

# Morraria do Puga, MS

## *Típica associação neoproterozóica de glaciação e sedimentação carbonática*

SIGEP 37

Paulo César Boggiani<sup>1</sup>  
Armando Márcio Coimbra<sup>2</sup>

Duas unidades pré-cambrianas são identificadas como glaciogênicas, no Estado de Mato Grosso do Sul. São elas a Formação Puga e o Grupo Jacadigo, aflorantes na região de Corumbá. A Formação Puga, descrita neste capítulo, é constituída por diamictitos arenosos com seixos de quartzito, alguns estriados, e abundantes clastos de rochas carbonáticas e ocorre subjacente às unidades carbonáticas do Grupo Corumbá (Neoproterozóico III). Neste contexto, esta unidade representa a típica associação entre rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos, observada em demais regiões do globo terrestre, a qual tem sido relacionada à formação e fragmentação de supercontinentes ocorrida ao final do Neoproterozóico.

### **Morraria do Puga (Puga Formation) - Typical association of neoproterozoic glaciation and carbonatic sedimentation**

*In Mato Grosso do Sul, there are two Pre-Cambrian glaciogenic units: the Puga Formation and the Jacadigo Group. The Puga Formation, described in this text, comprises sand-diamictite with clasts of quartzite, some striated, and many carbonatic clasts. This unit is overlain by carbonates of the Corumbá Group (Neoproterozoic III), in which can be found the Vendian metazoan fossils Corumbella and Cloudina. In this context, the Puga formation represents the typical carbonatic and glaciogenic association observed in the other regions associated with rift-to-drift basins derived from the rifting of the Rodinia supercontinent, which occurred at the end of the Neoproterozoic.*

## INTRODUÇÃO

Ao longo da Faixa de Dobramentos Paraguai, especificamente no Estado de Mato Grosso do Sul, ocorrem duas unidades neoproterozóicas interpretadas como de origem glácio-marinha: a Formação Puga e o Grupo Jacadigo, ambas com afloramentos na região de Corumbá, às margens do Rio Paraguai, próximas à fronteira com a Bolívia.

Estas duas unidades foram propostas para compor a lista de Sítios Geológicos a serem transformados em Patrimônio da Humanidade em função da importância do registro geológico que representam. Neste capítulo, apresenta-se a Formação Puga e considerações sobre a típica associação de depósitos glaciogênicos pré-cambrianos com sedimentação carbonática e a relação entre glaciação e formação e fragmentação de supercontinentes. O Grupo Jacadigo, que apresenta formações ferríferas e manganíferas, é tratado em capítulo a parte que diz respeito ao Maciço do Urucum.

A Formação Puga apresenta afloramento nas Morrarias do Puga, situada na região próxima a Porto Esperança, onde se observa boas exposições dos arenitos e lamitos arenosos com seixos isolados, alguns estriados. Nesta unidade estão também inseridos os diamictitos que afloram no Planalto da Bodoquena, em núcleos de anticlinais, subjacentes às rochas carbonáticas do Grupo Corumbá.

O Grupo Jacadigo apresenta depósitos ferríferos e manganíferos que sustentam maciços elevados com até 1.000 m de altitude, os quais se destacam da planície pantaneira em um belo conjunto de serras e morros tabulares denominados Maciço do Urucum.

O registro sedimentar neoproterozóico é mundialmente caracterizado pela marcante associação entre rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos, onde carbonatos são observados tanto abaixo como acima de sedimentos glaciais, podendo também ocorrer intercalados (Fairchild, 1993). No caso das formações Puga e Santa Cruz (Grupo Jacadigo), estas se encontram subjacentes ao Grupo Corumbá e a primeira apresenta abundantes clastos de rochas carbonáticas, cuja unidade estratigráfica, que teria sido a fonte, é ainda desconhecida.

A maioria dos modelos de sedimentação carbonática está relacionada a climas quentes, de tal forma que a associação destes sedimentos com eventos glaciais sempre foi controversa (Deynoux & Trompette, 1976; Walter & Bould, 1983). Tal fato

conduziu ao questionamento da origem glacial da maioria destes depósitos, os quais passaram a ser interpretados, por alguns autores (Schermerhorn, 1974; Hambrey & Harland, 1985), em contexto de sedimentação de tectônica ativa, associados a fluxos gravitacionais de sedimentos em bacias do tipo *rift*.

Dados paleomagnéticos têm revelado a possibilidade da ocorrência de fenômenos glaciais até baixas latitudes ao final do Neoproterozóico (Embleton & Williams, 1986; Chumakov & Elston, 1989; Schmidt *et al.*, 1991; Crowley & Braun, 1993; Meert & Van Der Voo, 1994). A descoberta de esteiras algáceas em lagos glaciais atuais na Antártica (Walter & Bould, 1983) demonstrou a possibilidade de sedimentação carbonática em ambiente glacial, dada a excepcional abundância de estromatólitos no Neoproterozóico. Por outro lado, a idéia da existência de uma calota de gelo tropical tem sido rebatida pela possibilidade dos depósitos glaciais situados nesta possível posição latitudinal representarem sedimentos glaciais de altitude (Eyles, 1993).

Os diamictitos neoproterozóicos apresentam grande quantidade de clastos carbonáticos, sendo esta também uma característica dos conglomerados das formações Puga e Urucum (base do Grupo Jacadigo), expostos na borda sudeste do Cráton Amazônico, e também do Grupo Macaúbas e Formação Jequitaiá, em Minas Gerais (Karfunkel & Hoppe, 1988).

Fairchild (1993) conclui, portanto, que os sedimentos carbonáticos intercalados a depósitos glaciais seriam detríticos, produto de retrabalhamento de depósitos carbonáticos mais antigos, não podendo ser relacionados à sedimentação carbonática autóctone, contemporânea à glaciação.

## GLACIAÇÃO E SUPERCONTINENTES

Para entender a evolução sedimentar das unidades sedimentares neoproterozóicas do Estado de Mato Grosso do Sul, remonta-se aos primórdios do Neoproterozóico, por volta de 1 Ga atrás, quando provavelmente todas as massas continentais estiveram reunidas em um só supercontinente.

A suposição da existência de um supercontinente pré-Pangea foi interpretada com base em dados paleomagnéticos (McWilliams, 1981 *apud* Murphy & Nance, 1991; Piper, 1982). Posteriormente, esta hipótese foi corroborada por estudos estratigráficos (Bond *et al.*, 1984; Hoffman, 1991; Il'in, 1991; Dalziel *et al.*, 1992, 1994, 1995; Aitken, 1989, 1991a, 1991b;

Moore, 1991; Young, 1995), paleontológicos (Donovan, 1987; McMenamin & McMenamin, 1990) e embasada em maior número de dados paleomagnéticos (Powell *et al.*, 1993; Torsvik *et al.*, 1996).

As informações obtidas conduziram, por fim, à interpretação de que, durante o Neoproterozóico, as massas continentais estiveram reunidas por duas vezes, uma no início e outra ao final, próximo da transição com o Fanerozóico (Murphy & Nance, 1991; Dalziel *et al.*, 1994).

Dalziel (1997), em síntese recente sobre esse assunto, empregou a denominação *Rodínia*, definida por McMenamin & McMenamin (1990), para o supercontinente que teria existido no início do Neoproterozóico e *Pannotia*, nome sugerido por Powell (1995), para o que teria existido de forma relativamente efêmera ao final do Neoproterozóico.

Segundo Hoffman (1991), as separações e colisões continentais teriam sido relativamente rápidas, provocando abruptas modificações na configuração dos continentes.

Dados paleomagnéticos evidenciam que os processos *rift-to-drift* do Rodínia teriam sido os mais rápidos já registrados na história geológica, com velocidades superiores a 20 cm/ano (Torvisk *et al.*, 1996). Estes dados indicam também que o supercontinente Rodínia permaneceu ao redor do cinturão equatorial, ou próximo deste, antes do início da glaciação sturtiana (Torvisk *et al.*, 1996).

A localização do supercontinente em zona equatorial, sob clima quente e úmido, propiciou o intemperismo. As reações químicas envolvidas neste processo teriam promovido retirada de gás carbônico da atmosfera (Nance *et al.*, 1986) e diminuição do “efeito estufa” de aprisionamento da radiação solar. Conseqüentemente, a temperatura da Terra abaixou e as calotas de gelo avançaram até baixas latitudes (Young, 1995).

Powell *et al.* (1993) e Young (1995) haviam notado que os dois marcantes eventos glaciais neoproterozóicos - o Sturtian/Rapitan (750-700 Ma) e o Marinoan/Varanger (625-580 Ma) - apresentam registros preservados em *riffts* intracontinentais. Estes registros são diferentes em cada lado da Laurentia, núcleo cratônico ancestral do continente norte americano.

No lado oeste, ao longo da Cordilheira Norte Americana (Montanhas Mackenzie, noroeste canadense), o registro sturtiano é abundante e o varangeriano restrito, enquanto que do lado leste ocorre

o oposto, ou seja, o registro glacial varangeriano é mais abundante do que o sturtiano.

Com base nas informações geológicas disponíveis, Hoffman (1991) e Powell *et al.* (1993) demonstraram que, no rifteamento do Rodínia, o lado oeste da Laurentia teria se separado primeiro, por volta de 780 Ma atrás, enquanto que o lado leste teria se fragmentado há 600 Ma. Com vistas a estes dados, Young (1995) relacionou a glaciação Sturtian à presença do supercontinente mais antigo e a Varanger ao mais novo (Figura 1, Young, 1995), respectivamente Rodínia e Pannotia.

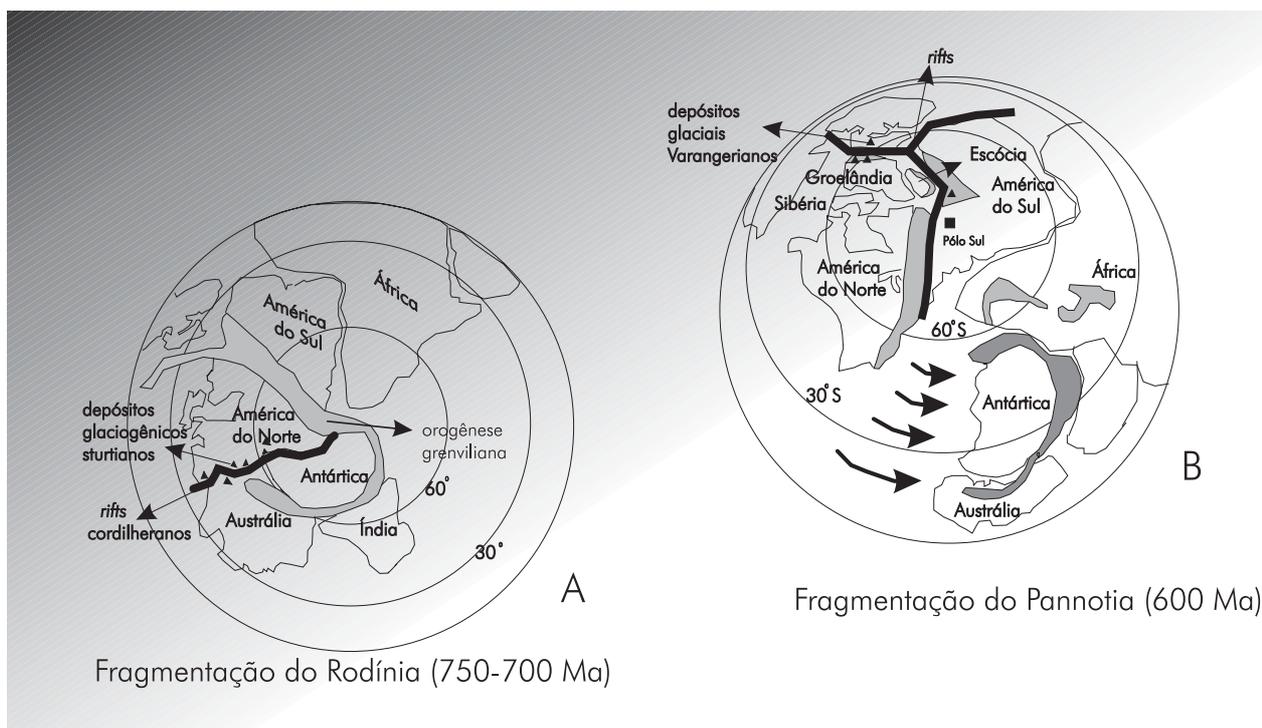
O supercontinente Rodínia teve origem relacionada à Orogênese Grenviliana. Dalziel (1992, 1994) propôs continuidade entre a Província Grenville, do leste da Laurentia, e a Faixa de Dobramentos Sunsas, do Sudoeste do Cráton Amazônico. Desta forma, o Promontório da Laurentia (Labrador-Groelândia) encontrava-se colado ao embaixamento de Arica (Chile), e o noroeste das Ilhas Britânicas à margem pré-andina do Peru.

O modelo apresentado por Dalziel (1992, 1994) foi parcialmente comprovado posteriormente por Sadowski & Bettencourt (1996). Bettencourt *et al.* (1996), com base na comparação entre dados paleomagnéticos e geocronológicos de rochas magmáticas de Rondônia (sudoeste do Cráton Amazônico), da Província Grenville (América do Norte) e do complexo Imataca (Venezuela), concluíram que, entre 1,15 a 0,91 Ga (final do Mesoproterozóico), estas regiões estiveram unidas.

A Glaciação Varanger, que teria ocorrido entre 625 e 580 Ma, encontra-se associada à formação do segundo supercontinente, o Pannotia (do grego *pan*= todos e *notios*= ao sul), quando toda massa continental encontrava-se no Hemisfério Sul, à qual provavelmente estaria associada a sedimentação da Formação Puga precedente à abertura da Bacia Corumbá em contexto *rift-drift*, onde teriam se depositado os carbonatos do Grupo Corumbá.

## LOCALIZAÇÃO

A Formação Puga tem como seção-tipo os afloramentos da Morraria do Puga (19° 37' 20" Latitude Sul, 57° 31' 40" Longitude Oeste) na margem direita do Rio Paraguai, seis quilômetros a sudoeste de Porto Esperança, onde foi descrita pela primeira vez por Maciel (1959).



**Figura 1** - Distribuição dos continentes durante a glaciação sturtiana (A) e a varangeriana (B), modificada de Young (1995).  
**Figure 1** - Continental distribution during the Sturtian (A) and Varanger (B) glaciations, modified by Young (1995).

No Planalto da Bodoquena, ocorrem diamictitos arenosos em núcleos de anticlinais, identificados como Formação Puga por Almeida (1965) pelo fato de serem litologicamente semelhantes e posicionados na mesma situação estratigráfica.

## HISTÓRICO

Maciel (1959) foi o primeiro a descrever a Formação Puga, já com a interpretação de origem glacial, quando realizava estudos para exploração de mármore naquelas morrarias. Este autor a descreveu como constituída por tilitos na base, recobertos por siltitos, margas, mármores e dolomitos marmorizados, seguidos, sem descontinuidade, pelos dolomitos típicos da Formação Bocaina (Grupo Corumbá). Almeida (1965), ao observar a mesma localidade, considerou como Formação Puga apenas os sedimentos conglomeráticos, e posicionou os dolomitos, siltitos e margas na Formação Cerradinho (Grupo Corumbá), colocando a possibilidade de contato gradativo entre as duas unidades.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O sítio é constituído pelas morrarias do Puga e do Conselho, situadas a sudoeste de Porto Esperança, na margem direita do Rio Paraguai, por serem

consideradas as áreas de ocorrência da seção-tipo da Formação Puga. Por situarem-se em plena Planície do Pantanal, encontram-se sujeitas a inundações, sendo a melhor época para visitação dos afloramentos os meses de novembro e dezembro, quando as águas encontram-se em seus níveis mais baixos, possibilitando a observação de excelentes exposições.

Em afloramento situado no Morro do Conselho, localizado ao sul do Morro do Puga, foram observados clastos de quartzito isolados em arenitos com deformação das lâminas subjacentes ao clasto (Figura 2), o que evidencia possível processo de desprendimento de seixo a partir de blocos de gelo flutuantes.

Uma característica marcante é a presença de contato brusco de dolomitos da Formação Bocaina sobre os conglomerados da Formação Puga. Esta relação pode ser bem visualizada nos núcleos dos anticlinais presentes no Planalto da Bodoquena. Neste Planalto, na estrada que liga Bodoquena à Morraria, a oeste da cidade de Miranda, foi identificada extensa superfície erosiva sobre o embasamento gnáissico-granítico denominada Superfície de Aplainamento Pedra Branca (Boggiani & Coimbra, 1998). Sobre esta superfície, ocorre corpo contínuo de estromatólitos pseudocolunares (Formação Bocaina), com 10 a 15m de espessura e área de 10km x 20km.



**Figura 2** – Seixo de quartzito isolado em arenitos da Formação Puga  
**Figure 2** – *Quartzite pebble isolated in the sandstones of the Puga Formation*

Diante do fato do Grupo Corumbá se encontrar em grande parte posicionado diretamente sobre o embasamento, sem a presença da Formação Puga, a qual se encontra em corpos isolados subjacente aos carbonatos, em núcleos de anticlinais, conduz à interpretação de que esta unidade teria se depositado em bacias do tipo *graben*, o que corrobora sua origem associada à formação e fragmentação de supercontinente.

Inúmeras ocorrências de diamictitos ao longo da Faixa Paraguai possuem denominações diversas como Formação Marzagão, Grupo Jangada e algumas foram incluídas no Grupo Cuiabá. Ao norte de Corumbá, na Província Serrana (Estado de Mato Grosso), paraconglomerados foram definidos como Grupo Jangada por Almeida (1964b), que identificou nesta unidade dois avanços de geleiras continentais com desenvolvimento de depósitos glácio-marinhos. Almeida (1965) subdividiu o Grupo Jangada nas formações Acorizal, Engenho, Bauxi e Marzagão, sendo esta última correlacionada à Formação Puga de Maciel (1959). O termo Jangada foi empregado por Rocha-Campos & Hasui (1981), apesar de Vieira (1965) ter estendido anteriormente a denominação Puga a estas exposições da Província Serrana. Del Arco *et al.* (1982) e Barros *et al.* (1982) redefiniram como Formação Moenda os mesmos litotipos que Almeida (1965) havia nomeado como Formação Marzagão.

Na Província Serrana, Almeida (1964a) descreveu os depósitos glaciogênicos, cujas melhores exposições se encontram no Vale do Ribeirão Chiqueiro Grande e no vale do Córrego Vermelho na estrada de Jangada a Barra dos Bugres, como rocha homogênea, de cor cinza escura ou cinza esverdeada que se torna avermelhada pelo intemperismo, com seixos multifacetados e com estrias diversamente orientadas imersos em matriz siltico-argilosa. Para estes depósitos, interpretou origem flúvio-glacial e também glácio-marinha, relacionada às geleiras continentais. Por outro lado, Vieira (1965) interpretou estes depósitos como marinhos associados a correntes de turbidez.

Almeida (1984) sugeriu o abandono do termo estratigráfico Jangada e a incorporação dos sedimentos, anteriormente assim definidos, como Formação Puga. Neste trabalho, manteve a individualização da Formação Bauxi (arenitos, siltitos, folhelhos, arcóseos, grauvas e delgadas lentes de conglomerados) os quais Alvarenga & Saes (1992) consideraram como variação faciológica lateral da Formação Puga.

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1992) consideraram os sedimentos glaciogênicos da Formação Puga como relacionados à última glaciação do Proterozóico Superior, no início do Vendiano. Desta forma, os sedimentos da Formação Puga seriam relacionados à glaciação Varanger (~610-590 Ma).

Neste complexo contexto estratigráfico, cuja individualização é dificultada pela falta de dados geocronológicos, a Formação Puga, na morraria homônima, pode vir a ser uma área chave para correlação com as demais unidades conglomeráticas da Faixa Paraguai e respectiva cobertura cratônica, sobre as quais merece uma revisão estratigráfica pormenorizada, sob a luz das novas interpretações disponíveis sobre as glaciações neoproterozóicas.

## **MEDIDAS DE PROTEÇÃO**

Os afloramentos da Formação Puga encontram-se preservados e em área de difícil acesso, viável apenas por barco ou por estrada de terra nos períodos de seca. Encontram-se em plena Planície do Pantanal e não existe ali nenhum tipo de unidade de conservação ou outro tipo de medida de proteção do sítio.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Aitken, J. D. 1989. Uppermost proterozoic formations in central Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 368, 26 p.
- Aitken, J. D. 1991a. The Ice Brook Formation and post-Rapitian, Late Proterozoic glaciation, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 404:1- 43.
- Aitken, J. D. 1991b. Two late Proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Geology*, 19: 445-448.
- Almeida, F. F. M. 1964a. Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 215:1-137.
- Almeida, F. F. M. 1964b. Glaciação Eocambriana em Mato Grosso. *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 117:1-11.
- Almeida, F. F. M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 219:1-96.
- Almeida, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. (coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, p. 265-281.
- Alvarenga, C. J. S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. Thèse doct. Univ. Aix-Marseille III, France, 177 p.
- Alvarenga, C. J. S.; Saes, G. S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozoico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4): 493-499.
- 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.
- Barros, A. M.; Silva, R. H.; Cardoso, O. R. F. A.; Freire, F. A.; Assis Jr.; Rivetti, M.; Daniel, S. L.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SD 21 - Cuiabá. 1-Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v. 26, p.25-192.
- Bettencourt, J. S.; Onstott, T. C.; De Jesus, T.; Teixeira, W. 1996. Tectonic Interpretation of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages on country rocks from the Central sector of the Río Negro-Jurueba Province, Southwest Amazonian Craton. *International Geology Review*, 38: 42-56.
- Boggiani, P. C.; Coimbra, A. M. 1998. Significado paleogeográfico da Superfície Pedra Branca na evolução da Bacia Corumbá (Neoproterozóico III). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...*pg. 45
- Bond, G. C.; Nickeson, P. A.; Kominz, M. A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70:325-345.
- Chumakov, N. M.; Elston, P. P. 1989. The paradox of Late Proterozoic glaciations at low latitudes. *Episodes*, 12:115-120.
- Crowley, T. J.; Braun, S. K. 1993. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian ice extent. *Journal of Geophysical Research*, 98: 16723-16732.
- Dalziel, I. W. D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2(11):273-241.
- Dalziel, I. W. D. 1995. Earth before Pangea. *Scientific American*, 272:58-63.
- Dalziel, I. W. D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of American Bulletin*, 109(1): 16-42.
- Dalziel, I. W. D.; Dalla Salda, L. H.; Gahagan, L. M. 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachina-Andean mountain system. *Geological Society of American Bulletin*, 106:243-252.
- Del'Arco, J. O.; SILVA, R. H.; Tarapanoff, I.; Freire, F. A.; Pereira, L. G. M.; Souza, S. L.; Luz, D. S.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SE-21 Corumbá e parte da Folha SE-20; geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.27, p. 25-160.
- Deynoux, M.; Trompette, R. 1976. Late Precambrian mixtite: glacial and/or non-glacial? Dealing especially with the mixtite of West Africa. *American Journal of Science*, 276:117-125.
- Donovan, S. K. 1987. The fit of the continents in the late Precambrian. *Nature*, 327:139- 141.
- Embleton, J. J.; Williams, G. E. 1986. Low paleolatitude of eposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for paleoclimatology. *Earth Planetary Science Letters*, 79: 419-430.
- Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 35: 1-248.
- Fairchild, I. J. 1993. Balmy shores and icy wastes: The paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. *Sedimentology Review*, 1: 1-5.
- Hambrey, M. J.; Harland, W. B. 1985. The late Proterozoic glacial era. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51:255-272.
- Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of turn Gondwanaland inside out? *Science*, 252: 1409-1412.
- Il'In, A. V. 1991. The Proterozoic supercontinent: it's precambrian rifting and breakup into a number of continents. *International Geology Review*, 33(1):1-14.
- Karfunkel, J.; Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65:1-21.
- Maciel, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 81:31-39.
- McMenamim, M. A. S.; McMenamim, D. L. S. 1990. The emergence of animals: the Cambrian breakthrough. New York, Columbia University Press, 217 p.

- Meert, J. G.; Van Der Voo, R. 1994. The Neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals: No more snowball earth? *Earth and Planetary Science Letters*, 123: 1-13.
- Moore, E.M. 1991. Southwest U.S. - East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, 19:425-428.
- Murphy, J. B.; Nance, R. D. 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, 19: 469-472.
- Nance, R. D.; Worsley, T. R.; Moody, J. 1986. Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, 14:514-518.
- Piper, J. D. A. 1982. The Precambrian paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 61-69.
- Powell, C. McA. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? - Comments. *Geology*, 23:1053-1054.
- Powell, C. McA.; McElhinny, M. W.; Li, Z. X.; Meert, J. G.; Park, J. K. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21: 889-892.
- Rocha-Campos, A. C.; Hasui, Y. 1981. Late Precambrian Jangada Group and Puga Formation of Central Western Brazil. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. (HAMBREY, M. J. & HARLAND, M.B. eds.), Univ. Press Cambridge, 916-919 pp.
- Sadowski, G. R.; Bettencourt, J. S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western Border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76: 213-227.
- Schmidt, P. W.; Williams, G. E.; Embleton, B. J. J. 1991. Low paleolatitude of Late Proterozoic glaciation: Early timing of remanence in haematite of the Elatina Formation, South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 335-367.
- Shermerhorn, L. J. G. 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or non-glacial. *American Journal of Science*, 274: 673-824.
- Torsvik, T. H.; Smethurst, M. A.; Meert, J. G.; Van Der Voo, R.; McKerrow, W. S.; Brasier, M. D.; Sturt, B. A.; Walderhaug, H. J. 1996. Continental break-up and collision the Neoproterozoic and Paleozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Reviews*, 40:229-258.
- Vieira, A. J. 1965. Geologia do centro-oeste de Mato Grosso, Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, 79 p. (Relatório Técnico Interno, 379).
- Walter, M. R.; Bould, J. 1983. The association of sulphate evaporites stromatolite carbonate and glacial sediments: examples from the Proterozoic of Australia and the Cainozoic of Antarctic. *Precambrian Research*, 21: 129-148.
- Young, G. M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents?. *Geology*, 23:153-156.

<sup>1</sup> Departamento de Geologia  
Sedimentar e Ambiental do  
Instituto de Geociências da USP  
boggiani@usp.br

<sup>2</sup> *In memoriam*