



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ROLANDO ESTEBAN CLAVIJO ARCOS

CARACTERIZAÇÃO PALEODEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO
NEOPROTEROZOICA JACARECICA (FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA,
NE BRASIL)

Recife

2020

ROLANDO ESTEBAN CLAVIJO ARCOS

**CARACTERIZAÇÃO PALEODEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO
NEOPROTEROZOICA JACARECICA (FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA,
NE BRASIL)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial.

Coorientadora: Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira.

Recife

2020

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

- C617e Clavijo Arcos, Rolando Esteban.
 Caracterização paleodeposicional da Formação Neoproterozoica
 Jacarecica (Faixa de Dobramentos Sergipana, NE Brasil)/ Rolando Esteban
 Clavijo Arcos. - 2020.
 149 folhas, il., gráfs., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial.
 Coorientadora: Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira.
 Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
 Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2020.
 Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Neoproterozoico. 3. Geoquímica. 4. Petrografia.
 5. Diamictito. I. Sial, Alcides Nóbrega (Orientador). II. Ferreira, Valderez
 Pinto (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2021-22

ROLANDO ESTEBAN CLAVIJO ARCOS

**CARACTERIZAÇÃO PALEODEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO
NEOPROTEROZOICA JACARECICA (FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA,
NE BRASIL)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 10/8/2020.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial (Orientador)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. José Antonio Barbosa (Examinador Interno)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Claudio Riccomini (Examinador Externo)

Universidade de São Paulo

Dedicada à minha avó, Alix Marina Clavijo, a pessoa que me formou em valores, virtudes e forjou meu caráter. No céu, espero que estejas com Deus.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, à minha avó Alix Marina Clavijo, a mulher que formou meu caráter e me criou durante mais de 15 anos e que infelizmente morreu quando eu estava fazendo meu estágio na Suíça. À minha família, que durante esses longos quase três anos esteve me apoiando para inicialmente chegar a Recife como aluno especial.

Às minhas tias, Doris Yolanda Clavijo e Xiomara, cujos mais nobres sentimentos estiveram me acompanhando desde o princípio dessa luta acadêmica. À minha avó materna, Rosita, que me apoiou desde meus primeiros passos pelo Brasil e graduação em Belo Horizonte, e que continuou me ajudando a seguir sonhando e continuar meus estudos de pós-graduação neste maravilhoso país.

À minha sogra, Elizabeth Cartagena, que esteve presente nos momentos mais complicados da reta final da minha graduação, me apoiando com todo o seu amor. E por último, mas não menos importante, a meus pais, Leonardo Gonzalo e Maria Argenis, que sempre me apoiaram durante minha graduação e mestrado no Brasil e na Suíça.

Ao meu orientador, o Prof. Alcides Sial, por seu acompanhamento em campo, discussões e ensinamentos sobre quimioestratigrafia, e por ter me introduzido à geologia do Pré-cambriano do Brasil, como também pela oportunidade de trabalhar nesta região e ocupar um espaço no seu laboratório. À Profa. Valderez, pelas facilidades administrativas para o meu período sanduíche na Suíça, como também pela colaboração para fazer uso do laboratório de fluorescência de raios-X do Neg-Labise e pelas observações finais nesta dissertação. Também a Valdielly Larisse Silva, pelas pertinentes correções do português.

Muito especialmente, eu gostaria de dar os meus mais calorosos e afetuosos agradecimentos ao Professor Marius Nils Muller do departamento de Oceanografia da UFPE, que no caminho do meu mestrado foi se tornando uma luz a seguir. Serei eternamente grato por seus maravilhosos conselhos e sugestões, orientações acadêmicas e humanas, mas principalmente, muito obrigado pela sincera amizade construída nesses maravilhosos dois anos.

A cada uma das pessoas do ETH de Zurique que estiveram sempre me acompanhando no caminho de aprendizagem e adaptação às técnicas analíticas e aprendizagem da instrumentação necessária para atingir os objetivos da visita. Obrigado pela paciência, dicas, o tempo dedicado para me ensinar e aconselhar em cada etapa. Muito obrigado!

Ao professor Claudio Gaucher, obrigado por seu acompanhamento em campo, bem como pelas proveitosas discussões acadêmicas e revisão da presente dissertação. A João Pedro Santana, Rafaela Henrique Mendes e Jailson Alves, obrigado pelo companheirismo e conselhos dados durante o mestrado e pela valiosa ajuda na confecção das lâminas petrográficas.

Finalmente, agradeço à pessoa mais maravilhosa que Deus e a vida poderiam ter me dado como companheira de vida, amor e luta, minha namorada Jennifer Katherine Maldonado Cartagena, que sempre esteve presente nos momentos mais duros de todo esse processo de mestrado e com a qual eu espero um dia poder formar uma família.

RESUMO

As etapas glaciais Neoproterozoicas e a formação das nascentes plataformais de carbonato no marco da Terra Bola de Neve têm sido amplamente consideradas como algumas das condições paleoclimáticas mais severas que ocorreram em Gondwanaland. Evidências geológicas desses eventos dramáticos incluem depósitos influenciados por atividade glacial sobrepostos por sequências de capa carbonática. No entanto, a configuração deposicional desses diamictitos é ainda controversa. Neste trabalho, procura-se reconstruir a configuração sedimentar e o ambiente paleodeposicional da Formação Jacarecica, diamictito associado à glaciação Esturtiana, realizando (i) reconhecimento sedimentológico de estruturas deformacionais a diferentes intervalos estratigráficos em escala microscópica e de afloramento; (ii) caracterização geoquímica e de fácies minerais mediante fluorescência de raios-X e difração de raios-X. A formação estudada compreende um diamictito rico em argilas cinzas maciças com dropstones gnáissicos e quartzíticos e clastos rotacionados tamanho cascalho (grupos de grãos concêntricos elipsoidais) e horizontes de arenitos dobrados, sugerindo condições de deformação dúctil durante as etapas hidratadas deposicionais mais recentes. O escasso reconhecimento de horizontes de clastos imbricados poderia sugerir episódios de ressedimentação rápida. Entretanto, a presença de clastos de aparência falhada e aplanada com marcas de abrasão indica deformação rúptil durante o transporte sedimentar. Análises petrográficas revelaram mineralogia dominada por quartzo, plagioclásios (anortita; albita), e feldspato potássico (microclina). Dolomita do tipo saddle foi identificada, o que pode sugerir uma fase de substituição tardia do material original por fluidos hidrotermais. Em geral, todas as lâminas indicaram uma fábrica plásmica (material argiloso altamente birrefringente) escassamente desenvolvida junto a estruturas de desidratação, e sutis ou inexistentes anéis de argila/limo circundando grãos esqueléticos. O anterior sugeriria que fases sedimentares hidratadas foram sujeitas a esforços compressivos que expulsaram materiais de argila e areia durante as etapas pós-deposicionais. Por sua vez, a presença comum de estruturas de galáxia (arranjos elipsoidais de plasma e grãos esqueléticos) e estruturas de pescoço (material fino atravessando grãos esqueléticos numa aparência de canal) junto com clastos brechados de quartzo mostrando arranjos de tipo “jig-saw” e fragmentos de rochas forma de olho lenticular sugerem que condições de deformação subglacial prevaleceram durante o transporte das fontes sedimentares. Análise de difração de raios-X revelaram uma composição dominante de quartzo e sulfetos (pirita; browneíta). Os valores de Índice de Alteração Química (CIA) oscilaram entre 52 a 57%, indicando fontes escassamente intemperizadas. O diagrama binário de $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log$

($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$) colocou a maioria das amostras no campo dos arcósios e algumas no campo dos arenitos líticos, sugerindo que o material sedimentar dessa formação derivou de fontes graníticas de composição ácida a intermediária. Portanto, a combinação de análises de microestruturas e observações de campo desafiam o conceito de origem deposicional subaquosa. No lugar, condições sindeposicionais de estresse transitório alto, condições efetivas de pressão da água de poro, deformação focalizada, mas intensa, e episódios de desidratação, bem como evidências não penetrantes de estruturas de esforço sugerem que a Formação Jacarecica compreende diamictito deformado subglacialmente, cujos sedimentos teriam sido transportados e deformados por dinâmicas subglaciais, mas subsequentemente depositados como depósitos de flow till numa configuração de influências glaciomarinhas próximas ao gelo.

Palavras-chave: Neoproterozoico. Geoquímica. Petrografia. Diamictito.

ABSTRACT

The glacial Neoproterozoic stages and the formation of newborn carbonate platforms into the Snowball Earth framework have been widely considered as some of the severest paleoclimatic conditions that took place on Gondwanaland. Geological evidence of such events includes glacially-influenced sediments underlain by cap carbonate sequences. However, the depositional setting of those diamictites is still controversial. In this work, we aim to reconstruct the sedimentary setting and the palaeodepositional environment of Jacarecica Formation, diamictite associated to the Sturtian glaciation, by performing: (i) sedimentological recognition of deformation structures at different stratigraphic highs, at outcrop and microscopic scale; (ii) geochemistry characterization and mineralogical assembly by x-ray fluorescence and x-ray diffraction. The studied formation consists of a clay-rich diamictite mostly massive with gneissic and quartzite dropstones and cobble-sized rotated clasts (ellipsoidal arrangement of grains) and folded sandstone layers, suggesting ductile deformation conditions during earlier hydrous depositional stages. The scarce recognition of imbricated clast horizons may suggest short-term resedimentation episodes. Nonetheless, the bearing of flattened clasts and the sheared clasts with abrasion marks indicate brittle conditions during sedimentary transport. Petrographic analyses revealed that the mineralogy is dominated by quartz, plagioclase (anorthite; albite), and potassium feldspar (microcline). Saddle dolomite was recognized too, suggesting a late replacement phase of original material by hydrothermal fluids. In general, most of the samples indicated a plasmic fabric (highly birefringent clay-material) poorly developed together with dewatering structures and subtle or non-existent clay/silt haloes surrounding skeletal grains. It would suggest that hydrated sedimentary phases were subjected to compressive stress that expelled clay and sand materials during post-depositional stages. On the other hand, the usual bearing of galaxy structures (ellipsoidal arrangements of plasma and skeletal grains) and necking structures (clay material crossing skeletal grains in a channel semblance) together with brecciated clasts of quartz showing “jig-saw”-type arrangements and lenticular eye-shaped rock fragments suggest that subglacial deforming conditions prevailed during transportation of sedimentary sources. X-ray diffraction analysis revealed a dominant quartz composition sulfide (pyrite; brownite). Chemical Index Alteration (CIA) values had a range from ~52 to 57% indicating incipiently weathered sources. A binary diagram of $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ placed most of the samples at the arkose field and some of them at the lithic arenite field, suggesting that the sedimentary material of this unit derived from

granitic sources of acid to intermediate composition. Hence, the combination of microstructures analysis and field observations challenges the concept of subaqueous depositional origin. Instead, syndepositional conditions of high transitory stress levels, effective pore-water pressure conditions, intense but localized deformation and dewatering episodes, and evidence of nonpervasive shear structures suggest that the Jacarecica Formation comprises a subglacially-deformed diamictite whose sediments have been transported and deformed by subglacial dynamics and, subsequently, were deposited as flow till deposit on ice-proximal settings of glaciomarine influences.

Keywords: Neoproterozoic. Geochemistry. Petrography. Diamictite.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Etapa I. Cenário de pré-glaciação. Rompimento de Rodínia durante o final do Toniano	19
Figura 2 - Etapa II das glaciações Neoproterozoicas	22
Figura 3 - Etapa III das glaciações Neoproterozoicas	25
Figura 4 - Etapa IV das glaciações Neoproterozoicas, representando a recuperação da vida microbiana	26
Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Domínio Vaza Barris e localização do afloramento estudado (ponto amarelo)	31
Figura 6 - Mapa hidrográfico e principais rodovias de acesso do Domínio Vaza Barris	32
Figura 7 - Perfil estratigráfico da Formação Jacarecica em contato discordante com a Fm. Jacoca, escolhido para análises geoquímicas	35
Figura 8 - Megacontinente Gondwana composto de seis ou mais pré-crátons (1.0 Ga), unidos pelos cinturões orogênicos Pan-Africano/Brasiliano	38
Figura 9 - Evolução paleogeográfica e tectônica de vários blocos crustais na formação de Gondwana (WA: Oeste Africano, RP: Rio de La Plata, K:Kalahari, NP: Nico Pérez, SF: São Francisco, LA:LATEA, AS: Shield Arabian-Nubian)	39
Figura 10 - O Cráton São Francisco, NE do Brasil, sua cobertura Neoproterozoica (Supergrupo São Francisco) e cinturões dobrados circundantes: Sergipano, Araçuaí, Brasília, Rio Preto e Riacho do Pontal	41
Figura 11 - Domínios tectonoestratigráficos da faixa Sergipana: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância	42
Figura 12 - Carta estratigráfica dos Grupos Vaza Barris e Miaba do Cinturão Sergipano ...	43
Figura 13 - Evolução tectônica do Cinturão Sergipano durante o Neoproterozoico	47
Figura 14 - Disposição estratigráfica para os grupos Estância, Miaba, Vaza-Barris e Macururé, porção centro-sul da Faixa Sergipana	48
Figura 15 - Classificação de rochas pobremente selecionadas segundo Folk (1954)	51
Figura 16 - Classificação proposta por Moncrieff (1989) para diamictitos	52
Figura 17 - Código de litofácies adaptado de Miall (1977) para descrição de sequências diamictíticas	53
Figura 18 - Tipos de sedimentos transportados conforme a localização glaciogênica	56

Figura 19 - Ilustração das características de deformação microscópica mais comuns em sedimentos subglaciais e proglaciais	64
Figura 20 - Coluna estratigráfica simplificada da Fm. Jacarecica para avaliação petrográfica. Seção da Fazenda de Capitão	69
Figura 21 - Marca de erosão potencialmente de origem glacial (linha amarela) e clasto de tamanho grânulo com porções separadas por um plano único de esforço	70
Figura 22 - Litofácies da Formação Jacarecica na Fazenda Jacoca	71
Figura 23 - Fotografias de campo da Formação Jacarecica, localidade Fazenda de Capitão	73
Figura 24 - Fotografias de campo da Formação Jacarecica, seção Capitão	74
Figura 25 - Caracterização petrográfica da lâmina DMT-K'	85
Figura 26 - Continuação da petrografia da amostra DMTK'	86
Figura 27 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-K (perpendicular à lineação de clastos)	87
Figura 28 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-K (paralela ao acamamento)	88
Figura 29 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-J (paralela ao acamamento)	89
Figura 30 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-4 P2	90
Figura 31 - Microclastos alinhados de quartzo (linha amarela) e padrão de microfraturamento penetrante (triângulos vermelhos). Vista detalhada da Fig. 27f (polarizadores descruzados)	91
Figura 32 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-1 (paralela ao acamamento)	92
Figura 33 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-5 (P2)	93
Figura 34 - Dolomita tipo saddle intrudindo a camada de diamictito	95
Figura 35 - Bloco diagrama simplificado apresentando as principais feições sedimentares em escala de afloramento e petrográficas da Formação Jacarecica sob um cenário de dinâmica de transporte, deformação e sedimentação subglacial	96
Figura 36 - Concentrações dos valores de Hg, valores do Índice de Alteração Química (CIA) e normalização Hg/CIA no último metro do registro sedimentar da Formação Jacarecica	101
Figura 37 - Ciclo biogeoquímico do Hg no sistema atmosfera-oceano-terra	102
Figura 38 - Relação Na ₂ O vs. K ₂ O para o topo da Fm. Jacarecica	105
Figura 39 - Classificação geoquímica dos sedimentos que compõem a matriz da unidade conforme o diagrama proposto de log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃) vs. log(Fe ₂ O ₃ /K ₂ O) de Herron (1988)	107

Figura 40 - Diagrama geoquímico (Kamp, 2018) para restrições de fontes de enriquecimento sedimentar de aluminossilicatos	110
Figura 41 - Diagrama Ternário do Índice de Alteração Química (CIA) e do Índice de Variação Composicional (ICV) para a Formação Jacarecica	113
Figura 42 - A) Evolução tectônica proposta para o cinturão dobrado sergipano Mesoproterozoico (ca. 1000 Ma) durante o Neoproterozoico (ca. 570 Ma) e eventos de glaciação Criogeniano-Ediacarano para o Oeste de Gondwana. B) Diagrama geoquímico SiO_2 vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para discriminação tectônica da Formação Jacarecica na Fazenda de Capitão	116

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Coluna estratigráfica do Domínio Vaza Barris	44
Tabela 2 - Critérios diagnósticos para reconhecimento de litofácies em diamictitos matriz suportado	54
Tabela 3 - Terminologia das principais microestruturas identificadas em sedimentos glaciais	62
Tabela 4 - Terminologia dos principais tipos de microfábricas plásmicas reconhecidas em sedimentos glaciais e/ou influenciados glacialmente	65
Tabela 5 - Código de litofácies da Formação Jacarecica na seção da Fazenda Jacoca	67
Tabela 6 - Resultados de difração de raios-X (<i>em % I</i>) e associação de fases minerais para a matriz do diamictito da Formação Jacarecica (nº total de amostras = 21)	108
Tabela 7 - Resultados de fluorescência de raios-X (<i>em % wt</i>), concentrações de Hg e Perda ao Fogo (LOI) do diamictito da Formação Jacarecica (nº total de amostras = 21)	109
Tabela 8 - Valores do Índice de Alteração Química (CIA) e do Índice de Variação Composicional (ICV) conforme Nesbitt e Young (1982; 1996) e Cox et al. (1995)	112

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	A HIPÓTESE DA SNOWBALL EARTH.....	17
1.1.1	Generalidades	17
1.1.2	Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa I - Montagem e Rompimento Progressivo de Rodínia(Toniano).....	19
1.1.3	Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa II - Glaciação Esturtiana e Marinoana, “True Polar Wander”, anomalia “Islay” e estagnação dos ciclos biogeoquímicos	20
1.1.4	Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa III - O “Aftermath” das Glaciações do Criogeniano, o Efeito Estufa e a Desgaseificação Vulcânica	24
1.1.5	Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa IV - O “Aftermath” das Glaciações, A Recuperação das Comunidades Microbianas, Os Cenários de Grandes Ondas de Maré e Melhorados Processos de Intemperismo	27
2	JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA	29
3	OBJETIVOS	30
3.1	OBJETIVO GERAL.....	30
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	30
4	LOCALIZAÇÃO.....	31
5	MATERIAL E MÉTODOS	33
5.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	33
5.2	ETAPAS DE CAMPO	33
5.3	METODOLOGIA DE AMOSTRAGEM (SEÇÕES DELGADAS).....	34
5.4	COLUNA ESTRATIGRÁFICA E METODOLOGIA DE AMOSTRAGEM DA FORMAÇÃO JACARECICA PARA ANÁLISES GEOQUÍMICAS.....	34
5.5	PULVERIZAÇÃO DE AMOSTRAS	35
5.6	FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX)	36
5.7	DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX).....	36
5.8	PETROGRAFIA CONVENCIONAL.....	36
5.9	DESCRIÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS DE CAMPO	37
6	GEOLOGIA REGIONAL	38
6.1	CONTEXTO GEOLÓGICO EVOLUTIVO	38

6.2	A FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA, NORDESTE DO BRASIL.....	40
6.3	SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO JACARECICA	44
6.4	EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA	45
6.5	DIAMICTITOS E CARBONATOS NEOPROTEROZOICOS DO DOMÍNIO VAZA BARRIS	46
7	SEDIMENTOLOGIA, PETROGRAFIA E REGIME DEFORMACIONAL....	49
7.1	SEDIMENTOLOGIA E GÊNESE.....	49
7.1.1	Conceitos Gerais	49
7.1.2	Diamictitos: Classificações Propostas.....	50
7.1.3	Ambientes de Influência Glacial: Proglacial, Periglacial e Paraglacial	53
7.1.4	Agregação Glacial.....	55
7.2	ANÁLISES PETROGRÁFICAS EM DIAMICTITOS	57
7.2.1	O Início da Petrografia Glacial	57
7.2.2	A Técnica da Micromorfologia em Diamictitos e Tillitos	58
8	RESULTADOS E DISCUSSÃO	67
8.1	DESCRIÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS DA FORMAÇÃO JACARECICA.....	67
8.2	NOVAS DESCRIÇÕES E INTERPRETAÇÕES.....	75
8.3	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO JACARECICA	83
8.4	DOLOMITA <i>SADDLE</i>	94
8.5	GEOQUÍMICA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX), DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX) E CONCENTRAÇÕES DE HG DA FORMAÇÃO JACARECICA	97
8.5.1	Fluorescência de Raios-X (FRX).....	97
8.5.2	Difração de Raios-X (DRX)	98
8.5.3	Concentrações de Mercúrio (Hg).....	98
8.5.4	Deposição de Hg no ambiente.....	99
8.5.5	O comportamento do Hg no solo.....	102
8.6	INTERPRETAÇÕES GEOQUÍMICAS	107
8.7	O CONTEXTO TECTÔNICO	115
9	CONCLUSÕES	118
10	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	119
	REFERÊNCIAS	120

1 INTRODUÇÃO

A condição enigmática da origem e evolução da vida no contexto do Pré-cambriano é ainda um assunto de controvertido debate (Riding, 2000; Young, 2013). A compreensão da dinâmica evolucionária do sistema biótico da Terra está limitada pelas restritas, mas não ausentes, evidências fósseis ao longo do intervalo Arqueano-Criogeniano tardio (ver p. ex., Porter et al., 2003; Gaucher & Germs, 2009, Gaucher & Sprechmann, 2009), o que tem limitado os controles bioestratigráficos. Em virtude disso, a atenção de muitos pesquisadores associados às biogeociências tem se voltado especialmente aos registros geológicos deixados pela atividade biogênica, como por exemplo, a presença de estruturas de estromatólitos em sequências de capas carbonáticas (Bosak et al., 2013; Chiglino et al., 2015; Grotzinger & Knoll, 1995; Grotzinger & Knoll, 1999, etc).

No entanto, pouca atenção tem sido dada às unidades sedimentares dos diamictitos quando comparada com o estudo de sequências carbonáticas pós-glaciais que, conforme a hipótese da “Snowball Earth”, originalmente formulada em Hoffman et al. (1998), representam materiais que foram removidos da crosta e transportados por calotas glaciais sobre as massas continentais durante sua expansão até a zona do equador. A compreensão da dinâmica deposicional dos diamictitos do Pré-cambriano tem o potencial de esclarecer: 1) Se as unidades que têm sido interpretadas como vestígios de um evento glacial realmente o são ou se constituem depósitos de fluxos de detritos de configuração de talude no contexto de rifteamento global associado à deriva continental (Eyles & Januszczak, 2007, Hoffman et al., 1998); 2) O sincronismo dos eventos glaciais ao redor das diferentes sequências Neoproterozoicas com base em estudos estratigráficos, sedimentares e geocronológicos.

No presente trabalho, um enfoque micromorfológico e descritivo é aplicado a estruturas sedimentares da Formação Jacarecica, considerada por representar vestígios da glaciação Esturtiana na Faixa de Dobramentos Sergipana no Domínio Vaza Barris, bem como uma abordagem geoquímica a fim de avaliar as condições paleoambientais dessa unidade.

1.1 A HIPÓTESE DA SNOWBALL EARTH

1.1.1 Generalidades

A hipótese da Terra Bola de Neve (Hoffman & Schrag, 2002 e referências nele contidas) tem sido provavelmente uma das propostas científicas mais revolucionárias no âmbito das geociências. Desde que um potencial cenário de glaciação global durante o Neoproterozoico foi ousadamente proposto por Kirschvink (1992) e posteriormente reforçado a partir de dados quimioestratigráficos de carbono e oxigênio em sequências carbonáticas da Namíbia (Hoffman et al. 1998), uma série de pesquisas sobre o assunto têm sido publicadas (p. ex., Hoffman et al., 2017 e referências nele contidas). Contudo, observações de campo de depósitos de tilitos dominados “infra Cambrianos” já haviam chamado a atenção de pesquisadores como Harland (1964), que propôs que a superfície da Terra esteve submetida a eventos glaciais de baixa latitude durante o período Vendiano. Harland coloca a hipótese de que eventos glaciais são familiares a partir do registro de tilitos encontrados em diferentes afloramentos, justamente antes das sequências cambrianas fossilíferas, p. e.x., da China (Formação Nantuo), Austrália (Montanhas Adelaide) e Sibéria. Os primeiros depósitos glaciais Pré-cambrianos, porém, foram descritos por Thomson (1871) na Escócia.

Não obstante, muitas incertezas permaneciam sobre a validação de potenciais eventos glaciais durante o “Infracambriano” (evento Varangeriano) ou pelo menos do que hipoteticamente viria a seguir, um evento de transgressão representado por sequências carbonáticas marinhas. Foi no ano 1986 que uma série de três artigos publicados na Nature (Tucker, 1986; Margaritz et al., 1986 e Knoll et al., 1986) utilizando isótopos de carbono orgânico e inorgânico e de oxigênio em sequências Pré-cambrianas no Marrocos, Sibéria, Svalbard e leste da Groelândia ajudaria a desvendar o que seria consolidado na hipótese da Terra Bola de Neve, proposta por Hoffman et al. (1998).

Nas próximas páginas são descritas, de maneira compilada, as quatro etapas relacionadas à Hipótese da Terra Bola de Neve. Elas representam um cenário de pré-glaciação (Etapa I, Fig. 1), glaciação (Etapa II, Fig. 2), prelúdio de deglaciação (Etapa III, Fig. 3) e final de deglaciação (Etapa IV, Fig. 4). Essa descrição é acompanhada por referências atualizadas, mas que permanecem no centro do debate.

A Etapa I (Fig. 1) envolve um panorama de reorganização tectônica em escala global, com a movimentação de massas continentais de latitudes baixas num supercontinente conhecido como Rodínia (Li et al., 2008, Fig. 9d). Posteriormente, esse supercontinente teria sido fragmentado por causas que ainda permanecem em discussão. Entre outros autores, Li et al. (1999) sugeriram um evento de superpluma embaixo do cráton do Sul da China, o qual teria causado fragmentação e formação de novas plataformas de margem continental. Essas teriam sido responsáveis por sequestrar o CO₂ liberado para a atmosfera pela intensa atividade vulcânica relacionada a um contexto tectônico de rifteamento e produção de basaltos no Neoproterozoico (p. e.x., Cox et al., 2016; Beard et al., 2017). Por sua vez, Hoffman et al. (1998) defende que o principal responsável por diminuir ou sequestrar o CO₂ atmosférico teria sido o intemperismo químico das rochas continentais em latitudes tropicais, enquanto Kaufman et al. (1997) sugere a bioprodutividade nas nascentes plataformais como a causa principal.

As Etapas II e III (Fig. 2 e Fig. 3) compreenderiam cenários de glaciação total (Hoffman et al., 1998; Schrang et al., 2002) ou quase total (Hyde et al., 2000). Essa última é conhecida como a hipótese da “Slushball Earth”, que propõe a existência de um cinturão oceânico em proximidade ao equador, o qual teria permitido a sobrevivência da vida microbiana.

A Etapa IV (Fig. 4) consiste em um cenário de deglaciação marcado por aquecimento global e melhorados processos de intemperismo sobre a crosta terrestre. Nessa etapa, os níveis atmosféricos de dióxido de carbono teriam sido estabilizados às condições pré-glaciais, o balanço atmosfera-superfície da crosta-oceano teria sido atingido, os ciclos do carbono, nitrogênio e enxofre teriam sido relativamente estabilizados e a recuperação das comunidades microbianas teria progressivamente tomado lugar, preparando assim as condições para a diversificação dos metazoários.

Com o avanço da geoquímica isotópica de rochas carbonáticas marinhas e com a aceitação de um evento glacial Criogeniano globalmente registrado, a Comissão Internacional de Estratigrafia suprimiu o limite de 850 Ma adotado em 1988 para a base do Criogeniano para uma idade calibrada de 720 Ma como o novo GSSP (Global Stratotype Section and Point) (ver discussão em Shields-Zhou et al., 2016), sendo reajustado um novo limite basal a partir de eventos quimio-oceanográficos e paleoclimáticos amplamente dramáticos (Shields-Zhou et al., 2018 e referências nele contidas).

1.1.2 Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa I - Montagem e Rompimento Progressivo de Rodínia(Toniano)

Os eventos glaciais globais do Criogeniano (glaciação Marinoana e Esturtiana) sucederam a fragmentação do supercontinente Rodínia (Hoffman, 1999; Li et al., 2008). Isso teria ocorrido num contexto de rifteamento de placa, alta atividade vulcânica relacionada a eventos de superpluma (Condie, 2001), formação de margens litorâneas e plataformais (p. e.x., Bogdanova et al, 2009) e altas concentrações de CO₂ atmosférico durante o Paleoproterozoico (Kaufman & Xiao, 2003). O CO₂ teria sido sequestrado nas nascentes de margens de plataforma ao redor dos novos blocos continentais (Young, 2012) e dentro das dinâmicas hidrológicas altamente ativas no *aftermath* das glaciações, como mostrado, por exemplo, pelo comportamento isotópico dos valores de $\delta^{87}\text{Sr}$ (Veizer, 1989).

Schrag et al. (2002) sugere que a concentração de grandes massas continentais em latitudes tropicais durante o Toniano foi o que permitiu o início da glaciação. Donnadieu et al. (2004), por sua vez, propôs que a glaciação Esturtiana foi iniciada pelo rápido consumo do CO₂ atmosférico seguindo a fragmentação de Rodínia e processos de intemperismo continental melhorados a partir de derrames de basaltos.

Figura 1 - Etapa I. Cenário de pré-glaciação. Rompimento de Rodínia durante o final do Toniano



Fonte: O Autor (2020).

*Acompanhado de intensa atividade vulcânica de regime extensional de placa.

Ideias de um cenário vulcânico intenso e ativo associado à reorganização de grandes massas continentais como fatores desencadeantes dos eventos glaciais do Criogeniano começariam a tomar força (Hoffman, 1999) por meio da hipótese do Ciclo dos Supercontinentes (Condie, 2002). Essa hipótese envolveria a formação de um supercontinente (Rodínia), a partir de blocos continentais menores (crátons Congo-São Francisco, Sibéria, Kalahari, Laurentia, Sul da China, Amazônico, entre outros), seguido pela fragmentação e montagem de um novo supercontinente (p. ex., Gondwana). Para tanto, seria necessário o desenvolvimento de zonas de subducção ao redor das margens continentais e a presença de plumas mantélicas ascendentes (Condie, 2001, 2002).

Dessa forma, Li et al. (1999, 2008) sugeriram que um evento de superpluma ocorreu entre o bloco do Sul da China e da Austrália, permitindo a fragmentação de Rodínia e subsequentemente, a formação das já conhecidas unidades glaciais pericontinentais.

1.1.3 Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa II - Glaciação Esturtiana e Marinoana, “True Polar Wander”, anomalia “Islay” e estagnação dos ciclos biogeoquímicos

A reorganização tectônica global do Neoproterozoico que levou a Terra a um estado de glaciação dramático teria envolvido, além do rompimento de Rodínia (anterior à formação de Gondwana), um descontrolado efeito albedo dirigido pela quantidade de luz refletida pelas massas do gelo que se acumulavam (Hoffman, 1999). Uma hipótese alternativa consiste no deslocamento resultante dos eixos rotacionais em relação à grelha de referência geográfica (“True Polar Wander”). O conceito de “True Polar Wander” foi inicialmente empregado para explicar a mobilização continental durante os episódios de glaciação do final do Carbonífero. Com o decorrer do tempo, o conceito evoluiu para um processo complementar que, em termos simples, explica o deslocamento das grandes massas continentais para a linha do equador, produzindo assim uma migração do marco de referência geográfico da Terra em relação a seus eixos de rotação (Evans, 2003; Zhong et al., 2007). Esse conceito foi concebido como a hipótese da alta obliquidade da Terra, $> 60^{\circ}$, que teria feito com que os trópicos se tornassem mais frios que os polos (Hoffman & Schrang, 2002).

Kirschvink (1992) propôs que o deslocamento das massas continentais para o equador favoreceria um período sucedido por uma “Terra Bola de Neve”, o que foi formalmente concebido na hipótese das glaciações do Criogeniano (Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrang, 2002).

Contudo, o início da glaciação Esturtiana seria também precedido por uma queda abrupta da curva isotópica de carbono, registrada em algumas sequências carbonáticas pré-glaciais (p. ex., da Escócia e as montanhas Mackenzie, Canadá). Essa curva é conhecida como a anomalia “Islay” e representa uma queda na atividade microbiana e estagnação dos ciclos biogeoquímicos (Schrang et al., 2002 ; Shields-Zhou et al 2015).

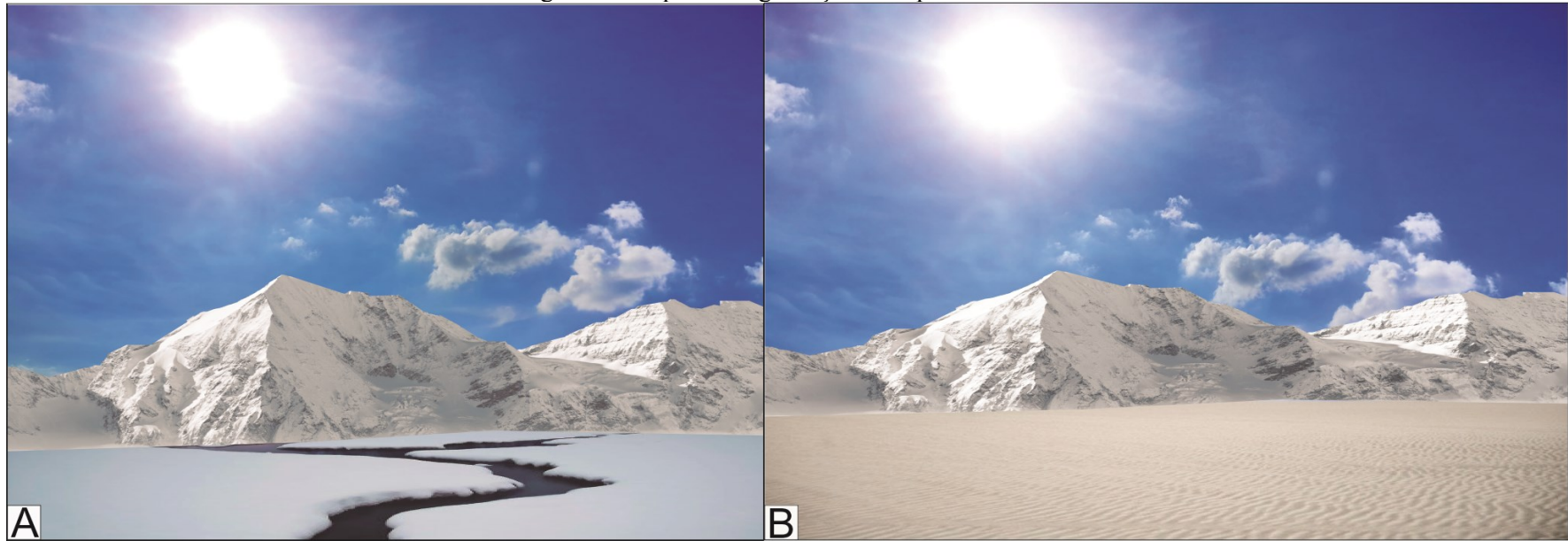
Dessa maneira, a existência de um cenário em que o planeta esteve totalmente coberto por grossas calotas do gelo, ciclos biogeoquímicos totalmente estagnados e extinção quase total da vida microbiana permaneceria como objeto de intenso debate durante muito tempo (e.g., Allen, 2006; Etienne et al., 2007). No entanto, o surgimento de um novo cenário no qual a Terra não esteve drasticamente gelada seria sugerido mais tarde por Hyde et al. (2000), no que é conhecido como a hipótese “Slushball Earth” (Figura 2A), confrontada posteriormente em Lewis et al. (2007).

Hyde et al. (2000) sugere que áreas de mar aberto nas zonas equatoriais estiveram presentes durante os intervalos das glaciações, permitindo assim a sobrevivência e bioprodutividade da vida microbiana. Dessa forma, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3 ‰ e -4 ‰ apontados por Hoffman et al. (1998), Kaufman et al. (1997) e Kennedy et al. (1998) nas capas carbonáticas marinoanas da Namíbia e Austrália não corresponderiam a valores isotópicos próprios de um oceano quase abiótico. Pelo contrário, sugeririam condições de sobrevivência da vida microbiana.

Para apoiar um cenário no qual a vida fotossintética da Terra sobreviveria em um contexto de glaciação extrema, Pollard & Kasting (2005) propuseram que as coberturas glaciais não teriam sido suficientemente grossas para impedir a passagem da luz solar. Pelo contrário, finas calotas de gelo teriam prevalecido nos mares de baixa latitude ou grandes lagoas, protegendo assim as comunidades microbianas existentes, bem como a atividade fotossintética frente aos fluxos glaciomarinheiros de grande escala.

Dessa maneira, a existência de um cenário em que o planeta esteve totalmente coberto por grossas calotas do gelo, ciclos biogeoquímicos totalmente estagnados e extinção quase total da vida microbiana permaneceria como objeto de intenso debate durante muito tempo (e.g., Allen, 2006; Etienne et al., 2007). No entanto, o surgimento de um novo cenário no qual a Terra não esteve drasticamente gelada seria sugerido mais tarde por Hyde et al. (2000), no que é conhecido como a hipótese “Slushball Earth” (Figura 2A), confrontada posteriormente em Lewis et al. (2007).

Figura 2 - Etapa II das glaciações Neoproterozoicas



Fonte: O Autor (2020).

*(**A**) Cenário hipotético da “Slushball Earth” ou “*soft glaciation*”, que questiona como a vida primitiva poderia ter sobrevivido a condições tão extremas de temperatura num contexto de “*hard glaciation*”*. Desta forma, Hyde et al. (2000) sugere que um cinturão equatorial de água aberta teria permitido um refúgio para a sobrevivência da vida microbiana, e como sugerido por Eli et al.(2007), a explosão e/ou diversificação de vida microbiana no final da glaciação Marinoana. (**B**) Cenário hipotético da “Snowball Earth”, como sugerido por Hoffman et al. (1998).

Hyde et al. (2000) sugere que áreas de mar aberto nas zonas equatoriais estiveram presentes durante os intervalos das glaciações, permitindo assim a sobrevivência e bioprodutividade da vida microbiana. Dessa forma, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3 ‰ e -4 ‰ apontados por Hoffman et al. (1998), Kaufman et al. (1997) e Kennedy et al. (1998) nas capas carbonáticas marinoanas da Namíbia e Austrália não corresponderiam a valores isotópicos próprios de um oceano quase abiótico. Pelo contrário, sugeririam condições de sobrevivência da vida microbiana.

Para apoiar um cenário no qual a vida fotossintética da Terra sobreviveria em um contexto de glaciação extrema, Pollard & Kasting (2005) propuseram que as coberturas glaciais não teriam sido suficientemente grossas para impedir a passagem da luz solar. Pelo contrário, finas calotas de gelo teriam prevalecido nos mares de baixa latitude ou grandes lagoas, protegendo assim as comunidades microbianas existentes, bem como a atividade fotossintética frente aos fluxos glaciomarinheiros de grande escala.

As primeiras pesquisas que pouco a pouco foram estabelecendo os modelos mais convencionais sobre as condições ambientais que prevaleceram durante as glaciações do Neoproterozoico (Kaufman & Knoll, 1995; Kennedy, 1996; Wang et al., 1996; Kaufman et al., 1997; Kennedy et al., 1998; Hoffman et al., 1998; Jiedong et al., 1999; Jacobsen & Kaufman, 1999 e Kah et al., 1999) não explicavam por completo o comportamento ou a recuperação isotópica do carbono no contexto de pós-glaciação, uma vez que implicariam que a vida microbiana fotosintetizadora não foi extinta por completo. Como consequência, a espessura ou intensidade das coberturas glaciais foram questionadas, elevando assim a discussão para outro nível nas próximas duas décadas: foram realmente as glaciações do Criogeniano eventos que favoreceram a diversificação dos metazoários? (Hood & Wallace, 2018 e referências nele contidas).

Pontos de vista alternativos têm surgido nos últimos anos em relação ao evento “Terra Bola de Neve”, argumentando sobre a possibilidade da erosão e intemperismo das cadeias de montanha formadas durante as orogenias de Rodínia terem remobilizado os íons dos silicatos para as plataformas nascentes no contexto de rifteamento e posterior formação de Gondwana. Isso teria tornado os oceanos mais alcalinos, mas ao mesmo tempo, teria aportado os nutrientes necessários para a sobrevivência microbiana (e.g., Huang et al., 2016; Delucia et al., 2017 e Keller et al., 2019, Paula-Santos et al., 2020 e Campbell & Squire, 2010) e a subsequente recuperação da vida e dos ciclos biogeoquímicos.

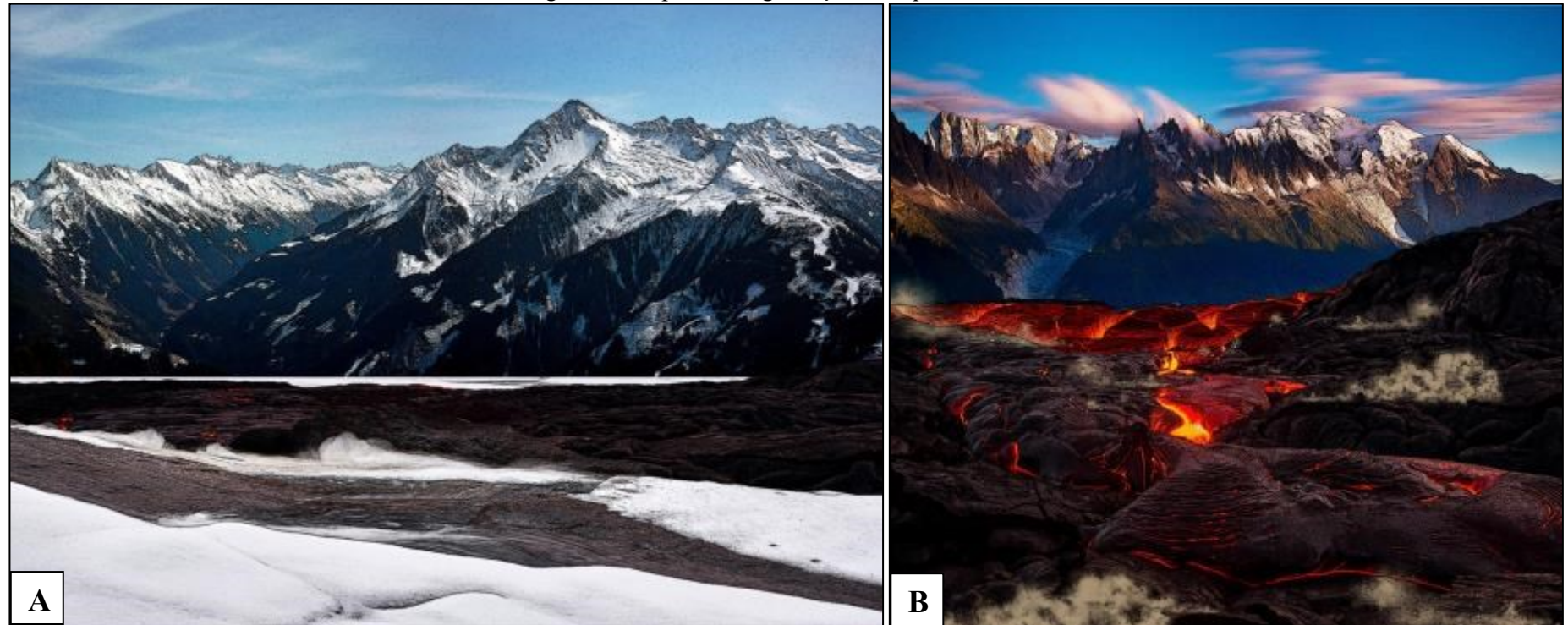
1.1.4 Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa III - O “Aftermath” das Glaciações do Criogeniano, o Efeito Estufa e a Desgaseificação Vulcânica

Hoffman et al. (1998) propuseram que altas concentrações de $p\text{CO}_2$ na atmosfera foram necessárias para causar derretimento das geleiras. A troca gasosa entre a superfície gelada dos oceanos e uma atmosfera com altos conteúdos de CO_2 teria causado a dissolução dos íons de cálcio e magnésio, que posteriormente precipitariam como sequências de capas carbonáticas (Hoffman & Schrag, 2002) em oceanos altamente alcalinizados por HCO_3^- .

As sugestões de Hoffman et al. (1998) e Hoffman & Schrag (2002) já haviam sido feitas por outros autores a partir de modelamentos matemáticos (p. ex., Walker, 1986 e Caldeira & Kasting, 1992). Assim, uma conexão retroalimentativa entre uma grande acumulação de CO_2 durante milhões de anos e o derretimento das calotas glaciais começou a ser amplamente aceita pela comunidade científica. Concentrações de dióxido de carbono 550 vezes maiores que o nível atual foram sugeridas (p. e.x., Pierrehumbert, 2004).

Não obstante, evidências ou modelamentos geoquímicos baseados em isótopos de cálcio, de boro e de triple oxigênio também apoiam a hipótese de que altas concentrações de dióxido de carbono atmosférico foram necessárias para dar fim às glaciações Esturtiana e Marinoana (Kasemann et al., 2005 e Bao et al., 2008), as quais precederam eventos de intenso intemperismo e alcalinização oceânica (p. e.x., Silva-Tamayo et al., 2010; Kasemann et al., 2014; Huang et al., 2016).

Figura 3 - Etapa III das glaciações Neoproterozoicas



Fonte: O Autor (2020).

*(**A**) Panorama hipotético em um cenário de progressivo degelo das grandes calotas glaciais e a progressiva reativação de ciclos hidrológicos na crosta terrestre. (**B**) Progressiva acumulação de $p\text{CO}_2$ na atmosfera devido à incessante atividade tectônica embaixo das calotas de gelo, o que causaria liberação de gases do efeito estufa, aquecimento atmosférico e fluxo de basaltos. Provavelmente os topos glaciais sobreviveram junto às pequenas massas de gelo nas primeiras etapas da deglaciação, mas com dificuldade de serem preservados devido ao efeito de outgassing vulcânico. Note-se que a figura 3B sugere que as atividades vulcânicas continuaram mesmo durante as glaciações Neoproterozoicas, uma vez que o movimento das placas tectônicas nunca cessou.

Figura 4 - Etapa IV das glaciações Neoproterozoicas, representando a recuperação da vida microbiana



Fonte: O Autor (2020).

*Panorama hipotético que sugere que uma vez que as glaciações foram superadas, os níveis atmosféricos de dióxido de carbono foram estabilizados às condições pré-glaciais, o balanço atmosfera-superfície da crosta-oceano foi atingido, o ciclo do carbono, nitrogênio e enxofre foi relativamente estabilizado e a recuperação das comunidades microbianas progressivamente tomou lugar, preparando assim as condições para a diversificação dos metazoários.

Entretanto, Sansjofre et al. (2011) debateram a hipótese de que grandes concentrações de CO_2 liberadas pelos vulcões foram necessárias para atingir o fim das glaciações do Criogeniano, reavaliando estimativas prévias a partir de informações isotópicas de carbono carbonato ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) medidas na sequência Ediacarana de Mirassol d' Oeste e Guia (Cráton Amazônico), e posteriormente comparadas às capas carbonáticas de Zhamoketi e Doushantuo (China). Como resultado dessa pesquisa, os autores sugeriram tanto

concentrações de 3200 ppm/v como valores tão reduzidos como os atuais (400 ppm/v), em vez dos 20.000 ou 90.000 ppm/v classicamente sugeridos.

1.1.5 Hipótese da “Snowball Earth”: Etapa IV - O “Aftermath” das Glaciações, A Recuperação das Comunidades Microbianas, Os Cenários de Grandes Ondas de Maré e Melhorados Processos de Intemperismo

O fim das glaciações foi acompanhado pela subida do nível do mar (p. e.x., Hoffman & Li, 2009), precipitação de sequências carbonáticas progradantes epicontinentais (e.g., Halverson et al., 2005 e referências nele contidas), episódios de intenso intemperismo (p. e.x., Cox et al., 2016; Li et al., 2020), oxigenação dos oceanos (e.g., Young, 2012; Hir et al., 2008) e aumento das comunidades de metazoários (e.g., Narbonne & Gehling, 2003; Van Maldegem et al., 2019).

Em termos gerais, a reorganização dos ciclos biogeoquímicos no fim das glaciações, bem como a reorganização da tectônica global durante o Proterozoico teriam preparado o caminho para a subsequente explosão do Cambriano (Cordani et al., 2020 e referências nele contida).

Entre a extensa literatura disponível que tenta explicar os acontecimentos que tomaram lugar nas etapas finais das glaciações, provavelmente a mais interessante resulta das observações feitas por Allen & Hoffman (2005). Esses autores sugerem que ventos extremos e ondas de maré teriam formado gigantes ondulações em camadas dolomíticas basais das sequências de capa carbonática observadas na Namíbia e Canadá.

A hipótese de que ventos extremos e furacões teriam acompanhado as etapas finais das glaciações em áreas continentais que ainda não possuíam coberturas de vegetação desenvolvidas implica que os mecanismos de transporte eólico foram os maiores tributários de material particulado para os oceanos Neoproterozoicos (Allen & Hoffman, 2005), além de terem potencialmente melhorado a circulação oceânica de nutrientes profundos para as áreas neríticas (Kunzmann et al., 2013).

Nédelec et al. (2005) especularam que as formações de dolomita Neoproterozoicas pós-glaciais da bacia de Volta (Gana) teriam sido sujeitas a correntes de marés em ambientes peritidais cálidos, contemporaneamente às atividades de vida microbiana. Esses autores também sugerem que as formas microbianas de vida sobreviventes às glaciações (p. e.x., Cockell et al., 2002)

teriam ressurgido devido a uma circulação melhorada de nutrientes profundos para águas mais rasas, ou se recuperado uma vez que as grandes calotas chegaram a seu fim.

As sugestões anteriores também foram apoiadas por Eli et al. (2007). A partir de biomarcadores avaliados na matéria orgânica coletada da capa carbonática do Grupo Araras (Cráton Amazônico, Brasil), esses autores sugeriram que um evento de explosão de algas vermelhas seguiu a deglaciação Marinoana no Oeste de Gondwana. E assim, somando às hipóteses anteriores, Ber et al. (2013) propuseram, com base em avaliações petrográficas e sedimentares da Formação Rasthof (Namíbia), que cenários de recuperação microbiana poderiam ter tomado lugar após culminação da glaciação Esturtiana.

Para o Brasil, os grupos mais conhecidos das glaciações Neoproterozoicas são o Grupo Bambuí (p. ex., Babinski et al. 2007; Caetano-Filho et al. 2019; Caxito et al. 2018; Crockford et al. 2019), o Grupo Araras e sua enigmática formação Puga, no cinturão do Paraguai (Nogueira et al. 2007, Alvarenga et al., 2007), o Grupo Vaza Barris e Miaba (Sial et al. 2010), o Grupo Corumbá (p. ex., Amorim et al., 2020, Boggiani et al., 2010; Fazio et al., 2019), e o Grupo Jacadigo (p. ex., Angerer et al., 2016; Frei et al., 2017).

2 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA

A história do planeta Terra tem sido marcada por diversos eventos geológicos que deram lugar a cenários evolutivos que ainda permanecem alvo de debate. Tais eventos envolvem a evolução geoquímica dos oceanos do Pré-cambriano e como ela poderia ter influenciado o desenvolvimento da vida como hoje é conhecida (p. ex. Hood & Wallace, 2017; Viehmann et al., 2016, Veizer, 1989). Dessa forma, ferramentas isotópicas convencionais e não convencionais, geoquímica de elementos maiores e traços, bem como levantamentos e correlações estratigráficas e estudos petrográficos têm sido empregados nas sequências carbonáticas marinhas pós-glaciais mencionadas na hipótese da Terra Bola de Neve de Kirschvink (1992) e Hoffman et al. (1998).

A presente pesquisa de mestrado visa contribuir um pouco para o debate sobre os eventos paleodeposicionais que tiveram lugar nas plataformas carbonáticas formadas progressivamente no Oeste de Gondwana durante o rompimento de Rodínia, a partir de um enfoque que ainda hoje está em exploração (Busfield & Heron, 2018), mas que certamente promete muito no futuro: a gênese dos diamictitos associados ao marco das glaciações do Criogeniano. A unidade escolhida no presente trabalho foi a seção tipo da Formação Jacarecica (Grupo Miaba), também denominada Formação Ribeirópolis por D'el Rey Silva (1992), aflorante na Fazenda do Capitão, Domínio Vaza Barris, porção sul da Faixa de Dobramentos Sergipana. Análises micromorfológicas foram utilizadas para examinar fortes suspeitas de deformação glacial e estudos geoquímicos foram utilizados para restringir o seu marco deposicional. Ademais, este trabalho pretende abrir portas para discussão sobre a micromorfologia dos diamictitos do Pré-cambriano, uma técnica que vem sendo notavelmente adotada no campo da sedimentologia glacial em outras regiões do mundo (p.ex., Letsch et al., 2018; Busfield & Heron, 2014, 2018, Vandyk et al., 2019), mas ainda pouco explorada no Brasil.

Assim, entender se os diamictitos Pré-cambrianos restritos ao âmbito da hipótese Terra Bola de Neve (Hoffman e Schrang, 2002) foram depositados pelas mecânicas do gelo, ou se pelo contrário, a deposição não foi influenciada pela ação glacial, como destacado por Eyles & Januszczak (2007), proporciona uma maior compreensão do contexto paleodeposicional desses depósitos enigmáticos e das dinâmicas sedimentares das plataformas continentais desenvolvidas durante o Neoproterozoico.

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

- Caracterizar as condições paleodeposicionais da Formação Jacarecica no contexto da glaciação Esturtiana a partir de ferramentas sedimentológicas, estratigráficas, petrográficas e geoquímicas.

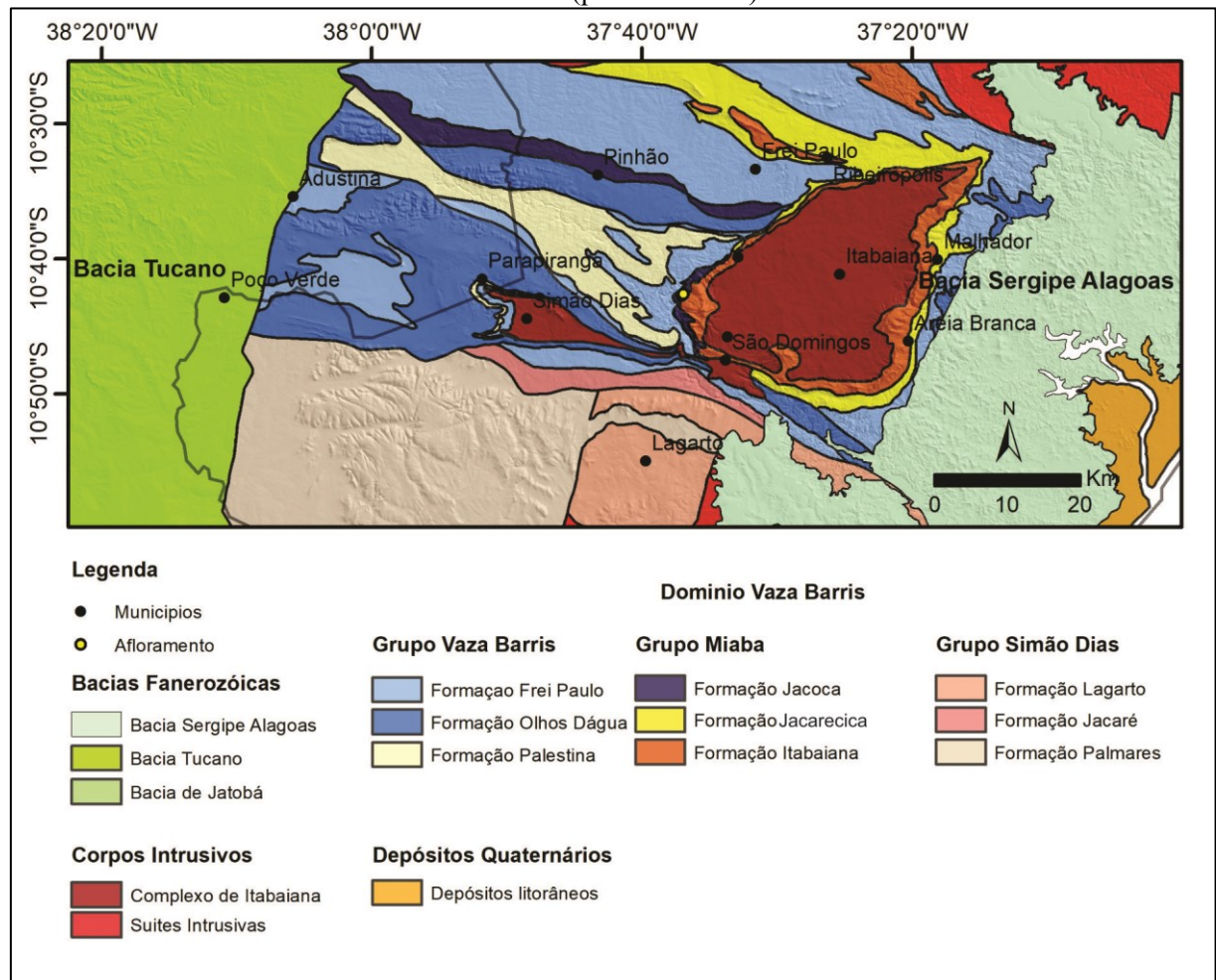
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar o contexto geotectônico em que o material sedimentar foi depositado a partir de assinaturas geoquímicas de óxidos maiores.
- Avaliar em escala de lâmina delgada e de afloramento possíveis influências glaciogênicas que podem ter atuado durante o transporte e deposição dos sedimentos da unidade, em um cenário de provável glaciação.
- Examinar potenciais influências vulcanogênicas no estágio final da deposição dos sedimentos.

4 LOCALIZAÇÃO

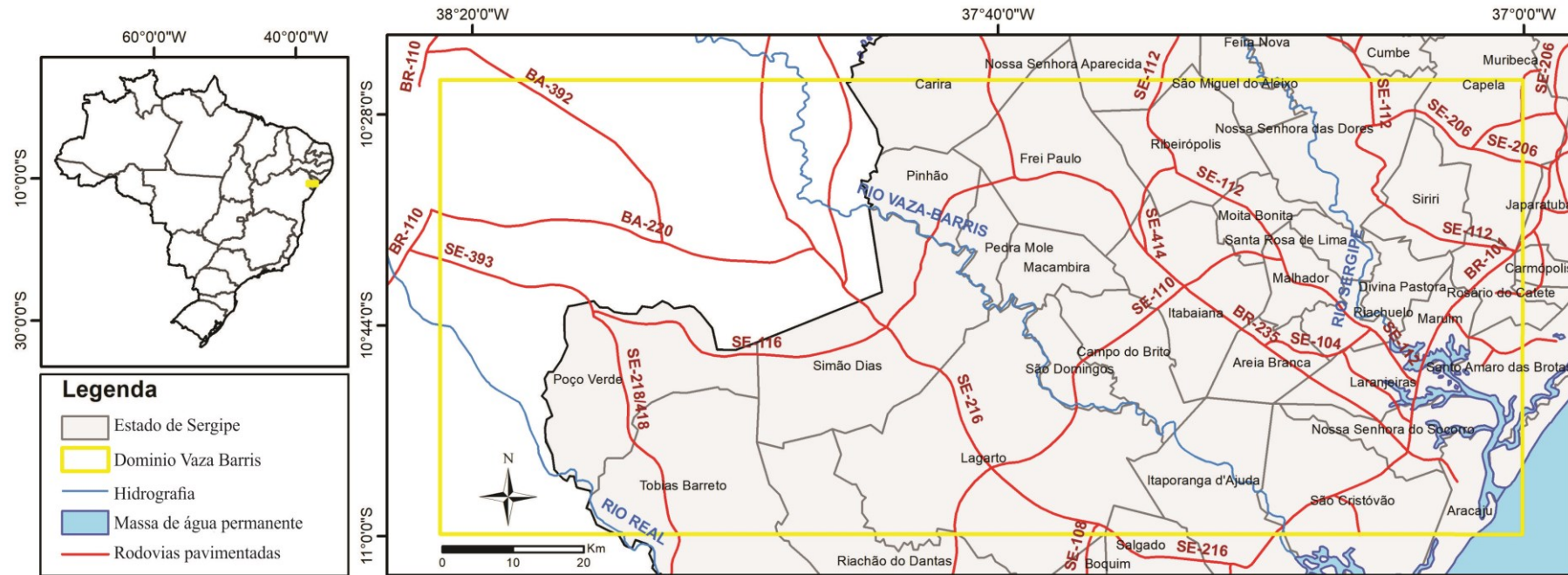
O domínio Neoproterozoico Vaza Barris está inserido na Faixa de Dobramentos Sergipana, a qual compreende sequências sedimentares dobradas durante a Orogenia Brasileira (~900-600 Ma) (p. ex., Neves et al., 1977) e aflorantes entre os estados da Bahia e Sergipe. A estratigrafia da região foi primeiro proposta por Humphrey & Allard (1969), que dividiram as sequências do domínio em dois grupos: Vaza Barris e Miaba. O Grupo Miaba aflora entre as coordenadas geográficas de 37° 0 ' 00 ' ' W para 38° 20 ' 00 ' ' e 10° 25 ' 0 ' ' S para 10° 60 ' 0 ' '.

Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Domínio Vaza Barris e localização do afloramento estudado (ponto amarelo)



Fonte: Adaptado de Sial et al. (2010).

Figura 6 - Mapa hidrográfico e principais rodovias de acesso do Domínio Vazam Barris



Fonte: O Autor (2020).

*Nota-se o sistema do Rio Vaza Barris como principal corpo d'água associado aos municípios de Macambira e São Domingos

O afloramento alvo de estudo está localizado na Fazenda de Capitão, nas coordenadas geográficas $10^{\circ}42'43.92''S / 37^{\circ}37'2.68''O$, onde também ocorre a localidade tipo do Grupo Miaba (que inclui a Fm. Itabaiana, a Fm. Jacarecica e a Fm. Jacoca). Para chegar no local, é necessário se deslocar da cidade de Recife pela rodovia BR-101 até o município sergipense de Itabaiana, que fica a aproximadamente cinquenta e sete quilômetros da capital Aracaju. De Itabaiana, continua-se o deslocamento por aproximadamente quinze quilômetros até a localidade de Macambira, onde pode-se consultar moradores sobre a trilha que conduz para a Pedra da Arara, localizada no pé da Serra de Miaba. Para acessar o afloramento tipo, é necessário se deslocar da Fazenda de Capitão por aproximadamente um quilômetro, atravessando um pequeno afluente do Rio Vaza Barris.

5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A compilação de material bibliográfico foi desenvolvida em duas etapas. A primeira ocorreu durante o período de matrícula como aluno especial (2018) até a finalização do primeiro semestre como aluno ingressante no programa (2019) (aprox. 13 meses). Artigos de investigação e revisão, bem como livros de quimioestratigrafia, teses e dissertações de universidades brasileiras (e.g., UFPE, UFMG e USP, ETH e University of Melbourne, entre outras) foram compilados e organizados de acordo com as evidências de glaciações Neoproterozoicas de cada país (e.g., Canadá, Austrália, Namíbia, USA, Uruguai e Brasil). Posteriormente, a segunda etapa compreendeu o segundo semestre até o fim do terceiro semestre (aprox. 11 meses). Nessa etapa, foi compilado e estudado material bibliográfico sobre proxies de vulcanismo (e.g., Mercúrio-Hg) e proxies de intemperismo (e.g., isótopos de Magnésio-Mg), bem como sobre sedimentologia e petrografia de diamictitos Pré-cambrianos e seus análogos quaternários, geoquímica de unidades clásticas e petrografia de capas carbonáticas.

5.2 ETAPAS DE CAMPO

As etapas de campo foram centradas no afloramento da Fazenda de Capitão, Domínio Vaza Barris do Cinturão Sergipano (Figs. 5-6), localizada no município de Macambira. Todas as etapas ocorreram em 2019 e foram divididas em:

- Etapa 1 (29-31 de Janeiro/2019): Coordenada e dirigida pelos professores Alcides Nóbrega Sial e Cláudio Gaucher, essa etapa consistiu no reconhecimento da geologia da área de estudo.
- Etapa 2 (17 de Fevereiro/2019): Focada unicamente na seção tipo do Grupo Miaba da Fazenda de Capitão, onde foram registrados e fotografados os aspectos litológicos mais relevantes das formações Jacoca e Jacarecica.
- Etapa 3 (14-15 de Abril/2019): Durante essa etapa, foi levantada coluna estratigráfica da Formação Jacoca para análises geoquímicas de elementos maiores, menores, traços e isotópicos (C, O, N e Mg), e amostrado o último metro da Formação Jacarecica para análise geoquímica por fluorescência e difração de raios-X, e isótopos de Mg.

- Etapa 4 (14-15 de Setembro/2019): Dedicada unicamente a registrar, descrever e fotografar as estruturas sedimentarias e aspectos litofaciológicos mais relevantes da Formação Jacarecica, bem como amostrar rochas para descrição petrográfica.

5.3 METODOLOGIA DE AMOSTRAGEM (SEÇÕES DELGADAS)

Na metodologia descrita por van der Meer et al. (2003), sugere-se que o tamanho padrão de seções petrográficas é inadequado para análises micromorfológicas. Os autores sugerem seções com dimensões preferenciais de 8 x 14 cm e outras com 6 x 10 cm. Em relação à orientação das amostras, essas devem ser orientadas conforme a direção do fluxo de gelo, quando possível identificá-lo. Como ressaltado por Menzies et. al (2010), nenhuma das características observadas nas seções são por si mesmas diagnósticas de um ambiente particular de deposição, mas o reconhecimento de múltiplos conjuntos de microestruturas em uma amostra pode permitir interpretações paleoambientais.

Dessa maneira, um total de dez amostras foram confeccionadas para estudos micromorfológicos, orientadas paralelamente e perpendicularmente à unidade diamictítica. Foram levados em conta indicadores unidirecionais de paleofluxo seguindo a metodologia de Miall (1999), tal como alienação de grãos, imbricações sutis dos grãos da trama e/ou orientações preferencias do arcabouço das diferentes litofácies reconhecidas. As dimensões usadas neste trabalho foram de 6 cm x 10 cm e, quando possível, 8 cm x 10 cm. Os critérios mencionados acima nem sempre eram apreciáveis de forma constante ao longo de todo o afloramento ou em um perfil vertical único. Assim, as amostragens levaram também em consideração variações faciológicas laterais que permitiram distinguir indicadores aparentes dos paleofluxos.

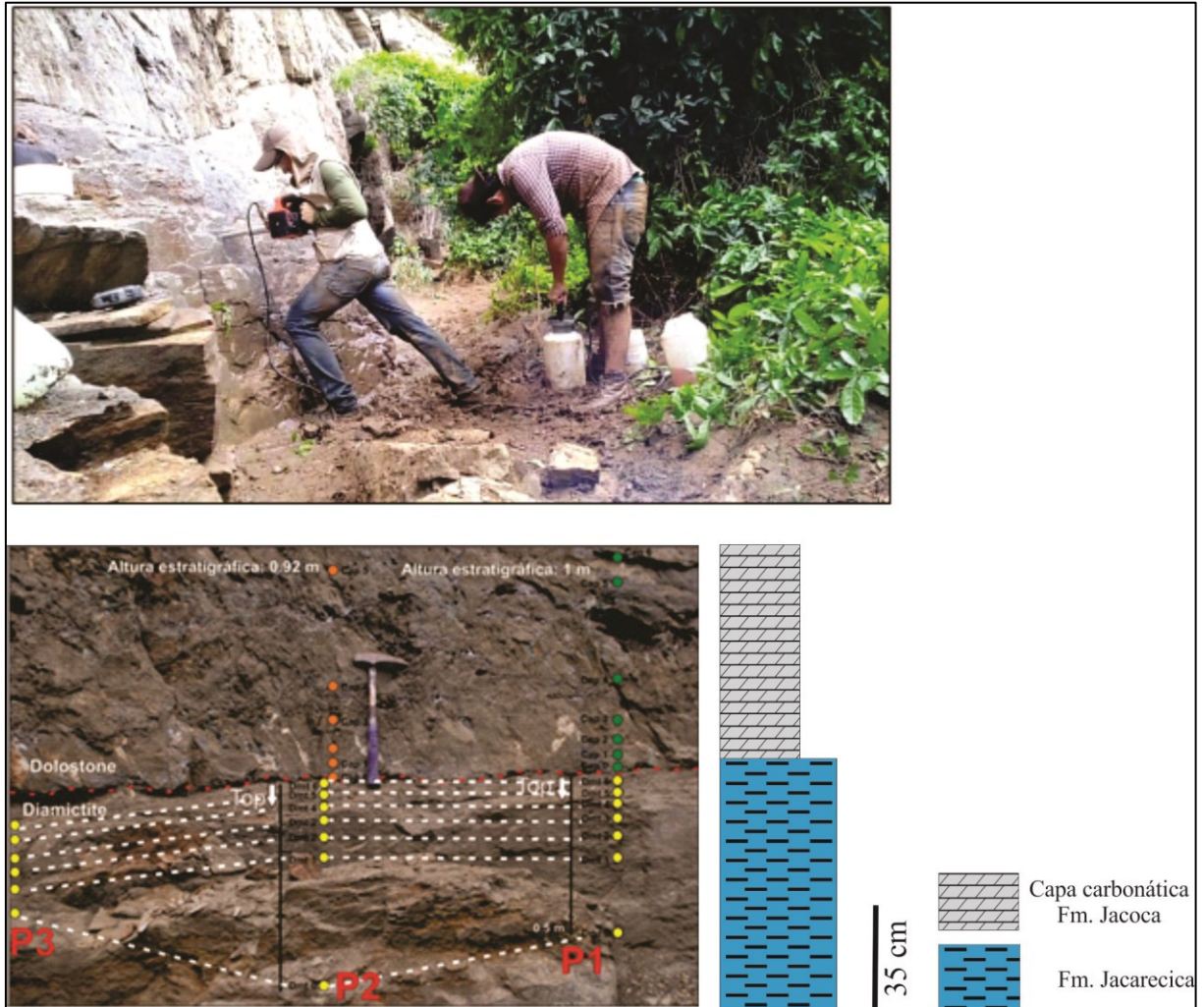
A apresentação dos intervalos estratigráficos, bem como as correspondentes alturas estratigráficas das amostras coletadas para petrografia, serão mostradas nas subseqüentes páginas, em consonância com fotografias de campo.

5.4 COLUNA ESTRATIGRÁFICA E METODOLOGIA DE AMOSTRAGEM DA FORMAÇÃO JACARECICA PARA ANÁLISES GEOQUÍMICAS

Devido à alta dureza do material sedimentar e à enorme dificuldade para amostrar exclusivamente a matriz do diamictito em uma quantidade significativa para todas as análises geoquímicas, foi necessário realizar a amostragem a partir de perfurações horizontalmente

dirigidas (HDD- Horizontal Directional Drilling) (Fig. 7). Cada amostra de núcleo foi protegida com papel plástico, registrada a sua altura estratigráfica e relacionada ao seu perfil correspondente.

Figura 7 - Perfil estratigráfico da Formação Jacarecica em contato discordante com a Fm. Jacoca, escolhido para análises geoquímicas



Fonte: O Autor (2020).

5.5 PULVERIZAÇÃO DE AMOSTRAS

O processo de pulverização foi feito em duas etapas. A primeira foi utilizada para análises de fluorescência de raios X, difração de raios X e concentrações de mercúrio (Hg), nas quais a influência de elementos metálicos traços não é significativa se tratando de concentrações em porcentagem peso. Essa etapa foi feita na sala de pulverização do Laboratório NEG-LABISE, em painéis de titânio.

5.6 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX)

As análises geoquímicas de óxidos maiores dos carbonatos e diamictitos foram conduzidas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Núcleo de Estudos Geoquímicos e Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), vinculado à Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Recife.

Para essas análises, 21 amostras (rocha total) de argilitos foram separadas e extraído 1 grama de cada uma. Posteriormente, cada amostra foi secada em estufa por aproximadamente duas horas, a uma temperatura de 1000° C para o cálculo de perda ao fogo (P.F.).

As análises químicas das pérolas fundidas foram feitas usando um espectrômetro de fluorescência de raios- X Rigaku modelo RIX 3000. Os resultados foram expressos em % peso para elementos maiores e em partes por milhão (ppm) para os elementos traços.

5.7 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)

A geoquímica semiquantitativa de DRX foi conduzida no Laboratório de Difração de Raios-X (DRX) do Departamento de Geociências do ETH, usando um difratômetro de massas Bruker AXS D8 Advance, sob condições de operação de comprimento de onda $K\alpha_1$: 1.5406 Å, radiação de Cobre (Cu) e detector Lynx-Eye. O método usado para interpretação dos resultados foi o de PDF Hanawalt (Powder Diffraction File).

Para uma maior confiabilidade dos resultados, foi empregado um Godness of Match (GOM) igual ou superior a 2000, com uma janela de pesquisa de 0.3° e uma janela de seleção de 0.3°.

5.8 PETROGRAFIA CONVENCIONAL

Infelizmente, em virtude da pandemia COVID-19, não foi possível realizar estudos petrográficos convencionais como, por exemplo, os descritos por Pettijohn (1975), uma vez que essa etapa foi planejada para ser desenvolvida no último período do mestrado - período em que as universidades do Brasil mantiveram-se fechadas e com acessos negados para estudantes e professores. No entanto, espera-se no futuro contrastar as técnicas petrográficas clássicas com as usadas no presente trabalho.

5.9 DESCRIÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS DE CAMPO

Todas as interpretações sedimentares da Formação Jacarecica foram baseadas em observações e descrições de campo do afloramento da Fazenda de Capitão, município de Macambira (Sergipe).

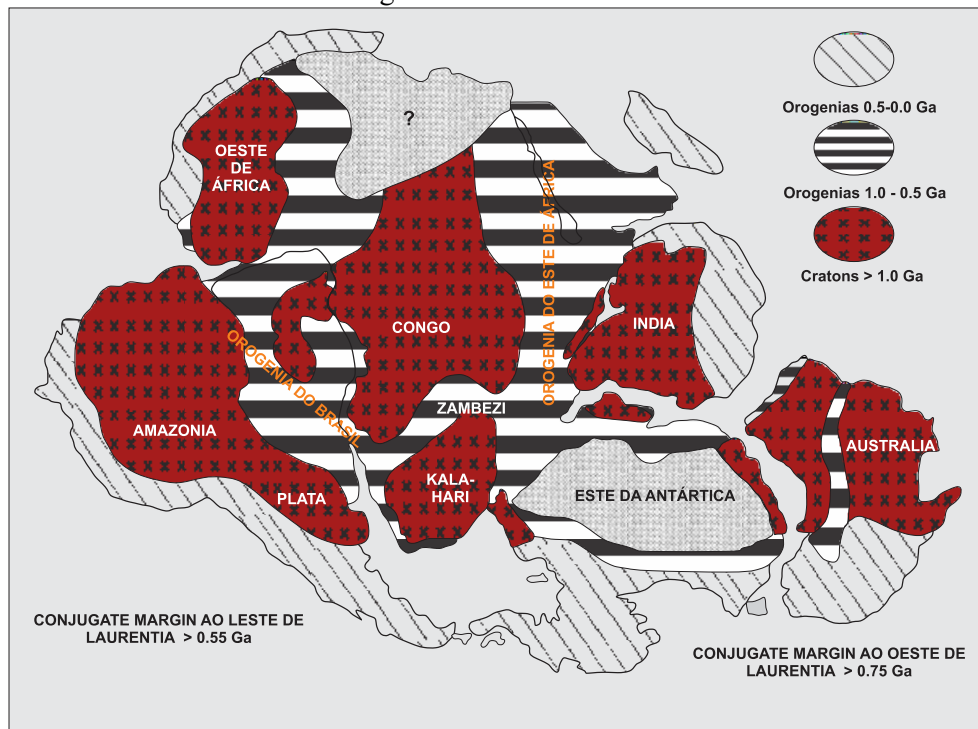
6 GEOLOGIA REGIONAL

6.1 CONTEXTO GEOLÓGICO EVOLUTIVO

A fragmentação do supercontinente Rodínia levou a uma das maiores reorganizações tectônicas globais (~750 – 550 Ma) que afetaram o registro geológico da Terra: o nascimento de Gondwana, e à consequente irradiação evolutiva Ediacarana no final do Proterozoico. A fragmentação de Rodínia ocorreu em duas etapas, entre ~800 e 700 Ma e em torno de 600 Ma, sendo essa última contemporânea ao período de acreção de Gondwana (Li et al., 2008). Assim, o amalgamento de Gondwana teve início em torno de 630 Ma e se estendeu entre ~550 e 530 Ma, quando a subducção ao longo da margem do proto-Pacífico já estava estabelecida (Cordani et al., 2003; Cawood & Buchan, 2007).

Um supercontinente anterior, denominado Panótia, é considerado o supercontinente do Neoproterozoico tardio, de “curta duração”, e incluía os domínios de Laurentia e Gondwana (Young, 1995).

Figura 8 - Megacontinente Gondwana composto de seis ou mais pré-crátons (1.0 Ga), unidos pelos cinturões orogênicos Pan-Africano/Brasiliano



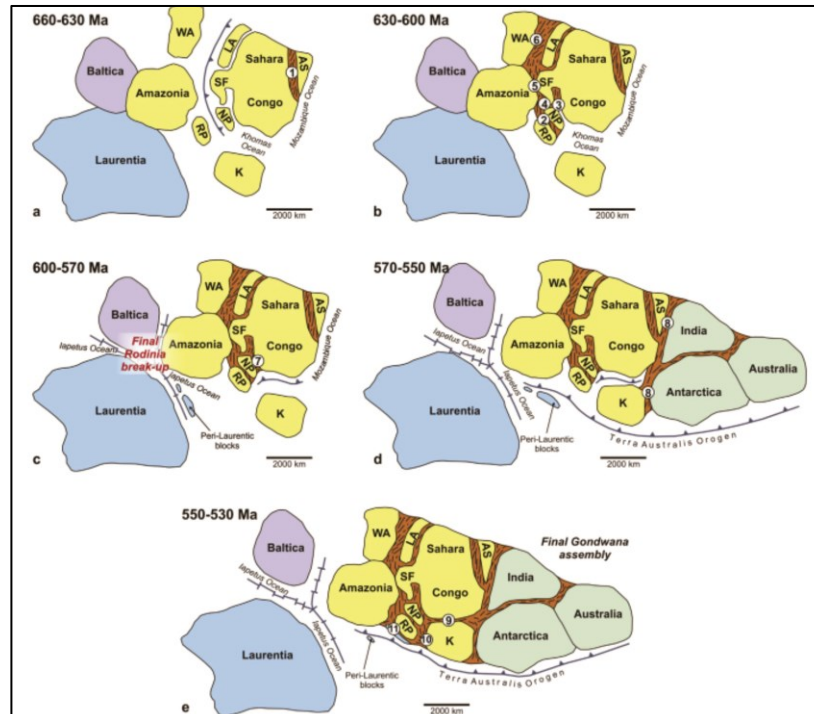
Fonte: Adaptado de Hoffman (1999).

*Os crátons Congo e Kalahari foram unidos pelo cinturão Zambezi ~820 Ma; Greater India foi acrecionado em ~680 Ma; Oeste de África, em ~610 Ma; e Austrália-Antártica Ocidental e Amazônia-La Plata, em ~550 Ma.

Em consequência, a separação de Rodínia levou à criação de amplas margens de plataforma (Donnadieu et al. 2004) que consumiriam, nas nascentes linhas de costa, o carbono proveniente da atmosfera por atividade vulcânica. Isso teria causado queda nas temperaturas globais, levando a Terra a um estado de congelamento total de sua superfície, representado por duas grandes glaciações amplamente registradas (Schrag e Hoffman 2002).

A constituição desse novo continente culminou com a orogênese *Brasiliana/Pan-africana* e a orogênese do *Leste de África* nas porções oeste e leste, respectivamente, envolvendo os 6 principais crátons: Amazônia, Oeste Africano, Congo-São Francisco, Kalahari, Índia e Austrália-Antártica, Fig.8, (Hoffman, 1999). A montagem desse novo continente implicou no fechamento de dois principais oceanos: o Adamastor (ou Brasilide) e o Moçambique, os quais separavam o Oeste e Leste de Gondwana, respectivamente (Dalziel, 1992). O fechamento do Oceano Adamastor, entre os crátons do Rio de La Plata-Paraná e Kalahari, teria ocorrido através de várias acreções (Cordani et al. 2003).

Figura 9 - Evolução paleogeográfica e tectônica de vários blocos crustais na formação de Gondwana (WA: Oeste Africano, RP: Rio de La Plata, K:Kalahari, NP: Nico Pérez, SF: São Francisco, LA:LATEA, AS: Shield Arabian-Nubian)



Fonte: Adaptado de Oriolo et al. (2017).

*1. Orogenia do Leste de África; 2. Cinturão Dom Feliciano; 3. Cinturão Ribeira; 4. Cinturão Brasília; 5. Lineamento Transbrasiliano; 6. Lineamento Kandi/Cinturão Dahomey; 7. Cinturão Kaoko; 8. Orogenia Leste de África-Antártica; 9. Cinturão Damara; 10. Cinturões Gariep e Saldania; 11. Cinturão Pampean.

Oriolo et al. (2017) propõe um modelo reconstrutivo do que seria provavelmente a montagem final de Gondwana (Fig.9). No entanto, esse modelo tem sérios problemas em relação à posição e integração dos crátons Rio de La Plata e Kalahari, à ausência de Paranapanema e outros (Gaucher, comunicação pessoal).

Os cinturões dobrados que resultaram da orogenia Brasileira/Pan-Africana hoje representam excelentes exposições geológicas no Brasil que reafirmam a hipótese de pelo menos duas glaciações globais Neoproterozoicas que atingiram áreas de baixa latitude, os eventos glaciais Marinoano, ~635 Ma, (Hoffmann et al.2004) e Esturtiano, ~715 Ma (Zhou et al. 2004).

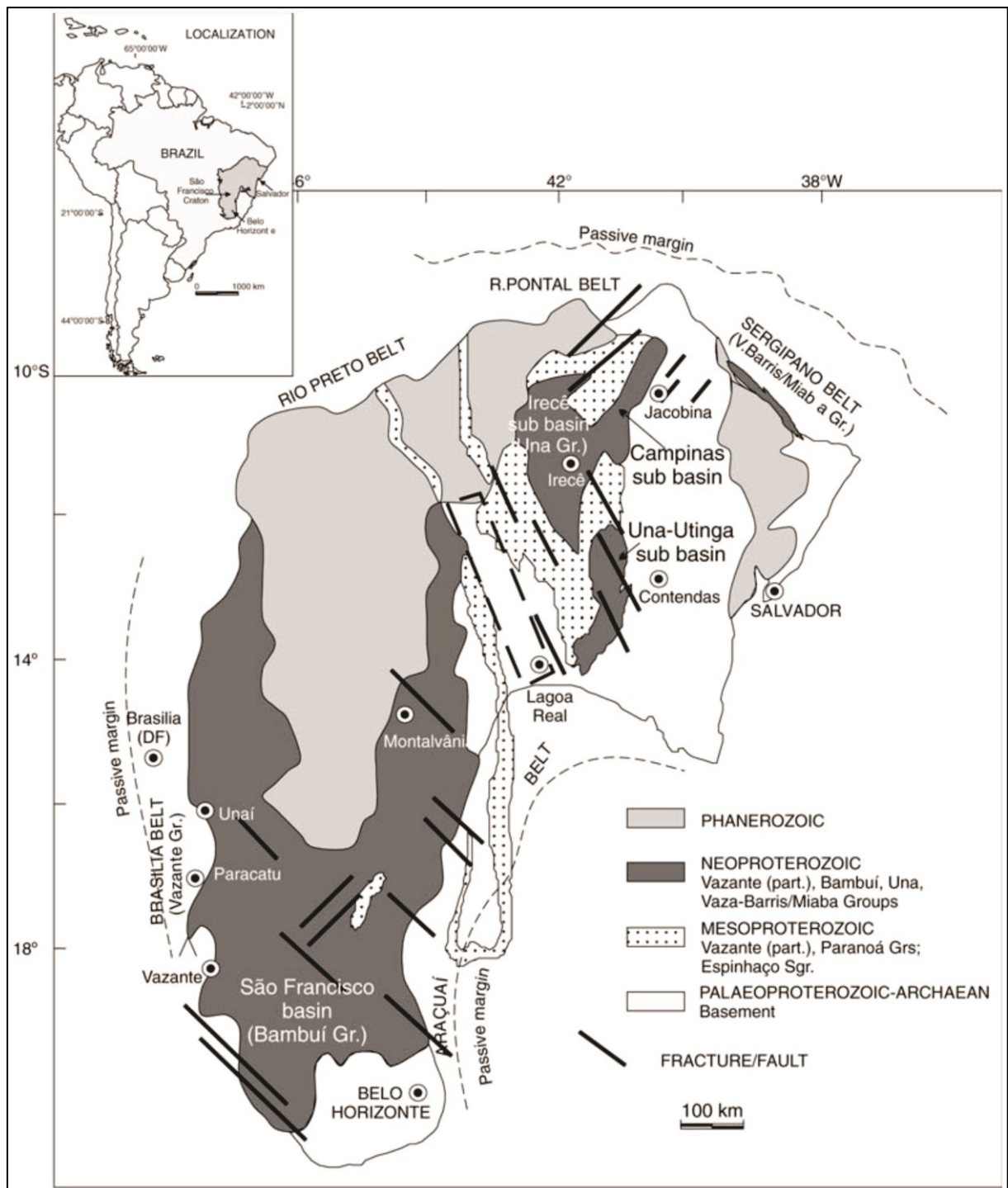
6.2 A FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA, NORDESTE DO BRASIL

O Cinturão Sergipano (ou Faixa Sergipana) é considerado um *thrust-and-fold-belt* deslocado para o sul, em proximidade ao Cráton São Francisco (Davison, 1989), e formado pela colisão desse último com o Bloco Pernambuco-Alagoas, a norte (Oliveira et al. 2006; Oliveira et al. 2010; Sial et al. 2010). A faixa é também considerada um cinturão adjacente à porção nordeste do Cráton São Francisco (Fig. 10) (Misi et al. 2011), e é dividida em seis domínios litoestratigráficos: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância.

Oliveira et al. (2006) correlacionaram o cinturão Sergipano com o cinturão Yaoundé (Camarões, África), restringindo a idade mínima da colisão Brasileira-Pan-Africana no cinturão Sergipano em 628 ± 12 Ma, obtida a partir de granitos sincolisionais, enquanto a colisão do cinturão Yaoundé foi restringida entre 620 e 610 Ma. Nesse trabalho, geoquímica de isótopos Sm-Nd e datação U-Pb indicaram que a maioria das rochas metassedimentares em ambos os cinturões provêm de fontes do norte e, em menor proporção, dos crátons do sul.

Santos et al. (1998) simplificaram em um mapa geológico os domínios litoestratigráficos que compõem a Faixa de Dobramentos Sergipana (Fig. 11).

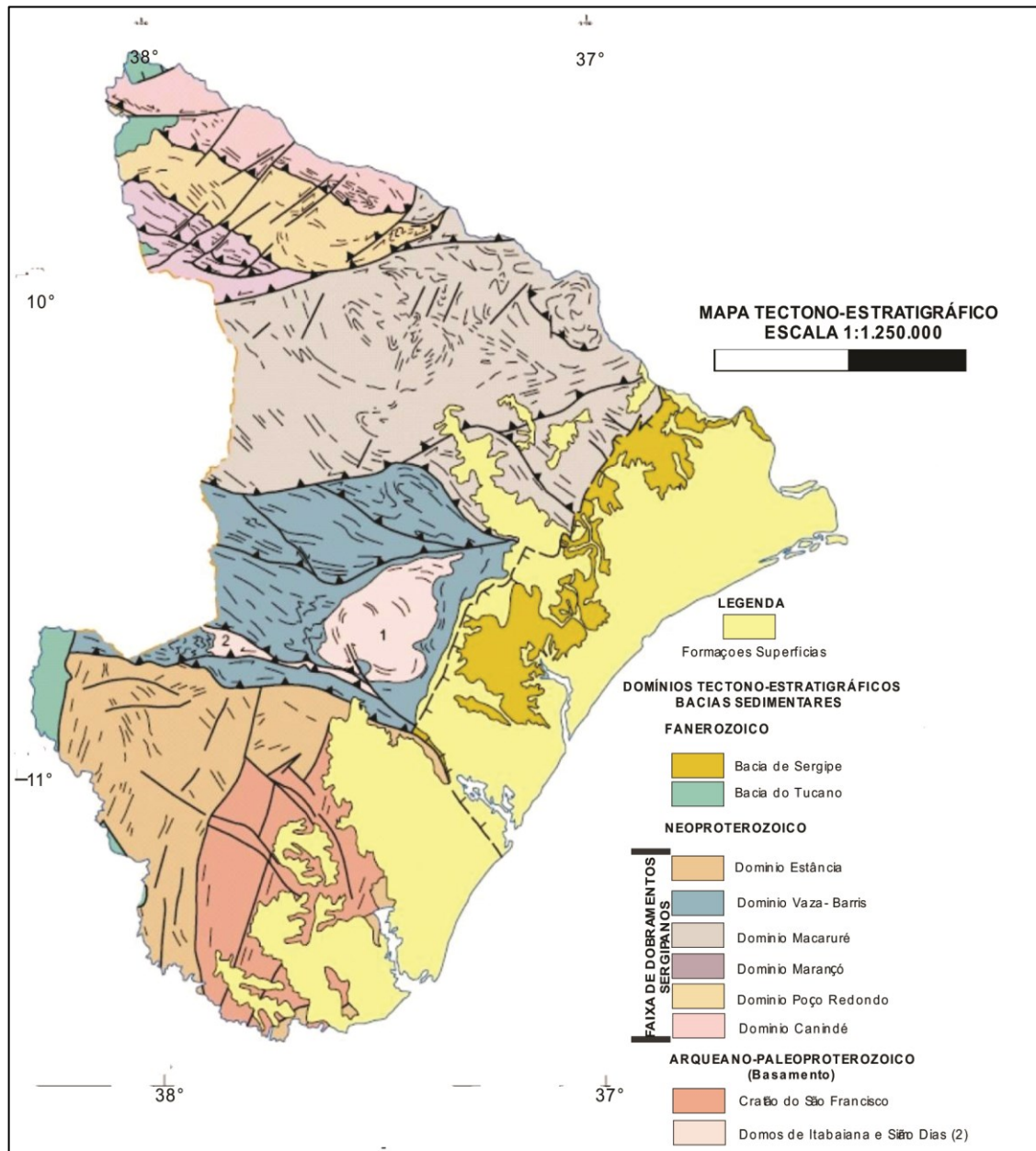
Figura 10 - O Cráton São Francisco, NE do Brasil, sua cobertura Neoproterozoica (Supergrupo São Francisco) e cinturões dobrados circundantes: Sergipano, Araçuai, Brasília, Rio Preto e Riacho do Pontal



Fonte: Misi et al. (2011).

Os três primeiros domínios são compostos por rochas sedimentares, vulcânicas e plutônicas, enquanto os três últimos são formados por rochas metassedimentares de fácies marinhas supratidais e subtidais (Oliveira et al. 2010).

Figura 11 - Domínios tectonoestratigráficos da Faixa Sergipana: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância



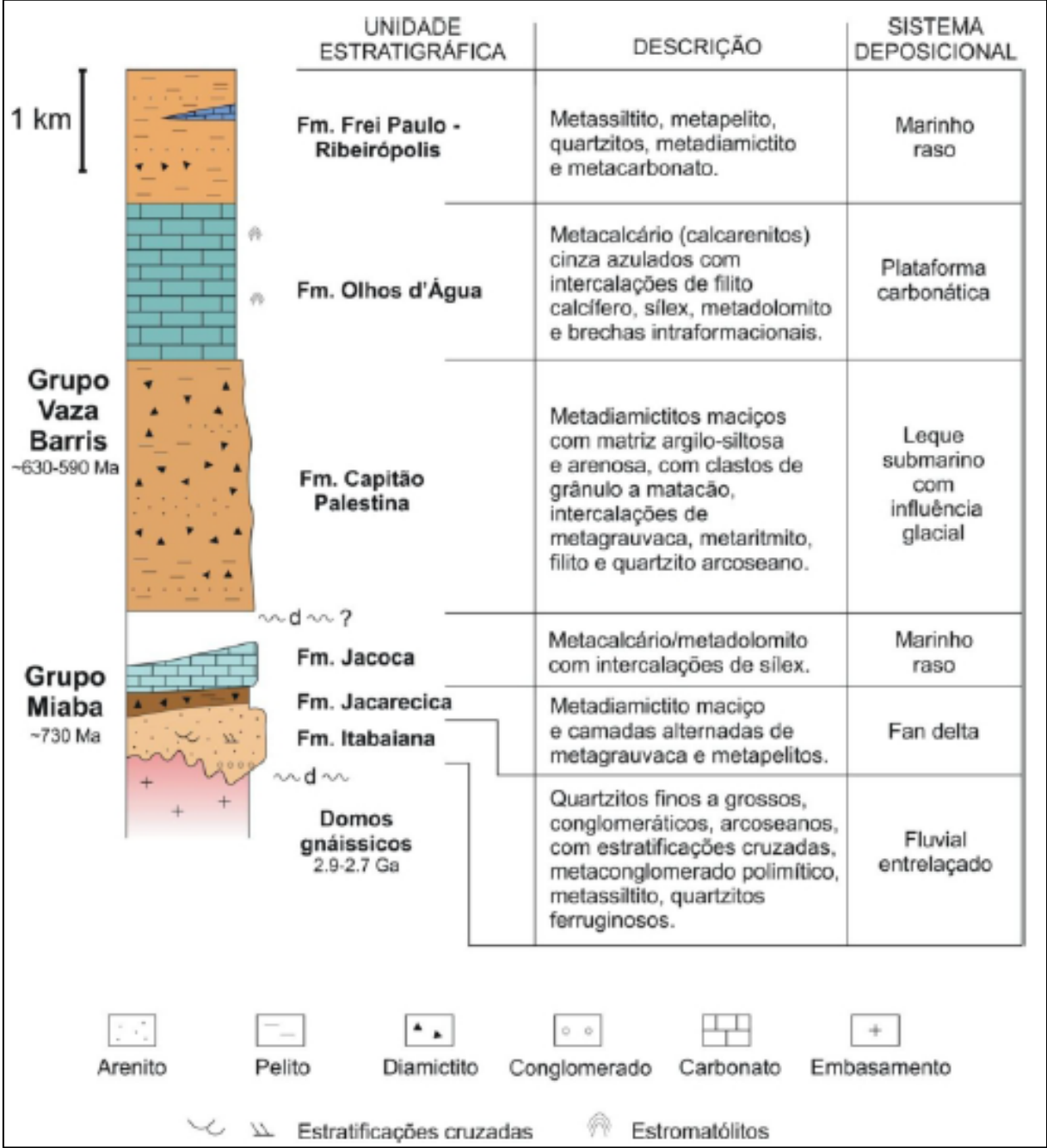
Fonte: Adaptado de Santos et al. (1998).

Uhlein et al. (2013) apresentaram um esquema que ilustra a disposição estratigráfica dos Grupos Miaba e Vaza Barris, que compõem o denominado Domínio Vaza Barris (Oliveira et al. 2010), a partir da compilação de outros autores (p. ex., Humphrey & Allard, 1969; Silva Filho et al. 1979; Sial et al. 2010) (Tabela1).

Entretanto, Humphrey & Allard (1969) foram os primeiros a definir a estratigrafia dos Domínios Vaza Barris e Estância, dividindo-os nos grupos Miaba e Vaza Barris (Figura 12),

cuja proposta permanece como a mais aceita. A Formação Jacarecica aqui estudada é parte do Grupo Miaba.

Figura 12 - Carta estratigráfica dos Grupos Vaza Barris e Miaba do Cinturão Sergipano



Fonte: Compilado de Humphrey & Allard (1969).

Tabela 1 - Coluna estratigráfica do Domínio Vaza Barris

NEOPROTEROZOICO	GRUPO	FORMAÇÃO
	Vaza Barris	Frei Paulo/Ribeirópolis
		Olhos D´Água
	Miaba	Capitão-Palestina
		Jacoca
		Jacarecica
		Itabaiana
	Inconformidade basal	
	Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico-	

Fonte: Uhlein et al. (2013).

6.3 SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO JACARECICA

A Formação Jacarecica tem sido amplamente descrita como uma unidade conglomerática por diferentes autores (p. ex., Humphrey & Allard, 1969; Sial et al., 2010; Oliveira et al., 2010; Uhlein et al., 2011) e pertencente ao Grupo Miaba (Domínio Tectônico Vaza Barris) do Cinturão Neoproterozoico Sergipano (p. ex., Silva, 1995 e referencias nele contidas). A evolução histórica do conceito e definição dessa formação teve início com o trabalho pioneiro de Humphrey & Allard (1969), o qual definiu a Fm. Jacarecica.

Davison & Santos (1989) descrevem o Grupo Miaba como uma sequência marinha rasa e uma sequência fluvial de quartzitos e conglomerados, atribuídas às formações Itabaiana e Jacarecica, respectivamente, seguidas por uma sequência transgressiva de carbonatos e folhelhos da Formação Jacoca. A Fm. Jacarecica é descrita por esses autores como conglomerados pobremente selecionados e matriz suportados. Silva (1992) ressalta que rochas piroclásticas e lentes de metarenitos e metacarbonatos podem ocorrer dentro dessa formação. Posteriormente, Silva (1995) adotou o nome de Formação Ribeirópolis, homóloga da Formação Jacarecica de Humphrey & Allard, (1969), descrevendo-a como uma sequência de 100 a 500 metros de espessura que consiste em filitos siltosos marrom avermelhados com intercalações de metagrauvacas, argilitos, filitos seixosos e rochas metavulcânicas (intemperizadas) ácido-intermediárias a básicas, em discordância com a Formação Itabaiana. A Formação Ribeirópolis

consiste também de corpos finos de conglomerados com clastos das rochas subjacentes (margem oeste do domo de Itabaiana) ou rochas metavulcânicas altamente foliadas de cor preta a marrom escuro (margem oeste do domo Simão Dias). Clastos gnáissicos de até 1 metro têm sido descritos nos afloramentos da margem nordeste do domo de Itabaiana.

Silva (1995), por sua vez, propôs dois megaciclos que deram lugar ao Domínio Vaza Barris. O Ciclo I é conformado por uma megasequência siliciclástica (Formações Juete-Itabaiana e Ribeirópolis) e uma megasequência de carbonatos (Formações Acauã-Jacoca). O Ciclo II é representado por uma megasequência siliciclástica do Grupo Simão Dias, pela Formação Palestina e por uma megasequência de carbonatos (Formação Olhos D'Água).

Mais tarde, Oliveira et al. (2006; 2010) e Sial et al. (2010) continuaram empregando o termo Formação Ribeirópolis, mas conservando as descrições sedimentares feitas previamente por Humphrey & Allard (1969) e Silva (1992). Em resumo, há um consenso sobre o ambiente deposicional dessa unidade e seu contexto tectônico: ambiente de margem continental durante a fragmentação do megacontinente Rodínia e formação de Gondwana.

6.4 EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA

Oliveira et al. (2010) propuseram um modelo evolutivo para o cinturão Sergipano (Fig. 13) que inclui a fragmentação de Rodínia (Fig. 13a) e posterior desenvolvimento de um arco continental Neoproterozoico (~980–960 Ma) associado ao gnaiss Poço Redondo, na margem do bloco Paleoproterozoico Pernambuco-Alagoas (Fig. 13b).

A extensão crustal relacionada à fragmentação de Rodínia (Fig. 13c e 13d) teria dado origem a: (1) granitos tipo-A (Serra Negra) e rochas sedimentares sobre a margem restrita do Domínio Poço Redondo-Marancó; (2) a sequência vulcano-sedimentar Canindé, entre o Bloco Pernambuco-Alagoas e o Domínio Poço Redondo-Marancó; e (3) uma margem passiva na borda sul do Bloco Pernambuco-Alagoas.

Uma segunda margem passiva seria formada no Cráton São Francisco (unidade clástica basal do Domínio Vaza Barris, Formação Itabaiana). Em seu modelo evolutivo, Oliveira et al. (2010) apontam que a ausência de rochas ofiolíticas, que presumiriam basaltos de expansão do assolho oceânico separando as duas margens opostas, sugerem remoção dessas últimas pela subducção necessária para geração de um arco magmático continental entre 630 e 620 Ma.

A sedimentação no Domínio Canindé provavelmente teve início em torno de 715 Ma (idade U-Pb no granito tipo-A Garrote) e progrediu pelo menos até 625 Ma, idade determinada pelos grãos de zircão detríticos mais jovens encontrados na unidade Gosto-Mulungu. A deposição das formações Jueté e Itabaiana na margem passiva do Cráton São Francisco poderia ter começado em qualquer momento depois de 975 Ma (idade do zircão mais jovem da Formação Itabaiana).

No Domínio Canindé, o rifteamento avançou até aproximadamente 640 Ma (Fig. 13d), com o posicionamento da associação ígnea bimodal do granito tipo-A Garrote (715Ma) e de rochas continentais vulcânicas máficas da unidade Novo Gosto-Mulungu. Não há ainda evidências conclusivas de abertura de um assolho oceânico incipiente no Domínio Canindé, embora alguns anfíbolitos com umas poucas lavas almofadadas da unidade Novo Gosto-Mulungu se assemelhem a basaltos de assoalho oceânico.

A convergência entre o Bloco Pernambuco-Alagoas e o Cráton São Francisco levou à deformação dos sedimentos de plataforma e formação de um arco magmático continental entre 630 Ma e 620 Ma (Fig. 13e) nos domínios Macururé, Poço Redondo-Marancó e Canindé. É sugerido, a partir de inferências dos autores, que uma pequena placa oceânica foi subduzida por baixo do Domínio Poço Redondo para explicar a ocorrência de rochas vulcânicas de arco de 603 Ma no subdomínio Marancó (Fig. 13f).

A subsequente exumação e erosão do Bloco Pernambuco-Alagoas e dos últimos três domínios levaram à deposição dos sedimentos mais superiores dos domínios Estância e Vaza-Barris, com grãos de zircão detrítico de 615-570 Ma, e a deposição dos sedimentos Juá (bacia piggy-back?) no Domínio Macururé (Fig. 13f).

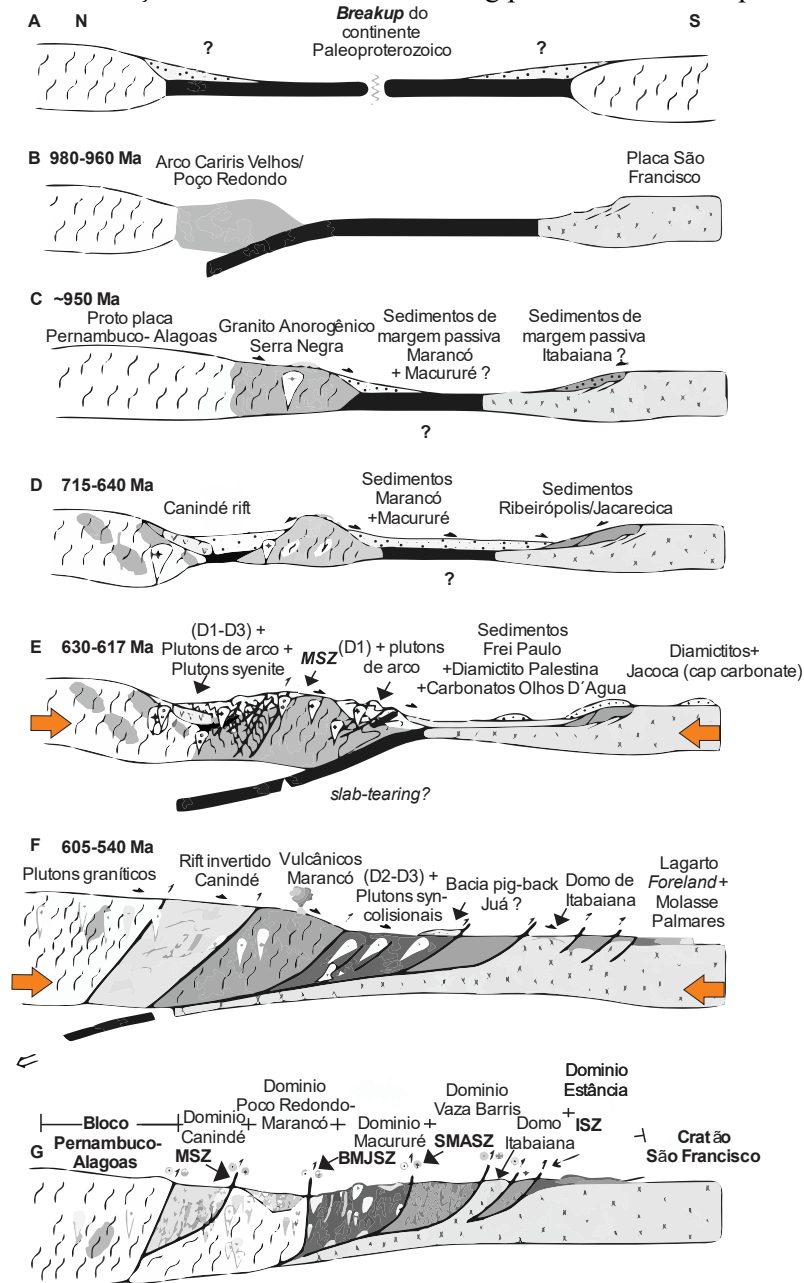
Finalmente, as rochas superiores foram dobradas e puxadas para a margem continental do Cráton São Francisco, a sul. A configuração final do Cinturão é apresentada na Fig. 13g.

6.5 DIAMICTITOS E CARBONATOS NEOPROTEROZOICOS DO DOMÍNIO VAZA BARRIS

A hipótese “Terra Bola de Neve” (Hoffman et al. 1998; Kirschvink, 1992) visa explicar a configuração enigmática que representa a transição abrupta de uma litologia glaciomarinha ou glaciofluvial de ambiente continental para uma litologia marinha rasa de ambiente subtidal.

Nesse sentido, as litologias aflorantes no Domínio Vaza Barris constituiriam um bom exemplo para o estudo dessa hipótese.

Figura 13 - Evolução tectônica do Cinturão Sergipano durante o Neoproterozoico



Fonte: Addaptado de Oliveira et al. (2010).

*Zonas de cisalhamento representadas: MSZ (Zona de Cisalhamento Marancó), BMJSZ (Zona de Cisalhamento Belo Monte/Jeremoabo), SMASZ (Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo), ISZ (Zona de Cisalhamento Itaporanga).

No presente projeto de mestrado, atenção é centrada no Domínio Vaza Barris, que inclui as formações Jacareica e Jacoca. Aqui, é feita uma breve revisão sobre a evolução sedimentar das formações que compõem o Grupo Miaba.

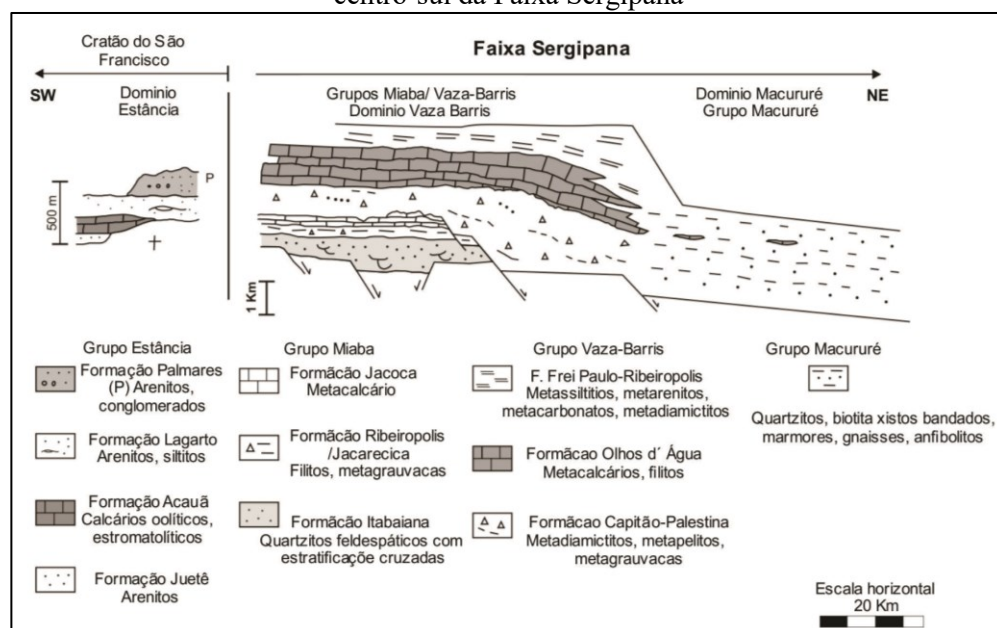
Para começar, o termo diamictito faz referência a rochas sedimentares de origem glacial ou geradas por fluxos gravitacionais (fluxos de detritos) em ambientes não glaciais, sem uma organização deposicional definida (Eyles et al., 1985; Tewari, 2012). Em um contexto de sedimentação glacial, eles representariam todos os sedimentos ou materiais removidos de litologias preexistentes, levadas na base das calotas glaciais enquanto essas se deslocavam (Mazumder & Loon, 2012). Pettijohn (1975) define diamictito como um paraconglomerado, isto é, conglomerado matriz-suportado com mais de 15% de matriz pelítica. A origem pode ser, tal como mencionado anteriormente, glacial ou de fluxos gravitacionais, mas o termo é estritamente descritivo e não possui implicações genéticas.

Os carbonatos, por sua vez, podem ter origem marinha (Kump, 1991; Moore e Wade, 2013; Saltzman & Thomas 2012) ou continental (Ford & Pedley 1996; Jones & Renaut, 2010; Özkul et al. 2013). Aqui revisaremos brevemente os primeiros.

Conforme a diagênese dos carbonatos das formações Jacoca e Olhos D'Água, essas são de configuração marinha e cada uma se formou depois de um evento transgressivo que teria afundado as plataformas pericratônicas imediatamente após os pulsos de deglaciação Esturtiana e Marinoana, respectivamente.

Uhlein et al. (2011) esquematizaram o que seria o Domínio Vaza Barris, segundo as adaptações seguidas de Humphrey & Allard (1969), Silva Filho et al. (1979) e Sial et al. (2010) (Fig.14).

Figura 14 - Disposição estratigráfica para os grupos Estância, Miaba, Vaza-Barris e Macururé, porção centro-sul da Faixa Sergipana



Fonte: Uhlein et al. (2011).

7 SEDIMENTOLOGIA, PETROGRAFIA E REGIME DEFORMACIONAL

7.1 SEDIMENTOLOGIA E GÊNESE

7.1.1 Conceitos Gerais

O termo diamictito, *strictu sensu*, define uma rocha sedimentar pobremente selecionada, geralmente matriz suportada, com clastos que podem ser angulares ou subangulares e sem uma proveniência sedimentar claramente conhecida (Eyles et al., 1983; Frakes, 1978). O seu homólogo para sedimentos não consolidados é o diamicton. O uso do termo diamictito é meramente descritivo e foi inicialmente proposto por Flint et al. (1960) para substituir o uso do termo symmictite, que fazia referência a rochas sedimentares terrígenas com uma ampla variação de tamanhos de partículas, e seu homólogo symmicton, para equivalentes não consolidados. Essas definições geram confusão, pois abarcam todo tipo de rocha ou sedimentos dispostos caoticamente, sem levar em conta as implicações paleogenéticas do material, o que pode incluir, por exemplo, brechas eruptivas homogeneizadas.

Dessa forma, “diamictito” é considerado um termo descritivo, sem nenhuma implicação genética, atribuído a uma unidade de rocha disposta caoticamente. Por sua vez, o termo till (sedimentos) ou tillito (material de rocha) faz referência ao material sedimentar do qual foi confirmada deposição por ação do gelo, discriminando o subambiente ou as condições deposicionais. Por exemplo, o uso da palavra tillito reconhece sedimentos que provavelmente foram depositados em ambiente proglacial (p. ex., glaciofluvial, glaciomarinho ou glaciolacustrino), subglacial ou supraglacial.

Com o passar do tempo, o conceito de tillito sofreu uma série de adaptações progressivas que se ajustavam a modelos de fácies, segundo o ambiente e suas influências deposicionais. Por exemplo, flowtill (Zieliński & Van Loon, 1996), watertill (Meer et al., 1999), lodgement till (Ruszczynska-Szenajch, 2001; Ruszczynska-Szenajch et al., 2008; Kruger & Marcussen, 2008), basal moraina (Minell, 1977) ou *subglacial till* (Clarke, 1987; Benn, 1995; Meer, 1997; Lian et al., 2003; Meer et al., 2003; Hart et al., 2004; Evans et al., 2006; Krüger, 2008; Haldorsen, 1981; Cofaigh et al., 2010).

Por outro lado, sedimentos que potencialmente foram transportados pela ação do gelo, mas liberados pela fusão glacial, poderiam ter sido transportados por influência de canais fluviais

de caráter proglacial em áreas de talude (Richards & Anderson, 1978; Hein, 1985; Lorenz & Muhr, 1989; Harris, 1998; Bertran & Texier, 1999; Van Steijn, 2011). Áquios depósitos de detritos sob regime gravitacional são chamados de fluxo subaquoso ou *glacial debris-flow deposits* (p. ex., Stravers & Powell, 1997).

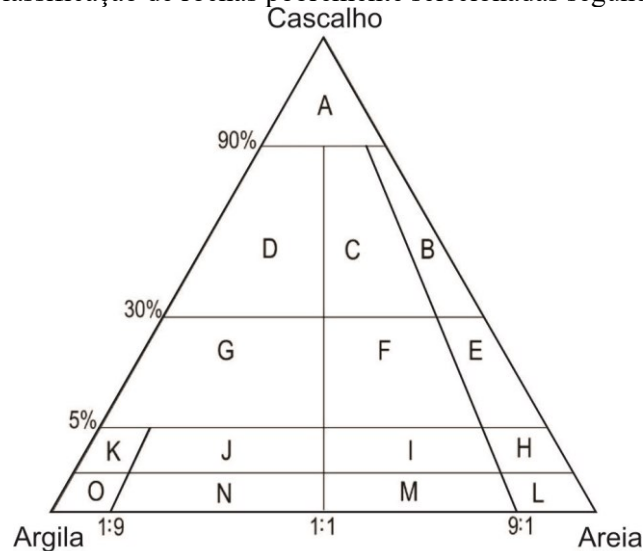
Dessa forma, quando a proposta da Snowball Earth foi oficialmente lançada como hipótese, conforme evidências deposicionais das formações Chuos e Ghaub (Namíbia) (Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2002), um intenso debate começou a tomar força, questionando se aquelas sequências Neoproterozoicas da Namíbia foram realmente depositadas pela ação do gelo. Um dos trabalhos que mais questionou se as formações do Grupo Otavi foram influenciadas glacialmente foi o de Eyles & Januszcak (2007). As conclusões dessa pesquisa, baseadas em associações de fácies, desconsideraram uma origem glacial para as unidades em questão, ressaltando também que não é necessário recorrer a explicações paleoclimáticas extremas para entender a origem deposicional e/ou deformacional sintectônica das estruturas identificadas. Eyles & Januszcak (2007) concluem que aqueles estratos são fluxos gravitacionais subaquosos de origem não glacial, depositados coincidentemente na fase de rifteamento durante o break-up do Cráton do Congo. Complementarmente, Eyles & Januszcak (2007) reforçaram observações que trabalhos prévios já haviam sugerido, sem aludir a explicações paleoclimáticas de escala global (Cornelis, 1969; Guj, 1974; Hedberg, 1979; Downing, 1983; Porada & Wittig, 1983).

Assim, o debate sobre se os diamictitos que estavam sendo reportados em diferentes partes do mundo, reinterpretados como evidências das glaciações Esturtiana (e.g., Vieira et al., 2007; Sial et al., 2010; Busfield & Heron, 2014), Marinoana (e.g., Uhlein et al., 2016 e discussão em Delpomdor et al., 2020) e Gaskiers (e.g., Alvarenga et al., 2007; Hebert et al., 2010; Carto & Eyles, 2012), eram depósitos glaciais ou não começou a se espalhar e trabalhos previamente publicados começaram a ser confrontados em uma discussão que ainda parece estar longe do fim (ver recopilações em Hoffman et al., 2017).

7.1.2 Diamictitos: Classificações Propostas

Folk (1954) propôs uma nomenclatura para rochas sedimentares pobremente selecionadas, baseada nos conteúdos de areia, argila e grauvaça (Fig.15).

Figura 15 - Classificação de rochas pobremente seleccionadas segundo Folk (1954)



Fonte: Folk (1954).

*A proporção em volume de cascalho é estimada em relação à base do triângulo. Posteriormente, a relação Argila:Areia é medida para dar a categoria final. A: Conglomerado, B: Conglomerado arenoso, C: Conglomerado arenoso argiloso, D: Conglomerado argiloso, E: Arenito conglomerático, F: Arenito argiloso conglomerático, G: Argilito conglomerático, H: Arenito ligeiramente conglomerático, I: Arenito argiloso ligeiramente conglomerático, K: Argilito ligeiramente conglomerático, L: Arenito, M: Arenito argiloso, N: Argilito arenoso, O: Argilito.

A classificação de Folk (1954) discrimina implicações genéticas e se restringe unicamente a relações granulométricas dentro de um modelo triangular.

Contudo, umas das principais dificuldades na interpretação granulométrica no campo da sedimentologia glacial é a proveniência de uma ampla gama de litologias associadas a esses ambientes, o que dificulta estabelecer o grau de maturidade da rocha. Portanto, fragmentos de arenitos relegados e outras granulometrias maiores deveriam ser levados em conta.

Moncrieff (1989) destaca que o uso dessas classificações não é adequado para sedimentos glaciais já que, por exemplo, um till subglacial é considerado maduro quando o conteúdo de argilas e siltes predomina e a presença de grauvas é reduzida. A classificação de Moncrieff (1989) potencialmente resolve o problema da presença de material de grauva que compõe os diamictitos de origem ou influência glacial. Tomando como base o esquema triangular de Folk (1954) e Folk (1970), o autor sugere uma nova proposta para classificar diamictitos em amostras de mão (Fig. 16).

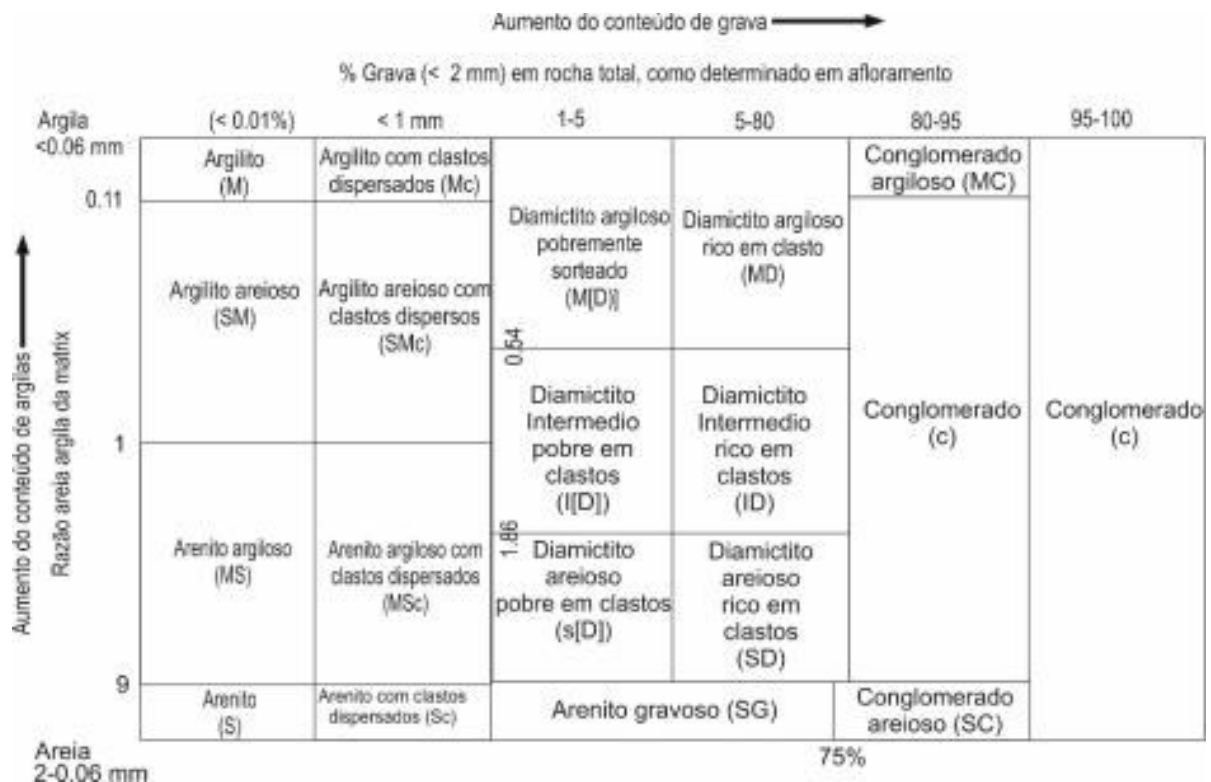
Eyles et al. (1983) discute o conhecimento que se tinha até então sobre ambientes glaciais deposicionais baseado em correlações estratigráficas de ambientes modernos, mas que não

levava suficientemente em conta as reconstruções de ambiente deposicional. Dessa forma, Eyles et al. (1983) propuseram um código para descrição e avaliação de sequências em campo ou núcleos de perfuração que contenham diamictitos ou diamictons. Primeiro, Eyles et al. (1983) empregaram a palavra “tillite” sem uma conotação genética; segundo, são tomaram os códigos de litofácies já publicados para sedimentos fluviais, para assim, independente de implicação genética, oferecer bases sólidas para a interpretação ambiental.

Diante das fragilidades que existiam na época sobre interpretação ambiental de sequências glaciogênicas, começou a prevalecer a ideia de que a maioria dos conceitos existentes eram modelos teóricos muito complexos de serem aplicados em campo, provindos da caracterização de propriedades físicas e mineralógicas dos sedimentos (p. ex., tamanho do grão, análises de textura e de fábrica ou reconhecimento mineralógico).

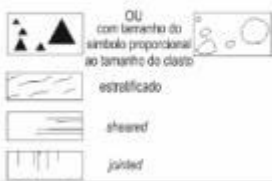
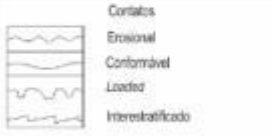
Diante disso, Eyles et al. (1983) estudaram as sequências de “tills” Pré-Pleistocênicas e Pleistocênicas a partir de associações de litofácies verticais e laterais, e assim forneceram uma interpretação paleodeposicional mais precisa. Para atingir o objetivo, os autores modificaram os códigos de fácies de depósitos fluviais (incluindo depósitos glaciofluviais) de Miall (1977), incluindo a letra “D” como código designador para diamictitos (Fig. 17).

Figura 16 - Classificação proposta por Moncrieff (1989) para diamictitos



Fonte: Adaptado de Folk (1954).

Figura 17 - Código de litofácies adaptado de Miall (1977) para descrição de sequências diamictíticas

Código de fácies	Simbolos
Diamictito, D Den matriz suportado De clasto suportado D-m massivo D-e estratificado D-g gradado Interpretação genética, () D- (r) ressedimentado D- (c) corrente retrabalhada D- (s) sheared	 OU com tamanho do símbolo proporcional ao tamanho de clasto estratificado sheared jointed
Areias, S Sr rippled St trough cross bedded Sh Laminação horizontal Sm Massivo Sg Gradado Sd Deformação de sedimentos suaves	 Gravilha Areia Laminacões (espessamento associado ao espessor) - com clastos de silt e argilas - com dropstones - com estruturas de carga (load structure)
Grão fino (argilas/mul), F Ff laminado Fm massivo F-d com dropstones	 Contatos Erosional Conformável Loaded Interestratificado

Fonte: Adaptado de Eyles et al. (1983).

De importante conotação são os critérios diagnósticos que Eyles et al. (1983) propuseram para diamictitos matriz-suportados (Tabela 2).

Finalmente, como é sugerido por Eyles et al. (1983), as sequências de litofácies de diamictitos devem ser avaliadas com muita precaução, já que essas são depositadas em uma ampla variedade de ambientes deposicionais glaciais, onde acumulações subaquosas e subaéreas podem ocorrer em uma escala de tempo limitada, além de muito próximas entre si.

7.1.3 Ambientes de Influência Glacial: Proglacial, Periglacial e Paraglacial

Os termos proglacial, periglacial e paraglacial usualmente são indevidamente empregados como termos intercambiáveis na literatura da sedimentologia glacial. Uma breve revisão desses conceitos é feita em Slaymaker (2011).

Em geral, um ambiente periglacial é aquele onde dominam processos relacionados à ação do gelo ou permafrost (Slaymaker, 2011). French (2017) define como critério primário para identificação de ambientes periglaciais os processos relacionados ao permafrost cujas geoformas mais comuns são os polígonos de tundra e lagoas de água doce rasas. Produto do degelo do solo, essas geoformas recebem o nome de thaw lake, tundra lake ou tundra depression.

Tabela 2 - Critérios diagnósticos para reconhecimento de litofácies em diamictitos matriz-suportado

Código	Fácies	Descrição
Dmm	Massivo, diamictito matriz suportado.	Mistura de argilas, areias e grânulos sem estruturas sedimentares.
Dmm (r)	Dmm com evidências de resedimentação	Inicialmente aparece sem estruturas mas fotografias de raios-X ou macro seccionamentos revelam sutis variabilidades texturais e estruturas finas (Ex. <i>stringers</i> de argila ou silte com pequenas narizes de fluxo).
Dmm (c)	Dmm com evidências de correntes de retrabalhamento	Inicialmente aparece sem estrutura mas análises texturais ou macro seccionamentos revelam variabilidades de estruturas finas por atividades de tração de corrente (Ex. <i>isolated ripples</i>). Estratificação menor ao 10% da espessura da unidade.
Dmm (s)	Matriz-suportado, massivo, <i>sheared</i> .	-
Dms	Matriz-suportado, diamictito estratificado.	Diferenciação textural óbvia ou estruturas dentro do diamictito. Estratificação com mais do 10% da unidade.
Dms (r)	Dms com evidências de resedimentação	Apresenta frequentes <i>flow noses</i> (estruturas de nariz); o diamictito pode conter <i>rafts</i> de lâminas de argilas ou silte deformados e abundantes <i>rip-up clasts</i> paralela ou aleatória ao acamamento. Erosão ou incorporação de material infrajacente pode ser evidente.
Dms (c)	Dms com evidências de correntes de retrabalhamento de correntes	Diamictito usualmente grosso, interestratificado com capas de areia, silte e grauvas apresentando evidências de atividade de corrente de tração.
Dmg	Gradado, matriz suportado.	Diamictito que apresenta variável variação vertical já seja na matriz ou conteúdo dos clastos.
Dmg (r)	Dmg com evidências de resedimentação	Imbricação de clastos é comum.

Fonte: Adaptado de Eyles et al. (1983).

Mediante análises petrográficas de rochas graníticas e metassedimentares da região norte da Antártica, French & Guglielmin (2000) demonstraram a influência da ação do gelo como agente de intemperismo criogênico, onde grãos de quartzo evidenciaram padrões de microfraturamento associados à erosão glacial. French & Guglielmin (2000) também associaram evidências petrográficas e estruturas de caverna em corpos gnáissicos a processos periglaciais.

Slaymaker (2011) explica que os processos periglaciais levam ao fraturamento de rochas, mas não ao seu transporte ou remoção. Portanto, trata-se de sedimentos que posteriormente ficam disponíveis para transporte e deposição fluvial. No livro de ambiente periglaciais de French (2017), destaca-se que aqueles sistemas e seus processos são encontrados principalmente em desertos polares ou regiões alpinas de baixa e média latitude. Assim, geoformas periglaciais são conceitos descritivos restritos principalmente a ambientes modernos ou do Holoceno.

O ambiente proglacial abarca um escopo maior em relação a: 1) processos deposicionais, 2) ambientes deposicionais e 3) o registro litológico (Heckmann & Morche, 2019). Influenciados glacialmente, três sistemas podem atuar separadamente: marinho, fluvial e lacustre que, em consequência, dão origem aos depósitos glaciomarinhos, glaciofluviais e glaciolacustrinos, respetivamente. Os critérios sedimentológicos e estratigráficos utilizados para diferenciar o

registro histórico daqueles três ambientes ainda é objeto de debate (p. ex., Slaymaker, 2009). Um bom exemplo de ambiente deposicional glaciomarinho é, provavelmente, o que foi proposto em Araújo e Nogueira (2019) para o diamictito Paleoproterozoico Serra Sul da Bacia de Carajás, Cráton Amazônico. Baseado em evidências petrográficas e análises de fácies, o trabalho propõe o primeiro registro da glaciação Huroniana na América do Sul. Ambientes glacio-lacustre expõem horizontes de varvitos (*varves*) e bioturbação como características típicas (p. ex., Catto, 1987; Hang, 2008; Hang & Kohv, 2013) e usualmente os registros sedimentológicos melhor conservados estão restritos ao Cenozoico (Menzies et al., 2010 e referências nele contidas).

Evidências deposicionais glacio-lacustres, por sua vez, foram interpretadas para as formações Pré-cambrianas de Gowganda (Canadá) e Smalfjord (Noruega) por Lindsey (1969) e Edwards (1979); respectivamente. Posteriormente, Lindsey (1971) apresentou em outra localidade da Fm. Gowganda arranjos deposicionais de origem glaciomarinha para aquela unidade, alimentando ainda mais o debate em torno dela.

Ambientes glaciofluviais (de condições deposicionais ou erosionais) usualmente são restritos a paleovales (p. ex., Hasnain & Chauhan, 1993; Powell et al., 1994). Contudo, configurações de leques ou *glaciofluvial outwash* são também comuns (p. ex., Rubensdotter & Rosqvist 2008), embora às vezes sejam tratadas ou confundidas com ambientes glaciomarinhos (Heron et al., 2004 e referências ali).

7.1.4 Agregação Glacial

A agregação glacial pode ocorrer subglacialmente, na base do gelo, ou supraglacialmente, sobre a superfície glacial subaereamente disposta (Boulton & Paul, 1976). Sedimentos que são transportados subglacialmente apresentam uma série de microestruturas sindeformacionais típicas associadas à deformação subglacial (Menzies et al., 2010 e referências nele contidas). Entretanto, detritos que são depositados supraglacialmente estão associados a conteúdos maiores de água e em consequência, as estruturas deposicionais ou sindeformacionais contrastam com aquelas registradas de maneira subglacial (Lachniet et al., 2001; Menzies & Zaniewski, 2003).

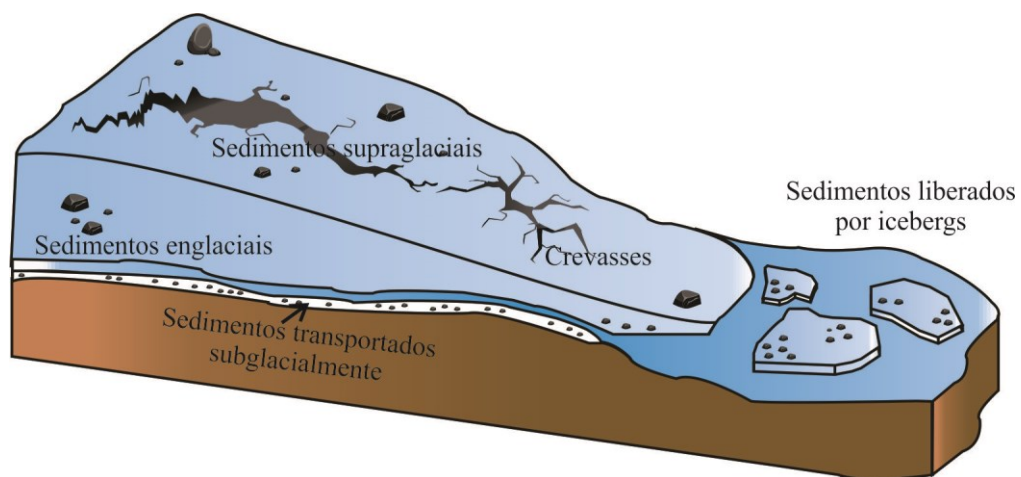
Sedimentos englaciais são aqueles que estão dispostos dentro da capa glacial e podem avançar até a base do glacial e ser posteriormente transportados de maneira subglacial. Contudo, sedimentos englaciais devem previamente estar dispostos supraglacialmente como clastos

desprendidos de montanhas circundantes ou transportados e depositados pela ação fluvial ou aérea. Devido a variações de regime termal glaciogênico (p. ex., fusão glacial), os clastos supraglaciais seriam progressivamente incorporados dentro da calota glacial (Fig. 18).

Boulton (1978) descreveu e propôs os caminhos de transporte glacial a que os detritos provavelmente são submetidos. Detritos produzidos sobre o glacial por fraturamento das paredes das rochas têm uma fração grossa dominante, com formas muito angulosas. Os detritos que são erodidos da capa de rocha subglacial são inicialmente transportados na Zona Basal de Tração (ZBT), onde as partículas entram em contato com a capa glacial e são retardadas por esta. Portanto, grandes forças de fricção podem ser geradas conjuntamente entre os detritos e a camada rochosa nos contatos interparticulares.

O material que é introduzido na zona de tração pode ser a mesma camada basal de rocha que tem sido submetida a eventos de esmagamento e arranque e cuja fração dominante é grossa.

Figura 18 - Tipos de sedimentos transportados conforme a localização glaciogênica



Fonte: Adaptado de Nichols (2009).

Os sedimentos supraglaciais, quando erodidos e depositados sobre glaciais de base úmida, também podem ser introduzidos e subsequentemente transportados englacialmente até descender e encontrar a camada rochosa ou ZBT.

A dispersão vertical de detritos derivados subglacialmente está também limitada pelos mecanismos de regelação (isto é, fusão do gelo por aumento da pressão) (Nye, 1970; Boulton, 1975). Assim, detritos derivados da erosão da camada basal de rocha tendem a ser retidos na ZBT em glaciais de base úmida (Boulton, 1975). Detritos transportados na ZBT tendem a ser depositados como tills subglaciais, enquanto detritos transportados a alturas relativamente

maiores (por exemplo, englacialmente transportados) tendem a ser expostos supraglacialmente na área de ablação e finalmente depositados como tills de fluxo (flow tills) ou tills de fusão (melt-out till) quando o gelo que os cobre é derretido (Boulton, 1978).

7.2 ANÁLISES PETROGRÁFICAS EM DIAMICTITOS

7.2.1 O Início da Petrografia Glacial

Desde o lançamento do livro de Brewer (1976) intitulado “Fabric and Mineral Analysis of Soils”, cujo principal objetivo era o desenvolvimento de descrições precisas e medidas quantitativas dos graus de intemperismo em perfis pedológicos; as descrições de arranjos e fábricas deposicionais em materiais de solos foram evoluindo ao longo das décadas até se transformar em uma ferramenta mais aperfeiçoada conhecida como micromorfologia.

Dentro do campo da sedimentologia glacial de ambientes do Cenozoico, a técnica da micromorfologia permitiu a criação e adaptação de novos conceitos antes inexplorados ou pouco compreendidos. A maioria dos termos descritivos que são aplicados hoje em dia para avaliações sedimentológicas de ambientes glaciais ou glacialmente influenciados provém de estudos realizados em ambientes modernos, por exemplo; da Antártica, Canadá, Holanda, alpes suíços, Alemanha, entre outras regiões.

No entanto, alguns trabalhos demonstraram que a nomenclatura para descrição de solos desenvolvida por Brewer (1976) era também apropriada para rochas sedimentares e assim, as descrições de lâminas delgadas poderiam ser feitas com base em quatro fatores: textura, diagênese, estrutura e fábrica plásmica (Meer, 1996). Portanto, análises micromorfológicas de sedimentos glaciais foram posteriormente empregadas em estudos de diferenciação genética de vários tipos de tills. Além disso, essa técnica é usada para caracterizar episódios de deformação glacioteclônica de tills basais ou sedimentos transportados subglacialmente associados às condições inerentes de uma capa glacial deformante (Meer, 1993). Por exemplo, Menzies (2000) menciona que a técnica fornece os recursos para a reconstrução do transporte e processos deposicionais, como indicado pela presença, disposição, tamanho e inter-relações entre microestruturas individuais de sedimentos.

Avaliar, inventariar e caracterizar microestruturas em sedimentos glaciogênicos permitiria diferenciar se as condições deformacionais e deposicionais dos sedimentos tomaram lugar em condições de fluxo seco ou condições de fluxo úmido (p. ex., Lachniet et al., 1999). Assim,

reconhecer as microestruturas tipicamente associadas a esses dois grupos poderia ajudar a determinar se os sedimentos de uma unidade diamictítica foram transportados e deformados subglacialmente, mas depositados em uma zona proximal ao mar; se foram depositados em ambientes proglaciais, supraglaciais ou se poderiam ser considerados depósitos de talude (Lachniet et al., 2001; Menzies et al., 2010).

Hoje, como destacado por Lachniet et al. (1999), sabe-se que as microestruturas reconhecidas em depósitos de fluxo de sedimentos podem ter ao menos quatro variedades: 1) estruturas formadas durante o fluxo dos sedimentos, 2) estruturas formadas durante a deposição, 3) estruturas hereditárias a partir de depósitos progenitores, e por último, 4) estruturas formadas a partir de mudanças pós-deposicionais. Assim, as implicações desse conhecimento, por exemplo, permitiram propor as condições genéticas de capa deformante para um till subglacial (Meer et al., 2003).

Dessa maneira, a partir do avanço e aperfeiçoamento dos estudos petrográficos de ambientes glaciais modernos ou do Quaternário, alguns pesquisadores começaram a explorar a aplicabilidade dessa técnica nova em diamictitos do Pré-cambriano. Assim, um dos primeiros trabalhos a testar a técnica da micromorfologia como ferramenta avaliadora da controvertida hipótese da Terra Bola de Neve foi o de Busfield & Heron (2013) para a Formação Chuos na Namíbia. Subsequentemente, outros trabalhos de considerável apreciação visaram determinar ou desconsiderar uma origem glaciogênica para os diamictitos de idade Esturtiana e Marinoana das formações Chuos, Ghaub e Macduff Slate (Busfield & Heron, 2018). Por exemplo, o trabalho de Letsch et al. (2018), por meio de observações e descrições petrográficas e de campo, restringe prováveis evidências de glaciações Neoproterozoicas no Oeste do Cráton Africano (Marrocos).

Nas próximas páginas serão apresentadas pela primeira vez uma série de descrições, análises e interpretações petrográficas do diamictito da Formação Jacarecica, com o objetivo de determinar se os sedimentos que compõem essa unidade foram influenciados glacialmente ou não.

7.2.2 A Técnica da Micromorfologia em Diamictitos e Tillitos

A técnica da micromorfologia e os conceitos e definições que a acompanham foram elaborados, em princípio, para as ciências dos solos (Brewer, 1976).

Entretanto, algumas pesquisas posteriormente perceberam a grande utilidade das definições propostas por Brewer (1976) para serem aplicadas em estudos de ambientes modernos glaciais (p. ex., Meer, 1996).

Essa técnica baseada em análises de seções delgadas é de ampla utilidade em estudos genéticos de diamictitos, quando esses se apresentam aparentemente sem estruturas (maciços) em escala de afloramento, fornecendo pouca ou nenhuma informação sobre a história deposicional dos sedimentos (Meer, 1993).

Tipicamente, a avaliação de depósitos glaciais estava condicionada a técnicas de laboratório que desagregavam os sedimentos com o objetivo de determinar parâmetros relacionados à litologia, tamanho do grão ou textura, o que não permitia observar as partículas *in situ* e seus correspondentes arranjos depositários (Meer, 1997). Assim, o desenvolvimento da nova técnica tornou possível observar as interações entre partículas e propriedades, tais como birrefringência, e os diferentes arranjos de fábricas permitiram deduzir as histórias de esforços aos quais os sedimentos foram submetidos durante episódios de avanço glacial (p. ex., Meer, 1993, 1996; Menzies, 2000).

No entanto, a técnica de micromorfologia é pouco conhecida ainda hoje entre sedimentologistas e sua aplicação para estudos de materiais consolidados está sendo recentemente explorada e aplicada a problemas de registros pré-Cenozoicos (ver discussão de Menzies & C. Whiteman, 2009). Por exemplo, Menzies (2000) utiliza estudos micromorfológicos para a Formação Gowganda, que tem sido relacionada como evidência da glaciação Huroniana (p. ex., Lindsey, 1971) no Canadá.

Identificando a presença de microestruturas, tais como grãos chocados, orientações preferenciais de microclastos, estruturas rotacionais e algumas estruturas de escape de fluidos; Menzies (2000) sugere condições de esforços altos, mas transitórios e localizados. O autor também propõe que evidências de fraturamento, rachaduras e batimento tomariam lugar durante ou imediatamente após a deposição glacial inicial. As implicações de Menzies (2000) sugerem deposição do diamictito em uma área proximal ao gelo de ambiente marinho, como sedimentos de “língua glacial”. Estudos petrográficos em combinação com observações macroscópicas em núcleos de perfuração foram similarmente conduzidos para o diamictito Paleoproterozoico da Formação Serra Sul, na Bacia Carajás (Brasil), sugerindo uma origem glaciomarinha para essa unidade (Araújo & Nogueira, 2019).

As análises micromorfológicas também permitem descartar conceitos equivocados sobre prováveis histórias deposicionais ou conceitos antigos ainda por esclarecer. Menzies & Whiteman (2009) revelaram que a Formação Kimmeridgian do Jurássico tardio (Escócia) não era glaciogênica ou terrestre em origem como se acreditava, mas sim depositada em um ambiente marinho de depósito de talude, como resultado de movimentos de massa subsequentes.

Como mencionado anteriormente, a aplicação da técnica para estudar os amplamente reconhecidos diamictitos Pré-cambrianos da Formação Chuos e Formação Ghaub na Namíbia, propostos na hipótese da Terra Bola de Neve, tem sido explorada recentemente (ver Busfield & Heron, 2013; 2018). Evidências de glaciações Neoproterozoicas também foram analisadas sob microscópio no Marrocos (Letsch et al., 2018). Assim, os problemas relacionadas ao estudo de macroestruturas deposicionais que não estão presentes ou expostas em sequências de tills tem levado ao aperfeiçoamento da micromorfologia.

Meer (1993) demonstrou, por meio de estudos petrográficos de diamictitos pleistocênicos da Holanda, Escócia, Alemanha e Irlanda, que em um ambiente de capa glacial deformante ocorrem dois tipos diferentes de deformação. O primeiro é chamado de movimento planar, e pode ser ilustrado por discretos planos de esforços nos quais as partículas se movem relativamente umas às outras, de modo que elas terminam em uma posição plano-paralela. Características típicas de deformação planar compreendem fábricas do tipo Kink e/ou fábricas plásmicas unistrais, as quais sugerem fortes episódios de cisalhamento em um regime compressional. Outras microestruturas do tipo planar são as lentes de esforços ou clastos com formas alongadas, bem como estruturas de boudinagem. Outros tipos de arranjos plásmicos em regime de movimento planar também foram reconhecidos nesse estudo, tais como fábricas bimasépicas (esforços discretos de domínios orientados em duas direções, desenvolvendo poucos cortes transversais), fábricas masépicas (arranjos de esforços relativamente curtos devido à natureza não homogênea do material) e fábricas latti-skelsépicas, associadas às zonas com maior conteúdo de argila.

O segundo tipo de movimento experimentado na zona de deformação subglacial é do tipo rotacional, o qual reflete um número de fenômenos de natureza usualmente elipsoidal ou circular, com desenvolvimento fraco de fábricas plásmicas. Diferentes arranjos circulares podem ser diferenciados na escala micro e consistem em arranjos de partículas esqueléticos nos quais partículas mais finas podem ser orientadas paralelamente à superfície dos grãos maiores.

Estruturas indicativas de movimento rotacional são os talhos de grãos, estruturas turbadas e estruturas de galáxia sem uma rocha núcleo (arranjos de rotação em que grãos menores adotam a posição de menor resistência). Uma fábrica de tipo omnisépica indica que todo o material fino foi (re)orientado em uma ou mais posições distintas. Embora isso implique em um forte campo de estresse e seja associado por vezes à deformação rotacional, sua origem ainda é controvertida. Indicações adicionais de deformação subglacial são representadas também por estruturas de escape de água ou desidratação e grãos chocados, propriedades relacionadas ao escape de água de poro durante o alojamento.

Conforme Meer (1993), o movimento do tipo rotacional desenvolveria petrograficamente uma aparência do tipo bolinha de gude (*marble-bed appearance*), a qual pode ser classificada em Tipo I e Tipo II. A aparência Tipo I consiste em grânulos que se tornam mais angulares e aplainados conforme a profundidade de enterramento aumenta. A mudança de formas aplainadas para arredondadas é interpretada por representar a diminuição da velocidade com a profundidade na capa deformante. Ainda mais relevante é o fato de que nesse tipo de dinâmica de deformação, não há desenvolvimento de fábrica plásmica interna nos grânulos e, portanto, deve-se assumir que os grânulos se deslocaram por baixo da capa glacial deformante e, em consequência, não ocorreram reorientações internas de material fino. O grão tamanho grânulo tipo II possui uma distinta fábrica plásmica interna.

Dessa forma, a aparência do tipo bolinha de gude se forma inicialmente por processos de brechamento e conforme a deformação avança, a interação resultante entre os elementos estruturais procede de forma a tornar os grãos mais arredondados, dando assim uma aparência de bolinhas.

Tabela 3 - Terminologia das principais microestruturas identificadas em sedimentos glaciais
 Glossário de termos microsedimentológicos baseado em Meer (1993), Meer & Hiemstra, 1998, Menzies (2000), Meer et al (2003), Meer & Zaniewski (2003) Menzies et al (2010), Busfield & Le Heron (2013, 2018) e Letsch (2018)

Terminologia	Descrições e marco de referências
Plasma	Partículas sedimentares de tamanho colóide (fração de argila menor do que 2µm), incluindo material mineral e orgânico, dentro do qual os grãos individuais não podem ser distinguidos (LETSCHE et al., 2018; BUSFIELD & HERON, 2018). Meer e Hiemstra (1998) considera o plasma como tudo o material que é mais fino do que a espessura duma lâmina delgada (aproximadamente 30µm) e portanto, consequentemente não pode ser visto como partículas individuais.
Fábrica plásmica	Definido como o arranjo do plasma, somente visível em nicóis cruzados devido à alta birrefringência de domínios (re-) orientados. Contudo, se a fábrica plásmica é visível ou não vai depender não somente do esforço da (re-) orientação, mas também do conteúdo de argila e carbonato (Meer, 1993). Busfield & Heron (2018) definem a fábrica plásmica como orientação de domínios de plasma baseado nas propriedades ópticas (birrefringência) de partículas de plasma alinhadas. Algumas variedades incluem: Masépica, Bimasépica, Insépica, Multisépica, Skelsépica, Omnisépica, Lattisépica, Insépica, Vosépica, Kinking e Argilasépica. Meer & Hiemstra (1998) definem as fábricas plásmicas como modelos de birrefringência de plasma, baseado nas propriedades ópticas das partículas assim como também das propriedades ópticas causadas pela orientação das partículas relativas umas com outras. Partículas individuais de argilas são muito pequenas para serem observadas com um microscópio petrográfico ordinário e portanto são examinadas como grupos, chamados de domínios, que formam padrões característicos. Istos padrões de fábricas plásmicas podem ser considerados como a consistência de pseudopartículas as quais são distinguidas por sua birrefringência combinada. Esforços transmitidos (e a força resultante) sobre o depósito reorientará as partículas de argilas (p. ex., Maltman, 1987) e diferentes tipos e níveis de esforços formaram diferentes arranjos de fábricas plásmicas.
Grãos esqueletais	Partículas sedimentares maiores em espessura do que uma lâmina petrográfica (30 µm) (p. ex. Letsch et al., 2018). Ou, clastos geralmente maiores do que o tamanho silte e são distinguidos dos tamanhos finos e plasma de argila (Lachniet et al., 1999).
Lineação de grãos	Arranjos lineares de grãos esqueletais e matriz/plasma (p. ex., Letsch et al., 2018). Menzies (2000) descreve a lineação de grãos como estruturas lineares lateralmente extensivas de matriz mais fina ou grossa com microclastos cortando o diamictito ao longo de grandes distâncias.
Grãos quebrados in situ	Grão o qual tem sido chocado devido à deformação de sedimentos moles do plasma/matriz circundante e cujas partículas subfraturadas estão ainda próximas umas com outras (exibindo às vezes arranjos de tipo <i>jig-saw</i>). Grãos quebrados são comumente observados os quais resultam a partir das concentrações de esforços atingidos nos contatos grãos- grãos durante a deformação subglacial. (p. ex., Letsch et al., 2018). Menzies (2000) simplifica as microestruturas de grãos quebrados a processos de deformação frágil denominando-os como microclastos brechados.
Estrutura de galáxia/turbada	Arranjos subesféricos a elipsoidais de plasma e grãos esqueletais menores entre grãos maiores adjacentes com ou sem um “grão núcleo”. Estas estruturas sugerem deformação de sedimentos moles numa dinâmica de turbulência (deformação dúctil). As estruturas rotacionais no material de matriz junto com microclastos formam arranjos estruturais aproximadamente circulares como revelado pela orientação da fábrica (p. ex., Meer, 1997; Lachniet et al., 1999; Letsch et al., 2018; Busfield & Heron, 2018). Entretanto, Meer (1993) esboça que é necessário um clasto núcleo para desenvolver estruturas de galáxia ou milky way.

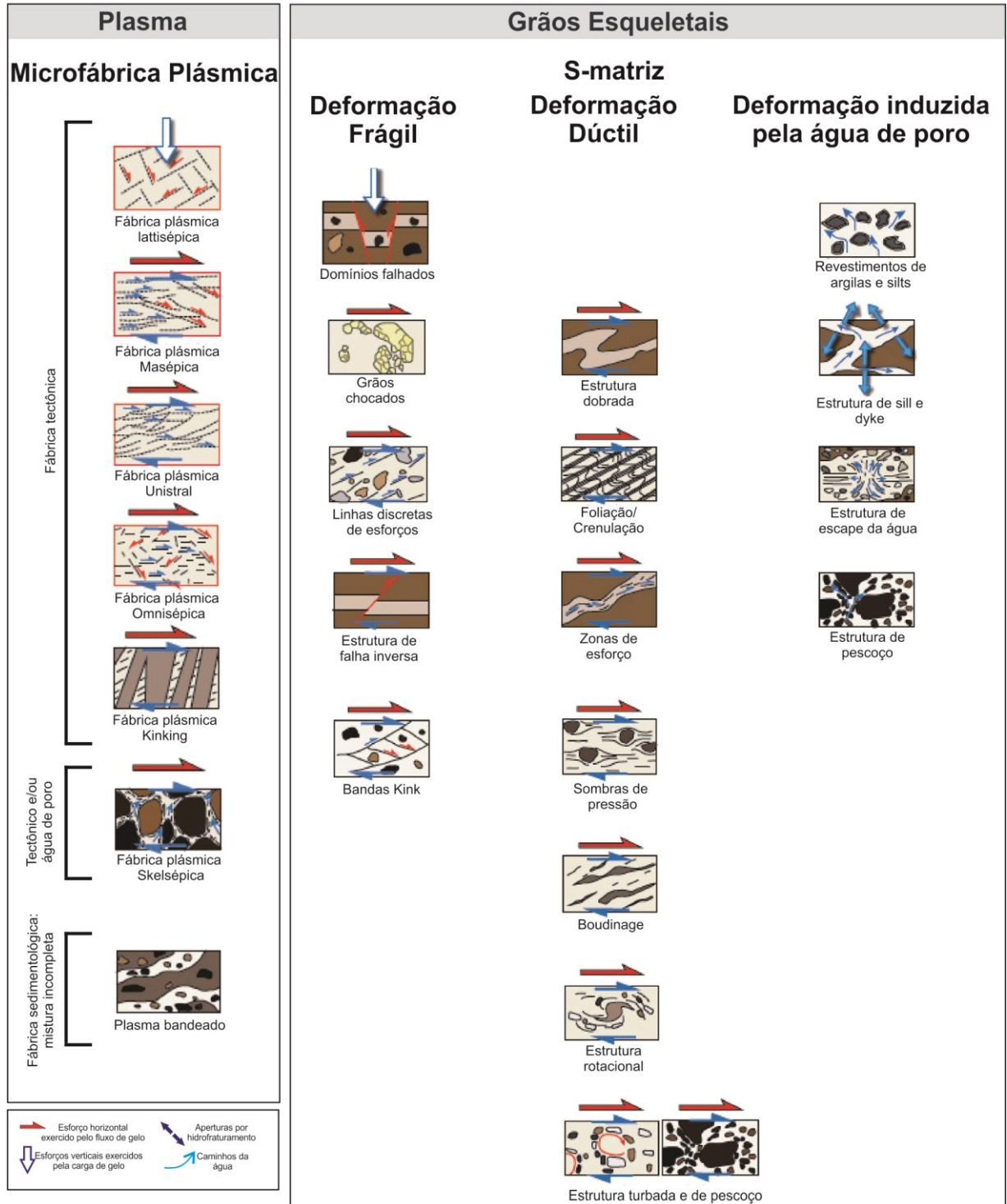
Estrutura de cometa	Variação de estrutura de galáxia. Neste caso é necessária a presença de um grão esquelético junto com clastos menores alinhados paralelamente a ele para ser considerado de tipo cometa (Meer & Hiemstra, 1998).
Talho de dispersão	Definidos no glossário de Busfield & Heron (2018) como talhos de dispersão a concentração de grãos menores ou plasma no sotavento de um grão maior. Meer (1993) atribuiu o termo “talho de dispersão” para aqueles grãos menores que adotam uma posição de menor resistência paralela a um grão maior. Complementarmente, Meer & Hiemstra (1998) fazem uso do termo “estrutura de cometa” como conceito homólogo de Meer (1993). Estrutura de cometa descreve clastos que atuam como núcleos e a partir do qual talhos de matérias de grãos finos são alinhados seguindo a disposição do clasto maior.
Estrutura de pescoço	A estrutura de galáxia é a orientação de clastos menores paralelos à superfície de um pequeno grupo de clastos maiores, e são essencialmente uma variação de estruturas de galáxia. Elas podem ser formadas pela expulsão de fluidos através de canais entre clastos (Meer, 1993; Lachniet et al., 1999; Busfield & Heron, 2018).
Sombra de pressão	Domínios massivos de esforços de cisalha adjacente a clastos (Meer & Hiemstra, 1998).

Fonte: Compilado e adaptado de Meer (1993), Meer & Hiemstra, 1998, Menzies (2000), Meer et al. (2003), Meer & Zaniewski (2003), Menzies et al. (2010), Busfield & Le Heron (2013, 2018) e Letsch (2018).

Em conclusão, Meer (1993) demonstrou que uma capa de deformação glacial pode experimentar movimentos de deformação planar e rotacional e, no segundo caso, apresentar petrograficamente uma aparência do tipo bolinha de gude. O autor também defende que em ambas as situações, microestruturas não são relacionadas à deposição de sedimentos e, portanto, não podem ser avaliadas do ponto de vista de fácies sedimentares, mas sim como expressões de fácies glaciodeformacionais.

Figura 19 - Ilustração das características de deformação microscópica mais comuns observadas em sedimentos subglaciais e proglaciais

Microfábricas e microestruturas dentro do plasma e S-Matriz de sedimentos glaciais



Fonte: Adaptado de Meer et al. (2003).

Tabela 4 - Terminologia dos principais tipos de microfábricas plásmicas reconhecidas em sedimentos glaciais e/ou influenciados glacialmente

Glossário para tipos de fábricas plásmicas (tomado de Zaniewski, 2001)	
Terminologia em português/ (siglas)	Descrição
Argilasépica (fpa)	Este tipo de fábrica pode ser simplesmente descrita como a ausência de separações visíveis de plasma. Fábrica argilasépica consiste principalmente de material tamanho argila, arranjos de extinção aleatórios (ou arranjos manchados de matriz). FitzPatrick (1984) simplesmente as denomina como “matriz isotrópica” sem ser mais específico. Fábrica argilasépica pode ser encontrada em sedimentos marinhos não perturbados, não afetados por <i>iceberg scour</i> (Lagerlund & Meer, 1990; Hiemstra, 1999). Flow tills (van der Meer, 1987) também exhibe este tipo de fábrica plásmica. Assim, a ausência de arranjos de fábrica plásmica pode ser o resultado de condições deposicionais relativamente de baixo estresse.
Silasépica (fps)	Este tipo de fábrica carece de separações visíveis de plasma. A matriz deve consistir principalmente de material tamanho silte e deve ter padrões de extinção aleatórios (Brewer, 1976). Há muito pouca diferença entre fábricas plásmicas argílicas e silticas. Se a maioria do material de matriz na unidade sedimentar aparece ser de tamanho silte (mais dos 50% da matriz consiste de material de silte) e a separação de plasma é pouco comum (menos do que o 2% da frequência anisotrópica ótica da matriz) então a fábrica deve ser classificada como Silasépica.
Insépica (fpi)	Este tipo de fábrica difere da fábrica asépica pelas separações de plasma que podem ser observadas dentro da matriz. Istos domínios de orientação preferida ou “orientações estriadas” aparecem como grupos individuais dentro de uma matriz aleatoriamente orientada (Brewer, 1976). FitzPatrick (1984) se refere a este tipo de fábrica como motas anisotrópicas. Motas (ou domínios) devem ser pequenas e descontínuas com limites difusos ou marcados. Não devem existir arranjos de orientações preferenciadas para os domínios. Este tipo de fábrica foi encontrado em material de “ground moraine” por Korina & Faustova (1964) e foi referida como uma microestrutura escamosa.
Mosépica (fpm)	Este tipo de fábrica é essencialmente uma fábrica insépica bem desenvolvida segundo Brewer (1976). Domínios de separações de plasma “estriado” usualmente cobertos parcialmente, mas sem orientações preferenciais. Zaniewski (2001) define a fábrica mosépica como um conjunto de domínios de plasma anisotrópicos equidimensionais desorientados no qual grupos individuais de plasma podem ser ocasionalmente encontrados em mutuo contato.
Vosépica (fpv)	Fábrica estreitamente associada com os espaços de voids dentro dos sedimentos. Embora a matriz parecesse predominantemente manchada algumas separações de plasma estriado devem ser observados em relação aos lados dos voids. A orientação do plasma estriado é predominantemente paralela ao void (Brewer, 1976). Este tipo de fábrica junto com a fábrica skelsépica é também conhecido como fábricas relacionadas à superfície (Blokhuys et al., 1990).
Skelsépica (fpsk)	Brewer (1976) descreve este tipo de fábrica como evidenciado pela separação de plasma acontecendo subcutaneamente, paralelamente alinhado, às superfícies de grãos esqueléticos. O restante de plasma, além de se afastar do grão esquelético, deve ser aleatoriamente orientado. A orientação de separação de plasma aparece ser predominantemente paralela à superfície do grão esquelético. FitzPatrick (1984) também as denomina como aureolas anisotrópicas sem fazer nenhuma diferenciação entre fábricas relacionadas à superfície. Bullock et al. (1985) as denomina como “fábricas granoestriadas” e as descreve como um halo birrefringente ao redor do grãos individuais. Meer (1993) descreve esta fábrica como partículas de tamanho argila paralela à superfície de grãos maiores (grãos esqueléticos) pelo que eles se tornam visíveis como zonas de birrefringência maior ao redor dos grãos. Esta estrutura é o resultado das pressões causadas pelo movimento rotacional.

Masépica (fpma)	Faixas de domínios de plasma uniformemente orientados. Os domínios são usualmente descontínuos e uniformemente dispersados. A aparência de faixas pode ser explicada pelo lineamento de domínios de plasma menores. Algumas ou todas estas manchas podem ser pelo menos parcialmente alongadas. A orientação de seus eixos mais longos combinado com seus lineamentos em geral linear resulta numa aparência de orientação unidirecional de plasma.
Variedades de fábrica plásmica Masépica	Bimasépica e Trimasépica fábrica são essencialmente uma variação da fábrica Masépica. Se separações de plasma dentro de zonas de matriz orientada se alinham em duas distintas direções de fábrica plásmica, então esta é conhecida como bi-masépica ou fábrica plásmica masépica em duas direções. Fábrica plásmica trimasépica envolve três direções dominantes (Brewer, 1976; Zaniewski, 2001). Em geral, este tipo de fábricas é às vezes referido como de tipo subcutâneo (Blokhuys et al., 1990). Para propósitos de diagnóstico, fábricas plásmicas bimasépicas e trimasépicas devem ser tratadas como uma combinação de duas ou mais fábricas masépicas.
Lattisépica (fpl)	Estas são alongadas, pequenas e descontínuas enquanto seus domínios parecem serem orientados em duas distintas direções a um ângulo aproximadamente reto um com outro. Isto resulta numa aparência da matriz de tipo treliça (Brewer, 1976). Na classificação de Bullock et al. (1985), a interseção de listras claramente indica 90 graus umas com outras. FitzPatrick (1984) se refere a este tipo de fábricas como zonas anisotrópicas reticuladas.
Omnisépica (fpo)	Reorientação de toda a fábrica plásmica. Este tipo de arranjo plásmico indica que todo o material fino é (re-) orientado em uma ou mais de duas direções. Embora isto implique um forte campo de esforço e embora esta fábrica estejam associada com estruturas rotacionais, os movimentos verdadeiros das partículas em este tipo de movimentos é difícil deduzir (Meer, 1993).
Unistral (fpu)	Este tipo de arranjo de plasma acontece principalmente em sedimentos ricos em argilas associado a esforços discretos (Maltman, 1987; Menzies, 1990; Menzies & Maltman, 1992). Esforços discretos aparecem em nicóis cruzados como faixas anisotrópicas de argila orientada. Com diferença da fábrica masépica, o arranjo unistral tem faixas muito bem definidas e contínuas. Conforme estudos experimentais (Maltman, 1977, 1987) este tipo de fábrica é o resultado de movimentos cisalhantes. FitzPatrick (1984) descreve esta fábrica como linhas anisotrópicas que acontecem geralmente na matriz como um conjunto de finas camadinhas de plasma de argila cisalhada. Meer (1993) explica que o arranjo unistral pode ser tracejado de forma contínua ao longo de grandes distâncias como bandas plásmicas que se cortam em ângulos e direções consistentes (pelo menos em escala de seção delgada).
Kinking (fk)	Este tipo de fábrica foi observado em sedimentos glaciais (p. ex., Meer, 1982, 1987; Letsch et al., 2018) mas não foi descrita em Brewer (1976) ou em Bullock et al., (1985). Arranjo tipo Kinking está associado como zonas fortemente compressivas dentro de bandas ricas em argilas encontradas em tills glaciais (Meer, 1985, 1983). Bandas tipo <i>Kink</i> parecem altamente anisotrópicas. As bandas de extinção estão orientadas a altos ângulos uns com outros. Este tipo de fábrica plásmica é usualmente restringido a lentes individuais de material de argila dentro de uma matriz mais grossa

Fonte: Compilado e adaptado de Letsch et al. (2018), Zaniewski (2001) e referências neles contidas.

8 RESULTADOS E DISCUSSÃO

8.1 DESCRIÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS DA FORMAÇÃO JACARECICA

Os códigos faciológicos aqui descritos foram baseados em Eyles et al. (1983) e Siegenthaler & Huggenberger (1993) (Tabela 5).

Tabela 5 - Código de litofácies da Formação Jacarecica na seção da Fazenda Jacoca	
Dmg	Diamictito, matriz suportado, gradado.
Dms	Diamictito, matriz suportado, estratificado.
Dms (b)	Diamictito, maciço, matriz-suportado com bandas de clastos.
Dmm (l)	Diamictito, maciço, matriz suportado, com lentes de arenitos.
Flms	Diamictito com camadas finas interestratificadas de arenitos.
Fld	Camada de sedimentos finos, arenitos laminados, com dropstones.
Dmd	Diamictito, maciço, com dropstones.

Fonte: Eyles et al. (1983) e Siegenthaler & Huggenberger (1993).

De acordo com as observações de campo, 1) estruturas sindeformacionais, 2) evidências de resedimentação, 3) marcas de transporte glacial e 4) estruturas relacionadas à deformação glacioeustática (ou rebote isostático) foram amplamente reconhecidas ao longo da seção de estudo, cujas espessuras oscilam de cinquenta centímetros até sete metros. Também foram reconhecidas heterogeneidades granulométricas como distribuição aleatória de clastos de diferentes tamanhos (scattered clasts), grau de arredondamento, esfericidade e composição (padrão polimítico) distribuídos ao acaso dentro de um diamictito predominantemente maciço matriz suportado (p. ex., Fig. 22G e 22H). Entretanto, a unidade diamictítica evidencia variações faciológicas a partir de perfis verticais levantados em campo que foram contrastados entre si, o que indicaria múltiplos estágios das condições do regime deposicional.

Sete litofácies foram descritas na seção:

1. Fácies de diamictito matriz suportado com gradação inversa: material fino (argilas cinzas) gradando para seixos e grânulos (Fig. 22B);
2. Fácies de diamictito matriz suportado estratificada (Fig. 22B) com dois horizontes argilosos que interestratificam um horizonte mais abundante em clastos subarredondados;

3. Fácies de diamictito maciço com bandas de clastos de tamanhos grânulo e areia grossa bem desenvolvidas, alinhadas paralelamente entre si (Fig. 22C). Essa orientação preferencial de clastos ocorre com o eixo mais longo paralelo à estratificação;

4. Fácies de diamictito maciço matriz suportado com presença de lentes dobradas de arenitos (Fig. 22E), sobreposto por fácies diamictítica argilosa finamente estratificada (laminitos) (Fig. 22E). Algumas lâminas são de difícil apreciação, provavelmente devido a processos intempéricos que removeram a sílica da rocha e formaram um pequeno filme que, por vezes, dificulta a observação das lâminas.

5. Fácies com intercalações de arenitos de cores claras e marrons (Fig. 22D).

6. Fácies de arenitos claros intercalados com arenitos de cor escura e presença de clastos angulosos no topo da seção (Fig. 22A);

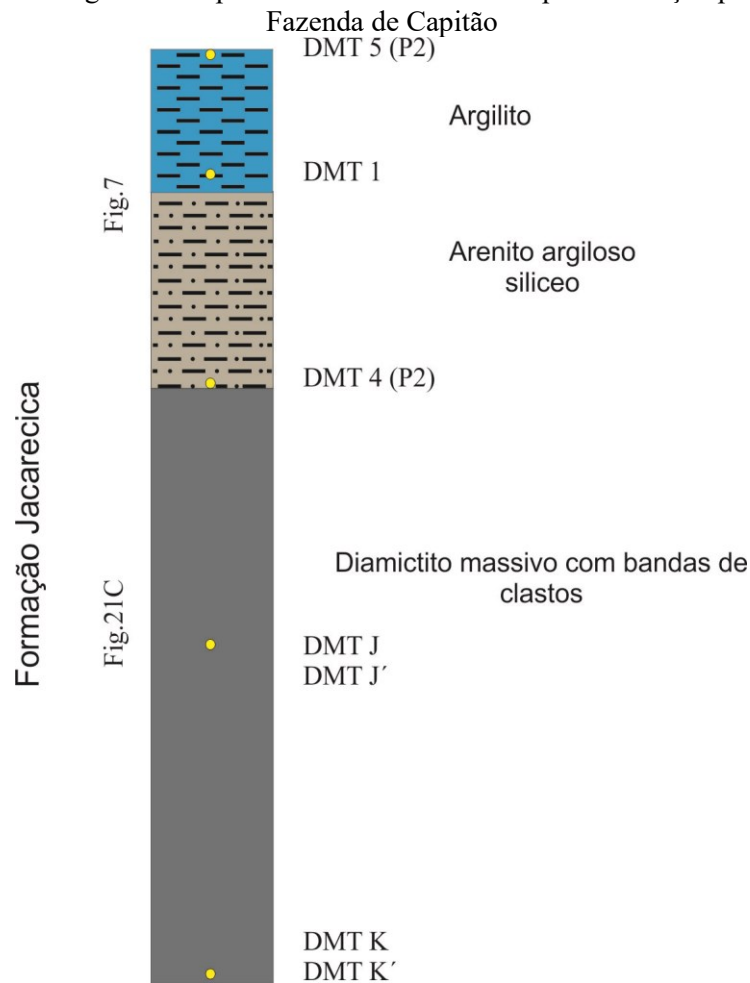
7. Fácies de diamictito maciço matriz suportado com presença isolada de clastos ígneos e metamórficos de tamanhos que oscilam entre seixos e blocos, sem orientação preferencial (Fig. 22G e 22H). Clastos gnáissicos subangulosos de até 10 centímetros de diâmetro evidenciam estrutura rotada (Fig. 24B). Dropstones gnáissicos com marcas deformacionais circundantes dentro de uma matriz preta de argila (Fig. 24I) com microclastos ao redor dispostos em uma aparência de “talhos” (*tails of grain-structure*) também foram registrados. Clastos angulosos e aplanados dispostos de maneira imbricada ao longo de pequenos domínios (Fig. 24E) ou chocando entre si assim (Fig. 23F), bem como bandas de até 6 metros de comprimento de microclastos dispostos paralelamente também foram reconhecidos na fácies 7. Fragmentos de rochas graníticas, gnáissicas, quartzitos e arenitos, interpretados como dropstones, estão presentes em maior abundância nessa fácies que nas fácies diamictíticas siltosas ou argilosas finamente estratificadas (laminitos).

Evidências erosionais foram identificadas e classificadas neste estudo em duas categorias: 1) Erosão por transporte, representada por marcas de arrasto sob clastos subangulares (Fig. 23B) e clastos de aparência “falhada” (clastos separados em duas partes próximas entre si ao longo de um mesmo plano de esforço) (Fig. 21), e clastos aplainados na sua base e topo, mas subarredondados nos vértices (Fig. 23 C); e 2) Erosão no topo da unidade, representada por clastos salientes de diferentes tamanhos e graus de arredondamento (p. ex., Fig. 23D e 23E). Essa última é considerado uma característica distintiva de todas as sequências de diamictito-cap

carbonática associadas ao evento da Terra Bola de Neve reportadas na Namíbia, Austrália, Canadá, entre outros.

Na Figura 20, é apresentada uma secção estratigráfica simplificada da Fm. Jacarecica, usada aqui para avaliar as características petrográficas da unidade.

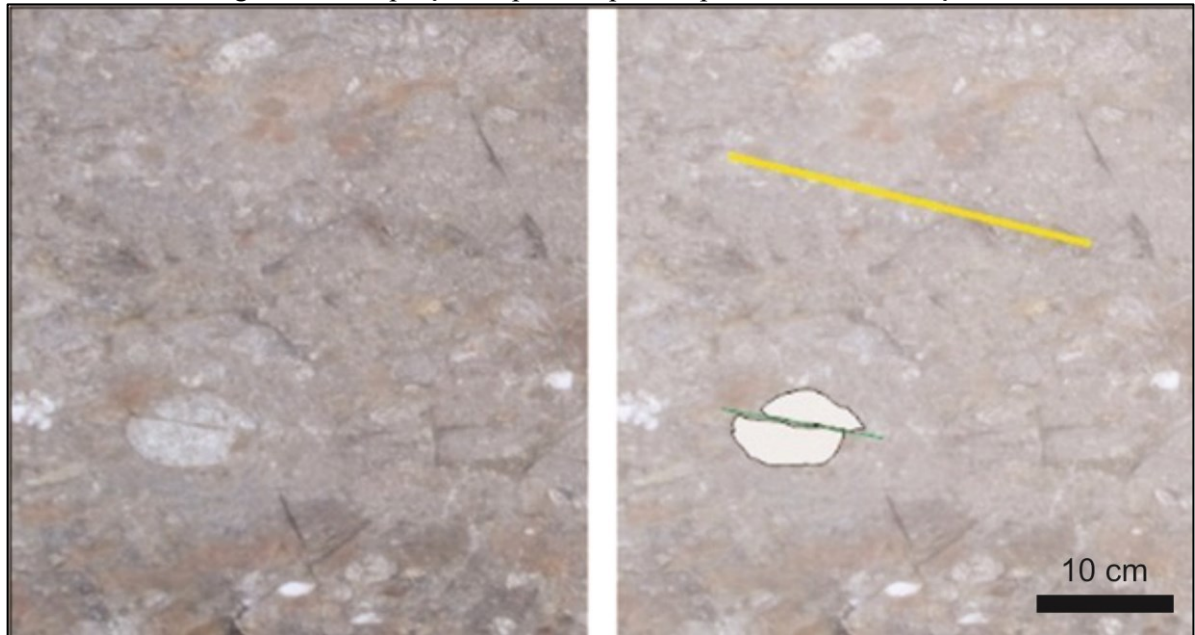
Figura 20 - Coluna estratigráfica simplificada da Fm. Jacarecica para avaliação petrográfica. Seção da



Fonte: O Autor (2020).

Evidências de ressedimentação foram registradas a partir de: 1) Imbricações discretas de clastos (Fig. 23F), 2) Lentes dobradas de arenitos dentro das fácies maciças matriz suportadas (Fig. 22 E), 3) Alinhamentos paralelos de clastos que oscilam desde o tamanho areia grossa até grânulos (Figs. 23G e 23H). Essas três considerações também podem ser questionadas quanto a sua origem, porém não aparecem em conjunto com outras características de ambientes glaciofluviais ou fluviais, tais como canais de grauvas, clastos com boa esfericidade e coerência ou *noise-flow* structures, nem tampouco são predominantes ao longo de toda a seção, sendo portanto de caráter isolado.

Figura 21 - Marca de erosão potencialmente de origem glacial (linha amarela) e clasto de tamanho grânulo com porções separadas por um plano único de esforço



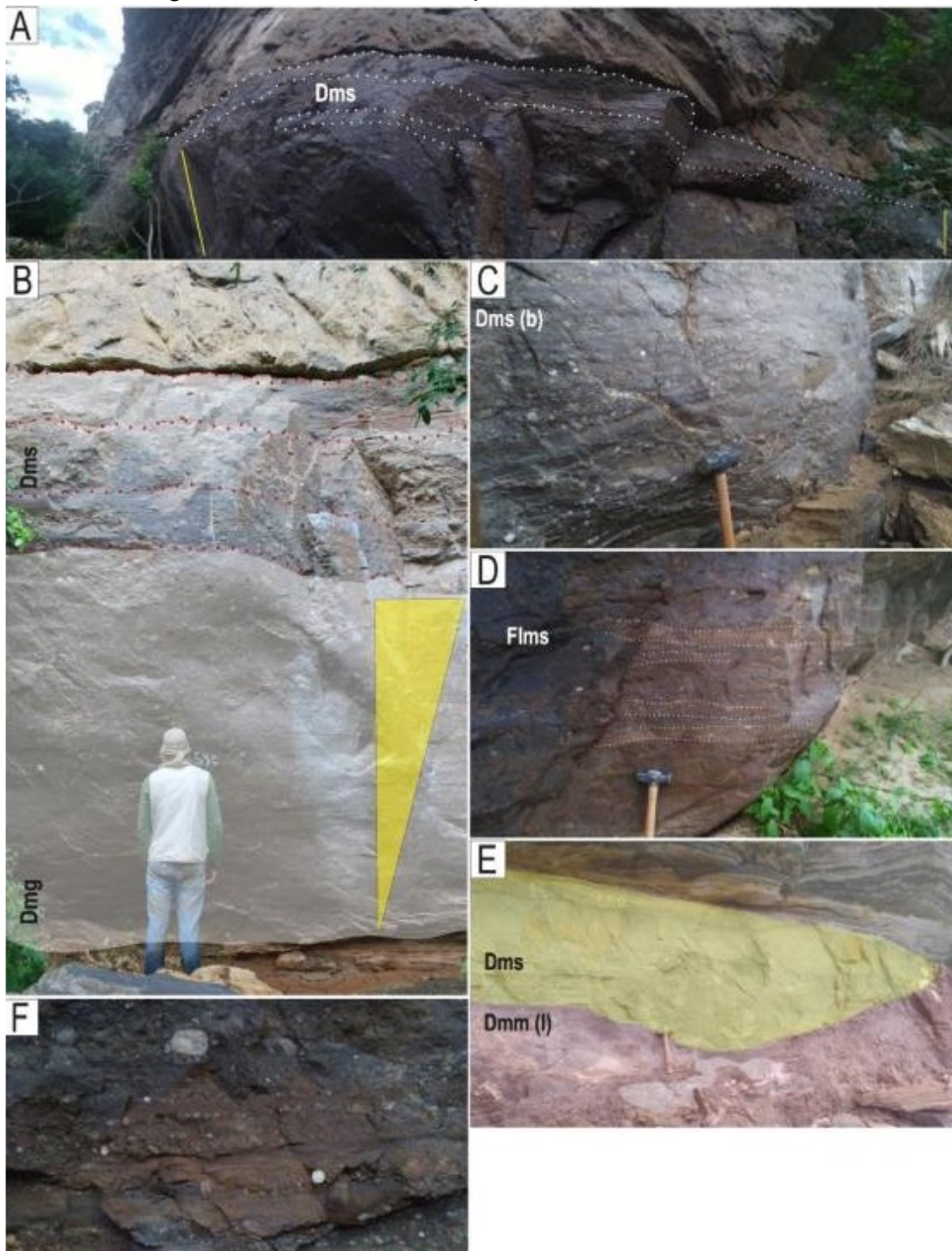
Fonte: O Autor (2020).

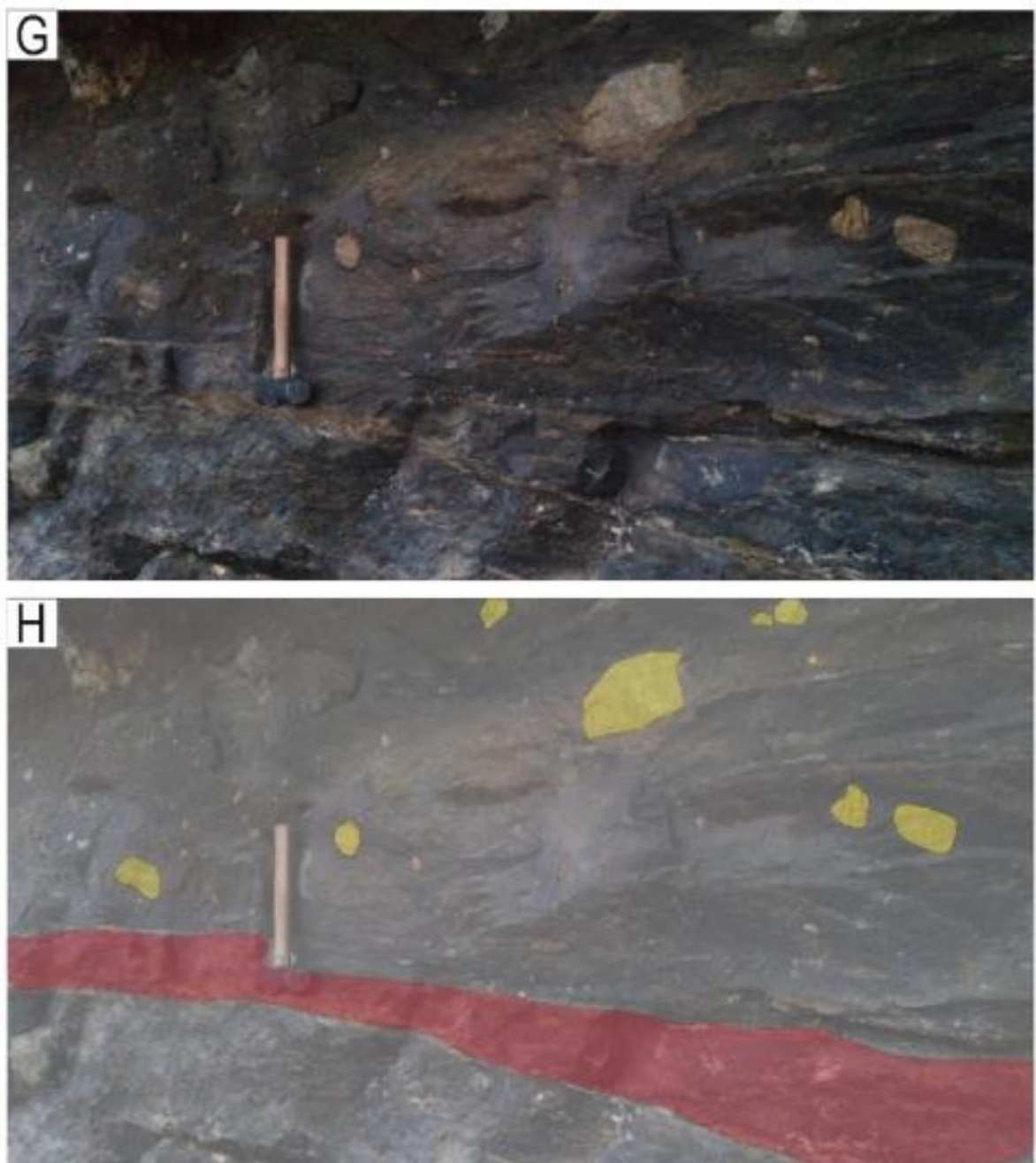
*Notar que o clasto e a textura circundante da rocha não apresentam evidências de deformação tectônica como textura atenuada, dobramentos, marcas de clivagem ou sombras de pressão.

Evidências sindeformacionais em escala de afloramento são representadas por estruturas em chama (*flame-type structures*) provenientes do diamictito e que atingem alturas de até 1 metro, penetrando imediatamente a capa carbonática em sua base (Fig. 24G). Essa estrutura está especialmente localizada no horizonte carbonático de estromatólitos e não foi registrada em outras seções da área de estudo.

Por fim, estruturas interpretadas como resultado do rebote sísmico, produto de compensação eustática pelo derretimento da capa de gelo conforme o modelo de Hoffman et al. (1998) e Nogueira et al. (2003) no *aftermath* da Terra Bola de Neve, foram reconhecidas na base da capa carbonática da Formação Jacoca (Fig. 24A). Essas estruturas, nomeadas estruturas de carga (*load cast structures*), foram sugeridas como sendo de origem pós-glacial por Nogueira et al. (2003) e descritas como lóbulos convexos para baixo (*convex downward lobes*).

Figura 22 - Litofácies da Formação Jacarecica na Fazenda Jacoca

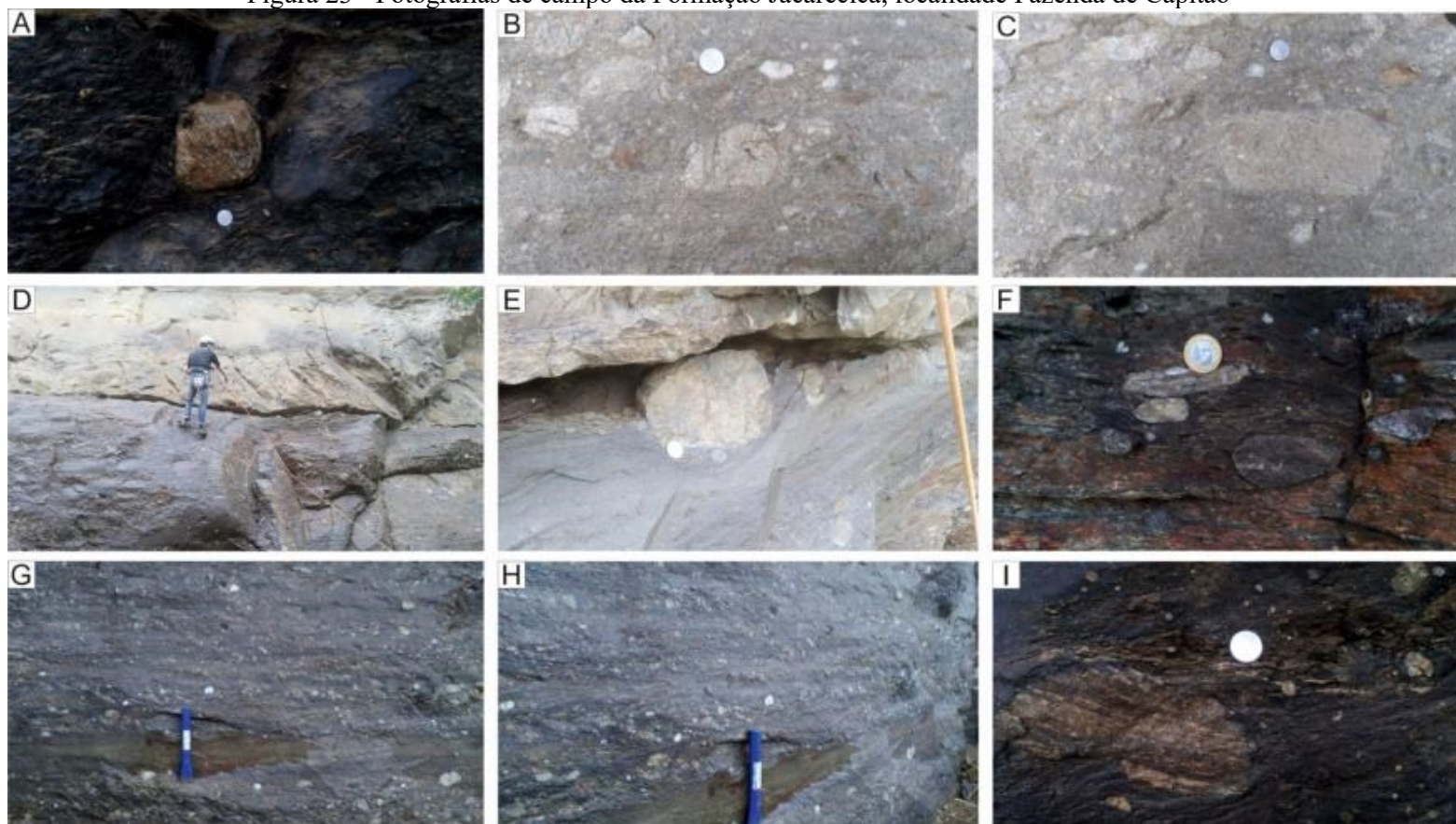




Fonte: O Autor (2020).

***A)** Diamictito matriz suportado com cascalhos subangulares. Notar as capas estratificadas argilosas próximo ao contato (linhas brancas) com a Formação Jacoca; Código: Dms. **B)** Diamictito com finas intercalações argilosas claras e cinzas na sua base, com clastos ausentes e que progressivamente grada para uma estrutura de cascalhos “flutuantes”. Alguns horizontes finamente estratificados (linhas vermelhas) estão dispostos intercaladamente com um horizonte mais rico em clastos; Códigos: Dmg e Dms, respectivamente. **C)** Diamictito matriz suportado com bandas discretas de clastos paralelos entre si; Código: Dms (b). **D)** Diamictito com intercalações de bandas maciças de areia fina claras e escuras; Código: Flms. **E)** Diamictito maciço matriz suportado (polígono vermelho) com lentes de arenitos; Código: Dmm (l) e Diamictito matriz suportado finamente estratificado (polígono amarelo); Código: Dms. **F)** Diamictito composto de finos arenitos laminados e dropstones; Código: Fld. **G)** e **H)** Diamictito maciço, com dropstones e evidências de ressedimentação (e.g., lente de arenito).

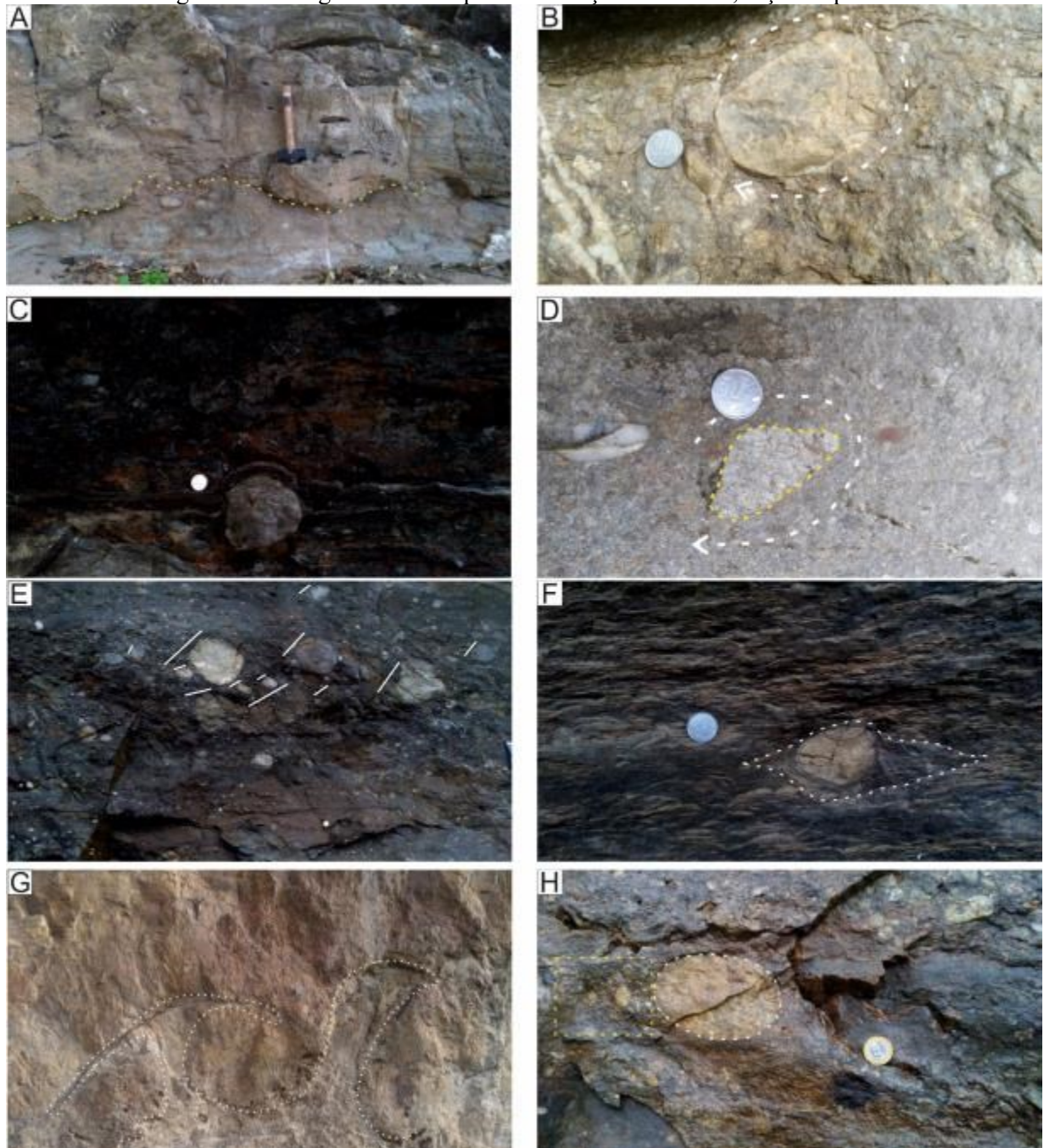
Figura 23 - Fotografias de campo da Formação Jacarecica, localidade Fazenda de Capitão



Fonte: O Autor (2020).

***A)** Clasto gnáissico rotado e microbandamentos deformacionais circundantes. **B)** Marcas de arrasto (*drag marks*) dispostas semiparalelamente. **C)** Seixo aplanado na parte superior e inferior com marcas de linhas de arrasto na base do clasto. **D)** Contato discordante entre o diamictito da Fm. Jacarecica e a capa carbonática da Fm. Jacoca. **E)** Clasto saliente subangular no topo erosional da Fm. Jacarecica. **F)** Domínios curtos de clastos imbricados inseridos em uma matriz argilosa. **G)** e **H)** Bandas de grânulos alinhados interestratificados com finos horizontes de argilas. **I)** Clasto gnáissico isolado aqui interpretado como *dropstones*

Figura 24 - Fotografias de campo da Formação Jacarecica, seção Capitão



Fonte: O Autor (2020).

***A)** Capa carbonática com lóbulos convexos para baixo (linhas amarelas) em contato com a unidade diamictítica. **B)** Estrutura de deformação rotacional com núcleo de grânulo. **C)** *Dropstone* coberto por uma fina camada arqueada de argilas claras e escuras. **D)** Clasto angular com padrão de rotação. **E)** Pequenos domínios de clastos angulares imbricados. **F)** Sombra de pressão assimétrica com clasto atenuado. **G)** Estrutura em chama pertencente ao diamictito penetrando o domínio estromatólito da capa carbonática. **H)** Clasto ígneo (linhas brancas) tectonicamente fraturado com adjacentes microclastos mostrando estrutura tipo *dispersion tails* ou *microclast tails*.

✚ Em Sial et al. (2010), são descritas as seguintes estruturas:

1. Estrutura em chama ou *flame-type structures*;
2. Clastos salientes no topo da Fm. Jacarecica;
3. Contato erosional entre o diamictito e a capa carbonática;
4. Lóbulos convexos para baixo (*convex downward lobes*) na base da Fm. Jacoca.

✚ No presente trabalho, são descritas as seguintes estruturas:

1. Clastos rotados (p. ex., Hart, 1995).
2. Clastos com “talhos” de clastos menores dispostos paralelamente (ver Meer, 1993 e Lachniet et al., 1999).
3. Marcas de arrasto (*drag marks*) ou marcas por transporte glacial (p. ex., Boulton, 1978).

Para a Formação Jacarecica, as estruturas mais distintivas incluem:

1. Pequenos domínios de clastos imbricados (p.ex., Eyles et al., 1983).
2. Sombras de pressão ao redor de clastos, aqui interpretadas como sin-deposicionais em origem (p. ex., Busfield & Heron, 2018).
3. Estrutura de galáxia em escala de afloramento e de seção petrográfica (p. ex., Busfield & Heron, 2013; 2018; Menzies, 2000).

8.2 NOVAS DESCRIÇÕES E INTERPRETAÇÕES

A interpretação e o significado paleoambiental de estruturas associadas à deformação de sedimentos moles (*soft-sediment deformation structures* ou SSDS) ao longo do registro geológico da Terra é um tópico bastante controverso (Arnaud, 2012; Shanmugam, 2017 e referências nele contidas). Adicionalmente, uma boa parte do conhecimento sobre estruturas sedimentares e modelos deposicionais provém de pesquisas do Fanerozoico, dificultando ainda mais a interpretação dos padrões deposicionais do Pré-Cambriano (p.ex., Bose et al., 2010).

Assim, faz-se necessário adicionar a essa discussão o desenvolvimento de eventos catastróficos de escala global, como as glaciações Neoproterozoicas (p. ex., Hoffman e Schrag 2000, 2002) que coincidiram com a formação simultânea de bacias de margem continental no marco da fragmentação do megacontinente de Rodínia (Young, 2013 e referências nele contidas). Como

consequência, a interpretação correta dos registros das fácies dos sistemas do Pré-cambrianos é dificultada (p. ex., Eyles & Januszcak, 2007 e discussões ali).

Conforme Owen et al. (2011), para formação de SSDS, três requisitos devem atuar simultaneamente, listados a seguir:

1. Uma força desencadeante deve deformar as características deposicionais primárias.
2. Os mecanismos de deformação devem permitir a deformação sedimentar.
3. Um fator natural, que se comporte como mecanismo desencadeante de deformação (e.g., glacioteconismo).

Owen & Moretti (2011) explicam que se a magnitude da força deformadora supera ou atinge a força normal do sedimento, a deformação acontece, e que identificando o significado pelo qual o sedimento se deformou e levando em conta o contexto geológico e estratigráfico da área de estudo, pode-se inferir as implicações paleoclimáticas do mecanismo de deformação.

Do ponto de vista genético, a concentração de clastos salientes no topo da Fm. Jacarecica foi explicada por Sial et al. (2010) como um processo de rápida litificação e subsequente erosão dos sedimentos da unidade, pré-datando assim o brusco aumento do nível do mar como registrado pelos carbonatos da Fm. Jacoca. Esse tipo de contato brusco é também encontrado, por exemplo, no diamictito Esturtiano da Formação Chuos (Namíbia), com blocos erráticos transportados glacialmente segundo Hoffman & Schrag (2002).

A explicação mais acertada para a origem da base ondulante da Formação Jacoca (Fig. 24 A) foi reconhecida em Sial et al. (2010), levando em conta a explicação sugerida em Nogueira et al. (2003). Nesse último, o ondulamento particular que apresenta a base da capa carbonática da Formação Mirassol D'Oeste no Cráton Amazônico (Cinturão Neoproterozoico do Paraguai) foi sugerido como sendo uma deformação glacioteconica originada em resposta à dramática mudança de condições de *icehouse* para *greenhouse*.

Aquelas estruturas ondulantes foram relacionadas a estruturas de moldes de carga ou *load cast structures* por Nogueira et al. (2003) e constituiriam o primeiro registro sedimentológico que confirmaria uma rápida mudança climática no *aftermath* de um evento glacial de escala global, como havia sido proposto pelo modelo de Hoffman et al. (1998).

Estruturas em chama que penetram a base da Fm. Jacoca aparecem unicamente nos horizontes mais desenvolvidos em estromatólitos da capa carbonática e não nos horizontes escassos neles.

Assim, a presença de: 1) Estrutura em chama e 2) Moldes de carga no mesmo afloramento de estudo provavelmente sugere uma estreita relação genética entre ambas.

Kelling & Walton (1957) e Owen (2003) chamaram a atenção sobre conexões genéticas entre moldes de carga e estruturas em chama, explicando que a relação entre esses tipos de estruturas é atribuída à instabilidade mecânica entre sedimentos de diferentes densidades. Assim, a pressão que exerce uma capa mais densa ao estar sobreposta a uma capa de menor densidade permite que essa última se comporte como um “líquido” e possa em consequência gerar um “padrão em dedo” dentro da capa mais densa.

Yeats et al. (1997), por sua vez, apresentou uma série de evidências que sustentariam o acoplamento do par “molde de carga-estrutura em chama” devido a episódios de pressão hidráulica de movimentos para cima causados por terremotos. Portanto, a origem dessas estruturas não estaria restrita unicamente às propriedades mecânicas das rochas ou sedimentos, mas também aos processos sísmicos.

Owen et al. (2011) classificou em dois grupos os mecanismos influenciadores para o desenvolvimento de estruturas relacionadas à deformação de sedimentos moles (SSDS), levando em conta a morfologia e estilo da deformação, os quais dependem de fatores como forças desencadeantes, reologia do sedimento, mecanismos de deformação e tempo de deformação em relação à sedimentação. Assim, o primeiro grupo inclui mecanismos alogênicos (*allogenic triggers*) e envolve atividade termal, sísmica e glaciogênica. O segundo grupo está relacionado à pressão interna e queda de material (*slumping activity*).

Owen et al (2011) sugere desconsiderar como SSDS estruturas formadas em certos cenários, tais como: estruturas relacionadas aos eventos de colapso, por exemplo em ambientes de dissolução cársticos (Waltham & Fookes, 2003); estruturas relacionadas à mobilização de sedimentos em ambientes profusamente depositados, por exemplo, estruturas deformacionais por intrusão de argilas de diápiros (p. ex., Van Rensbergen et al., 2003; Huuse et al., 2010); e, finalmente, estruturas desenvolvidas em corpos ígneos ou metamórficos morfologicamente similares às SSDS (p. ex., Wiebe & Collins, 1998).

Owen et al (2011) reconhece os terremotos e fenômenos associados como liquefação e fluidização como agentes para a formação de SSDS, além de outros processos como ondas de marés, fenômenos de inundação, rápida sedimentação e movimentos de águas subterrâneas (ver referências de Owen e Moretti, 2011).

Contudo, Shanmugam (2017), em um amplo trabalho de recompilação sobre a origem das SSDS, controverte a explicação genética das estruturas deformacionais apresentadas por Nogueira et al. (2003). Assim, a explicação defendida em Sial et al. (2010) para as estruturas em chama e de carga da Formação Jacarecica na fazenda de Capitão seriam também questionadas.

Shanmugam (2017) defende que estruturas de deformação em escala centimétrica não são indicadores confiáveis para eventos de escala global como as glaciações Neoproterozoicas. Porém, o autor menciona que a origem particular desse tipo de estrutura estaria mais bem defendida pelo trabalho de Dasgupta (1998), o qual atribui a gênese do par “estrutura em chama-estrutura de carga” à instabilidade dos sedimentos (para discussão mais profunda, ver Allen, 1977; Anketell et al., 1970; Brodzikowski & Haluszczak, 1987; Collinson, 1994; Kelling & Walton, 1957; Lowe, 1975; Owen, 1987).

Recorrer a uma origem sísmica para explicar a formação de SSDS em sequências Neoproterozoicas do Brasil no marco da Orogênese Brasileira no contexto de consolidação da porção sudoeste de Gondwana (p. ex., Okubo et al., 2020) ou a eventos de curto prazo de rebote glacial durante a etapa de deglaciação (p. ex., Nogueira et al. 2003; Sial et al. 2010) tem sido amplamente aceito como potenciais mecanismos geradores desse tipo de estrutura.

Okubo et al. (2020), recorrendo aos mesmos mecanismos de deformação sugeridos por Owen et al. (2011) e Shanmugam (2013), apontou, para a Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, a presença de clastos de microbialitos de bordas abruptos dispostos de maneira relativamente homogênea e lateral em horizontes de brechas aplanadas de tamanho seixo, intercalados com horizontes carbonáticos não deformados e níveis de brechas com imbricação bidirecional de clastos, bem como clastos de brechas verticalmente orientados, com características de deformação que aumentam em direção ao topo, associados tipicamente à expulsão ascendente de sedimentos liquefeitos. Essa última seria resultado dos últimos esforços tectônicos atuantes no Cráton São Francisco durante o final do Ediacarano e que em correspondência com o marco local estratigráfico, estariam relacionados à Orogenia Brasileira.

Assim, até que novas hipóteses, evidências ou modelos experimentais sejam apresentados, a origem glaciectônica como agente desencadeante para a formação de SSDS no diamictito da Formação Jacarecica constitui a explicação mais aceita.

Estruturas primárias reportadas neste trabalho estão associadas com a presença de clastos rotados subarredondados (Fig. 24B), aplanados em suas superfícies junto com marcas de abrasão (Fig. 23B e 23C), bem como “talhos” de clastos alinhados circundantes ou dispostos paralelamente a clastos maiores (Fig. 24H e Fig. 23I) e estruturas turbadas.

Cabe também destacar que as estruturas em escala de afloramento são aqui estudadas, interpretadas e avaliadas à luz dos novos avanços em pesquisa de sedimentologia glacial e que provavelmente, devido ao pouco que se conhecia sobre configurações deposicionais glaciais, foram ignorados pelos geólogos que estudaram previamente esses afloramentos. No entanto, muitas pesquisas feitas no Grupo Miaba por outros autores sentaram as bases científicas aqui usadas para essas novas observações.

Para compreender a dinâmica deformacional que implica a formação e disposição desse tipo de clasto, trabalhos como Boulton (1979), Boulton & Jones (1979), Alley et al. (1986, 1987), Boulton & Hindmarsh (1987), Clarke (1987), MacAyeal (1989) e Engelhardt et al. (1990) explicam que quando um glacial se desloca sobre uma capa de sedimentos não consolidados, há um acoplamento entre o glacial ou capa glacial (*ice sheet* ou *ice bed*) e os sedimentos subjacentes. Esse último é conhecido como a capa deformada e porque a deformação é causada pela dinâmica glacial, o termo capa ou sedimentos deformados subglacialmente (*subglacially-deformed bed*) é empregado.

Segundo Hart (1995), a deformação de sedimentos subglaciais ocorre porque a água está sempre sendo produzida pela fusão na base de glaciais úmidos (*temperate glacier*). Quando a água que provém do degelo glacial não consegue ser drenada rapidamente e, conseqüentemente, adentrar os poros dos sedimentos que estão abaixo do glacial, a pressão naqueles sedimentos progressivamente aumenta e sua coesão é reduzida, permitindo assim a deformação. Essa última é conhecida como deformação subglacial devido ao avanço da capa do gelo e foi descrita em maior detalhe por Hart & Boulton (1991). Se os sedimentos continuam se deslocando subglacialmente, são expulsos no frente glacial, constituindo um tipo diferente de geoforma, associada à deformação proglacial denominada moraina (Hart, 1990).

Boulton (1978) sugere fazer uso de características primárias observáveis como a forma e disposição dos clastos transportados pela dinâmica glacial como ferramentas de reconstrução paleodeposicional. No presente trabalho, são utilizadas algumas das interpretações de Boulton (1978) quanto à presença de clastos rotados e marcas de abrasão no diamictito de Jacarecica. Por exemplo, o alinhamento de clastos e superfícies estriadas pode sugerir que os sedimentos

foram submetidos a condições deformacionais rígidas pelo transporte da capa glacial, podendo-se inferir a direção do fluxo de gelo. As Fig. 23B e 23C mostram um clasto em forma de bala com marcas de arrasto ou marcas de abrasão paralelamente orientadas à disposição do mesmo.

Boulton (1978) sugere, baseado em sistemas modernos, que a presença de matacões na zona de tração apresenta um incremento claro no grau de arredondamento e um ligeiro acréscimo no grau de esfericidade em comparação com matacões derivados supraglacialmente, os quais não teriam sido submetidos a eventos de tração. Como evidenciado em campo, a maioria dos clastos que compõem o diamictito da Formação Jacarecica são moderadamente arredondados com um grau bom de esfericidade. Entretanto, alguns desses clastos estão imbrincados unidirecionalmente (Fig. 24E e 23F), sendo aqui interpretados por representar episódios curtos de ressedimentação durante as últimas etapas de deposição glaciogênica. Outros clastos arredondados dispostos aleatoriamente sugerem deformação subglacial e subsequente liberação diretamente pelo gelo (p. ex. Fig. 24H e Fig. 24B).

A composição dos clastos é outro fator importante, já que, por exemplo, rochas graníticas ou gnáissicas se desgastam de forma diferente em comparação a arenitos quartzosos ou clastos de carbonatos devido às estruturas relativamente isotrópicas de cada material. French & Guglielmin (2000) e Boulton (1978) sugerem que as formas adaptadas pelos clastos submetidos às dinâmicas de transporte e deformação glacial respondem inteiramente ao tipo de rocha e à natureza das interações na zona basal de tração. Os clastos transportados na ZBT atingem e estriam a camada de rocha subglacial, sendo progressivamente desgastados por contato com a camada de rocha (usualmente um embasamento) e outras partículas, tornando-se paulatinamente mais equidimensionais e adquirindo maiores propriedades de rolabilidade.

Clastos maiores (p. ex., cascalhos) ocasionalmente não apresentam propriedades de alta rolabilidade e assim tendem a ser arrastados em condições de fluxo (Kuenen, 1956). Como descrito por Boulton (1978), clastos com formas placoidais de baixa rolabilidade tendem a deslizar e de vez em quando alguns são rotacionados sobre seus eixos verticais. Levando em conta as complexidades do fluxo do gelo, o material transportado pode ficar em suspensão, rotado ou uma vez mais dispostos em regime de tração.

Com base no anterior, as Fig. 23B e 23C são, portanto, aqui interpretadas por representar clastos de alta resistência, baixa rolabilidade, que foram desgastados subglacialmente e cujas marcas de abrasão na sua base suportariam condições de transporte de alta pressão e pouca água entre os grãos que compõem a matriz. Os clastos rotados apresentados nas Fig. 24D e 24B, por sua

vez, são indicadores típicos de deformação sindeposicional, compreendendo clastos que foram transportados e deformados pela capa glacial e depositados em um meio argiloso a siltoso em condições de capa deformante, com clastos menores atrás deles, conhecidos também como “talhos de clastos”, a uma taxa de velocidade mais lenta que o avanço da capa glacial deformante. Finalmente, outra discussão deve ser atendida para a Formação Jacarecica no que diz respeito à sua sedimentologia, a fim de definir se suas condições depositárias compreendem um regime de capa rígida ou um regime de capa deformante.

Como resumido por Hambrey (1994), duas hipóteses baseadas nos efeitos desencadeados pela ação da água explicam os mecanismos pelos quais os sedimentos são transportados, deformados e depositados em ambientes glaciais. A hipótese da capa rígida (*rigid bed hypothesis*), baseada em estudos no glacial de base húmida Variegated (Alaska), assume um substrato rígido da camada de rocha. Estudos feitos entre 1982 e 1983 em um núcleo de perfuração que controlava as evidências de deformação do glacial revelou que quase 95% do movimento do gelo ocorreu por deslizamento basal (*sliding basal*) (Kamb et al. 1985). Durante períodos de aquiescência, a drenagem na base do glacial toma lugar mediante um sistema de túneis: água emergente que sai da língua glacial (*toe glacier* ou *terminus glacier*) através de uma saída individual. O prelúdio ao surgimento glacial é a fechadura do sistema de túnel de escape de água, concentrando assim a água de fusão ou derretimento, e por consequência, causando um aumento na pressão basal da água. Como resultado, a fricção na capa glacial é diminuída e a taxa de deslizamento é aumentada, permitindo a separação do glacial do substrato de rocha e a formação de cavidades vinculadas controladas pelas irregularidades da camada de rocha.

A hipótese da capa deformante (*deformable bed hypothesis*) foi baseada em observações para o glacial Trapridge (Canadá) e propõe uma alternativa para o surgimento glacial desenvolvida a partir da ideia de que o gelo poderia descansar sobre uma capa de sedimentos facilmente deformáveis, o que facilitaria o surgimento glacial (Hambrey & Clarke, 2019). Conforme Clarke et al. (1984), diferentemente do glacial Variegated, o glacial Trapridge possui um regime termal de base fria ou seca, isto é, não há água entre o substrato de rocha e a capa do gelo que atue como um filme que facilite o movimento de deslizamento basal. Essa hipótese é baseada principalmente para glaciais típicos de ambientes áridos, similares aos encontrados na Antártica, por exemplo.

Assim como o modelo da capa rígida, para o modelo da capa deformante, o surgimento glacial começa com a destruição do sistema de drenagem subglacial. Entretanto, diferente do modelo

de capa rígida, no modelo de capa deformante a destruição do sistema de drenagem ocorre dentro dos sedimentos permeáveis que estão embaixo do gelo, onde, em certas circunstâncias, a permeabilidade efetiva pode ser reduzida. O espessamento progressivo do gelo leva a um incremento nos esforços de deformação, os quais reduzem a permeabilidade do till. Assim, a pressão da água aumenta e os sedimentos são facilmente deformados porque não existe um acoplamento entre a velocidade do avanço ou surgimento glacial e o avanço dos sedimentos. Devido a isso e às diferenças na competência dos diferentes materiais que são transportados, disposições individuais de clastos em um till podem apresentar forma de bala (*mini roches mountinees*) (Boulton, 1978) com marcas de abrasão e superfícies estriadas. Se tanto clastos como marcas de abrasão estão alinhados com a direção do gelo, prevaleceram condições de capa rígida. Entretanto, se aqueles não estão alinhados e indicam evidência de rotação de clastos dentro do till, condições de capa de deformação são mais prováveis (Hart & Boulton, 1991; Hicock, 1991).

As Figs. 24D, 24B e 24H sugerem que provavelmente os sedimentos da Formação Jacarecica foram submetidos a condições de regime de capa deformante, já que pelo menos três rasgos são claros: 1) Clastos flutuantes, aqui reconhecidos como “clastos esqueléticos” de tamanho seixo ou maior rotados numa matriz argilosa, 2) Clastos menores, aqui reconhecidos como “talhos de clastos”, dispostos ao redor do clasto esquelético e 3) Estrutura de galáxias bem desenvolvida.

Se os clastos maiores (ou esqueléticos) apresentam padrões de rotação, com clastos menores acumulados anteriormente a eles, condições de capa deformante podem ter prevalecido, com os clastos esqueléticos tendo se movido mais lentamente, já que atuaram como uma massa mais competente dentro dos sedimentos mais finos que comporiam a capa deformante (Boulton, 1978). No processo de deformação, os clastos menores se dispõem em arranjos circulares ou elipsoidais, formando assim as estruturas de galáxia. Quando os arranjos se apresentam de maneira paralela ou chocante ao grão esquelético, são então denominados talhos de dispersão de clastos. O desenvolvimento dessas estruturas foi também interpretado como sindeformacional em origem e pela primeira vez reportado nos diamictitos pré-cambrianos das formações Chuos e Ghaub (Namíbia) por Busfield & Heron (2013; 2018).

Outros arranjos deposicionais característicos de regime de capa rígida estão associados com a presença de pequenos depósitos gradados com horizontes finos de silte ou argila que têm sido interpretados por demonstrar separação de eventos de camadas devido à drenagem de sedimentos subglaciais para a camada glacial (p. ex., Hart, 1995).

Conforme evidências de campo aqui estudadas, bandas de grânulos alinhados e interestratificados com finos horizontes de argilas (Figs. 23G e 23H) junto a horizontes de camadas finas interestratificadas de arenitos (litofácies Flms, Fig. 22D) são interpretados por representarem potenciais eventos de lavagem de sedimentos subglaciais (*outwashing glacial episodes*). Os horizontes interestratificados de sedimentos argilosos e grânulos representariam intervalos de episódios curtos de derretimento ou lavagem subglacial (camadas argilosas) e posteriormente, sob um regime de transporte mais seco, os clastos maiores (bandas de grânulos) seriam transportados pela ação direta do gelo.

A presença de marcas de abrasão, como por exemplo em pavimentos, foi sugerida por Hicock (1991) como originalmente formada em condições de capa rígida. No entanto, a presença de pavimentos estriados não é a única feição atribuída ao regime rígido. Assim, marcas de desgaste presentes em clastos ou na matriz dos sedimentos onde os clastos maiores de tamanho bloco foram arrastados também é um bom indicador de dinâmicas de deformação glacial desse tipo (ver Hart, 1995). Portanto, dinâmicas dessa classe aqui apresentadas foram interpretadas como tais (Fig. 23B e 23C).

Segundo Hart (1995), evidências de condições de regime rígido não implicam necessariamente na exclusão de condições de capa deformante. De fato, ambos os regimes podem conviver como mecanismos intermitentes de transporte e deformação sedimentar durante o avanço glacial. Desse modo, neste trabalho é sugerido que os arranjos sindeformacionais do diamictito da Formação Jacarecica indicam condições plásticas de capa deformante pela ação glacial, com intermitentes intervalos de lavagem de sedimentos deslocados subglacialmente, mas com prevalência de condições de capa rígida em outros períodos. Assim, o mecanismo pelo qual o gelo se deslocava era por deslizamento, deixando como evidências marcas de arrasto nos materiais mais finos.

8.3 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO JACARECICA

Análises petrográficas revelaram uma composição mineralógica dominada por quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclásio (p. ex., albita e anortita), fragmentos de carbonatos e sulfetos (p. ex., pirita ou calcopirita?). Em geral, todas as seções delgadas indicaram fábricas plásmicas pobremente desenvolvidas do tipo insépica (Fig. 28) ou omnisépica, estruturas de drenagem (Fig. 32), clastos sem estruturas plásmicas internas e grãos

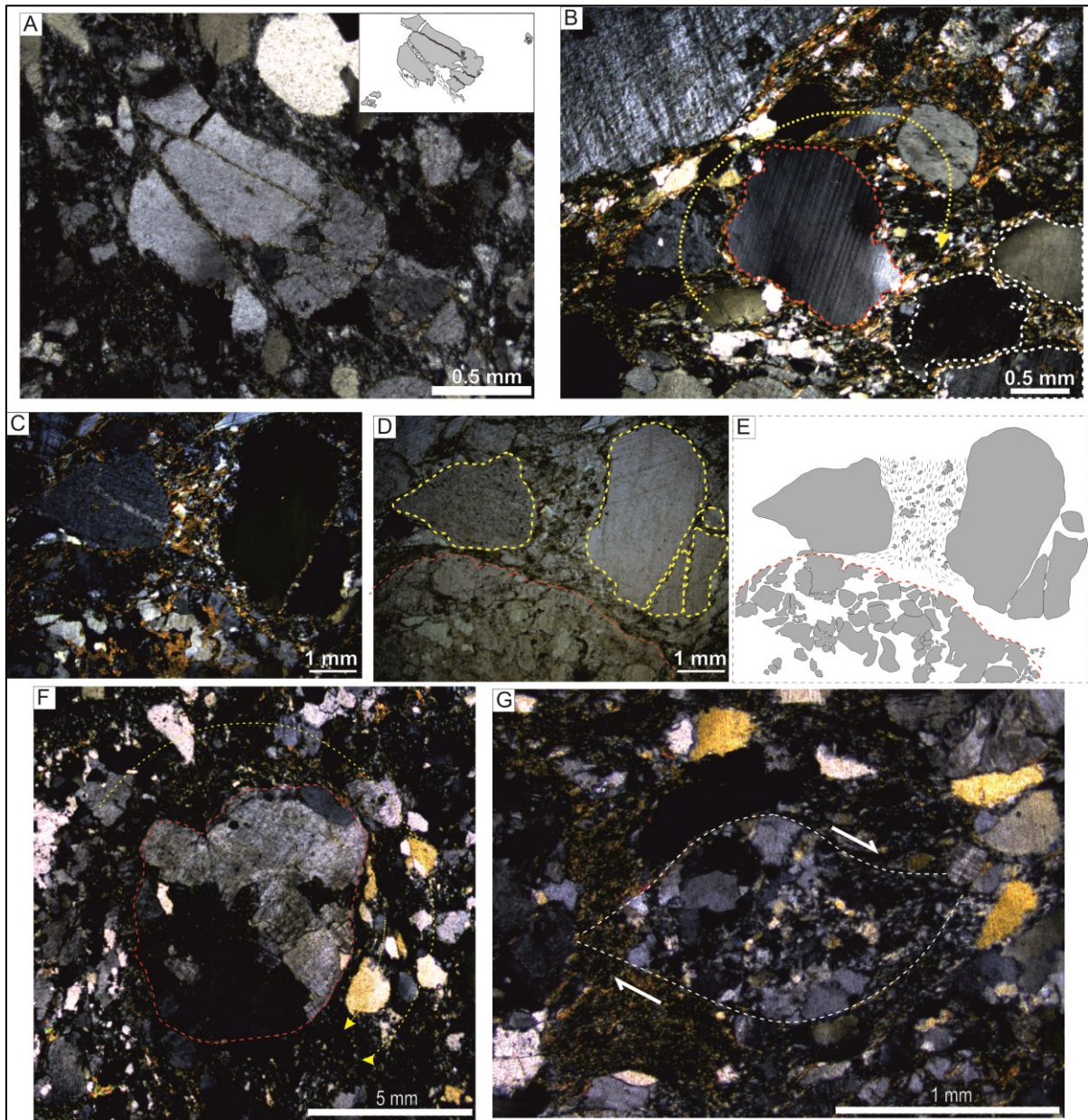
esqueléticos com halos de argila ou silte escassamente desenvolvidos (Fig. 28) com aparência do tipo seca ou estrutura “bolinha de gude” (Fig. 27A e Fig. 30B).

Padrões deformacionais do tipo dúctil tais como estruturas rotacionais (Fig. 26 A-B), de pescoço (Figs. 27C e 27E), ou de galáxia (Fig. 26H) sugerem deformação subglacial. Além disso, observa-se clastos de quartzo brechados de até 4 mm de comprimento (Fig. 27A), com marcas notáveis de abrasão (Figs. 29 A-B) ou com padrões do tipo “*jig-saw*” (Fig. 26A), bem como contatos de grãos chocados (Fig. 26B) e breves orientações lineares de clastos (Fig. 30C), indicando que os sedimentos da unidade foram submetidos a condições deformacionais rúpteis.

Na Fig. 25G, observa-se um clasto de arenito desenvolvendo uma “forma de olho”, tipicamente associado a dinâmicas distensíveis em sedimentos. Os esforços cisalhantes aplicados no clasto levaram os materiais mais finos a se deslocar dentro do grão e separar-se, mas preservando o arranjo distensivo de maneira notável. Simultaneamente, os materiais finos continuaram se orientando e se dispondo ao redor do clasto em um arranjo de fábrica unistral. A Fig. 30 mostra, em contraste, um clasto litoarenítico não brechado, disposto de forma alongada em um arranjo também de olho d’água. No entanto, diferente da estrutura da Fig. 26, esse não desenvolve arranjos de fábrica plásmica unistral e a abundância de grãos circundantes de quartzo é notavelmente muito maior.

A explicação mais plausível para o desenvolvimento de clastos com forma de olho, mas carentes de fábrica unistral como identificada na figura 26G, é que o material de argila (que é onde a fábrica do tipo unistral preferencialmente se desenvolve) é muito escasso ou quase inexistente e, pelo contrário, grãos de areia média a grossa são as frações sedimentares predominantes.

Figura 25 - Caracterização petrográfica da lâmina DMT-K'

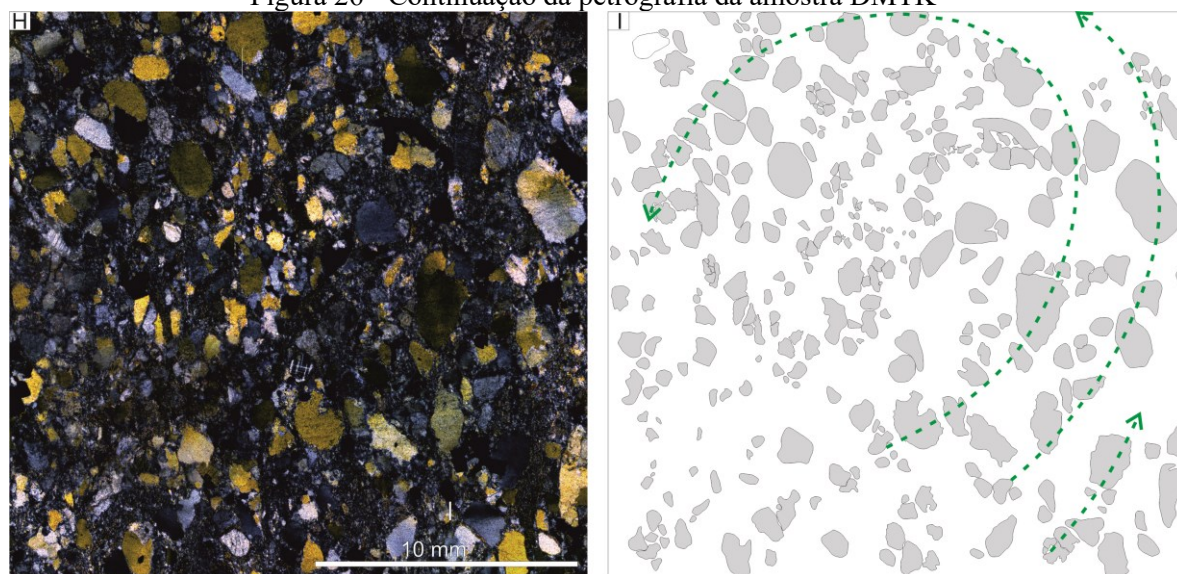


Fonte: O Autor (2020).

***A)** Clasto brechado (delineado por linha amarela) evidenciando padrão do tipo *jig-saw* preenchido por fábrica plásmica. Clastos circundantes exibem formas subangulares a angulares. Notar os clastos chocados (círculo vermelho) na parte inferior esquerda da figura. **B)** Estrutura rotacional evidenciada por clastos menores ao redor de grão esquelético. Observar a fábrica plásmica *skelsepic* com sinais de alta birrefringência. Os contatos de grãos borda-borda (*edge-to-edge grain contacts*) são preenchidos por pontos brancos na parte mais inferior direita. **C)** e **D)** Estrutura de pescoço (*Necking-structure*), fábrica plásmica penetrante ao redor de clasto de arenito quebrado (luz polarizada cruzada) e clasto brechado (luz polarizada descruzada). **E)** Esboço representativo de C e D mostrando microclastos paralelamente dispostos ao grão esquelético em estrutura do tipo de canal e clastos quebrados (linhas vermelhas) preenchidas por material penetrante argiloso. Observar a alta birrefringência da matriz. **F)** Grão esquelético (pontos vermelhos) rodeados por talhos de clastos esqueléticos menores em um arranjo estrutural aproximadamente circular (pontos amarelos sugerem movimento rotacional). **G)** Clasto de arenito mostrando sombras de pressão assimétricas e padrão de fábrica plásmica unistral.

Em contraste, estruturas de galáxia se formando sem a presença de núcleos esqueléticos com até vinte milímetros de diâmetro (Fig. 26H) poderia sugerir que condições de deformação dúcteis também foram contemporâneas à deformação frágil e não necessariamente restringiria a dinâmica de deformação sedimentar a um único tipo de regime. E, de novo, um sistema de esforço do tipo compressivo seria o fator desencadeante da deformação.

Figura 26 - Continuação da petrografia da amostra DMTK'



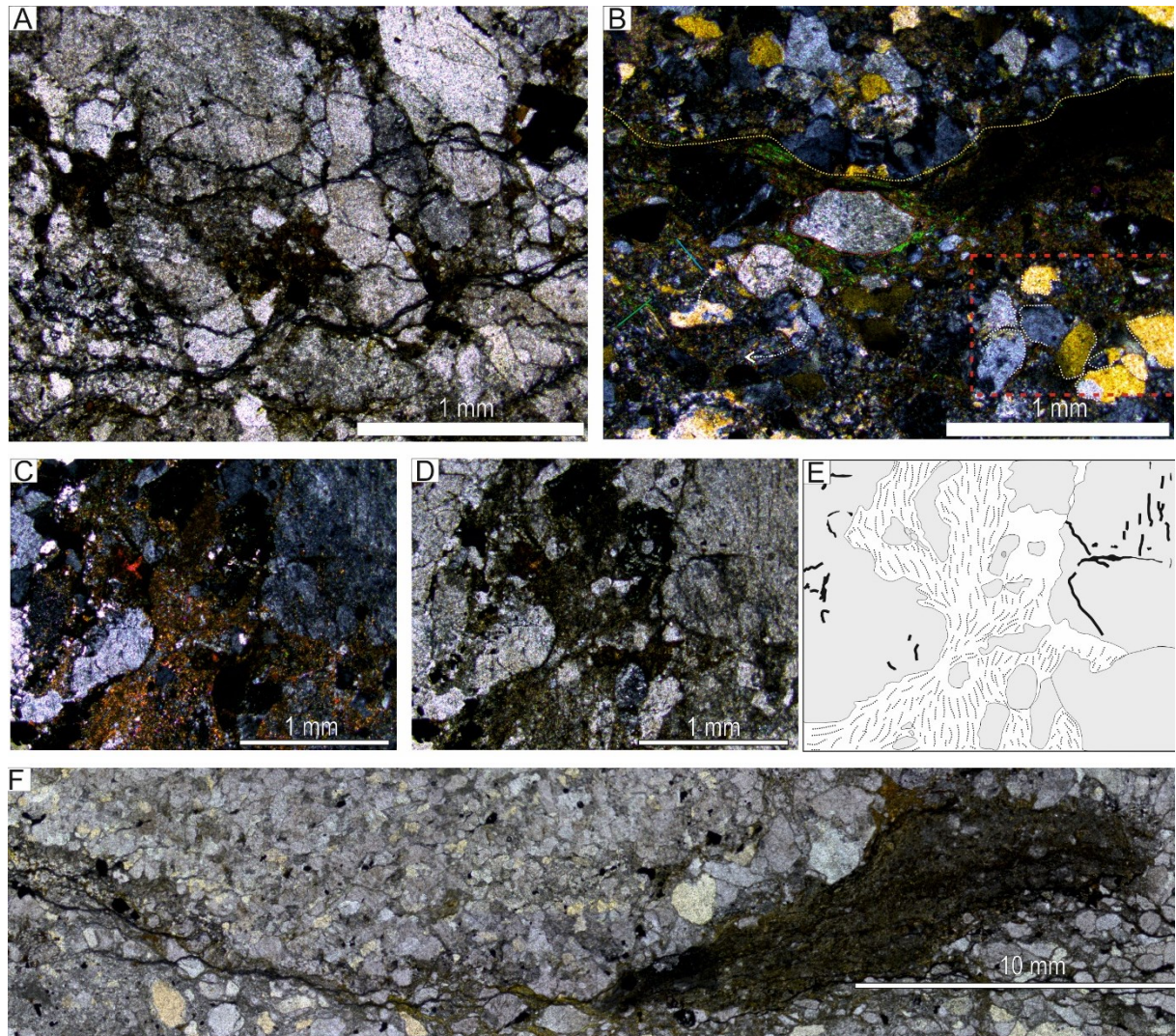
Fonte: O Autor (2020).

***H)** Múltiplas disposições de estruturas rotacionais dominadas por clastos de quartzo e plagioclásio de formas angulares a moderadamente angulares, sem núcleo de rocha. Aparência do tipo seca é a característica predominante, como evidenciado por uma fábrica plásmica pouco desenvolvida. Característica de grão chocado é também amplamente identificada. **I)** Representação de H mostrando os alinhamentos circulares de microclastos (linhas verdes).

Clastos brechados e chocados de quartzo são, provavelmente, uma das microestruturas mais comuns encontradas nas lâminas deste estudo e, dependendo do horizonte de amostragem analisado (seja próximo ao contato erosional com a sequência carbonática ou nos canais de preenchimento de materiais finos), podem adotar feições hereditárias ou de influência externa. Assim, por exemplo, na Fig. 25A pode-se observar um grão esquelético de quartzo fraturado de forma paralela ao que parece ser um arranjo de fábrica unistral. Entretanto, observando com mais detalhe a figura, pode-se observar clastos de quartzo e plagioclásio também dispostos de forma paralela no que parece ser uma estrutura de canal de escape de sedimentos transportando materiais finos e grossos (como o clasto de quartzo brechado). Se for correta a interpretação aqui adotada, isso representaria a preservação de uma estrutura de brechamento num canal de escape de água. Adicionalmente, levando em conta que a dinâmica de drenagem tende a destruir

ou preservar muito pouco os arranjos sedimentares hereditários, isso sugere que dinâmicas de esforços compressoriais foram ou de curta duração e/ou não foram suficientemente penetrantes, o que certamente permitiu conservar certas feições originais antes do evento de expulsão.

Figura 27 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-K (perpendicular à lineação de clastos)



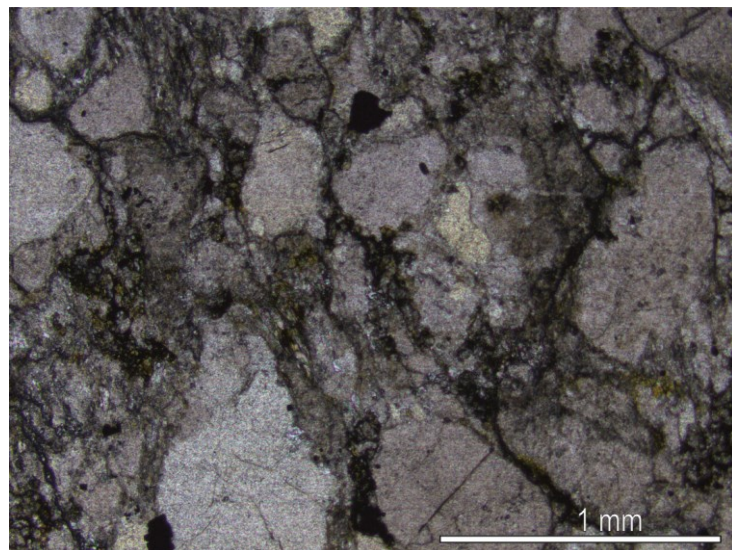
Fonte: O Autor (2020).

***A)** Padrões de clastos brechados mostrando microfraturamento preenchido por material de tamanho argila. Notar a ausência de halos de silte/argila. **B)** Estrutura rotacional (seta circular branca) e contatos de grão bordo-bordo (retângulo vermelho) e sutil fábrica plásmica bimasepic (linhas azul e verde). Esta amostra apresenta uma aparência do tipo “*marble-bed*” sem fábrica plásmica interna desenvolvida. **C)** e **D)** (luz a polarizadores cruzados e descruzados, respectivamente). Estrutura de pescoço bem desenvolvida mostrando uma fábrica plásmica ominsepica e microclastos de quartzo. **E)** Representação de C e D. Notar a aparência de marcas de abrasão e padrões de microfraturamento nos grãos esqueléticos. **F)** Estrutura de escape de fluido provavelmente devido a forças compressoriais sindeposicionais, sugerindo efeitos de dinâmica de desidratação.

Confirmações de dinâmicas compressivas pouco penetrantes provêm também da amostra DMT-K, localizada a um metro do topo da unidade. Como mostrado na Fig. 27F, sedimentos argilosos (que neste caso não devem ser confundidos com nenhum tipo de fábrica plásmica) se dispõem horizontalmente, em um arranjo de deslocamento de aproximadamente quatro centímetros de comprimento entre os interstícios de grãos de areia e grânulos de quartzo. Pode-se notar que essa chamativa estrutura de escape de sedimentos concentra-se em uma só porção da lâmina e que, pelo contrário, a fábrica da seção apresenta uma textura muito compacta e fisicamente pouco perturbada.

Para desenvolver de forma ampla estruturas de escape de poro de água ou de sedimentos, é necessária a presença de materiais argilosos ou no mínimo siltosos e, levando em conta as dinâmicas compressivas sobre a capa dos sedimentos, em teoria essas microestruturas podem estar presentes.

Figura 28 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-J (paralela ao acamamento).



Fonte: O Autor (2020).

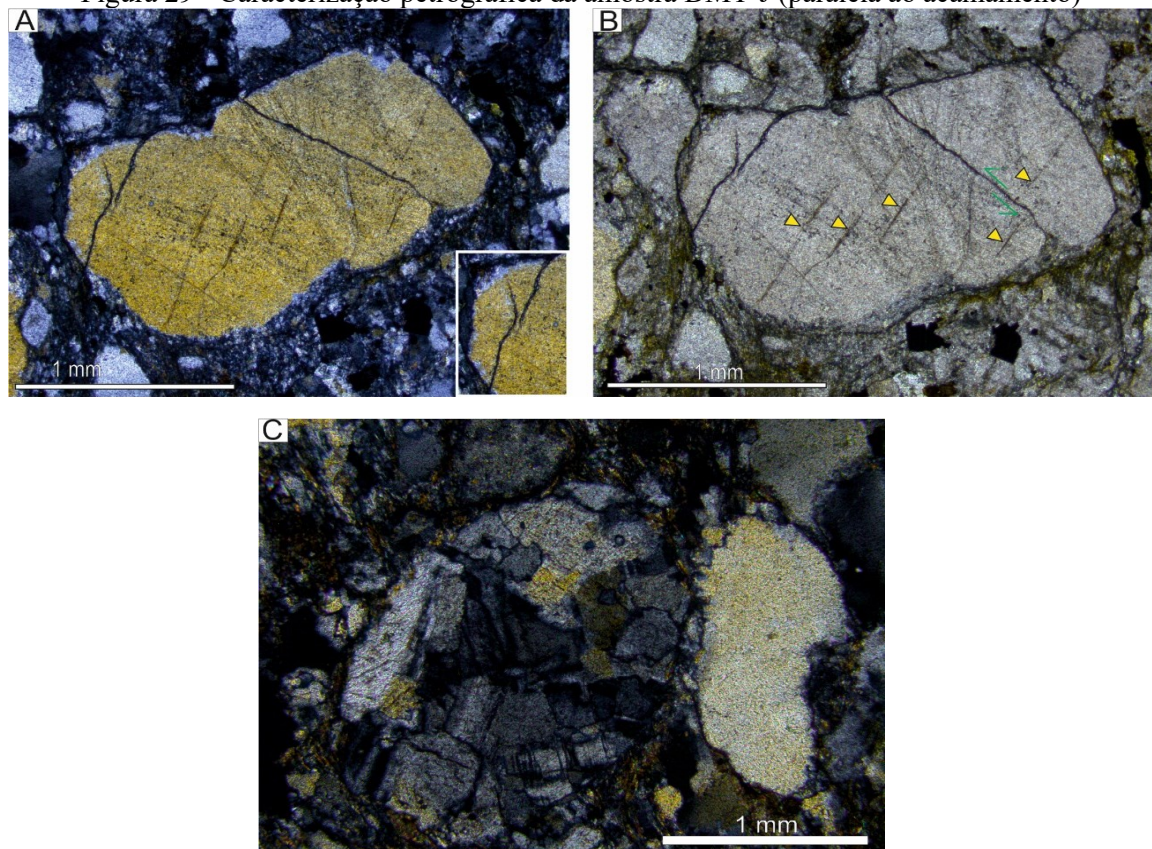
* Clastos angulosos a moderadamente angulosos mostrando padrão de tipo de fluxo e matriz escassa (fábrica plásmica insépica)

O significado do exposto acima teria implicações genéticas no mínimo interessantes associadas à presença obrigatória de água, a qual seria aportada ao sistema de sedimentos transportados e deformados subglacialmente. A presença de água em combinação com sedimentos argilosos implicaria no desenvolvimento de anéis de argila ou silte ao redor dos grãos esqueléticos (ver Menzies, 2000) em um arranjo de fábrica plásmica skelsépica (ver Hiemstra & Rijdsdijk, 2003).

Contudo, essas características foram muito pouco observadas e, em contraste, uma aparência do tipo seca (ver Lachniet et al., 1999) prevalece em várias das amostras do estudo (Figs. 27-30).

Dessa forma, a presença escassa de materiais argilosos desenvolvendo fábricas plásmicas em conjunto com estruturas de deformação frágil e, por vezes, de estruturas dúcteis (p. ex., de galáxia, rotacionais e de pescoço) reforçam condições deposicionais predominantemente de regime rígido pouco penetrante.

Figura 29 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-J (paralela ao acamamento)



Fonte: O Autor (2020).

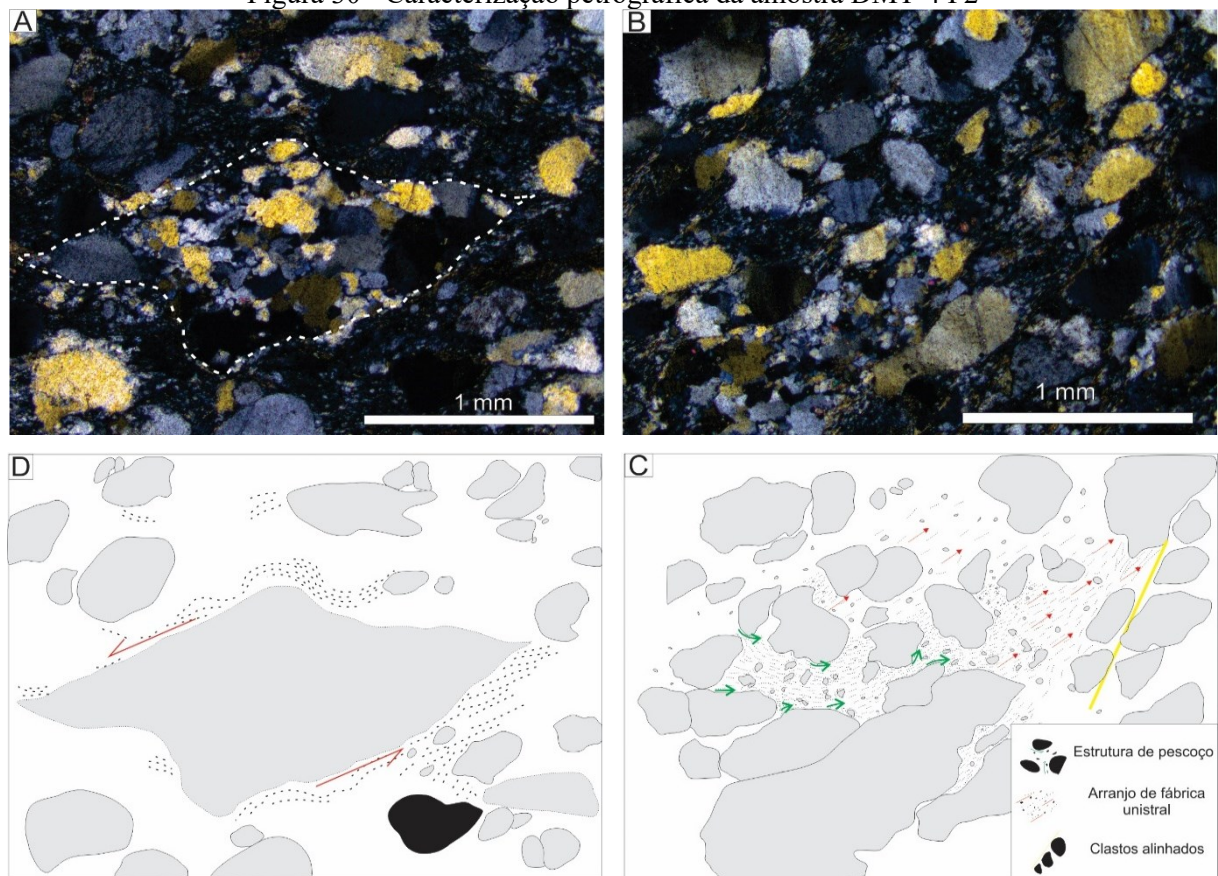
*A) (polarizadores cruzados) Grão esquelético de quartzo com padrões de brechamento e extinção ondulante e fábrica plásmica do tipo assépica. B) (polarizadores descruzados de A) Clasto quebrado in-situ sem anéis de silte. Observar as marcas de abrasão do quartzo (em amarelo). C) Litoclasto de composição granítica bem arredondado, com cristais de microclina, plagioclásio e quartzo sem evidências de brechamento ou deformação.

Apesar das microestruturas de deformação frágil - tais como alinhamentos de grãos, fábrica plásmica unistral ou masépica, clastos brechados, arranjos de microfraturamento ou marcas de abrasão em grãos de quartzo - não serem suficientemente abundantes, não se descarta a possibilidade de transporte de sedimentos moles deformados por capas de gelo e, portanto, das origens dos sedimentos da Formação Jacarecica em efeito estarem vinculadas a um potencial

evento de Terra Bola de Neve. Além disso, uma feição característica de sedimentos deformados por dinâmicas compressivas glaciais é o arranjo de “características de ramificação e fusão”, descrito de forma experimental por Hiemstra & Raijsdijk (2003) como a bifurcação da fábrica unistral quando se encontra no caminho com um grão esquelético, identificado aqui na Figura 30A e 30D.

Adicionalmente, alinhamentos de grãos estão estreitamente associados à presença de fábricas plásmicas unistrais bifurcadas, grãos esqueléticos com forma de olho e superfícies de fraturamento, como demonstrado experimentalmente em Hiemstra & Rijsdijk (2003).

Figura 30 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-4 P2



Fonte: O Autor (2020).

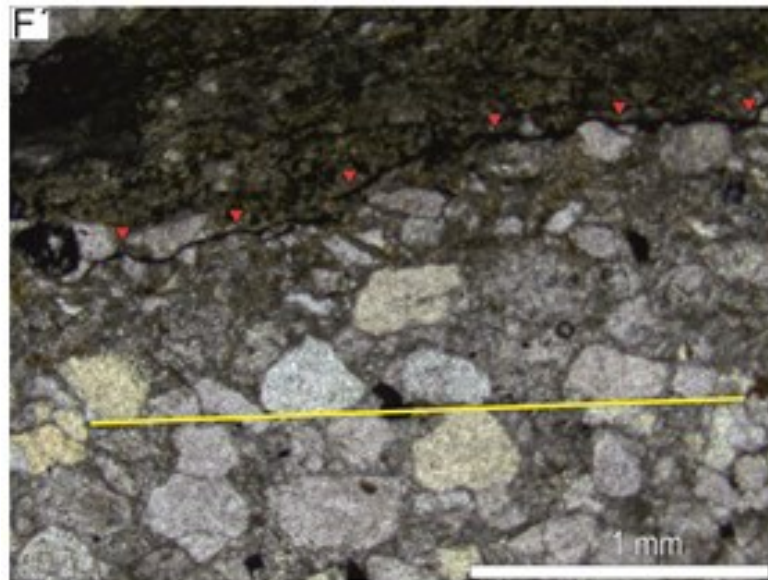
***A)** Clasto de arenito com forma de *augen*. **B) e C)** Estrutura de pescoço mostrando microclastos orientados unistralmente (setas verdes) entre grãos esqueléticos. Domínios pequenos de microclastos alinhados (linha amarela) e domínios plásmicos unistrais (setas vermelhas). **D)** Esboço da Fig. 829A ilustrando a direção dos esforços atuantes na deformação do grão esquelético, bem como pequenos domínios plásmicos unistrais paralelos à direção de deformação. Clasto da cor preta representa um mineral opaco.

Assim, grãos esqueléticos de quartzo perfeitamente alinhados em proximidade a um canal de argilominerais (Fig. 31) apoiam as estreitas relações entre todas as microestruturas apresentadas no presente trabalho, por serem observadas próximas umas às outras.

Notavelmente, estruturas de drenagem ou de escape de sedimentos finos constituem o arranjo mais significativo registrado no presente trabalho. Phillips et al. (2007) destaca que mudanças no conteúdo da água e de pressão durante a deformação pode levar à homogeneização e hidrofraturamento dos sedimentos, bem como à destruição de estruturas de deformação mais recentes, inclusive se os esforços são relativamente baixos.

O hidrofraturamento leva à expulsão de sedimentos finos, bem como à destruição de microfábricas previamente formadas. O reconhecimento de sedimentos finos de expulsão conserva as propriedades de birrefringência (isto é, cores de segunda e terceira ordem), já que essencialmente continuam sendo minerais placoidais se deslocando como grãos esqueléticos (Fig. 33). Portanto, não seria correto discutir as fábricas plásmicas nesse contexto, independentemente do tipo.

Figura 31 - Microclastos alinhados de quartzo (linha amarela) e padrão de microfraturamento penetrante (triângulos vermelhos). Vista detalhada da Fig. 27f (polarizadores descruzados)

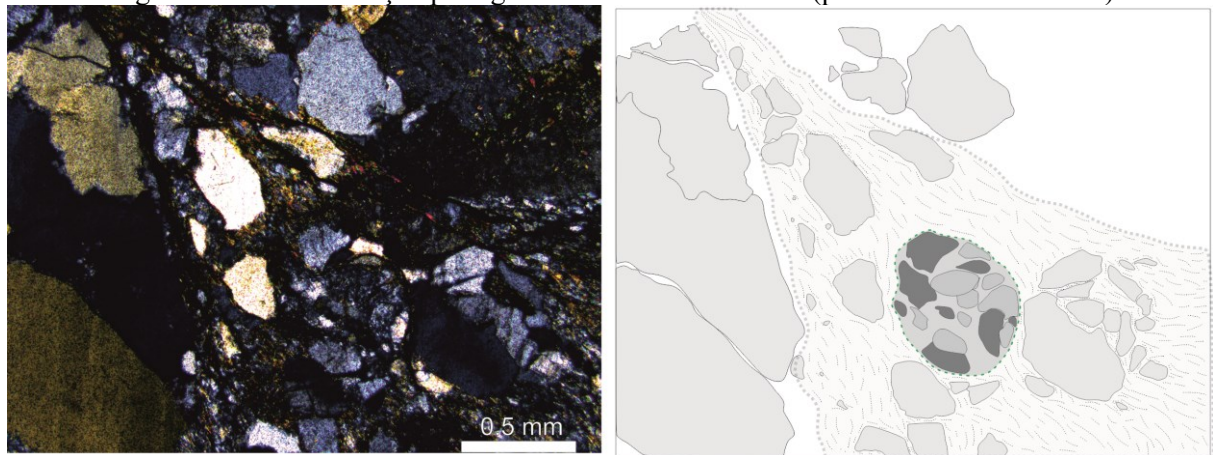


Fonte: O Autor (2020).

Na Figura 32, pode-se observar majoritariamente clastos de quartzo e plagioclásio em meio argiloso, dispostos em uma estrutura de canal. Claramente, o arranjo microsedimentar que se assemelha a um “padrão de ábaco” está delimitado por fragmentos de rochas e grãos de plagioclásio muito maiores que atuaram como barreiras limitando ou aparentemente

controlando a deformação produzida pelo escape de fluidos. Mais impressionante, na amostra DMT-5, a qual representa o topo da unidade, microfábricas rúpteis não foram as dominantes. De fato, assume-se que o topo da unidade representaria os sedimentos que alguma vez estiveram viajando em contato com a capa glacial quando avaliado em ambientes modernos. Assim, o que se esperaria encontrar seriam principalmente microfábricas unidirecionais, tais como grãos cisalhados, fábricas plásmicas unistrais e grãos chocados, como é explicado pelo “modelo de Alley” (ALLEY et al., 1986; ALLEY, 1991), mas este não é o caso.

Figura 32 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-1 (paralela ao acamamento)



Fonte: O Autor (2020).

* A) Estrutura de expulsão de fluido exibindo domínios unistrais plásmicos e fragmentos de rocha. B) Representação de A simplificando as duas características mais relevantes: estrutura de escape de água e fragmentos de rocha se movendo paralelamente na aparente direção de fluxo de domínios plásmicos.

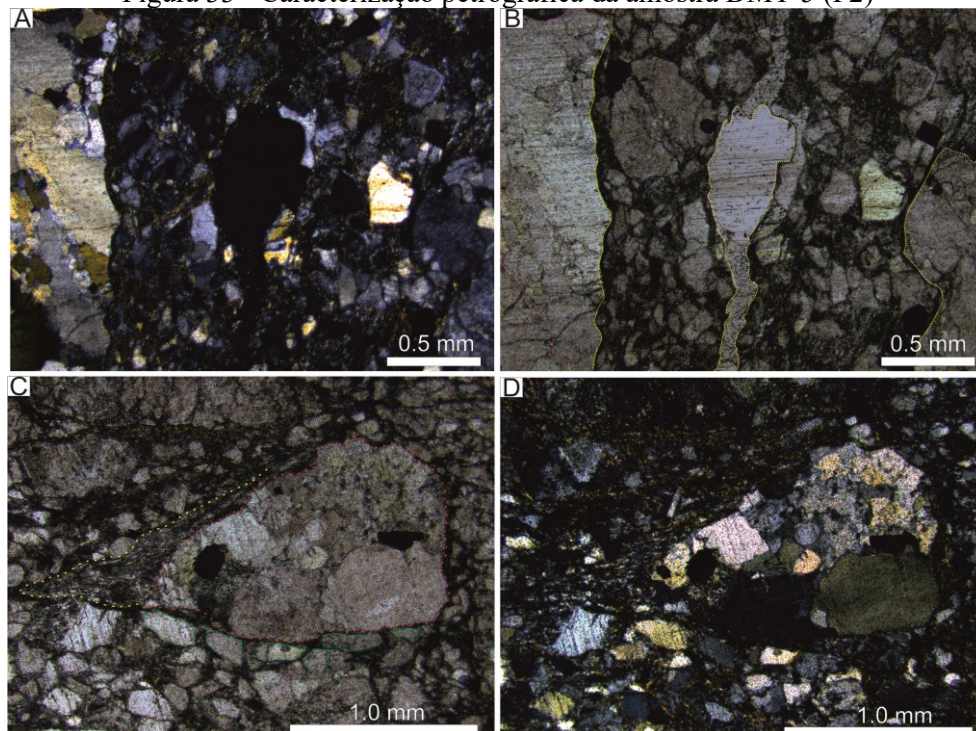
Descritivamente, pode-se observar estruturas de “canais ramificados” (Figs. 33 A-B) de aproximadamente um centímetro de largura levando no seu interior clastos muito angulosos de quartzo, plagioclásio e feldspato de tamanho areia muito fina a média em uma matriz argilosa e limitada por um fragmento de rocha (porção esquerda da fotografia).

Notavelmente, essas estruturas de expulsão não se limitam unicamente a forçar o deslocamento de materiais muito finos em sistemas de canais; também, os esforços compressivos parecem ter atingido energia suficiente para expulsar também fragmentos de rochas (Figs. 33 C-D). Entretanto, é importante observar o que parece representar a dificuldade com que o fragmento de rocha conseguiu penetrar a fábrica de grãos sedimentares. O fenômeno tomou lugar num meio composto de grãos tamanho areia média (0,25 mm de diâmetro) a areia grossa (0,5 mm-1

mm), o que poderia explicar uma maior resistência oferecida por esse tipo de sedimento ao ser penetrado em comparação com sedimentos argilosos ou siltsos.

Assim, como explicar a discrepância entre o teórico e o real? Em outras palavras, como explicar que estruturas de hidrofraturamento sejam encontradas no topo da unidade de Jacarecica na amostra DMT-5 quando na realidade deveriam ter sido encontradas estruturas rúpteis, de acordo com o perfil de deformação compilado em Busfield & Heron (2013)?

Figura 33 - Caracterização petrográfica da amostra DMT-5 (P2)



Fonte: O Autor (2020).

***A)** Canais argilosos dispostos paralelamente entre si com grãos de quartzo, plagioclásio e microclastos de feldspato. Observar as formas angulares dos microclastos e a alta birrefringência da matriz plásmica na estrutura de canal (polarizadores cruzados). **B)** Polarizadores descruzados de A. Estrutura de canal (sublinhada pela cor amarela) penetrando entre fragmentos de arenitos (sublinhado pela cor vermelha). Esse tipo de estrutura é também reconhecido como estrutura de escape de água e tem sido associado amplamente a fluxos do tipo seco. **C)** Polarizadores descruzados. Grão esquelético (sublinhado pela cor vermelha) de arenito mostrando talhos de dispersão e microclastos alinhados abaixo (cor verde). Observar também clastos menores flutuando em um canal argiloso (pontos brancos), mostrando padrões de reorientação em relação ao clasto esquelético de arenito. O canal argiloso foi provavelmente formado por expulsão de fluido dentro de um marco de dinâmica compressional. **D)** Polarizadores cruzados da fotografia C. Observar o desenvolvimento da fábrica plásmica.

Uma provável explicação fundamenta-se no fato de que os topos dos diamictitos envolvidos no contexto da Terra Bola de Neve são limites erosivos com estruturas de carga causadas pela isostasia glacial (ver Nogueira et al., 2003 para maior discussão) e que de forma discordante

estão sobrepostos pelas sequências de capa carbonática (ver HOFFMAN et al., 2017b e referencias nele contidas).

Assim, provavelmente o que a lâmina DMT-5 está apresentando não são necessariamente os sedimentos que estiveram em contato com a capa glacial ou, pelo menos, nos primeiros metros da pilha de sedimentos transportados subglacialmente, mas sim um perfil de sedimentos que não foram penetrantemente deformados e que, portanto, todo o material que estava acima desse perfil pouco deformado foi erodido e, conseqüentemente, as evidências rúpteis apagadas.

É necessário, porém, levar em consideração que somente duas lâminas foram confeccionadas e que portanto, essas observações não podem ser completamente conclusivas. Como sugerido por Phillips et al. (2007), a técnica da micromorfologia não consiste em identificar e avaliar de forma separada microestruturas deformacionais como se se tratasse de “um jogo de caça às bruxas”. Pelo contrário, uma metodologia envolvendo observações de campo estruturais, estratigráficas, geomorfológicas e sedimentológicas, assim como o contexto geológico local e regional no qual a unidade litológica está inserida combinado à análise micromorfológica seria o mais apropriado para decifrar a história dos processos ambientais deposicionais.

Levando isso em conta, evidências deformacionais dúcteis como as estruturas turbadas e suas variações parecem estar relacionadas quando estruturas frágeis foram também reconhecidas, o que sugeriria uma provável relação genética. Além disso, microestruturas de hidrofraturamento e de escape de sedimentos reconhecidas em algumas lâminas indicariam que os sedimentos da Formação Jacarecica estiveram sujeitos a dinâmicas compressivas glaciais que, aportando água no sistema, permitiriam o desenvolvimento dessas últimas microfábricas.

8.4 DOLOMITA *SADDLE*

Ocorrência de dolomita de tipo *saddle* foi identificada na amostra DMT-K, perpendicular ao acamamento da unidade. Em amostra de mão, ela se encontra presente em um veio muito fino de aparência curvada e em seção delgada, ela ocorre com seu arranjo típico em forma de “faca” (Fig. 34).

Cabe ressaltar que a dolomita foi reconhecida em apenas uma amostra desse tipo e portanto, não pode-se excluir sua presença em outros horizontes do diamictito. Contudo, nas amostras petrográficas da capa carbonática (não apresentadas aqui) foram amplamente identificadas dolomitas de tipo *saddle*, as quais só poderiam ser diferenciadas composicionalmente mediante

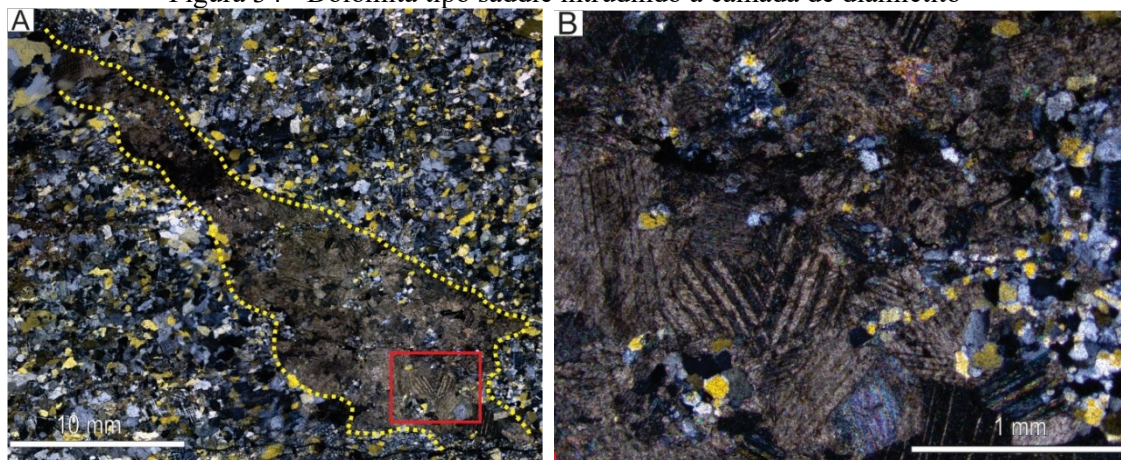
análises quantitativas in situ como microsonda eletrônica e LA-ICP-MS, a fim de determinar se ambas as unidades foram sujeitas a um mesmo evento de mineralização hidrotermal.

Radke & Mathis (1980) explicam que esse tipo de dolomita aparece como um cimento preenchendo poros e, como mineral de substituição, está comumente associado a hidrocarbonetos, mineralizações metálicas epigenéticas e carbonatos ricos em sulfatos. Segundo os autores, as associações anteriores implicam que esse tipo de dolomita se produz por processos diagenéticos tardios de redução de sulfatos.

No mesmo caminho, Radke & Mathis (1980) mencionam que existe uma estreita relação entre sulfuretos mineralizantes a temperaturas entre 60° C e 150° C e a presença da dolomita *saddle*, sendo o mineral pirita o mais comumente associado quando essa dolomita é identificada.

As relações genéticas anteriores foram encontradas na amostra DMT K, onde minerais opacos com hábito cúbico (pirita?) ocorrem disseminados ao longo de toda a seção. Entretanto, análises geoquímicas mais robustas precisam ser realizadas antes de serem feitas conjecturas maiores.

Figura 34 - Dolomita tipo saddle intrudindo a camada de diamictito



Fonte: O Autor (2020).

*Vista detalhada da Fig. 28F (luz a polarizadores descruzados). Microclastos alinhados de quartzo (sublinhado pela linha amarela) e padrão de microfraturamento penetrante (triângulos vermelhos). **A)** Dobra de deformação de sedimentos suave sublinhada em amarelo. O retângulo vermelho indica dolomita de tipo *saddle*, a qual sugere um provável episódio de substituição tardia por fluidos hidrotermais para o preenchimento da estrutura em dobra. **B)** Imagem detalhada do retângulo vermelho. Observar o padrão típico com forma em “V” associado à dolomita *saddle*.

Visando a sumarizar e exemplificar as estruturas macro e micro sedimentares mais relevantes identificadas em campo e em lâmina delgada no contexto da gênese paleodeposicional da Formação Jacarecica, todas essas feições são apresentadas em um bloco diagrama (Figura 35), adaptado de Nichols (2009).

8.5 GEOQUÍMICA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX), DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX) E CONCENTRAÇÕES DE HG DA FORMAÇÃO JACARECICA

Hoffman et al. (2011) menciona que a associação de sedimentos químicos em depósitos glaciais Neoproterozoicos há muito tempo tem sido um tópico amplamente discutido. De fato, um grande avanço no conhecimento das glaciações Neoproterozoicas em um grande número de regiões foi progressivamente tomando lugar, em boa parte, como resultado de pesquisas econômicas de depósitos de ferro e manganês no Canadá, Namíbia e Brasil.

No entanto, a caracterização geoquímica de depósitos glaciais pré-cambrianos não está limitada a fins de lucro, o que permite reconstruir condições paleodeposicionais que, em um contexto geológico regional, permite inferir a proveniência sedimentar dos materiais transportados e assim estimar os alcances do transporte e erosão glacial nas áreas de embasamento cristalino. Assim, para essa finalidade, uma caracterização geoquímica em depósitos de grauvaca é uma opção mais eficiente que uma caracterização petrográfica por contagem de pontos (ver discussão de Nesbitt & Young, 1996, p. 342).

Considerando o exposto acima, vinte e uma (21) amostras foram coletadas na matriz da unidade para análises de óxidos maiores (por fluorescência de raios-X) e identificação de fases minerais (por difração de raios-X) visando caracterizar geoquimicamente as fácies mais finas, bem como as associações minerais argilosas.

Concentrações de Hg (nanograma por grama) foram determinadas com o objetivo de rastrear potenciais pulsos vulcânicos nas fases finais à deposição sedimentar da unidade, já que, conforme o modelo da “Terra Bola de Neve”, eventos vulcânicos conduziram a um potencial degelo das calotas glaciais, as quais transportaram sedimentos de modo subglacial, englacial e supraglacial.

8.5.1 Fluorescência de Raios-X (FRX)

Primeiramente, é necessário explicar que os valores de CaO e MgO não representam influências carbonáticas que potencialmente alterariam os resultados apresentados. Em vez disso, eles representam os valores das frações silicáticas (ver metodologia).

Em média, as amostras possuem 74% de SiO₂ (peso) e valores menores que 6% de Fe₂O_{3T}, com exceção de três amostras no topo da seção cujos valores são maiores que 9%. As concentrações de MgO foram menores que 1%, enquanto os valores de CaO foram maiores que 0,3 % e

menores que 1,7%. Curiosamente, as concentrações de óxido de manganês foram menores que 0,1% e a presença de P_2O_5 não supera 1%. Valores de Na_2O estiveram entre 1,5 % e 2%, enquanto os valores de K_2O foram consideravelmente maiores (entre 4% e 7%) em comparação aos óxidos de cálcio e sódio. Assim, tendo em vista os conteúdos de K_2O e SiO_2 em conjunto com os de Al_2O_3 , cujos valores ficam entre 7 e 10% , os aluminossilicatos (isto é, a soma de sílica + alumina + potassa) com predomínio dos potássicos constituem quase 90% da rocha total, indicando também uma provável proveniência sedimentar de fontes composicionalmente félsicas.

8.5.2 Difração de Raios-X (DRX)

Resultados semiquantitativos das avaliações minerais em rocha total das amostras bem como as associações de cada uma são apresentados na Tabela 7.

Predominantemente, o mineral quartzo foi a fase mais intensamente reconhecida nos difratogramas. No entanto, as ocorrências de quartzo parecem ser menos intensas quando essas se aproximam do topo da unidade, mantendo valores de ~60 %I, consideravelmente menores que os valores obtidos a um metro de distância de amostragem, onde praticamente 100% da matriz do diamictito consiste de quartzo.

Em amostra de mão, durante a etapa de pulverização, visualmente se diferenciou uma cor preta e textura muito mais mole, bem como mais vestígios de matéria orgânica nas amostras do topo da unidade que naquelas que estavam a um metro de distância estratigráfica, cuja dureza é consideravelmente maior e onde manchas de matéria orgânica não foram observadas.

As assembleias de minerais consistem essencialmente de tectossilicatos como quartzo e feldspatos. Depois do quartzo, microclina e albita mostraram os picos de intensidades mais intensos e frequentes, o que indica uma composição de aluminossilicatos potássicos. Anortita ($CaAl_2Si_2O_8$) também foi reconhecida em duas amostras, uma delas no topo da seção.

8.5.3 Concentrações de Mercúrio (Hg)

A variação nas concentrações de mercúrio (Hg) tem sido uma ferramenta amplamente utilizada como *proxy* de vulcanismo (p. ex., Bergquist, 2017; Percival et al., 2017). Avaliações de Hg, na grande maioria dos casos, têm sido feitas em sequências carbonáticas e não em unidades siliciclásticas. O mercúrio tem uma grande afinidade com a matéria orgânica (Grasby et al.,

2019) e com sulfetos (p. ex., Shen et al., 2019, 2020), sendo mais facilmente encontrado em rochas carbonáticas ou pelíticas ricas em componentes organogênicos, geradas em ambientes de plataforma sob influência de correntes de maré, atividade microbiana ou atividade vulcânica, em contraste com rochas terrígenas ou siliciclásticas, nas quais fontes orgânicas primárias são dificilmente geradas e/ou preservadas.

No presente trabalho, é explorado o uso do Hg para identificar enriquecimentos no topo da unidade da Formação Jacarecica e assim inferir potenciais eventos vulcânicos na etapa final do evento “Terra Bola de Neve”. Procurou-se verificar se há alguma correlação entre a mobilização de mercúrio e alguns óxidos maiores, representados aqui pelo valor do CIA (Figura 36). Infelizmente, porém, os resultados de Carbono Orgânico Total (COT) e Enxofre Total (ET) não foram recebidos até a data de publicação deste trabalho. Os valores apresentados de Hg na Tabela 8, portanto, devem ser tomados com precaução antes de conjecturas maiores serem feitas, já que esses valores não estão devidamente normalizados.

8.5.4 Deposição de Hg no ambiente

Concentrações de Hg depositadas depois de eventos glaciais podem ser uma ferramenta para interpretação do paleoambiente e paleoclimatologia de uma região (Sial et al., 2010). Por exemplo, em sedimentos holocênicos da Lagoa da Pata, São Gabriel da Cachoeira, Santos et al. (2001) demonstraram que o enriquecimento de mercúrio foi três vezes maior depois do Último Máximo Glacial em comparação com as concentrações de mercúrio antes de tal evento.

O conceito de que existe uma estreita relação entre vulcanismo, altas concentrações de CO₂ na atmosfera e processos de deglaciação é o princípio base que suporta o fim da glaciação na hipótese Terra Bola de Neve (Hoffman & Schrang, 2002). Tais potenciais relações foram também propostas como uma explicação plausível por Santos et al. (2001).

Fontes associadas a enriquecimentos de mercúrio podem estar vinculadas a processos tectônicos que levam à mineralização de antimônio e presença de cinábrio (HgS), como no caso do distrito Almadén (Espanha) (Boorder & Westerhof, 1994).

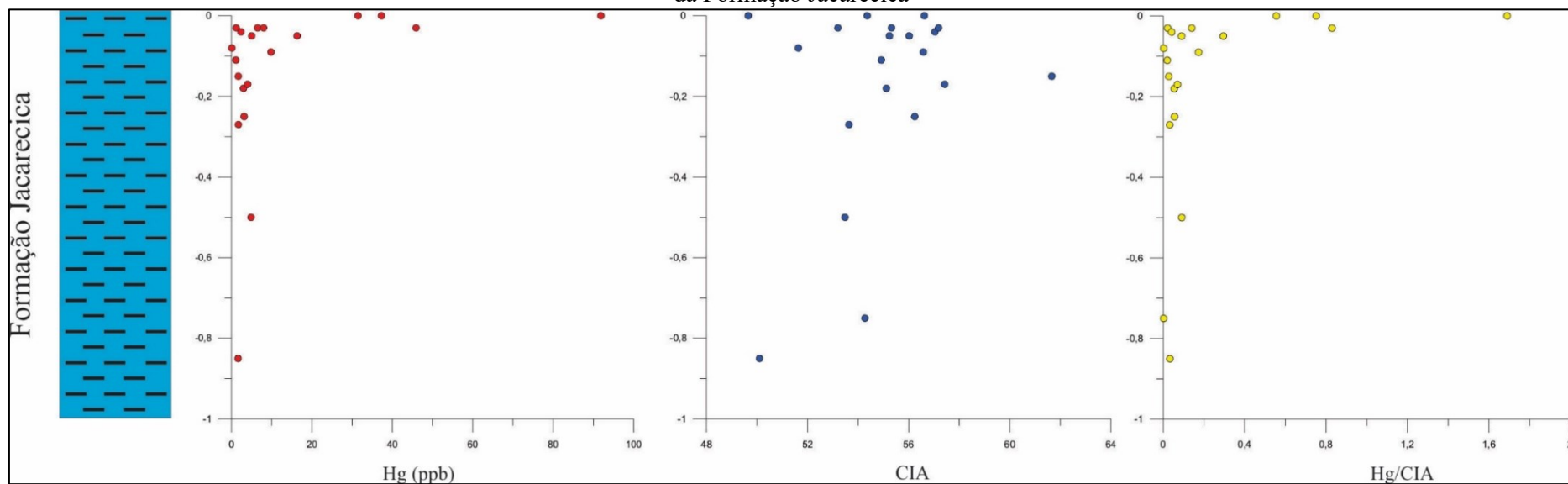
A partir de uma perspectiva das contribuições antropogênicas do mercúrio para o ambiente, percebe-se que a produção e utilização desse metal, assim como da contaminação associada, começou a tomar lugar mais de 500 anos atrás, mas os usos industriais do Hg se tornaram marcadamente incrementados no século XX (Hylander & Meili, 2003). As principais fontes

antropogênicas estão relacionadas à mineração de ouro e prata e à preservação de cimenteiros e a madeira (Leterme et al., 2014). Para as Américas, o uso industrial de Hg tem sido empregado desde o século XVI para atividades de mineração (Lacerda & Salomons, 1998). Antes desse período, as concentrações de Hg oscilavam entre <2 e $4,6 \mu\text{g m}^{-2}$ ao ano (Lacerda et al., 1999; Santos et al., 2001; Barbosa et al., 2004).

Espécies voláteis como o Hg^0 têm o potencial de ser liberadas para a atmosfera quando presentes no solo. As emissões globais estimadas são em média da ordem de 1 ng/m^2 por hora (Lindqvist et al., 1991; Mason et al., 1994; Schroeder & Munthe, 1998), mas podem ser tão altas quanto 100.000 ng/m^2 por hora em zonas altamente contaminadas (Zhang & Lindberg, 1999; O'Connor et al., 2019). Entre os anos de 1980 e 2000, as emissões de mercúrio vulcânico totalizaram em torno de 60 ton/ano (Roos-Barraclough et al., 2002), enquanto as emissões anuais de mercúrio relacionadas à mineração de ouro na Bacia do Amazonas estavam em torno de 50 e 100 ton/ano (Lacerda, 2003). Boszke et al. (2008) determinaram concentrações de Hg no solo próximo a uma fábrica de termômetros e equipamentos técnicos de vidro variando entre 63-393 ppm, com média de 147 ± 107 ppm. Boszke et al. (2006) determinaram concentrações anômalas em sedimentos marinhos da Tailândia depois do tsunami de 2004, em média de 119 ng/g^{-1} . Segundo os autores, esse mercúrio poderia ter sido liberado por postos de combustíveis ou armazenamentos de resíduos afetados pela invasão marinha, com consequente disposição no ambiente.

No que tange à Formação Jacarecica, presume-se que as composições em mercúrio na matriz dos diamictitos não tenham sido afetadas por atividades de mineração nem fontes antropogênicas durante os últimos 500 anos. Logo, esses se prestam às interpretações quimioestratigráfica.

Figura 36 - Concentrações dos valores de Hg, valores do Índice de Alteração Química (CIA) e normalização Hg/CIA no último metro do registro sedimentar da Formação Jacarecica



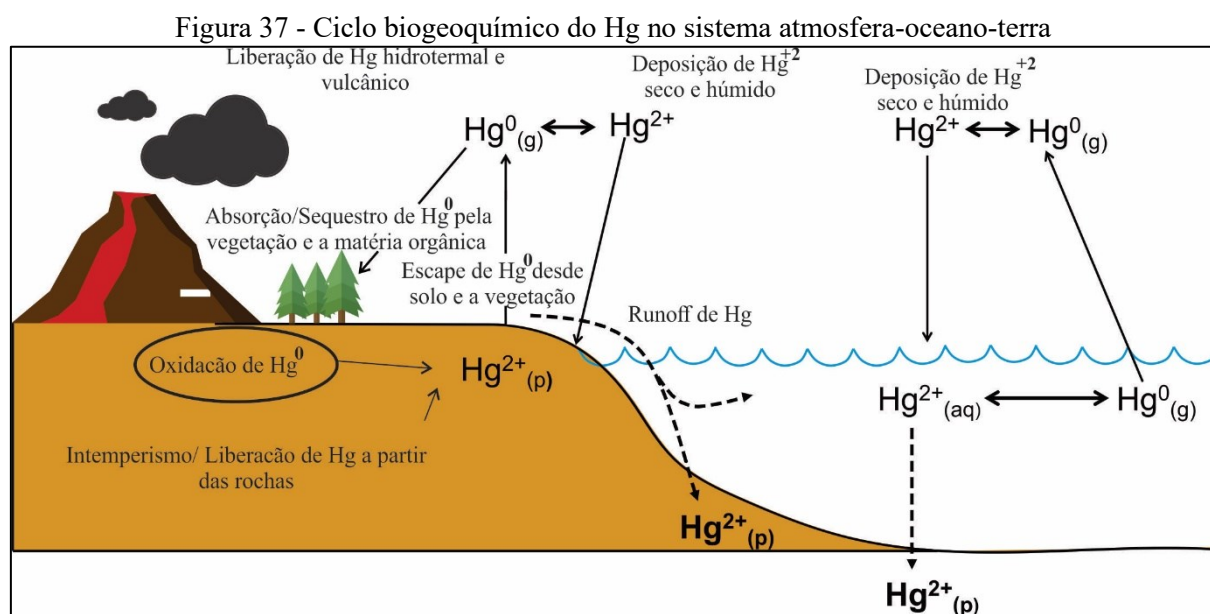
Fonte: O Autor (2020).

*Perfil de amostragem próximo ao contato com a capa carbonática da Formação Jacoca (ver Figura 7, metodologia) (escala vertical em metros).

8.5.5 O comportamento do Hg no solo

A transferência (?) de Hg^0 atmosférico para o solo ocorre em escalas temporais e espaciais muito grandes (Lin et al., 2010), enquanto o Hg^{2+} atmosférico é absorvido pelo solo e pela vegetação (Bergquist, 2017). Uma vez introduzido no solo, o mercúrio no estado oxidado Hg^{2+} facilmente forma minerais e sais de mercúrio inorgânico, tais como HgCl_2 , HgO ou HgS , e sob condições apropriadas, componentes orgânicos (O'Connor et al., 2019). Devido ao comportamento químico do Hg de formar ligações covalentes (em vez de ligações iônicas como a maioria dos metais) este tende a formar mais facilmente ligações C-Hg e, portanto, realçar a afinidade do Hg^{2+} com a matéria orgânica.

Bergquist (2017) menciona que as concentrações elevadas de mercúrio podem estar relacionadas a (i) um incremento no input da forma reduzida do Hg^0 no sistema atmosfera-oceano-terra ou (ii) a preservação sustentada da forma oxidada, Hg^{2+} , entre os sedimentos que conseguem sequestrá-lo por meio da matéria orgânica. Uma vez no solo, o Hg pode voltar à sua forma reduzida para a atmosfera ou ser removido para o oceano como Hg^{2+} (Fig. 37).



Fonte: Adaptado de Bergquist (2017).

Reconhecer a matéria orgânica do solo como um sistema de componentes orgânicos em progressiva decomposição (Lehman & Kleber, 2015), como subprodutos da degradação biogeoquímica das plantas, não iria à contraria se o contexto geológico do presente trabalho estivesse delimitado no marco das primeiras colonizações de plantas durante o Grande Evento de Diversificação do Ordoviciano (GOBE, conforme a sigla em inglês) (Servais et al., 2019).

Entretanto, no contexto do Pré-Cambriano, é provável que as anomalias de mercúrio aqui identificadas no topo da Fm. Jacarecica poderiam estar associadas ao desenvolvimento de sedimentos húmicos, vinculados com paleossolos pré-cambrianos.

A matéria orgânica do solo tem alta afinidade pelo Hg^{2+} (O' Connor et al., 2019). Em consequência, altos conteúdos de mercúrio estão usualmente associados a solos com muita matéria orgânica (Beckers & Rinklebe, 2017). Contudo, o mercúrio tende a formar ligações covalentes ácidas fracas (*soft acid bindings*) (p.ex., CH_3Hg) e em presença do grupo funcional *thiol*, isto é -SH (o qual é a ligação do enxofre, carbono e hidrogênio que atua como uma base fraca - *soft base*), pode-se facilitar ligações fortes em sedimentos húmicos entre o Hg e o enxofre. O comportamento geoquímico do mercúrio pode ser melhor explicado pela teoria de Pearson e o conceito de *hard-soft acid-base (HSAB)*, que diz que “ácidos fortes preferem se coordenar com bases fortes e que ácidos fracos preferem se coordenar com bases fracas” (ver Datta, 1992). Assim, essa teoria serve para especular as potenciais interações que, neste caso, o mercúrio atmosférico provavelmente sofreu quando entrou em contato com os sedimentos da Formação Jacarecica uma vez que o transporte glacial cessou e alguns sedimentos ficaram disponíveis a processos de erosão subárea em um ambiente deposicional de supramaré.

Aceitar também como fato que as anomalias de mercúrio identificadas quase no topo da seção estivessem estreitamente ligadas a processos vulcânicos, mesmo sem a corroboração adequada de isótopos de Hg, pode significar uma imprudência científica. Associar as anomalias de mercúrio estritamente à matéria orgânica não seria a única explicação geoquímica plausível, já que o Hg^{2+} também pode formar interações estáveis com sedimentos húmicos abundantes em oxigênio e nitrogênio liberado como produto da atividade biológica (Chai et al., 2012; Gismera et al., 2007) o que consideravelmente facilitaria o decrescimento da mobilidade do Hg (Aijun et al., 2006).

Proxies de correlação geoquímica como Hg/TOC , Hg/ET , Hg/Al e $\text{Hg}/\text{Fe}_\text{T}$, amplamente descritos e usados na literatura para descartar falsas anomalias (e.g., Grasby et al., 2013; Percival et al., 2017; Charbonnier et al., 2017), ainda não seriam suficiente evidência para assegurar que as concentrações superiores a 30 ppb quase no topo da seção de Jacarecica estariam geneticamente relacionadas ao vulcanismo sin- e pós-glacial do evento *Snowball Earth*. Dessa forma, apesar da limitação dos resultados do presente trabalho, pode-se ainda tecer algumas considerações.

Por exemplo, as substâncias húmicas fossilizadas mais antigas de que se tem registro a partir de evidências organogênicas (e.g., remanescentes de plantas vasculares) provêm de histossolos do Devoniano-Siluriano (420-400 Ma) (Retallack, 2003). Não obstante, a formação de sedimentos húmicos primitivos provavelmente deve ter ocorrido há muito tempo, com o aparecimento das primeiras comunidades microbianas (~ 2 Ga) (Rasmussen et al., 2008). Dobrovolsky (2006) sugeriu que os primeiros paleossolos formados durante o Pré-Cambriano eram representados por revestimentos orgânicos (*coatings*) ou pequenas películas de material orgânico ao redor de grãos minerais.

Outros autores como Sokolov & Fedonkin (1988), Karatygin (1993) e Zavarzin (2011) propuseram que as etapas mais embrionárias de colonização de plantas (ou seja, plantas não vasculares) sobre a Terra esteve marcada por comunidades eucarióticas como fungos e comunidades de cianobactérias durante o Proterozoico e o início do Paleozoico (~ 1.5 -0.5 Ga.). Provavelmente, as plantas também teriam sido responsáveis por produzir os primeiros solos húmicos (ver discussão de Zavarzina & Zavarzin, 2012).

Zavarzin (2011) ressaltou que o aporte de oxigênio era um componente essencial para o desenvolvimento de processos de humificação e que somente quando a atmosfera do Pré-Cambriano atingiu níveis suficientes de oxigênio por volta de 1.5 G, essa conseguiu desenvolver vida subaérea que contribuisse o suficiente para a geração de sedimentos húmicos.

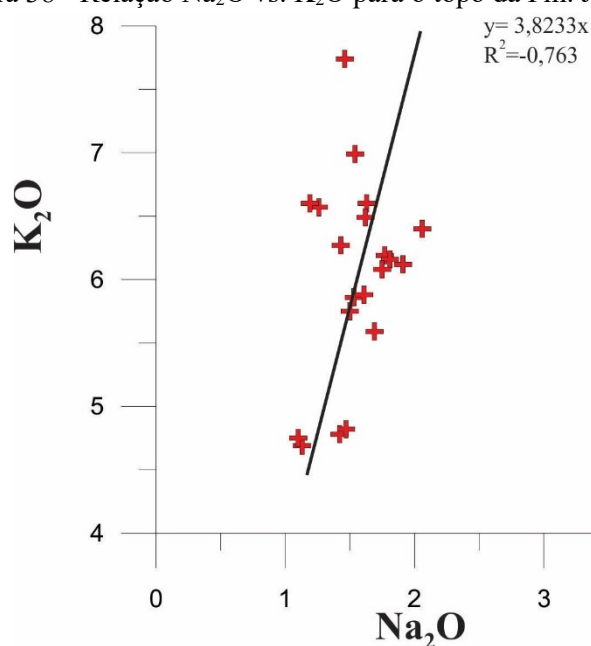
Dentro deste contexto, em um trabalho magistral apresentado no livro “*Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*” de Schidlowski et al. (1992), um capítulo é dedicado aos processos de formação de paleossolos durante o Pré-Cambriano por Kimberley & Holland (1988). Em princípio, os autores discutem se é necessária a atividade biológica para a formação de solos. No cenário do Proterozoico, a influência da atividade biológica é pouco entendida e, portanto, deve-se flexibilizar o uso do termo “paleossolos” e “paleoregolito” entendidos como produtos influenciados biologicamente.

Por sua vez, Kimberley & Holland (1988) questionam a possibilidade do carbono orgânico dissolvido por cianobactérias e fungos ter sido suficiente para formar componentes húmicos. Esses autores atendem ao modelo de Pinto & Holland (1988), onde é sugerido um estudo experimental em que seja testada a produção de carbono orgânico dissolvido exclusivamente a partir do uso de plantas não vasculares.

Compreender se os organismos eucarióticos tiveram considerável influência para radicar componentes húmicos em quantidades apreciáveis é de vital importância, já que esses agregados orgânicos permitem o sequestro, mobilização, oxidação, redução ou biotransformação dos metais (Sutton & Sposito, 2005). Essa compreensão pode ajudar a entender se o mercúrio aqui está associado com traças vulcanogênicas ou organogênicas.

Por outro lado, alguns autores como Grandstaff (1980) e Kimberley et al. (1980) destacam que a maioria dos solos do Pré-Cambriano possuem relações K/Na altas, um detalhe relevante quando se entende que o potássio é escasso em perfis altamente intemperizados (p. ex., Kronberg et al., 1979; Nesbitt et al., 1980; Kimberley et al., 1984). Em vista disso, os valores de CIA foram calculados para as mesmas amostras nas quais o mercúrio foi avaliado e ambas as curvas foram tracejadas (Fig. 36), mas não foram identificadas tendências geoquímicas que permitissem propor a ocorrência de um episódio de intenso intemperismo pelo menos no topo do perfil avaliado (ver Figura 7, *metodologia*).

Figura 38 - Relação Na_2O vs. K_2O para o topo da Fm. Jacarecica



Fonte: O Autor (2020).

Relações $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ da Formação Jacarecica, em efeito, evidenciam uma relação K/Na alta (Fig. 38) e os estudos petrográficos demonstraram ampla presença de plagioclásio, o que permite questionar se os sedimentos depositados da Fm. Jacarecica foram sujeitos a intemperismo intenso ou moderado (ver Pettijohn et al., 1975). Kimberley et al. (1984) sugeriu que relações K/Na altas estão relacionadas a processos de intemperismo sob condições subtropicais,

processo que poderia se ajustar às condições pós-*Snowball Earth* e às descrições petrográficas aqui observadas.

Por fim, a correlação entre o Hg/CIA só se mantém até os últimos sete centímetros do contato com a Formação Jacoca no perfil levantado (*ver Fig. 7, metodologia*), o que pode indicar que a mobilização de Hg para o final da deposição sedimentar não esteve vinculada aos mesmos processos de mobilização dos óxidos maiores.

Shen et al. (2019) chamam a atenção de que hospedeiros sulforosos estão vinculados a ligações com o Hg e portanto é necessário normalizar as concentrações desse elemento com enxofre total para descartar também falsas anomalias relacionadas à presença de sulfetos, tais como a pirita. Em trabalho de campo, foram observados veios de pirita e D'el Rey Silva (1995) já tinha chamado a atenção sobre a presença de sulfetos na seção da Fazenda de Capitão, tanto para a Formação Jacarecica como a Jacoca.

Dessa forma, parece que mais dúvidas que respostas surgem a partir das análises geoquímicas da Formação Jacarecica quanto à gênese do mercúrio ali presente, o que não deve ser motivo de desânimo, pelo contrário, pesquisas de alto nível devem ser fomentadas na unidade.

É possível normalizar os valores de Hg (em ppb) com os óxidos maiores tais como Al_2O_3 , CaO, MgO e K_2O (em %) obtidos por FRX e assim obter, preliminarmente, um fator de enriquecimento confiável (Fig. 36) que permita identificar verdadeiros horizontes anômalos. Para isso, os valores de Hg (ppb) são contrastados com os valores em % do Índice de Alteração Química ou CIA (sigla em inglês) com o objetivo de verificar se existe alguma correlação ou dependência entre o mercúrio e as dinâmicas associadas ao intemperismo (Fig. 36).

Na Figura 36 são observadas concentrações de mercúrio muito baixas, até quase insignificantes (<0,1), a um metro de distância do topo da seção, as quais se tornam cada vez maiores ao se aproximar do final da seção.

Como conclusão preliminar, pode-se sugerir que as anomalias de mercúrio superiores a 30 ppb e até quase 100 ppb para a amostra mais superior da seção não estiveram vinculadas a processos de mobilização iônica. No entanto, não se podem descartar influências organogênicas ou sulfogênicas, as quais poderão ser validadas quando as correções Hg/TOC e Hg/TS forem feitas.

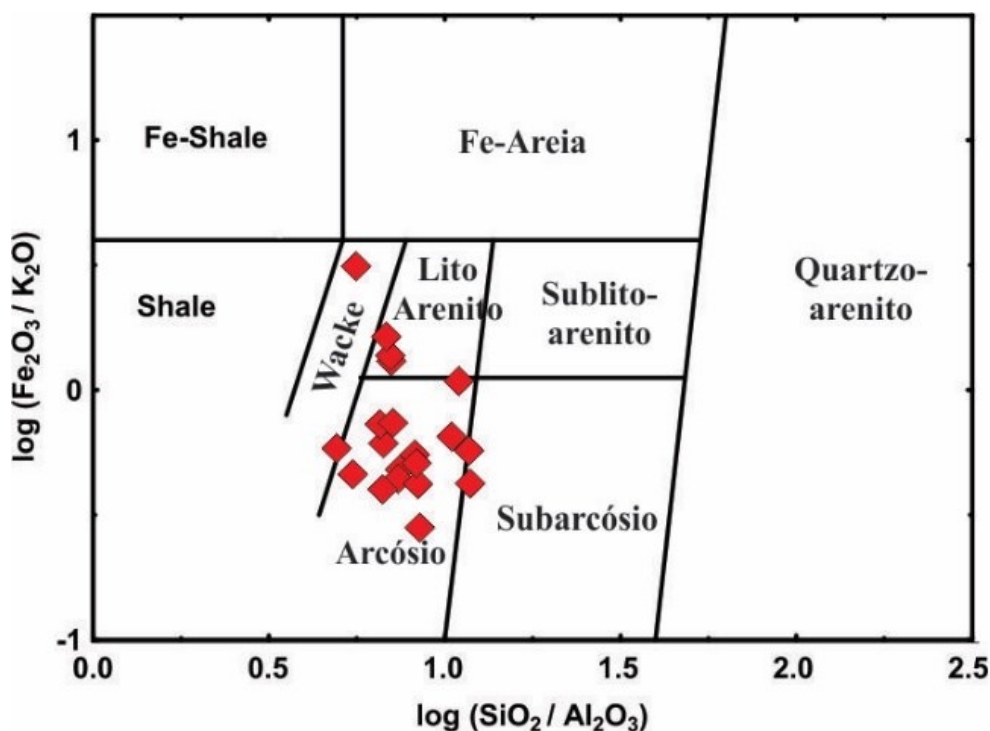
8.6 INTERPRETAÇÕES GEOQUÍMICAS

O registro geoquímico de rochas sedimentares siliciclásticas é controlado por fatores tais como as características geoquímicas das rochas fontes, os processos mecânicos que controlam a seleção durante o transporte e sedimentação, as influências climáticas (p. ex., McLennan & Taylor, 1991), os fatores tectônicos (p. ex., Valerazo et al., 2019), bem como reações geoquímicas diagenéticas que levam à precipitação de cimentos carbonáticos, por exemplo (p. ex., Wang et al., 2019; Lai et al., 2019).

Quando avaliações quantitativas geoquímicas são aplicadas em rochas sedimentares terrígenas ou sedimentos, o objetivo é restringir fontes de proveniência sedimentar que permitam traçar os caminhos do transporte e deposição sedimentar até o sistema de bacia (p. ex., Armstrong-Altrin et al., 2015 e referências nele contidas).

Um dos trabalhos mais amplamente usados na literatura para caracterizar geoquimicamente rochas terrígenas - e um dos mais antigos - está baseado no diagrama logarítmico de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ proposto por Herron (1988).

Figura 39 - Classificação geoquímica dos sedimentos que compõem a matriz da unidade conforme o diagrama proposto de $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ de Herron (1988)



Fonte: Adaptado de Herron (1988).

*A maioria das amostras ocorrem no campo das arcósias.

Tabela 6 - Resultados de difração de raios-X (*em % I*) e associação de fases minerais para a matriz do diamictito da Formação Jacarecica (nº total de amostras = 21)

AMOSTRAS	ALTURA ESTRATIGRÁFICA	Quartzo	Grafita	Albite	Cuprite	Microclina	Anortita	Pirita	Schafarzikita	Perovskita	Porcentagem de erro	Associação de fases minerais
Amostra-1 Z	-0,50	91,54	3,12	5,34	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz, Gft, Alb
Amostra-2 Y	-0,75	100,00	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-3 X	-0,85	100,00	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-4 A	-0,25	94,54	5,46	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz, Gft
Amostra-5 B	-0,27	96,24	3,76	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz, Gft
Amostra-6 C	-0,15	92,99	-	-	7,01	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-7 R	-0,18	100,00	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-8 S	-0,17	85,56	-	-	-	14,44	-	-	-	-	5%	Qtz, Mcl
Amostra-9 T	-0,08	100	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-10 J	-0,11	81,40	3,54	-	-	15,06	-	-	-	-	5%	Qtz, Gft, Mcl
Amostra-11 I	-0,09	84,89		15,11	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz, Alb
Amostra-12 H	-0,03	100	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-13 U	-0,05	70,2	4,65	-	-	16,29	8,856	-	-	-	5%	Qtz, Gft, Mcl, Ant
Amostra-14 V	-0,04	80,14	-	-	-	19,869		-	-	-	5%	Qtz, Mcl
Amostra-15 D	-0,05	79,46	-	-	-	-	-	-	20,545	-	5%	Qtz
Amostra-16 E	0,00	100	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-17 F	-0,03	100	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-18 G	-0,03	79,89	4,09	-	-	16,106	-	-	-	-	5%	Qtz, Gft, Mcl
Amostra-19 FF	-0,03	88,58	-	11,42	-	-	-	-	-	-	5%	Qtz
Amostra-20 RR	0,00	73,79	-	-	-	11,724	8,582	5,9	-	16,031	5%	Qtz, Mcl, Ant
Amostra-21 TT	0,00	57,87	-	-	-	7,688		12,038	-	-	5%	Qtz, Mcl

Fonte: O Autor (2020).

*Qtz = Quartzo, Gft = Grafita, Alb = Albite, Mcl = Microclina, Ant = Anortita. Minerais como Cuprita, Pirita e Schafarzikita não foram considerados sindeposicionais em origem, e sim minerais diagenéticos associados a eventos de mineralização hidrotermal tardios.

Tabela 7 - Resultados de fluorescência de raios-X (*em % wt*), concentrações de Hg e Perda ao Fogo (LOI) do diamictito da Formação Jacarecica (n° total de amostras = 21)

AMOSTRAS	Hg		MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	LOI
	(ppb)	SD (%)	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t	% w.t
Amostra-1 Z	4,86	0,72	0,04	6,57	1,26	0,06	73,58	10,45	0,37	3,22	0,36	1,26	2,38
Amostra-2 Y	<0,1	0,47	0,02	4,69	1,13	0,04	80,89	7,37	0,22	2,02	0,28	0,39	1,1
Amostra-3 X	1,64	0,44	0,05	4,78	1,42	0,06	77,02	7,55	0,2	5,27	0,24	1,32	1,68
Amostra-4 A	3,13	0,86	0,02	5,75	1,5	0,05	76,37	9,87	0,2	3,23	0,35	0,43	2,48
Amostra-5 B	1,72	0,65	0,03	4,75	1,1	0,04	81,08	7,45	0,21	2,77	0,25	0,59	1,17
Amostra-6 C	1,7	0,44	0,02	6,6	1,63	0,17	67,34	14,28	0,57	3,93	1,22	0,65	2,81
Amostra-7 R	2,99	0,73	0,03	6,19	1,77	0,11	74	10,65	0,4	2,78	0,43	0,71	1,46
Amostra-8 S	4,02	0,62	0,03	7,74	1,46	0,32	68,31	13,08	1,06	3,63	0,87	0,5	1,75
Amostra-9 T	0,1	0,47	0,03	6,16	1,81	0,06	76,79	9,63	0,19	1,77	0,31	1,05	1,4
Amostra-10 J	1,1	0,38	0,03	5,86	1,53	0,07	76,92	9,76	0,24	2,51	0,36	0,62	1,34
Amostra-11 I	9,84	0,92	0,03	6,99	1,54	0,09	72,46	11,43	0,33	4,36	0,49	0,24	1,32
Amostra-12 H	1,16	0,47	0,04	4,82	1,47	0,07	79,56	8,15	0,23	3,19	0,29	0,88	0,72
Amostra-13 U	5,04	0,79	0,02	6,4	2,06	0,06	73,26	11,63	0,25	2,61	0,35	0,67	1,3
Amostra-14 V	2,35	0,36	0,04	6,49	1,62	0,09	71,14	11,47	0,33	4,81	0,53	0,53	2,34
Amostra-15 D	16,34	3,1	0,03	6,12	1,91	0,11	69,15	10,39	0,39	8,12	0,55	0,39	3,49
Amostra-16 E	37,31	0,53	0,04	6,08	1,75	0,09	73,74	9,43	0,79	3,16	0,6	1,73	1,89
Amostra-17 F	6,5	1,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Amostra-18 G	8	0,78	0,04	6,27	1,43	0,07	73,44	10,91	0,43	4,71	0,5	0,47	1,38
Amostra-19 FF	45,9	3,74	0,01	6,6	1,19	0,09	66,41	10,04	0,38	9,22	0,45	0,32	6,03
Amostra-20 RR	31,49	1,99	0,03	5,88	1,61	0,09	66,04	10,22	0,44	9,76	1,31	0,34	3,94
Amostra-21 TT	91,86	8,42	0,03	5,59	1,69	0,09	52,22	9,79	0,52	17,69	1,92	0,94	10,02

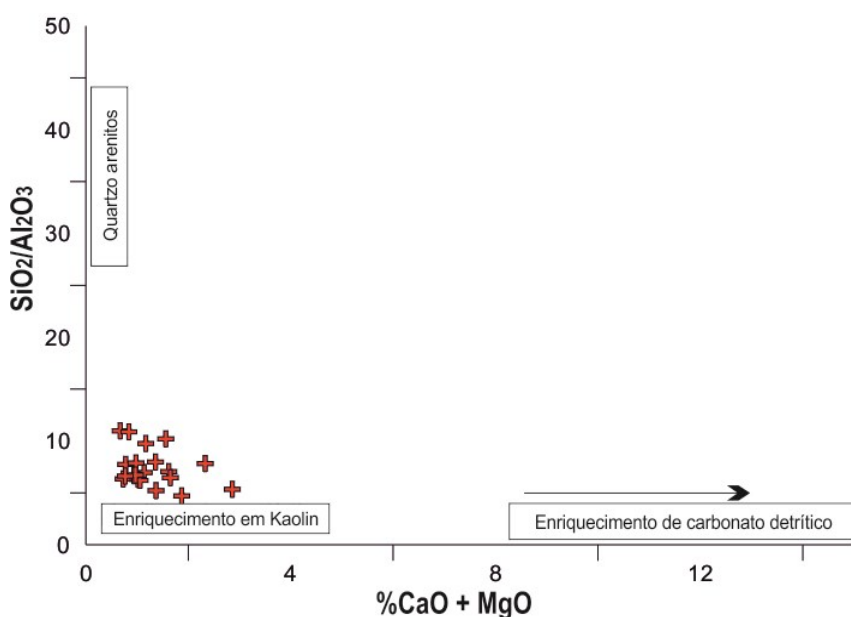
Fonte: O Autor (2020).

Como explicado por Herron (1988), as relações $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ separam os quartzarenitos ricos em sílica dos argilitos (shales) ricos em alumínio e outros tipos de areias que apresentam valores intermediários. A razão entre ferro férrico (Fe_2O_3) e K_2O separa as areias líticas (litoarenitos e sublitoarenitos) das areias feldspáticas (arcósias e subarcósias). Razões altas de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ indicam argilas ou areias ricas em ferro, dependendo dos conteúdos de óxido de alumínio.

Assim, levando em conta o anterior, vinte e uma análises foram plotadas no diagrama $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Fig. 39) de Herron (1988). Como visto no diagrama, a grande maioria das amostras ficaram no campo dos arcósios e algumas no campo dos litoarenitos. Análises da matriz da Formação Jacarecica na seção da Fazenda de Capitão indicam sedimentos ricos em quartzo, feldspato potássico e em menor proporção, fragmentos de rochas. Tais variações geoquímicas podem ser devido à proveniência de sedimentos ricos em quartzo e feldspatos como consequência da erosão de antigos terrenos ígneos de composições ácidas a intermediárias.

Visando confirmar o enriquecimento em aluminossilicatos por contribuições feldspáticas, o diagrama de Kamp (2018) foi utilizado. O diagrama $\text{CaO} + \text{MgO}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Kamp, 2018) permite distinguir o enriquecimento em sílica quando comparado com conteúdos calciomagnesianos. Assim, a Fig. 38 ratifica e elimina qualquer dúvida quanto à imaturidade geoquímica que a matriz representa.

Figura 40 - Diagrama geoquímico (Kamp, 2018) para restrições de fontes de enriquecimento sedimentar de aluminossilicatos



Fonte: Adaptado de Kamp (2018).

Como explicado por Nesbitt & Young (1996), o intemperismo químico afeta preferencialmente plagioclásios, num menor grau, feldspatos alcalinos, e como mineral menos afetado, o quartzo. Na medida em que o intemperismo progrediu, o empobrecimento em plagioclásio e feldspato alcalino tomou cada vez mais força, deixando como resultado areia, que se torna menos representativa das rochas fontes. Portanto, nem sempre areias e arenitos refletem a proveniência dos materiais intemperizados.

Franzinelli & Potter (1983), a partir de um estudo de proveniência ao longo do sistema do Rio Amazonas no Brasil, Peru, Equador e Colômbia, revelaram que materiais arenosos associados ao sistema fluvial dos Andes são formados principalmente por arenitos líticos e fragmentos de rochas, enquanto os sedimentos identificados nas proximidades da desembocadura do rio Amazonas são majoritariamente quartzosos. Franzinelli & Potter (1983) chamam a atenção explicando que os sedimentos se tornam cada vez mais maduros quanto mais se aproximam do sistema deltaico da desembocadura, e não necessariamente refletem a composição dos sedimentos da cabeceira.

Na mesma linha, Suttner et al. (1981) explica que sob condições de intenso intemperismo e abrasão mecânica, os sistemas fluviais e ambientes de frente deltaica tendem a destruir os fragmentos líticos de rochas, feldspato alcalino e plagioclásio, preservando apenas grãos de quartzo. O produto final seria a formação de quartzoarenitos.

Similarmente, Franzinelli & Potter (1983) especulam com o sugerido por Suttner et al. (1981), propondo que quando um continente possui um cinturão de montanhas ao longo da sua margem ativa, a composição mineral na cabeceira do sistema fluvial associado será geoquimicamente muito parecida com os sedimentos encontrados na desembocadura sob condições de clima frio, o que nem sempre ocorre em climas tropicais.

Assim, pode-se inferir que as condições paleoclimáticas sob as quais os sistemas de embasamento são erodidos (isto é, ambientes áridos ou úmidos) são os maiores agentes que controlam a abrasão das rochas, não esquecendo que outros fatores como relevo e mecanismos de transporte também são importantes.

Para entender o significado paleoclimático da natureza geoquímica de sedimentos ricos em quartzo e aluminossilicatos num hipotético contexto de glaciação, o padrão de CIA (Índice de Alteração Química) foi proposto por Nesbitt e Young (1982,1996), definido pela fórmula:

$$\text{CIA} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} * 100$$

Junto ao ICV (Índice de Variabilidade Composicional) (COX et al., 1995), definido como

$$\text{ICV} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

o padrão nos permite determinar, respetivamente:

- (1) O grau de intensidade do intemperismo sob o qual os sedimentos foram sujeitos;
- (2) As variações composicionais dos sedimentos.

Tabela 8 - Valores do Índice de Alteração Química (CIA) e do Índice de Variação Composicional (ICV) conforme Nesbitt & Young (1982; 1996) e Cox et al. (1995)

Amostra	CIA (Chemical Index Alteration)	ICV (Index of Compositional Variability)
Amostra-1 Z	53,48	1,25
Amostra-2 Y	54,27	1,19
Amostra-3 X	50,10	1,76
Amostra-4 A	56,24	1,16
Amostra-5 B	53,64	1,30
Amostra-6 C	61,66	1,02
Amostra-7 R	55,12	1,16
Amostra-8 S	57,42	1,17
Amostra-9 T	51,64	1,18
Amostra-10 J	54,92	1,14
Amostra-11 I	56,58	1,22
Amostra-12 H	53,20	1,34
Amostra-13 U	56,02	1,06
Amostra-14 V	57,04	1,25
Amostra-15 D	55,24	1,69
Amostra-16 E	49,66	1,50
Amostra-17 F	-	-
Amostra-18 G	57,18	1,27
Amostra-19 FF	55,32	1,81
Amostra-20 RR	56,62	1,90
Amostra-21 TT	54,36	2,9

Fonte: O Autor (2020).

A partir da Tabela 9, pode-se observar que os valores do CIA estão entre 49% e 61%, o que indicaria que as perturbações paleoclimáticas durante a deposição dos sedimentos foram limitadas e que, portanto, os valores estariam associados a um típico ambiente árido, provavelmente frio, e sem maiores dinâmicas de transporte.

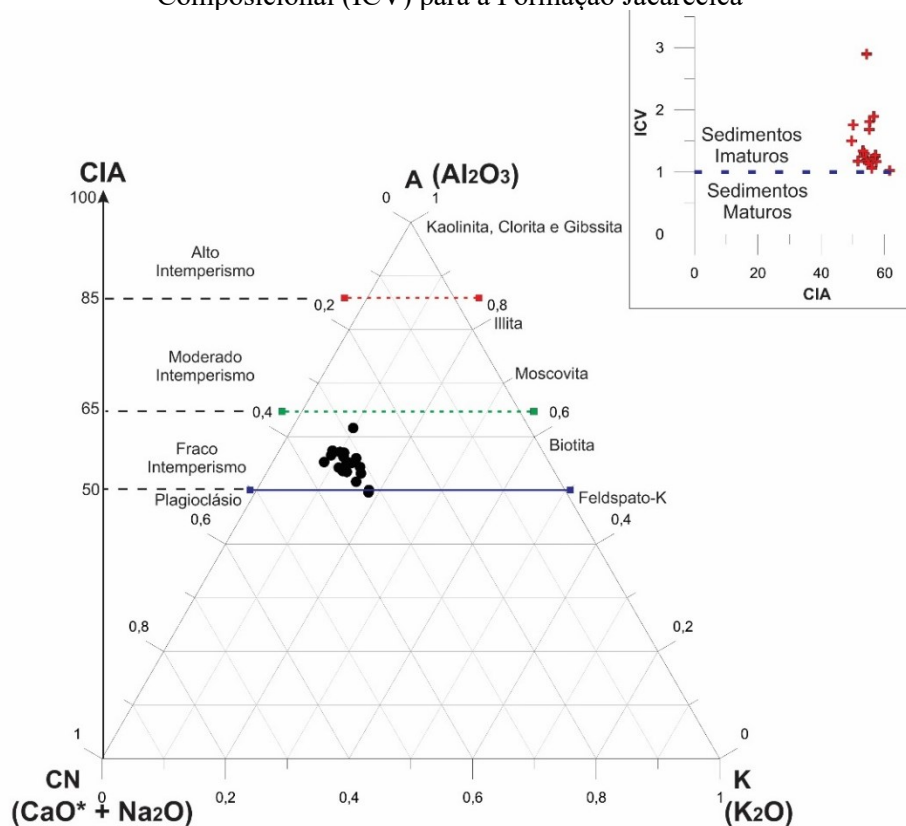
O Índice de Variação Composicional (ICV) mede a abundância de alumínio em relação a outros cátions maiores na rocha ou mineral e possui uma tendência de ser maior nos minerais situados na parte alta da sequência de intemperismo de Goldich, tais como piroxênios e anfibólios, e tende a decrescer em minerais mais estáveis como feldspato alcalino (Cox et al., 1995).

O ICV também pode ser usado para medir a maturidade composicional dos sedimentos. Rochas empobrecidas em sílica ou dominadas por minerais feldspáticos possuem valores ICV mais baixos e, portanto, são composicionalmente imaturas.

As rochas composicionalmente imaturas tendem a ser encontradas em configurações tectonicamente ativas, enquanto as rochas encontradas em ambientes cratônicos ou tectonicamente estáveis - onde a reciclagem sedimentar é dinâmica e os processos de intemperismo tomam lugar - são geoquimicamente maduras (Cox et al., 1995).

Desse modo, na Fig. 39 pode-se observar que todas as amostras analisadas se situam no intervalo de fraco intemperismo e baixa maturidade sedimentar.

Figura 41 - Diagrama Ternário do Índice de Alteração Química (CIA) e do Índice de Variação Composicional (ICV) para a Formação Jacarecica



Fonte: Adaptado de Cox et al. (1995).

Mas, como interpretar os resultados anteriores? O que indicam os valores de CIA entre 50 e 60? Quais valores corresponderiam ao esperado se os sedimentos tivessem sido erodidos num período glacial? Quais inferências paleoclimáticas podem ser feitas a partir dos grãos sedimentares da Formação Jacarecica (quartzo, feldspato potássico e fragmentos líticos na matriz)?

Pois bem, quando Nesbitt & Young (1996) levaram a cabo análises geoquímicas de rocha total em sedimentos que haviam sido erodidos pela dinâmica glacial da ilha ártica Baffin (Canadá) e posteriormente transportados por sistemas de canais fluviais proglaciais sob a premissa de encontrar nesses ambientes sedimentos maduros tais como quartzo arenitos e argilitos ricos em minerais argilosos, o que realmente foi encontrado foi uma ausência apreciável de sedimentos maduros, além de valores de intemperismo químico entre 50 e 60. Assim, Nesbitt & Young (1996) concluíram que processos físicos como erosão e seleção seletiva não têm muita influência ou efeito sobre a maturidade geoquímica ou mineralógica dos sedimentos quando finalmente depositados.

No mesmo caminho, Ding et al. (2015), no que pode ser a única referência disponível na qual a geoquímica de elementos maiores e traços é aplicada em conjunto com análises de fácies para avaliar o significado paleoclimático de sucessões clásticas Neoproterozoicas no contexto da “Terra Bola de Neve”, avaliou o comportamento do Índice de Alteração Química em duas seções criogenianas. Os autores descreveram três horizontes diamictíticos separados entre si por horizontes areníticos ou siltosos e conseguiram diferenciar horizontes glaciais de pós-glaciais e interglaciais.

Os resultados da pesquisa de Ding et al. (2015) demonstram que os valores obtidos de CIA mais baixos (45,8-54,1) estão associados justamente às épocas glaciais, ou seja, aos horizontes de diamictitos, enquanto os horizontes com valores do CIA mais altos (55,1-62,4) corresponderiam aos intervalos não glaciais (unidades arenosas e siltosas).

Em geral, valores de CIA de 80 a 100 implicam que o intemperismo químico tomou lugar sob condições quentes e úmidas, enquanto valores entre 70 e 80 indicam condições úmidas e cálidas, e valores entre 60 e 70 sugerem condições frias e secas (DING et al., 2015 e referências nele contidas).

Adicionalmente, Ding et al. (2015) demonstrou que as glaciações criogenianas da região de Aksu (China) possuem valores de CIA baixos e que períodos inter- ou pós-glaciais possuem valores

de CIA altos, indicando assim que condições reduzidas de intemperismo químico ocorreram durante períodos glaciais, quando o ambiente era seco, frio e o ciclo hidrológico era quase nulo, enquanto épocas pós-glaciais apresentavam comportamento contrário.

Notavelmente, além dos resultados geoquímicos apresentados para a Fm. Jacarecica, evidências petrográficas de clastos muito angulosos a subangulosos, fragmentos líticos, presença de feldspato alcalino e plagioclásio, além de microestruturas deformacionais geradas propriamente sob as dinâmicas de transporte e deformação sub e proglacial, levam a inferir que o material sedimentar dessa unidade foi submetido a dinâmicas erosionais glaciais limitadas que permitiram conservar minerais moles como feldspatos e não destruir por completo os fragmentos líticos das áreas fontes, cujos sedimentos devem provir de fontes leucocráticas não muito distantes do Domínio Vaza Barris.

Dessa forma, os resultados de CIA obtidos nessa pesquisa junto às descrições sedimentológicas de campo e análises petrográficas corroboram com condições paleoclimáticas próprias de um período glacial.

Finalmente, para ressaltar, Ding et al. (2015) apresentou uma recopilação de trabalhos onde avaliações de CIA foram levados a cabo em diferentes seções glaciais pré-cambrianas do mundo. Em todas elas, os valores correspondentes aos diamictitos ou tilitos oscilaram entre 48 e 80.

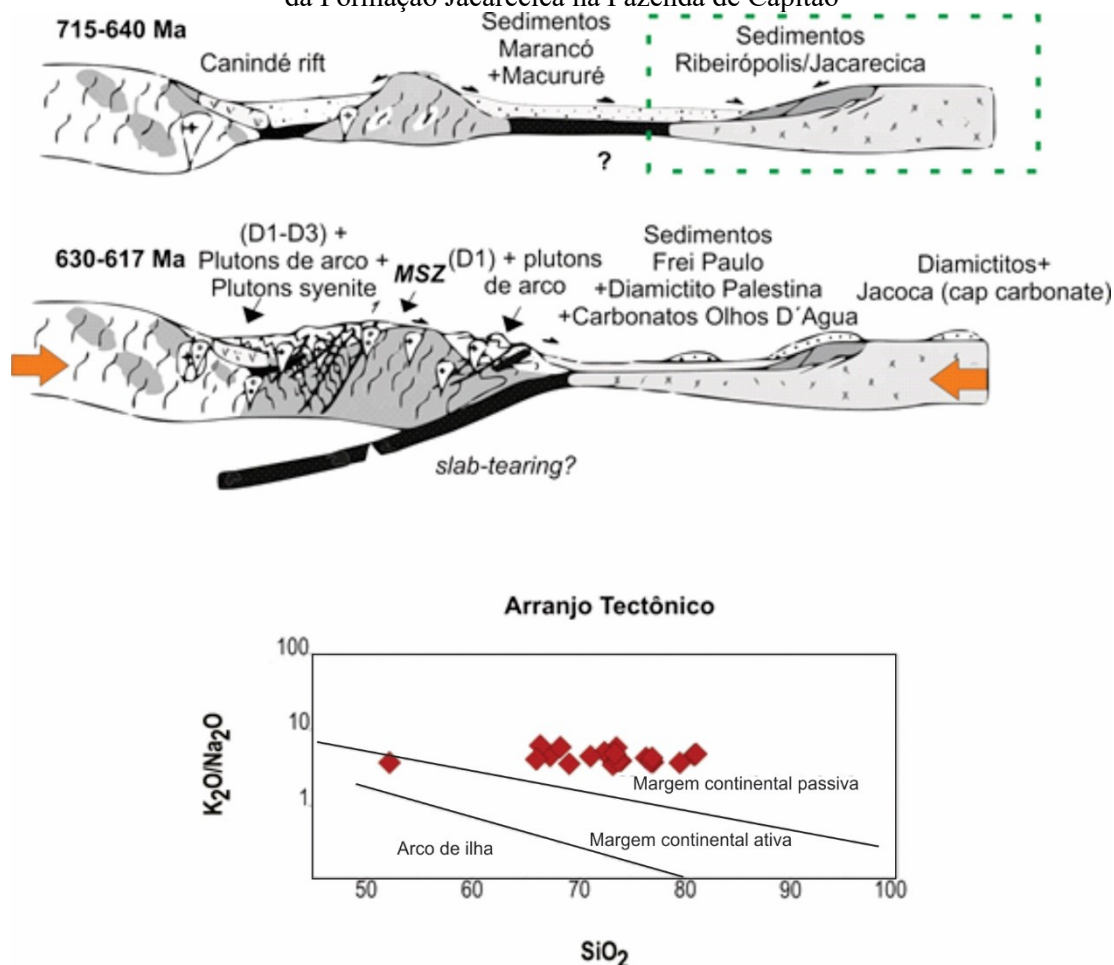
8.7 O CONTEXTO TECTÔNICO

A compreensão da geoquímica de óxidos maiores, além de permitir diferenciar propriedades como a maturidade dos sedimentos e o grau de intemperismo ao qual os sedimentos foram submetidos, também nos permite restringir o contexto geotectônico sob o qual a sistemática sedimentar de erosão, transporte e deposição tomou lugar. Para tanto, o diagrama de SiO_2 vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para discriminação tectônica segundo Roser & Korsch (1986, 1988) é empregado para determinar se os sedimentos que foram erodidos pelas dinâmicas glaciais tomaram lugar em um contexto tectônico de arco de ilha, margem ativa ou margem passiva (Fig 42).

Segundo Roser & Korsch (1986), a zona de Margem Passiva Continental (PM) está associada a bacias de margem continental do tipo Atlântico. A zona de Margem Continental Ativa (ACM) pertence a bacias relacionadas a subducção, bacias de colisão continental e configuração do tipo

strike-slip fault. A zona de Arco de Ilha Oceânica (ARC) pertence a bacias relacionadas à subducção. Análises geoquímicas confirmaram o arranjo deposicional da Formação Jacarecica no Domínio Neoproterozoico Vaza Barris, como proposto pelo modelo de evolução tectônica de Oliveira et al.(2010) no marco do rompimento de Rodínia e os eventos de glaciações criogenianas para Gondwana.

Figura 42. **A)** Evolução tectônica proposta para o cinturão dobrado sergipano Mesoproterozoico (ca. 1000 Ma) durante o Neoproterozoico (ca. 570 Ma) e eventos de glaciação Criogeniano-Ediacarano para o Oeste de Gondwana. **B)** Diagrama geoquímico SiO_2 vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para discriminação tectônica da Formação Jacarecica na Fazenda de Capitão



Fonte: A) (compilado de Oliveira et al., 2010; Sial et al., 2010 e Silva-Tamayo et al., 2010); B) O Autor (2020).

*As principais zonas de cisalhamento são a MSZ (Zona de Cisalhamento de Marancó), a BMJSZ (Zona de Cisalhamento Belo Monte/Jeremoabo), a SMASZ (Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo) e a ISZ (Zona de Cisalhamento de Itaporanga).

O diagrama de Roser & Korsch (1986, 1988) para as amostras da unidade de Jacarecica confirmam um marco tectônico de margem continental passiva que provavelmente tomou lugar

em proximidade a um sistema de plataformas carbonáticas durante a fragmentação progressiva de Rodínia no contexto de bacia do tipo foreland ou de antepaís (e.g., OLIVEIRA et al., 2010).

Assim, no marco da dinâmica tectônica extensional e das glaciações do Neoproterozoico, trends geoquímicos similares foram encontrados por Uhlein et al. (2012) para a Formação Carrancas, associadas ao Grupo Bambuí e à glaciação Marinoana, confirmando também um ambiente geotectônico de margem passiva para a formação dos depósitos glaciais que se prolongou para todas as glaciações do Criogeniano e começo do Ediacarano (p. ex., glaciação Gaskiers).

9 CONCLUSÕES

1. As avaliações micromorfológicas e de campo sugerem que o material sedimentar da unidade de Jacarecica foi submetido a condições de estresse com períodos intermitentes de expulsão de fluidos, provavelmente devido às dinâmicas compressivas durante o transporte glacial. Dessa forma, o litotipo é aqui considerado um diamictito deformado subglacialmente, cujos sedimentos teriam sido transportados e deformados por dinâmicas subglaciais e, subsequentemente, depositados como flow till numa configuração de influências glaciomarinhas próximas ao gelo.
2. O Índice de Alteração Química com valores entre 49 e 62 permitiram restringir as condições paleoambientais em que os sedimentos foram depositados, isto é, ambientes frios e de baixa atividade hidrológica, estando relacionados aos valores geoquímicos em diamictitos Pré-cambrianos de outras localidades, p.ex., China.
3. A difração de raios-X (XRD) e a fluorescência de raios-X (XRF) indicam imaturidade geoquímica dos sedimentos da Formação de Jacarecica, o que sugere que o material sedimentar que compõe a unidade foi escassamente transportado e intemperizado.
4. A aparente discordância entre os valores de mercúrio (Hg) e os valores de Índice de Alteração Química no topo da unidade pode sugerir que um enriquecimento em Hg vulcânico marcou o final da deposição da unidade glacial. Contudo, análises que atuem como normalizadores confiáveis (p. ex., TOC, alumínio e enxofre total, além de isótopos de Hg) precisam ser obtidas antes de afirmações contundentes serem feitas.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em geral, o estudo de unidades glaciogênicas é uma área das geociências que precisa ser mais explorada, moldada à luz de novas pesquisas que integrem não somente os levantamentos sedimentares de campo (e, quando o afloramento permite, levantamentos estratigráficos), mas também restrições geoquímicas (fluorescência de raios-X, difração de raios-X, espectrometria de massas para determinação de elementos traços, etc.); refinamentos geocronológicos; descrições micromorfológicas mediante petrografia; avaliações de texturas em grãos de quartzo para detectar marcas de abrasão glacial mediante microscopia eletrônica de varredura (MEV); catodoluminescência (preferencialmente de base fria) em grãos de quartzo como ferramenta de proveniência para distinguir entre grãos de quartzo ígneos e metamórficos, bem como medições estruturais e avaliações geomorfológicas.

Em teoria, esses dados permitiriam estabelecer um grau de confiabilidade maior sobre a história e configuração deposicional das unidades de diamictito, o que permitiria descartar ou não uma origem ou influência glaciogênica.

Cabe notar que, infelizmente, o estudo de unidades glaciais está muito restrito às avaliações feitas a partir de testemunhos de perfuração recuperados em diferentes pontos dentro das bacias, além de que essas unidades raramente afloram em grandes espessuras, por vezes limitando a confiabilidade das descrições de campo. Assim, é recomendável complementar as descrições dessas unidades com a técnica da micromorfologia, uma ferramenta com uso consolidado em depósitos do quaternário, mas ainda pouco explorada em depósitos mais antigos. A micromorfologia tem, portanto, grande potencial de desvendar a história deformacional dos sedimentos Pré-cambrianos vinculados aos estratos glaciais da hipótese Terra Bola de Neve.

Finalmente, espera-se que este trabalho contribua para abrir novos caminhos na pesquisa de depósitos glaciais sob a ótica integrada da micromorfologia, microssedimentologia e da geoquímica.

REFERÊNCIAS

- ADAM, W. Moraine Sediment Characteristics as Indicators of Former Basal Ice Layers. *In*: KNIGHT, P.G. *Glacier Science and Environmental Change*. Oxford: Blackwell Science Ltd, 2006. p.439-441.
- AIJUN, Y.; CHANGLE, Q.; SHUSEN, M.; REARDON, E. Effects of humus on the environmental activity of mineral-bound Hg: Influence on Hg volatility. *Applied Geochemistry*, v. 21(3), 2006, p.446-454. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0883292706000151>
- ALLEN, J. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, v. 134(1), 1977, p.19-31. Disponível em: <https://jgs.lyellcollection.org/content/134/1/19>
- ALLEN, P.; HOFFMAN, P. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, v. 433(7022), 2005, p.123-127. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/nature03176>
- ALLEN, P. Snowball Earth on trial. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 87(45), 2006, p. 495. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006EO450005>
- ALLEY, R.; BLANKENSHIP, D.; BENTLEY, C.; ROONEY, S. Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature*, v. 322(6074), 1986, p. 57-59. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/322057a0>
- ALLEY, R.; BLANKENSHIP, D.; BENTLEY, C.; ROONEY, S. Till beneath ice stream B: 3. Till deformation: Evidence and implications. *Journal of Geophysical Research*, v. 92(B9), 1987, p. 8921. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB092iB09p08921>
- ALLEY, R. B. Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets? *Journal of Glaciology*, v. 37, n. 125, p. 65-76, 1991.
- ALVARENGA, C.; DARDENNE, M.; SANTOS, R.; BROD, E.; GIOIA, S.; SIAL, A.; DANTAS, E.; FERREIRA, V. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, v. 13(4), 2008, p.469-479. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X07000871>
- ALVARENGA, C.; FIGUEIREDO, M.; BABINSKI, M.; PINHO, F. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 23(2-3), 2007, p. 236-241. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981106000952>
- AMORIM, K.; AFONSO, J.; LEME, J.; DINIZ, C.; RIVERA, L.; GÓMEZ-GUTIÉRREZ, J.; BOGGIANI, P.; TRINDADE, R. Sedimentary facies, fossil distribution and depositional setting of the late Ediacaran Tamengo Formation (Brazil). *Sedimentology*, v. 67(7), 2020, p. 3422-3450. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/sed.12749>

ANGERER, T.; HAGEMANN, S.; WALDE, D.; HALVERSON, G.; BOYCE, A. Multiple metal sources in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposit”, Corumbá, Brazil. *Precambrian Research*, v. 275, 2016, p. 369-393. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926816000115>

ANKETELL, J.; CEGŁA, J.; DŻUŁYŃSKI, S. On the deformational structures in systems with reversed density gradients, *In: ANNALES SOCIETATIS GEOLOGORUM POLONIAE*, 1970, Cracóvia. **Annales [...]**. Cracóvia: Sociedade Geológica Polonesa, 1970. v. 40 (1), p. 3-30.

ARMSTRONG-ALTRIN, J.; MACHAIN-CASTILLO, M.; ROSALES-HOZ, L.; CARRANZA-EDWARDS, A.; SANCHEZ-CABEZA, J.; RUÍZ-FERNÁNDEZ, A. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research*, v. 95, 2015, p. 15-26. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0278434315000138>

ARNAUD, E. The paleoclimatic significance of deformation structures in Neoproterozoic successions. *Sedimentary Geology*, v. 243-244, 2012, p. 33-56. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S003707381100234X>

BABINSKI, M.; VIEIRA, L.; TRINDADE, R. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, v. 19(6), 2007, p. 401-406. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3121.2007.00764.x>

BARBOSA, J.; CORDEIRO, R.; SILVA, E.; TURCQ, B.; GOMES, P.; SANTOS, G.; SIFEDINNE, A.; ALBUQUERQUE, A.; LACERDA, L.; HAUSLADEN, P.; TIMS, S.; LEVCHENKO, V.; FIFIELD, L. ¹⁴C-AMS as a tool for the investigation of mercury deposition at a remote Amazon location. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 223-224, 2004, p.528-534. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0168583X0400624X>

BEARD, C.; SCOATES, J.; WEIS, D.; BÉDARD, J.; DELL’ORO, T. Geochemistry and Origin of the Neoproterozoic Natkusiak Flood Basalts and Related Franklin Sills, Victoria Island, Arctic Canada. *Journal of Petrology*, v. 58(11), 2017, p. 2191-2220. Disponível em: <https://academic.oup.com/petrology/article/58/11/2191/4829807>

BECKERS, F.; RINKLEBE, J. Cycling of mercury in the environment: sources, fate, and human health implications. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, [S.L.], v. 47 (9), 2017, p. 693-794. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/10643389.2017.1326277>

BENN, D.; EVANS, D. The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. *Quaternary Science Reviews*, v. 15(1), 1996, p. 23-52. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0277379195000828>

BENN, D. Fabric signature of subglacial till deformation, Breidamerkurjokull, Iceland. *Sedimentology*, v. 42(5), 1995, p. 735-747. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00406.x>

BENTZEN, E.; WIENER, L. Scheelite discovered in certain soapstone deposits in the Blue Ridge of Madison County, North Carolina. *Economic Geology*, v. 68(5), 1973, p. 703-707. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-abstract/68/5/703/18440/scheelite-discovered-in-certain-soapstone-deposits>

BERGQUIST, B. Mercury, volcanism, and mass extinctions. *Proceedings of The National Academy of Sciences*, v. 114(33), 2017, p. 8675-8677.

BERTRAN, P.; TEXIER, J. Facies and microfacies of slope deposits. *CATENA*, v. 35(2-4), 1999, p. 99-121. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0341816298000964>

BOGDANOVA, S.; PISAREVSKY, S.; LI, Z. Assembly and Breakup of Rodinia (Some results of IGCP project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 17(3), 2009, p. 259-274. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1134/S0869593809030022>

BOGGIANI, P.; GAUCHER, C.; SIAL, A.; BABINSKI, M.; SIMON, C.; RICCOMINI, C.; FERREIRA, V.; FAIRCHILD, T. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*, v. 182(4), 2010, p. 382-401. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926810001361>

BOORDER, H.; WESTERHOF, A. Tectonic control of early to middle Paleozoic volcanism and related mercury and antimony mineralization in southern central Iberia. *Economic Geology*, v. 89(3), 1994, p. 656-661. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-abstract/89/3/656/21306/Tectonic-control-of-early-to-middle-Paleozoic?redirectedFrom=fulltext>

BOSAK, T.; KNOLL, A.; PETROFF, A. The Meaning of Stromatolites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 41(1), 2013, p. 21-44. Disponível em: <https://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev-earth-042711-105327>

BOSE, P.; ERIKSSON, P.; SARKAR, S.; WRIGHT, D.; SAMANTA, P.; MUKHOPADHYAY, S.; MANDAL, S.; BANERJEE, S.; ALTERMANN, W. Sedimentation patterns during the Precambrian: A unique record? *Marine and Petroleum Geology*, v. 33(1), 2012, p. 34-68. Disponível em: <https://publications.typeset.io/publication/sedimentation-patterns-during-the-precambrian-a-unique-record>

BOSZKE, L.; KOWALSKI, A.; ASTEL, A.; BARAŃSKI, A.; GWOREK, B.; SIEPAK, J. Mercury mobility and bioavailability in soil from contaminated area. *Environmental Geology*, v. 55(5), 2008, p. 1075-1087. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00254-007-1056-4>

BOSZKE, L.; KOWALSKI, A.; SZCZUCIŃSKI, W.; RACHLEWICZ, G.; LORENC, S.; SIEPAK, J. Assessment of mercury mobility and bioavailability by fractionation method in

sediments from coastal zone inundated by the 26 December 2004 tsunami in Thailand. *Environmental Geology*, v. 51(4), 2006, p. 527-536. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00254-006-0349-3>

BOULTON, G.; HINDMARSH, R. Sediment deformation beneath glaciers: Rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, v. 92(B9), 1987, p. 9059. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JB092iB09p09059>

BOULTON, G.; JONES, A. Stability of Temperate Ice Caps and Ice Sheets Resting on Beds of Deformable Sediment. *Journal of Glaciology*, v. 24(90), 1979, p. 29-43. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/stability-of-temperate-ice-caps-and-ice-sheets-resting-on-beds-of-deformable-sediment/A00E0BBF73FF8491D92A6695AEA9288E>

BOULTON, G.; PAUL, M. The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 9(3), 1976, p. 159-194. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/qjegh/article-abstract/9/3/159/325253/The-influence-of-genetic-processes-on-some?redirectedFrom=fulltext>

BOULTON, G. 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25(6), p. 773-799. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/qjegh/article-abstract/9/3/159/325253/The-influence-of-genetic-processes-on-some?redirectedFrom=fulltext>

BOULTON, G. Processes of Glacier Erosion on Different Substrata. *Journal of Glaciology*, v. 23(89), 1979, p. 15-38. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/processes-of-glacier-erosion-on-different-substrata/3379BCD5B62E2446B918D79334A951DC>

BOULTON, G. Processes and patterns of subglacial sedimentation. In: WRIGHT, A.; MOSELY, F. **Ice Ages: Ancient and Modern**. Liverpool: Seel House Press, 1975. p. 7-42.

BREWER, R. **Fabric and Mineral Analysis of Soils**. Huntington: R. E. Krieger, 1976.

BRITO NEVES, B.B.; SIAL, A.N.; ALBUEQUERQUE, J.P.T. Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos sergipano. *Rev. Bras. Geociências*, v. 7, 1977, p. 102- 114. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11168/10627>

BRODZIKOWSKI, K.; HAŁUSZCZAK, A. Flame structures and associated deformations in Quaternary glaciolacustrine and glaciodeltaic deposits: examples from central Poland. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 29(1), 1987, p. 279-286. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/29/1/279>

BUSFIELD, M.; LE HERON, D. Glacitectonic deformation in the Chuos Formation of northern Namibia: implications for Neoproterozoic ice dynamics. *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 124(5), 2013, p. 778-789. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S001678781200123X>

BUSFIELD, M.; LE HERON, D. Sequencing the Sturtian icehouse: dynamic ice behaviour in South Australia. *Journal of the Geological Society*, v. 171(3), 2014, p. 443-456. Disponível em: <https://jgs.lyellcollection.org/content/171/3/443.figures-only>

BUSFIELD, M.; LE HERON, D. Snowball Earth Under the Microscope. *Journal of Sedimentary Research*, v. 88(5), 2018, p. 659-677. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/88/5/659/531397/Snowball-Earth-Under-the-Microscope?redirectedFrom=fulltext>

CAETANO-FILHO, S.; PAULA-SANTOS, G.; GUACANEME, C.; BABINSKI, M.; BEDOYA-RUEDA, C.; PELOSO, M.; AMORIM, K.; AFONSO, J.; KUCHENBECKER, M.; REIS, H.; TRINDADE, R. Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambu Group, Brazil). *Precambrian Research*, v. 331, 2019, p. 105365. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926819300786>

CALDEIRA, K.; KASTING, J. Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature*, v. 359(6392), 1992, p. 226-228. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/359226a0>

CAMPBELL, I.; SQUIRE, R. The mountains that triggered the Late Neoproterozoic increase in oxygen: The Second Great Oxidation Event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74(15), 2010, p. 4187-4206. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0016703710002498>

CARTO, S. L.; EYLES, N. Identifying glacial influences on sedimentation in tectonically-active, mass flow dominated arc basin. *Sedimentary Geology*, v. 261-262, 2012, p. 1-14. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0037073812000425>

CATTO, N. Lacustrine sedimentation in a proglacial environment, Caribou River Valley, Yukon, Canada. *Boreas*, v. 16(3), 1987, p. 197-206. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1502-3885.1987.tb00086.x>

CAWOOD, P.; BUCHAN, C. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, v. 82(3-4), 2007, p. 217-256. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012825207000463>

CAXITO, F.; FREI, R.; UHLEIN, G.; GONÇALVES DIAS, T.; ÁRTING, T.; UHLEIN, A. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, v. 481, 2018, p. 119-132. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254118300615>

CHAI, X.; LIU, G.; ZHAO, X.; HAO, Y.; ZHAO, Y. Complexion between mercury and humic substances from different landfill stabilization processes and its implication for the environment. *Journal of Hazardous Materials*, v. 209-210, 2012, p. 59-66. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/22285919/>

CHARBONNIER, G.; MORALES, C.; DUCHAMP-ALPHONSE, S.; WESTERMANN, S.; ADATTE, T.; FÖLLMI, K. Mercury enrichment indicates volcanic triggering of Valanginian

environmental change. *Scientific Reports*, v. 7(1), n. 40808, 2017, p. 1-6. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/srep40808>

CHIGLINO, L.; GAUCHER, C.; SIAL, A.; FERREIRA, V. Acritarchs of the Ediacaran Frecheirinha Formation, Ubajara Group, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 87(2), 2015, p. 635-649. Disponível em: <https://www.scielo.br/pdf/aabc/v87n2/0001-3765-aabc-87-02-00635.pdf>

CLARKE, G. Subglacial till: a physical framework for its properties and processes. : A physical framework for its properties and processes. *Journal of Geophysical Research*, [s.l.], v. 92, n. 9, 1987, p. 9023-9036. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JB092iB09p09023>

CLARKE, G.; COLLINS, S.; THOMPSON, D. Flow, thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21(2), 1984, p. 232-240. Disponível em: <https://cdnsiencepub.com/doi/abs/10.1139/e84-024?journalCode=cjes>

COCKELL, C.; RETTBERG, P.; HORNECK, G.; WYNN-WILLIAMS, D.; SCHERER, K.; GUGG-HELMINGER, A. Influence of ice and snow covers on the UV exposure of terrestrial microbial communities: dosimetric studies. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, v. 68(1), 2002, p. 23-32. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/12208033/>

COCKELL, C. S.; RETTBERG, P.; HORNECK, G.; WYNN-WILLIAMS, D. D.; SCHERER, K.; GUGG-HELMINGER, A. Influence of ice and snow covers on the UV exposure of terrestrial microbial communities: dosimetric studies. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, v. 68(1), 2002, p. 23-32. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1011134402003275>

COFAIGH, C.; EVANS, D.; HIEMSTRA, J. Formation of a stratified subglacial ‘till’ assemblage by ice-marginal thrusting and glacier overriding. *Boreas*, v. 40(1), 2010, p. 1-14. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.2010.00177.x>

COLLINSON, J. Sedimentary deformational structures. In: MALTMAN, A. **The Geological Deformation of Sediments**. Dordrecht: Springer, 1994. p. 95-125.

CONDIE, K. C. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? *Journal of African Earth Sciences*, v. 35(2), 2002, p.179-183. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S089536202000052#:~:text=Instead%2C%20two%20types%20of%20cycles,never%20fragmented%20or%20incompletely%20fragmented.>

CORDANI, U.; D'AGRELLA-FILHO, M.; BRITO-NEVES, B.; TRINDADE, R. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, v. 15(5), 2003, p. 350-359. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1365-3121.2003.00506.x>

CORDANI, U.; FAIRCHILD, T.; GANADE, C.; BABINSKI, M.; LEME, J. Dawn of metazoans: to what extent was this influenced by the onset of “modern-type plate

tectonics”? *Brazilian Journal of Geology*, v. 50(2), 2020, p. 1-15. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2317-48892020000200606

CORNELIS, F. D. **Geology and structure of the Huab-Welwitschia area, South West Africa**. Cape Town: University of Cape Town, Dept. of Geology, 1969.

COX, G.; HALVERSON, G.; STEVENSON, R.; VOKATY, M.; POIRIER, A.; KUNZMANN, M.; LI, Z.; DENYSZYN, S.; STRAUSS, J.; MACDONALD, F. Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 446, 2016, p. 89-99. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.016>

CROCKFORD, P.; WING, B.; PAYTAN, A.; HODGSKISS, M.; MAYFIELD, K.; HAYLES, J.; MIDDLETON, J.; AHM, A.; JOHNSTON, D.; CAXITO, F.; UHLEIN, G.; HALVERSON, G.; EICKMANN, B.; TORRES, M.; HORNER, T. Barium-isotopic constraints on the origin of post-Marinoan barites. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 519, 2019, p. 234-244. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X19302870>

CUNNINGHAM, W.B.; Höll, R.; Taupitz, K. C. Two new tungsten-bearing horizons in the older Precambrian of Rhodesia: Mineralium Deposita, v. 8, 200-203, 1973.

DALZIEL, I.W.D. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today* v. 2, p. 237-241, 1992.

DASGUPTA, P. Recumbent flame structures in the Lower Gondwana rocks of the Jharia Basin, India — a plausible origin. *Sedimentary Geology*, v. 119(3-4), 1998, p. 253-261. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S003707389800058X>

DATTA, D. On Pearson's HSAB principle. *Inorganic Chemistry*, v. 31(13), 1992, p. 2797-2800. Disponível em: <https://pubs.acs.org/doi/10.1021/ic00039a025>

DAVISON, I; DOS SANTOS, R. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 45(4), 1989, p. 319-342. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0301926889900685>

DELPOMDOR, F.R.; ILAMBWETSI, A.M.; CAXITO, F.A.; PEDROSA-SOARES, A.C. New interpretation of the basal Bambuí Group, Sete Lagoas High (Minas Gerais, SE Brazil) by sedimentological studies and regional implications for the aftermath of the Marinoan glaciation: Correlations across Brazil and Central Africa. *Geol. Belg.*, v. 23(1-2), 2020, p. Disponível em: <https://popups.uliege.be/1374-8505/index.php?id=6311>

DELUCIA, M.; GUENTHNER, W.; MARSHAK, S.; THOMSON, S.; AULT, A. Thermochemistry links denudation of the Great Unconformity surface to the supercontinent cycle and snowball Earth. *Geology*, v. 46(2), 2017, p. 167-170. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/46/2/167/525525/Thermochemistry-links-denudation-of-the-Great?redirectedFrom=fulltext>

DING, H.; MA, D.; YAO, C.; LIN, Q.; JING, L. Implication of the chemical index of alteration as a paleoclimatic perturbation indicator: an example from the lower

Neoproterozoic strata of Aksu, Xinjiang, NW China. *Geosciences Journal*, v. 20(1), 2015, p. 13-26. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12303-015-0025-2>

DOBROVOLSKY, G.V. The Role of Soils in the Formation and Evolution of Life on Earth, *In: Evolution of the Biosphere and Biodiversity*, Moscow: ÈÎÊ, 2006. p. 246-257.

DONNADIEU, Y.; GODDÉRIIS, Y.; RAMSTEIN, G.; NÉDÉLEC, A.; MEERT, J. A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, v. 428(6980), 2004, p. 303-306. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/nature02408#:~:text=In%20our%20simulation%2C%20the%20continental,a%20progressive%20transition%20from%20a>

DOTT, R.H. Wacke, Graywacke and Matrix--What Approach to Immature Sandstone Classification?. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. 34, 1964, p. 625-632. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/34/3/625/95753/Wacke-graywacke-and-matrix-what-approach-to?redirectedFrom=fulltext>

DOWNING, K. The stratigraphy and paleoenvironment of the Damara sequence in the Okavandja Lineament Area. *In: MILLER, R. Evolution of the Damara Orogen*. Cape Town: Geological Society of South Africa, 1983. p. 37-42. Disponível em:

EDWARDS, M.B. Late Precambrian Glacial Loessites from North Norway and Svalbard. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. 49, 1979, p. 85-92. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/49/1/85/113548/Late-Precambrian-glacial-loessites-from-North?redirectedFrom=fulltext>

ELIE, M.; NOGUEIRA, A.; NÉDÉLEC, A.; TRINDADE, R.; KENIG, F. A red algal bloom in the aftermath of the Marinoan Snowball Earth. *Terra Nova*, v. 19(5), 2007, p. 303-308. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3121.2007.00754.x>

ENGELHARDT, H.; HUMPHREY, N.; KAMB, B.; FAHNESTOCK, M. Physical Conditions at the Base of a Fast Moving Antarctic Ice Stream. *Science*, v. 248(4951), 1990, p. 57-59. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/17843316/>

ETIENNE, J.; ALLEN, P.; RIEU, R.; LE GUERROUÉ, E. Neoproterozoic Glaciated Basins: A Critical Review of the Snowball Earth Hypothesis by Comparison with Phanerozoic Glaciations. *Glacial Sedimentary Processes and Products*, 2007, p. 343-399. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/9781444304435.ch19>

EVANS, D. True polar wander and supercontinents. *Tectonophysics*, v. 362(1-4), 2003, p. 303-320. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S004019510200642X>

EVANS, D.; PHILLIPS, E.; HIEMSTRA, J.; AUTON, C. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, v. 78(1-2), 2006, p. 115-176. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012825206000432>

EYLES, C.; EYLES, N.; MIAL, A. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography*,

Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 51(1-4), 1985, p. 15-84. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/003101828590080X>

EYLES, N.; JANUSZCZAK, N. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciation?. *Basin Research*, v. 19(2), 2007, p. 179-198. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2117.2007.00319.x>

EYLES, N.; EYLES, C.; MIAL, A. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, v. 30(3), 1983, p. 393-410. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00679.x>

FAZIO, G.; GUIMARÃES, E.; WALDE, D.; DO CARMO, D.; ADORNO, R.; VIEIRA, L.; DENEZINE, M.; SILVA, C.; GODOY, H.; BORGES, P.; PINHO, D. Mineralogical and chemical composition of Ediacaran-Cambrian pelitic rocks of The Tamengo and Guaicurus formations, (Corumbá Group - MS, Brazil): Stratigraphic positioning and paleoenvironmental interpretations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 90, 2019, p. 487-503. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S089598111830261X>

FITZPATRICK, E. A. **Micromorphology of Soils**. Springer Netherlands, 1984.

FLINT, R.; SANDERS, J.; RODGERS, J. Diamictite, a substitute term for symmictite. *Geological Society of America Bulletin*, v. 71(12), 1960, p. 1809. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/71/12/1809/5163/DIAMICTITE-A-SUBSTITUTE-TERM-FOR-SYMMICTITE?redirectedFrom=fulltext>

FOLK, R. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology*, v. 62(4), 1954, p. 344-359. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/30065016?seq=1>

FOLK, R.; ANDREWS, P.; LEWIS, D. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 13(4), 1970, p. 937-968. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00288306.1970.10418211>

FORD, T.; PEDLEY, H. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, v. 41(3-4), 1996, p. 117-175. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S001282529600030X>

FRAKES, L.A. Diamictite. In: FAIRBRIDGE, R. W.; BOURGEOIS, J. **Encyclopedia of Sedimentology**. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross, 1978. p. 262-263.

FRANZINELLI, E.; POTTER, P. Petrology, Chemistry, and Texture of Modern River Sands, Amazon River System. *The Journal of Geology*, v. 91(1), 1983, p. 23-39. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/30060513>

FRENCH, H.; GUGLIELMIN, M. Cryogenic Weathering of Granite, Northern Victoria Land, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 11(4), 2001, p. 305-314. Disponível em:

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/1099-1530%28200012%2911%3A4%3C305%3A%3AAID-PPP362%3E3.0.CO%3B2-T>

FRENCH, H. M. **The Periglacial Environment**. Hoboken, Nueva Jersey: Wiley-Blackwell, 2017.

GAUCHER, C.; GERMS, G.J.B.. Skeletonised metazoans and protists. Neoproterozoic - Cambrian biota. *In*: GAUCHER, C.; SIAL, A.N.; HALVERSON, G.P.; FRIMMEL, H.E.; (Eds.): **Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana**. Developments in Precambrian Geology, v. 16, Elsevier, 2009. p. 327-338.

GAUCHER, C.; SPRECHMANN, P. Neoproterozoic acritarch evolution. Neoproterozoic - Cambrian biota. *In*: GAUCHER, C., SIAL, A. N., HALVERSON, G. P., FRIMMEL, H. E. **Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana**. Developments in Precambrian Geology, v. 16, Elsevier, 2009. p. 319-326.

GISMER, M.; PROCOPIO, J.; SEVILLA, M. Characterization of Mercury – Humic Acids Interaction by Potentiometric Titration with a Modified Carbon Paste Mercury Sensor. *Electroanalysis*, v. 19(10), 2007, p. 1055-1061. Disponível em: <https://analyticalsciencejournals.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/elan.200603821>

GRANDSTAFF, D.; EDELMAN, M.; FOSTER, R.; ZBINDEN, E.; KIMBERLEY, M. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at the base of the Dominion and Pongola Groups (Transvaal, South Africa). *Precambrian Research*, v. 32(2-3), 1986, p. 97-131. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0301926886900033>

GRASBY, S.; SANEI, H.; BEAUCHAMP, B.; CHEN, Z. Mercury deposition through the Permo–Triassic Biotic Crisis. *Chemical Geology*, v. 351, 2013, p. 209-216. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254113002283>

GRASBY, S.; THEM, T.; CHEN, Z.; Yin, R.; ARDAKANI, O. Mercury as a proxy for volcanic emissions in the geologic record. *Earth-Science Reviews*, v. 196, 2019, p. 102880. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012825219301588#:~:text=A%20proxy%20that%20has%20received,suggested%20by%20Sanei%20et%20al.&text=Modern%20volcanic%20emission%20rates%20reflect,Pyle%20and%20Mather%2C%202003>

GROTZINGER, J.; KNOLL, A. Anomalous Carbonate Precipitates: Is the Precambrian the Key to the Permian? *PALAIOS*, v. 10(6), 1995, p. 578. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/3515096?seq=1>

GROTZINGER, J.; KNOLL, A. STROMATOLITES IN PRECAMBRIAN CARBONATES: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 27(1), 1999, p. 313-358. Disponível em: <https://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.earth.27.1.313>

GUJ, P. A revision of the Damara stratigraphy along the southern margin of the Kamanjab inlier, Outjo Distri. *In*: KRÖNER, A. **Contributions to the Precambrian Geology of**

Southern Africa: a volume in honour of John de Villiers. Cape Town: University of Cape Town, 1974, p. 157-167.

HALDORSEN, S. Grain-size distribution of subglacial till and its relation to glacial crushing and abrasion. *Boreas*, v. 10(1), 1981, p. 91-105. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.1981.tb00472.x>

HALVERSON, G.; HOFFMAN, P.; SCHRAG, D.; KAUFMAN, A. A major perturbation of the carbon cycle before the Ghaub glaciation (Neoproterozoic) in Namibia: Prelude to snowball Earth? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 3(6), 2002, p. 1-24. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2001GC000244>

HALVERSON, G.; HOFFMAN, P.; SCHRAG, D.; MALOOF, A.; RICE, A. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, v. 117(9), 2005, p. 1181. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/117/9-10/1181/2206/Toward-a-Neoproterozoic-composite-carbon-isotope?redirectedFrom=fulltext>

HAMBREY, M. J. **Glacial Environments.** Vancouver: University of British Columbia Press, and London: UCL Press, 1994.

HAMBREY, M.; CLARKE, G. Structural Evolution During Cyclic Glacier Surges: 1. Structural Glaciology of Trapridge Glacier, Yukon, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 124(2), 2019, p. 464-494. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2018JF004869>

HANG, T.; KOHV, M. Glacial varves at Pärnu, south-western Estonia: a local varve chronology and proglacial sedimentary environment. *GFF*, v. 135(3-4), 2013, p. 273-281. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/11035897.2013.775598>

HANG, T. A local clay-varve chronology and proglacial sedimentary environment in glacial Lake Peipsi, eastern Estonia. *Boreas*, v. 32(2), 2008, p. 416-426. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01094.x>

HARRIS, C. The micromorphology of paraglacial and periglacial slope deposits: a case study from Morfa Bychan, West Wales, UK. *Journal of Quaternary Science*, v. 13(1), 1998, p. 73-84. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291099-1417%28199801%2F02%2913%3A1%3C73%3A%3AAID-JQS315%3E3.0.CO%3B2-P>

HART, J.; BOULTON, G. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, v. 10(4), 1991, p. 335-350. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/027737919190035S>

HART, J. Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, v. 19(2), 1995, p. 173-191. Disponível em: <https://journals.sagepub.com/doi/10.1177/030913339501900202>

HART, J. Proglacial glaciotectionic deformation and the origin of the Cromer Ridge push moraine complex, North Norfolk, England. *Boreas*, v. 19(2), 1990, p. 165-180. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.1990.tb00577.x>

HART, J.; KHATWA, A.; SAMMONDS, P. The effect of grain texture on the occurrence of microstructural properties in subglacial till. *Quaternary Science Reviews*, v. 23(23-24), 2004, p. 2501-2512. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379104001672>

HASNAIN, S.; CHAUHAN, D. Sediment transfer in the glaciofluvial environment ? a Himalayan perspective. *Environmental Geology*, v. 22(3), 1993, p. 205-211. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007%2FBF00767405>

HEBERT, C.; KAUFMAN, A.; PENNISTON-DORLAND, S.; MARTIN, A. Radiometric and stratigraphic constraints on terminal Ediacaran (post-Gaskiers) glaciation and metazoan evolution. *Precambrian Research*, v. 182(4), 2010, p. 402-412. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926810001889>

HECKMANN, T.; MORCHE, D. **Geomorphology of Proglacial Systems**. Springer International Publishing, 2019.

HEDBERG, R.M. **Stratigraphy of the Ovamboland Basin, South West Africa**. Cape Town: University of Cape Town, Dept. of Geology, 1979.

HEIN, F. Fine-grained slope and basin deposits, California continental borderland: Facies, depositional mechanisms and geotechnical properties. *Marine Geology*, v. 67(3-4), 1985, p. 237-262. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0025322785900945>

HERNÁNDEZ, A.M. **Estructura y génesis de los yacimientos de mercurio de la zona de Almadén**. 1984. Serie Resúmenes de tesis doctorales, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, v. T-C 370, p. 1-63.

HERRON, M. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. 58, 1988, p. 820-829. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/58/5/820/98094/Geochemical-classification-of-terrigenous-sands?redirectedFrom=fulltext>

HICOCK, S. On Subglacial Stone Pavements in Till. *The Journal of Geology*, v. 99(4), 1991, p. 607-619. Disponível em: <https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/629520>

HIEMSTRA, J.; RIJSDIJK, K. Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. *Journal of Quaternary Science*, v. 18(5), 2003, p. 373-383. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jqs.769>

HOFFMAN, K.H.; PRAVE, A.R. A preliminary note on a revised subdivision and regional correlation of the Otavi Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolostones. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, v. 11, 1996, p. 83-88. Disponível em:

http://www.mme.gov.na/files/publications/482_Hoffmann%20and%20Prave_Correlation%20Otavi%20Group.pdf

HOFFMAN, P.; LI, Z. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 277(3-4), 2009, p. 158-172. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0031018209001114>

HOFFMAN, P.; SCHRAG, D. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, v. 14(3), 2002, p. 129-155. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x>

HOFFMAN, P. F.; HALVERSON, G.P. Otavi Group of the western Northern Platform, southern Damara Belt, SWA/Namibia. In: MILLER, R. **The Geology of Namibia. Volume 2: Neoproterozoic to Lower Paleozoic**. Windhoek: Ministry of Mines and Energy, 2008. p. 1369-13136.

HOFFMAN, P. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, v. 28(1), 1999, p. 17-33. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0899536299000184>

HOFFMAN, P. The Great Oxidation and a Siderian snowball Earth: MIF-S based correlation of Paleoproterozoic glacial epochs. *Chemical Geology*, v. 362, 2013, p. 143-156. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254113001836>

HOFFMAN, P.; ABBOT, D.; ASHKENAZY, Y.; BENN, D.; BROCKS, J.; COHEN, P.; COX, G.; CREVELING, J.; DONNADIEU, Y.; ERWIN, D.; FAIRCHILD, I.; FERREIRA, D.; GOODMAN, J.; HALVERSON, G.; JANSEN, M., LE HIR, G.; LOVE, G.; MACDONALD, F.; MALOOF, A.; PARTIN, C.; RAMSTEIN, G.; ROSE, B.; ROSE, C.; SADLER, P.; TZIPERMAN, E.; VOIGT, A.; WARREN, S. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, v. 3(11), 2017, p.e1600983. Disponível em: <https://advances.sciencemag.org/content/3/11/e1600983>

HOFFMAN, P.; KAUFMAN, A.; HALVERSON, G.; SCHRAG, D. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, v. 281(5381), 1998, p. 1342-1346. Disponível em: <https://science.sciencemag.org/content/281/5381/1342.abstract>

HOFFMAN, P.F.; MACDONALD, F.A.; HALVERSON, G.P. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite. In: ARNAUD, E. **The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations**. London: The Geological Society of London, 2011, p. 67-80.

HOFFMANN, K.; CONDON, D.; BOWRING, S.; CROWLEY, J. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, v. 32(9), 2004, p. 817. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/32/9/817/103754/U-Pb-zircon-date-from-the-Neoproterozoic-Ghaub?redirectedFrom=fulltext>

HOOD, A.; WALLACE, M. Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance. *Global and Planetary Change*, 160, 2018, p. 28-45. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818117303764>

HUANG, K.; TENG, F.; SHEN, B.; XIAO, S.; LANG, X.; MA, H.; FU, Y.; PENG, Y. Episode of intense chemical weathering during the termination of the 635 Ma Marinoan glaciation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 113(52), 2016, p. 14904-14909. Disponível em: <https://www.pnas.org/content/113/52/14904>

HUMPHREY, F.; ALLARD, G. Geologia da área do domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia de Propriá: um elemento recém reconhecido no escudo brasileiro. Rio de Janeiro: Petrobras, Centro de Pesquisa e Desenvolvimento (CENPES), p. 159, 1969.

HUUSE, M.; JACKSON, C.; VAN RENSBERGEN, P.; DAVIES, R.; FLEMINGS, P.; DIXON, R. Subsurface sediment remobilization and fluid flow in sedimentary basins: an overview. *Basin Research*, v. 22(4), 2010, p. 342-360. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2117.2010.00488.x>

HYDE, W.; CROWLEY, T.; BAUM, S.; PELTIER, W. Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, v. 405(6785), 2000, p.425-429. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/35013005>

HYLANDER, L.; MEILI, M. 500 years of mercury production: global annual inventory by region until 2000 and associated emissions. *Science of The Total Environment*, v. 304(1-3), 2003, p. 13-27. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969702005533>

JACOBSEN, S.; KAUFMAN, A. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, v. 161(1-3), 1999, p. 37-57. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254199000807>

JIEDONG, Y.; WEIGUO, S.; ZONGZHE, W.; YAOSONG, X.; XIANCONG, T. Variations in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater? *Precambrian Research*, v. 93(2-3), 1999, p. 215-233. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926898000928>

JOHANSSON, K.; AASTRUP, M.; ANDERSSON, A.; BRINGMARK, L.; IVERFELDT, A. Mercury in swedish forest soils and waters — Assessment of critical load. *Water Air & Soil Pollution*, v. 56(1), 1991, p. 267-281. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00342276>

JONES, B.; RENAUT, R. Calcareous Spring Deposits in Continental Settings. In: **Developments in Sedimentology**, Elsevier B.V, 2010, p. 177-224.

KAH, L.; SHERMAN, A.; NARBONNE, G.; KNOLL, A.; KAUFMAN, A. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 36(3), 1999, p. 313-332. Disponível em: <https://cdnscepub.com/doi/abs/10.1139/e98-100>

KAMB, B.; RAYMOND, C.; HARRISON, W.; ENGELHARDT, H.; ECHELMEYER, K.; HUMPHREY, N.; BRUGMAN, M.; PFEFFER, T. Glacier Surge Mechanism: 1982-1983 Surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, v. 227(4686), 1985, p. 469-479. Disponível em:

<https://science.sciencemag.org/content/227/4686/469#:~:text=The%20hundredfold%20speed up%20in%20glacier,and%20water%2Dtransport%20characteristics%20of>

KARATYGIN, I.V. Coevolution of Fungi and Plants, St. Petersburg, 1993.

KASEMANN, S.; POGGE VON STRANDMANN, P.; PRAVE, A.; FALLICK, A.; ELLIOTT, T.; HOFFMANN, K. Continental weathering following a Cryogenian glaciation: Evidence from calcium and magnesium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 396, 2014, p. 66-77. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X14002003>

KAUFMAN, A.; KNOLL, A. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, v. 73(1-4), 1995, p. 27-49. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0301926894000708>

KAUFMAN, A.; XIAO, S. High CO₂ levels in the Proterozoic atmosphere estimated from analyses of individual microfossils. *Nature*, v. 425(6955), 2003, p. 279-282. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/nature01902>

KAUFMAN, A.; KNOLL, A.; NARBONNE, G. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94(13), 1997, p. 6600-6605. Disponível em: <https://www.pnas.org/content/94/13/6600>

KELLER, C.; HUSSON, J.; MITCHELL, R.; BOTTKE, W.; GERNON, T.; BOEHNKE, P., BELL, E.; SWANSON-HYSELL, N.; PETERS, S. Neoproterozoic glacial origin of the Great Unconformity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 116(4), 2018, p. 1136-1145. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/30598437/>

KELLING, G.; WALTON, E. Load-cast Structures: Their Relationship to Upper-Surface Structures and their Mode of Formation. *Geological Magazine*, v. 94(6), p. 481-490, 1957.

KENNEDY, M. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones; deglaciation, delta 13 C excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentary Research*, v. 66(6), 1996, p. 1050-1064. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/66/6/1050/98788/Stratigraphy-sedimentology-and-isotopic?redirectedFrom=fulltext>

KENNEDY, M. J.; RUNNEGAR, B.; PRAVE, A. R.; HOFFMANN, K. H.; ARTHUR, M. A. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, v. 26(12), 1998, 1059-1063. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/26/12/1059/189760/Two-or-four-Neoproterozoic-glaciations>

KIMBERLEY, M.; HOLLAND, H. Introduction to Precambrian Weathering and Paleosols. *Early Organic Evolution*, 1992, p. 9-15. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-76884-2_2

KIMBERLEY, M.; GRANDSTAFF, D.; TANAKA, R. Topographic control on Precambrian weathering in the Elliot Lake uranium district, Canada. *Journal of the Geological Society*, v. 141(2), 1984, p. 229-233. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/jgs/article->

abstract/141/2/229/112091/Topographic-control-on-Precambrian-weathering-in?redirectedFrom=fulltext

KIMBERLEY, M.; TANAKA, R.; FARR, M. Composition of Middle Precambrian uraniferous conglomerate in the Elliot Lake-Agnew lake area of Canada. *Precambrian Research*, v. 12(1-4), 1980, p. 375-392. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0301926880900364>

KNOLL, A.; HAYES, J.; KAUFMAN, A.; SWETT, K.; LAMBERT, I. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, v. 321(6073), 1986, p. 832-838. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/321832a0>

KRISSEK, L. A.; KYLE, P. R. Geochemical indicators of weathering, Cenozoic palaeoclimates, and provenance from fine-grained sediments in CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica, Terra Antarctica, Bremerhaven, *PANGAEA*, v. 7(4), 2000, p. 589-597. Disponível em: <https://epic.awi.de/id/eprint/27362/1/Kri2000k.pdf>

KRONBERG, B.; FYFE, W.; LEONARDOS, O.; SANTOS, A. The chemistry of some Brazilian soils: Element mobility during intense weathering. *Chemical Geology*, 1979, v. 24(3-4), p. 211-229. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0009254179901244>

KRUGER, J.; MARCUSSEN, I. Lodgement till and flow till: a discussion. *Boreas*, v. 5(2), 2008, p. 61-64. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.1976.tb00331.x>

KRÜGER, J. Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas*, v. 8(3), 2008, p. 323-340. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.1979.tb00816.x>

KUENEN, P. Experimental Abrasion of Pebbles: 2. Rolling by Current. *The Journal of Geology*, v. 64(4), 1956, p. 336-368. Disponível em: <https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/626370>

KUMP, L. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, v. 19(4), 1991, p. 299. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/19/4/299/198060/Interpreting-carbon-isotope-excursions-Strangelove?redirectedFrom=fulltext>

KUNZMANN, M.; HALVERSON, G.; SOSSI, P.; RAUB, T.; PAYNE, J.; KIRBY, J. Zn isotope evidence for immediate resumption of primary productivity after snowball Earth. *Geology*, v. 41(1), 2013, p. 27-30. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/41/1/27/131000/Zn-isotope-evidence-for-immediate-resumption-of?redirectedFrom=fulltext>

LACERDA, L. Updating global Hg emissions from small-scale gold mining and assessing its environmental impacts. *Environmental Geology*, v. 43(3), 2003, p. 308-314. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00254-002-0627-7>

LACERDA, L.; RIBEIRO, M. G.; CORDERO, R.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B. Atmospheric mercury deposition over Brazil during the past 30,000 years, 1999. Disponível em: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/b_fdi_55-56/010021341.pdf

LACERDA, L. D.; SALOMONS, W. **Mercury Contamination from Gold and Silver Mining: A Chemical Time Bomb**. Berlin: Springer-Verlag, 1998.

LACHNIET, M.; LARSON, G.; LAWSON, D.; EVENSON, E.; ALLEY, R. Microstructures of sediment flow deposits and subglacial sediments: a comparison. *Boreas*, v. 30(3), 2008, p. 254-264. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1502-3885.2001.tb01226.x>

LACHNIET, M.; LARSON, G.; STRASSER, J.; LAWSON, D.; EVENSON, E.; ALLEY, R. Microstructures of glacial sediment-flow deposits, Matanuska Glacier, Alaska. In: MICKELSON, D. M.; ATTIG, J. W. **Glacial Processes Past and Present**, Geological Society of America, 1999.

LAI, J.; LI, D.; WANG, G.; XIAO, C.; CAO, J.; WU, C.; HAN, C.; ZHAO, X.; QIN, Z. Can carbonate cementation be inhibited in continental red bed sandstone? *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 179, 2019, p. 1123-1135. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0920410519304693#:~:text=Carbonate%20cementation%20in%20red%20beds,inhibited%20by%20grain%20coating%20clays.&text=Red%20hematite%20bearing%20grain%20coatings,reservoir%20quality%20at%20great%20depth.>

LE BER, E.; LE HERON, D.; WINTERLEITNER, G.; BOSENCE, D.; VINING, B.; KAMONA, F. Microbialite recovery in the aftermath of the Sturtian glaciation: Insights from the Rasthof Formation, Namibia. *Sedimentary Geology*, v. 294, 2013, p. 1-12. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0037073813000948>

LE HERON, D.; SUTCLIFFE, O.; BOURGIG, K.; CRAIG, J.; VISENTIN, C.; WHITTINGTON, R. 'Sedimentary architecture of Upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf Arch, Libya: Implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir', *GeoArabia*, v. 9(2), 2004, p. 137-160. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/geoarabia/article/9/2/137/566882>

LE HIR, G.; DONNADIEU, Y.; GODDÉRI, Y.; PIERREHUMBERT, R.; HALVERSON, G.; MACOUIN, M.; NÉDÉLEC, A.; RAMSTEIN, G. The snowball Earth aftermath: Exploring the limits of continental weathering processes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 277(3-4), 2009, p. 453-463. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X08007176>

LEHMANN, J.; KLEBER, M. The contentious nature of soil organic matter. *Nature*, v. 528(7580), 2015, p. 60-68. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/nature16069>

LETERME, B.; BLANC, P.; JACQUES, D. A reactive transport model for mercury fate in soil—application to different anthropogenic pollution sources. *Environmental Science and Pollution Research*, v. 21(21), 2014, p. 12279-12293. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/24928379/>

LETERME, B.; BLANC, P.; JACQUES, D. A reactive transport model for mercury fate in soil—application to different anthropogenic pollution sources. *Environmental Science and Pollution Research*, v. 21(21), 2014, p. 12279-12293. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/24928379/>

LETSCH, D.; LARGE, S.; BUECHI, M.; WINKLER, W.; VON QUADT, A. Ediacaran glaciations of the west African Craton – Evidence from Morocco. *Precambrian Research*, v. 310, 2018, p. 17-38. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926817305764>

LEWIS, J.; WEAVER, A.; EBY, M. Snowball versus slushball Earth: Dynamic versus nondynamic sea ice? *Journal of Geophysical Research*, v. 112(C11), 2007. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2006JC004037>

LI, J.; HAO, C.; WANG, Z.; DONG, L.; WANG, Y.; HUANG, K.; LANG, X.; HUANG, T.; YUAN, H.; ZHOU, C.; SHEN, B. Continental weathering intensity during the termination of the Marinoan Snowball Earth: Mg isotope evidence from the basal Doushantuo cap carbonate in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 552, 2020, p. 109774. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0031018220302194>

LI, Z.; BOGDANOVA, S.; COLLINS, A.; DAVIDSON, A.; De WAELE, B.; ERNST, R.; FITZSIMONS, I.; FUCK, R.; GLADKOCHUB, D.; JACOBS, J.; KARLSTROM, K.; LU, S.; NATAPOV, L.; PEASE, V.; PISAREVSKY, S.; THRANE, K.; VERNIKOVSKY, V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, v. 160(1-2), 2008, p. 179-210. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926807001635>

LI, Z.; LI, X.; KINNY, P.; WANG, J. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 173(3), 1999, p. 171-181. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X9900240X#:~:text=830%E2%80%93820%20Ma%20starting%20plume,Yangtze%20Craton%20of%20South%20China.>

LIAN, O.; HICKOK, S.; DREIMANIS, A. Laurentide and Cordilleran fast ice flow: some sedimentological evidence from Wisconsinan subglacial till and its substrate. *Boreas*, v. 32(1), 2003, p. 102-113. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01432.x>

LIN, C.; GUSTIN, M.; SINGHASUK, P.; ECKLEY, C.; MILLER, M. Empirical Models for Estimating Mercury Flux from Soils. *Environmental Science & Technology*, v. 44(22), 2010, p. 8522-8528. Disponível em: <https://pubs.acs.org/doi/abs/10.1021/es1021735>

LINDSEY, D. Glacial Sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 80(9), 1969, p. 1685. Disponível em: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70207813#:~:text=The%20Gowganda%20Formation%20is%20part,the%20question%20of%20its%20origin.>

- LORENZ, J.; MUHR, C. Slope-derived deposits from the Cretaceous Interior Seaway, northwestern Colorado. *Sedimentary Geology*, v. 65(1-2), 1989, p. 69-85. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0037073889900067>
- LOWE, D. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, v. 22(2), 1975, p. 157-204. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x>
- MACAYEAL, D. Large-scale ice flow over a viscous basal sediment: Theory and application to ice stream B, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94(B4), 1989, p. 4071-4087. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JB094iB04p04071>
- MAGARITZ, M.; HOLSER, W.; KIRSCHVINK, J. Carbon-isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. *Nature*, v. 320(6059), 1986, p. 258-259. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/320258a0>
- MALTMAN, A. Shear zones in argillaceous sediments—an experimental study. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 29(1), 1987, p. 77-87. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/29/1/77>
- MASON, R.; FITZGERALD, W.; MOREL, F. The biogeochemical cycling of elemental mercury: Anthropogenic influences. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58(15), 1994, p. 3191-3198. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0016703794900469>
- MAZUMDER, R.; VAN LOON, A. Depositional history of diamictites from the Late Paleoproterozoic Dalma Formation (E India). *Sedimentary Geology*, v. 251-252, 2012, p. 49-57. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0037073812000176>
- MCLENNAN, S.; TAYLOR, S. Sedimentary Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends. *The Journal of Geology*, v. 99(1), 1991, p. 1-21. Disponível em: <https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/629470>
- MEER, J.; HIEMSTRA, J. F. Micromorphology of Miocene diamicts, indications of grounded ice, Terra Antarctica, Bremerhaven. *PANGAEA*, v. 5(3), 1998, p. 363-366. Disponível em: <https://epic.awi.de/id/eprint/27430/>
- MEER, J. Microscopic evidence of subglacial deformation. *Quaternary Science Reviews*, v. 12(7), 1993, p. 553-587. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/027737919390069X>
- MEER, J. Particle and aggregate mobility in till: Microscopic evidence of subglacial processes. *Quaternary Science Reviews*, v. 16(8), 1997, p. 827-831. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379197000528>
- MEER, J.; KJAER, K.; KRÜGER, J. Subglacial water-escape structures and till structures, sléttjökull, Iceland. *Journal of Quaternary Science*, v. 14(3), 1999, p. 191-205. Disponível

em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291099-1417%28199905%2914%3A3%3C191%3A%3AAID-JQS436%3E3.0.CO%3B2-%23>

MEER, J.; MENZIES, J.; ROSE, J. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, v. 22(15-17), 2003, p. 1659-1685. Disponível em: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2003QSRv...22.1659V/abstract>

MENZIES, J.; WHITEMAN, C. A comparative analyses of microstructures from Late Jurassic diamictic units, near Helmsdale, northeast Scotland and a Pleistocene diamicton from near Milton, southern Ontario, Canada – a differential diagnostic method of sediment typing using micromorphology. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, v. 88(1), 2009, p. 75-94. Disponível em: <https://research.brighton.ac.uk/en/publications/a-comparative-analyses-of-microstructures-from-late-jurassic-diam>

MENZIES, J.; ZANIEWSKI, K. Microstructures within a modern debris flow deposit derived from Quaternary glacial diamicton—a comparative micromorphological study. *Sedimentary Geology*, v. 157(1-2), 2003, p. 31-48. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0037073802001938>

MENZIES, J. Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 176(1), 2000, p. 245-257. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/176/1/245>

MENZIES, J. Microstructures in Diamictites of the Lower Gowganda Formation (Huronian), Near Elliot Lake, Ontario: Evidence for Deforming-Bed Conditions at the Grounding Line? *Journal of Sedimentary Research*, v. 70(1), 2000, p. 210-216. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/70/1/210/99081/Microstructures-in-Diamictites-of-the-Lower?redirectedFrom=fulltext>

MENZIES, J.; MEER, J.; DOMACK, E.; WELLNER, J. Micromorphology: as a tool in the detection, analyses and interpretation of (glacial) sediments and man-made materials. *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 121(3), 2010, p. 281-292. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0016787810000581>

MIALL, A. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, v. 13(1), 1977, p. 1-62. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0012825277900551>

MINELL, H. Transverse moraine ridges of basal origin in Härjedalen. *Geologiska Föreningen I Stockholm Förhandlingar*, v. 99(3), 1977, p. 271-277. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/11035897709455022>

MISI, A.; KAUFMAN, A.; AZMY, K.; DARDENNE, M.; SIAL, A.; OLIVEIRA, T. Chapter 48 Neoproterozoic successions of the São Francisco Craton, Brazil: the Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba groups and their glaciogenic deposits. *Geological Society, London, Memoirs*, v. 36(1), 2011, p. 509-522. Disponível em: <https://atrium.lib.uoguelph.ca/xmlui/handle/10214/9433>

- MONCRIEFF, A. Classification of poorly-sorted sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, v. 65(1-2), 1989, p. 191-194. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0037073889900158>
- MOORE, C.; WADE, W. Carbonate Diagenesis: Introduction and Tools. In: ***Developments in Sedimentology***. Elsevier B.V, 2013. p. 1-374.
- MORGENSTERN, N.; TCHALENKO, J. Microscopic Structures in Kaolin Subjected to Direct Shear. *Géotechnique*, v. 19(3), 1969, p. 426-427. Disponível em: <https://www.icvirtuallibrary.com/doi/abs/10.1680/geot.1969.19.3.426>
- NARBONNE, G.; GEHLING, J. Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils. *Geology*, v. 31(1), 2003, p. 27. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/31/1/27/192499/Life-after-snowball-The-oldest-complex-Ediacaran?redirectedFrom=fulltext>
- NESBITT, H.; YOUNG, G. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, v. 299(5885), 1982, p. 715-717. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/299715a0>
- NESBITT, H.; YOUNG, G. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology*, v. 43(2), 1996, p. 341-358. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1365-3091.1996.d01-12.x>
- NESBITT, H.; MARKOVICS, G.; PRICE, R. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44(11), 1980, p. 1659-1666. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0016703780902185>
- NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. Wiley Blackwell, UK., 2009.
- NOGUEIRA, A.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.; MOURA, C.; FAIRCHILD, T. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, v. 31(7), 2003, p. 613-616. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/31/7/613/188345/Soft-sediment-deformation-at-the-base-of-the?redirectedFrom=fulltext>
- NOGUEIRA, A., RICCOMINI, C., SIAL, A., MOURA, C.; TRINDADE, R.; FAIRCHILD, T. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, v. 237(1-2), 2007, p. 168-190. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/paleo/?q=content/carbon-and-strontium-isotope-fluctuations-and-paleoceanographic-changes-late-neoproterozoic->
- NYE, J. Glacier sliding without cavitation in a linear viscous approximation. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, v. 315(1522), 1970, p. 381-403. Disponível em: <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rspa.1970.0050>

O'CONNOR, D., HOU, D., OK, Y., MULDER, J., DUAN, L., WU, Q., WANG, S., TACK, F.; RINKLEBE, J. Mercury speciation, transformation, and transportation in soils, atmospheric flux, and implications for risk management: A critical review. *Environment International*, v. 126, 2019, p. 747-761. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0160412018327806>

OKUBO, J.; WARREN, L.; LUVIZOTTO, G.; VAREJÃO, F.; QUAGLIO, F.; UHLEIN, G.; ASSINE, M. Evidences of seismic events during the sedimentation of Sete Lagoas Formation (Bambu Group – Ediacaran, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 98, 2020, p. 102461. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981119302834>

OLIVEIRA, E.; TOTEU, S.; ARAÚJO, M.; CARVALHO, M.; NASCIMENTO, R.; BUENO, J.; MCNAUGHTON, N.; BASILICI, G. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, v. 44(4-5), 2006, p. 470-478. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1464343X0500213X>

OLIVEIRA, E.; WINDLEY, B.; ARAÚJO, M. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, v. 181(1-4), 2010, p. 64-84. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926810001294>

ORIOLO, S.; OYHANTÇABAL, P.; WEMMER, K.; SIEGESMUND, S. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, v. 8(6), 2017, p. 1431-1445. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987117300294>

OWEN, G.; MORETTI, M. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, v. 235(3-4), 2011, p. 141-147. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0037073810002873#:~:text=Triggers%20for%20liquefaction%2Dinduced%20soft%2Dsediment%20deformation%20structures%20in%20sands,is%20often%20variable%20and%20inconclusive.>

OWEN, G. Deformation processes in unconsolidated sands. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 29(1), 1987, p. 11-24. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/29/1/11>

OWEN, G. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 216(1), 2003, p. 21-34.

OWEN, G.; MORETTI, M.; ALFARO, P. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, v. 235(3-4), 2011, p. 133-140. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0037073811000042>

ÖZKUL, M.; KELE, S.; GÖKGÖZ, A.; SHEN, C.; JONES, B.; BAYKARA, M.; FORIZS, I.; NÉMETH, T.; CHANG, Y.; ALÇIÇEK, M. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary*

Geology, v. 294, 2013, p. 179-204. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0037073813001176>

PAULA-SANTOS, G. M.; CAETANO-FILHO, S.; ENZWEILER, J.; NAVARRO, M. S.; BABINSKI, M.; GUACANEME, C.; KUCHENBECKER, M.; REIS, H.; TRINDADE, R. I. F. Rare earth elements in the terminal Ediacaran Bambuí Group carbonate rocks (Brazil): evidence for high seawater alkalinity during rise of early animals. *Precambrian Research*, v. 336, 2020, p. 105506. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926819304498>

PERCIVAL, L.; RUHL, M.; HESSELBO, S.; JENKYN, H.; MATHER, T.; WHITESIDE, J. Mercury evidence for pulsed volcanism during the end-Triassic mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 114(30), 2017, p. 7929-7934. Disponível em:

<https://www.pnas.org/content/114/30/7929>

PETTIJOHN, F.; POTTER, P.; SIEVER, R. Sand and Sandstone. Springer-Verlag New York, 1987.

PHILLIPS, E.; MERRITT, J.; AUTON, C.; GOLLEDGE, N. Microstructures in subglacial and proglacial sediments: understanding faults, folds and fabrics, and the influence of water on the style of deformation. *Quaternary Science Reviews*, v. 26(11-12), 2007, p. 1499-1528. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379107000856>

PIERREHUMBERT, R. High levels of atmospheric carbon dioxide necessary for the termination of global glaciation. *Nature*, v. 429(6992), 2004, p. 646-649. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/nature02640>

PINTO, J.; HOLLAND, H. Paleosols and the evolution of the atmosphere; Part II. *Geological Society of America Special Papers*, 1988, p. 21-34. Disponível em:

<https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/354/chapter/3796493/Paleosols-and-the-evolution-of-the-atmosphere-Part>

POLLARD, D.; KASTING, J. Snowball Earth: A thin-ice solution with flowing sea glaciers. *Journal of Geophysical Research*, 110(C7), 2005. Disponível em:

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004JC002525>

PORADA, H.; WITTIG, R. Turbidites in the Damara Orogen. *Intracontinental Fold Belts*, v. XX, 1983, p. 543-576. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-69124-9_23

PORTER, S.; MEISTERFELD, R.; KNOLL, A. Vase-shaped microfossils from the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: A classification guided by modern testate amoebae. *Journal of Paleontology*, v. 77(3), 2003, p. 409-429. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-paleontology/article/abs/vaseshaped-microfossils-from-the-neoproterozoic-chuar-group-grand-canyon-a-classification-guided-by-modern-testate-amoebae/DAD696DA021FFB4B78B5A77C4B19C086>

POWELL, J.; MOH'D, B.; MASRI, A. Late ordovician—early silurian glaciofluvial deposits preserved in palaeovalleys in South Jordan. *Sedimentary Geology*, v. 89(3-4), 1994, p. 303-

314. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/003707389490099X>

RADKE, B.; MATHIS, R. On the Formation and Occurrence of Saddle Dolomite. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. 50(4), 1980, p. 1149-1168. Disponível em:

<https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/50/4/1149/97332/On-the-formation-and-occurrence-of-saddle-dolomite?redirectedFrom=fulltext>

RASMUSSEN, B.; FLETCHER, I.; BROCK, J.; KILBURN, M. Reassessing the first appearance of eukaryotes and cyanobacteria. *Nature*, v. 455(7216), 2008, p. 1101-1104.

Disponível em: <https://www.nature.com/articles/nature07381>

RETALLACK, G. Soils and Global Change in the Carbon Cycle over Geological Time. In: HOLLAND, H. D.; TUREKIAN, K. K. **Treatise on Geochemistry**. Elsevier Science, 2003, p. 1-28.

RICHARDS, K.; ANDERSON, M. Slope stability and valley formation in glacial outwash deposits, North Norfolk. *Earth Surface Processes*, v. 3(3), 1978, p. 301-318. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.3290030309>

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, v. 47, 2000, p. 179-214. Disponível em:

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>

ROOS-BARRACLOUGH, F.; MARTINEZ-CORTIZAS, A.; GARCÍA-RODEJA, E.; SHOTYK, W. A 14 500 year record of the accumulation of atmospheric mercury in peat: volcanic signals, anthropogenic influences and a correlation to bromine accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 202(2), 2002, p. 435-451. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X02008051>

ROSER, B.; KORSCH, R. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio. *The Journal of Geology*, v. 94(5), 1986, p. 635-650. Disponível em: <https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/629071>

ROSER, B.; KORSCH, R. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, v. 67(1-2), 1988, p. 119-139. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0009254188900101>

RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH, H. "Lodgement till" and "deformation till". *Quaternary Science Reviews*, v. 20(4), 2001, p. 579-581. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379100000974>

RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH, H.; TRZCIŃSKI, J.; JAROSIŃSKA, U. Lodgement till deposition and deformation investigated by macroscopic observation, thin-section analysis and electron microscope study at site Dębe, central Poland. *Boreas*, v. 32(2), 2008, p. 399-415. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01093.x>

RYTUBA, J. J.; RYE, R. O. Genesis of Almadén-type mercury deposits, Almadén. Spain. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28th, 1989, Washington. General Proceedings [...]*. Washington: IUGS, 1989. Abstracts, v.2, p. 741.

SALTZMAN, M.; THOMAS, E. Carbon Isotope Stratigraphy. *In: GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SCHMITZ, M.; OGG, G. The Geologic Time Scale*. Elsevier B.V., 2012, p. 207-232.

SANTOS, G.; CORDEIRO, R.; FILHO, E.; TURCQ, B.; LACERDA, L.; FIFIELD, L.; GOMES, P.; HAUSLADEN, P.; SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A. Chronology of the Atmospheric Mercury in Lagoa da Pata Basin, Upper Rio Negro Region of Brazilian Amazon. *Radiocarbon*, v. 43(2B), 2001, p. 801-808. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/radiocarbon/article/chronology-of-the-atmospheric-mercury-in-lagoa-da-pata-basin-upper-rio-negro-region-of-brazilian-amazon/83DB453EFC25A4E2F29FCBB0B6D05768>

SANTOS, R. A.; MARTINS, A. A. M.; NEVES, J. P.; LEAL, R. A. 1998. Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Brasília, CPRM/CODISE, 157 p. 1 mapa, col. Escala 1:250.000 (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB). Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/5024?show=full>

SAUPÉ, F. Geology of the Almadén mercury deposit, Province of Ciudad Real, Spain: *Economic Geology*, v. 85(3), 1990, p. 482-510. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-abstract/85/3/482/20755/Geology-of-the-Almaden-mercury-deposit-Province-of?redirectedFrom=fulltext>

SCHIDLOWSKI, M.; GOLUBIC, S.; GOLUBIC, S.; KIMBERLEY, M.; MCKIRDY, D.; TRUDINGER, P. **Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1992.

SCHRAG, D.; BERNER, R.; HOFFMAN, P.; HALVERSON, G. On the initiation of a snowball Earth. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 3(6), 2002, p. 1-21. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2001GC000219>

SCHROEDER, W.; MUNTHE, J. Atmospheric mercury—An overview. *Atmospheric Environment*, v. 32(5), 1998, p. 809-822. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1352231097002938>

SERVAIS, T.; CASCALES-MIÑANA, B.; CLEAL, C.; GERRIENNE, P.; HARPER, D.; NEUMANN, M. Revisiting the Great Ordovician Diversification of land plants: Recent data and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 534, 2019, p.109280. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0031018219300409>

SHANMUGAM, G. Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of Palaeogeography*, v. 6(4), 2017, p. 251-320. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2095383617300858>

SHEN, J.; ALGEO, T.; CHEN, J.; PLANAVSKY, N.; FENG, Q.; YU, J.; LIU, J. Mercury in marine Ordovician/Silurian boundary sections of South China is sulfide-hosted and non-

volcanic in origin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 511, 2019, p. 130-140. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X19300548>

SHEN, J.; FENG, Q.; ALGEO, T.; LIU, J.; ZHOU, C.; WEI, W.; LIU, J.; THEM, T.; GILL, B.; CHEN, J. Sedimentary host phases of mercury (Hg) and implications for use of Hg as a volcanic proxy. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 543, 2020, p. 116333. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X20302776>

SHIELDS, G.; HALVERSON, G.; PORTER, S. Descent into the Cryogenian. *Precambrian Research*, v. 319, 2018, p. 1-5. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926818304054>

SHIELDS-ZHOU, G.; PORTER, S.; HALVERSON, G. A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720 – 635 Ma). *Episodes*, v. 39(1), 2016, p. 3-8. Disponível em: <https://discovery.ucl.ac.uk/id/eprint/1496826/>

SIAL, A.; GAUCHER, C.; FILHO, M.; FERREIRA, V.; PIMENTEL, M.; LACERDA, L.; FILHO, E.; CEZARIO, W. C-, Sr-isotope and Hg chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates of the Sergipano Belt, Northeastern Brazil. *Precambrian Research*, v. 182(4), 2010, p. 351-372. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926810001221>

SIAL, A.; LACERDA, L.; FERREIRA, V.; FREI, R.; MARQUILLAS, R.; BARBOSA, J.; GAUCHER, C.; WINDMÖLLER, C.; PEREIRA, N. Mercury as a proxy for volcanic activity during extreme environmental turnover: The Cretaceous–Paleogene transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 387, 2013, p. 153-164. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0031018213003404>

SIEGENTHALER, C.; HUGGENBERGER, P. Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 75(1), 1993, p. 147-162. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/75/1/147>

SILVA FILHO, M. A.; BRITO NEVES, B. B. O sistema de dobramentos Sergipano no Nordeste da Bahia. *Geologia Recursos Miner. Estado Bahia, Textos Básicos*, v. 1, p. 203–217, 1979.

SILVA, L.; McCLAY, K. STRATIGRAPHY OF THE SOUTHERN PART OF THE SERGIPANO BELT, NE BRAZIL: TECTONIC IMPLICATIONS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25(3), 1995, p. 185-202. Disponível em: https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/10218/1/ARTIGO_StratigraphySouthernPart.pdf

SILVA, L. TECTONIC EVOLUTION OF THE SERGIPANO BELT, NE BRAZIL. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25(4), 1995, p. 315-322. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11540>

SILVA-TAMAYO, J.; NÄGLER, T.; VILLA, I.; KYSER, K.; VIEIRA, L.; SIAL, A.; NARBONNE, G.; JAMES, N. Global Ca isotope variations in c. 0.7 Ga old post-glacial carbonate successions. *Terra Nova*, v. 22(3), 2010, p. 188-194. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3121.2010.00933.x>

SINGH, A.; PAUL, D.; SINHA, R.; THOMSEN, K.; GUPTA, S. Geochemistry of buried river sediments from Ghaggar Plains, NW India: Multi-proxy records of variations in provenance, paleoclimate, and paleovegetation patterns in the Late Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 449, 2016, p. 85-100. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0031018216000845>

SLAYMAKER, O. Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geological Society, London, Special Publications*, v. 320(1), 2009, p. 71-84. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/320/1/71>

SLAYMAKER, O. Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments. *Quaestiones Geographicae*, v. 30(1), 2011, p. 85-94. Disponível em: <https://content.sciendo.com/view/journals/quageo/30/1/article-p85.xml?language=en#:~:text=Clarification%20of%20the%20differences%20between,degree%20and%20mode%20of%20recovery>

SOKOLOV, B. A; FEDONKIN, M. A. Early stages of the development of Life on Earth, *Modern Paleontology*, Moscow: Nedra, v. 2, 1988, p. 118-142.

STRAVERS, J.; POWELL, R. Glacial debris flow deposits on the Baffin Island shelf: seismic facies architecture of till-tongue-like deposits. *Marine Geology*, v. 143(1-4), 1997, p. 151-168. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0025322797000959>

SUTTNER, L., BASU, A.; MACK, G. Climate and the origin of quartz arenites. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. 51, 1981, p. 1235-1246. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/51/4/1235/97488/Climate-and-the-origin-of-quartz-arenites?redirectedFrom=fulltext>

SUTTON, R.; SPOSITO, G. Molecular Structure in Soil Humic Substances: The New View. *Environmental Science & Technology*, v. 39(23), 2005, p. 9009-9015. Disponível em: <https://pubs.acs.org/doi/10.1021/es050778q>

TEWARI, V. Neoproterozoic Blaini glacial diamictite and Ediacaran Krol carbonate sedimentation in the Lesser Himalaya, India. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 366(1), 2012, p. 265-276. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/366/1/265>

THOMSON, J. On the stratified rocks of Islay. In: MEETING OF THE BRITISH ASSOCIATION FOR THE ADVANCEMENT OF SCIENCE. 41., 1871, London. **Report** [...]. London: Edinburgh John Murray, 1871. p. 110–111.

TUCKER, M. Carbon isotope excursions in Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. *Nature*, v. 319(6048), 1986, p. 48-50. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/319048a0>

UHLEIN, A., CAXITO, F.; SANGLARD, J.; UHLEIN, G.; SUCKAU, G. ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DAS FAIXAS NEOPROTEROZÓICAS DA PORÇÃO NORTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO. *Geonomos*, v. 19(2), 2013, p. 8-31. Disponível em: <https://periodicos.ufmg.br/index.php/revistageonomos/article/view/11758>

UHLEIN, A.; SUCKAU, G.; SANGLARD, J.; CAXITO, F. ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DE DIAMICTITOS E CARBONATOS NEOPROTEROZÓICOS NO DOMÍNIO VAZA-BARRIS, FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA, NORDESTE DO BRASIL. *Geonomos*, v. 19(1), 2013, p. 1-9. Disponível em: <https://periodicos.ufmg.br/index.php/revistageonomos/article/view/11776>

UHLEIN, G.; CARVALHO, J.; UHLEIN, A.; CAXITO, F.; HALVERSON, G.; SIAL, A. ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO CARRANCAS, GRUPO BAMBUÍ, NAS REGIÕES DE BELO HORIZONTE E PITANGUI, MG. *Geonomos*, v. 20(2), 2012, p. 79-97. Disponível em: <https://periodicos.ufmg.br/index.php/revistageonomos/article/view/11721>

UHLEIN, G.; UHLEIN, A.; HALVERSON, G.; STEVENSON, R.; CAXITO, F.; COX, G.; CARVALHO, J. The Carrancas Formation, Bambuí Group: A record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 71, 2016, p. 1-16. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981116300967>

VALAREZO, M.; VALLEJO, C.; HORTON, B.; GAIBOR, J.; ESTEBAN, J.; JACKSON, L.; CARRASCO, H.; WINKLER, W.; BERNAL, C.; BEATE, B. Sedimentological and provenance analysis of the Río Playas stratigraphic section: Implications for the evolution of the Alamor-Lancones Basin of southern Ecuador and northern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 94, 2019, p. 102239. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981119301555>

VAN de KAMP, P. Provenance and alteration of feldspathic and quartzose sediments in southern Mexico: An application of Krynine's hypothesis on second-cycle arkose. In: INGERSOLL, R. V.; T. F.; GRAHAM, S. A. **Tectonics, Sedimentary Basins, and Provenance: A Celebration of the Career of William R. Dickinson**. Geological Society of America, 2018. p.89-117.

VAN MALDEGEM, L.; SANSJOFRE, P.; WEIJERS, J.; WOLKENSTEIN, K.; STROTHER, P.; WÖRMER, L.; HEFTER, J.; NETTERSHEIM, B.; HOSHINO, Y.; SCHOUTEN, S.; SINNINGHE DAMSTÉ, J.; NATH, N.; GRIESINGER, C.; KUZNETSOV, N.; ELIE, M.; ELVERT, M.; TEGELAAR, E.; GLEIXNER, G. ; HALLMANN, C. Bisnorgammacerane traces predatory pressure and the persistent rise of algal ecosystems after Snowball Earth. *Nature Communications*, v. 10(4796), 2019, p. 1-11. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/s41467-019-08306-x>

VAN RENSBERGEN, P.; HILLIS, R.; MALTMAN, A.; MORLEY, C. Subsurface sediment mobilization: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 216(1), 2003, p. 1-8. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/216/1/1>

VAN STEIJN, H. Stratified slope deposits: periglacial and other processes involved. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 354(1), 2011, p. 213-226. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/354/1/213>

VANDYK, T.; WU, G.; DAVIES, B.; XIAO, Y.; LI, M.; SHIELDS, G.; LE HERON, D. Temperate glaciation on a Snowball Earth: Glaciological; palaeogeographic insights from the Cryogenian Yuermeinak Formation of NW China. *Precambrian Research*, v. 331, 2019,

p.105362. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926819300415>

VEIZER, J. Strontium Isotopes in Seawater through Time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 17(1), 1989, p. 141-167. Disponível em:

<https://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.ea.17.050189.001041>

VIEHMANN, S.; BAU, M.; BÜHN, B.; DANTAS, E.; ANDRADE, F.; WALDE, D. Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: Evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil. *Precambrian Research*, v. 282, 2016, p. 74-96. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926816302674>

VIEIRA, L.; TRINDADE, R.; NOGUEIRA, A.; ADER, M. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 339(3-4), 2007, p. 240-258. Disponível em:

<https://www.iag.usp.br/paleo/?q=content/identification-sturtian-cap-carbonate-neoproterozoic-sete-lagoas-carbonate-platform-bambu%C3%AD-g>

WALKER, J. Global geochemical cycles of carbon, sulfur and oxygen. *Marine Geology*, v. 70(1-2), 1986, p. 159-174. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0025322786900939>

WALTHAM, A.; FOOKES, P. Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 36(2), 2003, p. 101-118. Disponível em: https://digital.lib.usf.edu/content/SF/S0/05/46/71/00001/K26-04222-seka_pdf4513.pdf

WANG ZONGZHE; YANG JIEDONG; SUN WEIGUO. Carbon isotope record of Sinian seawater in Yangtze Platform. *Geological Journal of Universities (in Chinese)*, v. 2(1), p. 112-120, 1996.

WANG, J.; CAO, Y.; LIU, K.; WANG, X.; XIAO, J.; XIE, N. Mass transfer between mudstone-sandstone interbeds during diagenesis as revealed from the type and distribution of carbonate cements in the Eocene beach-bar sandstones, Bohai Bay Basin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 110, 2019, p. 21-34. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264817219303150>

WIEBE, R.; COLLINS, W. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology*, v. 20(9-10), 1998, p. 1273-1289. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0191814198000595>

YEATS, R.S.; SIEH, K.; ALLEN, C. **The Geology of Earthquakes**. New York: Oxford University Press, 1997.

YOUNG, G. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? *Geology*, v. 23(2), 1995, p. 153.

Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/23/2/153/198500/Are-Neoproterozoic-glacial-deposits-preserved-on>

YOUNG, G. Evolution of Earth's climatic system: Evidence from ice ages, isotopes, and impacts. *GSA Today*, v. 23(10), 2013, p. 4-10. Disponível em: <https://www.geosociety.org/gsatoday/archive/23/10/article/i1052-5173-23-10-4.htm>

YOUNG, G. Precambrian supercontinents, glaciations, atmospheric oxygenation, metazoan evolution and an impact that may have changed the second half of Earth history. *Geoscience Frontiers*, v. 4(3), 2013, p. 247-261. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987112000898>

ZANIEWSKI, K.; VAN DER MEER, J. Quantification of plasmic fabric through image analysis. *CATENA*, v. 63(1), 2005, p. 109-127. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0341816205001165>

ZAVARZIN, G.A. **Evolution of Prokaryotic Biosphere: Microbes in the Cycling of Life**, Moscow: MAK Press, 2011.

ZAVARZINA, A. G.; ZAVARZIN, G. A. Humic substances in the early biosphere. *Paleontological Journal*, v. 47(9), 2013, p. 984-988. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1134/S0031030113090268>

ZHONG, S.; ZHANG, N.; LI, Z.; ROBERTS, J. Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 261(3-4), 2007, p. 551-564. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X07004761>

ZHOU, C.; TUCKER, R.; XIAO, S.; PENG, Z.; YUAN, X.; CHEN, Z. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in south China. *Geology*, v. 32(5), 2004, p. 437. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/32/5/437/29478/New-constraints-on-the-ages-of-Neoproterozoic?redirectedFrom=fulltext>

ZIELIŃSKI, T.; VAN LOON, A. Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geology*, v. 101(1-2), 1996, p. 119-143. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0037073895000518>