

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA**

**BRUNO GOMES DE SOUZA**

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DOS SISTEMAS DE LEQUES  
DELTAICOS (*FAN DELTAS*) DO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ) ENTRE  
BUTIÁ E RIO PARDO (RS)**

**Caçapava do Sul**

**2017**

**BRUNO GOMES DE SOUZA**

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DOS SISTEMAS DE LEQUES  
DELTAICOS (*FAN DELTAS*) DO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ) ENTRE  
BUTIÁ E RIO PARDO (RS)**

Trabalho de conclusão de Curso II  
apresentado ao curso de Geologia da  
Universidade Federal do Pampa, como  
requisito parcial para obtenção do Título  
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Felipe Caron

Coorientador: Prof. Dr. Fernando Farias  
Vesely

**Caçapava do Sul**

**2017**

S719e Souza, Bruno Gomes de  
SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DOS SISTEMAS DE LEQUES  
DELTAICOS (*FAN DELTAS*) DO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ)  
ENTRE BUTIÁ E RIO PARDO (RS) / Bruno Gomes de Souza.  
87 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação)-- Universidade  
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2017.

"Orientação: Prof. Dr. Felipe Caron".

1. Era glacial Neopaleozoica. 2. Processos de  
sedimentação. 3. Estratigrafia de Sequências. I. Título.

BRUNO GOMES DE SOUZA

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DOS SISTEMAS DE  
LEQUES DELTAICOS (FAN DELTAS) DO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ) ENTRE  
BUTIÁ E RIO PARDO (RS)**

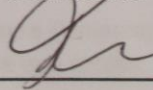
Trabalho de conclusão de Curso II  
apresentado ao curso de Geologia da  
Universidade Federal do Pampa, como  
requisito parcial para obtenção do Título  
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Felipe Caron

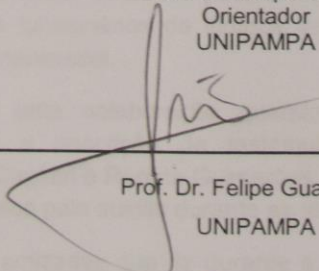
Coorientador: Prof. Dr. Fernando Farias  
Vesely

Trabalho de Conclusão de Curso I defendido e aprovado em:

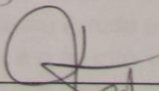
Banca examinadora:



Prof. Dr. Felipe Caron  
Orientador  
UNIPAMPA



Prof. Dr. Felipe Guadagnin  
UNIPAMPA



Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory  
UNIPAMPA

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente aos meus pais por seu amor incondicional e por sempre me incentivarem a estudar, proporcionando as condições para o mesmo.

A minha vó Áurea por sempre acreditar em mim e por me proporcionar as condições financeiras para me sustentar longe de casa.

Ao meu orientador Prof. Dr. Felipe Caron, por ter me auxiliado em todos os aspectos durante a orientação. Mesmo quando o tema não lhe era familiar isso não se mostrou um desafio para que desenvolvêssemos um bom trabalho.

Ao meu coorientador Prof. Dr. Fernando Farias Vesely, por me dar a oportunidade de integrar a equipe do Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) da UFPR e por compartilhar seus conhecimentos de maneira irrestrita.

A todos os colegas do Laboratório de Análise de Bacias que me auxiliaram de diversas maneiras ao longo do meu trabalho. Em especial aos colegas e amigos que me auxiliaram com as discussões e com diversos auxílios quando necessitei ficar em Curitiba: Thammy Mottin, Leonardo Barão (Coxinha), Eduardo da Rosa (Borbo), Fábio Berton, Renata Zanella, Amanda Carvalho, Mérolyn Rodrigues. Danielle Schemiko e Caroline Ruela.

Ao Laboratório de Análise de Sinais Geofísicos (LASG) da Unipampa pela estrutura cedida.

A Universidade Federal do Pampa (Unipampa) e ao curso de Geologia por toda a formação de excelente qualidade que recebi.

A CPRM por ceder os dados para a realização deste estudo. Estendo esse agradecimento aos funcionários da litoteca de Caçapava do Sul por sempre me auxiliarem quando necessitei.

A Unisinos pela colaboração quando necessitei utilizar o espaço da universidade para a descrição de testemunhos. Agradeço especialmente as professoras Joice Cagliari e Renata Guimarães Netto e aos discentes Débora Gallon e Henrique Bavaresco pelo auxílio durante as atividades.

A todas as amizades que fiz durante a minha graduação. Em especial aos meus dois irmãos de coração Ladislau Arruda e Marcus Pacheco. Só vocês sabem o quanto são importantes para mim e o quanto valorizo a vossa amizade, espero que vocês continuem tendo o sucesso que merecem.

*If I have seen further it is by standing on the shoulder of giants*

Isaac Newton

## RESUMO

O Grupo Itararé na região centro-leste do Rio Grande do Sul é interpretado como uma unidade glácio-influenciada preenchendo vales glaciais. O presente trabalho detalhou o preenchimento de um destes baixos do embasamento entre os municípios de Butiá e Rio Pardo conhecido como depressão do Leão. Os métodos utilizados para essa investigação foram a análise faciológica e a elaboração de seções estratigráficas a partir de seis poços estratigráficos. A partir destes poços foram elaboradas duas seções: uma com direção NW-SE-E e outra SW-NE. A partir da análise faciológica esta unidade foi interpretada como a evolução de um sistema de leques deltaicos (*fan deltas*) que foi subdividido em quatro unidades ou associações de fácies: (A1) Frente deltaica distal e talude; (A2) Pró-delta; (B) Sistemas plataformais proximais e distais; (C) Estuários. A partir do empilhamento faciológico, assim como os padrões identificados nos perfis de raios gama pode-se compreender a evolução estratigráfica desta unidade. Observou-se que a evolução desse sistema deposicional apresenta um padrão de empilhamento progradacional – retrogradacional hierarquizado em três tratos de sistemas: Trato de sistemas de nível baixo; trato de sistemas transgressivo; e trato de sistemas de nível alto. A partir da integração dos dados, não foi possível observar uma relação direta entre a ação do gelo e o preenchimento destes vales. Sendo sua influência atestada apenas à ocorrência de alguns blocos de gelo flutuantes ao longo da sedimentação, essa interpretação se dá pela identificação de clastos caídos em níveis estratigráficos restritos.

**Palavras chaves:** Era glacial Neopaleozoica; processos de sedimentação; estratigrafia de sequências.

## ABSTRACT

The Itararé Group is interpreted as a glacial-influenced unit filling glacial valleys in the central-eastern region of Rio Grande do Sul. The present work detail the filling of one of these depressions, known as Leão depression, between Butiá and Rio Pardo cities. The methods used for this investigation were the faciological and geophysical well-log analysis and the elaboration of stratigraphic sections from six stratigraphic wells. Two sections were elaborated from these wells: NW-SE-E and SW-NE oriented. From the faciological analysis, this unit was interpreted as the evolution of a fan delta system comprised by four units or facies associations: (A1) Distal delta front and slope; (A2) Pro-delta; (B) Proximal and distal shelf systems; (C) Estuaries. The stratigraphic evolution can be unraveled by the faciological and gamma rays stacking patterns. It was observed that the development of this depositional system presents a hierarchical progradational–retrogradational stacking pattern in three systems tracts: Lowstand, transgressive and highstand system tracts. Data integration do not indicate a direct relationship between the ice action and the filling of this valley. Otherwise, glacial influence is attested only by dropstones at restricted stratigraphic levels, interpreted as some floating ice blocks along the sedimentation.

**Keywords:** Late Paleozoic Ice Age; sedimentary process; sequence stratigraphy.



## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>10</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVO GERAL.....</b>	<b>13</b>
	<b>2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....</b>	<b>13</b>
<b>3</b>	<b>JUSTIFICATIVA .....</b>	<b>14</b>
<b>4</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>15</b>
	<b>4.1 BACIA DO PARANÁ .....</b>	<b>15</b>
	<b>4.2 GRUPO ITARARÉ .....</b>	<b>19</b>
	<b>4.3 GRUPO ITARARÉ NO RIO GRANDE DO SUL .....</b>	<b>25</b>
<b>5</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>28</b>
	<b>5.1 BASE DE DADOS .....</b>	<b>28</b>
	<b>5.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E CARTOGRÁFICA .....</b>	<b>29</b>
	<b>5.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA .....</b>	<b>29</b>
	<b>5.4 SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS .....</b>	<b>31</b>
<b>6</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>31</b>
	<b>6.1 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....</b>	<b>31</b>
	<b>6.1.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A1 .....</b>	<b>33</b>
	<b>6.1.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A2.....</b>	<b>42</b>
	<b>6.1.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES B.....</b>	<b>51</b>
	<b>6.1.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES C.....</b>	<b>72</b>
	<b>6.2 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO.....</b>	<b>76</b>
<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>81</b>
<b>8</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>82</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A glaciação neopaleozoica foi um dos eventos glaciais de maior impacto no Fanerozoico. Tal glaciação recobriu boa parte do Gondwana, afetando África (parte sul), América do Sul, Antártica, Austrália, Índia e Madagascar. Esse episódio teve duração de cerca de 70 milhões de anos e durou do Carbonífero inferior (Viseano) até o Permiano médio a superior (Capitaniano) (CROWELL & FRAKES, 1975; ISBELL *et al.*, 2012).

O Grupo Itararé possui um dos mais marcantes registros da glaciação neopaleozoica (GNP) no Gondwana. Sua variedade de fácies é diversa, contemplando diversas estruturas e padrões de empilhamento estratigráfico associados a processos glaciais (EYLES *et al.*, 1993).

Porém, muitas fases da sedimentação da unidade não apresentam influência glacial direta, sendo associadas principalmente a movimentos de transporte de massa (FRANÇA & POTTER, 1988; EYLES *et al.*, 1993).

A relação entre os processos glaciais e depósitos de transporte em massa (DTM) por vezes não é clara, visto que esses depósitos podem estar associados, e outros fatores, tais como abalos sísmicos e alto aporte sedimentar (LOWE, 1982). Para tanto, é necessária uma análise do registro estratigráfico mais criteriosa para entender a relação entre os depósitos preservados e os processos glaciais (VESELY *et al.*, 2015).

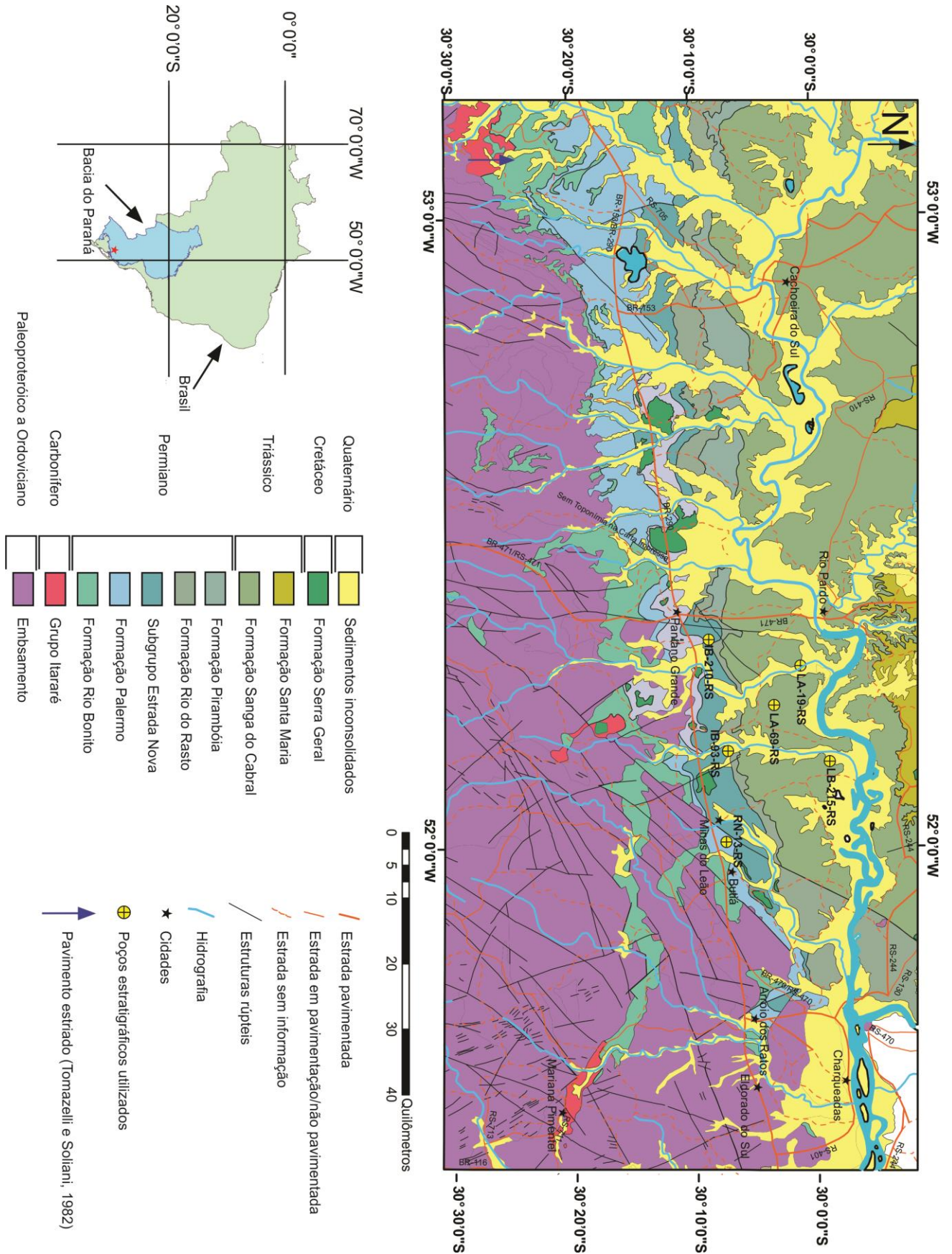
A área de estudo do presente trabalho se localiza na região centro leste do Rio Grande do Sul e cobre cerca de 750 km<sup>2</sup> abrange parte dos municípios de Butiá, Minas do Leão, Pantano Grande e Rio Pardo. Distancia cerca de 100 km de Porto Alegre, com acesso pela BR-290 (fig. 1).

Em trabalhos anteriores, é verificada a presença de vários baixos do embasamento na região centro-leste do Rio Grande do Sul que foram interpretados por Lopes *et al.* (1986) como paleovales escavados durante a GNP. Três estruturas merecem destaque: O paleovale do Capané; o paleovale do Leão; e o paleovale de

Mariana Pimentel (fig. 2). O presente trabalho detalha a estratigrafia do Grupo Itararé, na depressão do Leão, região entre Butiá e Rio Pardo, RS.

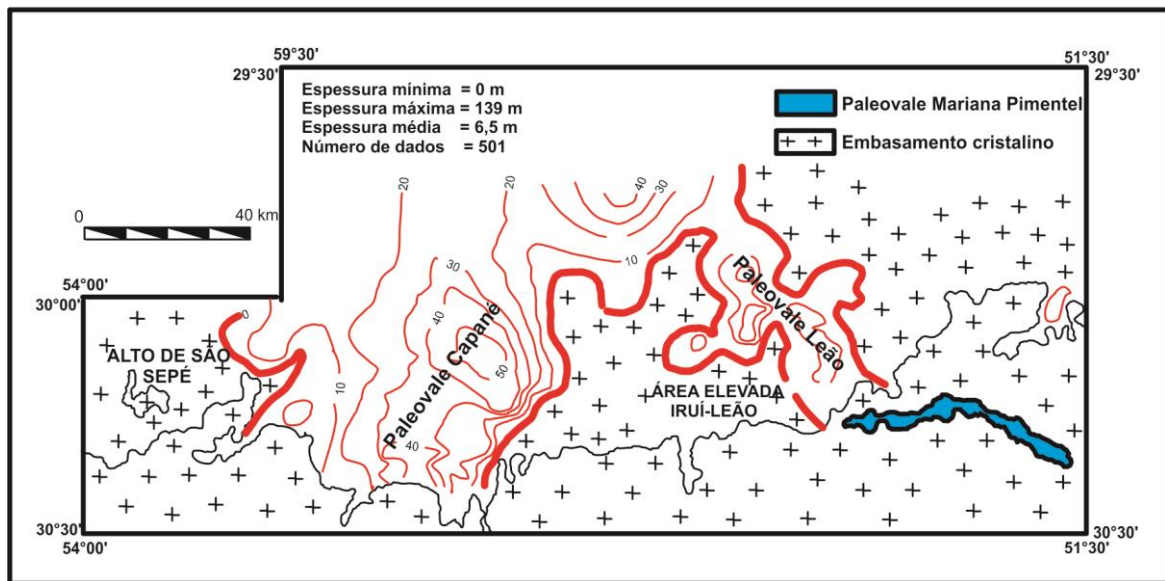
Para detalhar a estratigrafia da unidade na área de estudo optou-se por utilizar uma abordagem de detalhe. Foram utilizados seis poços estratigráficos adquiridos pela CPRM nas décadas de 1970 e 1980. Estes poços foram descritos em escala de detalhe (1:50), afim de descrever sua faciologia e posteriormente entender seus processos deposicionais.

Figura 1 - Situação, localização e geologia regional em relação à área de estudo.



Fonte: adaptado de Wildner *et al.* (2006).

Figura 2- Principais baixos do embasamento na região centro-leste do Rio Grande do Sul. Linhas vermelhas grossas: contornos do embasamento cristalino; Linhas vermelhas finas: isópacas da Formação Rio do Sul.



Fonte: adaptado de Lopes (1995).

## 2 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho será descrever e detalhar a estratigrafia do Grupo Itararé (Bacia do Paraná) em uma porção da região centro-leste do Rio Grande do Sul aqui denominada Depressão do Leão.

### 2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterização das fácies a partir de testemunhos de sondagens, perfis de raios gama e resistividade dos poços selecionados;
- Reconhecimento das associações de fácies, sucessões verticais de fácies e principais superfícies estratigráficas, através da análise faciológica;
- Interpretação e diferenciação dos processos sedimentares na formação das fácies e seu significado paleoambiental;
- Definir o arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé a partir de correlações entre os poços, obtendo seções geológicas;
- Colaborar no entendimento da evolução paleogeográfica local, relacionando esta unidade com a porção sul da Bacia do Paraná.

### 3 JUSTIFICATIVA

O registro sedimentar glacial possui uma ampla distribuição no tempo geológico, desde o Proterozoico até os dias atuais. Nas últimas três décadas a motivação cresceu exponencialmente, devido a terem sido encontrados diversos sistemas petrolíferos associados à sedimentação glacial. Destaca-se a grande quantidade de óleo hospedada em rochas glaciais em Omã da Formação Al Khlata, contendo cerca de 3,5 bilhões de barris de óleo. Também são encontradas ocorrências na Argentina, Arábia Saudita, Austrália, Bolívia, Brasil e Jordânia (EYLES & EYLES, 1992).

No Brasil a ocorrência se dá ainda de maneira sub-comercial, onde foram encontrados gás e condensado em rochas glaciais do Grupo Itararé em poços perfurados nas porções mais centrais da bacia (FRANÇA & POTTER, 1988). Destaca-se o campo de gás de Barra Bonita no estado do Paraná, uma ocorrência também sub-comercial (VESELY, 2006).

O estudo da sedimentação do Grupo Itararé, em grande parte da Bacia do Paraná, vem ganhando bastante força nos últimos anos, mas ainda é escasso na porção sul da bacia. Tal unidade possui afloramentos no estado do Rio Grande do Sul (RS), mas a baixa densidade e grande espaçamento geográfico dificultam o entendimento da sua gênese no contexto da evolução neopaleozoica da Bacia do Paraná (CORRÊA DA SILVA, 1978).

Devido a isso, o presente trabalho visa contribuir para o melhor entendimento da sedimentação do Grupo Itararé na porção centro-leste do estado do Rio Grande do Sul. Uma ferramenta que nos permite ter uma melhor resolução da unidade, na área de estudo, é a grande densidade de testemunhos de sondagens coletados pela CPRM entre as décadas de 1970 e 1980.

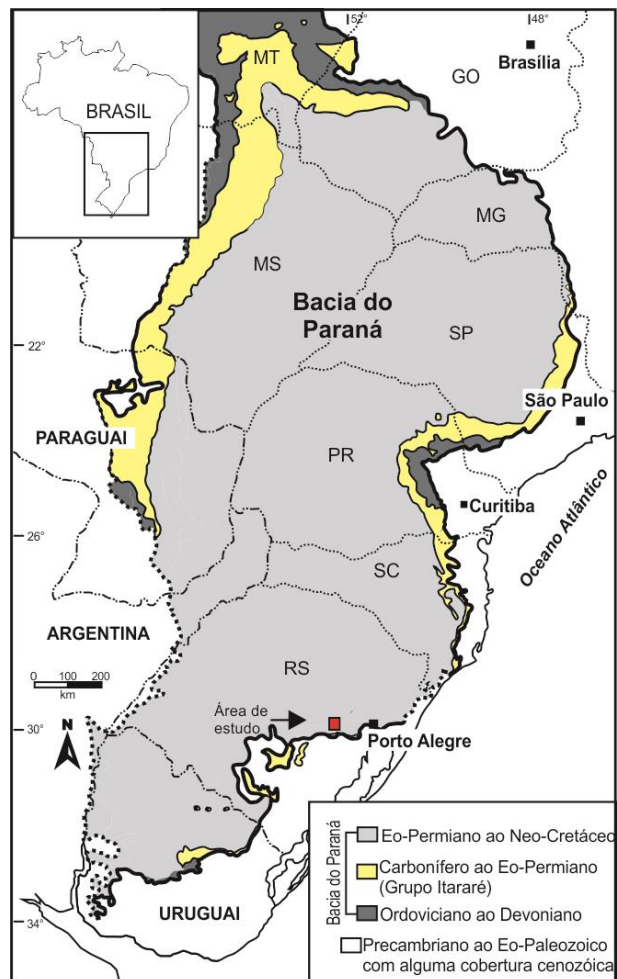
Vale destacar a estrutura cedida pelo Laboratório de Análise de Bacias – LABAP da Universidade Federal do Paraná - UFPR e pelo Laboratório de Análise de Sinais Geofísicos – LASG da Universidade Federal do Pampa – UNIPAMPA.

## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (fig. 3) é uma entidade geológica localizada no domínio cratônico da Plataforma Sul-Americana. Seu embasamento cristalino é constituído de núcleos cratônicos circundados por faixas móveis brasilianas (ZALÁN *et al.*, 1987). A bacia possui uma área de cerca de 1.600.000 km<sup>2</sup> e abrange o território brasileiro, argentino, paraguaio e uruguaio. Possui um preenchimento vulcano-sedimentar que pode atingir até cerca de 7 km em seu depocentro. Diversas proposições estratigráficas foram propostas para a bacia, destacam-se as de Schneider *et al.* (1974) e a de Milani *et al.* (2007).

Figura 3 - Mapa geológico da Bacia do Paraná com a localização da área de estudo.



Fonte: modificado de Vesely e Assine (2006).



Zalán *et al.* (1987) dissertam acerca das sequências deposicionais da bacia em 2º ordem, assim como a tectônica e a geologia estrutural da Bacia do Paraná ao longo de sua evolução tectono-estratigráfica. Os autores separaram o registro em 5 sequências deposicionais, sendo elas da base para o topo: Sequência Siluriana; Sequência Devoniana; Sequência Permo-Carbonífera; Sequência Triássica; e Sequência Juro-Cretácea.

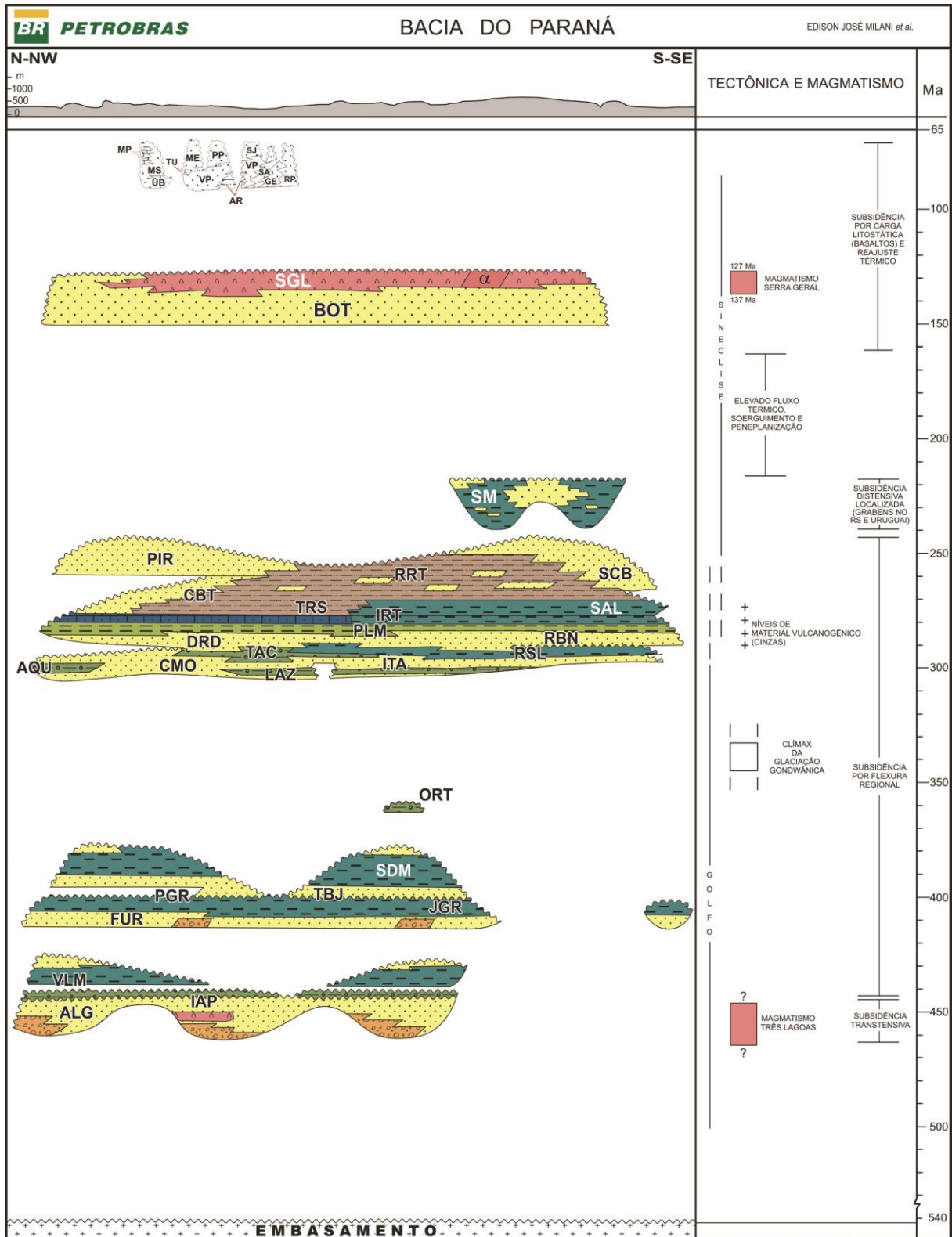
Zalán *et al.* (1987) também discorrem a cerca dos principais *trends* estruturais, assim como a evolução dos mesmos e como estes afetaram tectonicamente a Bacia do Paraná. Zalán *et al.* (1987) relatam dois principais grupos de estruturas rúpteis na bacia, um com direção NW-SE e outro com direção NE-SW. Tais *trends* são associados a zonas de fraqueza antigas do embasamento cristalino, que foram reativadas ao longo da evolução tectono-sedimentar da bacia. Zalán *et al.* (1987) associam as reativações do embasamento a alívios de esforços intraplaca oriundos da margem convergente ocidental do Gondwana.

Milani (1997) associa a origem da Bacia do Paraná a depressões com direção NE-SW causadas por reativações de zonas de fraqueza do embasamento cristalino. Tal autor separa o registro em seis sequências (fig. 4; fig 5) de segunda ordem, sendo elas da base para o todo: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Carbonífero-EoTriássico); Gondwana II (Meso a Neotriássico); Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e; Bauru (Neocretáceo).

Milani (1997) concordando com trabalhos anteriores, atribui as três primeiras sequências a ciclos transgressivos-regressivos da bacia. Enquanto que as últimas três grandes fases de sedimentação seriam de caráter estritamente continental. O Grupo Itararé está inserido na sequência Permo-Carbonífera de Zalán *et al.* (1987) e na sequência Gondwana I de Milani (1997).

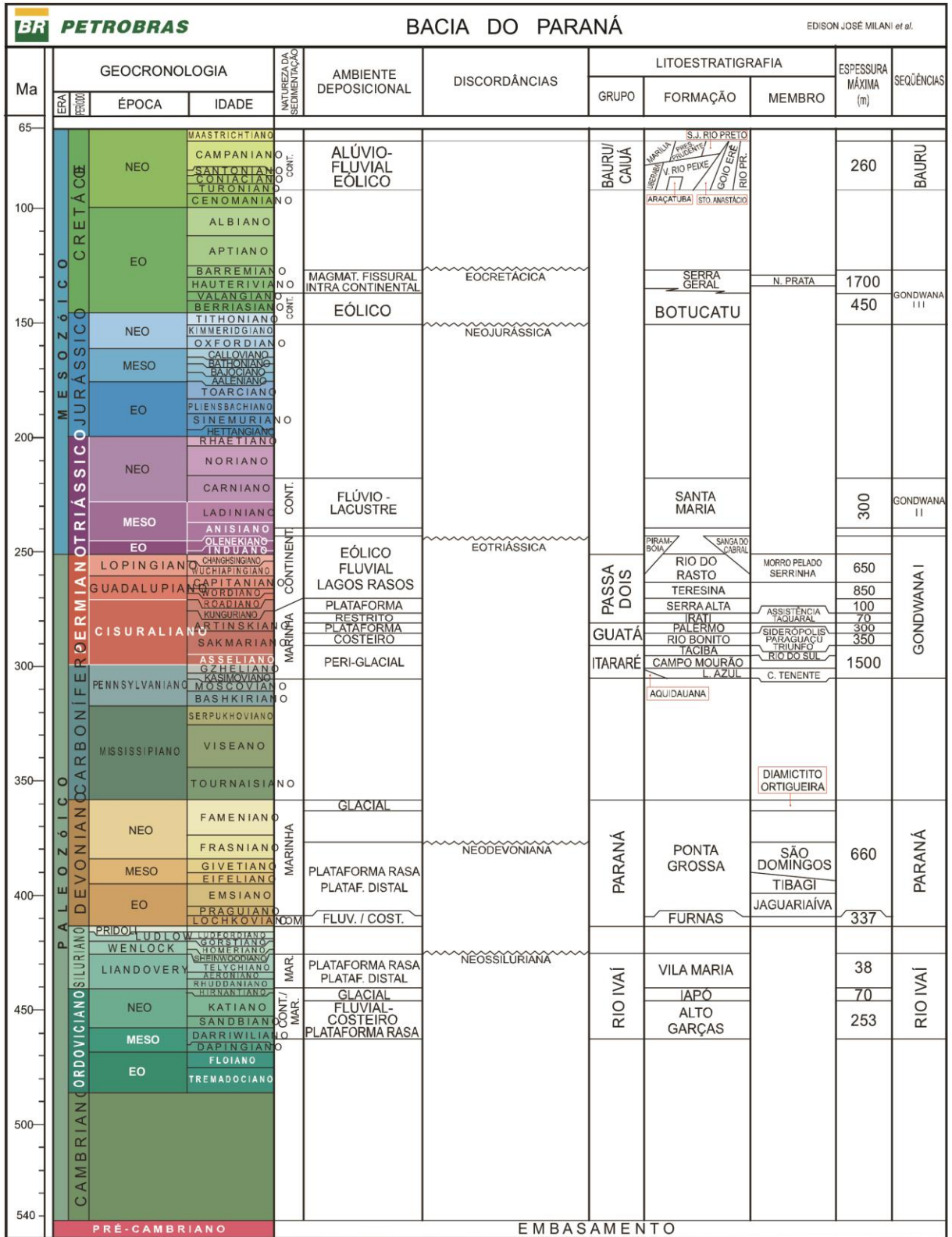


Figura 4 - Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Paraná.



Fonte: Milani *et al.* (2007).

Figura 5 - Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Paraná.



Fonte: Extraído de Milani *et al.* (2007).

## 4.2 GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé é uma unidade de extrema importância no contexto da GNP e representa um dos maiores registros desse episódio no Gondwana. Diversos autores já abordaram os variados aspectos da unidade ao longo da evolução do conhecimento geológico da Bacia do Paraná. A seguir são relatados alguns dos principais trabalhos a cerca da estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia do Grupo Itararé.

Leinz (1937) realizou um extenso trabalho de revisão e coleta de dados a cerca da glaciação permo-carbonífera no Brasil. Ele baseou seus trabalhos principalmente nos flancos leste e sul da bacia com dados de superfície e sub-superfície. Leinz (1937) se concentrou no que tinha sido previamente descrito como “Série Itararé”, analisando assim os trabalhos anteriores e efetuando novas etapas de campo, visando compreender a influência de processos glaciais na sedimentação dessa unidade. Nessa época, estava sendo bastante debatida a ideia de Wegener a cerca da deriva continental. Assim como outras unidades estratigráficas cronocorrelatas a “Série Itararé”, também possuía semelhanças com unidades já descritas na África do Sul, Austrália e Índia.

A partir disso, Leinz (1937) levanta uma série de discussões a cerca da paleogeografia durante o permo-carbonífero do que na época vinha sendo chamado de “Terra Gondwânica”. Ele propõe que um dos centros glaciais da época estaria em uma região mais a nordeste da Bacia. No entanto, devido à teoria da deriva continental ainda não ser aceita pela grande massa da ciência da época, ele não obtém um posicionamento claro a cerca da posição das massas de gelo. Por fim ele propõe que a massa de gelo estaria localizada em alguma porção a nordeste da bacia (onde hoje se localiza o oceano atlântico), ou na África.

Leinz (1937) também foi o primeiro a identificar a multiplicidade de eventos glaciais dentro da sedimentação permo-carbonífera na Bacia do Paraná. Isso se deu a partir do encontro de fácies lamosas (ritmitos e pelitos) localizadas entre dois horizontes de tilitos. Assim, ele postulou que o gelo nem sempre estava em avanço, e portanto haviam épocas de recuo do gelo, onde ambientes de sedimentação mais distais se instauravam na bacia.

Ao longo do conhecimento acerca do Grupo Itararé, viu-se a necessidade de uma hierarquização e organização sistemática dos seus estratos. A primeira tentativa de hierarquizar o Grupo Itararé em unidades menores formais se deu a partir do estudo de Schneider *et al.* (1974). Os pesquisadores realizaram uma hierarquização a partir das relações de campo observadas nos flanco leste e norte da bacia e também a partir de dados de sub-superfície adquiridos pela PETROBRÁS até o momento.

Segundo Schneider *et al.* (1974), o Grupo Itararé é dividido em quatro formações da base para o topo: Formação Campo do Tenente; Formação Mafra; e Formação Rio do Sul. Além destas três, os mesmos autores destacam a formação Aquidauana, que ocorre apenas no flanco norte da bacia, sendo caracterizada por arenitos avermelhados de médios a grossos com estratificação cruzada acanalada e diamictitos subordinados.

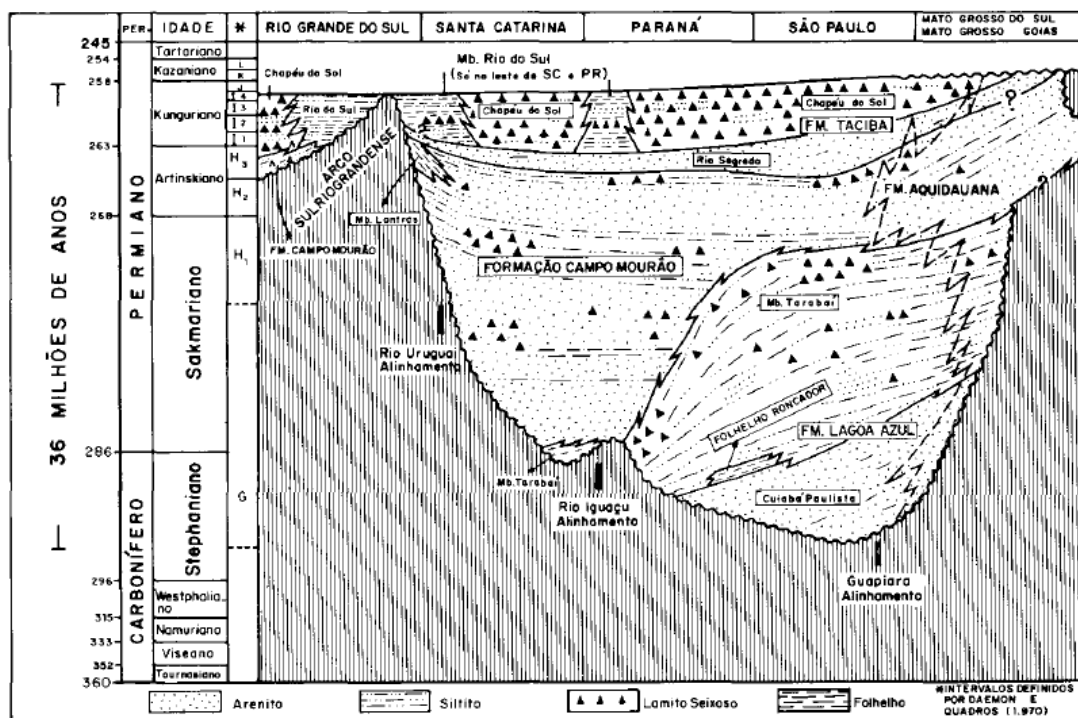
A Formação Campo do Tenente de Schneider *et al.* (1974) é a base do Grupo Itararé segundo os autores. É constituída principalmente por fácies de argilitos, ritimitos e diamictitos arenosos. Em alguns locais da unidade observa-se a presença de arenitos finos a médios onde estrias foram observadas. Os autores atribuem influência glacial direta para esta unidade, principalmente devido às associações de diamictitos e pavimentos estriados. Para os intervalos rítmicos e argilosos, é proposta uma origem glácio-lacustre. O contato com a Formação Mafra foi tratado por eles como indefinido, apesar de algumas informações de campo atribuírem caráter erosivo para o mesmo.

A Formação Mafra de Schneider *et al.* (1974) é a porção média do Grupo Itararé. A unidade é predominantemente arenosa, ocorrendo desde arenitos mais finos com laminação ondulada e plana paralela, até arenitos médios e grossos com estratificação cruzada acanalada e estruturas de corte e preenchimento (*cut and fill*). De maneira secundária, também se observam diamictitos, conglomerados, ritmitos e argilitos. Schneider *et al.* (1974) atribuem diferentes condições para o desenvolvimento do intervalo. Os arenitos tendo origem continental e as litologias pelíticas origem marinha. A Formação Mafra apresenta contato concordante com a Formação Rio do Sul.

A Formação Rio do Sul (Schneider *et al.* 1974) é a porção superior do Grupo Itararé. Tal unidade é constituída basicamente por litologias de caráter mais lamoso. Na porção superior destacam-se argilitos com aspecto várvido, que foram denominados Schneider *et al.* (1974) como Folhelhos Lontras (Santa Catarina) e Folhelhos Guraúna (Paraná). A porção superior é caracterizada por argilitos, ritmitos, arenitos finos e diamictitos. Vale ressaltar, que Schneider *et al.* (1974), essa é a única unidade formal do Grupo Itararé que atinge o estado do Rio Grande do Sul. A origem da unidade é atribuída a processos marinhos sob influência glacial.

Posteriormente, França & Potter (1988) realizaram uma análise estratigráfica detalhada do Grupo Itararé (fig. 6) baseada em dados de subsuperfície. Eles subdividem novamente a unidade separando ela em três formações da base para o topo: Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Esse trabalho é de extrema importância, pois a partir dele pode-se começar a desvendar os padrões de empilhamento do Grupo Itararé. França e Potter (1988) perceberam que as três unidades apresentam padrão de empilhamento retrogradacional, com espessos pacotes arenosos na base que gradam para pacotes lamosos no topo. Ele atribui esses ciclos deposicionais a mudanças climáticas e no nível do mar.

Figura 6 - Subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé.



Eyles *et al.* (1993) realizam um trabalho estabelecendo uma relação entre os domínios tectônicos da Bacia do Paraná e a sedimentação do Grupo Itararé. Eyles *et al.* (1993), a partir da descrição e análise de 1700 m de testemunhos de sondagem, identificaram os mesmos padrões retrogradacionais de França & Potter (1998) com pacotes arenosos na base sucedidos por pacotes lamosos no topo. Eyles *et al.* (1993) atribui a sedimentação desses pacotes a fluxos gravitacionais em ambientes subaquosos, ressaltando que os pacotes arenosos da base podem estar associados a progradação de deltas sob influência glacial.

Eyles *et al.* (1993) também atestam que a expansão em área e o desenvolvimento dos depocentros da unidade estão associados a *trends* estruturais preferencialmente NE-SW, associados a reativações de falhas em zonas de maior fraqueza da crosta. Essas reativações seriam os principais fatores que desencadearam os depósitos de fluxos gravitacionais subaquosos descritos pelos autores. Apenas no ciclo final de deposição criam-se depocentros na direção NW-SE mais no centro da bacia, separados pela Zona Estrutural Curitiba-Guapiara (EYLES *et al.* 1993).

Santos *et al.* (1996) discorrem sobre as diferentes arquiteturas de fácies associadas às deglaciações. Eles argumentam, através da análise faciológica na porção ocidental da bacia, que altas taxas de degelo não seriam capazes de preservar no registro estratos associados a ambientes transicionais, tais como ambientes fluviais e deltaicos, dominando assim fácies mais distais em grandes corpos d'água. Sendo assim, dominariam sedimentação a partir de *ice-raft* com grande influência erosiva dos *icebergs* e depósitos de transporte de massa.

Um grande desafio durante os estudos do Grupo Itararé ao longo dos anos foi a compreensão do mesmo de um ponto de vista genético, tratando do desenvolvimento de suas sequências deposicionais. A partir disso, Canuto *et al.* (2001) realizam uma abordagem tentando aplicar conceitos da estratigrafia de sequências a depósitos glaciais e proglaciais da unidade na região leste da Bacia do Paraná. Eles discorrem a cerca da problemática dessa aplicação em uma bacia glaciada, ao mesmo tempo em que desenvolvem seu arcabouço estratigráfico.

Dentro das problemáticas da aplicação da estratigrafia de sequências abordadas por Canuto *et al.* (2001) destacam-se a difícil inter-relação entre

processos de subsidência/soerguimento associados a processos tectônicos e glacio-isostáticos. Canuto *et al.* (2001) ponderam que mesmo a bacia estando em um período de ampla subsidência tectônica no permo-carbonífero (ZALÁN *et al.*, 1987), deve-se levar em consideração o grande impacto mecânico que as geleiras geram sobre a bacia. Ou seja, mesmo em épocas de ampla subsidência, o efeito do *rebound* isostático em épocas de degelo pode fazer com que a bacia diminua sua capacidade de gerar espaço de acomodação, fazendo com que um padrão regressivo se instaure na bacia.

Adentrando sobre o arcabouço estratigráfico proposto por Canuto *et al.* (2001), ele divide o mesmo em quatro tratos: mar baixo; transgressivo; mar alto; e regressivo glácio-isostático. As sequências de Canuto *et al.* (2001) são limitadas por superfícies que mostram avanços glaciais, geralmente marcadas por tilitos e/ou pavimentos estriados. A partir daí se instauram sistemas deposicionais transgressivos e por vezes regressivos, que culminam em uma ampla taxa de criação de espaço de acomodação (transgressivo e mar alto). O último trato de Canuto *et al.* (2001) (regressivo glácio-isostático) é marcado principalmente pelo *rebound* glacio-isostático, que desencadeia depósitos de fluxos gravitacionais. Por fim, é criado um novo limite de sequência com um novo avanço do gelo.

Em uma nova tentativa da aplicação da estratigrafia de sequências ao Grupo Itararé, Vesely & Assine (2004) aplicam o método a uma sucessão de cerca de 800 m no norte do estado do Paraná. Tal trabalho é pioneiro na tentativa de correlação do arcabouço estratigráfico de França & Potter (1988) a estratos localizados em superfície. Essa correlação se deu a partir de perfis de raios gama de poços perfurados pela PETROBRÁS que se localizam a oeste da área de estudo. Vesely & Assine (2004) identificaram cinco sequências deposicionais com padrão retrogradacional-progradacional, marcadas no topo e na base por desconformidades retratadas por avanços glaciais. Vesely & Assine (2004) identificaram três tratos de sistemas: glacial máximo; de deglaciação; e de avanço glacial.

O trato glacial máximo de Vesely & Assine (2004) é marcado por pacotes de diamictitos e conglomerados depositados em ambientes subglaciais e retratam o avanço máximo das geleiras na área de estudo. O trato de deglaciação é caracterizado por um empilhamento retrogradacional e é marcado por arenitos e

conglomerados maciços e estratificados interpretados como depósitos de *outwash*. À medida que a geleira recua, os depósitos de *outwash* são recobertos por fácies cada vez mais finas, como: lamitos, folhelhos e ritmitos. O máximo nível de argilosidade do trato de sistemas de deglaciação é interpretado como a superfície de inundação máxima das sequências deposicionais. Por fim, se estabelece o trato de avanço glacial (progradacional), identificado apenas na porção superior de algumas sequências. Esse trato é marcado por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas, plano paralelas e por vezes deformados. Também são observados ritmitos laminados e diamictitos estratificados e maciços. Essa associação de fácies que marca um novo avanço glacial é interpretada por Vesely & Assine (2004) como eventos episódicos de fluxos de turbidez nas margens das geleiras.

Vesely & Assine (2004) reforçam mais uma vez a dificuldade de se aplicar a estratigrafia de sequências em bacias glaciadas. Visto que os ciclos de variação eustática e o suprimento sedimentar são menos previsíveis nessas bacias do que em bacias que não estão sobre o efeito de glaciação. Devido a isso, Vesely & Assine (2004) reafirmam a necessidade da adaptação dos modelos clássicos a essas bacias.

Vesely & Assine (2006) ampliam o trabalho realizado por Vesely & Assine (2004). A interpretação de cinco sequências com padrão retrogradacional é mantida, mas um detalhamento faciológico maior as sequências, assim como, ao modelo deposicional é realizado. Os autores também explanam sobre a grande importância das deglaciações no registro de bacias glaciadas da mesma maneira, a necessidade do reconhecimento das mesmas a nível regional para uma melhor compreensão dos eventos glaciais a nível bacinal.

Vesely *et al.* (2015) realizam um trabalho de extrema relevância em termos paleogeográficos dentro do Grupo Itararé. A partir dos resultados obtidos, os autores reavaliam se o modelo clássico da GNP é válido para explicar os depósitos e os paleofluxos glaciais registrados na base da sucessão permo-carbonífera da Bacia do Paraná. Os autores verificaram que, devido a mudanças nos indicadores de paleofluxo, em conjunto com estudos prévios descritos na literatura, tal modelo não condiz com a maneira como o registro estratigráfico se comporta.



Vesely *et al.* (2015) concordam com o modelo proposto por Isbell *et al.* (2012) para a GNP. Os centros glaciais não estariam concentrados em uma única massa de gelo continental (*ice-sheets*), mas sim em pequenas massas de gelo alpinas (*alpine glaciers*). Esse modelo é corroborado pela concentração de fácies glaciogênicas em certas porções da bacia, em conjunto com as mudanças de paleofluxo observadas.

### **4.3 GRUPO ITARARÉ NO RIO GRANDE DO SUL**

Após o estudo de Leinz (1937), uma série de estudos começou a ser realizada com caráter mais local dentro da sedimentação do Grupo Itararé. Um dos primeiros trabalhos é o de Beurlen & Martins (1953) a partir de alguns trabalhos de campo nos municípios de São Gabriel, Bagé e Pinheiro Machado, identificam alguns afloramentos e interpretam os mesmos como tilitos glaciais correlacionáveis ao tilito Orleans em Santa Catarina. Esses tilitos estariam em contato direto com o embasamento e seriam recobertos por fácies mais distais de siltitos com aspecto várvido.

Pinto (1955) realiza um trabalho de revisão em algumas fácies que previamente eram atribuídas à “Série Márica”. Essas rochas, que antes eram atribuídas ao Maricá, a partir de Pinto (1955) são atribuídas à Formação Teixeira Soares. Essa unidade foi identificada no estado do Paraná em trabalhos prévios, e possui conteúdo fossilífero de origem marinha. Tal unidade hoje é englobada ao Grupo Itararé. Esse trabalho é de caráter pioneiro, pois modifica uma porção da estratigrafia do estado que antes era atribuída a Série Maricá e passa a pertencer à Formação Teixeira Soares (Grupo Itararé).

Mau (1960) descreve novamente rochas com conteúdo fossilífero marinho sobre rochas da “Série Maricá”. As rochas afloram em uma estrutura retilínea contínua com direção NW. Essa ocorrência foi interpretada pelo autor como erosão glacial, dando assim origem a um vale posteriormente preenchido por siltitos contendo conteúdo fossilífero marinho, portanto mais jovens que a “Série Maricá”.

Delaney & Goñi (1963) foram um dos primeiros a dissertar acerca da dificuldade de correlação do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul com a unidade em outros estados devido à baixa densidade de afloramentos e espessuras. Os autores

também desenvolvem uma espécie de “estratigrafia informal” para a unidade, separando ela em duas fácies diferentes, “Budó” e “Suspiro”. A fácies “Budó”, seria representada pelos siltitos arenosos com conteúdo fossilífero marinho. Já a fácies “Suspiro” seriam as rochas descritas em trabalhos anteriores como depósitos flúvio-glaciais e tilitos, indicando assim influência glacial.

Delaney (1964) detalha as fácies “Suspiro” e “Budó” de Delaney & Goñi (1964). A fácies “Suspiro” seria composta de conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos grossos com lentes de arenitos finos e siltitos. Já a fácies “Budó” seria representada por uma combinação granulométrica de areia fina a silte, mas predominante o silte. Tal fácies, como já dita por Delaney & Goñi (1963) apresenta conteúdo fossilífero marinho.

Corrêa da Silva (1978) realizou um trabalho regional acerca da sedimentação do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul baseado em dados bibliográficos e mapeamento geológico. Aquele autor explana novamente sobre a dificuldade de correlação do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul com o restante da unidade nos estados mais ao norte. Essa dificuldade é explicada pela pequena quantidade de afloramentos, além da falta de continuidade espacial e grande espaçamento geográfico entre os mesmos.

Corrêa da Silva (1978) retifica a falta de evidências claras de contribuição glacial na sedimentação do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, visto que fácies diagnósticas de tal influência ainda não tinham até então sido relatadas no estado. Corrêa da Silva (1978) divide o registro no estado em basicamente duas fácies. A Fácies Budó sedimentada em um contexto marinho e a fácies Mariana Pimental em um contexto lacustre, ambas sem influência glacial. Corrêa da Silva (1978) retira portanto a influência glacial dos depósitos encontrados na região de Suspiro em trabalhos anteriores, que haviam sido interpretados como glácio-influenciados. A justificativa é a pouca ocorrência, continuidade e espessura desses depósitos, além de falta de estruturas diagnósticas que atribuam sua influência glacial.

O trabalho de Tomazelli & Soliani (1982) é claramente um marco no estudo do Grupo Itararé no estado do Rio Grande do Sul. Pela primeira vez, são identificadas fácies que indicam claramente a influência do gelo na sedimentação da unidade. Tomazelli & Soliani (1982) descrevem dois pavimentos estriados

(Cachoeira do Sul e Pinheiro Machado) indicando um paleofluxo glacial de direção N-S, dispostos sobre diamictitos do Grupo Itararé. Além dos pavimentos estriados, Tomazelli & Soliani (1982) descrevem associações de fácies contendo matacões de caráter errático e ritmitos com clastos caídos.

Paim *et al.* (1983) realizam um estudo de detalhe na região de Mariana Pimentel e adjacências. O trabalho foi realizado em diversas localidades da região com dados de afloramentos e culminou na elaboração de um perfil composto para a área de estudo. Paim *et al.* (1983) identificaram sete litofácies, duas das quais atribuíram a influência glacial por meio de leques aluviais e posteriormente o recobrimento dessas fácies por um lago glacial. Com o melhoramento climático, progradam sobre este lago as demais litofácies, a partir de sistemas deltaicos e fluviais meandrantos. Segundo Paim *et al.* (1983), todo esse registro indicaria o preenchimento de um vale glacial.

Lopes *et al.* (1986) realizam um trabalho de ampla caracterização faciológica a partir de dados de subsuperfície (testemunhos e perfis geofísicos de poços) em poços da CPRM localizados no sul de Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. O trabalho consistiu de um grande volume em termos de testemunhos de sondagens e teve como objetivo analisar em termos faciológicos o Grupo Itararé e as Formações Rio Bonito e Palermo. Lopes *et al.* (1986) identificam por meio de perfis estratigráficos, que o preenchimento dessa porção da bacia para as unidades em questão apresenta um claro padrão retrogradacional, ocorrendo fácies continentais no Grupo Itararé (lacustres, leques aluviais e fluviais), que gradam para sistemas costeiros e marinhos rasos das formações Rio Bonito e Palermo.

Lopes *et al.* (1986), assim como autores, anteriores já haviam mencionado que a sedimentação dessas unidades em certas porções do Rio Grande do Sul estariam confinadas em vales glaciais escavados. Essa assertiva se dá pela disposição de tais depósitos em reentrâncias da Bacia do Paraná no Escudo Sul-riograndense.

Lopes (1995) detalha os paleovales previamente descritos por Lopes *et al.* (1986). Lopes (1995) confecciona mapas de isópacas para o Grupo Itararé nos paleovales do Capané e Leão, assim como define as áreas elevadas do Iruí-Leão e São Sepé. Tais mapas foram elaborados como forma de compreender o substrato e

o preenchimento (assim como sua distribuição) das unidades de transição Carbonífero-Permianas da Bacia do Paraná na área de estudo.

Tomazelli & Soliani (1997) descrevem mais uma ocorrência do Grupo Itararé na região do Batovi e Suspiro. Tomazelli & Soliani (1997) mais uma vez identificam fácies com influência glacial, representada por diamictitos contendo pavimentos estriados na base, seguidos por intercalações de arenitos, diamictitos e pelitos sedimentados em um ambiente glácio marginal (*outwash* subaquoso). Por fim, se observam ritmitos com clastos caídos, interpretados como varvitos.

Tedesco *et al.* (2016) retomam os estudos na área de Mariana Pimentel, com dados principalmente de subsuperfície (testemunhos de sondagem e eletrorresistividade). Tedesco *et al.* (2016) interpretam o preenchimento de um baixo do embasamento (aos arredores do município de Mariana Pimentel) com direção NW por estratos do Grupo Itararé (glacial) e da Formação Rio Bonito (pós-glacial) como um paleofiorde escavado durante a GNP no Rio Grande do Sul.

Tedesco *et al.* (2016) deram enfoque aos estratos do Grupo Itararé. Os estratos da unidade glacial na área são compostos por ritmitos com clastos caídos, arenitos finos, conglomerados e pelitos. Os autores interpretam que o preenchimento do vale estaria associado a fases de retração da geleira, predominando assim processos marinhos.

## **5 MATERIAIS E MÉTODOS**

Neste capítulo será dissertado acerca dos dados utilizados no presente trabalho, assim como os métodos que se propõem para atingir os resultados esperados.

### **5.1 BASE DE DADOS**

O principal tipo de dado utilizado neste estudo foram os testemunhos de sondagens cedidos pela CPRM. Os dados foram coletados pela companhia entre o final da década de 1970 e início de 1980. Tais testemunhos foram gentilmente cedidos para análise e estão localizados na unidade da litoteca de Caçapava do Sul.

Os testemunhos não possuem orientação estrutural. As informações contidas nos perfis de sondagens de principal interesse são: coordenadas, cotas e profundidade máxima atingida nas sondagens.

Em conjunto com a obtenção de testemunhos de sondagens, os poços perfurados pela CPRM dispõe de perfis geofísicos. Esse tipo de dado consiste em medidas de propriedades físicas das rochas. Optou-se por utilizar apenas os perfis de radioatividade (gamaespectrometria).

Foram utilizadas as metodologias de análise de perfis geofísicos e correlação com dados estratigráficos proposta por Van Wagoner *et al.* (1990).

## **5.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E CARTOGRÁFICA**

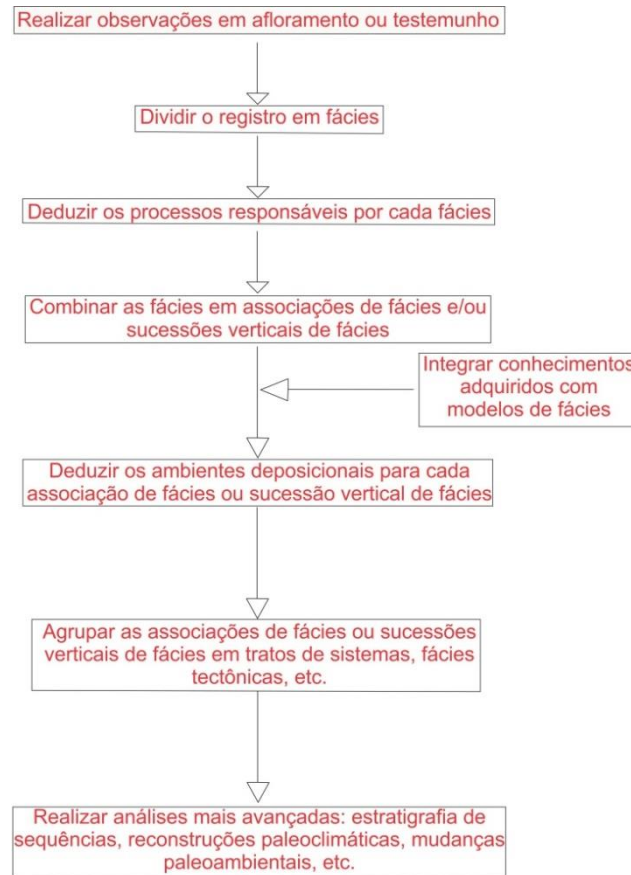
Esta etapa metodológica consistiu da seleção, leitura e análise de trabalhos publicados acerca do tema de interesse. Foram utilizadas bibliografias de ampla divulgação científica publicada em periódicos e livros. Também foram utilizados trabalhos publicados em congressos e simpósios, assim como, dissertações de mestrado e teses de doutorado. A partir desta se elaboram textos de revisão e que também serviram para comparação e discussão dos dados obtidos.

Foram selecionados mapas geológicos já publicados com o intuito de analisar e relacionar a geologia de subsuperfície com a área aflorante da Bacia do Paraná e do Grupo Itararé.

## **5.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA**

O método utilizado para a análise de fácies (fig. 7) foi o proposto por Walker (1992). O método consiste primeiramente em separar pacotes de rochas em fácies. Fácies são corpos de rochas caracterizados por uma combinação particular de litologias e estruturas físicas e biológicas. Essas características devem distinguir esse pacote de rochas de outros localizados acima, abaixo ou nas laterais. (Walker, 1992). Abaixo segue o fluxograma de atividades que foi adotado durante a análise faciológica.

Figura 7 - Fluxograma de atividades dentro do método de análise faciológica.



Fonte: modificado de Dalrymple (2010).

Um ponto importante da análise faciológica é a experiência e a prática com este procedimento metodológico na comparação com análogos deposicionais (Walker, 1992). É necessário, para que a análise ocorra de maneira coerente e com maior precisão, que se compare o modelo deposicional com outros propostos por outros autores para que o maior leque de possibilidades possível seja obtido (Walker, 1992).

A nomenclatura adotada para os diamictitos no presente trabalho foi a classificação não genética de Hembrey & Glasser (2012), que leva em consideração a relação areia/lama na matriz e a quantidade de clastos do arcabouço. Já o código de fácies utilizado neste trabalho foi adaptado/modificado de Eyles *et al.* (1983).

## 5.4 SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Outro método utilizado ao longo do presente trabalho foi a elaboração de seções estratigráficas de correlação. A correlação foi balizada pelos parâmetros já descritos dentro da análise faciológica. A elaboração de seções é importante para entendermos como as associações de fácies e posteriormente ambientes e sistemas deposicionais se dispõem, assim como, suas migrações verticais e laterais. A utilização desse método permite analisar o registro pelo viés da estratigrafia de seqüências *sensu* Catuneanu (2006).

A utilização de seções geológicas é um método indispensável em um trabalho de análise estratigráfica, porém, essa seção deve ser balizada por um horizonte estratigráfico (datum) bem conhecido ao menos em uma porção da bacia sedimentar estudada. Isso se faz necessário, pois o registro atual certamente sofreu mudanças pós-deposicionais principalmente devido a tectônica e intemperismo. Dentro do intervalo estudado foi optado por utilizar a superfície de inundação máxima (SIM) da seqüência analisada. Esta superfície é reconhecida em todos os poços e é marcada por um pico de radiotividade nos perfis de gamaespectrometria.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Após a aplicação dos métodos escolhidos sobre os dados foram produzidos os resultados e as discussões que serão apresentados no presente capítulo. Foram divididos em dois subitens: as associações de fácies e o arcabouço estratigráfico.

### 6.1 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Após a análise faciológica foram identificadas 19 fácies sedimentares. Estas fácies foram separadas em quatro associações de fácies de acordo com os ambientes sedimentares interpretados para cada associação. As associações de fácies identificadas foram denominadas: A1; A2; B; C. Um resumo das fácies descritas se encontra na tabela 1.

Tabela 1 - Resumo das fácies encontradas na área de estudo.

Fácies	Litologia	Estrutura	Interpretação
1A	Diamictito matriz suportado, com matriz variando de areia fina a muito grossa e clastos predominantemente subangulosos variando de grânulo a matacão. Predominam clastos de rochas graníticas.	Estrutura geralmente maciça apresentando acamamento reliquiar (intercalação de arenitos muito finos e pelitos com deformação penecontemporânea) em alguns níveis.	Fluxos de detritos ( <i>debris flow</i> ) de alta densidade com comportamento plástico a semi-plástico (NEMEC & STEEL, 1984).
1B	Conglomerado clasto suportado, polimítico, com matriz variando de areia média a muito grossa e clastos predominantemente subangulosos variando de grânulo a seixo. Predominam clastos de rochas graníticas e metamórficas de alto grau.	Estrutura maciça.	Fluxo denso não coesivo (MULDER & ALEXANDER, 2001).
1C	Conglomerado variando de matriz a clasto suportados, polimítico com matriz variando de areia média a muito grossa e clastos de tamanho grânulo a seixo, predominantemente subangulosos. É recorrente a presença de material lamoso rico em matéria orgânica em meio a matriz arenosa.	Estrutura maciça.	Fluxo denso não coesivo (MULDER & ALEXANDER, 2001).
1D	Diamictito lamoso matriz suportado. Possui matriz predominantemente lamosa com certa contribuição de areias médias a muito grossas dispersas na matriz. Os clastos variam de grânulo a seixos e ocorrem de maneira dispersa. Predominam clastos de rochas graníticas.	Estrutura maciça contendo algumas dobras convolutas.	Movimentos de massa: <i>slumps</i> e <i>slides</i> (LOWE, 1982).
2A	Arenitos médios a muito grossos, mal selecionados com moderada maturidade mineralógica. Predominam grãos de quartzo e fragmentos de rocha.	Maciça.	<i>Wave-drive</i> currents (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1984) e fluxos de detritos (LOWE, 1982).
2B	Arenitos finos a médios bem selecionados com boa maturidade mineralógica, predominando grãos de quartzo.	Estratificação plano-paralela.	<i>Wave-drive</i> currents (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1984).
2C	Arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados. Moderada maturidade mineralógica predominando grãos de quartzo.	Estratificação cruzada indistinta; estruturas heterolíticas <i>flaser</i> deformadas em certos níveis.	<i>Wave-drive</i> currents (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1984).
2D	Arenitos muito finos a muito finos muito bem selecionados com boa maturidade mineralógica, predominando grãos de quartzo. Ocorrem certos níveis de pelitos e arenitos médios localizados.	Maciços a levemente estratificados; Estruturas de fluidização; Falhas sin-sedimentares.	Decantação e fluxos oscilatórios.
2E	Arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, com moderada maturidade mineralógica, predominando grãos de quartzo.	<i>Ripples</i> de corrente.	<i>Wave-drive</i> currents (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1984).



2F	Arenitos muito finos a médios, moderadamente a bem selecionados. Apresentam boa maturidade mineralógica.	Ripples de onda.	Fluxos oscilatórios originados por ondas.
3A	Pelitos negros carbonosos que gradam a folhelhos.	Laminados.	Decantação (EYLES <i>et al.</i> , 1985).
3B	Pelitos de coloração bordo apresentando clastos angulosos dispersos de tamanho grânulo.	Laminados.	Decantação.
3C	Intercalações rítmicas entre camadas milimétricas de pelitos carbonosos e camadas extremamente finas de arenitos muito finos.	Laminados; Clastos caídos.	Decantação (EYLES <i>et al.</i> , 1985).
3D	Intercalação não rítmica entre camadas milimétricas de arenitos muito finos e pelitos. Ocorrem camadas milimétricas isoladas de arenitos médios a grossos. Camadas de heterolitos apresentam-se concentradas em certos níveis.	Laminados; estruturas heterolíticas <i>flaser</i> e <i>linsen</i> por vezes contendo fluidização e falhas sin-sedimentares.	Decantação, fluxos de detritos e <i>slumps</i> e <i>slides</i> (LOWE, 1975; LOWE, 1982).
3E	Intercalação rítmica de camadas milimétricas a centimétricas de arenitos muito finos a finos e pelitos. Tais fácies apresentam granodescrêscência ascendente.	Laminados; bioturbação; clastos caídos.	Decantação (EYLES <i>et al.</i> , 1985).
3F	Intercalação de camadas centimétricas de arenitos muito finos a médios e pelitos. Ocorrem algumas camadas conglomeráticas milimétricas a centimétricas isoladas, assim como alguns blocos e matações de rochas graníticas. Deformação penecontemporânea é comum.	Laminados; estruturas heterolíticas <i>flaser</i> e <i>linsen</i> ; fluidização; <i>flames</i> ; falhas sin-sedimentares; alguns possíveis clastos caídos.	Decantação, fluxos de detritos e correntes trativas.
3G	Brechas sedimentares compostas por uma "massa" convoluta e injetada de arenitos muito finos a médios, conglomerados matriz suportados e pelitos.	Injeções clásticas.	<i>Slumps</i> e <i>Slides</i> (LOWE, 1982).
3H	Heterolitos compostos por intercalações não rítmicas de arenitos muito finos a finos, pelitos e arenitos médios a grossos. Apresenta deformação penecontemporânea bastante ressaltada.	Falhas sin-sedimentares; Injeções clásticas; Dobras convolutas; <i>Climbing ripples</i> ..	Decantação, fluxos de detritos, correntes trativas e <i>slumps</i> e <i>slides</i> (LOWE, 1982).
4	Camadas de carvão por vezes contendo alguns clastos angulosos de rochas metamórficas e graníticas.	Maçiços por vezes lamidados.	Acúmulo sub-aquoso de matéria orgânica vegeal em meio anóxico.

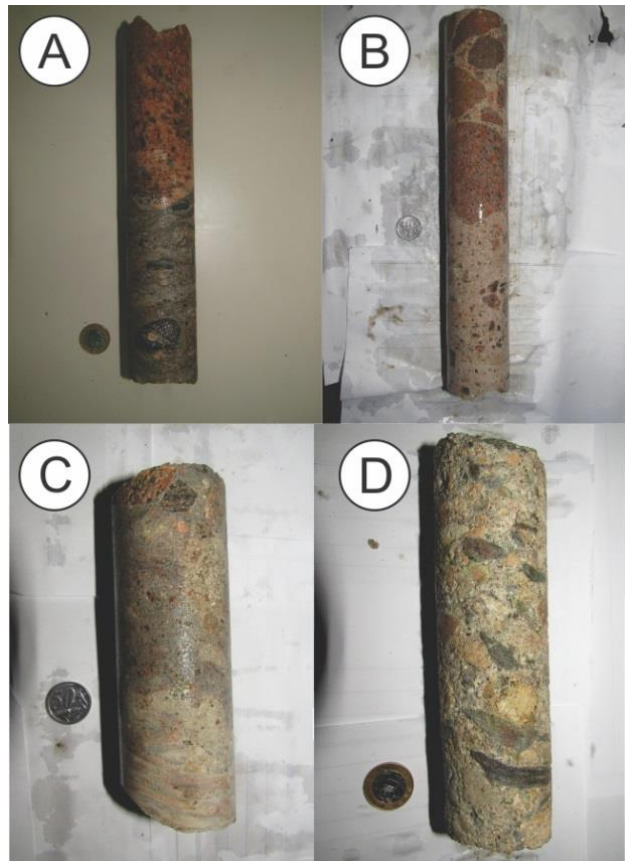
Fonte: autor.

### 6.1.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A1

A associação de fácies A1 ocorre diretamente sobre o embasamento (nos poços: IB-93-RS, IB-210-RS, LA-69-RS e RN-13-RS). Porém, ela é representada em todos os poços e atinge até cerca de 25 metros no poço IB-93-RS. Essa associação de fácies é representada pelas fácies: 1A, 1B, 2A e 3F.

A trama da fácies 1A é composta por uma matriz muito mal selecionada que varia de areias finas a muito grossas (predominando areias finas a médias) e clastos que variam do tamanho grânulo a matacão. Os clastos de rochas possuem diversos graus de arredondamento, mas predominam clastos sub-angulosos. Os clastos de rochas possuem diversos graus de arredondamento, mas predominam clastos sub-angulosos. Além disso, ressalta-se a semelhança entre os clastos e as rochas amostradas pelos testemunhos de sondagens no embasamento. Destaca-se que os clastos mais arredondados são quase que exclusivamente de rochas graníticas (fig. 8).

Figura 8 - Diamictitos matriz e clasto suportados (fácies 1A). A) diamictito matriz suportado com destaque para bloco de granito. B) Diamictito matriz suportado com arcabouço granítico. C) Diamictito matriz suportado com estruturas de fluidização. D) Diamictito matriz suportado com estruturas de fluidização.

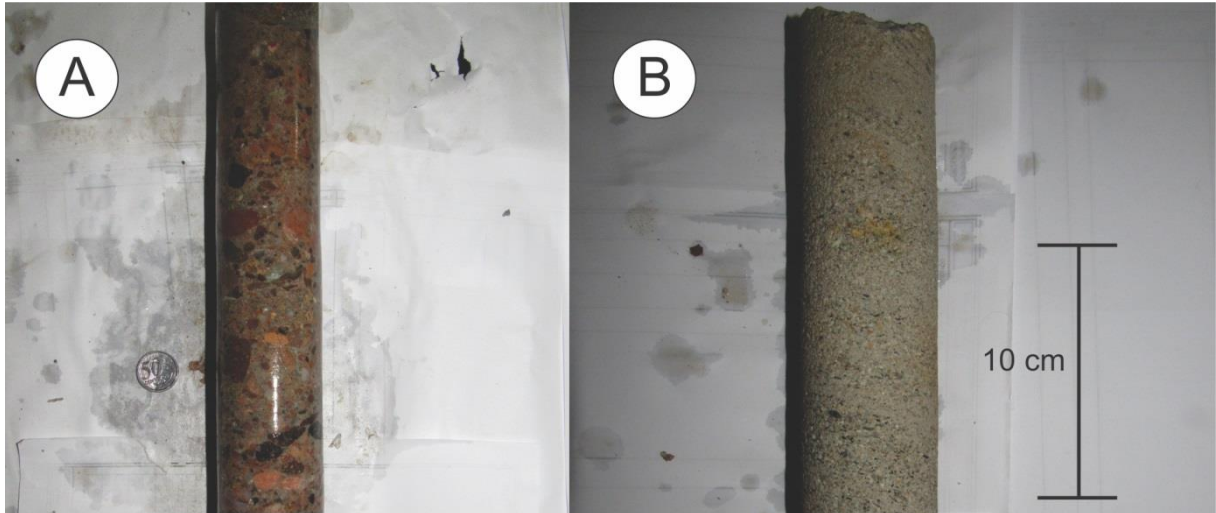


Fonte: autor.

Os arenitos (fácies 2A) e conglomerados (fácies 1B) que por vezes ocorrem intercalados com os diamictitos ocorrem de maneira restrita. Os arenitos se apresentam muito mal selecionados com matriz variando de areia média a muito grossa e possuem estrutura maciça a levemente estratificados. Os conglomerados

são clasto suportados e apresentam clastos predominantemente sub-angulosos de composição granítica (fig.9).

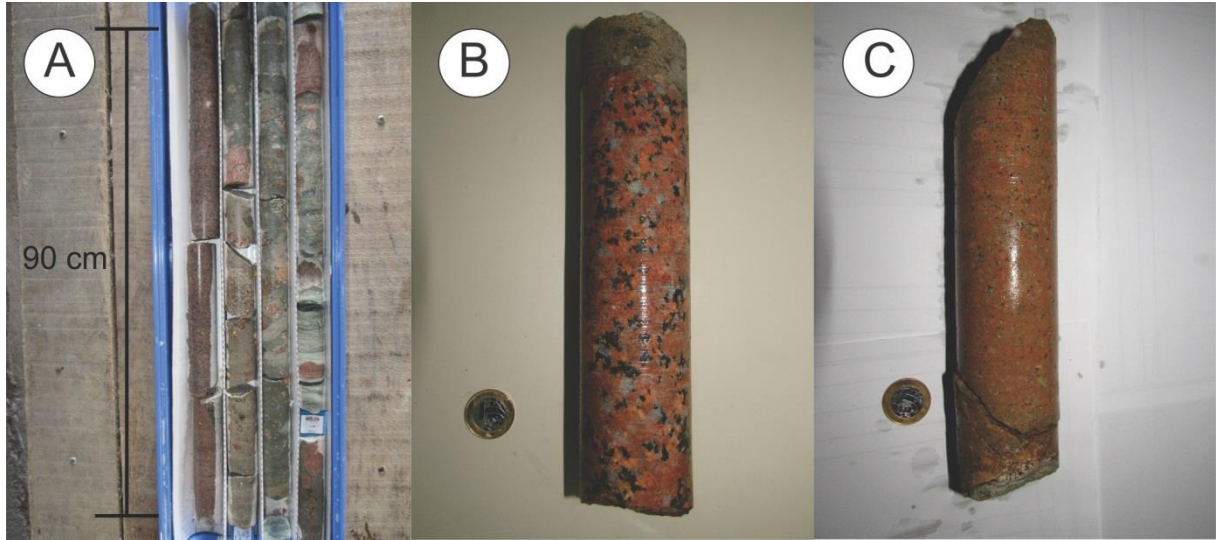
Figura 9 - Conglomerados e arenitos ( fácies 1A). A) Ortoconglomerados polimíticos com estrutura maciça. Destaca-se a grande quantidade de fragmentos graníticos (LB-215-RS). (B) Arenito apresentando leve estratificação cruzada (RN-13-RS).



Fonte: autor.

Também acerca da trama textural das fácies, destaca-se a ocorrência de diversos blocos e matacões nesse intervalo. Tais fragmentos (que atingem até 1m) foram identificados nos poços RN-13-RS, IB-93-RS e LB-215-RS. Os blocos e matacões são macroscopicamente classificados como granitoides alguns destes semelhantes aos do embasamento local amostrado (fig.10).

Figura 10 - Blocos e matacões ( fácies 1A). A) Matacão de granito de aproximadamente 1m em meio aos diamictitos (LB-215-RS). B e C) Detalhes das rochas graníticas inclusas nos diamictitos (IB-93-RS e RN-13-RS respectivamente).

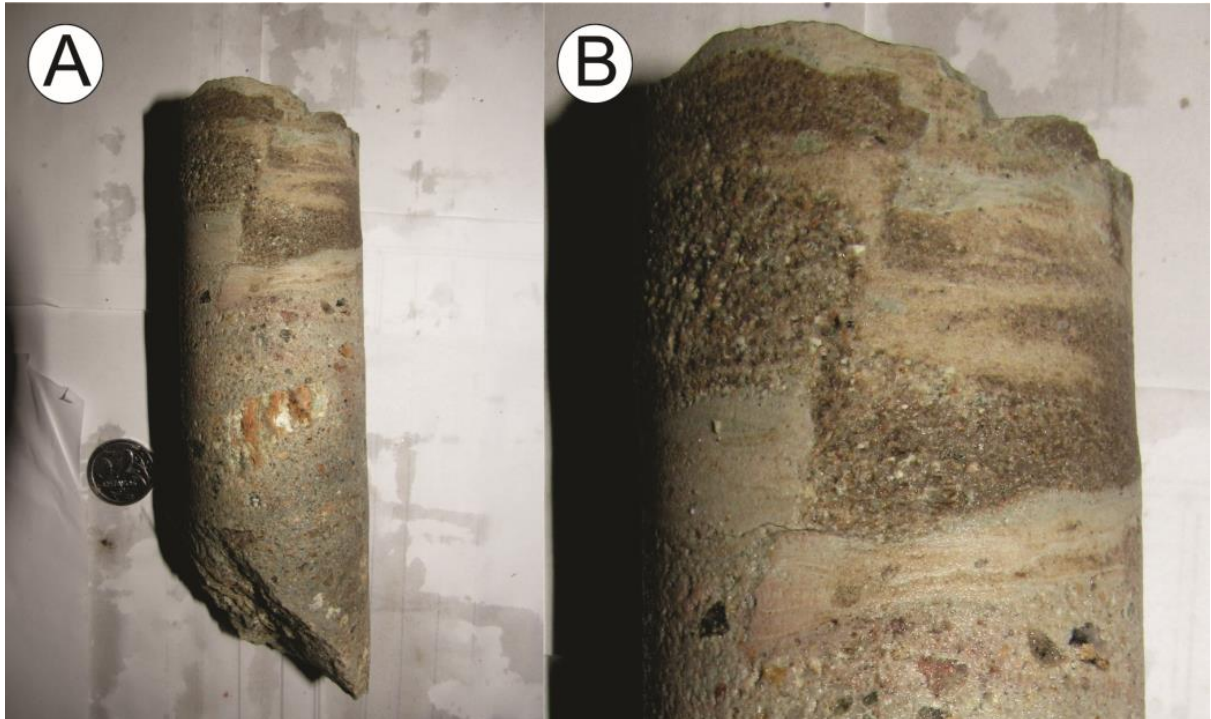


Fonte: autor.

Destacam-se também as estruturas de deformação penecontemporânea que ocorrem neste intervalo. As mais comuns são dobras convolutas, que se destacam na matriz quando esta é composta por grãos de areias mais finas e lamas. Tais estruturas estão dispostas nas mais variadas geometrias.

Outras estruturas que também ocorrem nesta associação de fácies são as falhas sin-sedimentares. Estas possuem geralmente rejeito variando de milimétrico até poucos cm. Porém, diferentemente das dobras convolutas, as falhas ocorrem associadas a intervalos com ocorrência de matriz mais grossa (areias grossas a muito grossas). Destaca-se também em algumas dessas falhas a migração de sedimentos inconsolidados ao longo destes planos de falha (fig.11).

Figura 11 - Falhas sin-sedimentares (fácies 1A). A) Visão geral de falhas sin-sedimentares nos diamicticos matriz suportados (IB-210-RS). B) Detalhe de falha da foto A mostrando a migração de sedimentos inconsolidados ao longo dos planos de falha.

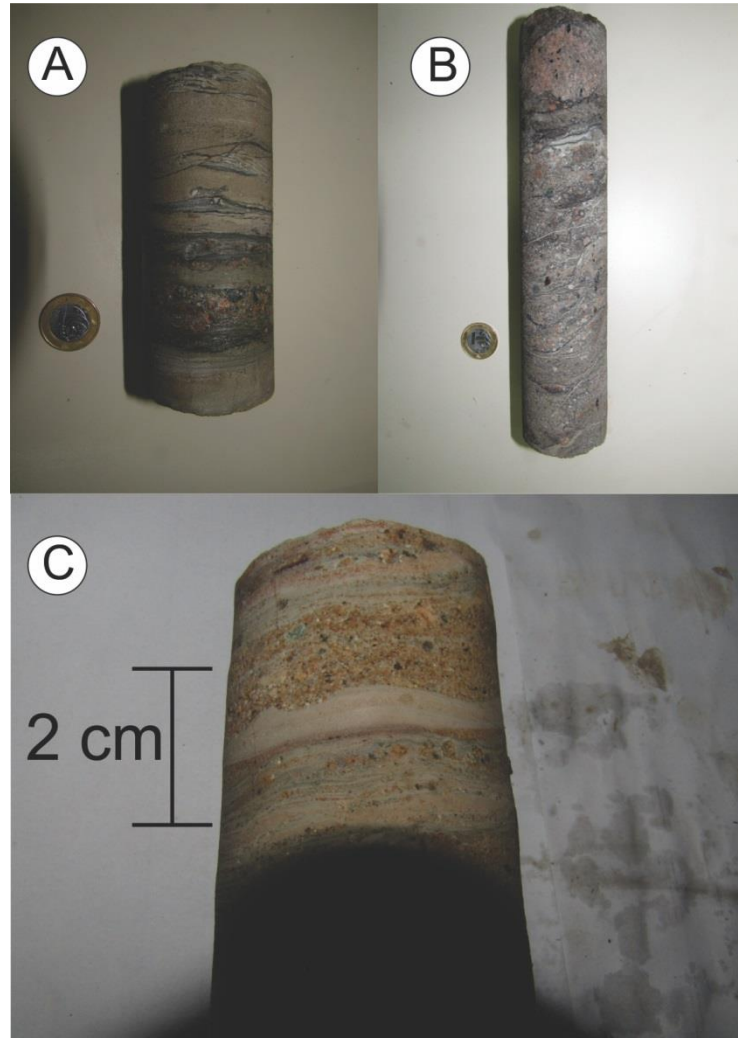


Fonte: autor.

Alguns intervalos desta associação de fácies apresentam a deposição de fácies mais finas (fácies 3F) intercaladas com camadas de diamictitos. Estas fácies são compostas por intercalações não rítmicas bastante semelhantes às encontradas na base do poço LB-215-RS. Porém, nesta associação tal fácies tende a estar deformada. Ressalta-se a ocorrência de dobras e falhas sin-sedimentares associadas a essas fácies, assim como camadas centimétricas de conglomerados maciços contendo clastos rotacionados (fig. 12).



Figura 12 - Estruturas de acamamento reliquiar (fácies 1A). A) Camadas de heterolitos com clastos apresentando deformação penecontemporânea (IB-93-RS). B) Diamictitos contendo acamamento reliquiar e estruturas de fluidização (IB-93-RS). C) Detalhe para a um nível heterolítico sedimentado ao longo do intervalo dos diamictitos (IB-210-RS).



Fonte: autor.

Camadas de fácies mais finas deformadas contidas na trama da fácies 1A são interpretadas como estruturas reliquias de uma rocha pré-ressedimentação (fácies 3F). Em alguns destes níveis são observados alguns clastos que podem ser interpretados como clastos caídos. Mas o que mais se destacam em tais níveis é a deformação penecontemporânea, representada pelas estruturas de fluidização e falhas sin-sedimentares (fig. 13).

Figura 13 - Nível heterolítico contendo deformação penecontemporânea e um clasto caído (LB-215-RS).



Fonte: autor.

A grande maioria dos registros nesta associação de fácies são da fácies 1A e 1B atribuídas principalmente a fluxos de detritos densos com comportamento plástico a semi-plástico (NEMEC & STEEL, 1984; POSTMA, 1984), interpretados como porções sub-aquosas de um sistema *fan* deltaico (NEMEC & STEEL, 1984; POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1988; NEMEC, 1993; HORTON & SCHMITT, 1996).

O termo *fan delta* atribui-se quando um leque aluvial esta em contato com o mar ou lago (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1989; NEMEC, 1993). Estes sistemas deposicionais possuem uma faciologia complexa, com processos de sedimentação atribuídos tanto aos leques aluviais, quanto aos corpos d'água. Outra definição é atribuída a Holmes (1965). Ele define um *fan delta* como um leque aluvial que prograda sobre um corpo d'água (mar ou lago). Esta definição é questionada por Nemeç & Steel (1988), que discordam da necessidade do leque aluvial progradar sobre o corpo d'água. Segundo Nemeç & Steel (1988), apenas existe a necessidade do sistema aluvial atingir o corpo d'água, sendo que a partir daí podem ocorrer diversos processos, tais como: progradação, retrabalhamento costeiro, erosão etc.

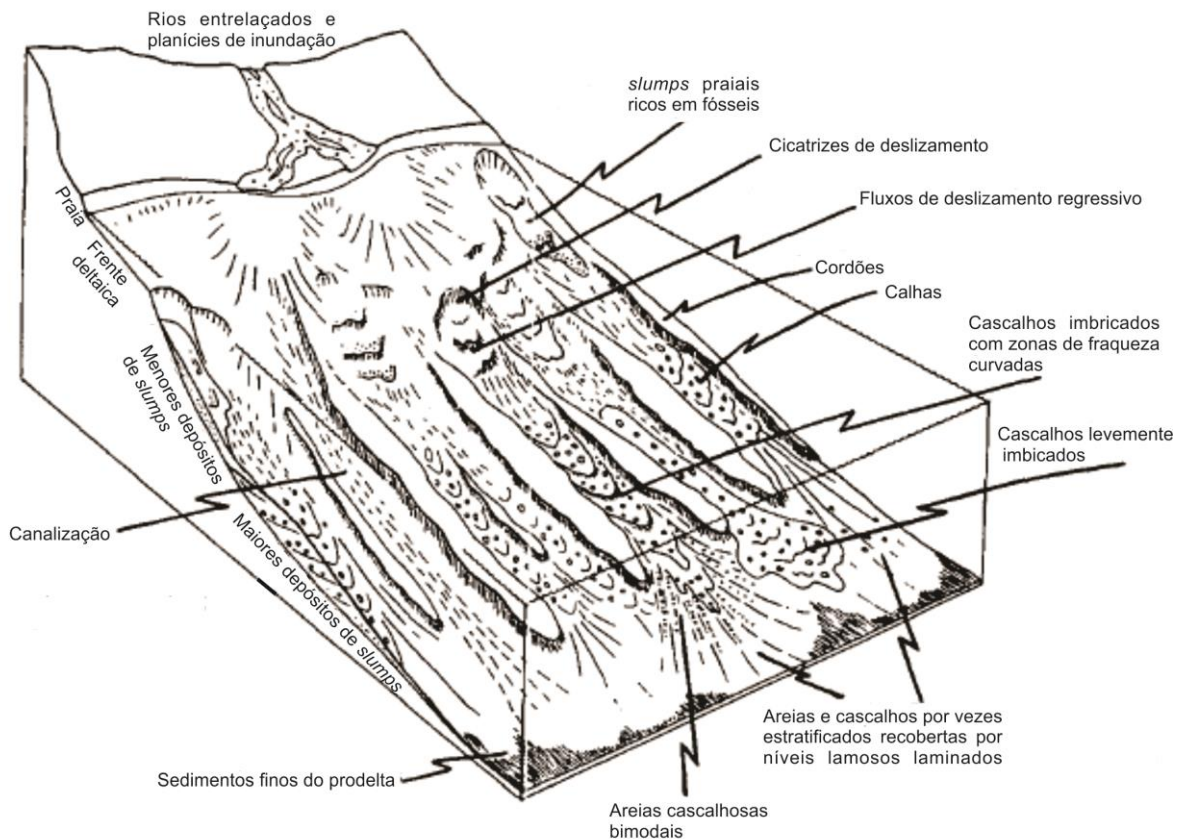
A interpretação de tais fácies como oriundas de *fan deltas* é dada a características sedimentológicas destas fácies (1A e 1B), tais como: padrão granulométrico, tamanho de clastos, trama estrutural e deformação penecontemporânea representada por dobras convolutas e falhas sin-sedimentares.

Um fator que se destaca principalmente na fácies 1A são as dobras convolutas, assim como estruturas de acamamento reliquiar referentes à sedimentação de níveis mais finos (fácies 3F) em momentos onde os fluxos gravitacionais de alta densidade não atingem o corpo d'água, permitindo assim que processos atribuídos principalmente à suspensão ocorram (EYLES *et al.*, 1985). Tais dobras e acamamentos reliquiar são atribuídos a incorporação de sedimentos finos pelos fluxos densos quando os mesmos atingem o corpo d'água (NEMEC & STEEL, 1984; POSTMA, 1984; HORTON & SCHMITT, 1996).

Os diamictitos da fácies 1A são relacionados às divisões três e quatro de *fan deltas* de Postma (1984) este subdivide os *fan deltas* em segmentos desde sua porção continental até o pro-delta. A divisão três é atribuída à fácies conglomeráticas que preenchem a porção distal de frentes deltaicas contendo cicatrizes de escorregamento. Já a divisão quatro esta relacionada a fácies conglomeráticas depositadas da base do talude dos *fan deltas* e geralmente apresenta-se bastante deformada. Essa divisão é condizente com o padrão deformacional encontrado nestas fácies, assim como a sedimentação de fácies distais (3F) mais finas intercaladas com as fácies 1A (fig.14).



Figura 14 - Bloco diagrama de um *fan delta* em um ambiente marinho raso. Destacam-se as porções do talude e bacia associadas às divisões 3 e 4 de Postma (1984).



Fonte: Extraído de Postma (1984).

A ocorrência de algumas camadas das fácies 2A intercaladas com as fácies 1A se dá principalmente a partir de fluxos de detritos de densidade relativamente menor às encontradas nas fácies 1A, mas também associados a fluxos de detritos (Lowe, 1982). Outro fator que pode contribuir para a deposição da fácies 1A em meio às fácies 2A é o retrabalhamento costeiro (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1984; HORTON & SCHMITT, 1996). Porém esse mecanismo parece ser pouco efetivo nesta associação de fácies devido ao amplo domínio de fluxos gravitacionais de alta densidade (POSTMA, 1984).

Os diamictitos da fácies 1A são semelhantes à fácies de “Paraconglomerado” descritos por Silveira (2000). Tal autor atribui estas fácies a dois processos: fluxos de detritos de alta densidade, e a transporte direto por geleiras (tilitos). A presença de clastos facetados tende o autor a interpretar esses depósitos sobre a influência direta do gelo. Porém, no presente trabalho não se observa nenhuma evidência

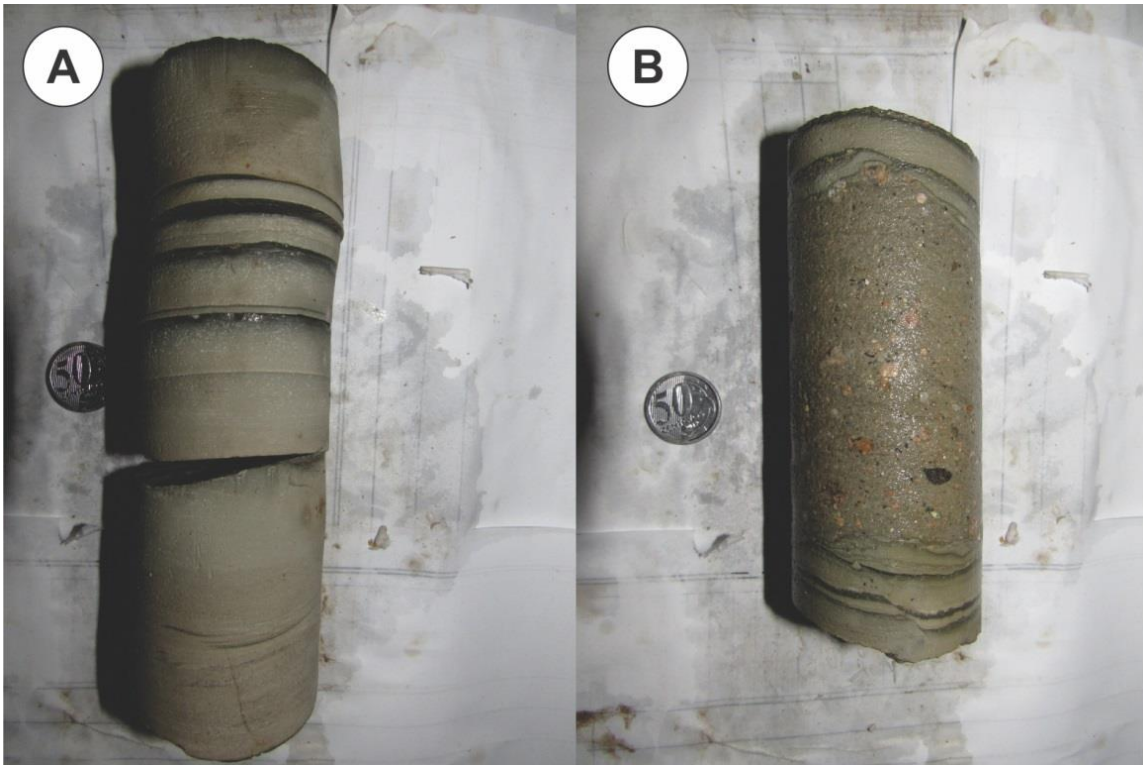
clara de tais processos. Pelo contrário, observam-se muito mais evidências de fluxos de alta densidade. Tal relação é feita devido a fatores como: estruturação dos depósitos, estruturas de acamamento reliquiar, além de estruturas de deformação penecontemporânea típicas de ambientes subaquosos (LOWE, 1975; LOWE, 1982; POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1988; HORTON & SCHMITT, 1996).

### **6.1.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A2**

A associação de fácies A2 ocorre diretamente sobre o embasamento cristalino, e é representada pelas seguintes fácies: 1D, 3A, 3C, 3F, 3G. Ela está representada nos poços LB-215-RS e LA-19-RS e atinge no máximo 11 m de espessura.

Nessa associação de fácies é comum a presença de estruturas de deformação penecontemporânea, porém, ocorrem intervalos não deformados (fig. 15). A associação em seus intervalos não deformados é representada principalmente por uma intercalação de arenitos muito finos a médios (centimétricos) com pelitos (milimétricos) e conglomerados maciços (fácies 3F). A ocorrência desses níveis conglomeráticos localizados podem variar de milimétricos a centimétricos. Tais conglomerados são a grânulo e a seixo.

Figura 15 - Heterolitos e conglomerados (fácies 3F). A) Heterolito composto por intercalações não rítmicas entre arenitos e pelitos; B) Conglomerado maciço que se intercala em meio aos heterolitos.



Fonte: autor.

Na porção basal desse intervalo ocorrem os níveis mais deformados (fácies 3G) desta associação de fácies. Esses estratos estão localizados nos primeiros 60 centímetros do poço LB-215-RS e são representados por intervalos brechados. Nestas brechas a rocha está com a estratificação totalmente deturpada. Não se observam mais resquícios da estratificação original. Destacam-se a presença de diversas injeções de arenitos (muito finos a médios), que colaboram na deformação da estratificação. Tais injeções possuem geometrias caóticas e inclinações diversas. Nestas brechas também é possível observar alguns clastos de tamanho grânulo e seixo rotacionados (fig. 16).

Figura 16 - Brechas sedimentares altamente deformadas. A e B) Brechas sedimentares altamente deformadas, destaca-se a grande quantidade de injeções com geometrias variadas e estratificação totalmente deturpada.

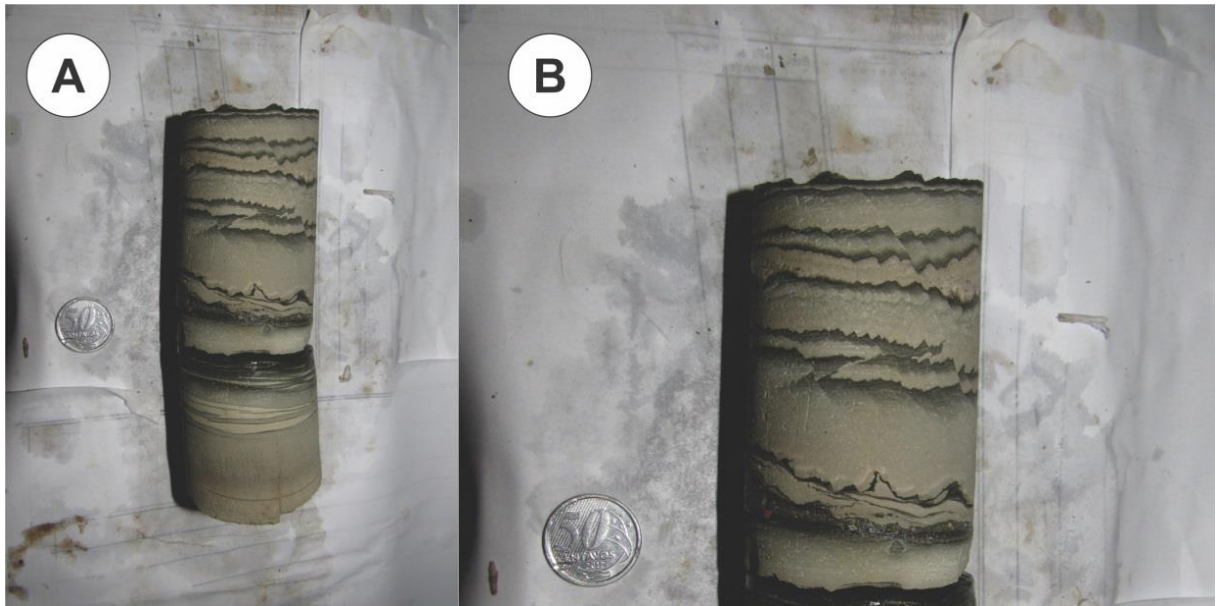


Fonte: autor.

Outras estruturas de deformação são as falhas (fig. 17). Não se pode afirmar com acurácia qual a classificação real destas estruturas, visto que os testemunhos não possuem orientação estrutural. Porém, a partir da descrição faciológica, e observação da geometria disposta nos testemunhos de sondagem, pode-se atribuir alguns aspectos acerca destas. As falhas apresentam duas disposições distintas em relação ao plano de falha: a primeira diz respeito a falhas normais com rejeito milimétrico; já o segundo grupo de falhas está relacionado a falhas inversas (possivelmente falhas de cavalgamento) com rejeito milimétrico a centimétrico. As duas famílias destas estruturas estão relacionados a intervalos mais finos desta associação de fácies (arenitos e pelitos).



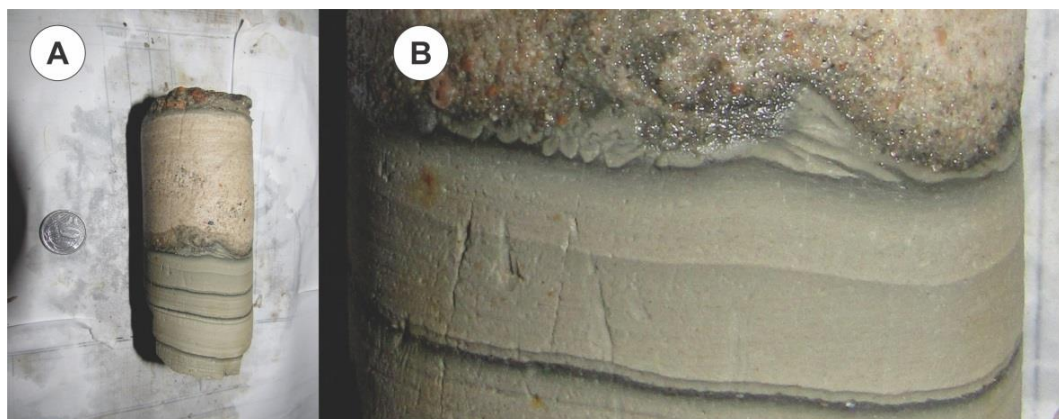
Figura 17 - Falhas sin-sedimentares nas fácies 3F. A) Visão geral das falhas sin-sedimentares. B) Destaque para as falhas normais e inversas (detalhe da foto A).



Fonte: autor.

Também se observam estruturas de carga. Estas estruturas estão dispostas sempre na interface entre as intercalações areno-lamosas e as camadas conglomeráticas. A deposição de camadas conglomeráticas sobre os estratos mais finos configura o gatilho para a formação destas estruturas (fig. 18).

Figura 18 - Estruturas em chama nas fácies 3F. A) Camada conglomerática deformando as camadas mais finas gerando estruturas em chama. B) Detalhe da estrutura em chama mostrada na foto A.



Fonte: autor.

Estruturas associadas à fluidização são as mais comuns nesse intervalo e estão associadas aos intervalos de intercalação areno-lamosa. Tais estruturas apresentam geometrias variadas, mas algumas apresentam geometrias bem características. Destacam-se estruturas arenosas com formato sigmoide com

dimensões que não ultrapassam 5 cm de extensão lateral. Essas sigmoides são circundadas por finas camadas lamosas nas suas bordas. Entre uma sigmoide e outra, podem existir camadas de arenitos muito finos separando uma de outra, mas tal disposição não é regra. Essas sigmoides estão concentrados em um intervalo de cerca de 15 cm de espessura (fig.19).

Figura 19 - Estrutura de fluidização em formato sigmoide nas fácies 3F. A) Disposição geral das estruturas em sigmoide. B) Detalhe para as estruturas evidenciadas na foto A. Destaca-se a alta fluidização das camadas na parte inferior da foto.



Fonte: autor.

Alguns clastos peculiares destacam-se na trama desse intervalo faciológico. Foram descritos alguns clastos do tamanho grânulo a seixo, que por vezes deformam a estratificação e poderiam ser interpretados como possíveis clastos caídos. Porém, além de sua baixa densidade de ocorrência, os mesmos estão associados a níveis estratais concentrados em grossos. Ademais, estes fragmentos por muitas vezes estão claramente rotacionados. Devido a isso é complicado atribuir estes fragmentos como originados por queda de detritos (fig. 20).

Além destes clastos outros merecem destaque. Observam-se blocos e matações de granitos (dois fragmentos) que atingem até 50 cm de espessura. Estes clastos possuem contatos abruptos com as camadas e não apresentam uma relação de deformação clara com os estratos (o que se é esperado no caso de *dropstones*).

Figura 20 - Clastos peculiares nas fácies 3F. A) Matação de granito de cerca de 50 cm em contato difuso com as camadas sedimentares subjacentes. B) Grânulos concentrados em camadas. Nota-se que alguns destes

deformam as camadas de lamias subjacentes. C) Mesmo intervalo estratigráfico da figura 17, novamente evidenciando a ocorrência de clastos peculiares. D) Concentração de grânulos e seixos deformando a estratificação subjacente.



Fonte: autor.

Essa associação de fácies não apresenta estruturas trativas. Porém foram observadas em diversos níveis a presença de estruturas heterolíticas. Algumas delas apresentam-se claramente como heterolitos *linsen* e *flaser*. Porém a grande maioria são de difícil classificação por estarem muitas vezes deformadas e não apresentando padrão. Apesar disso, devido a estruturas difusas entre camadas de areias e lama preferiu-se classificar como heterolitos estas estruturas (fig. 21).

Figura 21 - Estruturas heterolíticas nas fácies 3F. A) Heterolitos marcadas pelas lâminas de lama entre as camadas arenosas. B) Detalhe das estruturas heterolíticas *flaser* e *linsen*.



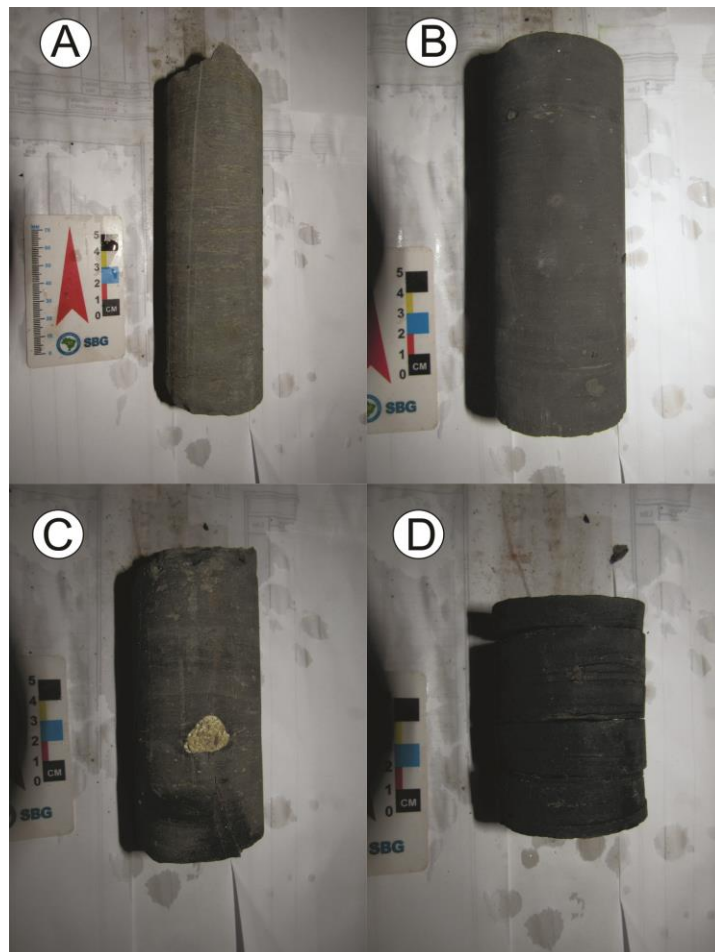
Fonte: autor.

Além dos heterolitos ocorrem algumas outras fácies, estas contendo um conteúdo lamoso maior. Estas outras fácies estão representadas apenas na porção norte da área de estudo (poço LA-19-RS).



A primeira fácies que ocorre logo acima dos heterolitos é representada por intercalações rítmicas de camadas milimétricas de pelitos carbonosos com camadas milimétricas de arenitos muito finos (fácies 3C). Estes ritmitos possuem alguns clastos caídos deformando a sua estratificação. Tais clastos possuem dimensões milimétricas a centimétricas e composição granítica. Um aspecto interessante desses ritmitos é que eles possuem uma granodecrescência ascendente, com aumento da relação lama/areia para o topo. Este aumento da lama faz com que os ritmitos gradem a pelitos e folhelhos carbonosos (fácies 3A) na porção mais superior desta associação de fácies (fig. 22).

Figura 22 - Rimitos 3C e folhelho 3A. A e B) Rimitos pelíticos contendo alto conteúdo de matéria orgânica. Na topo da figura B pode-se observar um pequeno clasto caído. C) Ritmito pelítico contendo clasto caído na porção central da figura. D) Folhelho carbonoso.



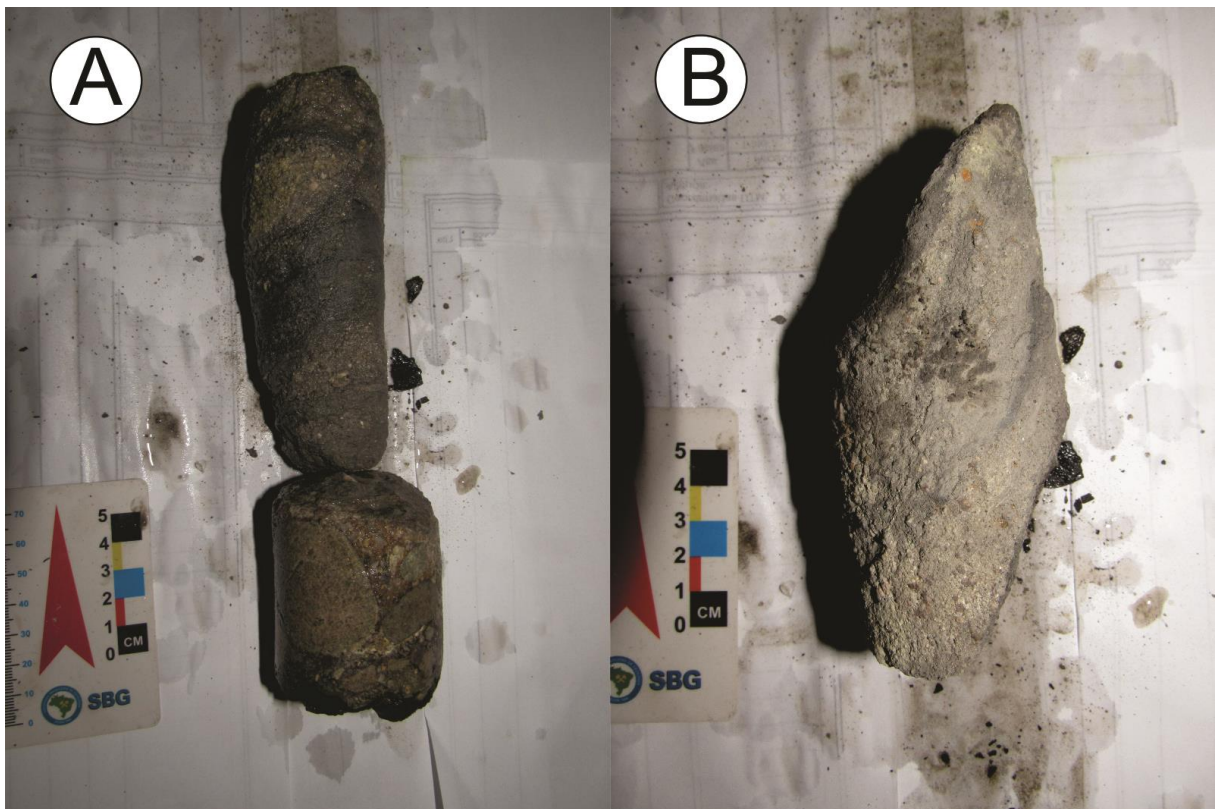
Fonte: autor.

Outra fácies desta associação são os diamictitos lamosos com feições de ressedimentação (fácies 1D). Estes diamictitos são totalmente distintos dos encontrados na associação de fácies A1. Eles são compostos por uma matriz



lamosa semelhante aos ritmitos e folhelhos sotopostos. Além da lama, ocorrem algumas areias que variam de médias a muito grossas, além de um nível contendo seixos de rochas graníticas dispersas. Estes diamictitos apresentam deformação penecontemporânea, representada principalmente por dobras sin-sedimentares (fig. 23).

Figura 23 - Diamictitos lamosos ressedimentados (fácies 1D). A) Diamictito ressedimentado contendo uma matriz lamosa com alguns poucos grãos de areia. Já no arcabouço é possível observar vários clastos do tamanho seixo de composição predominantemente granítica. B) Dimictito contendo matriz lamosa e claras feições de ressedimentação.



Fonte: autor.

A associação de fácies A2 é interpretada como a porção da frente deltaica distal/talude e pro delta destes sistemas *fan* deltaicos (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1988; NEMEC, 1993; HORTON & SCHMITT, 1996). Estas fácies apresentam um padrão faciológico que denota uma sedimentação distal dominada por suspensão e fluxos de turbidez de baixa densidade e com ocasional contribuição de fluxos de detritos (LOWE, 1982; EYLES *et al.*, 1985).

A fácies 3F predomina nesta associação. Seu padrão de intercalação areno-lamosa é associado a processos de suspensão e ocasionais correntes trativas e fluxos de detritos, denotados pelas estruturas heterolíticas presentes, assim como

algumas camadas conglomeráticas maciças que se intercalam com as litologias mais finas (LOWE, 1982). Estes fluxos de detritos são possivelmente aportes hídricos repentinos oriundos do leque aluvial (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1984).

Alguns fatores validam parte dessa associação de fácies como oriundos de frente deltaica distal. As principais características são o amplo desenvolvimento de estruturas de deformação penecontemporâneas como falhas sin sedimentares, estruturas de fluidização e estruturas de carga nas fácies 3F. Tais estruturas tendem a se desenvolver em zonas instáveis e muitas vezes estão relacionadas a gradientes topográficos mais elevados (LOWE, 1982). Fácies mais finas contendo deformação penecontemporânea como as fácies 3F e 3G, tendem geralmente a ser relacionadas a locais com instabilidade como a frente deltaica distal e talude, onde tendem a ser ressedimentados a partir de processos como *slumps* e *slides* (LOWE, 1982).

Uma característica interessante ocorre relacionada tanto com a fácies 1A, na associação de fácies A1, quanto com a fácies 3F na associação de fácies A2: a ocorrência de matacões de rochas graníticas semelhantes ao embasamento atingindo até 1m de espessura. Isto pode indicar uma forte contribuição de rochas graníticas aflorantes na região durante a sedimentação desse sistema, o que seria mais uma evidência de que estes sistemas deposicionais são proximais, condizentes então com sistemas *fan* deltaicos (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1984, NEMEC & STEEL, 1988; NEMEC, 1993).

Outra característica que leva estes depósitos a apresentarem uma arquitetura contendo deformações penecontemporâneas são os perfis de fundo gerados durante as diversas fases de sedimentação destes sistemas *fan* deltaicos (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1988; NEMEC, 1993). Estes perfis tendem a ser bastante irregulares devido à dinâmica episódica e muitas vezes com caráter erosivo destes ambientes (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1988; NEMEC, 1993).

Nesta associação de fácies ocorrem também fácies com caráter ainda mais distal (3A, 3C e 1D). Estas fácies denotam a zona mais distal do *fan delta*, representada por ritmitos lamosos com clastos caídos, pelitos/folhelhos carbonosos e diamictitos com matriz lamosa. Estas fácies denotam processos de sedimentação quase que exclusivamente por suspensão (EYLES *et al.*, 1985). A ocorrência de

ritmitos lamosos com clastos caídos (3C) denota uma influência glacial indireta para a sedimentação destas fácies (EYLES et al., 1985).

Na porção pró-delta também ocorrem fácies relacionadas a ressedimentação de níveis lamosos (1D). Elas estão relacionadas a fluxos gravitacionais de baixa densidade na transição do talude para o pró-delta, e parecem ter uma forte relação com as fácies 3A e 3C, sendo a porção ressedimentada destas fácies (LOWE, 1982).

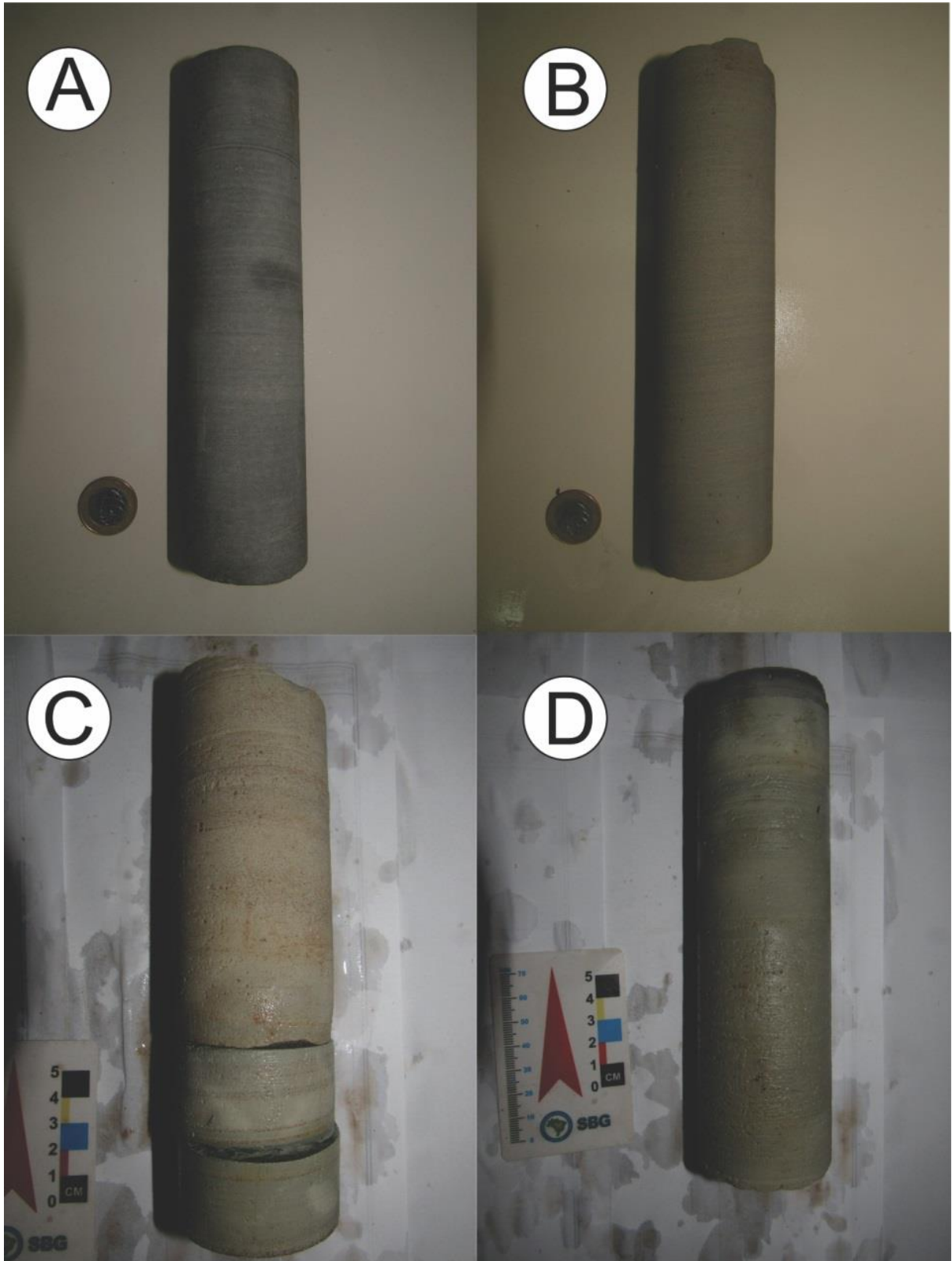
### **6.1.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES B**

A associação de fácies B é composta por fácies predominantemente arenosas. Compõe esta associação de fácies: 1B, 2A, 2B, 2C, 2E, 2D, 2E, 2F, 3A, 3D, 3E e 3H. Esta associação de fácies esta representada em todos os poços estratigráficos utilizados e atinge até 45 m de espessura.

Na porção mais central da área de estudo ocorrem as fácies mais finas desta associação, representadas por intercalações de material areno-lamoso, além de pelitos laminados na porção superior.

Estas intercalações areno-lamosas apresentam por vezes ritmicidade, mas isso não é comum em todo o intervalo. As intercalações não rítmicas (3D) são compostas por interdigitações de camadas de arenitos muito finos a finos com pelitos. Por vezes podem ocorrer camadas milimétricas de arenitos médios a grossos interdigitados com as litologias mais finas. Estas intercalações ocorrem em camadas milimétricas de ambas as litologias (fig. 24).

Figura 24 - Intercalações não rítmicas entre arenitos e pelitos ( fácies 3D). A e B) Intercalação entre camadas milimétricas de arenitos muito finos a finos e pelitos (IB-93-RS). C e D) Intercalações não rítmicas entre arenitos muito finos a finos e pelitos. Diferentemente das litologias apresentadas nas fotos 24A e 24B nesta por vezes ocorrem algumas camadas milimétricas a centimétricas de arenitos médios a grossos em meio as litologias mais finas.



Fonte: autor.

Ao longo deste pacote ( fácies 3D) é comum a identificação de estruturas heterolíticas *flaser* e *linsen* que ocorrem de maneira não padronizada nesse pacote (fig. 25). Também são comuns estruturas de deformação penecomtemporânea, como falhas sin-sedimentares e estruturas de fluidização com padrão caótico. Algumas destas falhas ocorrem na transição dos diamictitos da associação de fácies A1 para a presente associação de fácies e são marcadas por arenitos grossos a muito grossos falhados (fig. 26).

Figura 25 - Fácies Heterolíticas (fácies 3D). A e B) Arenitos muito finos a finos com alguns níveis lamosos (< 2 mm) entre os *sets* de areia. C e D) Estruturas heterolíticas *linsen* concentradas em níveis centimétricos das intercalações areno-lamosas. Percebem-se a ocorrência de algumas falhas sin-sedimentares associadas a estas fácies.

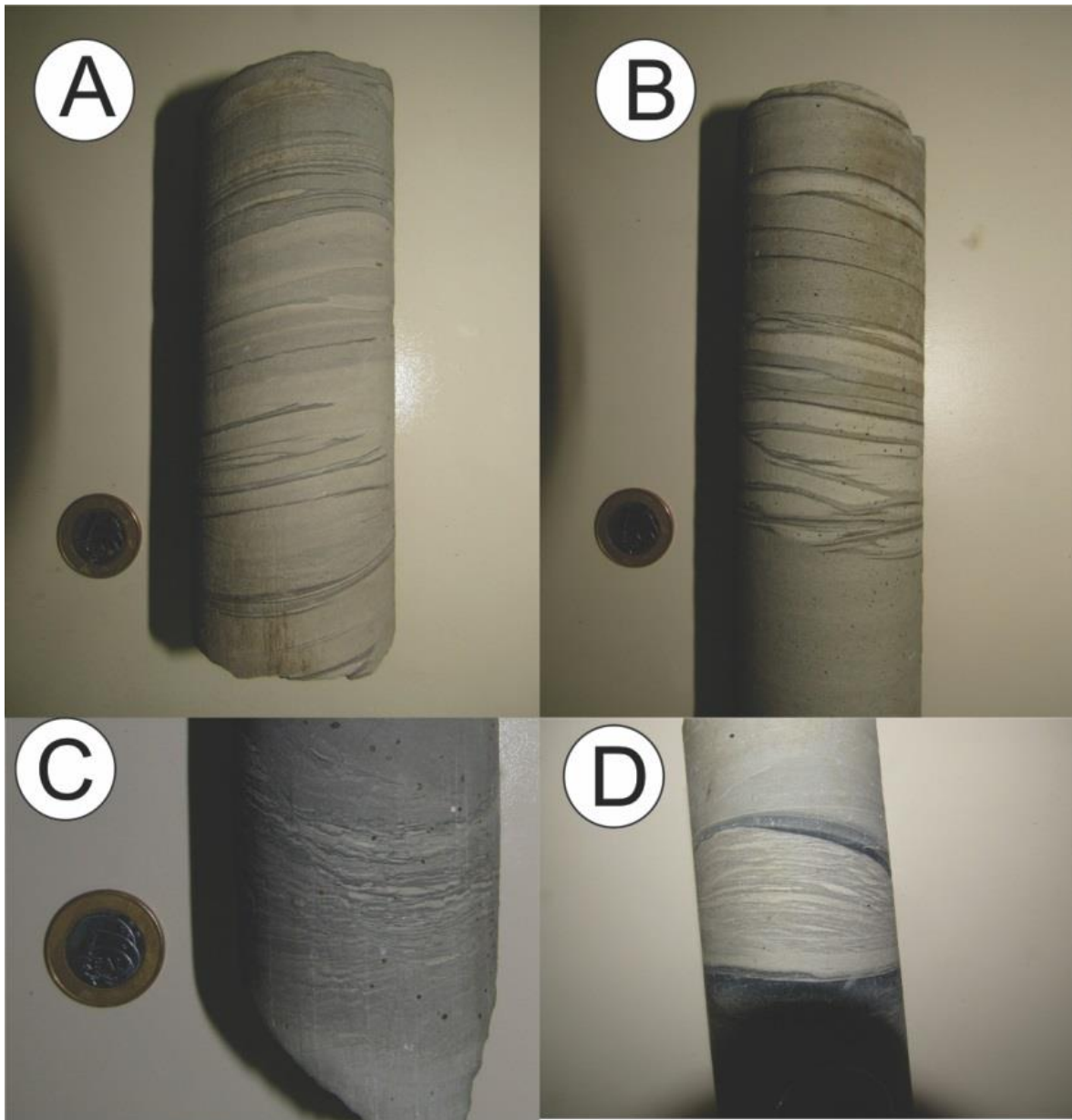
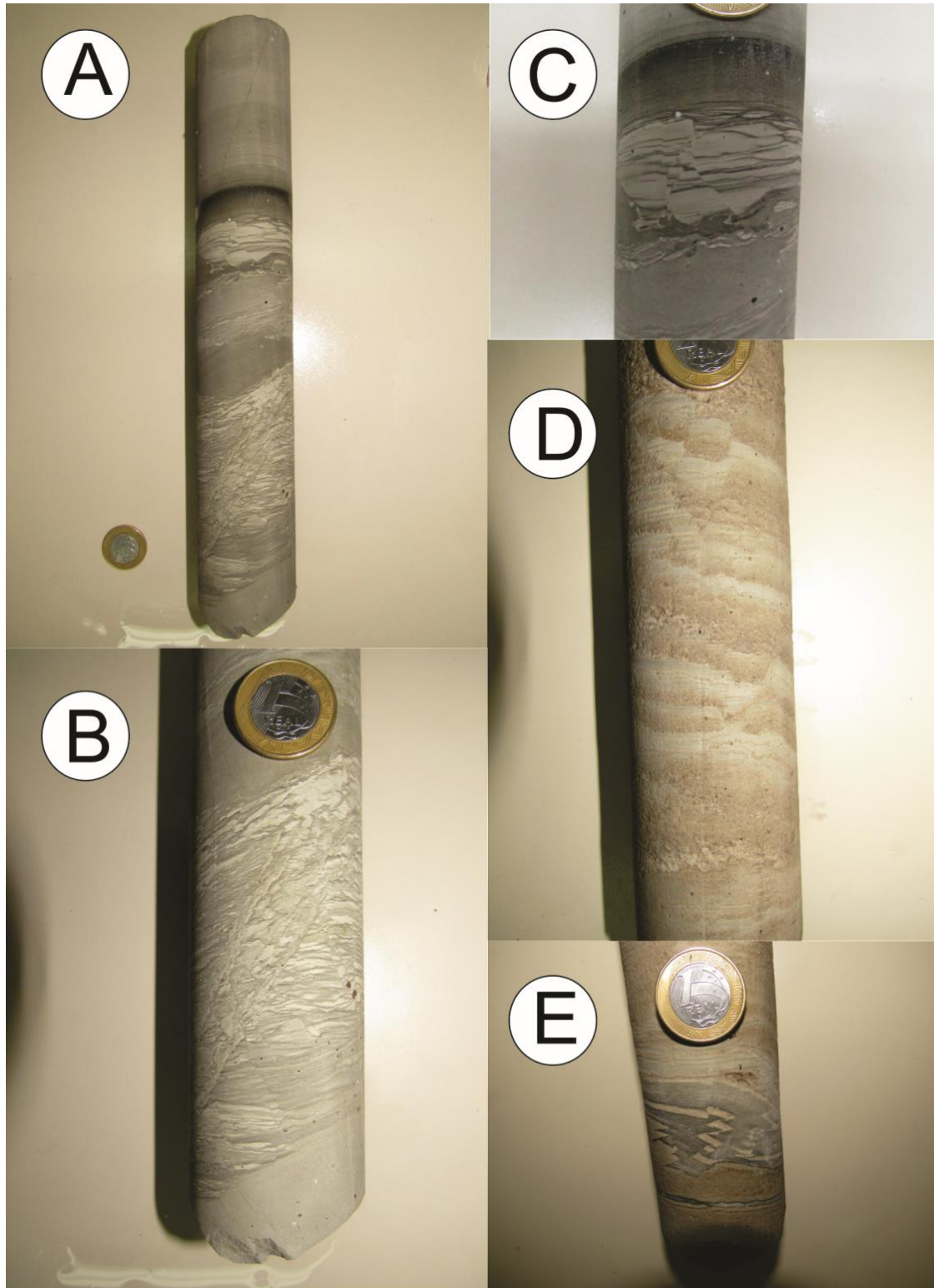




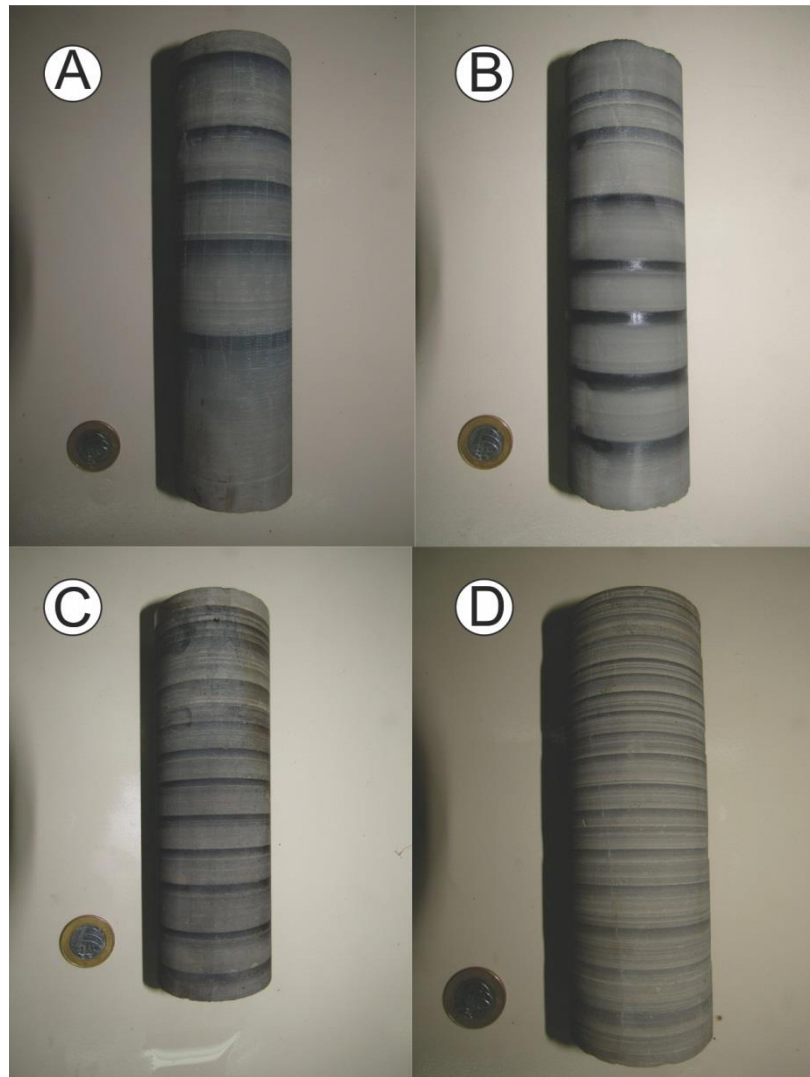
Figura 26 - Falhas sin-sedimentares e estruturas de fluidização associadas (fácies 3D). A) Visão geral de estruturas de fluidização e falhas sin-sedimentares associadas às intercalações areno-lamosas. B) Destaque (fig. 26A) para falhas sin-sedimentares normais e inversas e estruturas de fluidização associadas a estas falhas. C) Detalhe (figura 26A) para falhas sin-sedimentares normais. D) Falhas sin-sedimentares normais e inversas associadas a níveis de transição entre a associação de fácies A1 e a associação de fácies B. E) Falha de cavalgamento associada também a níveis de transição entre a associação de fácies A1 e B.



Fonte: autor.

Além destas intercalações também ocorrem intercalações rítmicas milimétricas a centimétricas de arenitos muito finos a finos e pelitos ( fácies 3E). Estas intercalações ocorrem mais para o topo dos estratos estudados e apresentam um claro padrão de granodescência ascendente, marcado pelo decréscimo da razão areia/lama para o topo (fig. 27).

Figura 27 - Ritmitos da associação de fácies B (fácies 3E). A - D) Intercalação rítmica entre camadas milimétricas a centimétricas de arenitos muito finos a finos e pelitos. A figura 27A representa um nível mais basal dos ritmitos. Já a figura 27D um nível mais superior desta fácies. Nota-se que da base para o topo ocorre um incremento na ritmicidade desta fácies, assim como da quantidade de lama.

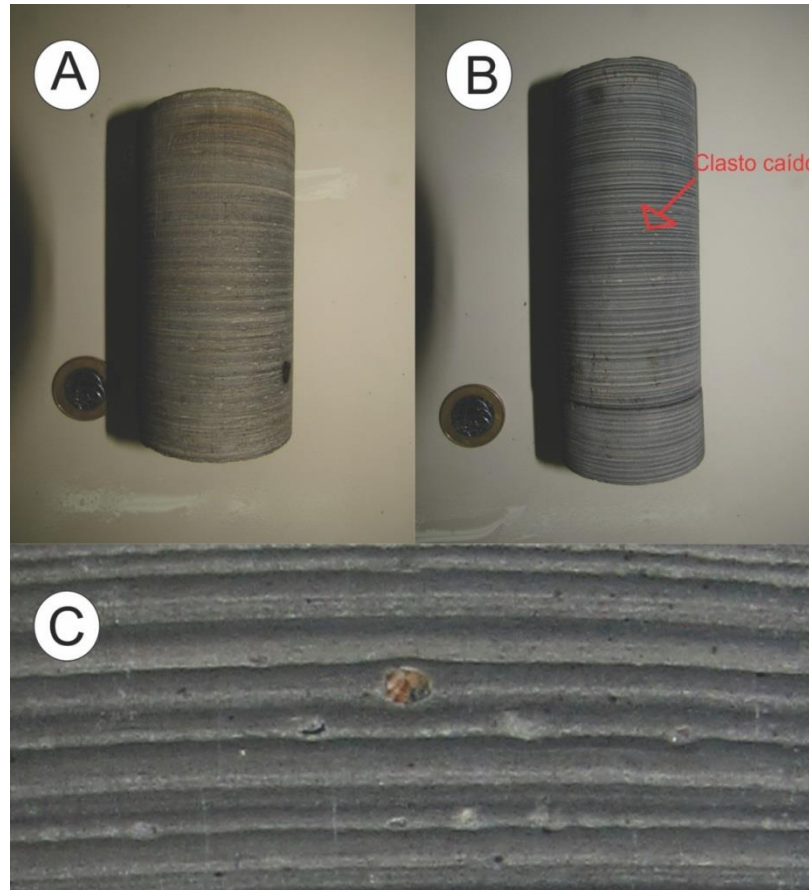


Fonte: autor.

Tais ritmitos (3E) possuem estruturas de bioturbação (horizontais ao acamamento) e clastos caídos (milimétricos) na porção superior do intervalo analisado. A ocorrência dessas estruturas se dá em níveis mais lamosos destes

ritmos. Não foram observadas estruturas de deformação penecontemporânea nestas fácies (fig. 28).

Figura 28 - Estruturas de bioturbação e clastos caídos (fácies 3E). A) Estruturas de bioturbação planares associadas aos níveis rítmicos superiores. B) Clastos caídos de dimensões milimétricas associadas aos níveis rítmicos superiores. C) Detalhe (figura 28B) para um clasto caído de composição granítica.



Fonte: autor.

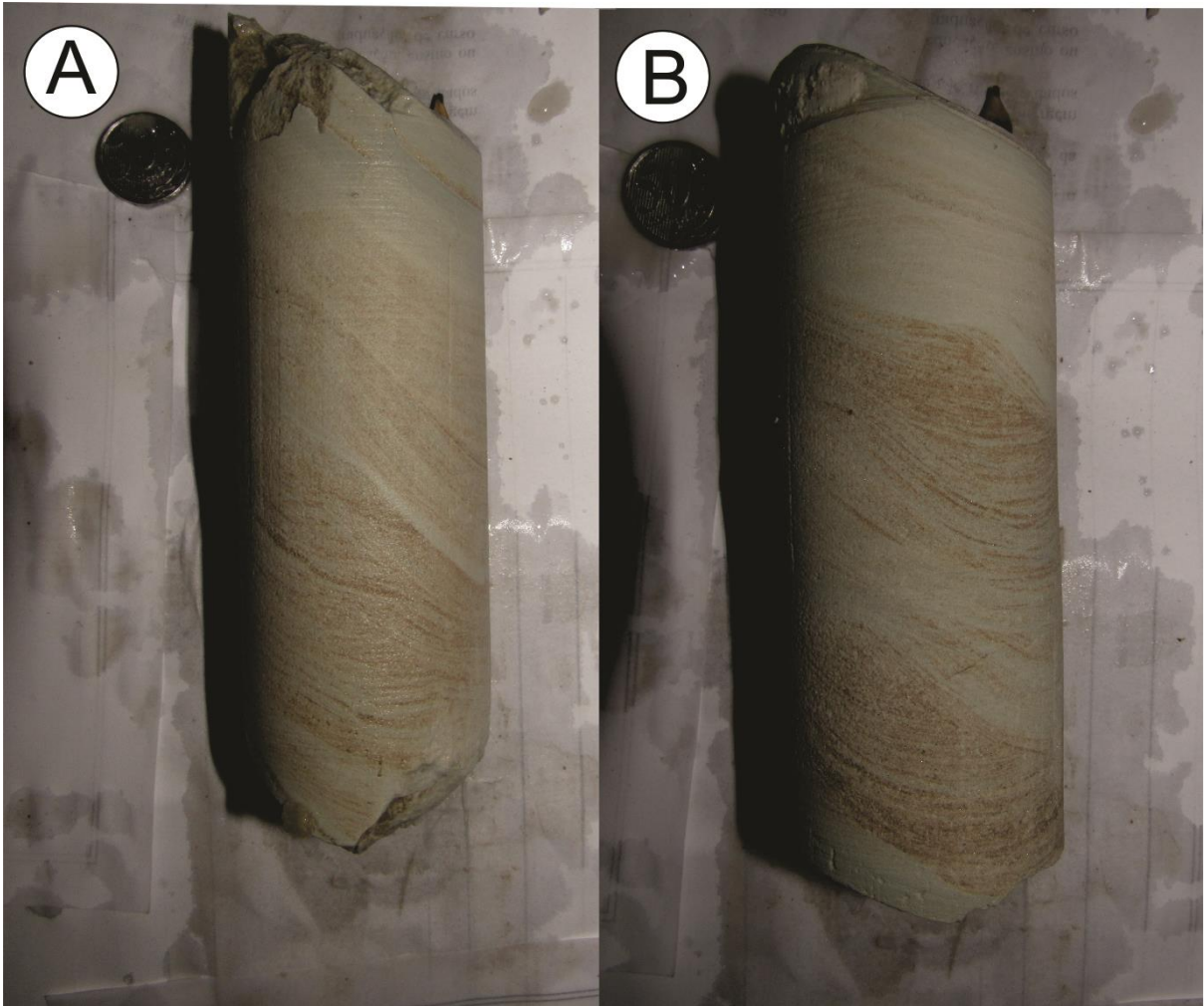
Outras fácies com intercalações areno-lamosas também estão representadas nesta associação de fácies. Porém, elas apresentam um padrão arquitetural totalmente distinto das fácies finas (fácies 3D e 3E). Nesta a intercalação é composta principalmente por camadas de arenitos muito finos a finos (que por vezes se tornam grossos a muito grossos) e pelitos. Porém, nestas fácies (fácies 3H) as intercalações não ocorrem de maneira gradacional, mas sim abrupta, com entrada de material mais grosso abruptamente sobre camadas mais finas (fig. 29). Na porção basal deste intervalo também é possível observar alguns arenitos médios a grossos moderadamente selecionados contendo *climbing ripples* (fig. 30).



Figura 29 - Heterolitos grossos (fácies 3H). A) Intercalações de níveis de areias muito finas a finas e pelitos com entradas bruscas de camadas de arenitos grossos. Observam-se algumas falhas normais deturpando a estratificação. B) Intercalações areno-lamosas com menor contendo menor contribuição de areias grossas. C) Intercalações areno-lamosas com contribuição de areias muito grossas e camadas centimétricas de ortoconglomerados. D) Intercalação arenosa lamosas com baixa contribuição de grossos. Porém, notam-se alguns clastos no topo da figura contendo material carbonoso.



Figura 30 - *Climbing ripples* (fácies 3H). A e B) *Climbing ripples* associadas a níveis arenosos grossos em meio a fácies arenosas finas.



Fonte: autor.

Destacam-se a ocorrência de camadas conglomeráticas maciças, que assim como as camadas arenosas grossas, também ocorrem de maneira abrupta. Estas camadas são de ortoglomerados, polimíticos, com matriz variando de areia grossa a muito grossa e arcabouço de tamanho grânulo a seixo (fig. 31).

Figura 31 - Camadas Conglomeráticas ( fácies 3H). A e B) Camadas centimétricas de ortoconglomerados maciços. Nota-se na figura A a entrada extramente abrupta destas fácies em meio às fácies mais lamosas. Na figura B destacam-se a grande quantidade de clastos de rochas metamórficas predominantemente angulosos.



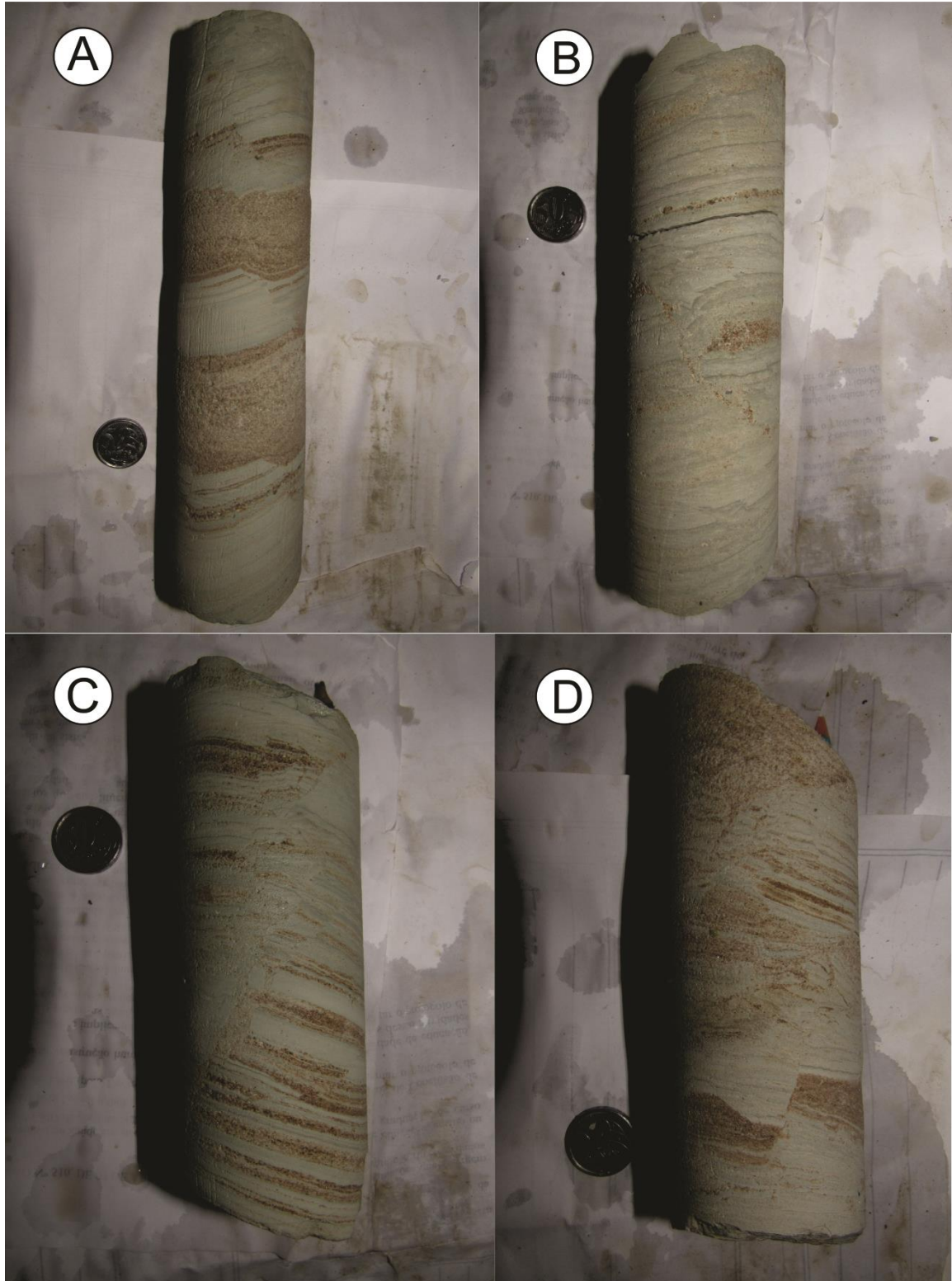
Fonte: autor.

Um aspecto extremamente característico desta fácies (3H) é a deformação penecontemporânea associada. Esta deturpação do acamamento sedimentar está representada principalmente por falhas sin-sedimentares, dobras convolutas e injeções arenosas.

As falhas apresentam-se tanto normais quanto inversas (predominando normais). O rejeito é variável, variando de milimétrico a centimétrico. Tais falhas estão associadas principalmente à ocorrência de arenitos grossos a muito grossos em meio aos níveis finos. Tais areias tendem a migrar ao longo dos planos de falhas, retratando certo grau de fluidização destes sedimentos (fig. 32).



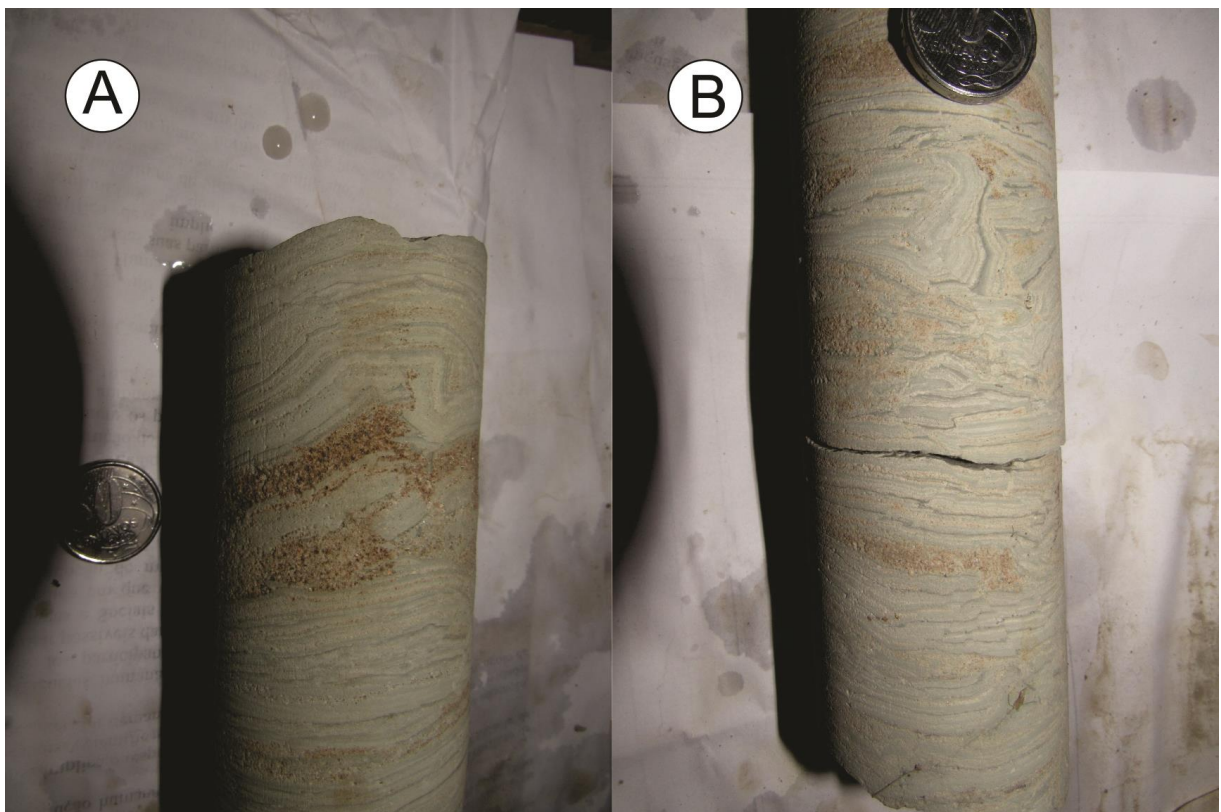
Figura 32 - Falhas sin-sedimentares (fácies 3H). A) Intercalação areno-lamosa com níveis de arenitos grossos centimétricos. Destaca-se a alta densidade de falhamentos sin-sedimentares com falhamentos normais. B e C) Falhas sin-sedimentares com rejeito centimétrico e migração de areias ao longo do plano de falha, atestando fluidização destes níveis. Observam-se também injeções arenosas associadas a estas falhas. D) Falhas sin-sedimentares normais e inversas com migração de areias ao longo do plano de falha. Novamente, atestam-se diversas injeções arenosas com padrão caótico.



Fonte: autor.

As dobras convolutas, assim como as falhas sin-sedimentares, ocorrem associados a níveis arenosos grossos a muito grossos (fig. 33). As dobras possuem geometrias variadas e caóticas e algumas delas estão associadas a falhas. Em alguns locais o grau de deturpação das camadas é elevado ao ponto de não poder se observar a relação de topo e base das camadas.

Figura 33 - Dobras convolutas ( fácies 3H). A) Dobras convolutas associadas a níveis grossos com certa vergência dos planos axiais e ângulo de fechamento moderado a alto. B) Dobras convolutas caóticas. Não se observam mais os planos de acamamento originais. Destaca-se no centro da figura um nível quase que a 90° em relação ao acamamento na porção inferior da figura.



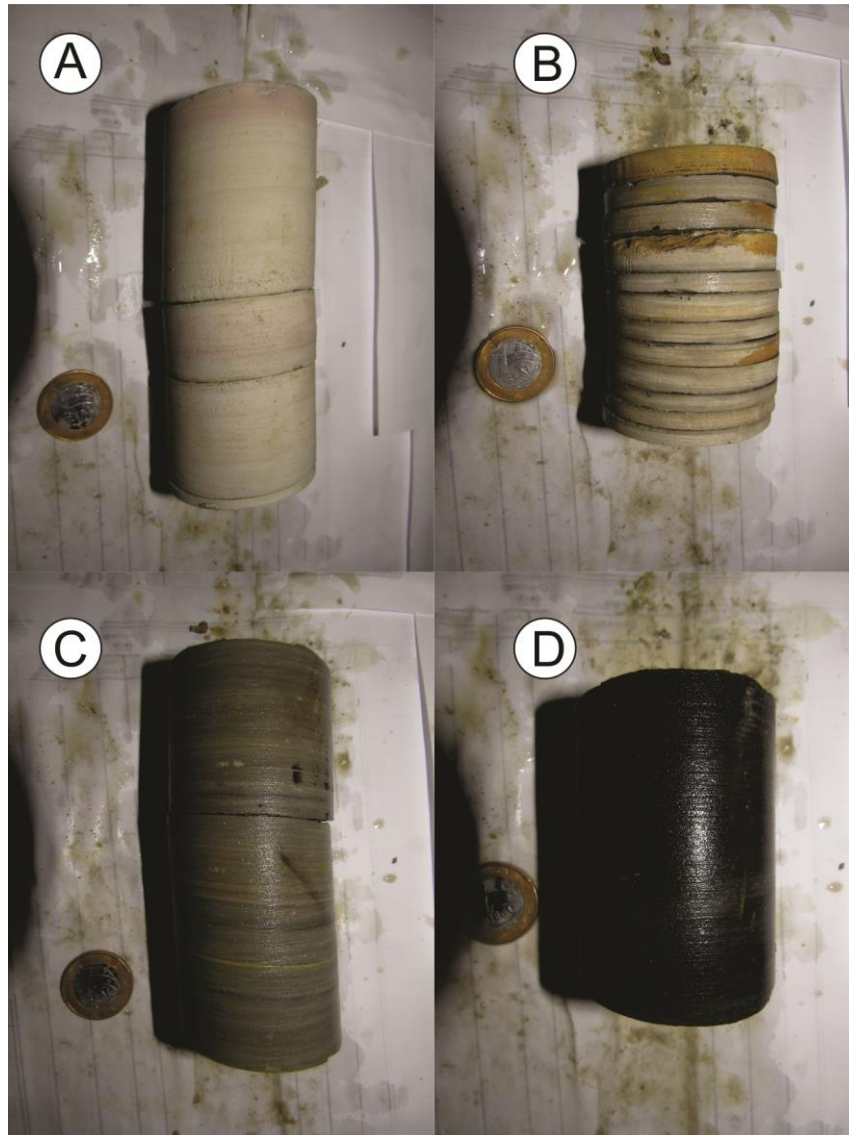
Fonte: autor.

Injeções arenosas também são uma estrutura típica destes níveis nesta associação de fácies. Assim como as dobras convolutas, estas apresentam geometrias caóticas. Tais estruturas aparentam ter um grau de relação forte com as falhas e as dobras, pois ocorrem na sua maioria associadas.

No poço RN-13-RS, à medida que se sobe na estratigrafia, observa-se um padrão de granodecrescência ascendente destas fácies, com maior contribuição de grossos na base e aumento de contribuição lamosa (em detrimento de grossos) para

o topo (fig. 34). Além disso, também é identificado contribuição carbonosa nos níveis mais lamosos.

Figura 34 - Aumento progressivo do conteúdo de lama (fácies 3H para fácies 3A). A – D) Observa-se o incremento gradativo da lama em relação a areia no poço RN-13-RS. Destaca-se também o aumento da quantidade de material carbonoso da base para o topo.



Fonte: autor.

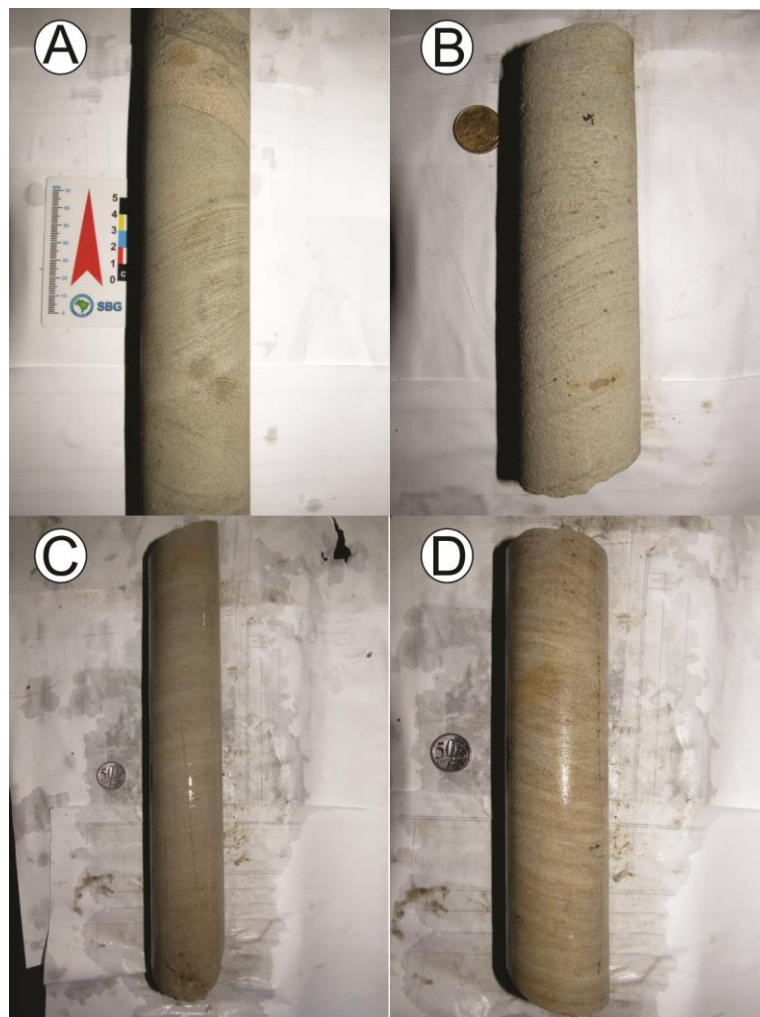
Fácies amplamente arenosas também ocorrem nesta associação de fácies e são representadas por: arenitos médios a grossos com estratificação cruzada indistinta (2C), arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela (2B), arenitos grossos a muito grossos maciços (2A), arenitos muito finos a finos maciços a levemente estratificados (2D), arenitos finos a médios com *ripples* de corrente (2E) e arenitos muito finos a médios com *ripples* de onda (2F). É comum nas fácies arenosas a presença de algumas estruturas de deformação sin-sedimentares



representadas principalmente por estruturas de fluidização. Também ocorrem alguns níveis heterolíticos deformados penecontemporaneamente nestas fácies.

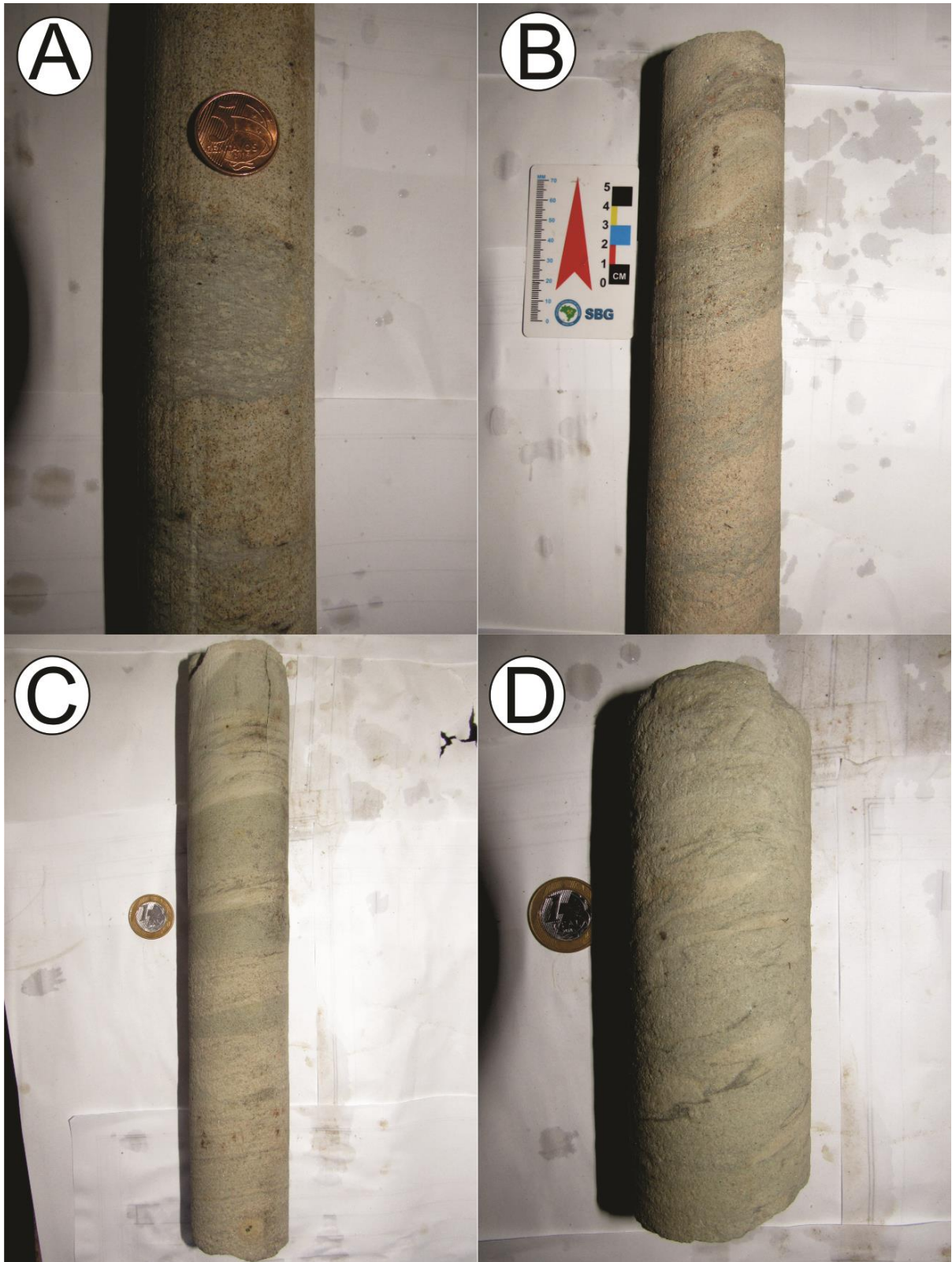
A primeira fácies é composta por arenitos médios a grossos com estratificação cruzada indistinta (fácies 2C). Esses arenitos são moderadamente selecionados, além de moderada maturidade textural e mineralógica. Predominam grãos de quartzo (fig. 35). É comum observar nesses arenitos alguns níveis com estruturas heterolíticas contendo deformação penecontemporânea, esta sendo representada principalmente por estruturas de fluidização, destacando-se por conter material lamoso em meio aos arenitos (fig. 36).

Figura 35 - Arenitos com estratificação cruzada indistinta (fácies 2C). A) Arenitos médios a grossos moderadamente selecionados com estratificação cruzada bem marcada em alto ângulo. B) Arenito médio moderadamente selecionado com estratificação cruzada na porção inferior em alto ângulo e porções maciças no topo da figura. C) Arenito médio moderadamente selecionado com estratificação cruzada em médio ângulo. D) Arenito médio moderadamente selecionado com estratificações cruzadas em médio a alto ângulo.



Fonte: autor.

Figura 36 - Arenitos com estruturas de fluidização ( fácies 2C). A – D) Diferentes comportamentos e geometrias das estruturas de fluidização em arenitos com predominância de estruturas trativas. Ressalta-se nas figuras A e B estruturas heterolíticas com fluidização. Já na figuras C e D as estruturas apresentam-se concentradas em alguns níveis lamosos.

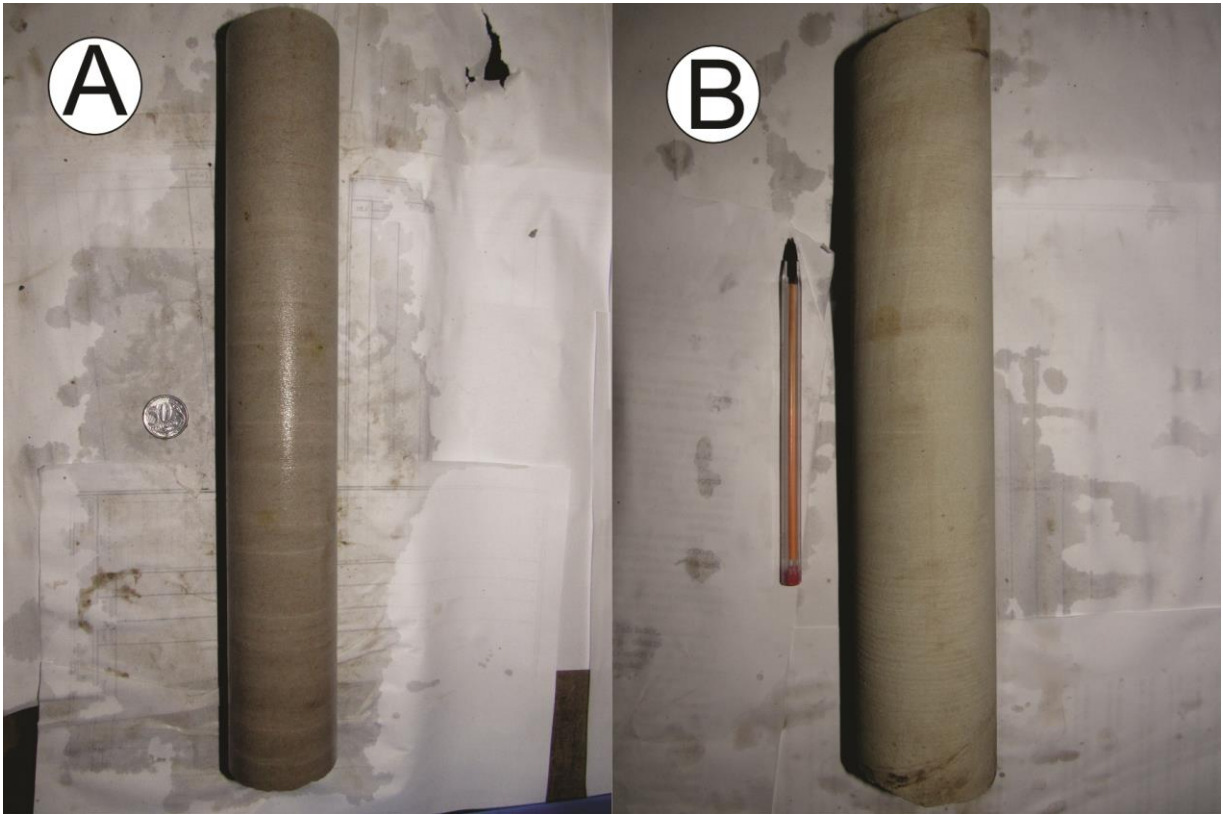


Fonte: autor.



Observam-se também arenitos muito finos a médios, bem selecionados, contendo estratificação plano-paralela ( fácies 2B). Tais arenitos possuem boa maturidade textural e mineralógica, predominando grãos de quartzo (fig. 37).

Figura 37 - Arenitos com estratificação plano-paralela ( fácies 2B). A) Arenito fino a médio moderadamente selecionado com estratificação plano-paralela bem marcada. B) Arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela levemente marcada.



Fonte: autor.

Também ocorrem fácies maciças ( fácies 2A) representadas por arenitos grossos a muito grossos, moderadamente selecionados. Tais arenitos possuem moderada maturidade textural e mineralógica, predominando grãos de quartzo e fragmentos de rocha. Possuem deformação penecontemporânea pouco significativa (fig. 38).

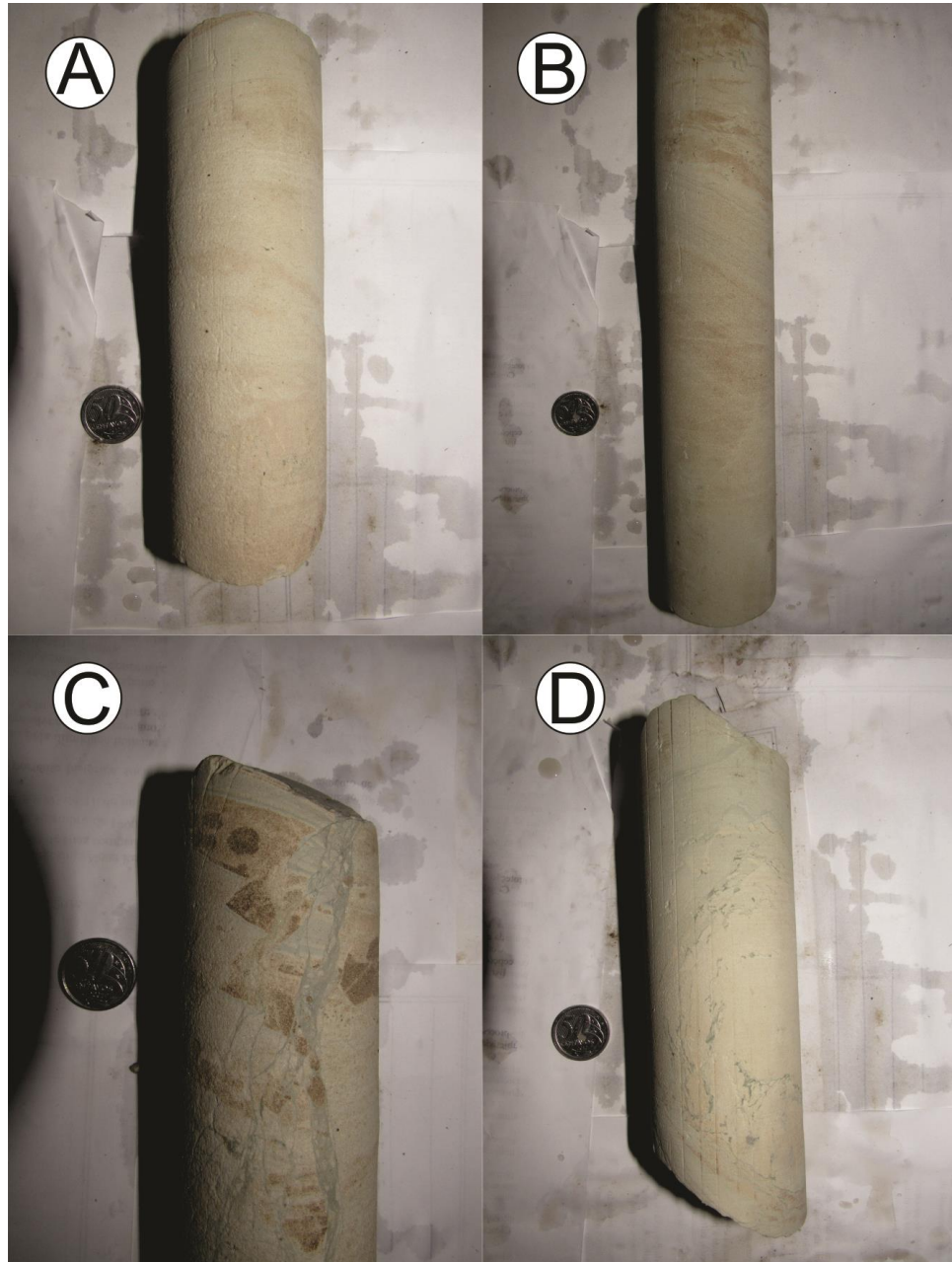
Figura 38 - Arenitos maciços. (fácies 2A) . A) Arenitos grossos com estrutura maciça. B) Arenitos muito grossos com estrutura maciça.



Fonte: autor.

Relata-se também a presença de fácies arenosas muito finas a finas, maciças a levemente estratificadas (fácies 2D). Estes arenitos são muito bem selecionados e possuem boa maturidade textural e mineralógica, onde predominam amplamente grãos de quartzo. Porém, é comum a presença de algumas ocorrências de camadas milimétricas de pelitos se intercalando com os arenitos, assim como algumas camadas de arenitos médios. Nestas fácies é comum a presença de estruturas de fluidização, assim como a de algumas falhas sin-sedimentares. As estruturas de fluidização se destacam por possuir material lamoso em meio aos arenitos e possuem geometrias na sua maioria ortogonais e oblíquas aos planos de estratificação. Já as falhas ocorrem associadas principalmente à ocorrência de arenitos médios. As fácies associadas a estes arenitos possuem semelhança com as fácies 3H, e se situam em posição estratigráfica logo abaixo destas (fig. 39).

Figura 39 - Arenitos muito finos a finos contendo estruturas de fluidização ( fácies 2D). A) Arenitos muito finos a finos, bem selecionados e maciços. B) Arenitos muito finos a finos, bem selecionados e levemente estratificados. Destaca-se no topo da figura a ocorrência de algumas camadas difusas de arenitos médios maciços. C) Fácies arenosa contendo falhas sin-sedimentares e estruturas de fluidização associadas. D) Arenitos muito finos contendo material lamoso fluidizado.

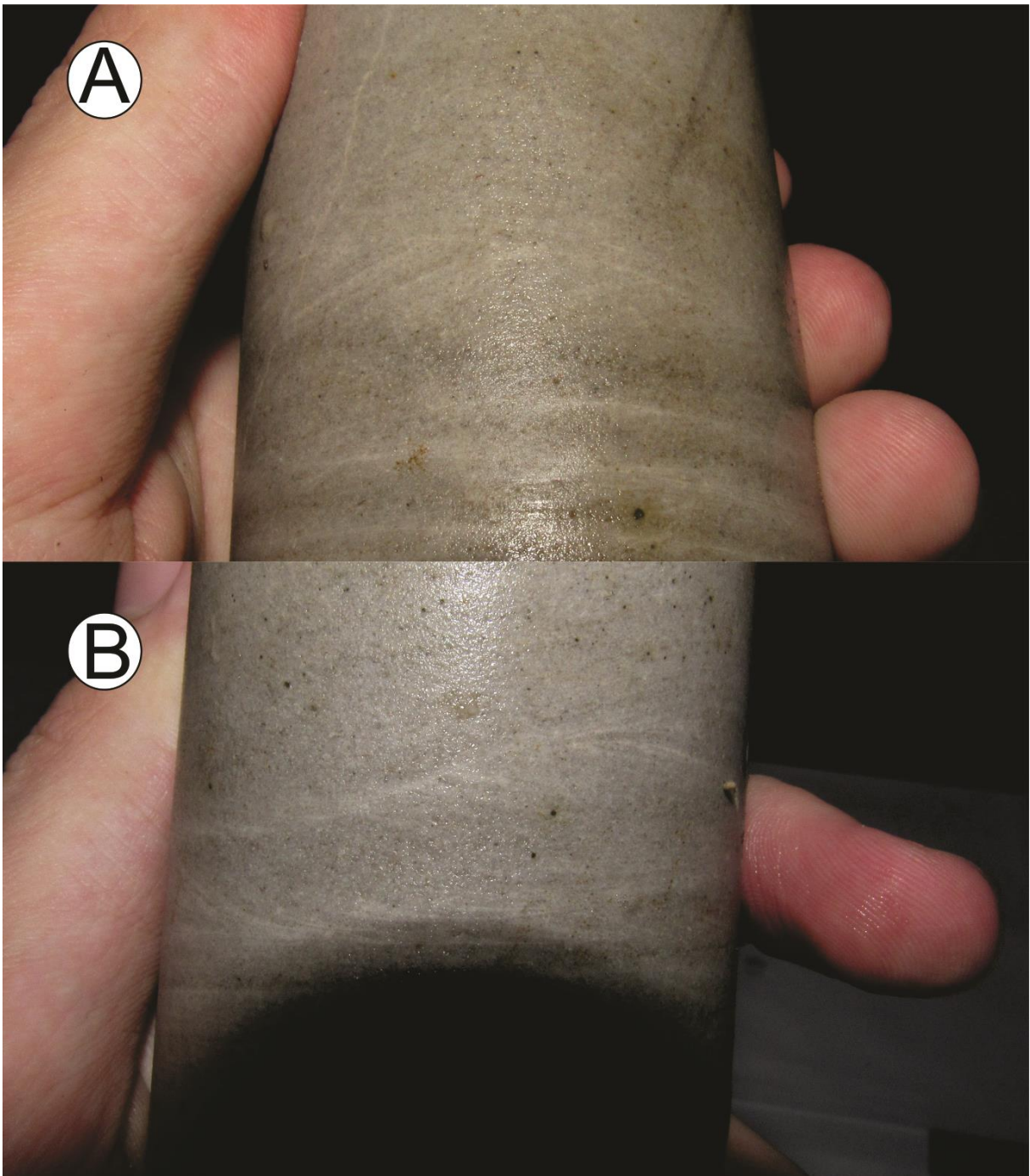


Fonte: autor.

Fácies com *ripples* de corrente também são identificadas (fácies 2E). Estas são representadas por arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, contendo *ripples* de corrente. Tais arenitos possuem moderada maturidade textural e mineralógica (fig. 40).



Figura 40 - Arenitos com *ripples* de corrente ( fácies 2E). A) Arenito fino a médio contendo *ripples* de corrente bem marcadas. Destaca-se a contínua migração dos *foresets*. B) Arenito fino a médio contendo *ripples* de corrente.

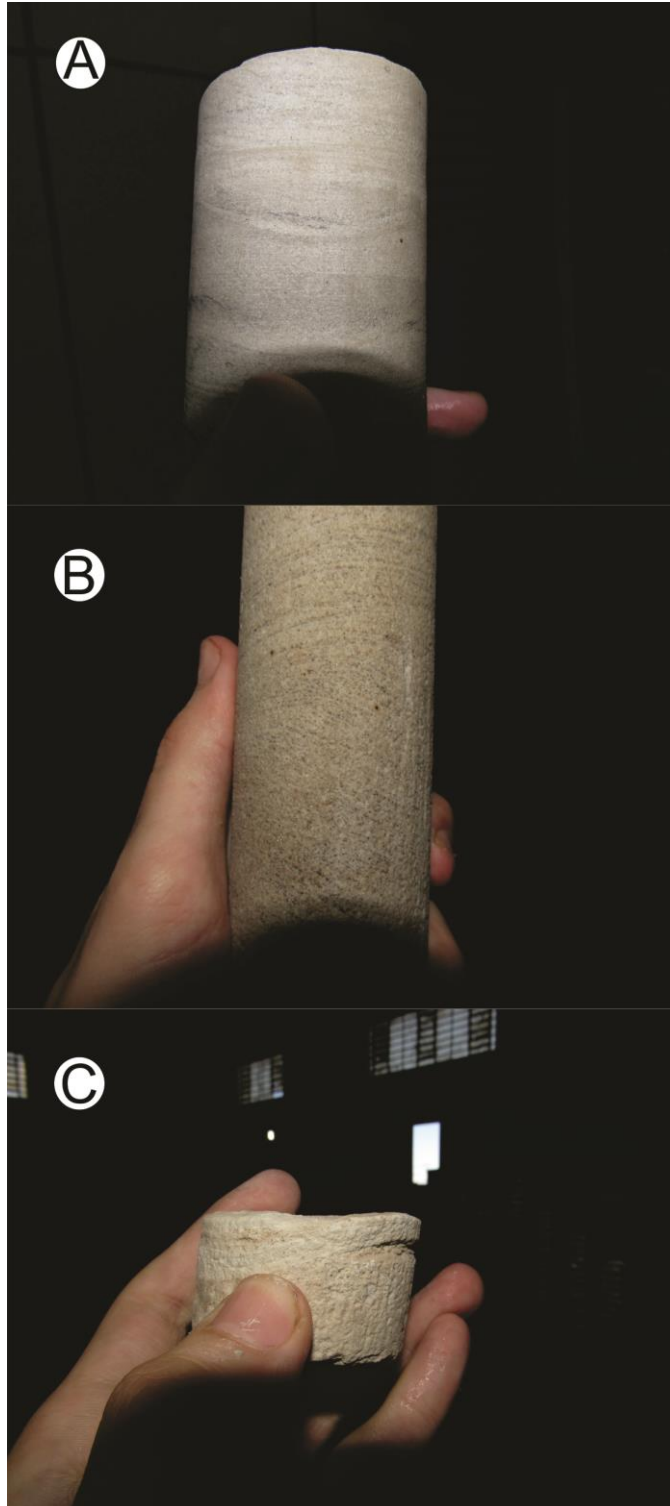


Fonte: autor.

Também ocorrem fácies arenosas relacionadas a fluxos oscilatórios (2F). Estas são representadas por arenitos muito finos a médios, variando de moderadamente (LA-19-RS) a bem selecionados (IB-93-RS). Estes arenitos possuem *wavy ripples*. Estes arenitos possuem maturidade textural de moderada a

boa, além de boa maturidade mineralógica com predominância de grãos de quartzo (fig. 41).

Figura 41 - Arenitos com *wavy ripples* ( fácies 2F). A) Arenitos finos com destaque para o *stoss side* simétrico das *wavy ripples*. B) Arenito médio moderadamente selecionado contendo *wavy ripples*. C) Arenito muito fino a fino, bem selecionado, com *wavy ripples* bem marcadas.



Fonte: autor.

A associação de fácies B é interpretada como a porção costeira e plataformal desse sistema deposicional *fan* deltaico sobre processos transgressivos (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1988; NEMEC, 1993; HORTON & SCHMITT, 1996). Esta associação apresenta uma gama de processos costeiros e plataformais, sendo estes: ondas, correntes unidirecionais induzidas por ondas (*wave-driven currents*), suspensão, fluxos de detritos, *slumps*, *slides* e contribuição de detritos por *ice-raft*.

Fácies relacionadas a ondas e processos relacionados (*wave driven-currents*) acontecem amplamente nesta associação de fácies (fácies 2A, 2B, 2C, 2E, 2F), mas não apresentam muita representatividade na porção central da área de estudo (porção mais distal). Estes processos relacionados a onda tendem a retrabalhar os sedimentos depositados previamente sobre a plataforma durante ciclos transgressivos onde o aporte sedimentar continental não é muito significativo (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1984; HORTON & SCHMITT, 1996). Correntes geradas por ondas (*wave-driven currents*) durante o retrabalhamento costeiro tendem a selecionar os sedimentos a partir de correntes trativas, gerando assim fácies tanto maciças de arenitos, quanto fácies com estratificações planares e cruzadas (NEMEC & STEEL, 1984; HORTON & SCHMITT, 1996).

Porém, mesmo com processos de retrabalhamento induzindo por ondas na plataforma, esses sedimentos não tendem a ficar preservados no registro, a não ser em episódios de construções de cordões longitudinais à linha de costa durante ciclos transgressivos. Tais cordões são conhecidos como *shelf ridges* (SWIFT, 1975). Devido ao padrão faciológico encontrado nestas litologias, assim como o contexto deposicional das mesmas, as ocorrências das fácies 2A, 2B e 2E nesta associação de fácies são interpretadas como *shelf-ridges* (SWIFT, 1975; NEMEC & STEEL, 1984; HORTON & SCHMITT, 1996).

Porém, não apenas *shelf-ridges* ocorrem como depósitos induzidos por ondas nesta associação. Espessos pacotes contendo *wavy ripples* (fácies 2F) são interpretados como *shoreface* superior. Tal interpretação é suportada pela ocorrência de espessos pacotes de arenitos médios a muito finos com cerca de 15 m de espessura na porção NW da área de estudo.

Arenitos da fácies 2D, na porção W da área de estudo, apresentam um padrão semelhante, porém com um conteúdo lamoso considerável, assim como

estruturas de fluidização. Mas diferentemente das fácies 2F, estas não apresentam *wavy ripples* ou outras estruturas trativas. Tais arenitos são interpretados como uma zona de transição entre o *shoreface* superior e *shoreface* inferior.

Além de depósitos de *shoreface* superior, depósitos plataformais mais distais são encontrados ao longo da evolução deste sistema deposicional. Intercalações rítmicas e não rítmicas de arenitos (fácies 3D e 3E) são encontradas principalmente na porção central da área de estudo. Esse pacote mais fino compreende cerca de 45 m e é atribuído à sedimentação principalmente por suspensão e uma pouca contribuição de detritos por *ice-raft* evidenciada por alguns clastos caídos (EYLES *et al.*, 1985).

Além destes, alguns processos trativos são evidenciados pela ocorrência de estruturas heterolíticas em certos níveis da fácies 3E. Além de estruturas heterolíticas, eventos de ressedimentação associados a *slumps* e *slides* são comuns em certos níveis e estão geralmente associados a níveis heterolíticos da fácies 3E. Esses processos são evidenciados principalmente pela ocorrência de falhas sin-sedimentares e estruturas de fluidização decorrentes destes (LOWE, 1975; LOWE, 1982).

Litologias com misturas de processos trativos, fluxos de detritos e suspensão também são denotadas nesta associação de fácies. Elas ocorrem principalmente relacionadas à fácies 3H, que apresenta uma litologia heterolítica com forte contribuição de areias grossas e conglomerados maciços. Tal fácies apresenta algumas *climbing ripples* que denotam alto aporte sedimentar no meio (LOWE, 1982).

Estas litologias (fácies 3H) apresentam uma inter-relação entre suspensão (intercalações areno-lamosas), fluxos de detritos (conglomerados maciços) e correntes trativas (arenitos com *climbing ripples*). Estes processos possivelmente ocorrem em áreas com certa profundidade com capacidade de ocorrer suspensão, mas também com aporte episódico de sistemas de drenagens aportando sedimentos mais grossos ao corpo d'água (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1988; HORTON & SCHMITT, 1996). A fácies 3H também apresenta diversas estruturas de deformação penecontemporânea (falhas sin-sedimentares, dobras e injeções



clásticas) associadas principalmente à carga de sedimentos grossos sobre camadas de sedimentos mais finos (LOWE, 1975; LOWE, 1982; POSTMA, 1983).

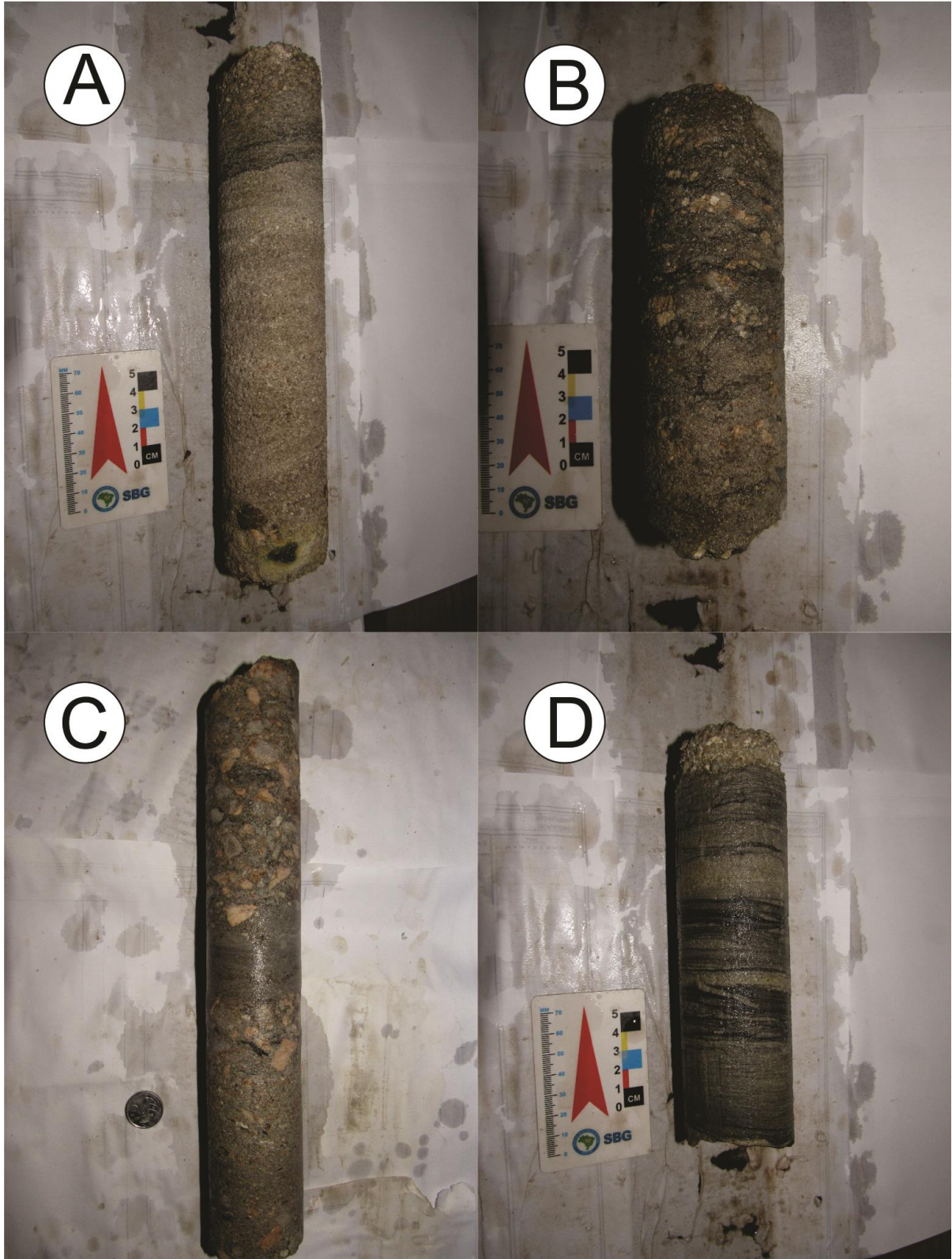
Esta associação de fácies apresenta fácies semelhantes às descritas por Silveira (2000), onde o mesmo atribui a processos glácio-marinhos e glácio-lacustres. Os ritmitos I, II e III descritos por Silveira (2000) apresentam bastante semelhantes aos ritmitos da fácies 3E no presente trabalho. Silveira (2000) atribui estas fácies à sedimentação em um corpo d'água restrito (lago), sob influência glacial. .

#### **6.1.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES C**

A Associação de Fácies C é a porção superior do intervalo analisado. Nesta associação predominam depósitos areno-conglomeráticos (fácies 1C, 2A e 2C) com composição carbonosa, pelitos laminados com clastos dispersos (fácies 3B) e camadas de carvão (fácies 4).

As fácies areno-conglomeráticas (fig. 42) são divididas em basicamente duas. A primeira é formada por arenitos grossos a muito grossos, mal selecionados, contendo estruturas maciças (fácies 2C). A segunda é representada por para- e ortoconglomerados com matriz arenosa variando de média a muito grossa, com clastos angulosos a sub-angulosos de tamanho grânulo e seixo (fácies 1C). Por vezes, intercalado com os arenitos e conglomerados maciços, ocorrem camadas centimétricas de arenitos médios com estruturas heterolíticas *flaser*. Destaca-se a ocorrência de matéria orgânica em meio à trama destas fácies. Algumas camadas de arenitos maciços moderadamente a mal seccionados também ocorrem (fácies 2A).

Figura 42 - Fácies areno-conglomeráticas da Associação de Fácies C (fácies 1C, 2A e 2C). A) Arenito grosso a muito grosso, moderadamente selecionado, maciço e contendo alguns níveis com matéria orgânica no topo da figura (fácies 2A). B) Ortoconglomerado maciço com alguns níveis de matéria orgânica (fácies 1C) . C) Ortoconglomerado maciço (fácies 1C). D) Arenito médio, moderadamente selecionado, contendo algumas estruturas heterolíticas *flaser* (fácies 2C).



Fonte: autor.

Também relata-se a ocorrência de uma fácies pelítica. Esta fácies é composta por pelitos laminados de coloração bordô, com alguns clastos angulosos de tamanho grânulo dispersos ao longo da trama da rocha (fácies 3B) (fig.43).

Figura 43 - Pelitos com clastos (fácies 3B). Pelito laminado de coloração bordô contendo alguns clastos angulosos do tamanho grânulo em meio a sua matriz.

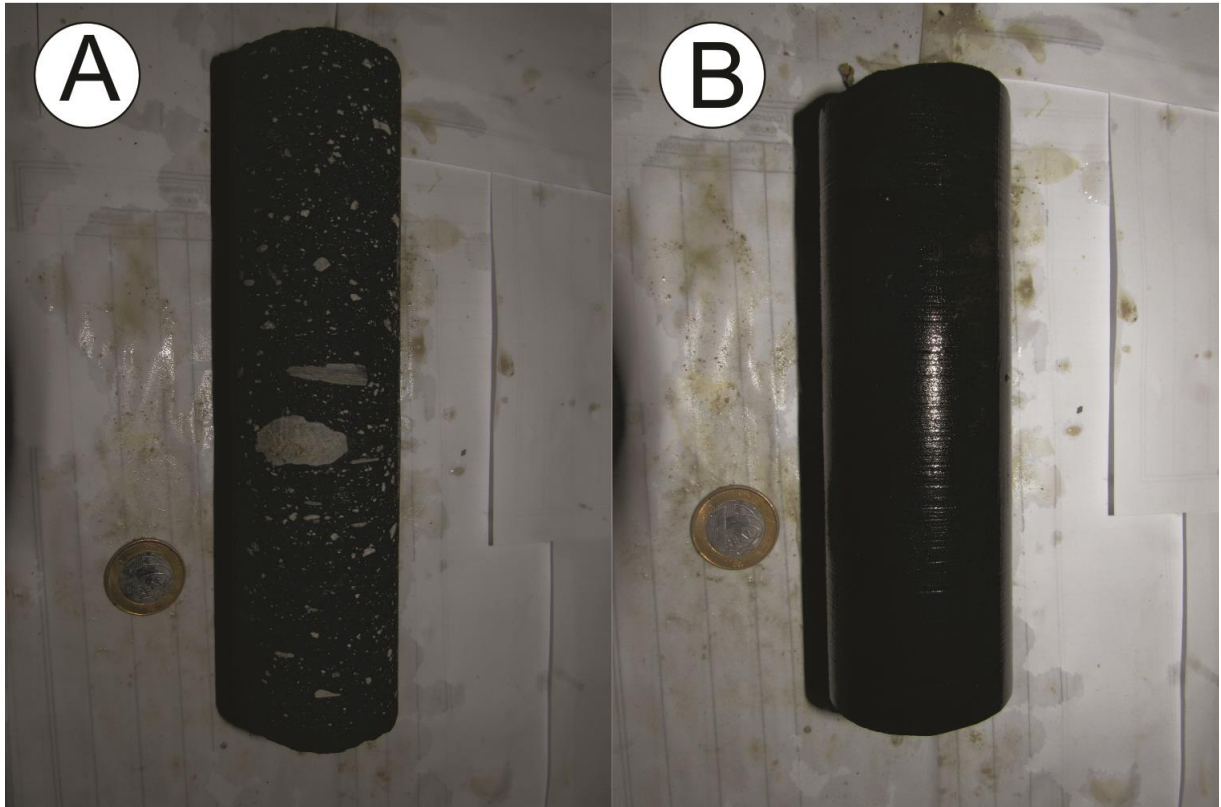


Fonte: autor.



Por fim, também ocorrem algumas camadas de carvão ( fácies 4). Estes carvões são basicamente de dois tipos. Um primeiro contendo clastos angulosos de rochas metamórficas de alto grau e rochas ígneas plutônicas. E outro com a trama bastante semelhante, porém sem clastos (fig.44).

Figura 44 – Carvões ( fácies 4). A) Carvão com alto teor de matéria orgânica contendo alguns clastos angulosos de rochas metamórficas em meio a sua matriz. Estrutura maciça. B) Carvão com alto teor de matéria orgânica e aspecto laminado.



Fonte: autor.

Esta associação de fácies representa uma fase de continentalização da sucessão de fácies analisada no presente trabalho. Esta continentalização é evidenciada por deposição camadas de carvão da fácies 4. A intercalação de fácies areno-conglomeráticos das fácies 1C, 2A e 2C com fácies lamosas ( fácies 3B) representa um ambiente com um sistema de drenagens aportando sedimentos em um corpo d'água fechado. A ocorrência de camadas de carvão associadas a estas fácies conglomeráticas e lamosas, assim como a clara ocorrência de matéria orgânica na trama das fácies 1C e 2C mostra trata-se de um ambiente com matéria orgânica vegetal abundante. Essa sucessão é interpretada como ambientes

estuarinos semelhantes aos descritos por Holz (2003) em outros locais da Bacia do Paraná, no estado do Rio Grande do Sul.

Como uma das propostas deste trabalho é detalhar o nível de influência glacial na sedimentação deste intervalo estratigráfico, esta associação de fácies não possui o mesmo detalhamento das anteriores devido à falta de evidências de processos relacionados ao gelo observados tanto nas fácies descritas, quanto na bibliografia (SILVEIRA, 2000).

## **6.2 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO**

A partir da interpretação das fácies e análise faciológica, pode-se traçar superfícies estratigráficas geneticamente relacionadas de acordo com o modelo de Catuneanu (2006).

Foram elaboradas duas seções: uma com orientação NW-SE-E (fig. 45) composta por quatro poços (LA-19-RS, LA-69-RS, IB-93-RS e RN-13-RS) e outra com orientação SW-NE (fig. 46) com três poços (IB-210-RS, LA-69-RS e LB-215-RS).

Foram interpretadas a partir destas duas seções, três superfícies estratigráficas limítrofes, assim como três tratos de sistemas para a sequência deposicional analisada.

A base da sequência analisada é marcada por uma discordância do tipo não conformidade. Esta discordância foi identificada em todos os poços e é marcada pela deposição das associações de fácies A1 e A2 diretamente sobre o embasamento cristalino. O embasamento cristalino na área de estudo é composto por rochas graníticas com pouca ou nenhuma deformação aparente e rochas gnáissicas. Esta discordância foi interpretada como o limite de sequência (LS).

Acima desta discordância foram identificados os depósitos das associações de fácies A1 e A2. Heterolitos da fácies 3F intercalados aos diamictitos da fácies 1A ao longo do empilhamento estratigráfico da associação de fácies A1 sugerem que a associação de fácies A1 e A2 ocorrem interdigitadas. Tal interpretação é corroborada pela distinção de processos deposicionais e à posição (intervalo) estratigráfica semelhante das duas associações de fácies.

A deposição das associações de fácies A1 e A2 marca o avanço dos sistemas *fan* deltaicos sobre a frente deltaica, talude e pró-delta apresentando um padrão de empilhamento progradacional interpretado como um trato de sistemas de nível baixo *sensu* Catuneanu (2006).

Segundo Catuneanu (2006), durante o desenvolvimento do trato de sistemas de nível baixo, a frente deltaica tende a progradar sobre a plataforma. O avanço dos sistemas fluviais, bem como o preenchimento dos vales incisos previamente escavados durante o trato de sistema de estágio de queda, tende a desenvolver depósitos de granulometria mais grossa na região proximal e gradativamente mais fina na região distal devido à perda de energia do transporte fluvial. Isso acarreta na diminuição dos fluxos gravitacionais de alta densidade que atingem a porção do talude e bacia.

Porém, estes padrões de sedimentação fluvial estão associados a ambientes aluviais clássicos e não a sistemas de *fan deltas* que possuem maior capacidade de transporte de sedimentos ao longo da plataforma (POSTMA, 1984; NEMEC & STEEL, 1984; NEMEC & STEEL, 1988; NEMEC, 1993). Esse transporte implica em maior disponibilidade de sedimentos ao longo da borda da plataforma. Esta abundância de sedimentos é responsável por sua vez, pelos fluxos gravitacionais das divisões 3 e 4 de Postma (1984).

O máximo da progradação dos sistemas *fan* deltaicos é marcado pela superfície de regressão máxima (SRM) evidenciada por uma mudança abrupta do tamanho de grão e a ocorrência de depósitos com caráter transgressivo da associação de fácies B.

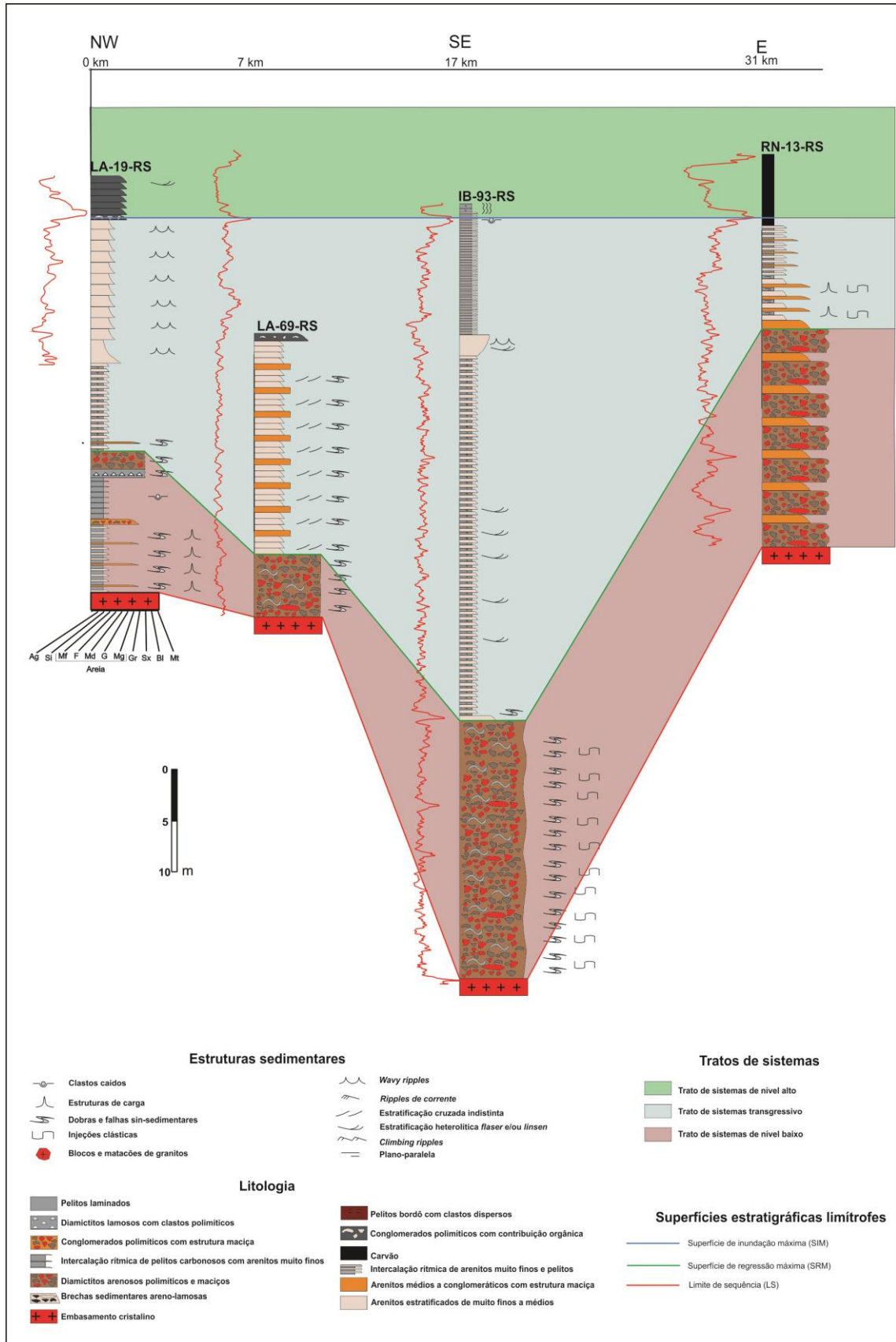
Acima da SRM foi reconhecida a sedimentação da associação de fácies B, que apresentou um padrão de empilhamento retrogradacional e é interpretada como um trato de sistemas transgressivo *sensu* Catuneanu (2006). Este padrão é evidenciado por fácies arenosas plataformais interpretadas como *shelf ridges* e barreiras transgressivas. Além destas, ocorrem fácies plataformais distais (*shoreface inferior*) evidenciadas pelas intercalações rítmicas e não rítmicas de arenitos e pelitos. A pouca contribuição continental está associada a pulsos episódicos dos sistemas *fan* deltaicos ao longo da transgressão, estes representados pelas fácies de heterolitos grossos.



O máximo da transgressão é marcado pela superfície de inundação máxima (SIM), que foi identificada em todos os poços e evidenciada por um pico positivo de radioatividade. Esta superfície é marcada em na grande maioria dos poços pela ocorrência da associação de fácies C sobre a associação de fácies B. Porém, no poço LB-215-RS, a SIM esta associada a intercalações rítmicas da associação de fácies B. E apenas no poço LA-69-RS foi identificada apenas nos perfis de raio gama.

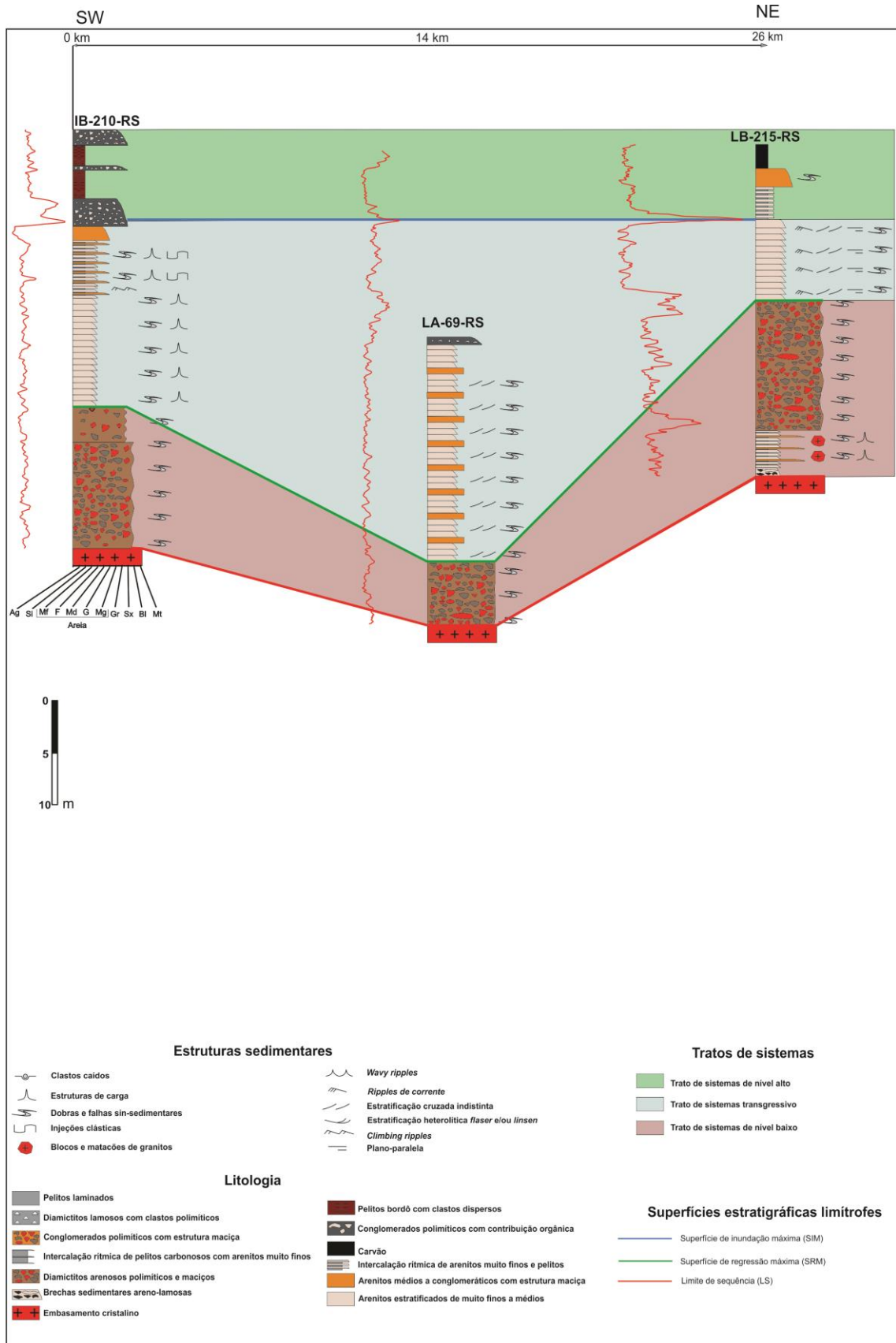
Acima da superfície da SIM ocorrem os depósitos da associação de fácies C. Estes, por sua vez, são interpretados como um trato de sistemas de nível alto *sensu* Catuneanu (2006). Esta associação foi pouco detalhada em termos faciológico, mas *a priori* ela esta inserida em um contexto continental intercalando progradações de fácies conglomeráticas continentais sobre fácies estuarianas representadas por carvões e pelitos (Holz, 2003). A interpretação deste trato de sistemas é corroborada por estar situada acima da SIM e pela ocorrência de fácies conglomeráticas sobre fácies finas, atestando novamente a ocorrência de progradações ao longo da sequência analisada.

Figura 45 - Seção estratigráfica NW-SE-E interpretada com o arcabouço estratigráfico proposto.



Fonte: autor.

Figura 46 - Seção estratigráfica SW-NE interpretada com o arcabouço estratigráfico proposto.



Fonte: autor.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da análise estratigráfica do intervalo de estudado podem-se chegar as seguintes conclusões:

- Foi possível caracterizar quatro unidades ou associações de fácies na área de estudo, representando a evolução de sistemas *fan* deltaicos: (A1) Frente deltaica e talude; (A2) Pró-delta; (B) Sistemas plataformais proximais e distais; (C) Estuários;
- Diversos processos atuam na sedimentação do Grupo Itararé na área de estudo, sendo que fluxos gravitacionais de alta densidade (*debris flow*) e retrabalhamento costeiro por correntes unidirecionais induzidas por onda (*wave driven currents*) são os mais significativos na deposição de fácies proximais. Em contrapartida, suspensão e correntes de turbidez de baixa densidade sendo mais significativos nas porções mais distais.
- A evolução deste sistema *fan* deltaico é de fundamental importância como regularizador do substrato da bacia, pois permitiu assim que sistemas deposicionais de baixo gradiente (barreiras costeiras e estuários) se desenvolvessem, permitindo a deposição dos níveis carbonosos da Formação Rio Bonito;
- Foi possível caracterizar três tratos de sistemas para o intervalo estudado: trato de sistemas de nível baixo; trato de sistemas transgressivo; e trato de sistemas de nível alto. Representado assim um aumento progressivo da taxa de geração de espaço de acomodação ao longo da evolução dos sistemas *fan* deltaicos;
- Processos de ressedimentação como *slumps* e *slides* associados as associações de fácies A1, A2 e B podem estar relacionados não apenas com processos sedimentares, mas também a processos tectônicos. Tal afirmação é sugerida pela ocorrência de falhas em diversos níveis estratigráficos das referidas associações de fácies, que poderiam indicar uma tectônica sin-sedimentar;
- A ocorrência de clastos caídos em níveis restritos do intervalo estudado sugere uma influência glacial indireta durante a sedimentação do Grupo Itararé na área de estudo, sendo esta representada apenas pela ocorrência

de blocos de gelo flutuante (*icebergs*) no corpo d'água ao longo da deposição desta unidade;

## 8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BEURLEN, K.; MARTINS, E. A. **O Itararé do Rio Grande do Sul e o Escudo Sul Rio Grandense**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 25, n. 4, p. 411-416, 1953.

CANUTO, J. R.; dos Santos, P. R.; Rocha-Campos, A. C. **Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozoico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, v. 31, n. 1, p. 107-116, 2001.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 2006.

CORRÊA DA SILVA, Z. C.; **Observações sobre o Grupo Tubarão no Rio Grande do Sul com especial destaque à estratigrafia da Formação Itararé**. Pesquisas, n. 9, p. 9-61, 1978.

CROWELL, J. C; FRAKES, L. A.; **The Late Paleozoic Glaciation**. In: Gondwana Symposium, v.3, Camberra, 1975.

DALRYMPLE, R. W.; **Interpreting Sedimentary Sucessions: Facies, Facies Analysis and Facies Models**. In: Facies Model 4. Geological Association of Canadá, 586 p, 2010.

DELANEY, P. J. V; GOÑI, J. C.; **Correlação preliminar entre as formações gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul**. Boletim Paranaense de Geografia. v. 8-9, p. 3-21, 1963.

DELANEY, P. J. V.; **Itararé outliers in Rio Grande do Sul**. Boletim Paranaense de Geografia. v. 10-15, p. 161-171, 1964

EYLES, C. H; EYLES, N; MIAL, A. D.; **Models of glacial marine sedimentation and their application to the interpretation of ancient sequences.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 51, p. 15-69, 1985.

EYLES, C. H; EYLES, N; FRANÇA, A. B.; **Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil.** *Sedimentology*. v. 40, p. 1-25, 1993.

EYLES, N; EYLES, C. H; MIAL, A. D.; **Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences.** *Sedimentology*. v. 30, p. 393-410, 1983.

EYLES, N; EYLES, C. H.; **Glacial Deposits.** In: *Facies Models: response to sea-level changes*. Stittsville, Geological Association of Canada, p. 73-100, 1992.

FRANÇA, A. B; POTTER, P. E.; **Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1).** *Boletim de Geociência da Petrobrás*. v. 2, p. 147-191, 1988.

HAMBREY, M. J; GLASSER, N. F.; **Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record.** *Sedimentary Geology*. v. 251-252, p. 1-33, 2012.

HOLZ, M.; **Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system – an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil.** *Sedimentary Geology*, V.162, p. 305-331, 2003.

HORTON, B. K; SCHMITT, J. G.; **Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA.** *Sedimentology*, V. 43, p. 133-155, 1996.



ISAACKS, E. H; SRIVASTAVA, M. R.; **An Introduction of Applied Geoestatics.** Oxford University Press, 561 p, 1989.

ISELL, J. L; HENRY, L. C; GULBRANSON, E. L; LIMARINO, C. O; FRAISER, M. L; KOCH, Z. J; CICCIOLO, P. L; DINEEN, A. A.; **Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation.** Gondwana Research. v. 22, p. 1-19, 2012.

LEINZ, V.; **Estudo sobre a glaciação Permocarbonífera do sul do Brasil.** DNPM/SFPM, bol. 21, 47 p, 1937.

LOPES, R. d. C; LAVINA, E. C; SIGNORELLI, N. C.; **Fácies sedimentares e evolução paleoambiental do Supergrupo Tubarão na borda leste da Bacia do Paraná. Uma seção regional nos estados do Rio Grande do sul e Santa Catarina.** Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1, Goiânia, 1986.

LOPES, R. d. C.; **Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul.** Dissertação de mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. São Leopoldo, 254 p, 1995.

LOWE, D. R.; **Water scape structures in coarse-grained sediments.** Sedimentology, V.22, P. 157-204, 1975.

LOWE, D. R.; **Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.** Journal of Sedimentary Petrology. V. 52, p. 279-297, 1982.

MAU, M.; **Vale pré-glacial ao norte de Lavras do Sul, Rio Grande do Sul.** Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. v. 9, n. 2, p. 79-82, 1960.

MILANI, E. J.; **Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental.**

Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 255 p, 1997.

MILANI, E. J; MELO, J. H. G; SOUZA, P. A; FERNANDES, L . A; França, A. B.; **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da Petrobras. v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MULDER, T; ALEXANDER, J; **The physical character of subaqueous density flows and their deposits**. Sedimentology. V. 48, p. 269-299, 2001.

NEMEC, W,; **The concept and definition of a fan delta: review and discussion**. In: 3<sup>rd</sup> International Workshop on Fan Deltas, Pohang, Coréia do Sul. P. 22-26, 1993.

NEMEC, W; STEEL, R. J.; **Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits**. In: Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists, memoir 10. P. 1-31, 1984.

W, NEMEC.; STEEL, R. J.; **What is a fan delta and how do we recognize it ?** In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings. P. 3-13, Blackie, London, 1988.

PAIM, P. S. G; PICCOLI, A. E. M; SATURI, J. A. D; MUNARO, P; HOLZ, M; GRANITOFF, W.; **Evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão na área de Mariana Pimentel – Faxinal, Guaíba, RS**. Atas do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, v. 1, p. 121-131, 1983.

PINTO, I. D.; **Séries Maricá, Camaquã e Formação Teixeira Soares no Rio Grande do Sul – Histórico, idade e correlação**. Boletim do Instituto de Ciências Naturais. v. 2, p. 1-18, 1955.

POSTMA, G.; **Slumps and their deposits in fan delta front and slope**. Geology, V.12, P. 27-30, 1984.

SANTOS, P. R. dos.; ROCHA-CAMPOS, A. C; CANUTO, J. R.; **Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil.** Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology. v. 125, p. 165-184, 1996.

SILVEIRA, A. S.; **Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleambiental da Sucessão Permiana (Sakmariano – Eokaziniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel.** Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 140 p, 2000.

SCHNEIDER, R. L; MUHLMANN, H; TOMMASI, E; MEDEIROS, R. A; DAEMON, R. F; NOGUEIRA, A. A.; **Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná.** Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, v. 1, p. 41-65, 1974.

SWIFT, D. J. P.; **Barrier-Island genesis: evidence from the central atlantic shelf, eastern U.S.A.** Sedimentary Geology. V.14, p. 1-43, 1975.

TEDESCO, J; CAGLIARI, J; COUTINHO, J. dos. R; LOPES, R. d. C; LAVINA, E. L. C.; **Late Paleozoic paleofjord in the southernmost Parana Basin (Brazil): Geomorphology and sedimentary fill.** Geomorphology. v. 269, p. 203-214, 2016.

TOMAZELLI, L. J; SOLIANI, E.; **Evidências de atividade glacial no Paleozóico superior do Rio Grande do Sul.** Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, v. 4, p. 1378-1389, 1982.

TOMAZELLI, L. J; SOLIANI, E.; **Sedimentary Facies and Depositional Environments Related to Gondwana Glaciation in Batovi and Suspiro Regions, Rio Grande do Sul, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences. v. 10, p. 295-303, 1997.

VAN WAGONER, J. C; MITCHUM, R. M; CAMPION, K. M; RAHMANIAN, V. D.; **Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies.** AAPG Methods in Exploration Series. N. 07, 55 p, 1990.

VESELY, F. F.; **Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé no centro-leste da Bacia do Paraná.** Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 226 p, 2006.

VESELY, F. F; ASSINE, M. L.; **Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do estado do Paraná.** Revista Brasileira de Geociências. v. 34, n. 2, p. 219-230, 2004.

VESELY, F. F; ASSINE, M. L.; **Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences. v. 22, p. 156-168, 2006.

VESELY, F. F; TRZASKOS, B; KIPPER, F; ASSINE, M. L; SOUZA, P. A.; **Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil.** Sedimentary Geology. v. 326, p. 45-63, 2015.

WALKER, R. G; JAMES, N. P.; **Facies Models: response to sea-level changes.** Stittsville, Geological Association of Canada, 454 p, 1992

WILDNER, W; RAMGRAB, G. E; LOPES R, da C; IGLESIAS, C. M.; **Mapa geológico do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: CPRM, 2006.

ZALÁN, P. V; WOLFF, S; CONCEIÇÃO, J. C. J; ASTOLFI, M. A. M; VIEIRA, I. S; APPI, V. T; ZANOTTO, O. A.; **Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná.** Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba, v. 1, p. 441-477, 1987.