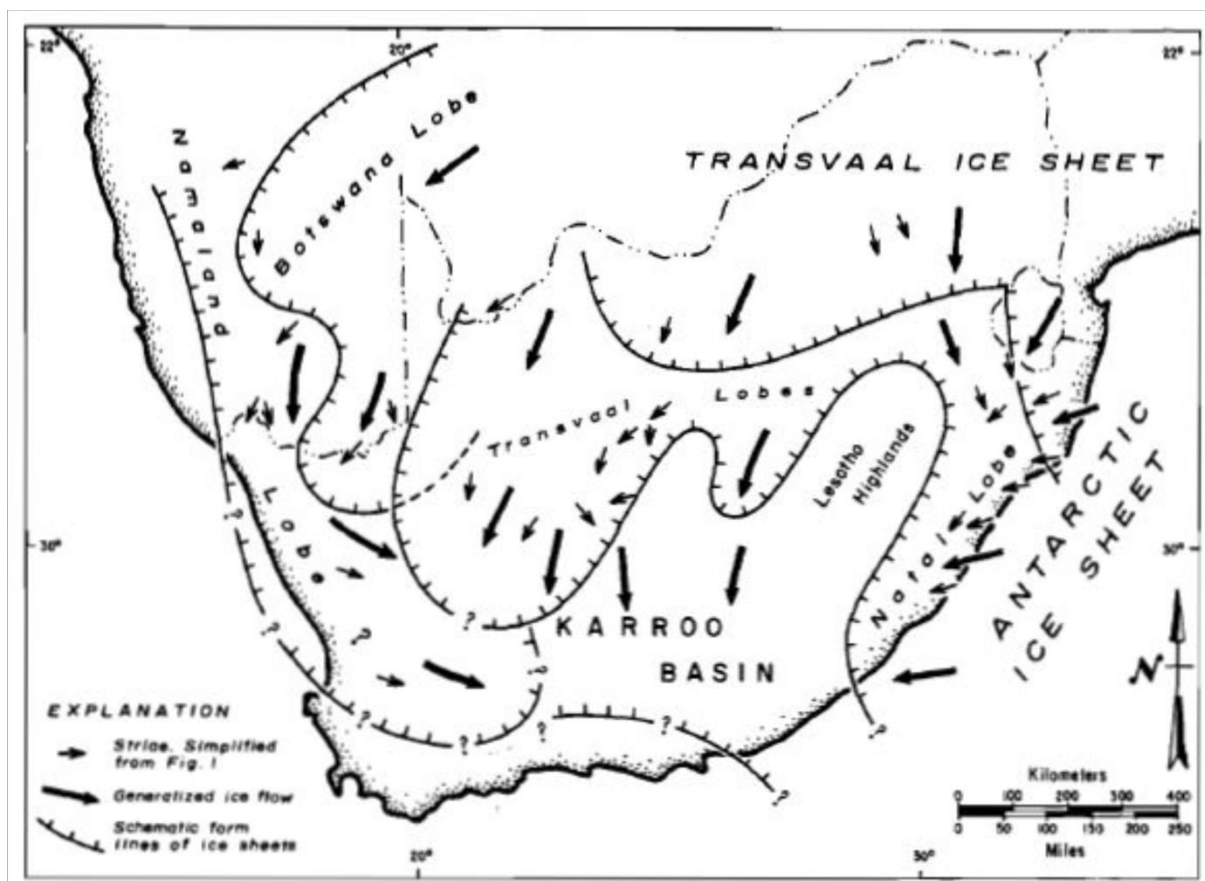


Figura 5.4 – Direção de movimento e extensão dos mantos de gelo e lobos glaciais no sul do continente africano (Bacia Karoo) segundo Crowell & Frakes (1972).

A região oeste da Bacia Karoo é marcada por estruturas erosivas que indicam fluxo glacial para sul, sudoeste e oeste em um padrão que flui para fora da atual margem da bacia. Visser (1987) e Visser & Looek (1982), analisando a taxa de erosão das unidades que embasam a Bacia Karoo, apontam para uma elevada taxa de erosão glacial na região onde está situada a atual borda oeste da bacia. Esta região seria topograficamente rebaixada em relação ao restante da extensão da bacia e poderia ter conectividade com um mar raso.

Os paleovales e *roches moutonnées* que indicam sentido de fluxo para sul e sudoeste provavelmente foram gerados pela erosão do manto de gelo presente nas

Terras Altas Cargonianas ao norte da bacia e fluído para sul e sudeste. Outra hipótese seria a presença de centros glaciais, irradiando geleiras ao sul da atual extensão do continente africano, na região das Terras Altas do Sul (*Southern Highlands*) que teriam fluído para norte e noroeste (Visser 1987). A direção de fluxo para oeste, na borda oeste da bacia, pode ser interpretada como resultado da confluência de massas de gelo provindas de sul e norte e que teriam fluído para oeste devido à menor elevação do depocentro de acordo com os dados paleotopográficos apresentados por Visser & Looock (1982).

Ao norte da Bacia Karoo, na bacia Karasburg e na borda sul da Bacia Kalahari/Aranos, as estruturas indicam um paleofluxo predominantemente para norte, provavelmente relacionado ao manto de gelo das Terras Altas Cargonianas que teria irradiado em direção aos depocentros localizados ao sul e ao norte, e secundariamente para oeste.

Frakes & Crowell (1970) argumentam que estes indicadores de paleofluxo glacial sejam resultado da interação entre dois lobos glaciais: o Lobo de Botswana, proveniente do grande Manto de Gelo do Transvaal a leste, e o Lobo de Namaland provindo das Terras Altas de Windhoek (*Windhoek Highlands*) ao norte. A extensão do Lobo de Botswana teria recoberto toda a região da Bacia Kalahari/Aranos e Karasburg, enquanto que o Lobo Namaland teria afetado somente a porção aflorante ao oeste destas bacias (**Figura 5.5**).

Visser (1987) também postula um grande manto de gelo cobrindo toda a região da Bacia Kalahari/Aranos e fluindo para oeste em direção a um possível mar (o mesmo relacionado à deposição da margem oeste da Bacia Karoo) com menores contribuições do centro glacial situado nas Terras Altas Cargonianas ao sul.

A existência de grandes lobos glaciais e mantos de gelo provindos de leste sobre toda a região das bacias Kalahari/Aranos e Karasburg, e fluindo em direção a um mar raso, parece incabível devido à região mais rebaixada (depocentro) estar localizada no centro da atual Bacia Kalahari/Aranos (Visser 1987). Isto sugere uma grande contribuição de massas de gelo provindas de regiões elevadas ao norte e, principalmente, ao sul.

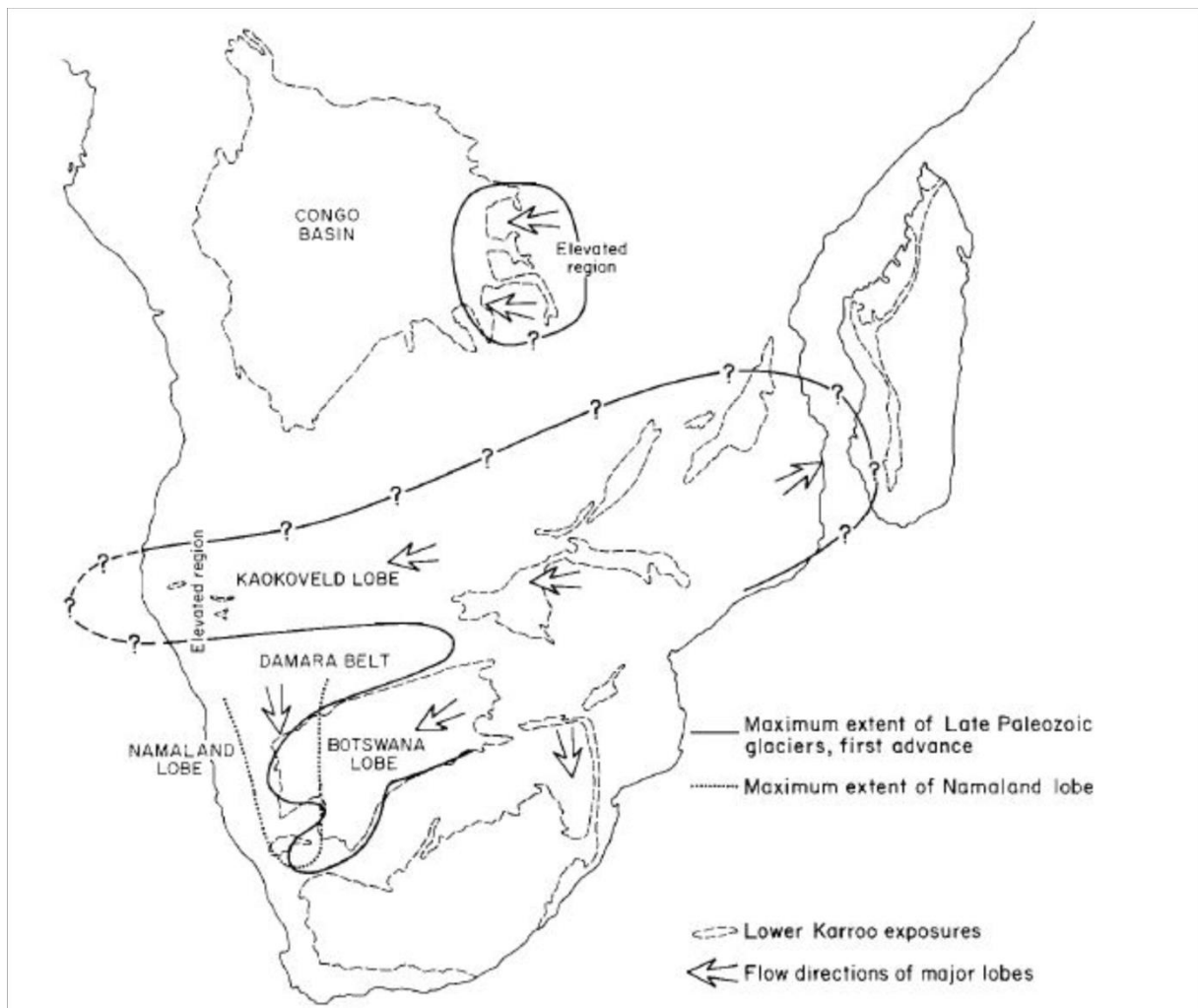


Figura 5.5 – Manto de Gelo do Transvaal irradiando lobos glaciais sobre a porção centro-sul do continente africano e afetando as bacias sedimentares proximais. Região elevada ao leste da Bacia do Congo evidenciada como possível centro glacial (Frakes & Crowell 1970).

Quando observada a paleoposição dos continentes sul-americano e africano, é possível inferir que este manto de gelo tenha alcançado a região sul do Brasil, pois no Uruguai e no estado do Rio Grande do Sul as estruturas também indicam sentido de fluxo para norte. Uma diferença que vale ser ressaltada é a idade das discordâncias geradas por geleiras: enquanto que as *whalebacks* no Uruguai e os paleovales e pavimentos estriados na África estão desenvolvidos sobre rochas do embasamento, as superfícies estriadas intraformacionais no Rio Grande do Sul situam-se quase no topo da sucessão neopaleozoica (Formação Taciba do Grupo Itararé). Isto evidencia diferentes fases de glaciação na região do extremo sul do Brasil, possivelmente relacionadas a avanços e recuos internos de um pequeno centro glacial ou à interação de diferentes massas de gelo.

Na região oeste da África (Zâmbia, Moçambique, Malawi, Tanzânia, Zimbábue), a provável distribuição de geleiras deu-se nas regiões elevadas

constituídas por unidades pré-cambrianas. Frakes & Crowell (1970) postularam um grande lobo glacial que teria irradiado, para nordeste, da região do Manto de Transvaal e alcançado até a ilha de Madagascar (**Figura 5.5**). Visser (1997) hipotetiza uma ideia semelhante, argumentando que o Manto de Gelo do Gondwana teria sido responsável pela influência glacial nesta região, bem como na Bacia Karoo (**Figura 5.6**)

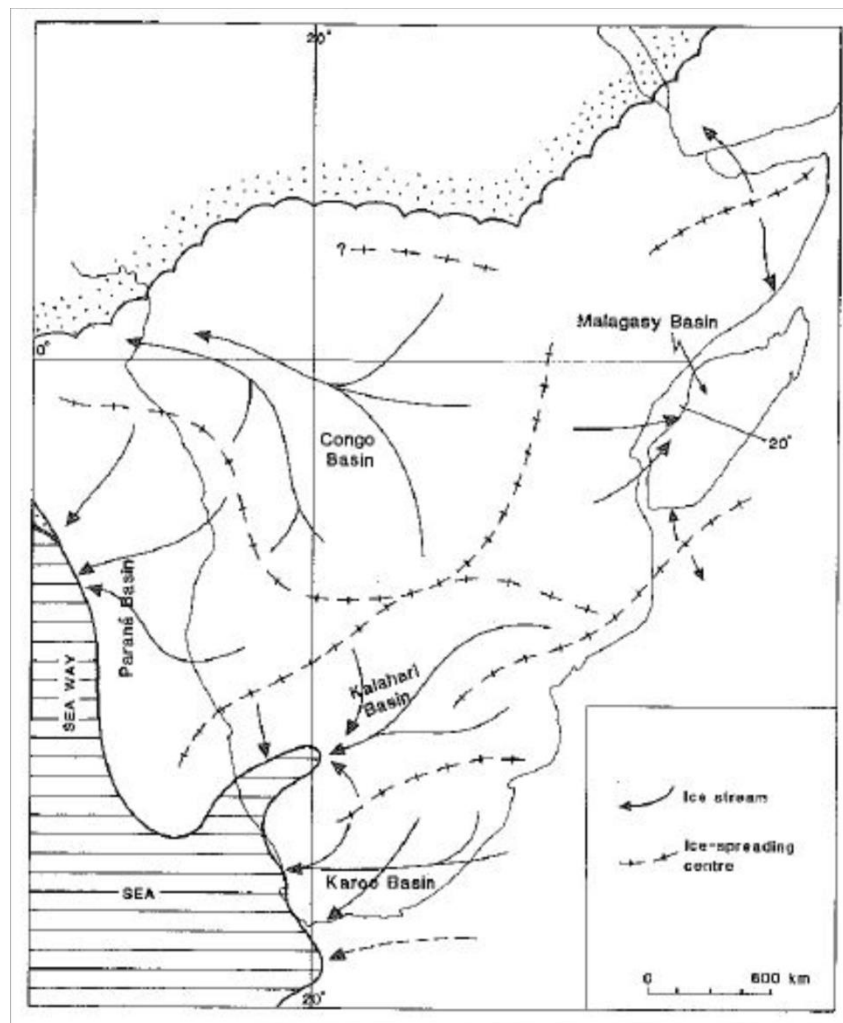


Figura 5.6 – Modelo paleogeográfico do Manto de Gelo do Gondwana (Visser 1997) mostrando os centros de acumulação de gelo (linhas pontilhadas) e direções de fluxo (setas) para as bacias sedimentares na região centro-sul da África. No canto inferior esquerdo é possível notar a existência do mar nas porções oeste das bacias Karoo e Kalahari/Aranos.

Embora indicadores de paleofluxo glacial não foram levantados nesta região, é possível que geleiras menores (calotas de gelo) fluíram até os depocentros adjacentes gerados por processos extensionais neopaleozoicos. Em Madagascar, as massas de gelo originaram-se, provavelmente, nas regiões pré-cambrianas ao leste da atual ilha.

Na Bacia do Congo, os indicadores de paleofluxo glacial possuem uma orientação em direção ao depocentro da bacia, com apenas uma ocorrência indicando sentido diferente podendo representar alguma variação local no sentido do fluxo do gelo. As massas de gelo que afetaram a deposição nesta bacia possivelmente estariam localizadas nas regiões elevadas do Platô Katanga e do leste do Congo e Tanzânia e podem estar associadas com as massas de gelo presentes nos depocentros do oeste da África. Frakes & Crowell (1970) indicam uma massa de gelo de menor magnitude, localizada a leste da atual porção aflorante da Bacia do Congo, que afetou a sucessão neopaleozoica (**Figura 5.5**).

Modelos paleogeográficos na região da Etiópia e Península Arábica atribuem somente a existência de enormes mantos de gelo centralizados no continente africano e que teriam se estendido até a Península Arábica (Braakman *et al.* 1982, Martin *et al.* 2008).

Um possível centro glacial de dimensão considerável presente durante o neopaleozoico poderia estar localizado nas regiões pré-cambrianas da Etiópia, visto que indicadores de paleofluxo no norte deste país possuem indícios do movimento de massas de gelo para norte. Aliado a isto, na região do Yemen o pavimento estriado (número 87 da **Tabela 4.1**) tratado aqui como indicador de direção de fluxo pode representar indícios de que este centro glacial irradiou para norte e nordeste atingindo, assim, as regiões ao sul da Península Arábica.

No Oman, a evidência de movimentação do gelo é para nordeste. Esta evidência pode estar relacionada ao centro glacial centrado na Etiópia, o que é pouco provável, pois a região centro-leste da Península Arábica durante o neopaleozoico foi um depocentro, e este centro glacial da Etiópia deveria atingir grandes dimensões. Sua origem pode estar relacionada a pequenos centros glaciais localizados no sudeste do Oman e controlados pela topografia. Evidências para esta hipótese são a existência de cinturões de dobramento paleozoicos resultantes da Orogenia Herciniana localizados na região cuja sucessão glacial neopaleozoica resta em discordância.

Alguns trabalhos, sejam em escala continental ou regional, argumentam a interação de diferentes lobos glaciais e mantos de gelo ou múltiplos avanços e recuos de geleiras com base na diferença de direção de indicadores de paleofluxo glacial presentes em uma mesma região (Stratten 1967, Visser 1990) (**Figura 5.1**). Porém, é possível observar que estas hipóteses levam em conta a interpretação de

origem subglacial para todas superfícies estriadas intraformacionais, como exposto no **ANEXO I**. Visto que a maioria destas feições levantadas são geradas devido ao arrasto de quilhas de *icebergs*, um cuidado maior deve ser tomado nestas interpretações.

Com base nestas discussões e dados de paleotopografia e paleofluxo glacial apresentados, é possível observar que a evolução da LPIA na porção ocidental do Gondwana ocorreu de maneira não tão grandiosa como previamente reportada. Esta grandiosidade se refere à magnitude das massas de gelo, anteriormente referidas como enormes centros glaciais, centrados no polo sul ou em regiões proximais, que avançaram e recuaram sincronicamente (Frakes 1979, Veevers & Powell 1987, Visser 1997, Crowell & Frakes 1972, Frakes & Crowell 1970).

Em contrapartida, trabalhos categorizados na vertente mais recente do pensamento sobre a evolução da LPIA (Isbell *et al.* 2012, Fielding *et al.* 2008, Limarino *et al.* 2014, Vesely *et al.* 2015), que hipotetizam a presença de massas de gelo com evolução diacrônica e de menor magnitude (calotas de gelo, campos de gelo e geleiras de vale) situadas em regiões topograficamente elevadas e controladas, principalmente, por condições topográficas (altitude da linha de equilíbrio) e secundariamente por condições climáticas, devem ser consideradas.

6. CONCLUSÕES

De acordo com a análise paleogeográfica, realizada através de indicadores erosivos de paleofluxo glacial na porção oeste do Gondwana, pode-se concluir que:

- Dos 87 indicadores erosivos de paleofluxo glacial levantados nos continentes sul-americano, africano e arábico, 63 podem ser utilizados para inferências paleogeográficas devido à alta confiabilidade em relação à origem subglacial.
- Dos 24 indicadores erosivos de paleofluxo glacial classificados com grau de confiabilidade baixo, 22 são interpretados como superfícies estriadas intraformacionais geradas por arrasto de quilhas de *icebergs* (*iceberg keel scour marks*) e 2 possuem grau de documentação baixo, o que gera dúvidas quanto a sua origem.
- Marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* são tão comuns no registro estratigráfico neopaleozoico quanto anteriormente se imaginava.
- Marcas de arrasto de quilhas de *icebergs* possuem grande variação no sentido e direção de fluxo e não indicam a direção de fluxo de geleiras durante períodos de avanço glacial.
- As melhores estruturas para a realização de considerações sobre extensão e fluxo de massas de gelo são paleovales glaciais, *roches moutonnées* e *whalebacks*, pavimentos estriados e feições direcionais no substrato.
- A LPIA não é caracterizada por avanços e recuos de grandes mantos de gelo centrados no polo sul ou regiões proximais, como anteriormente previsto.
- As geleiras que configuraram a LPIA possuem extensão de calotas de gelo, campos de gelo, geleiras de vale e até mantos de gelo, porém não tão extensos como os previamente estipulados.
- A evolução das massas de gelo durante a LPIA é caracterizada por um diacronismo.
- O principal controlador do crescimento de geleiras foi a topografia, através da altitude da linha de equilíbrio, e secundariamente condições climáticas.
- As geleiras da LPIA fluíram de altos topográficos em direção aos depocentros adjacentes.
- A influência glacial atingiu aproximadamente 40° de latitude quando o Gondwana encontrava-se situado próximo ao polo sul.

REFERÊNCIAS

- Almeida F. F. M. 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Boletim Geologia e Metalurgia*, 5:112-118.
- Amaral S.E. 1965. Nova ocorrência de rocha moutonnée em Salto, SP. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 14:71-82.
- Assine M. L. & Vesely F.F. 2008. Ambientes Glaciais. In: A.J.C.L.P. da Silva, M.A.N.F. de Aragão, A.J.C. Magalhães (eds.) *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Beca-BALL, São Paulo, p.: 24-51.
- Assine M.L., de Santa Ana H., Verolavsky G. 2010. Subglacial landforms, sedimentary facies and paleo-ice flow in the Permocarboniferous San Gregorio Formation, Chacoparanense Basin, Uruguay. In: 18th International Sedimentological Congress, *Abstracts*, p. 129.
- Barbosa O. 1940. Estrias produzidas por gelo permo-carbonífero. *Mineração e Metalurgia*, 4: 272-273.
- Benn D.I. & Evans D.J.A. (Eds.) 2010. *Glaciers & Glaciation*. Hodder Education, London, 817 pp.
- Bennett M. & Glasser N. 2009. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. Wiley-Blackwell, Oxford, 385 pp.
- Bigarella J.J., Salamuni R., Fuck R.A. 1967. Striated surfaces and related features, developed by the Gondwana ice sheets (state of Paraná, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 3:265-276.
- Braakman J.H., Levell B.K., Martin J.H., Potter T.L., van Vliet A. 1982. Late Paleozoic Gondwana Glaciation in Oman. *Nature*, 299:48-50.
- Broecker W.S. & Denton G.H. 1989. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:2465-2501.
- Bussert R. 2010. Exhumed erosional landforms of the Late Palaeozoic glaciation in northern Ethiopia: Indicators of ice-flow direction, palaeolandscape and regional ice dynamics. *Gondwana Research*, 18:356-369.
- 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.
- 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. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27:269-282.
- Carvalho P. F. 1940. Estrias glaciais em granodiorito sobposto ao Gondwana de Santa Catarina. *Mineração e Metalurgia*, 4: 271-272.
- Catuneanu O., Wopfner H., Eriksson P.G., Cairncross B., Rubidge B.S., Smith R.M.H., Hancox P.J. 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43:211-253.
- Cole D.I. 1991. Depositional environment of the Dwyka Group in the Boshof-Hertzogville area, Orange Free State. *South African Journal of Geology*, 94:272– 287.
- Crowell J.C. 1978. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. *American Journal of Science*, 278:1345-1372.
- Crowell J.C. & Frakes L.A. 1971. Late Paleozoic Glaciation: Part IV, Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 82:2515-2540.

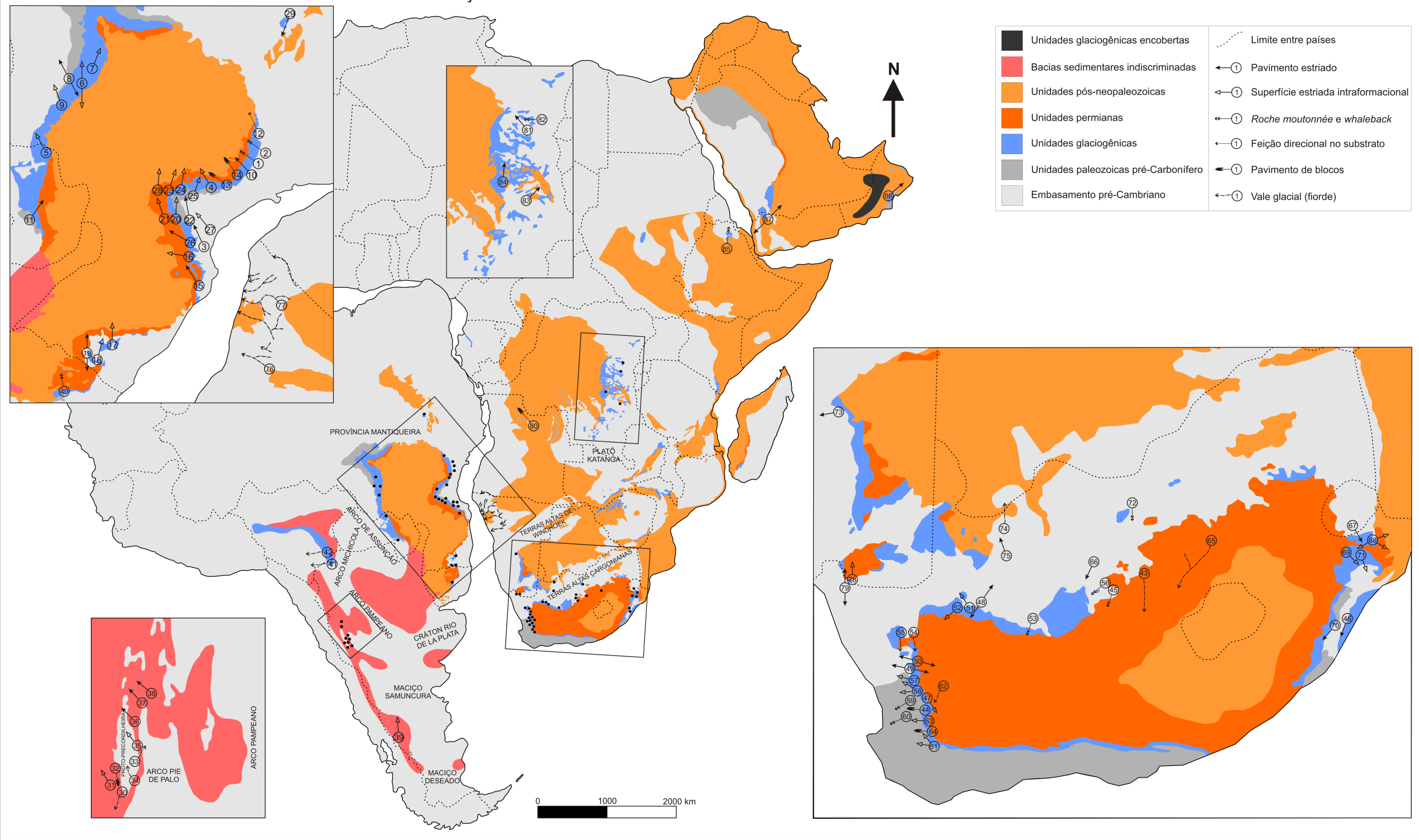
- Crowell J.C. & Frakes L.A. 1972. Late Paleozoic Glaciation: Part V, Karroo Basin, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **83**:2887-2912.
- ESA – European Space Agency. Envisat – Environmental Satellite. Disponível em <http://www.esa.int>. Acessado em 04/11/2015.
- Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L. 2008. The late Paleozoic ice age — a review of current understanding and synthesis of global climate patterns. In: C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell (eds.) *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America Special Paper, 441, p.: 343-354.
- Frakes L.A. 1979. *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam, 310 pp.
- Frakes L.A. & Crowell J.C. 1969. Late Paleozoic Glaciation: I, South America. *Geological Society of America Bulletin*, **80**:1007-1042.
- Frakes L.A. & Crowell J.C. 1970. Late Paleozoic Glaciation: II, Africa Exclusive of the Karroo Basin. *Geological Society of America Bulletin*, **81**:2261-2286.
- Frakes L.A., Francis J.E., Syktus J.I. 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, Cambridge, 274 pp.
- Frakes L.A., Matthews J.L., Crowell J.C. 1971. Late Paleozoic Glaciation: Part III, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin*, **82**:1581-1604.
- 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 Petrobrás*, **2**:147-191.
- Geiger M. 2000. The Geology of the southern Warmbad Basin Margin – Tephrostratigraphy, Age, Fossil Record and Sedimentary Environment of Carboniferous-Permian Glacigenic Deposits of Dwyka Group, Zwartas, southern Namibia. Tese de Mestrado, Julius-Maximilians-Universität, 79 pp.
- Gesicki A.L.D. 1996. Geologia da Formação Aquidauana (Neopaleozoico, Bacia do Paraná) na porção centro-norte do estado de Mato Grosso do Sul. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.
- Gesicki A.L.D., Riccomini C., Boggiani P.C. 2002. Ice flow during late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:933-939.
- GLACIERS ONLINE 2015. Photoglossary. Disponível em: <http://www.swisseduc.ch/glaciers/glossary>. Acessado em 06/11/2015.
- González C.R., Taboada A.C., Díaz Saravia P.G., Aredes M.A. 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia del Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, **50**:40-46.
- GOOGLE 2015. Google Earth Pro. Image CNES/Astrium. Google Inc.
- Halbich I.W. 1964. Observations on primary features in the Fish River Series and the Dwyka Series in South West Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **67**:95-110.
- Hamilton W. & Kringsley D. 1967. Upper Paleozoic Glacial Deposits os South Africa and Southern Australia. *Geological Society of America Bulletin*, **78**:783-800.
- Henry L.C., Isbell J.L., Limarino C.O. 2008. Carboniferous glacigenic deposits of the proto-Precordillera of west-central Argentina. In: C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell (eds.) *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America Special Paper, 441, p.: 131-142.
- Hill J.C., Gayes P.T., Driscoll N.W., Johnstone E.A., Sedberry G.R. 2008. Iceberg scours along the southern U.S. Atlantic margin. *Geology*, **36**:447-450.

- Hyde W.T., Crowley T.J., Tarasov L., Paltier W.R. 1999. The Pangean ice age: studies with a coupled climate-ice sheet model. *Climate Dynamics*, **15**:619-629.
- Isbell J.L., Henry L.C., Gulbranson E.L., Limarino C.O., Fraiser M.L., Koch Z.J., Ciccioli P.L., Dineen A.A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as control on glaciation. *Gondwana Research*, **22**:1-19.
- Kruck W. & Thiele J. 1983. Late Paleozoic glacial deposits in the Yemen Arab Republic. *Geologische Jarbusch B*, **46**:3-29.
- Limarino C.O. & Spalleti L.A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **22**:134-155.
- Limarino C.O., Césari S.N., Spalleti 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.
- Linol B., de Wit M.J., Milani E.J., Guillocheau F., Scherer C. 2015. New Regional Correlations Between the Congo, Paraná and Cape-Karoo Basins of Southwest Gondwana. In: M.J. de Wit (ed.) *Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews*. Springer-Verlag, Berlin, p.: 245-268.
- López-Gamundí O.R. & Buatois L.A. 2010. Introduction: Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. In: O.R. López-Gamundí & L.A. Buatois (eds.) *Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana*. Geological Society of America Special Paper, 468, p.: v-viii.
- López-Gamundí O. & Martínez M. 2000. Evidence of glacial abrasion in the Calingasta-Uspallata and western Paganzo basins, mid-Carboniferous of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**:145-165.
- Martin H. 1981. The Late Palaeozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia. In: M.J. Hambrey & W.B. Harland (Eds.) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, p.: 61-66.
- Martin J.R. Redfern J. Aitken J.F. 2008. A regional overview of the late Paleozoic glaciation in Oman. In: C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell (eds.) *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America Special Paper, 441, p.: 175-186.
- Pérez-Aguilar A., Petri S., Hypólito R., Ezaki S., Souza P.A. de, Juliani C., Monteiro L.V.S., Moschini F.A. 2009. Superfícies estriadas no embasamento granítico e vestígio de pavimento de clastos neopaleozoicos na região de Salto, SP. *Revista Escola de Minas*, **62**:17-22.
- Persits F., Ahlbrandt T., Tuttle M., Charpentier R. Brownfield M., Takahashi K. 2002. Map showing geology, oil and gas fields and geologic provinces of Africa, ver. 2.0. Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470A/index.html>. Acessado em: 5/11/2015.
- Pollastro R.M., Karshbaum A.S., Viger R.J. 1997. Maps showing geology, oil and gas fields and geologic provinces of the Arabian Peninsula. Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470B/index.html>. Acessado em: 5/11/2015.
- Riccominni C. & Velázquez V.F. 1999. Superfície estriada por geleira neopaleozoica no Paraguai oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:233-236.
- Rocha-Campos A.C. 1976. Direction of movement of Late Paleozoic glaciers in Angola (Western Africa). *Boletim IG-USP*, **7**:39-44.
- Rocha-Campos A.C., Farjallat J.E., Yoshida R. 1968. New glacial features of the Upper Paleozoic Itararé Subgroup in the State of São Paulo, Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* **17**:47-57
- Rocha-Campos A.C., Farjallat J.E.S., Yoshida R. 1969. Crescentic Marks on a Late Paleozoic Glacial Pavement in Southeastern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **80**:1123-1126.

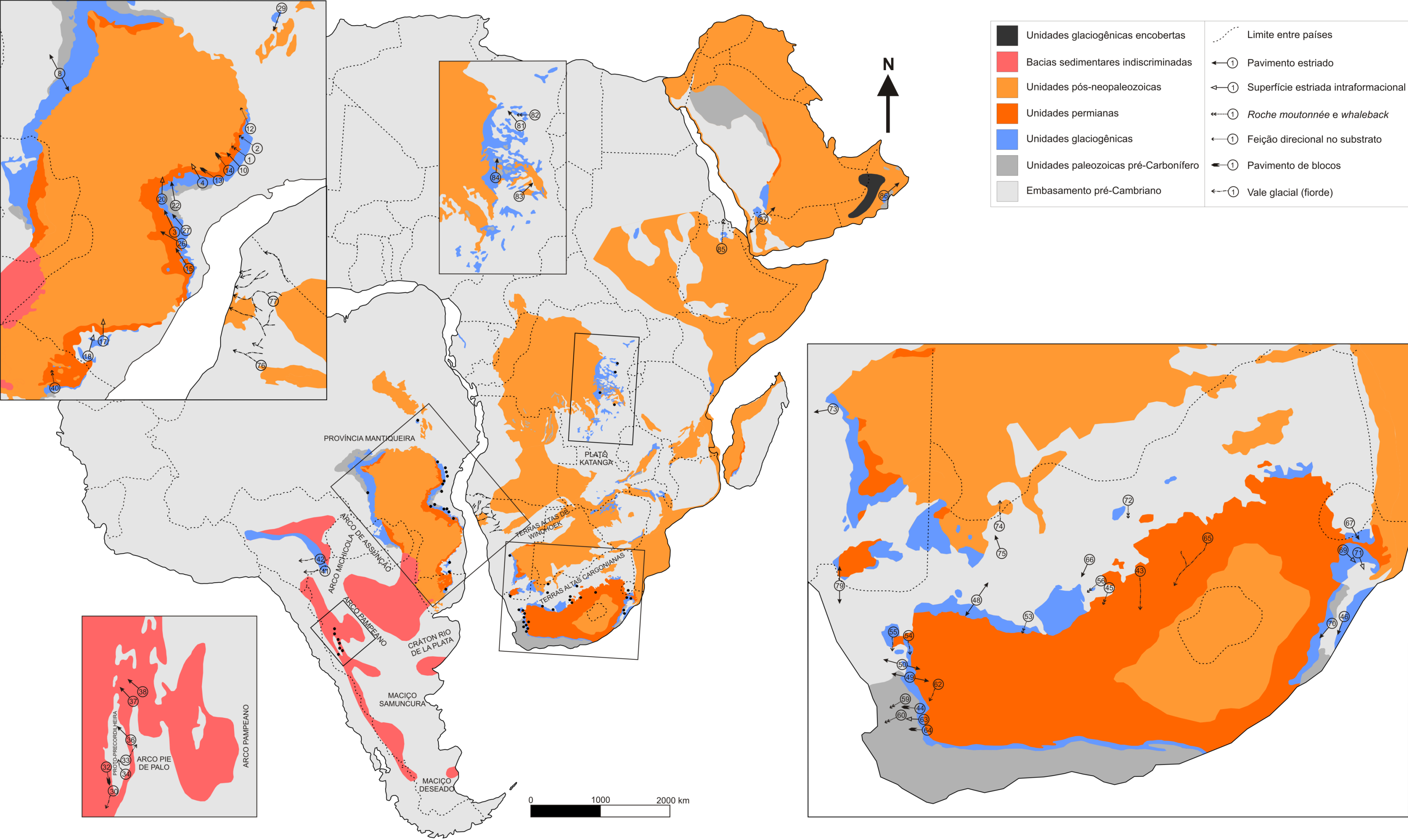
- Rocha-Campos A.C., Machado L.C.R., Santos P.R., Canuto J.R., Castro J.C. 1988. Pavimento estriado da Glaciação Neopaleozoica, em Alfredo Wagner, Santa Catarina, Brasil. *Boletim IG-USP*, **19**:39-46.
- Rocha-Campos A.C., Oliveira M.E.C.B. de, Santos P.R., Saad A.R. 1976. Boulder pavements and the sense of movement of Late Paleozoic glaciers in central eastern of São Paulo state, Paraná, Brazil. *Boletim IG-USP*, **7**:149-160.
- Santos P.R. dos, Rocha-Campos A.C., Canuto J.R. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmito do Subgrupo Itararé (Neopaleozoico), Trombudo Central, SC. *Boletim IG-USP*, **23**:1-18.
- Savage N.M. 1972. Soft-sediment glacial grooving of Dwyka age in South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**:307-308.
- Schenk C.J., Viger R.J., Anderson C.P. 1997. Maps showing geology, oil and gas fields and geologic provinces of the South America region. Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470D/index.html>. Acessado em: 5/11/2015.
- Starck D. & Papa C. del. 2006. The northwestern Tarija Basin: Stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glaciated basin. *Journal of South American Earth Sciences*, **22**:169-184.
- Starck D., Gallardo E., Schulz A. 1993. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija basin. In: XII International Congress on Carboniferous-Permian, 2, *Comptes Rendus*, p. 373-384.
- Stollhofen H., Stanistreet I.G., Bangert B. Grill H. 2000. Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous-Permian, southern Namibia. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **161**:127-150.
- Stratten T. 1967. A preliminary report on a directional study of the Dwyka Series tillites in the Karoo Basin of South Africa. 741-760 In: I Gondwana Symposium, 2, *Gondwana Stratigraphy*, pp.: 741-760.
- Stratten T. 1972. Regional significance of new Dwyka glaciation directions from Taung, Cape Province. *Transactions of Geological Society of South Africa*, **24**:188-227.
- Stratten T.. 1977. Conflicting directions of ice flow in the western Cape Province and southern South West Africa. *Transactions of Geological Society of South Africa*, **80**:79-86.
- Tomazelli L.J. & Soliani Jr. E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozoico Superior do Rio Grande do Sul. In: SBG, XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, 4, *Anais*, p. 1378-1391.
- Tomazelli L.J. & Soliani Jr. E. 1997. Sedimentary Facies and Depositional Environments Related to Gondwana Glaciation in Batovi and Suspiro Regions, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**:295-303.
- 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.
- Veatch A.C. 1935. Evolution of the Congo Basin. *Geological Society of America Memoir*, **3**:183 p.
- Veevers J.J. & Powell M. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, **98**:475-487.
- Vesely F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 226 p.
- Vesely F.F. & Assine M.L. 2002. Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:587-594.

- Vesely F.F. & Assine M.L. 2014. Ice-keel scour marks in the geological record: evidence from carboniferous soft-sediment striated surfaces in the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, **84**:26-39.
- 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 J.N.J. 1983. An analysis of the Permo-Carboniferous glaciation in the marine Kalahari Basin, Southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **44**:295-315.
- Visser J.N.J. 1985. The Dwyka Formation along the northwestern margin of the Karoo Basin in the Cape Province, South Africa. *Transactions of Geological Society of South Africa*, **88**:37-48.
- Visser J.N.J. 1987. The Paleogeography of Part of Southwestern Gondwana During the Permo-Carboniferous Glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **61**:205-219.
- Visser J.N.J. 1990. Glacial bedforms at the base of the Permo-Carboniferous Dwyka Formation along the western margin of the Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, **37**:231-245.
- Visser J.N.J. 1997. A review of the Permo-Carboniferous glaciation in Africa. In: I.P. Martini (ed.) *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic*. Oxford University Press, Oxford, p.: 169–191.
- Visser J.N.J. & Hall K.J. 1984. A model for the deposition of the Carboniferous Kruitfontein boulder pavement and associated beds, Elandsvlei, South Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **87**:161-168.
- Visser J.N.J. & Kingsley C.S. 1982. Upper Carboniferous glacial valley sedimentation in the Karoo Basin, Orange Free State. *Transactions of Geological Society of South Africa*, **85**:71–79.
- Visser J.N.J. & Looock J.C. 1982. An investigation of the basal Dwyka tillite in the southern part of the Karoo Basin, South Africa. *Transactions of Geological Society of South Africa*, **85**:179-187.
- Visser J.N.J., Lowe D.I., Beukes N.J. 1986. A permo-carboniferous glacial pavement and related Karoo rocks along the Ghaap Escarpment near Boetsap, Northern Cape Province. *Transactions of Geological Society of South Africa*, **89**:385-388.
- Visser J.N.J., van Niekerk B.N., van der Merwe S.W. 1997. Sediment transport of the Late Palaeozoic glacial Dwyka Group in the southwestern Karoo Basin, *South African Journal of Geology*, **100**:223-236.
- von Brunn V. 1977. A furrowed intratillite pavement in the Dwyka Group of northern Natal. *Transactions of Geological Society of South Africa*, **80**:125-130.
- von Brunn V. 1996. The Dwyka Group in the northern part of Kwazulu/Natal, South Africa: sedimentation during late Palaeozoic deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **125**:141-163.
- von Brunn V. & Marshall C.G.A. 1989. Glaciated surfaces and the base of Dwyka Formation near Pietermaritzburg, Natal. *South African Journal of Geology*, **92**:420-426.
- von Brunn V. & Talbot C.J. 1986. Formations and deformation of subglacial intrusive clastic sheets in the Dwyka Formation of northern Natal, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**:35–44.
- von Gottberg. 1970. The Occurrence of Dwyka Rocks and Glacial Topography in the South-Western Transvaal. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **73**:99-106.
- Woodworth-Lynas C.M.T. & Dowdeswell J.D. 1994. Soft-sediment striated surfaces and massive diamicton facies produced by floating ice. In: M. Deynoux, J.M.J. Miller, E.W. Domack, N. Eyles, I.J. Fairchild, G.M. Young (eds.) *Earth's Glacial Record*. Cambridge University Press, p.: 241–259.

ANEXO I - MAPA DA PORÇÃO OCIDENTAL DO GONDWANA COM TODAS ESTRUTURAS EROSIVAS LEVANTADAS



ANEXO II - MAPA DA PORÇÃO OCIDENTAL DO GONDWANA COM ESTRUTURAS EROSIVAS SUBGLACIAIS



ANEXO III - MAPA PALEOGEOGRÁFICO DA PORÇÃO OCIDENTAL DO GONDWANA

