

AMBIENTES GLACIAIS

Mario Luis Assine ¹

Fernando Farias Vesely ²

¹ Departamento de Geologia Aplicada - Unesp/Campus de Rio Claro (assine@rc.unesp.br)

² Pós-Graduação em Geociências - Unesp/Campus de Rio Claro (fernandovesely@hotmail.com)

1. INTRODUÇÃO

Ambientes glaciais (*latu sensu*) são locais onde o gelo e as águas derivadas do degelo são os principais agentes de transporte e deposição de sedimentos (Figura 1). Englobam tanto os ambientes em contato direto (glaciogênicos), quanto adjacentes e influenciados por geleiras (proglaciais). Não englobam, contudo, os chamados ambientes periglaciais, que, embora caracterizados por climas frios e solos frequentemente congelados (*permafrost*), não estão necessariamente próximos de geleiras.

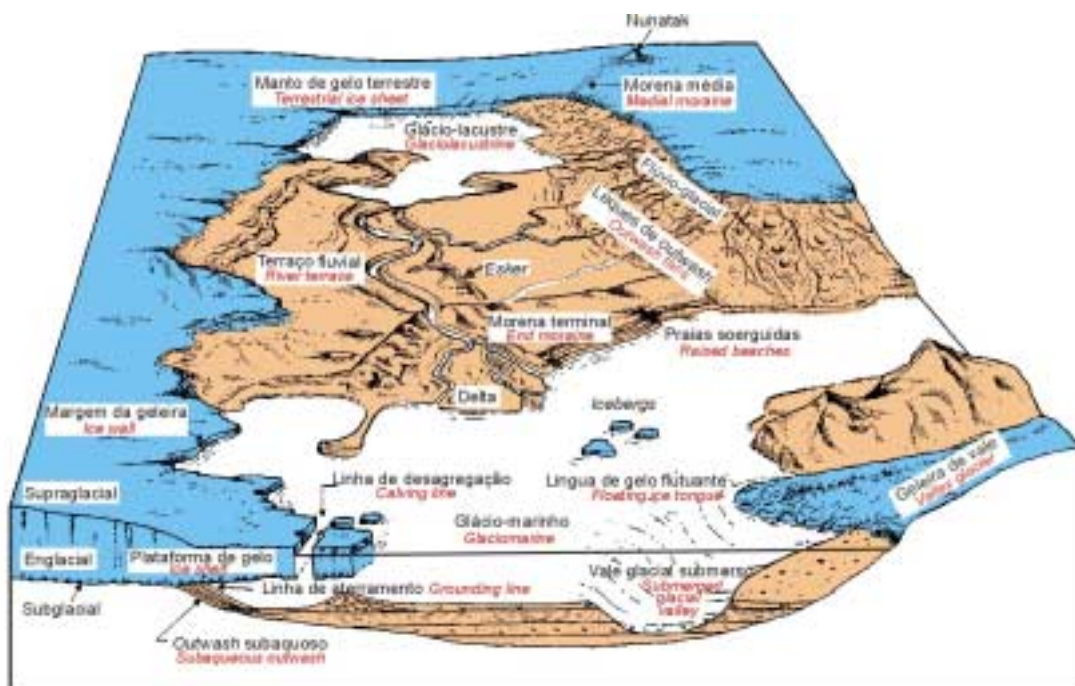


Figura 1 – Ambientes glaciais (modificado de Edwards 1986).

Figure 1 - Glacial environments (modified from Edwards 1986).

Nos ambientes glaciogênicos (ou glaciais *stricto sensu*), os sedimentos estão em contato com a geleira e são depositados pelo gelo ou por águas de degelo. De acordo com a posição em relação à geleira, podem ser subdivididos em subglacial (na base da geleira), supraglacial (sobre a geleira) e englacial (dentro da geleira).

Os ambientes proglaciais abrangem tanto a zona de contato com a margem da geleira (*ice-contact zone*) quanto seus arredores, desde que haja ainda influência do gelo ou da água de degelo, como no ambiente flúvio-glacial. Nos ambientes glácio-lacustres e glácio-marinhos, a geleira e *icebergs* que dela se desprendem atuam como fonte de detritos para sítios deposicionais situados além dos domínios da geleira.

Ambientes glaciais existem hoje nas regiões polares e nas porções mais altas de cadeias de montanhas, ocupando cerca de 10% da superfície emersa da Terra. Mas, como se depreende do registro estratigráfico, os ambientes glaciais tiveram expressão geográfica muito maior em diversas épocas do passado geológico. Depósitos glaciais pleistocênicos são abundantes em grandes áreas da América do Norte, Europa, Ásia e Antártica.

No Brasil, evidências de glaciações pretéritas estão registradas em unidades estratigráficas de diversas idades, em diferentes partes do país. Fácies sedimentares glaciais foram reconhecidas em muitas unidades do Neoproterozóico (Karfunkel & Hoppe 1988, Alvarenga & Trompette 1992) (Figura 2) e do Paleozóico (Rocha-Campos 1967, Gravenor & Rocha-Campos 1983, Caputo & Crowell 1985) (Figura 3).

A evolução geológica do planeta foi caracterizada por períodos de aquecimento e resfriamento globais, denominados, respectivamente, de estufa (*greenhouse*) e geladeira (*icehouse*). Nos períodos de resfriamento global, geleiras avançaram diversas vezes cobrindo extensas áreas continentais, caracterizando fenômenos globais conhecidos como glaciações (Figura 4).

Como pode ser visto na figura 4, há relação direta entre as condições climáticas globais e as variações eustáticas do nível dos oceanos. Nos períodos geladeira, parte da água disponível na superfície da Terra fica retida nos continentes sob a forma de gelo ou neve, causando queda global do nível do mar. Quando a temperatura no planeta se eleva, as geleiras derretem e recuam, promovendo aumento no volume de água e subida do nível dos oceanos.

2. GELEIRAS

Geleira é uma massa de gelo formada pela compactação e recristalização de neve precipitada, que se movimenta gradiente abaixo pela ação da gravidade. Sua formação requer baixas temperaturas e alta precipitação atmosférica.

Quanto à forma de ocorrência, podem ser subdivididas em geleiras de vale e geleiras continentais. As geleiras de vale (*valley glaciers*), também chamadas de geleiras alpinas ou de altitude, são massas de gelo típicas de áreas montanhosas e apresentam padrão dendrítico similar ao de um sistema de drenagem (Miller 1996) (Figura 5). Formam-se a partir do fluxo de gelo proveniente de montanhas adjacentes, onde ocorre acúmulo de neve.

As geleiras continentais ou mantos de gelo (*ice-sheets*) cobrem extensas áreas e independem do relevo. Hoje estão restritas às regiões de alta latitude como a Antártica e a Groenlândia (Embleton & King 1975). O manto de gelo da Antártica, por exemplo, cobre uma área de 12.500.000 Km², excluindo as plataformas de gelo flutuante (Flint 1971).

Diversos fatores físicos exercem influência sobre a dinâmica de expansão e retração das geleiras. Dentre eles, o balanço de massa e o regime térmico são os mais importantes. A análise dos parâmetros relativos ao gelo glacial como agente geológico é objeto de estudo da glaciologia.

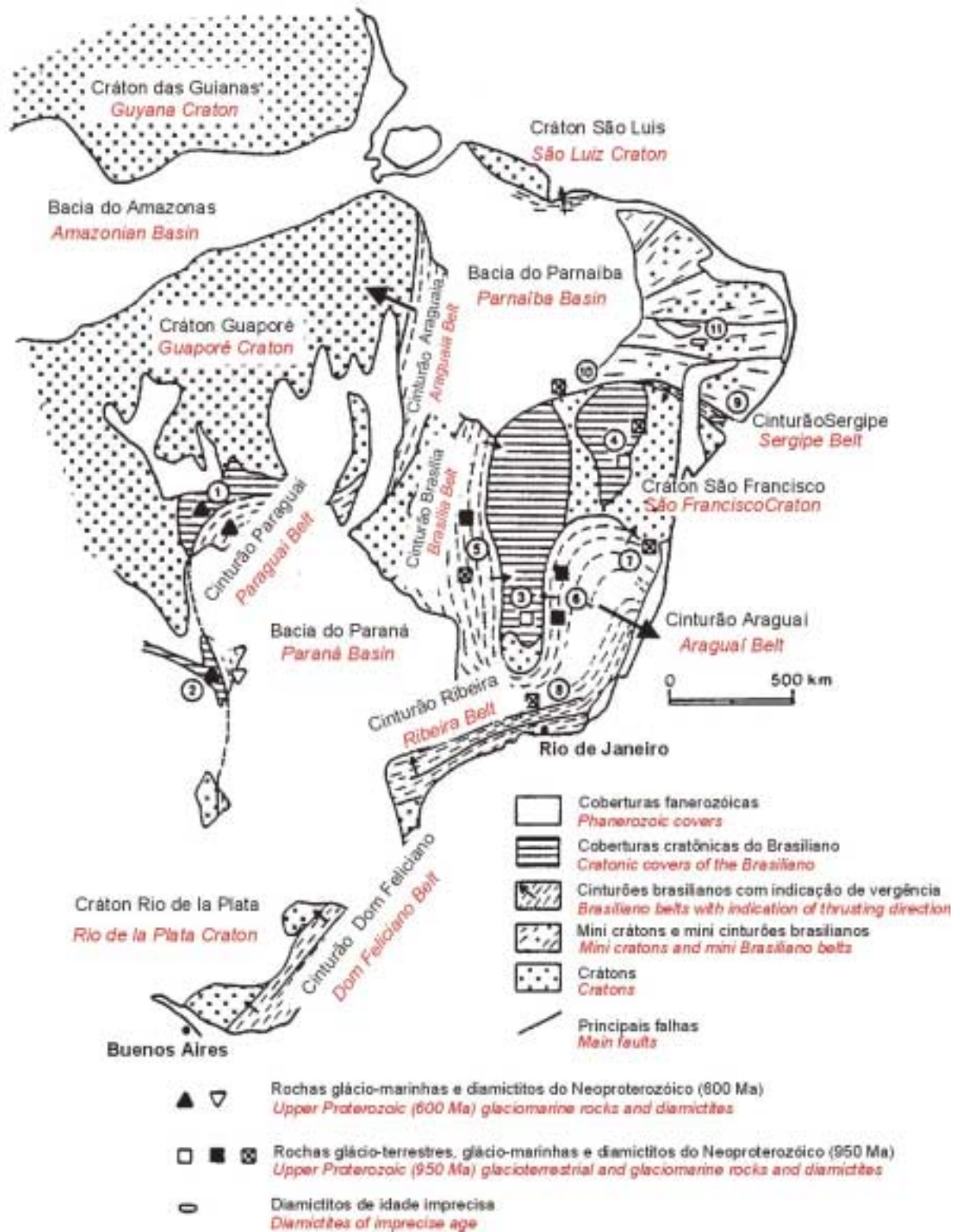


Figura 2 – Principais registros de glaciações pré-cambrianas no Brasil: 1 e 2: Formação Puga e unidades correlatas; 3: Formação Jequitaiá; 4: Formação Bebedouro; 5: Formação Ibiá; 6: Grupo Macaúbas; 7: Formação Salobro; 8: Formação Carandaí; 9: Cinturão Dobrado Sergipano; 10: Cinturão Dobrado Rio Preto; 11: Cinturão Piancó / Alto-Brígida (modificado de Alvarenga & Trompette 1992).

Figure 2 - Main Precambrian glaciation records in Brazil - 1 and 2: Puga Formation and correlative units; 3: Jequitaiá Formation; 4: Bebedouro Formation; 5: Ibiá Formation; 6: Macaúbas Group; 7: Salobro Formation; 8: Carandaí Formation; 9: Sergipano Fold Belt; 10: Rio Preto Fold Belt; 11: Piancó/Alto-Brígida Belt (modified from Alvarenga & Trompette, 1992).

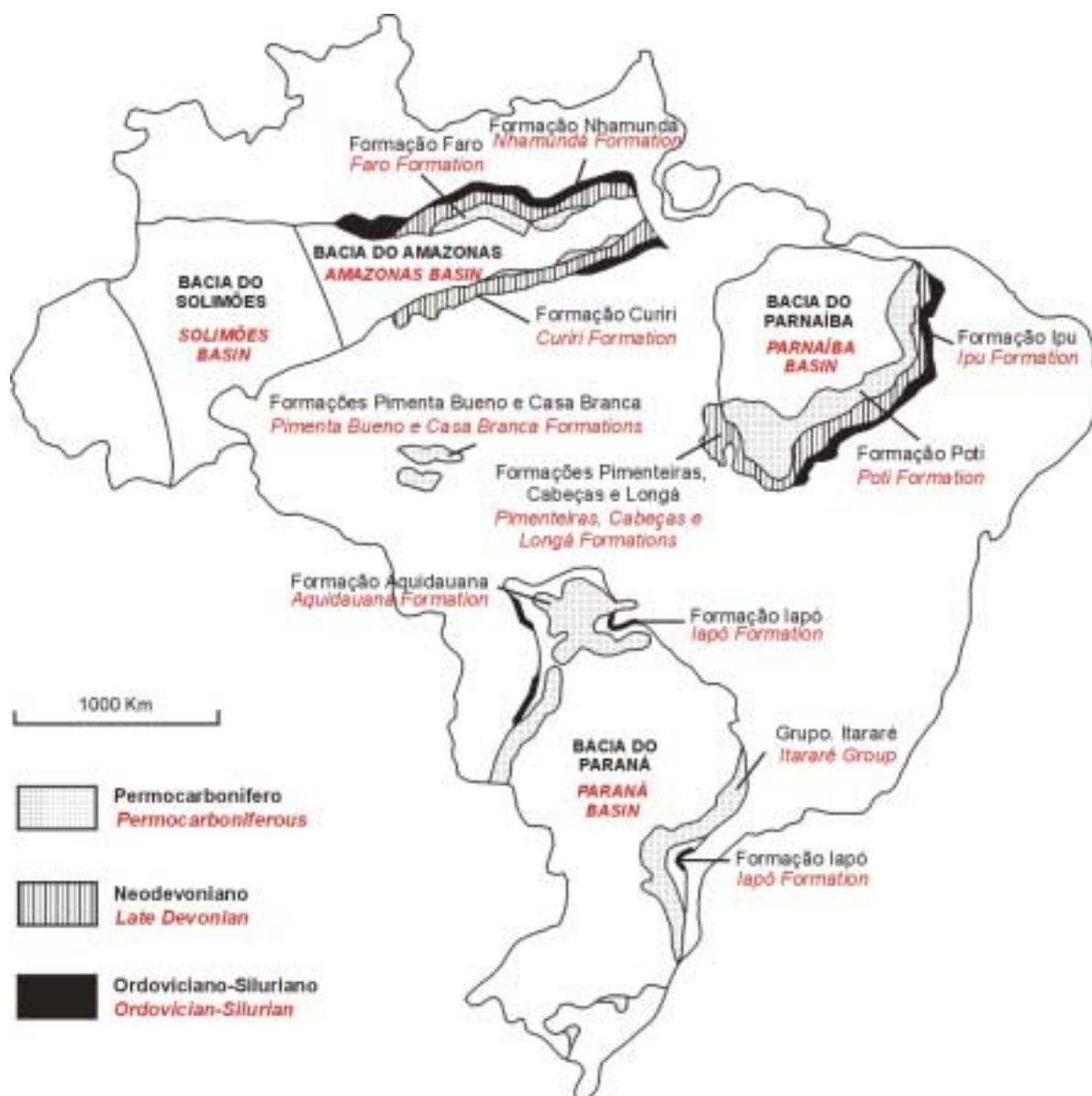


Figura 3 – Principais unidades estratigráficas com registros glaciais no Paleozóico do Brasil.

Figure 3 - Main Paleozoic glacial records in Brazil.

2.1. Balanço de Massa

O balanço de massa refere-se ao ganho ou à perda de volume de gelo, tanto em geleiras de vale (Figura 6) quanto em geleiras continentais. O local onde há ganho de massa é denominado zona de acúmulo (*accumulation zone*), que corresponde à posição na qual o gelo está sendo alimentado com neve. Define-se como zona de ablação (*ablation zone*) o local onde a geleira perde massa por derretimento, sublimação, ação mecânica de água de degelo ou desagregação. Estes dois domínios são limitados por uma zona de equilíbrio (*equilibrium zone*), onde o acúmulo e a ablação são equivalentes.

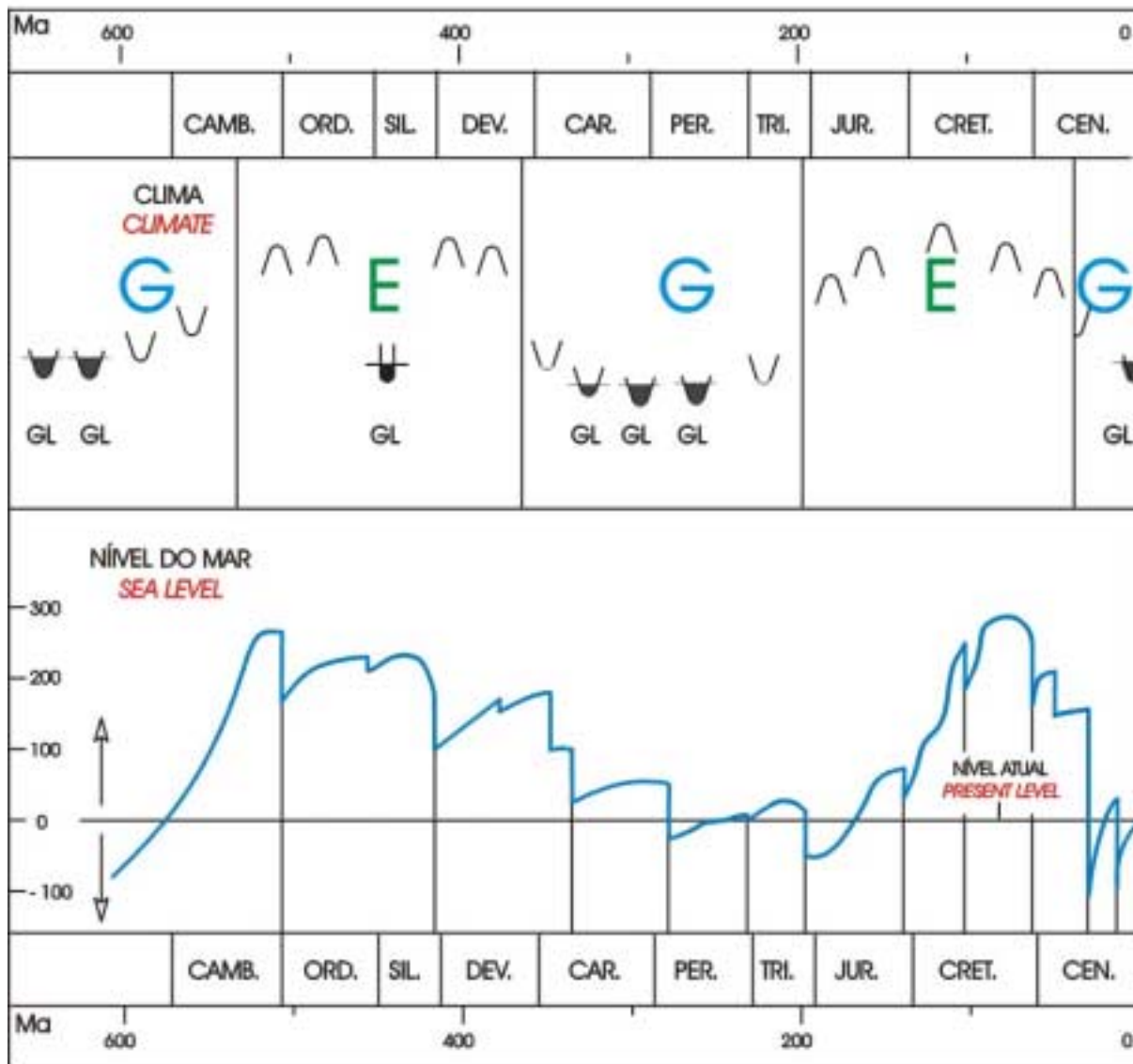


Figura 4 – Correlação entre a curva de variação do nível do mar (Vail *et al.* 1977) e os períodos de estufa e geladeira (Fisher 1984), com indicação das principais glaciações nos últimos 700 milhões de anos (E = estufa ; G = geladeira; GL = glaciação).

Figure 4 - Correlation between eustatic sea level curve (Vail *et al.* 1977) and climate (Fisher 1984) in the last 700 Ma. (E = greenhouse; G = icehouse; GL = glaciation).

O balanço de massa pode ser positivo ou negativo, dependendo do saldo da subtração volume acumulado – volume de ablação. Quando o balanço de massa é positivo, ou seja, há mais acúmulo do que ablação, a geleira tende a sofrer acréscimo no volume e se expandir em área (avanço glacial). No caso inverso, em condições de balanço negativo, a geleira se retrai devido à progressiva perda de massa (recoo glacial).

Mudanças na posição, volume e forma da geleira ocorrem como resposta a alterações climáticas mais expressivas, como por exemplo um período de vários anos com verões mais quentes (Embleton & King 1975). Pequenas variações anuais na temperatura e na circulação atmosférica não interferem significativamente no comportamento da geleira como um todo.



Figura 5 – Geleiras de vale na ilha Ellesmere no Ártico canadense, alimentadas a partir de capas de gelo no alto das montanhas. Na parte inferior da imagem, pode-se observar uma língua de gelo flutuante adentrando na baía de Dobbin, com desagregação na margem e formação de *icebergs* (imagem do satélite Terra, NASA/ASTER, 31/07/2000).

Figure 5 – Several valley glacier in the Canadian Arctic on Ellesmere Island. At the bottom image, a floating ice tongue and calving of icebergs in Dobbin Bay (Terra satellite image, NASA/ASTER, 07/31/2000).

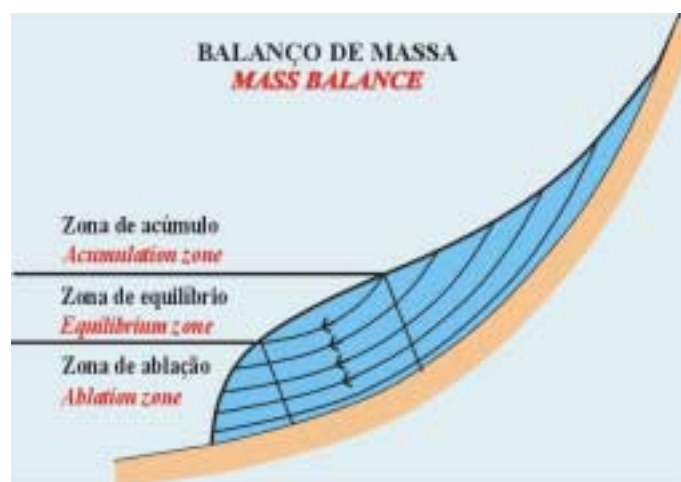


Figura 6 – Balanço de massa em geleira de vale.

Figure 6 - Mass balance in a valley glacier.

2.2. Regime térmico

As variações térmicas em uma geleira dependem da quantidade de energia solar recebida, uma variável que é influenciada por diversos fenômenos, muitos dos quais cíclicos (dias e noites, estações do ano, ciclos solares, etc.). Dependem também da troca de calor com a atmosfera, havendo perda de calor quando a temperatura do ar é menor que a da neve ou do gelo (Flint 1957).

Geleiras enquadram-se basicamente em dois regimes térmicos. Quando encontra-se acima do ponto de degelo sob pressão (*pressure-melting point*), ou seja, sob condições de temperatura e pressão basais favoráveis ao degelo, a geleira é temperada ou de base úmida (*wet-based glacier*), havendo delgado nível de água de degelo na sua base. Quando encontra-se abaixo do ponto de degelo sob pressão, condição em que a água de degelo é inexistente ou desprezível e o gelo está aderido ao substrato congelado, a geleira é polar ou de base seca (*dry-based glacier*).

A maioria das geleiras, no entanto, possui regime térmico complexo, pois podem ser de base seca em algumas porções e úmida em outras. Neste caso é difícil enquadrá-las em uma das duas categorias. É comum a utilização do termo subpolar para caracterizar geleiras de regime misto que encontram-se na sua maior parte abaixo do ponto de degelo sob pressão mas apresentam certa quantidade de água de degelo (Miller 1996).

2.3. Fluxo Glacial

Geleiras se movem por deslizamento basal e deformação interna. O processo de deslizamento é efetivo em geleiras de base úmida, em virtude da ação lubrificante da água de degelo (Figura 7). Geleiras de base seca movimentam-se principalmente por deformação interna (fluxo plástico), devido à adesão com o substrato.

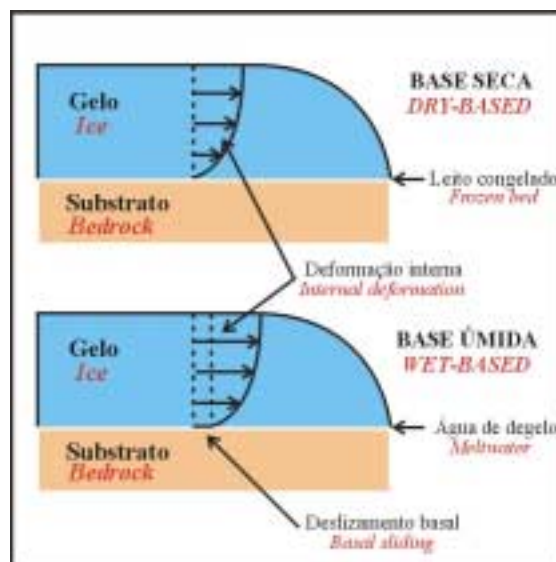


Figura 7 – Regime de fluxo em geleiras de base seca e de base úmida.

Figure 7 - Flow regimes in dry- and wet-based glaciers.

Algumas geleiras possuem margens estagnadas, pois o intenso acúmulo de detritos pode causar o soterramento da sua parte frontal. Neste caso, uma componente ascendente do fluxo pode ser produzida pelos esforços compressivos gerados entre a parte ativa da geleira e a margem estagnada.

Numa geleira, a velocidade na superfície é o somatório do movimento por deslizamento basal e por deformação interna, que dependem da espessura do gelo, do gradiente topográfico e do regime térmico. A velocidade na superfície da geleira é maior que nas porções laterais e basais, onde há fricção com o substrato. Grandes geleiras continentais, como na Antártica por exemplo, tendem a apresentar canais internos com fluxo diferenciado (*ice streams*) que se movem mais rapidamente que o gelo adjacente (Bentley 1987).

A maioria das geleiras de vale move-se a uma velocidade de menos de 300 metros por ano (Embleton & King 1975). O movimento não é, porém, constante, estando sujeito a aumentos repentinos de velocidade em determinados períodos (*glacial surges*), principalmente em geleiras de base úmida (Raymond 1987). Algumas geleiras na Groenlândia chegam a se mover mais de 20 metros por dia durante o verão (Clarke 1987).

2.4. Erosão glacial

Geleiras possuem alto poder erosivo e desempenham papel importante na escultura do relevo. Em áreas afetadas pela última glaciação, como as partes setentrionais da América do Norte e da Europa por exemplo, a superfície do terreno exhibe feições típicas de erosão glacial em diferentes escalas.

Segundo Boulton (1979), a geleira erode por abrasão ou por remoção de blocos (*plucking*). O segundo processo é quantitativamente mais importante, sendo ainda responsável pela produção dos objetos que causam abrasão (Embleton & King 1975). Além da ação direta do gelo, fluxos de água de degelo também exercem papel erosivo importante.

Partículas incorporadas na base de geleiras são transportadas sob intensa pressão contra a superfície do substrato. Os detritos agem como ferramentas abrasivas, gerando superfícies com diferentes formas indicativas de fluxo (Figura 8). As feições de abrasão glacial mais características são as estrias glaciais (*glacial striae* ou *scratch*), estruturas lineares subparalelas com seção transversal em forma de “U” ou de semi-círculo, que se formam pelo arraste de clastos contra uma superfície. Quando ocorrem associadas, estrias do tipo “cabeça de prego” (*nailhead striation*), fraturas lunadas e fraturas em crescente permitem a determinação do sentido do fluxo do gelo. Feições lineares de grandes dimensões, em relevo negativo, recebem a denominação de sulcos (*grooves*) e podem atingir 1 a 2 metros de profundidade e 50 a 100 metros de comprimento (Flint 1957). Estruturas lineares positivas, associadas a pares de sulcos paralelos, são chamadas de cristas (*flutes*).

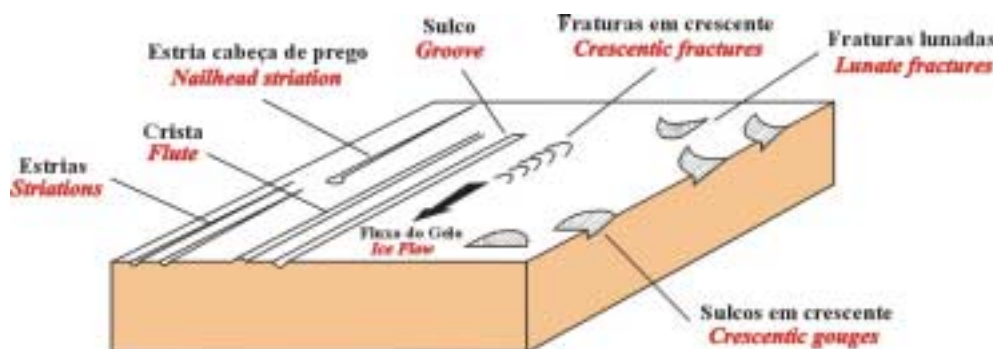


Figura 8 – Formas indicativas de direção de fluxo em superfícies de abrasão glacial (modificado de Embleton & King 1975, Shaw 1985, Miller 1996).

Figure 8 – Most common features associated with glacial abrasion surfaces (modified after Embleton & King 1975, Shaw 1985, Miller, 1996).

Quando a geleira se desloca sobre um substrato rochoso irregular é comum a formação, nas partes elevadas, das chamadas rochas *moutonnée*, que apresentam típica forma assimétrica dada por abrasão a montante (*stoss side* – menor inclinação) e remoção de blocos a jusante (*lee side* – maior inclinação).

Estrias, sulcos e cristas não são formados apenas sobre substratos rochosos (Figura 9-A/B), podendo se formar também sobre sedimentos ainda não litificados (Figura 9-C/D). Uma evidência de substrato inconsolidado (*soft-sediment striated surfaces*) é a presença de feições de escorregamento nas bordas dos sulcos, como ilustrado na figura 9-E.

Fluxos de água de degelo confinados na base da geleira também podem produzir formas erosivas lineares no substrato, como proposto por Shaw (1994). Uma das feições diagnósticas é a marca erosiva em grampo (*hairpin erosional mark*), formada pela bifurcação de estrias e sulcos quando da presença de objetos resistentes que agem com obstáculos ao fluxo, tais como seixos e concreções (Figura 9-F). Esta feição foi reconhecida em pavimentos glaciais sobre rochas carboníferas do Grupo Itararé, Estado do Paraná, por Vesely & Assine (1999).

Outro tipo de estrutura são as marcas de arrasto de *icebergs* (*iceberg scours*), comuns em sedimentos marinhos e lacustres do Recente (Weber 1958, Dowdeswell *et al.* 1993) e identificadas por Santos *et al.* (1992) em ritmitos do Grupo Itararé no Estado de Santa Catarina. Tais feições são formadas quando quilhas de blocos de gelo flutuante tocam o fundo e produzem escavações com forma de sulcos.

No Permocarbonífero da Bacia do Paraná, diversas ocorrências de superfícies de abrasão glacial já foram descritas em rochas do Grupo Itararé e da Formação Aquidauana (Almeida 1948, Bigarella *et al.* 1967, Tomazelli & Soliani 1982, Rocha-Campos *et al.* 1988, Caetano-Chang *et al.* 1990, Gesicki 1996, entre outros), constituindo importante ferramenta nas reconstruções paleogeográficas. Um caso especial é a existência de horizontes com concentração de clastos estriados, sendo exemplo a ocorrência relatada e documentada por Rocha-Campos *et al.* (1976).

2.5. Transporte glacial

Sedimentos transportados por geleiras são provenientes de duas fontes principais: 1) do substrato da geleira, quando incorporados por erosão subglacial e/ou 2) a partir de encostas adjacentes no caso das geleiras de vale. Quando englobadas pelo gelo, as partículas podem ser transportadas na zona sub-, supra- ou englacial.

Os detritos supraglaciais podem derivar também das zonas sotopostas, sendo carreados para cima através de planos de cisalhamento formados por esforços compressivos nas margens estagnadas de geleiras (Flint 1957, Eyles & Eyles 1992). Por estar em contato direto com o substrato, a zona subglacial é a que transporta maior quantidade de partículas.

Ao contrário do vento e da água, o gelo não é capaz de selecionar as partículas que transporta e por isso sedimentos glaciais possuem alta imaturidade textural e mineralógica. A intensa abrasão das partículas transportadas entre si e com o substrato faz com que os clastos sejam facetados e com as faces polidas e estriadas (Figura 10). Clastos em forma de “ferro de passar” ou de “bala” (*bullet-shaped clasts*) formam-se com o deslocamento do gelo carregado em sedimentos sobre seixos e matações alojados no substrato.

A ação mecânica do gelo é um importante meio produtor de partículas tamanho silte, que resultam da cominuição dos detritos transportados pelo gelo. Como consequência, os depósitos glaciais possuem porcentagem alta de matriz síltica.

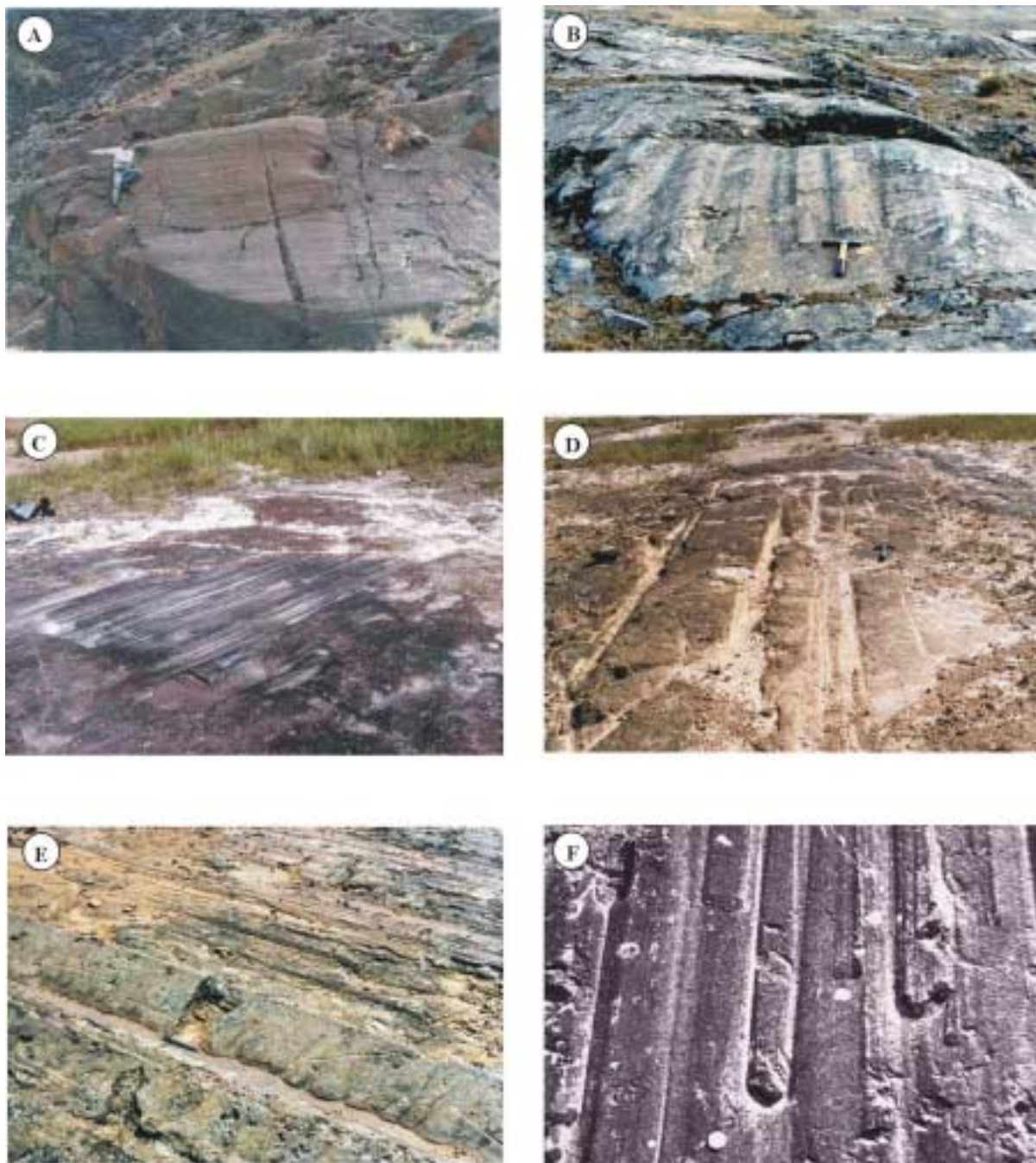


Figura 9 – Pavimentos glaciais: A) e B) estrias e sulcos em vale glacial quaternário, Andes Bolivianos; C) e D) estrias e sulcos em sedimentos penecontemporâneos do Grupo Itararé, Estado do Paraná; E) evidência de escorregamento penecontemporâneo nas bordas de sulcos glaciais em arenitos da Formação Dwyka, Permocarbonífero da África do Sul, e F) marca erosiva em grampo sobre calcários (fluxo da parte inferior para a superior da foto), Canadá (fotos a,b,d,e: Mario L. Assine; foto c: Fernando F. Vesely; foto f: Shaw 1994).

Figure 9 – Glacial pavements: A) and B) glacial striae and grooves in a Quaternary valley, Bolivian Andes; C) and D) soft-sediment striated surfaces on sandstones of the Itararé Group, Paraná State, Brazil; E) Soft-sediment striae and grooves in sandstones of the Dwyka Formation, South Africa; F) hairpin erosional mark on limestones (flow from bottom to top of picture), Canada (pictures a,b,d,e: Mario L. Assine; picture c: Fernando F. Vesely; picture f: Shaw,1994).

2.6. Sedimentação glacial

A sedimentação em ambientes glaciais pode ocorrer diretamente a partir da geleira ou à sua frente, onde os agentes de transporte e deposição são correntes de água de degelo e fluxos de gravidade.

Sedimentos supraglaciais e englaciais são muito instáveis, pois com o derretimento e recuo da geleira são sujeitos ao retrabalhamento por água e redeposição por outros processos. Como têm potencial de preservação muito baixo e expressão insignificante no registro estratigráfico, não serão abordados neste capítulo.

Dentre os ambientes glaciogênicos, o mais importante em termos de deposição de sedimentos é o subglacial (Figura 11). A deposição ocorre tanto no avanço quanto no recuo do gelo, produzindo depósitos de ampla distribuição em área. Sedimentos subglaciais tendem a ficar alojados em irregularidades do substrato, ficando protegidos da remobilização por outros processos, especialmente quando são recobertos por outros depósitos.

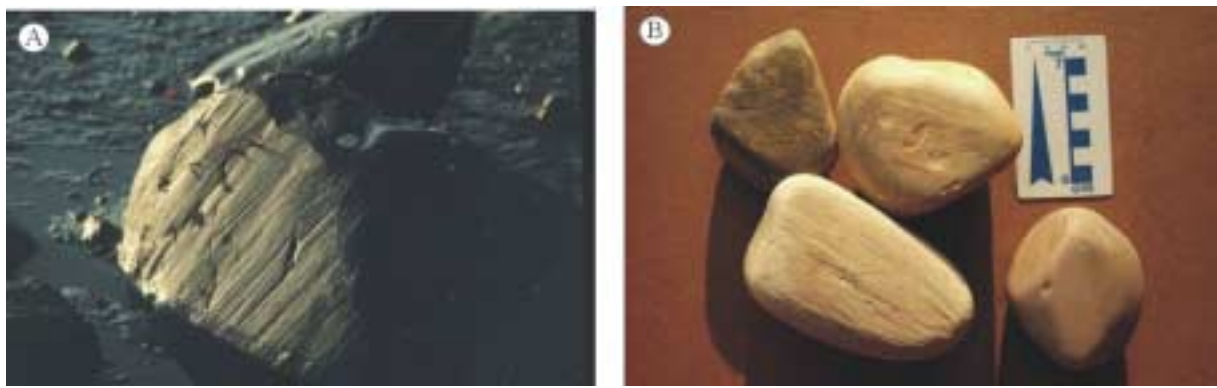


Figura 10 – A) matacão facetado e estriado em depósitos glaciais pleistocênicos da Formação Yakataga, Ilha Middleton, Alasca (Foto: Almério B. França); B) clastos facetados e estriados provenientes de rochas glaciais do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná (foto: Mario L. Assine).

Figure 10 – A) *Striated and faceted boulder in pleistocene glacial deposits of the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska* (Picture: Almério B. França); B) *Faceted and striated clasts from Late Paleozoic glacial rocks of the Itararé Group, Paraná Basin, Brazil* (picture: Mario L. Assine).

Depósitos formados por ação direta de geleiras configuram feições conhecidas genericamente como morenas (*moraines*). As morenas ocupam diferentes posições em relação à geleira e podem ser classificadas em terminais, laterais e medianas. As morenas terminais formam-se pelo acúmulo de detritos nas margens estagnadas de geleiras à medida que há o degelo. Com o recuo da geleira, formam-se cristas que registram o limite máximo atingido pelas últimas fases de avanço glacial (Figura 12).

As morenas laterais e medianas são formas alongadas típicas de geleiras de vale. As laterais formam-se pelo acúmulo de detritos junto às paredes dos vales. As morenas medianas desenvolvem-se ao longo da confluência entre duas ou mais geleiras de vale através junção de suas morenas laterais.

Morenas são constituídas por sedimentos clásticos (*till*), comumente grossos, que na maioria das vezes apresentam baixa seleção granulométrica, aspecto maciço e abundância de clastos facetados e/ou estriados (Figura 13). A produção das partículas que compõem o *till* envolve a combinação de dois procesos, abrasão e fragmentação, o que tende a gerar bimodalidade textural (Croot & Sims 1996). Por isso, o aspecto mais comum do *till* é a presença de clastos de diferentes formas e tamanhos (de grânulos a matacões), dispersos numa matriz fina.



Figura 11 – Margem retrátil da geleira Matanuska, Alasca: A) correntes de água de degelo (cabeceras do Rio Matanuska) e pequenos lagos proglaciais; B) zona basal do gelo, com coloração escura, rica em detritos transportados; C) corrente de água de degelo fluindo da geleira e transportando areia e cascalho (fotos: Almério B. França).

Figure 11 - Retreating margin of the Matanuska Glacier, Alaska: A) meltwater stream (headwaters of the Matanuska River) and small proglacial lakes; B) dark-colored basal zone rich in debris C) sand and gravel rich-meltwater issuing from the glacier (pictures: Almério B.França).

Por diagênese, o sedimento *till* se transforma em uma rocha denominada tilito. O termo tilito possui conotação genética e refere-se aos depósitos essencialmente glaciogênicos. Em termos petrográficos, tilitos são, na maioria das vezes, diamictitos (Figura 14), ou seja, rochas sedimentares terrígenas sem seleção granulométrica constituídas por partículas de diferentes tamanhos, dispersas numa matriz de lama (Flint *et al.* 1960a, Flint *et al.* 1960b). Entretanto, tilitos podem ser também representados por outros tipos de rocha, como conglomerados e arenitos. De outra parte, um diamictito pode se formar por processos sem relação alguma com geleiras ou com gelo.

Diferentes processos atuam à frente das geleiras, responsáveis pela redistribuição dos detritos glaciais em ambientes flúvio-glacial, glácio-lacustre ou glácio-marinho. Nestes ambientes, sedimentos são transportados e depositados por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade, sem a intervenção glacial direta mas sob influência de flutuações na margem da geleira.

Depósitos glaciais sujeitos à exposição subaérea podem ser retrabalhados também pelo vento, que transporta as partículas mais finas em suspensão por grandes distâncias, originando por exemplo, depósitos de *loess* em áreas periglaciais.

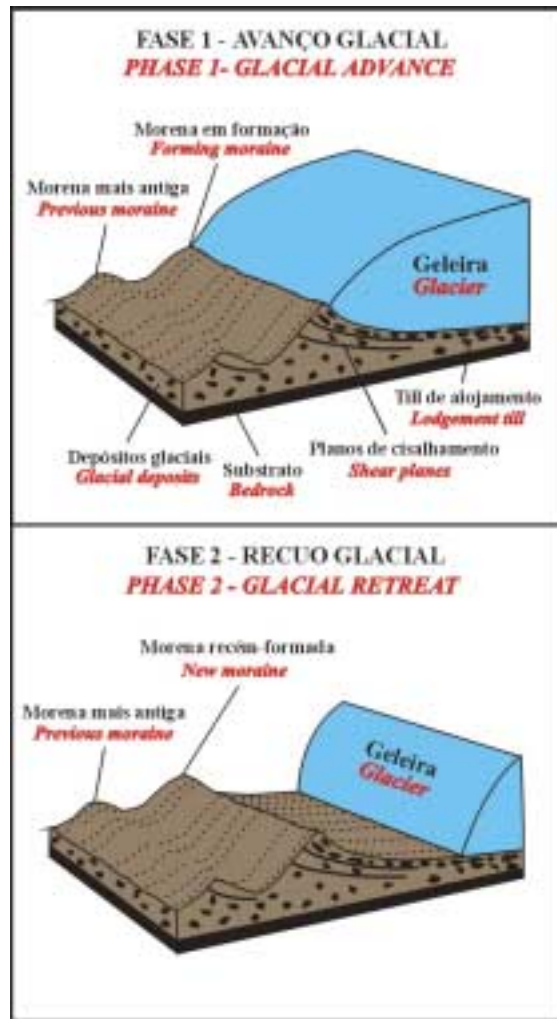


Figura 12 – Modo de formação de morena terminal.

Figure 12 - Model for the formation of end-moraines.



Figura 13 – Morenas recentes no sul dos Andes: A) morena terminal em vale glacial, vendo-se ao fundo a geleira em recuo (foto: Robson Marochi); B) morena no contato com geleira de base úmida, com destaque para estalactites de gelo e corrente de água de degelo (foto: Pedro Hauck).

Figure 13 – Recent moraines in southern Andes: A) end moraine and the retreating glacier (picture: Robson Marochi); B) basal moraine, ice stalactites, and meltwater stream in a wet-based glacier (picture: Pedro Hauck).

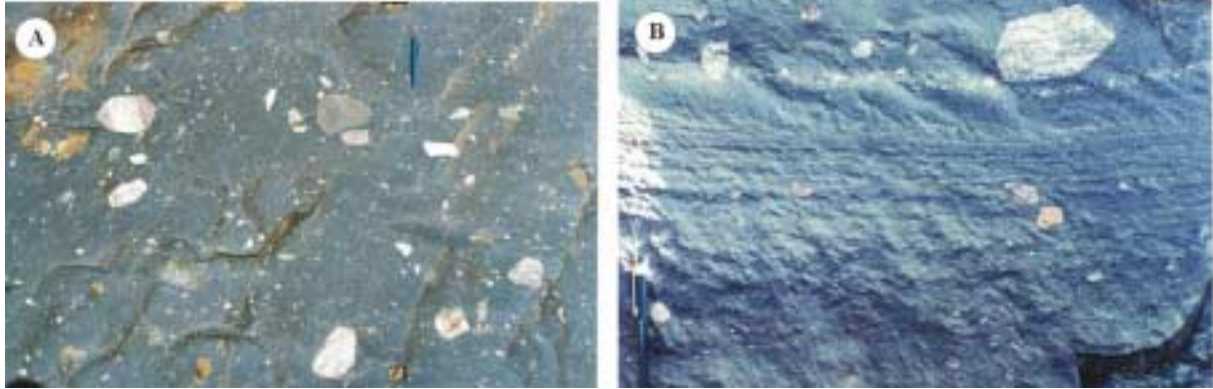


Figura 14 – A) diamictito maciço da Formação Dwyka (Permocarbonífero), África do Sul; B) diamictito estratificado da Formação Bebedouro, Neoproterozóico, Estado da Bahia (fotos: Mario L. Assine)

Figure 14 – A) Massive diamictite of the Dwyka Formation (Permocarboniferous) in South Africa. B) stratified diamictite of the Bebedouro Formation (Late Proterozoic), State of Bahia, Brazil (pictures: Mario L. Assine)

3. AMBIENTE SUBGLACIAL

No processo de avanço da geleira, detritos transportados na sua parte basal alojam-se em irregularidades do substrato, pouco se deslocando apesar da geleira continuar em movimento. Os depósitos resultantes são denominados tilitos de alojamento (*lodgement tillites*), que constituem corpos individuais pouco espessos (comumente < 3 m) e altamente compactados. São geralmente maciços, mas devido às pressões cisalhantes exercidas pelo gelo podem apresentar fraturas e foliações cuja vergência indica o sentido do fluxo.

Já no degelo, quando grande parte do material transportado na base da geleira é lentamente liberado com a fusão do gelo intersticial, formam-se os tilitos de ablação (*ablation or melt-out tillite*). Tilitos de ablação são depósitos pouco compactados e freqüentemente sem nenhuma orientação preferencial dos clastos (Flint 1957). Mesmo sendo mais espessos que os de alojamento, sua espessura é geralmente inferior a 10 m.

A distribuição geográfica dos tilitos subglaciais é ampla, mas os corpos individuais são descontínuos e alongados paralelamente ao fluxo local das geleiras, tais como os *drumlins* (Figura 15). Embora controversa, a origem dos *drumlins* é com freqüência atribuída à escultura dos sedimentos subglaciais durante o avanço de geleiras continentais.

Sobre os tilitos subglaciais podem se desenvolver cristas (*flutes*) e sulcos (*grooves*) lineares, que, a exemplo dos *drumlins*, se orientam com direção paralela ao fluxo glacial. Quando a geleira está sobre o continente, durante seu recuo estas feições podem ser destruídas pela água de degelo, que forma leques de outwash (Figuras 16). A preservação é favorecida quando a geleira flue aterrada (*grounded ice*) dentro de um corpo d'água, e os sulcos e cristas são recobertos por fácies produzidas por decantação de sedimentos finos (Figura 17).

Deformações em sedimentos sotopostos, causadas pelo peso e movimento de geleiras, são objeto de estudo da glaciotectônica (Eyles & Eyles 1992). O termo tilito de deformação (*deformation tillite*) é utilizado para designar tilitos que apresentam modificações estruturais provocadas por esforços cisalhantes causados pela geleira em movimento (Boulton & Deynoux 1981).



Figura 15 – Mapa dos depósitos subglaciais quaternários na região noroeste da Inglaterra e sul da Escócia, mostrando que tilitos constituem corpos descontínuos e alongados (*drumlins*), orientados conforme o fluxo das geleiras (modificado de Smalley & Warburton 1994).

Figure 15 – Map of quaternary subglacial deposits in northwest England and southern Scotland showing that tillites are elongated and discontinuous bodies, oriented along the glacier flowpaths (modified from Smalley & Warburton, 1994).

Na base de geleiras temperadas, correntes de água de degelo de alta energia fluem confinadas através de condutos escavados no gelo. A deposição de areia e cascalho nestes condutos origina cristas alongadas conhecidas como *eskers* (Figura 16). Os *eskers* possuem dimensões variáveis, sendo que alguns podem atingir centenas de quilômetros de comprimento por centenas de metros de largura. Estruturas sedimentares geradas por corrente são abundantes, tais como estratificação cruzada e plano-paralela. Internamente, os *eskers* podem apresentar ciclos com granodecrescência ascendente (Miller 1996).

4. AMBIENTE FLÚVIO-GLACIAL

Sistemas aluviais formados por água de degelo transportam e depositam sedimentos na frente das geleiras (ambiente proglacial), formando planícies de areia e cascalho denominadas planícies de *outwash* ou *sandur* (Figura 16). Os sistemas flúvio-glaciais proximais à margem da geleira ocorrem na forma de leques, formados pelo desconfinamento de fluxos subglaciais. Predominam processos de fluxos gravitacionais (depósitos de boca de túnel) e fluxos em lençol (*sheetflows*), onde são depositadas principalmente fácies conglomeráticas e de arenitos grossos.

A dinâmica dos sistemas de *outwash* possui relação direta com avanços e recuos da margem da geleira e com variações periódicas na descarga de água de degelo. As correntes de degelo têm na própria geleira sua fonte de sedimentos, de modo que a principal época de deposição flúvio-glacial é no recuo da geleira, quando grande quantidade de detritos é disponibilizada.

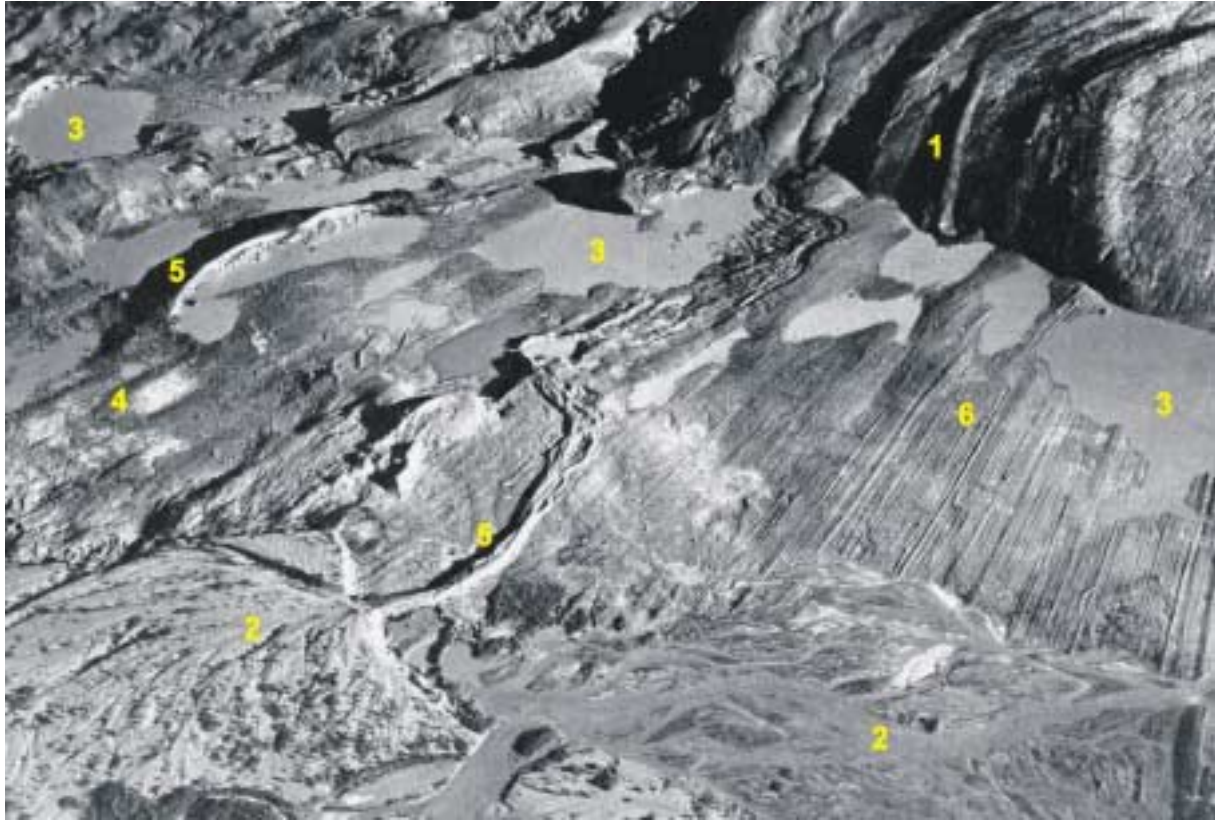


Figura 16 – Superfície glacial exposta com o recuo da Geleira Woodworth, no Alasca, evidenciando diferentes feições morfológicas subglaciais e proglaciais: 1= geleira; 2= leque de *outwash*; 3= lago glacial; 4= *drumlin*; 5= *esker*; 6 = *tills* com sulcos e cristas (ultrapassam 0,5 m de altura) (foto: B. Washburn - extraída de Press & Siever 1982).

Figure 16 – Exposed glacial surface as the Alaskan Woodworth Glacial retreats depicting several subglacial and proglacial morphological features: 1= glacier; 2= outwash fan; 3= glacial lake; 4= drumlin; 5= esker; 6= till with grooves and flutes (up to 0,5 m in height) (picture: B. Washburn – reprint from Press & Siever, 1982).



Figura 17 – A) sulcos e cristas lineares sobre tilitos pertencentes à base da Formação Pakhuis (Ordoviciano), África do Sul; B) detalhe da foto anterior, mostrando que os tilitos repousam sobre uma superfície planar estriada e são recobertos por diamictitos estratificados (fotos: Mario L. Assine).

Figure 17 – A) Grooves and flutes over tillites in the base of the Pakhuis Formation (Ordovician) South Africa; B) Detail from the previous picture showing that the tillites overlain a planar and striated surface and are covered by stratified diamictites (pictures: Mario L. Assine).

Os sedimentos de leques de *outwash* tendem a apresentar diminuição granulométrica fluxo abaixo, bem como aumento na seleção e arredondamento dos grãos. Variações granulométricas verticais podem estar relacionadas a oscilações na margem da geleira (avanço e recuo). Sequências com engrossamento textural para o topo geralmente refletem avanços da margem da geleira, pois significam aproximação da área fonte de sedimentos (Miller 1989). Feições de escavação e preenchimento (*scour and fill*) de diferentes dimensões são bastante comuns e refletem a alta energia do ambiente.

Leques aluviais de *outwash* transicionam para rios entrelaçados (*braided*) à medida que a água é captada e canalizada a jusante (Figura 18). Estes canais são rasos e apresentam dinâmica sedimentar muito ativa, mudando constantemente de posição (Smith 1985). As fácies resultantes são típicas de rios entrelaçados, como arenitos e conglomerados com estratificação cruzada formados em canais e barras (Smith 1974, 1985).



Figura 18- Sistema fluvial entrelaçado (*braided*) cuja cabeceira situa-se próximo à zona de descarga de água de degelo da geleira Matanuska, no Alasca – ver Figura 11 (foto: Almério B. França).

Figure 18 – Typical braided river issued from the Matanuska Glacier, Alaska – see Figure 11 (picture: Almério B. França).

Quando vales fluviais são barrados por geleiras, formam lagos a montante. Com o advento de estações mais quentes, pode haver degelo parcial e colapso da barragem de gelo, ocasionando a drenagem súbita da água do lago. É um fenômeno catastrófico, que causa incisão de vales e inundações a jusante. Durante o evento, grande volume de água desloca-se com alta velocidade, transportando em suspensão imensos blocos de rochas por grandes distâncias. Devido à alta energia do processo e à grande profundidade da lâmina d'água, o fluxo é capaz de formar barras de cascalho com vários metros de altura, estratos cruzados gigantes e transportar matações em suspensão, depositando-os bruscamente com a desaceleração do fluxo.

O fenômeno foi identificado pela primeira vez no início do século XX no noroeste dos EUA, nos terraços do Rio Columbia (detalhes podem ser encontrados em Allen *et al.* 1997). Posteriormente identificado em diversas partes do mundo, é conhecido pela denominação *jökulhlaups* (Nye 1976, Wait Jr. 1985, Russell 1994). Depósitos produzidos por estes eventos catastrófico não foram ainda devidamente reconhecidos no registro geológico. Alguns autores têm utilizado o modelo como hipótese alternativa para explicar grandes feições de preenchimento de canal por conglomerados e arenitos com matacoes “flutuando” na matriz, presentes em algumas sucessões glaciais do Paleozóico (França *et al.* 1996, O'Brien *et al.* 1998).

Leques aluviais de *outwash* podem alcançar corpos d'água, dando origem a leques costeiros (*fan deltas*) ou deltas do tipo Gilbert. Exemplos desses sistemas ocorrem atualmente na costa do Golfo do Alasca, na margem da geleira Malaspina (Figura 19).

5. AMBIENTE GLÁCIO-LACUSTRE

Lagos glaciais situados em contato com geleiras (*ice-contact lakes*) recebem sedimentos através de material derivado de desagregação de blocos da margem da geleira (*calving*), queda de clastos de gelo flutuante (*ice-rafted debris*), de correntes de fundo provenientes de túneis englaciais e/ou subglaciais, e de fluxos sedimentares de gravidade (Figura 20-A).

Leques ou lobos subaquosos podem se formar quando a entrada de fluxos de degelo ocorre através de túneis subglaciais próximo ao fundo do lago. Neste caso, a fração grossa é transportada pelo fundo na forma de sistemas de *outwash* subaquosos, enquanto que a fração fina entra em suspensão e decanta lentamente.

A densidade da água de degelo que entra no corpo d'água é maior que a da água do meio, o que favorece o desenvolvimento de fluxos hiperpicnais de fundo (*underflows*), que dão origem a correntes de turbidez.

A desagregação de blocos na margem da geleira forma *icebergs* que se deslocam ao sabor das correntes, liberando detritos à medida que derretem (Figuras 21 e 22). Os registros mais importantes são clastos de grande diâmetro (seixos a matacões) que se desprendem do gelo (*dropstones*), caindo no fundo e produzindo distúrbios na estratificação dos depósitos finos. Os *icebergs* podem, eventualmente, tocar o fundo e produzir sulcos de arrasto de quilhas de gelo nos sedimentos inconsolidados (Weber 1958, Woodworth-Lynas & Guigné 1990).

Lagos glaciais podem se situar também à distância de geleiras (*distal lakes*). A entrada de água e de sedimentos dá-se principalmente através de sistemas flúvio-glaciais que, ao adentrar no lago, formam plumas de sedimentos em suspensão (*interflows* ou *overflows*), originando deltas glácio-lacustres (Smith & Ashley 1985, Lønne 1995) (Figura 20-B).

Devido à granulometria grossa e ao volume elevado da carga sedimentar, deltas lacustres em ambientes alimentados por correntes de degelo tendem a possuir taludes deposicionais íngremes (tipo Gilbert), levando à ocorrência de uma grande variedade de processos gravitacionais (Postma *et al.* 1983), como deslizamentos de massa, fluxos de detritos e correntes de turbidez.

Os depósitos mais característicos dos lagos glaciais distais são os varvitos, cujo nome derivou do termo genético *varve*, que significa ciclo ou repetição (Flint 1957, Eyles 1993). Varvitos são depósitos clásticos finos de aspecto rítmico (ritmitos), compostos por estratos sílticos e argilosos alternados. Os pares possuem espessuras de poucos milímetros a poucos centímetros. Os níveis mais grossos exibem contatos basais bruscos e apresentam-se no geral gradados, transicionando para os níveis mais finos (Flint 1957).

A origem dos varvitos está intimamente relacionada a variações sazonais derivadas das estações do ano. Durante o verão, sistemas aluviais proglaciais abastecem o lago, trazendo sedimentos que ficam em suspensão na água. Por serem mais pesadas, as partículas de areia muito fina e silte depositam-se rápido, enquanto que a argila decanta mais lentamente. No inverno a água da superfície do lago pode congelar, criando uma camada de gelo por toda sua extensão e impedindo nova entrada de sedimentos, depositando-se então somente a fração argila. Com a volta do verão o processo de degelo ocorre e há nova entrada de sedimentos no lago. A repetição destes fenômenos todos os anos produz uma alternância regular de lâminas sílticas e argilosas, que constituem os varvitos.

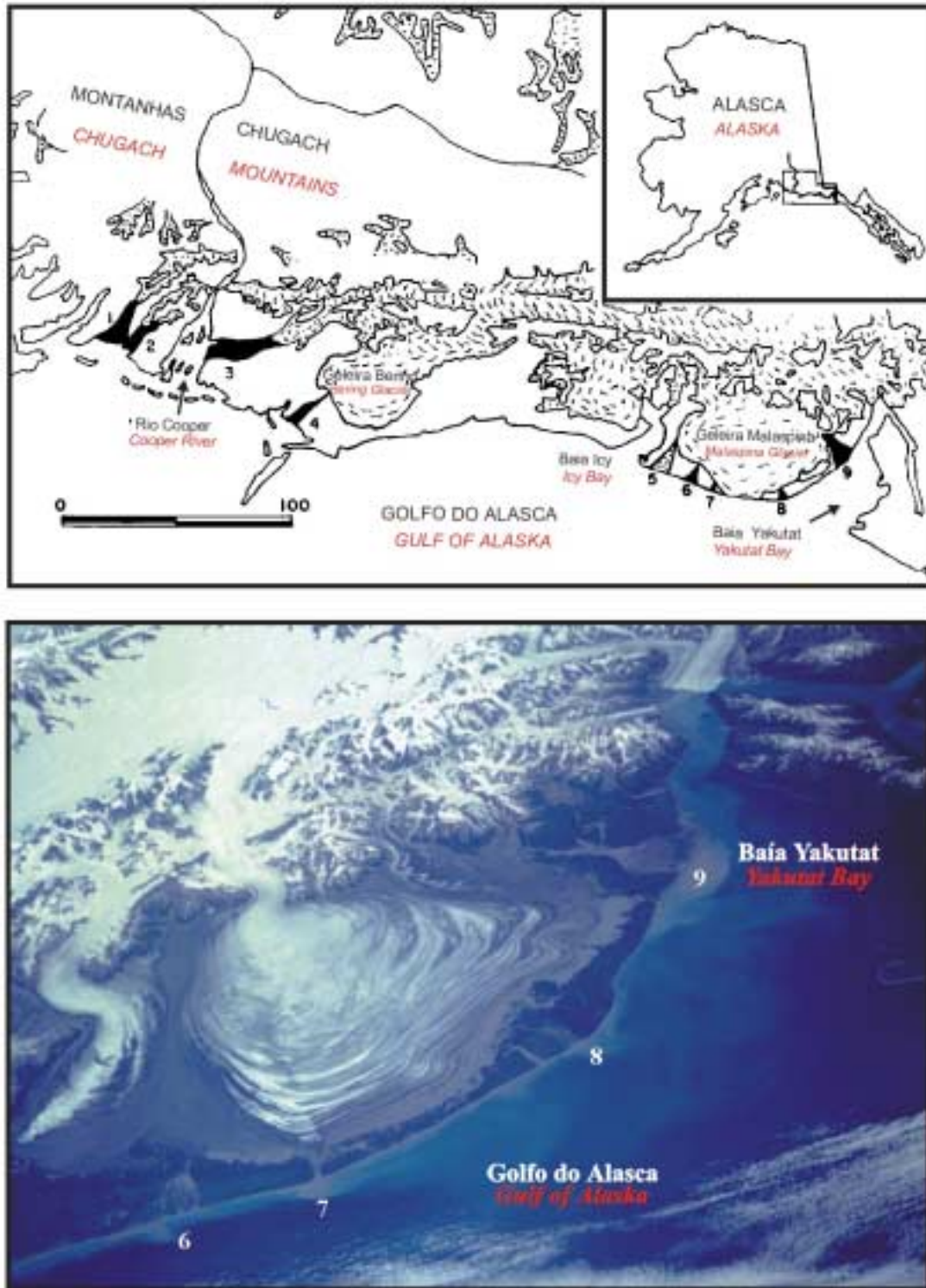


Figura 19 – Mapa: leques de *outwash* proglaciais (indicados por números) na costa do Alasca, EUA (Boothroyd & Nummedal 1978). Imagem: destaque para leques derivados da geleira Malaspina, que progradam nas águas do Golfo do Alasca (Imagem NASA STS028-097-081, Agosto 1989). A geleira Malaspina é um exemplo clássico de geleira de piemonte, um tipo de geleira de vale que se espalha como um amplo lobo no sopé de montanhas.

Figure 19 – Map: Proglacial outwash fans (indicated by numbers), Gulf of Alaska (Boothroyd & Nummedal 1978). Space Shuttle Image: Malaspina Glacier and outwash fan deltas (Image NASA STS028-097-081, August 1989). Malaspina Glacier is a classic example of a piedmont glacier, a type of valley glacier that emerges from the mountain front and spreads out as a large lobe at the foot of a mountain range.

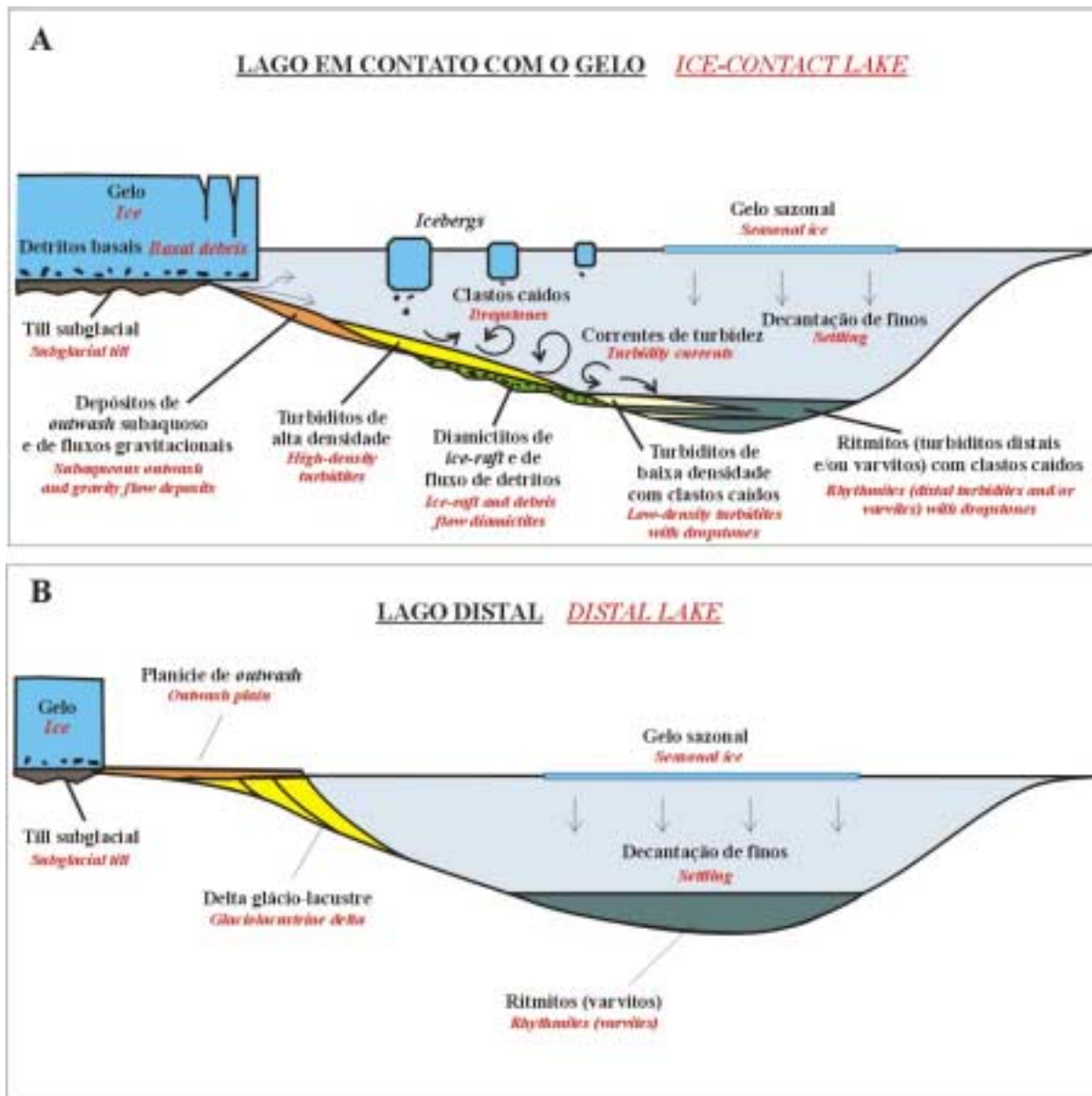


Figura 20 – Sedimentação em lagos glaciais: A) lagos em contato com geleira; B) lagos distais.

Figure 20 – Sedimentation in glacial lakes: A) ice-contact lakes; B) distal lakes.

Lagos de origem glacial são muito comuns em paisagens atuais afetadas pela última glaciação. Na América do Norte, por exemplo, existem hoje miríades de lagos que se originaram em depressões formadas durante o recuo glacial e preenchidas por águas de degelo. Devido à sua íntima associação com formas subglaciais, os lagos são em sua maior parte alongados paralelamente à orientação do paleofluxo glacial na região.

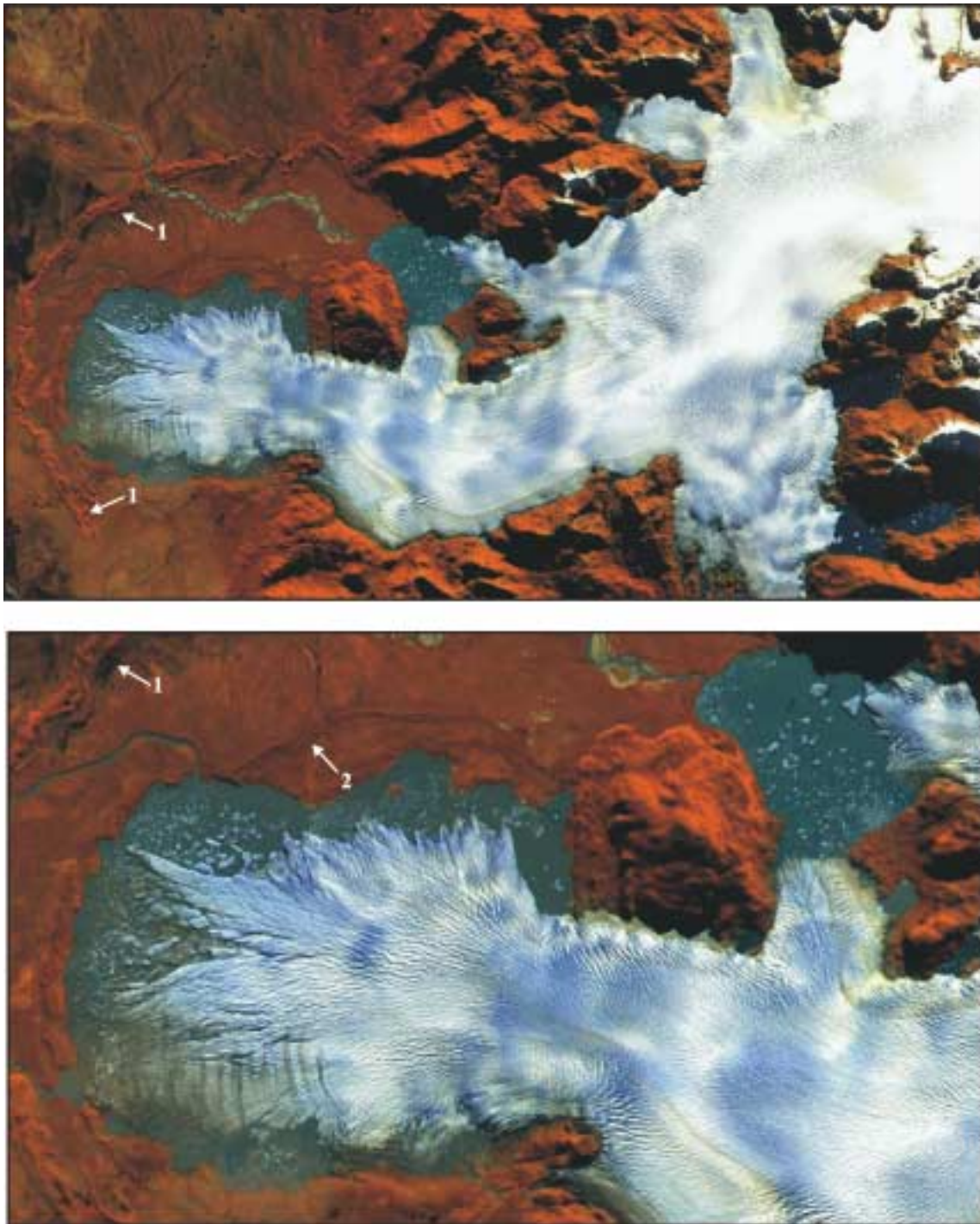


Figura 21 – Lagos em contato com geleiras em imagem de satélite (18 X 30 km), falsa-cor (vegetação em vermelho), Patagônia (divisa Chile / Argentina). A crista semi-circular (seta nº 1) é uma morena terminal antiga, que testemunha fase pretérita de avanço da geleira. A imagem inferior é um detalhe da superior, podendo-se nela observar uma morena mais jovem (seta nº2), fraturas (*crevasses*) de desagregação nas geleiras, e *icebergs* flutuando nos lagos (imagem do satélite Terra, 02/05/2000, NASA/ASTER).

Figure 21 – Ice-contact lakes as seen in satellite image (18 X 30 km), false-color (vegetation appears red), Patagonia (border between Chile / Argentina). The semi-circular ridge (arrow number 1) is a previous end moraine, testifying that the glacier was larger in the past. The lower image is a detail of the upper, showing a younger moraine (arrow number 2), glacier calving crevasses, and icebergs floating in lake waters (Terra satellite image, 05/02/2000, NASA/ASTER)



Figura 22 – Lagos glaciais em contato com geleiras no sul dos Andes: A) margem da geleira Perito Moreno, na Argentina (foto: Pedro Hauck); B) icebergs desprendidos da margem da geleira Grey, no Chile (foto: Robson Marochi).

Figure 22 – Ice-contact lakes in southern Andes: A) Perito Moreno Glacier in Argentina (picture: Pedro Hauck); B) floating icebergs in front of the Grey Glacier, Chile (picture: Robson Marochi).

6. AMBIENTE GLÁCIO-MARINHO

Ambientes glácio-marinhos são os mais importantes sítios de sedimentação glacial, constituindo a maior parte do registro glacial em sucessões estratigráficas antigas, o que é enfatizado em diversas publicações (Molnia 1983, Eyles *et al.* 1985, Boulton 1990, Anderson & Ashley 1991, Eyles & Eyles 1992).

Nos ambientes glácio-marinhos há interação entre processos glaciais e marinhos. A geleira atua principalmente como fonte de sedimentos e a deposição ocorre por processos atuantes no interior do corpo d'água, que variam de acordo com a distância em relação à margem da geleira.

Uma geleira pode avançar mar adentro através de vales glaciais submersos, conhecidos como fiordes, que são muito comuns nas atuais costas da Escandinávia e da Groenlândia. Línguas de gelo flutuante se formam à medida que aumenta a profundidade da lâmina d'água, sendo o local onde o gelo deixa de estar em contato com a superfície de fundo conhecido como linha ou zona de aterramento (*grounding line/zone*).

Em golfos, plataformas continentais e oceanos rasos, as geleiras podem avançar completamente aterradas sobre o fundo do mar (*grounded glacier*) por centenas de quilômetros. Quando passam a flutuar são denominadas plataformas de gelo (*ice shelf*), cujo exemplo atual mais conhecido é a Plataforma de Ross na Antártica, onde o gelo chega a alcançar 400 metros de espessura. A margem de uma plataforma de gelo avança no inverno e recua no verão, quando são frequentes a desagregação (*calving*) e a formação de *icebergs* de grandes dimensões (Figura 23).

Os ambientes glácio-marinhos podem ser subdivididos basicamente em três de acordo com a a posição em relação à geleira (Figura 24): 1) subglacial (processos e depósitos diretamente vinculados à dinâmica da geleira); 2) proglacial proximal (processos sofrem grande influência da margem da geleira); 3) proglacial distal (dominam os processos marinhos). Sua complexidade se reflete na diversidade de tipos, na geometria e nas relações laterais dos depósitos resultantes. Alguns processos atuantes e seus produtos são pouco compreendidos devido à dificuldade de observação direta dos fenômenos.

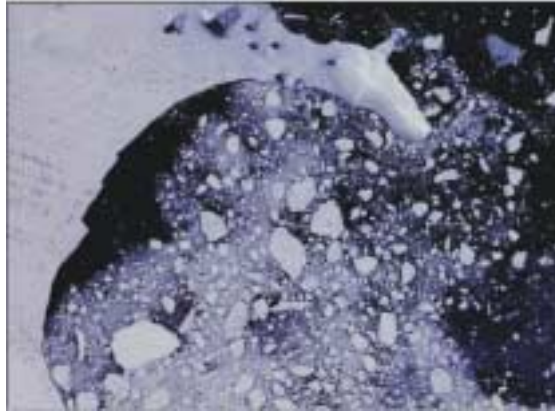


Figura 23 – Icebergs à deriva em frente à plataforma de gelo Larsen, Antártica. A figura tem aproximadamente 90 X 120 km. (imagem do satélite Landsat 7, NASA, 21/02/2000).

Figure 23 – Drifting icebergs that have split from the Larsen ice shelf, Antarctica. The picture is roughly 90 X 120 km. (Landsat 7 satellite image, NASA, 02/21/2000).

Sedimentos da zona proglacial são provenientes de material transportado pela geleira, que é retrabalhado por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade subaquosos, ou ainda por plumas de suspensão (Boulton & Deynoux 1981, Powell & Molnia 1989). Segundo Eyles *et al.* (1985), as fácies resultantes surgem da combinação de três processos: tração, ressedimentação gravitacional e chuva de detritos (*rain-out*). Plataformas de gelo flutuante também depositam partículas diretamente a partir do degelo basal (*undermelt*).

A deposição por correntes subaquosas de água de degelo envolve fluxos contínuos de alta energia, que depositam a fração mais grossa sob a forma de lobos. Em termos de processos e formas de leito, as características são similares às dos leques de *outwash* que se formam no continente. Devido à alta taxa de sedimentação e à granulometria grossa das partículas, os leques podem apresentar taludes deposicionais íngremes, mesmo onde a deposição é inteiramente subaquosa (Lønne 1995). Se por um período prolongado há estabilidade na posição da linha de aterramento (*grounding line*) e constância no aporte sedimentar, pode haver agradação dos leques até o nível do mar, dando origem a leques costeiros proglaciais, comumente chamados de *ice-contact deltas* (Powell & Molnia 1989, Powell 1990, Lønne 1995).

Chuva de detritos (*rain-out*) é um dos processos mais importantes no ambiente glácio-marinho, responsável pela formação de espessos pacotes de diamictitos (Eyles *et al.* 1985). Quando jatos de água de degelo carregados de sedimentos são expulsos da geleira e penetram no corpo d'água, parte da carga sedimentar, normalmente a mais fina, ascende na forma de plumas e permanece em suspensão na água. A decantação da fração fina, combinada à queda de clastos de *icebergs* ou de plataformas de gelo, gera diamictitos maciços ou pouco estratificados.

Ressedimentação é outro fenômeno bastante comum em ambientes glácio-marinhos. Depósitos gerados por remobilização dos detritos trazidos pelas geleiras, talude abaixo, são de grande importância, pois constituem grande parte das sucessões glácio-marinhas preservadas no registro estratigráfico (Visser 1983, Eyles 1987, Gama Jr *et al.* 1992). A ressedimentação ocorre numa gama contínua de processos gravitacionais, desde deslizamentos e escorregamentos até correntes de turbidez (Lowe 1979, Lowe 1982, Pickering *et al.* 1986, Nemeč 1990, Mutti 1992), conforme sintetizado na figura 25.

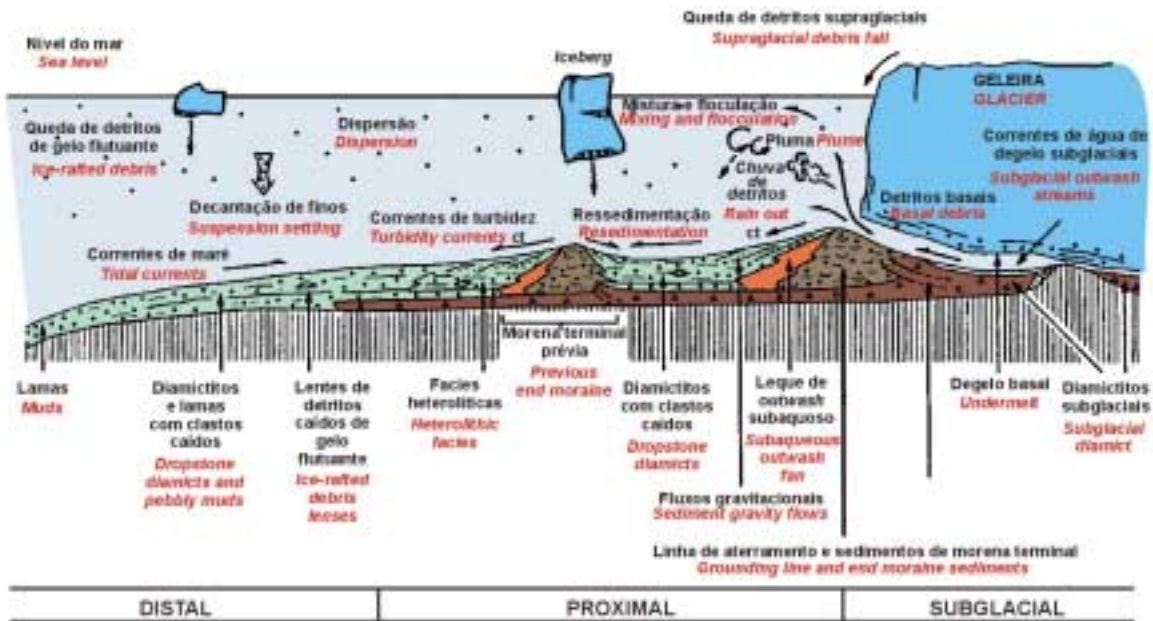


Figura 24 – Ambientes de sedimentação glácio-marinhos (modificado de Hart & Roberts 1994).

Figure 24 – Glaciomarine depositional environments (modified from Hart & Roberts 1994).

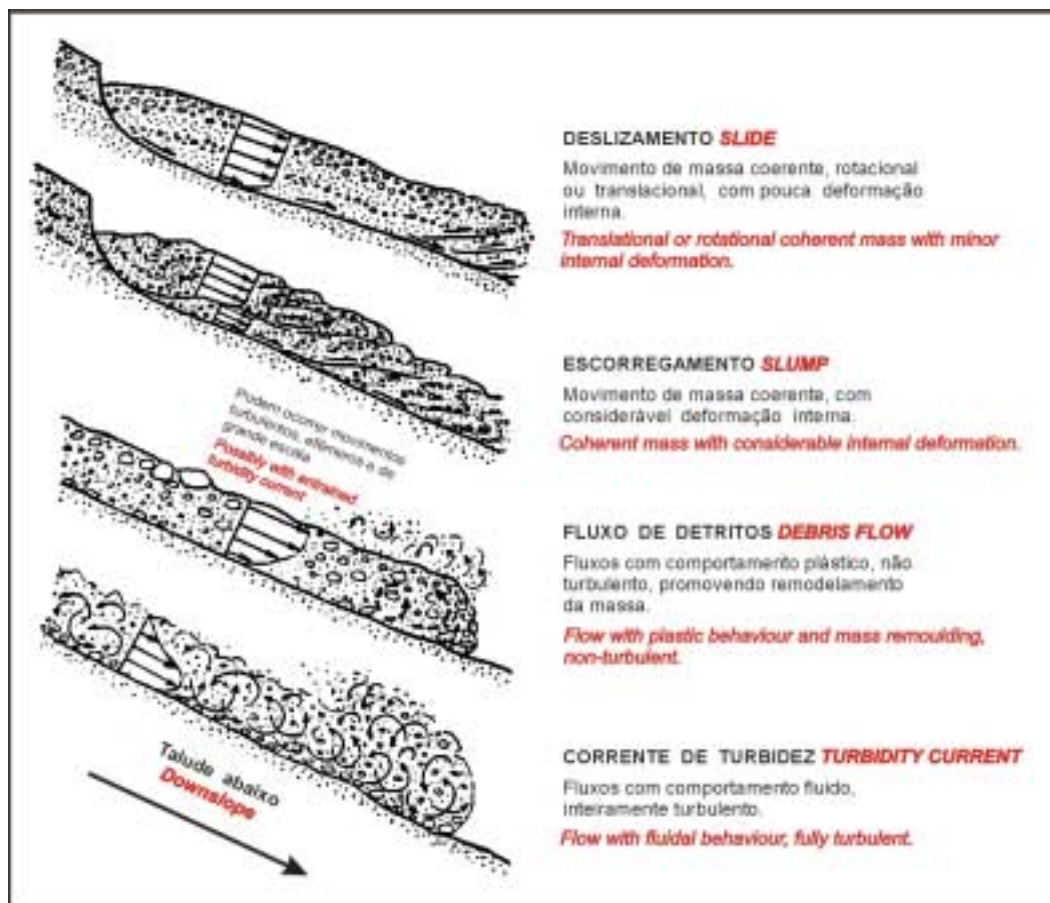


Figura 25 - Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos (modificado de Nemeç 1990).

Figure 25 – Classification of sediment gravity-flows (modified from Nemeç 1990).

7. FÁCIES SEDIMENTARES

Como descrito nos itens anteriores, os ambientes glaciais comportam um amplo espectro deposicional, que inclui desde ambientes terrestres até os marinhos de água profunda. A dinâmica sedimentar é, portanto, caracterizada por processos sedimentares próprios a cada contexto geográfico, resultando em associações de fácies muito diversificadas e complexas.

Dentre os depósitos sedimentares produzidos, os diamictitos constituem litologia característica, podendo ser maciços ou estratificados. Mas, como também já discutido, diamictitos não são litotipos exclusivos de ambientes glaciais e podem ser produzidos também por processos sem nenhuma relação com geleiras. Por isso, a análise de fácies deve ser feita com cuidado, procurando-se sempre analisar as fácies em conjunto (associações de fácies) e buscar a identificação de elementos diagnósticos da presença de geleiras, tais como clastos estriados, pavimentos glaciais e seixos caídos (*dropstones*).

Diamictitos maciços são fácies onde mais de 90% da massa possui aspecto maciço, podendo ocorrer em ambiente subglacial como tilitos de alojamento e de ablação. Tilitos de alojamento (*lodgment tillites*; Figura 26-A) ocorrem como corpos pouco espessos, que ficam alojados em irregularidades do substrato quando do avanço da geleira. Suas características mais típicas são a alta compactação e a existência de planos de foliação indicativos da ação cisalhante do gelo (Figura 27). Tilitos de ablação (*ablation or melt-out tillites*; Figura 26-B) são formados com o degelo, principalmente no recuo da geleira, e por isso os planos de cisalhamento são raros ou inexistentes.

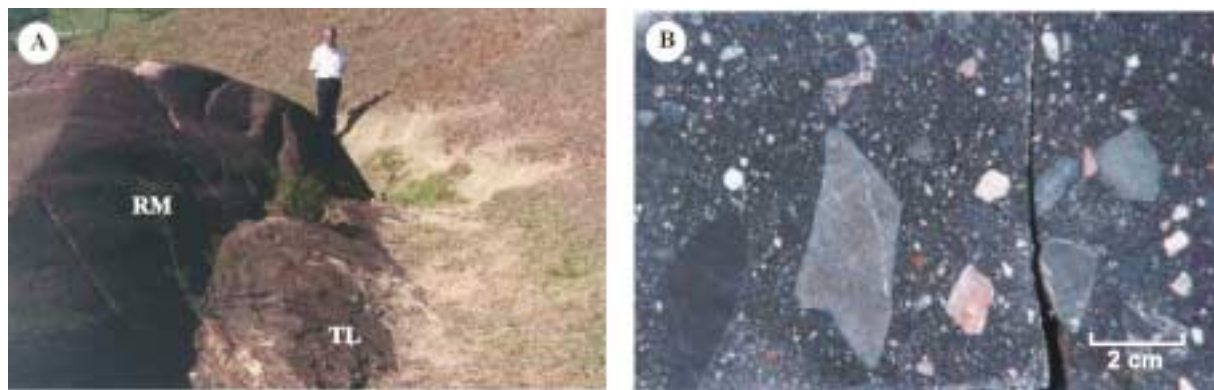


Figura 26 – Diamictitos maciços: A) tilito de alojamento (TL) junto à superfície lateral estriada da rocha *moutonnée* (RM) de Salto, Grupo Itararé (Permocarbonífero da Bacia do Paraná), Estado de São Paulo; B) tilito de ablação da Formação Iapó (limite Ordoviciano/Siluriano, Bacia do Paraná) (fotos: Mario L. Assine)

Figure 26 – Massive diamictites: A) lodgment tillite (TL) attached to the striated “roche moutonnée”(RM) from Salto, Itararé Group (Permocarboniferous, Paraná Basin), São Paulo State, Brazil; B) ablation tillite in the Iapó Formation (Ordovician/Silurian boundary, Paraná Basin, Brazil) (pictures: Mario L. Assine).

Diamictitos maciços podem também ser originados em ambientes glaciais subaquosos (Eyles *et al.* 1985). Em ambientes glácio-marinhos e glácio-lacustres, o processo de chuva de detritos (*rain-out*), a partir da pluma de sedimentos emanados da geleira (Figura 24), é responsável pela deposição de espessos pacotes de diamictitos maciços ou com sutil laminação (Figura 28). Por ser um processo que envolve movimento vertical dos clastos maiores e penetração destes em meio à lama do fundo, a trama granulométrica dos diamictitos produzidos por chuva de detritos apresenta porcentagem mais alta de clastos com ângulo de inclinação maior que 45° em relação à horizontal do que diamictitos formados por outros processos (Domack & Lawson 1985).



Figura 27 – Cisalhamento e foliação: feições comuns em tilitos de alojamento. A vergência das estruturas indica o sentido de fluxo da geleira (modificado de Miller 1996).

Figure 27 – Shearing and foliation: common features in lodgement tillites. The structural vergence indicates the glacier flow sense. (modified from Miller 1996).



Figura 28 – Fácies de chuva de detritos: diamictitos maciços e/ou com incipiente estratificação, Grupo Itaré (Permocarbonífero, Bacia do Paraná) (foto: Mario L. Assine).

Figure 28 – Rain-out facies: massive and/or crudely stratified diamictite, Itaré Group (Permocarboniferous, Paraná Basin, Brazil) (picture: Mario L. Assine).

Fluxos de detritos coesivos ou fluxos de lama (Lowe 1982), onde as partículas maiores são mantidas em suspensão pela coesão de uma matriz lamítica, também podem originar diamictitos maciços, tanto em ambiente subaéreo quanto subaquoso. Como resultado da ocorrência de diversos fluxos, são gerados espessos pacotes com incipiente estratificação dada pelas superfícies de contato dos vários corpos de diamictitos maciços (Figura 29).

A distinção entre diamictitos maciços glaciogênicos (tilitos) e diamictitos maciços subaquosos (glácio-marinhos/glácio-lacustres) é muito importante na análise de fácies e na interpretação de paleoambientes sedimentares, mas nem sempre é tarefa fácil. Assim como nos tilitos, nos diamictitos subaquosos os clastos maiores (seixos a matacões) são mineralógica e texturalmente diversificados, comumente facetados, polidos e/ou estriados, pois herdaram as características impostas pelo transporte glacial. Na tabela 1, baseada em Boulton & Deynoux (1981), são comparadas algumas características que auxiliam na distinção entre diamictitos maciços subglaciais (tilitos) e subaquosos.



Figura 29 – Fácies de fluxo gravitacional subaquoso: corpos amalgamados de diamictitos maciços (na parte superior, matacão indicado por seta; na parte inferior evidências de escorregamento sindeposicional), Grupo Itararé (Permocarbonífero, Bacia do Paraná) (foto: Fernando F. Vesely).

Figure 29 – Subaqueous gravity-flow facies: amalgamated bodies of massive diamictites (on the top: a boulder indicated by arrow; on the bottom: evidence of sindepositional slumping), Itararé Group (Permocarboniferous, Paraná Basin, Brazil) (picture: Fernando F. Vesely).

PROPRIEDADES	DIAMICTITOS SUBGLACIAIS	DIAMICTITOS SUBAQUOSOS
ESPESSURA	Corpos individuais com espessura no geral inferior a 10m	Corpos com espessura muito variável
ESTRUTURA INTERNA	Maciços, mas podem apresentar planos de cisalhamento e foliações	Maciços, mas podem apresentar sutil estratificação
CONTINUIDADE	Baixa	Variável
DEFORMAÇÕES PENECONTEMPORÂNEAS	Estruturas glacioteclônicas ou de colapso	Dobras de natureza gravitacional associadas a deslizamentos
CONTATOS	Bruscos	Bruscos ou transicionais
FÓSSEIS	Ausentes	Macro e microfósseis
FÁCIES ASSOCIADAS	Fácies de <i>eskers</i> e de leques de <i>outwash</i>	Diversas: turbiditos, folhelhos, ritmitos com clastos caídos etc
ORIENTAÇÃO DOS CLASTOS	Eixo maior: pode ser orientar paralelamente ao fluxo glacial	Geralmente sem orientação preferencial

Tabela 1 – Critérios para distinção entre diamictitos subglaciais e subaquosos.

Table 1 – Differences between subglacial and subaqueous diamictites.

Diamictitos estratificados são fácies onde mais de 10% da massa exibem estratificação, definida por uma sucessão de camadas ou lâminas texturalmente distintas (Eyles *et al.* 1983) (Figura 30). Sua gênese é subaquosa, mas produzida por diversos processos, tais como decantação de finos acompanhada de queda abundante de clastos de *icebergs*, correntes de fundo e ressedimentação, ou mesmo da atuação concomitante de todos eles.

Bastante freqüente em sucessões glácio-lacustres e glácio-marinhas é a existência de fácies com considerável deformação interna, produzidas por instabilização de depósitos preexistentes e ressedimentação talude abaixo. Constituem as fácies de escorregamento (ver figura 25), que são produzidas por movimentos de massa coerente em taludes deposicionais, muitas vezes com declividades baixas ($< 5^\circ$). Exemplos de fácies de escorregamento são os diamictitos heterogêneos, com geometria irregular e contendo corpos caóticos de arenitos deformados e rompidos (Figura 31) .

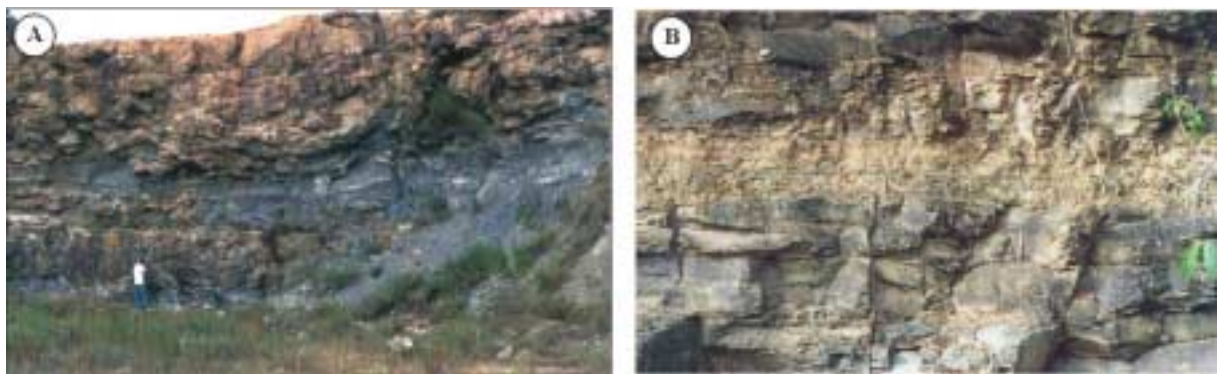


Figura 30 – Diamictitos estratificados: A) sobrepostos por arenito com feições de sobrecarga (bolas e almofadas a esquerda; estrutura em chama a direita); B) exibindo camadas tabulares decimétricas alternadas a níveis finamente laminados. Grupo Itararé (Permocarbonífero, Bacia do Paraná) (foto: Mario L. Assine).

Figure 30 – Stratified diamictites: A) covered by sandstones with load casts (balls and pillows on the left; flame structures on the right); B) showing decimetric tabular layers, interbedded with finely laminated levels. Itararé Group (Permocarboniferous, Paraná Basin, Brazil) (pictures: Mario L. Assine).



Figura 31 – Fácies de escorregamento: diamictito estratificado contendo corpos deformados de arenitos, Grupo Itararé (Permocarbonífero, Bacia do Paraná) (foto: Mario L. Assine).

Figure 31 – Slump facies: stratified diamictite containing deformed sandstone bodies, Itararé Group (Permocarboniferous, Paraná Basin, Brazil) (picture: Mario L. Assine).

Folhelhos, lamitos e ritmitos contendo clastos caídos são fácies diagnósticas de ambientes glaciais (Figura 32). Formam-se por decantação de finos em ambiente marinho ou lacustre, com a presença de *icebergs* ou plataformas de gelo flutuante ricos em clastos transportados (*ice-rafted debris*).

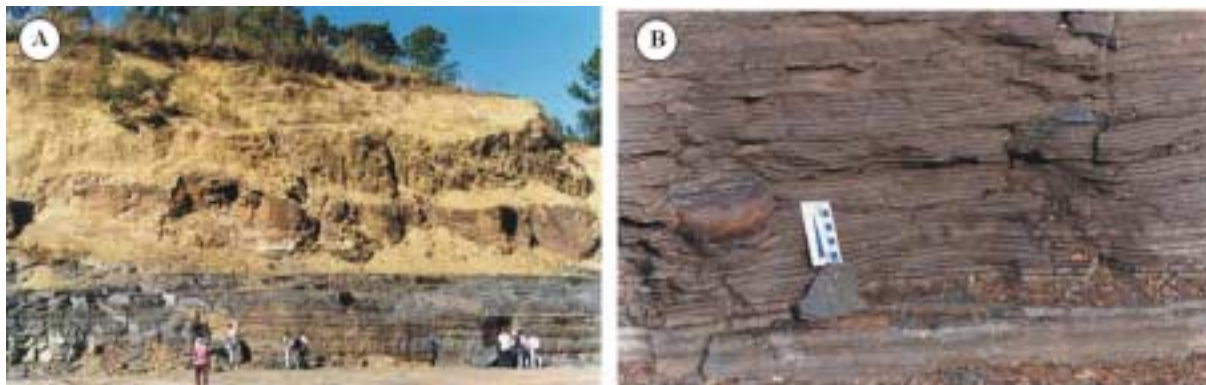


Figura 32 - A) Ritmitos com clastos caídos sobreposto por diamictitos maciços; B) detalhe da foto anterior, mostrando clasto caído deformando a estratificação. Grupo Itararé (Permocarbonífero, Bacia do Paraná) (foto: Mario L. Assine).

Figure 32- A) Rhythmic fine-grained facies with dropstones covered by massive diamictites; B) Detailed picture of the above, showing a large dropstone deforming the stratification. Itararé Group (Permocarboniferous, Paraná Basin, Brazil) (picture: Mario L. Assine).

Ritmitos podem ser formados por correntes de turbidez de baixa densidade em ambiente glácio-marinho ou glácio-lacustre (turbiditos) ou por sedimentação sazonal em lagos glaciais (varvitos). Entretanto, embora os processos que os formem sejam diferentes, a distinção entre turbiditos distais e varvitos nem sempre é fácil. Segundo Smith & Ashley (1985), a principal diferença entre varvitos e turbiditos é a relação de espessura entre as camadas de cada par. Nos turbiditos, ambas as frações granulométricas são transportadas para o sítio deposicional ao mesmo tempo, o que significa que as espessuras das duas camadas devem variar proporcionalmente. Nos varvitos, por outro lado, a camada argilosa possui espessura constante pois depende somente do tempo de decantação e da profundidade da bacia, enquanto que a de silte/areia varia de acordo com duração e energia dos fluxos de fundo. Embora o critério seja interessante, nem sempre é válido, pois a proporção de argilas depende da posição em relação aos lobos turbidíticos, que mudam de posição com o tempo.

No Brasil, os ritmitos de Itu no Estado de São Paulo, pertencentes à parte inferior do Grupo Itararé, têm sido citados como exemplo clássico de varvito. Muitos autores, como por exemplo Rocha-Campos & Sundaram (1981), atribuíram o aspecto rítmico (Figura 33-A), representado por uma alternância entre camadas siltico-arenosas e argilosas, a *varves* originadas em lago glacial. Uma antiga pedreira existente naquela cidade foi, inclusive, tombada e transformada num sítio geológico denominado “Parque do Varvito”. Algumas feições são, no entanto, indicativas da ação de correntes de turbidez, como camadas gradadas e marcas de sola, sendo também abundantes estruturas de tração, como laminações cruzadas cavalgantes e ondulações de corrente (Gama Jr. *et al.* 1992; Figura 33-B). A existência de turbiditos intercalados não invalida a interpretação de que parte dos ritmitos sejam varvitos, depositados num ambiente com gelo flutuante que liberava detritos (Figura 33-C), mas a ritmicidade inverno-verão, que caracteriza as *varves*, está ainda por ser comprovada.

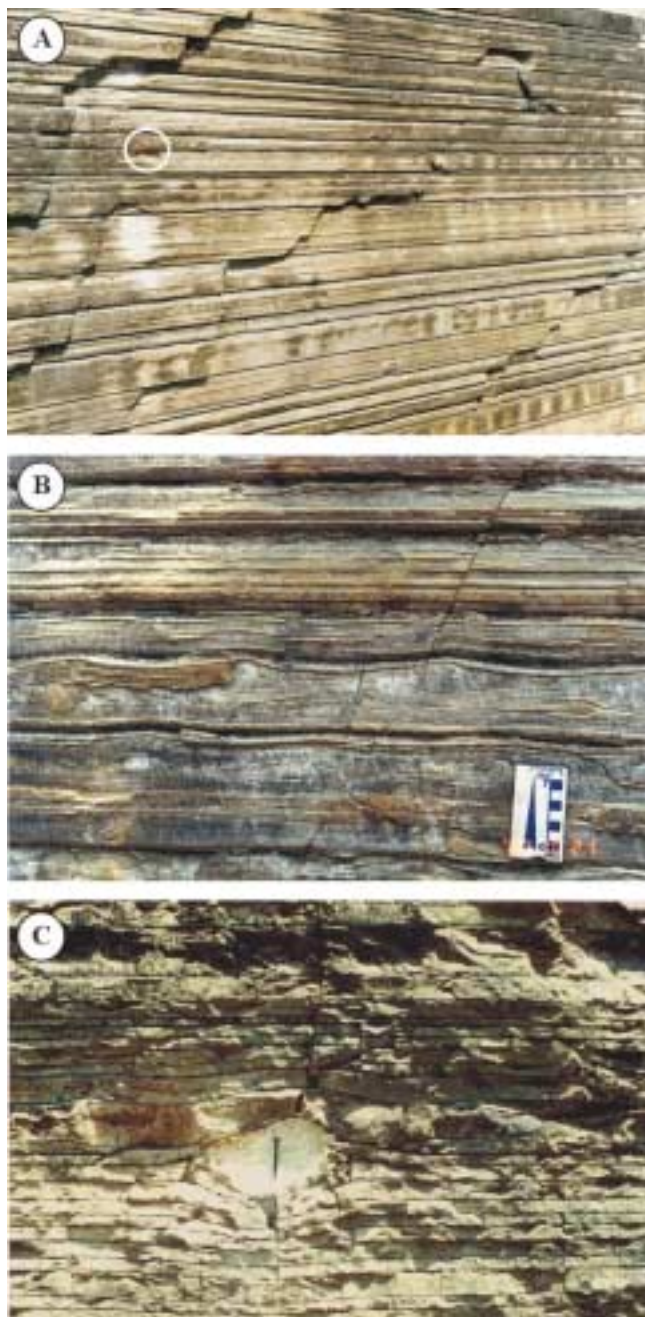


Figura 33 – Ritmitos de Itu: A) vista geral (caneta como escala); B) ondulações de corrente e estratificação cruzada cavalgante; C) clasto caído (caneta como escala) (fotos a,c: Mario L. Assine; foto b: José Alexandre J. Perinotto)

Figure 33 - Rhythmic fine-grained facies from Itu: A) General overview (pen as scale); B) climbing ripple cross-stratification; C) dropstone (pen as scale). (pictures a,c: Mario L. Assine; picture b: José Alexandre J. Perinotto)

Diversas outras fácies compõem as associações produzidas em ambientes glaciais. Para sistematizá-las, Eyles *et al.* (1983) propuseram um código descritivo baseado em esquema original de Miall (1978) para fácies fluviais. Nas denominações por eles propostas para as fácies, a primeira letra em maiúsculo se refere à litologia, sendo seguida por outras letras em minúsculo que descrevem suas principais características. Assim, as fácies de diamictitos matriz-sustentados maciços são referidas como fácies Dmm e as de diamictitos matriz-sustentados estratificados como fácies Dms. Características adicionais importantes são

indicadas por letras entre parênteses. Desta forma, diamictitos maciços ou estratificados que apresentam feições indicativas de correntes (c), como ondulações e/ou lentes finas de material arenoso/conglomerático, são classificados respectivamente como fácies Dmm(c) e Dms(c). Diamictitos estratificados que apresentam evidências de ressedimentação (r) são, por sua vez, classificados como fácies Dms(r) (Figura 31). Folhelhos, lamitos e ritmitos contendo clastos caídos são referidos em conjunto como fácies Fld (Figuras 32-B e 33-C).

O código facilita a comunicação geológica e vem sendo muito utilizado em trabalhos sobre unidades portadoras de fácies depositadas em ambientes glaciais. Mas, há questões conceituais importantes, que devem ser analisadas quando se pretender utilizar o código. Eyles *et al.* (1983) incluíram em sua classificação diamictitos clasto-sustentados, referidos como fácies Dc, o que é conflitante com a proposição original de Flint *et al.* (1960 a,b), que definiram diamictito como “rocha terrígena sem seleção granulométrica, constituída por areia e/ou partículas maiores dispersas em uma matriz de lama”. Além disso, a fácies Dc se confunde com os ortoconglomerados ou conglomerados clasto-sustentados (fácies Gm de Miall 1978), fato até admitido por Eyles *et al.* (1983). Por isso, a fácies Dc não é considerada neste capítulo, a exemplo da posição adotada por Miller (1996).

Embora códigos de fácies, como o proposto por Eyles *et al.* (1983), sejam úteis e facilitem a comunicação geológica, alguns atributos tais como espessura e geometria dos corpos, relações de contato, mineralogia e natureza da matriz não são considerados. Por isso, sua utilização não deve ser rígida, mas sim flexível o bastante para permitir adaptação às peculiaridades do caso estudado.

8. CICLOS E SEQÜÊNCIAS GLACIAIS

O conhecimento dos tipos de seqüências e da natureza dos ciclos sedimentares em bacias glaciadas está ainda em sua infância, sendo relativamente pequeno o número de trabalhos em que são utilizados procedimentos da moderna Estratigrafia de Seqüências.

Um exemplo de tentativa de aplicação da Estratigrafia de Seqüências no estudo de sucessões glaciadas é o trabalho de França *et al.* (1996). Estes autores interpretaram um trato canal/lobos no Grupo Itararé no Estado do Paraná, representado por leques de assoalho de trato de sistemas de mar baixo (arenitos lobados de Vila Velha) e por fácies de preenchimento de canais em trato de sistemas transgressivo (arenitos canalizados de Lapa).

Outro exemplo de aplicação é o trabalho de O'Brien *et al.* (1998) sobre o Neopaleozóico do oeste da Austrália. Ciclos de arenitos com granodecrescência ascendente, embutidos em amplos canais detectados em seções sísmicas, foram interpretados como associações de fácies de trato de sistemas de mar baixo, sendo sucedidas por fácies de trato de sistemas transgressivo.

Dificuldades de aplicação dos conceitos de Estratigrafia de Seqüências surgem porque se tenta analisar as sucessões glaciais com conceitos concebidos partir do estudo de bacias marginais mesozóicas e cenozóicas, onde as variações eustáticas constituem os principais elementos condicionantes da arquitetura estratigráfica.

Durante as glaciações ocorrem quedas globais do nível do mar, pois há transferência de água dos oceanos para os continentes, onde fica acumulada sob a forma de gelo ou neve. Em decorrência, as elevações e quedas do nível dos mares por glácio-eustasia são síncronas em todas as regiões do mundo. Nas áreas glaciadas, entretanto, o nível do mar sofre a interferência direta das geleiras, que induzem subsidência e soerguimento da crosta durante seus avanços e recuos (glácio-isostasia). Além das oscilações glácio-eustáticas, o nível do mar numa bacia glaciada sofre, portanto, variações locais devido à glácio-isostasia, cuja intensidade depende da posição em relação à geleira e da sobrecarga que esta exerce sobre seu

substrato, o que é função da espessura (peso) do gelo. Isto faz com que as variações do nível do mar nas margens glaciadas não tenham relação com as variações eustáticas.

Para se estudar seqüências e ciclos em sucessões glaciais é fundamental levar em consideração os fenômenos e efeitos decorrentes tanto da glácio-eustasia quanto da glácio-isostasia. Dentre os modelos existentes na literatura, um dos mais interessantes é o esquema evolutivo proposto por Boulton (1990), que foi baseado em exemplos do Quaternário. O modelo explica de modo bastante interessante a arquitetura das fácies glácio-marinhas e a influência das variáveis eustasia e isostasia, durante um ciclo glacial completo, com geleira aterrada (Figura 34).

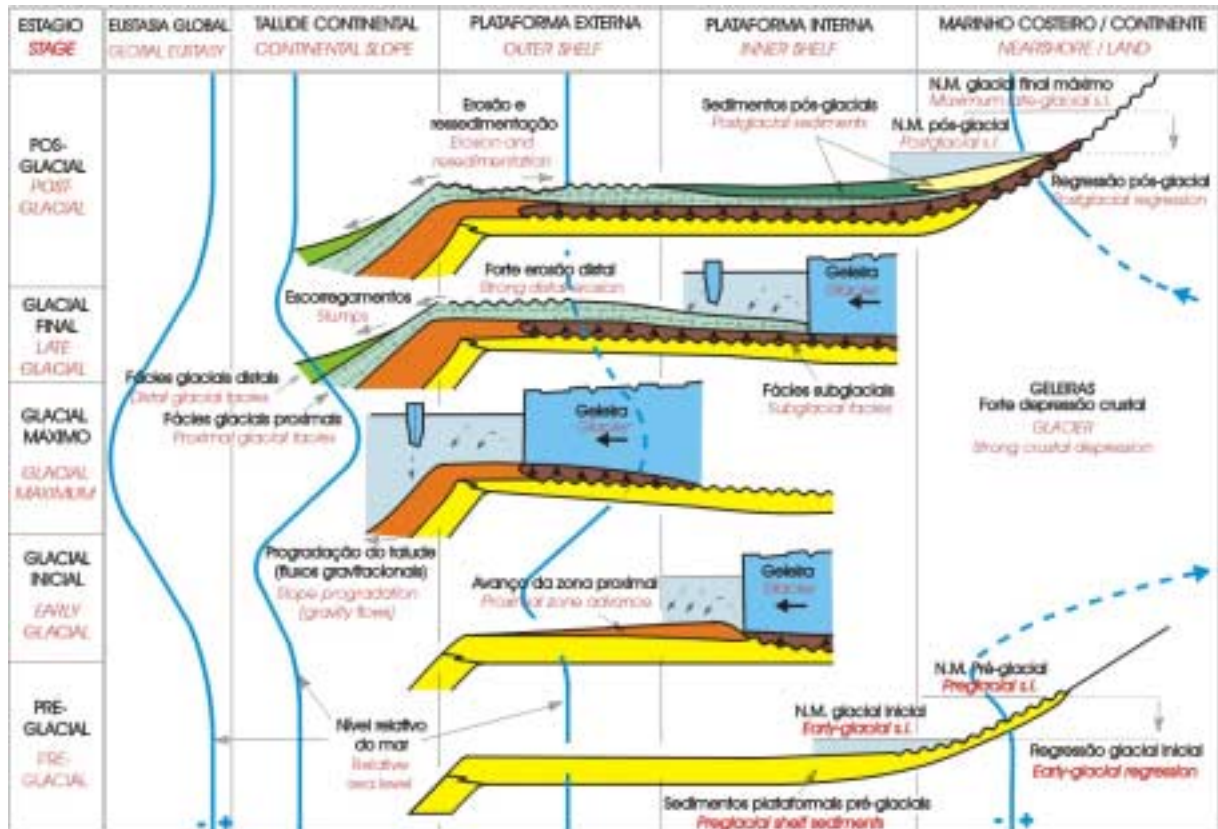


Figura 34 – Modelo evolutivo da arquitetura de fácies glácio-marinhas produzidas em um ciclo glacial completo (modificado de Boulton 1990).

Figure 34 – Evolutive model proposed for the facies architecture produced in one single glacial marine cycle (modified from Boulton 1990).

De acordo com o modelo de Boulton (1990), no estágio glacial inicial, quando não há ainda influência efetiva do peso da geleira, irá ocorrer regressão marinha. Durante seu avanço, a geleira exerce esforços cisalhantes que deformam os sedimentos pré-glaciais ou interglaciais (glaciotectônica), gerando estruturas compressivas (dobras e empurrões penecontemporâneos). No estágio glacial máximo, quando a geleira tem seu avanço máximo e o mar atinge seu nível global mínimo, o nível relativo do mar nas margens glaciadas, ao contrário, atinge valor máximo devido à depressão crustal por sobrecarga da geleira. Com recuo do gelo na fase glacial final (deglaciação), a geleira libera grande quantidade de sedimentos, que se depositam sobre os tilitos subglaciais numa gama variada de processos (chuva de detritos, fluxo de detritos, correntes de turbidez, escorregamentos e decantação de finos). Ao mesmo tempo, há alívio do peso da geleira, progressivamente das porções distais para as proximais, ensejando soerguimento por reajuste isostático e conseqüente

retrabalhamento por processos marinhos, originando superfícies de erosão marinha e depósitos residuais (*lags*). No final da deglaciação, rápida incursão marinha faz com que as fácies glaciais sejam cobertas por fácies marinhas transgressivas, recobrando e preservando os depósitos subjacentes. No estágio pós-glacial (ou interglacial), ocorre regressão por reajuste isostático com erosão e ressedimentação dos depósitos glácio-marinhos bacia adentro. Dependendo do soerguimento, há também a possibilidade de exposição subaérea dos depósitos glácio-marinhos plataformais.

A subsidência durante o avanço e o soerguimento durante o recuo da geleira (*rebound*) ocorrem a taxas diferentes e diacrônicas ao longo da margem glaciada, por isso a curva de variação do nível do mar durante um ciclo glacial pode se comportar de maneira diferenciada de uma região para outra da bacia (Figura 34). Como consequência, enquanto em determinados locais ocorre sedimentação, em outros predomina a erosão, fazendo com que haja complexidade e grandes mudanças laterais de fácies, o que se reflete na carência de horizontes de correlação.

O modelo de Boulton (1990) foi utilizado por Assine *et al.* (1998) como proposta de evolução estratigráfica da seqüência glacial da Formação Iapó (Grupo Rio Ivaí, limite Ordoviciano/Siluriano, Bacia do Paraná), cuja sucessão estratigráfica vertical indica um evento único de deglaciação (Figura 35). Diamictitos maciços subglaciais (tilitos) ocorrem na base, associados a fácies areno-conglomeráticas de degelo (estágio glacial máximo). Na vertical, são sucedidos por diamictitos estratificados, fácies de pelitos com seixos caídos e arenitos com ondulações de corrente, depositados no interior de um corpo d'água durante o recuo da geleira (estágio glacial final). Braquiópodos encontrados em fácies de diamictitos estratificados indicam deposição glácio-marinha. Com o recuo das geleiras e imediata incursão marinha na bacia, houve deposição das fácies marinhas plataformais da Formação Vila Maria (estágio pós-glacial).

A sucessão da Formação Iapó é coerente também com modelos de empilhamento apresentados por Miller (1996), que distingue sucessões verticais de fácies diferentes em ambiente glácio-terrestre e glácio-marinho. Em contexto terrestre (Figura 36-A), tilitos de alojamento depositados durante uma fase de avanço glacial tendem a ser recobertos por depósitos de *outwash* e, possivelmente, por sedimentos glácio-lacustres à medida que a geleira recua, produzindo uma seqüência com granodecrescência ascendente. Em ambiente marinho a complexidade é maior (Figura 36-B) e os diamictitos aparecem associados a diferentes fácies, que incluem turbiditos, fácies de leques subaquosos de *outwash* e depósitos de fluxos de gravidade.

Uma questão importante se refere ao potencial de preservação das seqüências glaciais. Fácies depositadas no continente (glácio-terrestres) apresentam potencial mais baixo de preservação porque as porções marginais no continente são mais expostas à erosão em decorrência do soerguimento glácio-isostático (*rebound*), podendo ocorrer o desenvolvimento de vales fluviais incisos.

Para as fácies glácio-marinhas o potencial de preservação dos depósitos é maior, não só pela alta taxa de sedimentação e maior espaço de acomodação, como também pelo recobrimento por fácies marinhas pós-glaciais. Nestas, a progressiva diminuição da profundidade da lâmina d'água devido ao soerguimento isostático pós-glacial, pode promover o retrabalhamento por ondas e possível exposição subaérea e erosão, caracterizando seqüências emergentes (McCabe *et al.* 1994), comuns nas unidades glácio-marinhas do Pleistoceno. Nesta concepção, o padrão de granocrescência ascendente observado na Formação Vila Maria (Figura 35) pode ser considerado resultado de emergência por *rebound* glácio-isostático.

Em termos de Estratigrafia de Seqüências, uma abordagem alternativa é utilizar o conceito de seqüências deglaciais como ferramenta na análise de bacias, conforme discutido

por Visser (1997). Ao analisar fácies glaciais do Neopaleozóico da África do Sul (Grupo Dwyka), o referido autor reconheceu várias seqüências de fácies deglaciais no Grupo Dwyka, compostas, da base para o topo, por diamictitos maciços, diamictitos estratificados com corpos de arenitos e folhelhos. Na interpretação de Visser (1997), tratam-se de seqüências com descontinuidades erosivas na base, formadas durante eventos de recuo de geleiras com duração de aproximadamente 9 a 11 Ma, resultado de flutuações eustáticas globais do nível do mar. Os diamictitos basais representam condições estáveis da linha de aterramento, estabilidade esta que diminui progressivamente nos depósitos estratificados, onde se nota a ação de correntes de água de degelo e deposição na presença de *icebergs*.

O modelo de seqüências deglaciais pode ser aplicado com sucesso em unidades glaciais ricas em arenitos, como é o caso de muitas unidades gonduânicas permocarboníferas. Na Bacia do Paraná, o conceito foi aplicado por Vesely (2001), que reconheceu cinco seqüências com granodrecrescência ascendente no Grupo Itararé, interpretadas como ciclos originados durante o recuo de geleiras.

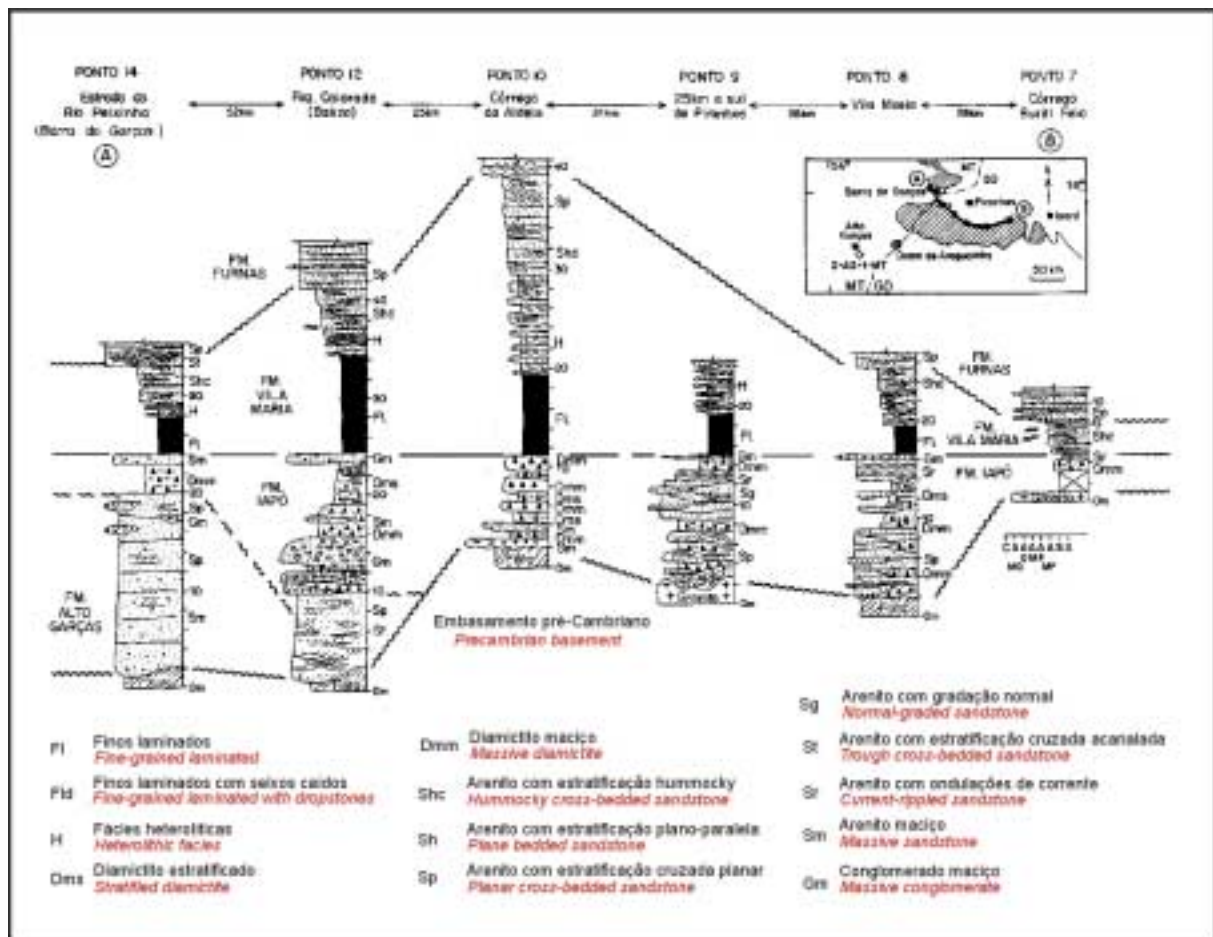


Figura 35 – Empilhamento estratigráfico das formações Alto Garças (pré-glacial), Iapó (glacial) e Vila Maria (pós-glacial), exemplificando típica sucessão de fácies produzida durante um ciclo glacial (Limite Ordoviciano/Siluriano, Bacia do Paraná) (Assine *et al.* 1998).

Figure 35 – Stratigraphic stacking of the Alto Garças Formation (preglacial), Iapó Formation (glacial), and the Vila Maria Formation (postglacial), a good example of a typical facies succession deposited in a glacial cycle (Ordovician/Silurian boundary, Paraná Basin, Brazil) (Assine *et al.* 1998).

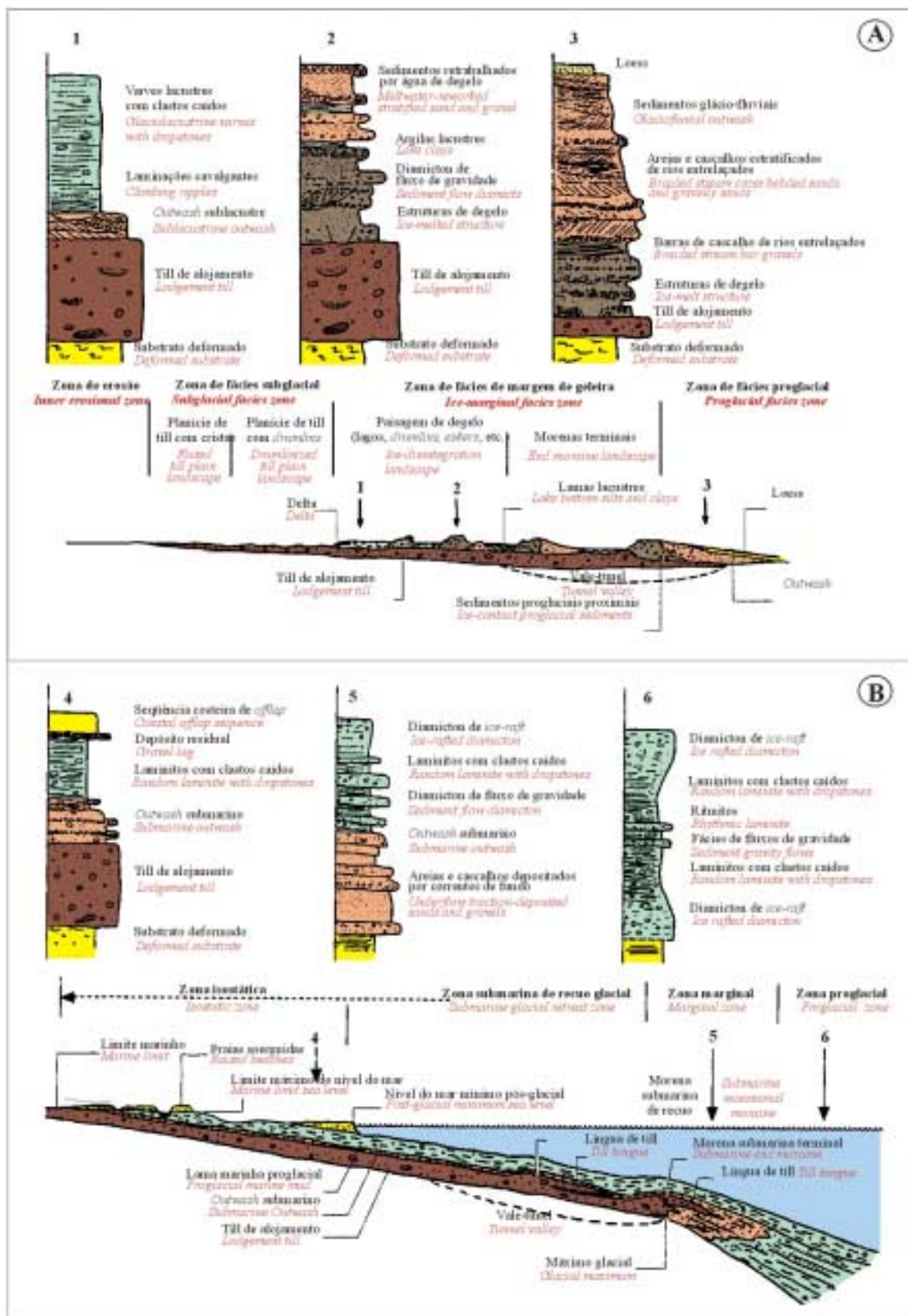


Figura 36 – Zonas de fácies e sucessões estratigráficas características de ambientes glaciais terrestres (A) e marinhos (B) (modificado de Miller 1996).

Figure 36 – Facies zones and stratigraphic succession typical of continental (A) and marine (B) glacial environments (modified from Miller 1996)

Martini & Brookfield (1995) propuseram uma adaptação dos conceitos clássicos da Estratigrafia de Seqüências como ferramenta para a análise de fácies glácio-lacustres pleistocênicas do sul do Canadá. Adaptação semelhante foi aplicada aos depósitos glácio-marinhos da seqüência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná por Assine (1996). Segundo as concepções dos referidos autores, os estágios glaciais máximos (máximo avanço da geleira), quando há deposição de tilitos subglaciais e fácies associadas, são considerados tratos de sistemas de mar (lago) baixo. Sucessões com granodecrescência ascendente são, por analogia, equivalentes a tratos de sistemas transgressivos, pois fácies proximais vão sendo recobertas por fácies distais à medida em que a geleira recua para as margens. Quando a geleira deixa o mar (lago) e se forma uma planície costeira, passa a ocorrer progradação de leques ou deltas proglaciais e retrabalhamento por ondas na plataforma em emergência, caracterizando trato de sistemas de mar (lago) alto.

9. RECURSOS MINERAIS E ENERGÉTICOS EM SUCESSÕES GLACIAIS

No Brasil e em diversas outras partes do mundo são conhecidas ocorrências minerais e de recursos energéticos geneticamente ligados a unidades glaciais, tais como: hidrocarbonetos, carvão, água subterrânea, argila industrial, diamante e ouro aluvionares etc.

Geleiras constituem importante meio de dispersão de diamantes, pois podem transportar partículas de diferentes naturezas por grandes distâncias. Depósitos diamantíferos derivados de fácies glaciogênicas podem apresentar pedras de diversos tamanhos e com diferentes associações mineralógicas (Gonzaga & Campos 1999).

Maack (1968) foi quem pela primeira vez aventou a hipótese de que os diamantes do rio Tibagi no Paraná, foram transportados por geleiras a partir de áreas-fonte na África. Para Perdoncini (1997), os diamantes do rio Tibagi foram transportados por geleiras e concentrados em fácies de *outwash* por água de degelo no Permocarbonífero, tendo sido retrabalhados e concentrados em aluviões atuais. Segundo Perdoncini (1997), uma das evidências a favor da hipótese de fonte secundária para alguns depósitos aluvionares é a escassez de minerais satélites de fontes primárias.

Depósitos de carvão são relativamente comuns em seqüências glaciais e formam-se durante períodos interglaciais, quando a melhoria climática favorece o aparecimento de vegetação. Como modelo atual para a gênese desses depósitos, pode-se citar o da Baía de Hudson, no norte do Canadá, onde extensas turfeiras acumulam-se hoje sobre depósitos glaciais formados a poucos milhares de anos atrás (Martini & Glooschenko 1985).

A existência de camadas carbonosas interglaciais nas porções superiores do Grupo Itararé nos estados de São Paulo e Paraná já foi motivo de muitas controvérsias. No início, alguns autores não admitiam o fato de carvões existirem entre litologias de origem glacial. Mais tarde, estudos estratigráficos confirmaram a presença de camadas de carvão com idades mais antigas do que os carvões permianos da Formação Rio Bonito, estando portanto dentro da sucessão glacial (Martini & Rocha-Campos 1991, Petri & Souza 1993).

Ocorrências importantes de carvões associados às fácies glaciais do Grupo Itararé ocorrem em Buri e Monte Mor, no Estado de São Paulo e em Teixeira Soares e Wenceslau Brás, no Paraná. Apesar dos carvões interglaciais no Brasil constituírem camadas pouco espessas e de baixa viabilidade econômica, foram, por exemplo, minerados durante vários anos no início do século na jazida de Ribeirão Novo, no nordeste do Paraná (Teixeira & Dutra 1934).

Nos últimos anos, atenção especial tem sido dada a reservatórios paleozóicos de origem glacial, devido à boa produção de hidrocarbonetos em arenitos de diversas bacias da Gondwana (França & Potter 1991, Potter *et al.* 1995, O'Brien *et al.* 1998). Na Península

Arábica, por exemplo, mais de 3,5 bilhões de barrís de petróleo já foram descobertos em reservatórios da Formação Al Khlata, depositada durante a glaciação neopaleozóica (Potter *et al.* 1995). Na Austrália, paleocanais permianos preenchidos por fácies flúvio-glaciais são portadores de hidrocarbonetos na Bacia de Canning (O'Brien *et al.* 1998). No Brasil, foi recentemente descoberto o campo de Barra Bonita em arenitos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná, tendo como rocha-matriz os folhelhos devonianos da Formação Ponta Grossa.

As condições favoráveis para acumulações de petróleo estão relacionadas principalmente à geometria dos reservatórios e às suas relações com camadas selantes. Corpos de arenitos e conglomerados canalizados são feições particularmente comuns em sucessões glaciais. Podem se formar em vales fluviais ou por correntes catastróficas de água de degelo (França *et al.* 1996, O'Brien *et al.* 1998), ou ainda como feições do tipo túnel-vale (Eyles & McCabe 1989, Ghienne & Deynoux 1998). Um fator importante é que a maioria destes canais encontra-se confinada em rochas lamíticas glácio-marinhas, como folhelhos e diamictitos atuando como rocha selante.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J. E.; M.Burns; Sargent, S. C. 1997. *Cataclysms on the Columbia*.5. Portland, Timber Press, 213p.
- Almeida, F. F. M. 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Boletim Geologia e Metalurgia*, **5**: 112-118.
- Alvarenga, C. J. S. & Trompette, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**: 85-105.
- Anderson, J. B. & Ashley, G. M. (ed.). 1991. *Glacial Marine Sedimentation; Paleoclimatic Significance*. Boulder, Geological Society of America (Special Paper 261), 232p.
- Assine, M. L. 1996. *Aspectos da Estratigrafia das Sequências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Assine, M. L.; Perinotto, J. A. J.; Alvarenga, J. S. 1998. Formação Iapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **2**: 51-60.
- Bentley, C. R. 1987. Antarctic ice streams: a review. *Journal of Geophysical Research*, **92**: 8843-8858.
- Bigarella, J. J.; Salamuni, R.; Fuck, R. A. 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **3**: 265-276.
- Boothroyd, J. C. & Nummedal, D. 1978. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. In: Miall, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists (Memoir 5), 641-668.
- Boulton, G. S. 1979. Processes of glacial erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, **22**: 15-38.
- Boulton, G. S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.) *Glacial Marine Environments: processes and sediments*. London, Geological Society (Special Paper 53), 15-52.
- Boulton, G. S. & Deynoux, M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, **15**: 397-422.
- Caputo, M. V. & Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1020-1036.
- Clarke, G. K. C. 1987. Fast glacier flow: Ice streams, surging and tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research*, **92**: 8835-8841.
- Croot, D. G. & Sims, P. C. 1996. Early stages of till genesis: an example from Fanore County Clare, Ireland. *Boreas*, **25**: 37-46.
- Domack, E. W. & Lawson, D. E. 1985. Pebble fabric in an ice-rafted diamiction. *Journal of Geology*, **93**: 577-591.
- Dowdeswell, J. A.; Villinger, H.; Whittington, R. J.; Marienfeld, P. 1993. Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf. *Marine Geology*, **111**: 37-53.
- Edwards, M. 1986. Glacial environments. In: Reading, H. G. (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. 2ª ed. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 445-470.
- Embleton, C. & King, C. A. M. 1975. *Glacial geomorphology*. London, Edward Arnold, 573p.
- Eyles, C. H. 1987. Glacially influenced submarine-channel sedimentation in the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 1004-1017.

- Eyles, C. H.; Eyles, N.; Miall, A. D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**: 15-84.
- Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, **34**: 1-248.
- Eyles, N. & Eyles, C. H. 1992. Glacial Depositional Systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds.) *Facies Models: Response to Sea level Change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 73-100.
- Eyles, N.; Eyles, C. H.; Miall, A. D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**: 393-410.
- Eyles, N. & McCabe, A. M. 1989. Glaciomarine facies within subglacial tunnel valleys: the sedimentary record of glacioisostatic downwarpin in the Irish Sea Basin. *Sedimentology*, **36**: 431-448.
- Fisher, A. F. 1984. The two Phanerozoic supercycles. In: W. A. Berggren & J. A. Van Couvering (eds.) *Catastrophes and Earth History. The New Uniformitarianism*. Princeton University Press, Princeton, p. 129-150.
- Flint, R. F. 1957. *Glacial and Pleistocene Geology*. New York, John Wiley & Sons, 533p.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary geology*. New York, John Wiley & Sons, 486p.
- Flint, R. F.; Sanders, J. E.; Rodgers, J. 1960a. Diamictite, a substitute term for symmictite. *Geological Society of America Bulletin*, **71**: 1809.
- Flint, R. F.; Sanders, J. E.; Rodgers, J. 1960b. Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. *Geological Society of America Bulletin*, **71**: 507-510.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brasil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **75**: 62-85.
- França, A. B.; Winter, W. R.; Assine, M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: Um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**: 43-56.
- Gama Jr, E. G.; Perinotto, J. A. J.; Ribeiro, H. J. P. S.; Pádula, E. K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 228-236.
- Gesicki, A. L. D. 1996. *Geologia da Formação Aquidauana (Neopaleozóico, Bacia do Paraná) na Porção Centro-Norte do Estado do Mato Grosso do Sul*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 126p.
- Ghienne, J. F. & Deynoux, M. 1998. Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedimentary Geology*, **119**: 141-159.
- Gonzaga, G. M. & Campos, J. E. G. 1999. Contribution to the controversy of diamond distribution by glacial processes. *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, **52**: 109-112.
- Gravenor, C. R. & Rocha-Campos, A. C. 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of Parana Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **43**: 1-39.
- Hart, J. K. & Roberts, D. H. 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectionic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology. *Sedimentary Geology*, **91**: 191-213.
- Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**: 1-21.
- Lønne, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, **98**: 13-43.
- Lowe, D. R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L. J. & Pilkey, O. H. (eds.) *Geology of Continental Slopes*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 27), 75-82.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.
- Maack, R. A. 1968. Diamante no tilito Tibagi, Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40** (suplemento): 96p.
- Martini, I. P. & Glooschenko, W. A. 1985. Cold climate peat formation in Canada, and its relevance to Lower Permian coal measures of Australia. *Earth Science Review*, **22**: 107-140.
- Martini, I. P. & Rocha-Campos, A. C. 1991. Interglacial and early post-glacial, Lower Gondwana coal sequences in the Paraná Basin, Brazil. In: Ulbrich, H. & Rocha-Campos, A. C., 7^o International Gondwana Symposium, São Paulo, 317-336.
- Martini, I.P. & Brookfield, M.E. 1995. Sequence analysis of Upper Pleistocene (Wisconsinan) glaciolacustrine deposits of the North-Shore Bluffs of Lake Ontario, Canadá. *Journal of Sedimentary Research*, **B65**: 388-400.
- McCabe, A. M.; Carter, R. W. G.; Haynes, J. R. 1994. A shallow marine emergent sequence from the

- northwestern sector of the last British ice sheet, Portballintrae, Northern Ireland. *Marine Geology*, **117**: 19-34.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, p. 597-604.
- Miller, J. M. G. 1996. Glacial Sediments. In: Reading, H. G. (ed.) *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. 3^a ed. Oxford, Blackwell Science 454-484.
- Molnia, B. F. (ed.). 1983. *Glacial-Marine Sedimentation*. New York, Plenum Press, 635p.
- Mutti, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. Parma, Agip and Università di Parma 275p.
- Nemec, W. 1990. Aspects of sediments movements on steep delta slopes. In: Colella, A. & Prior, D. B. (ed.) *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists (Special Publication 10), 29-73.
- Nye, J. F. 1976. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology*, **17**: 181-207.
- O'Brien, P. E.; Lindsay, J. F.; Knauer, K.; Sexton, M. J. 1998. Sequence stratigraphy of a sandstone-rich Permian glacial succession, Fitzroy Trough, Cannig Basin, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **45**: 533-546.
- Perdoncini, L. C. 1997. *Diamantes do Rio Tibagi, Paraná: Fonte no Grupo Itararé*. Curitiba, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado, 144p.
- Petri, S. & Souza, P. A. 1993. Síntese dos conhecimentos e novas concepções sobre a bioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista do Instituto Geológico*, **14**: 7-18.
- Pickering, K. T.; Hiscott, R. N.; Hein, F. J. 1986. *Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*. London, Unwin Hyman, 416p.
- Postma, G.; Roep, T. B.; Ruegg, G. H. J. 1983. Sandy-gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek Valley, Veluwe, the Netherlands), with emphasis on plug-flow deposits. *Sedimentary Geology*, **34**: 59-82.
- Potter, P. E.; França, A. B.; Spencer, C. W.; Caputo, M. V. 1995. Petroleum in glacially related sandstones of Gondwana: a review. *Journal of Petroleum Geology*, **18**: 397-420.
- Powell, R. D. 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.) *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. London, Geological Society (Special Paper 53), 53-73.
- Powell, R. D. & Molnia, B. F. 1989. Glacimarine sedimentary processes, facies, and morphology of the south-southeast Alaska Shelf and fjords. *Marine Geology*, **85**: 359-390.
- Raymond, C. F. 1987. How do glaciers surge? *Journal of Geophysical Research*, **92**: 9121-9134.
- Rocha-Campos, A. C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: Bigarella, J. J.; Becker, R. D.; Pinto, I. D. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, 27-102.
- Rocha-Campos, A. C.; Machado, L. C. R.; Santos, P. R.; Canuto, J. R.; Castro, J. C. 1988. Pavimento estriado da glaciação Neo-Paleozóica em Alfredo Wagner, SC, Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Série Científica)*, **19**: 39-46.
- Rocha-Campos, A. C.; Oliveira, M. E. C. B.; Santos, P. R.; Saad, A. R. 1976. Boulder pavements and the sense of movement of late paleozoic glaciers in central eastern São Paulo State, Paraná Basin, Brazil. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Série Científica)*, **7**: 149-160.
- Rocha-Campos, A. C. & Sundaram, D. 1981. Geological and palynological observations on Late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin, Brazil. In: 2^o Congresso Latino-americano de Paleontologia, Porto Alegre, 257-275.
- Russell, A. J. 1994. Subglacial jökulhlaup deposition, Jotunheimen, Norway. *Sedimentary Geology*, **91**: 131-144.
- Santos, P. R.; Rocha-Campos, A. C.; Canuto, J. R. 1992. Estruturas de arrasto de ice-bergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neo-Paleozóico), Trombudo Central, SC. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Série Científica)*, **23**: 1-18.
- Shaw, J. 1985. Subglacial and ice marginal environments. In: Ashley, G. M.; Shaw, J.; Smith, N. D. (eds.) *Glacial Sedimentary Environments*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Short Course 16), 7-84.
- Shaw, J. 1994. Hairpin erosional marks, horseshoe vortices and subglacial erosion. *Sedimentary Geology*, **91**: 269-283.
- Smalley, I. & Warburton, J. 1994. The shape of drumlins, their distribution in drumlin fields, and the nature of the sub-ice shaping forces. *Sedimentary Geology*, **91**: 241-252.
- Smith, N. D. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, **82**: 205-223.
- Smith, N. D. 1985. Proglacial fluvial environment. In: Ashley, G. M.; Shaw, J.; Smith, N. D. (eds.) *Glacial Sedimentary Environments*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Short Course 16), 85-134.
- Smith, N. D. & Ashley, G. M. 1985. Proglacial lacustrine environments. In: Ashley, G. M.; Shaw, J.; Smith, N.

- D. (ed.) *Glacial Sedimentary Environments*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 16), 135-216.
- Teixeira, G. P. & Dutra, E. B. 1934. Carvão mineral no norte do Paraná. *S.F.P.M. Boletim*, **4**.
- Tomazelli, L. J. & Soliani, E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, v.4, 1378-1391.
- Vail, P. R.; Mitchum, R. M.; Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part three: relative changes of sea level from coastal onlap. In: C. Payton (ed.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. (Memoir 26). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 63-82.
- Vesely, F. F. 2001. *Análise de Sequências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé, Nordeste do Estado do Paraná*. Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Vesely, F. F. & Assine, M. L. 1999. Superfícies estriadas pelo movimento de geleiras sobre substratos não-litificados: exemplos no Grupo Itararé, Estado do Paraná. In: 6º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, *Boletim de Resumos*, **52**.
- Visser, J. N. J. 1983. Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. *Sedimentology*, **30**: 511-523.
- Visser, J. N. J. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology*, **44**: 507-522.
- Wait Jr, R. B. 1985. Case for periodic, colossal jökulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1271-1286.
- Weber, J. N. 1958. Recent grooving in lake bottom sediments at Great Slave Lake, Northwest Territories. *Journal of Sedimentary Petrology*, **28**: 333-341.
- Woodworth-Lynas, C. M. T. & Guigné, J. Y. 1990. Iceberg scours in the geological record: examples from glacial lake Agassiz. In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.) *Glacimarine Environments: processes and sediments*. London, Geological Society (Special Paper 53), 217-223.