



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**ANDRÉ RENAN COSTA SILVA
LEANDRO DE OLIVEIRA TEXEIRA**

**ESTUDO DE UM DEPÓSITO DE FLUXO GRAVITACIONAL ASSOCIADO AO
LINEAMENTO DE PATOS EM NOVA OLINDA, CEARÁ**

FORTALEZA

2016

ANDRÉ RENAN COSTA SILVA
LEANDRO DE OLIVEIRA TEXEIRA

**ESTUDO DE UM DEPÓSITO DE FLUXO GRAVITACIONAL ASSOCIADO AO
LINEAMENTO DE PATOS EM NOVA OLINDA, CEARÁ**

Projeto apresentado ao curso de Geologia
do Departamento de Geologia da
Universidade Federal do Ceará.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do
Nascimento Jr.

Co-Orientador: Prof. Dr. Wellington
Ferreira da Silva Filho

FORTALEZA

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Central do Campus do Pici

-
- S578e Silva, André Renan Costa.
Estudo de um depósito de fluxo gravitacional associado ao Lineamento de Patos em Nova Olinda, Ceará / André Renan Costa Silva, Leandro de Oliveira Texeira. – 2016.
61 f. : il. color.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de Geologia, Fortaleza, 2016.
Orientação: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior.
Coorientação: Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho.
1. Transporte de sedimentos. I. Texeira, Leandro de Oliveira. II. Título.

CDD 551

AGRADECIMENTOS

Agradecemos primeiramente às nossas famílias pela educação investida e pelos valores morais e éticos herdados, elementos que definem caráter e ressaltam como somos hoje. Vocês são parte de nós. Igualmente a todas as pessoas que se tornaram família ao longo dessa etapa, que ajudaram direta ou indiretamente, sejam de longa data ou novos amigos ao redor Brasil e do mundo.

Aos nossos orientadores de graduação Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior e Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho, pela oportunidade de crescimento profissional, pela orientação acadêmica e pelo projeto capaz de gerar este trabalho. Ao monitor Eliel Alencar pelo apoio fornecido durante as atividades de campo. Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (DeGeo – UFC), instituição que financiou e incentivou a realização deste relatório, assim como todo o corpo docente. À University of Derby e o programa Ciências sem Fronteiras que contribuíram com compreensão e total apoio ao desenvolvimento de seus alunos internacionais, em especial à Prof. Dr. Dorothy Satterfield e Taysser Abdalla.

À todos aqueles que se fazem presente e nos ajudaram desde o início, seja colocando um sorriso em nossos rostos ou compartilhando uma parcela de nossas vidas, em especial Viktor Oliveira, Rodrigo Matos, Isabelly Ferro e Raquel Quirino. Finalmente, à Melina Cristina, não apenas como amiga, mas como pessoa.

*"Learn from yesterday, live for today, hope for tomorrow.
The important thing is not to stop questioning."*

(Albert Einstein)

RESUMO

O município de Nova Olinda apresenta um depósito de fluxo de massa jamais estudado, apropriado ao estudo recente de transporte sedimentar, mais especificamente o transporte gravitacional. O contexto tectônico de evolução da bacia com grandes escarpas e perfil climático sujeito a chuvas episódicas seria propício a indução de movimento de fluxo de massa que, uma vez identificado, permite analisar textura, composição e estruturas sedimentares relacionadas a esse tipo de fluxo. A importância desse tipo de estudo é ressaltada pelo fato de depósitos formados por fluxo de alta viscosidade jamais serem objeto de investigação detalhada em depósitos naturais, possivelmente relacionados à evolução da Bacia do Araripe e à região de Nova Olinda. Através de análise de fácies, classificação de litotipos do arcabouço, coleta de amostras da matriz e análises laboratoriais e estatísticas este trabalho avaliou a proveniência e a dinâmica do transporte sedimentar de alta viscosidade do depósito em questão.

As análises realizadas definem o depósito como um empilhamento de paraconglomerados gradando para arenitos grossos e lamíticos com ocorrência de clastos e grânulos subarcoseanos. A granulometria das amostras da matriz indica componentes grossos, com destaque para cascalho na fração grânulo, areias muito grossa, grossa e média, porém evidente teor de lama. O estudo com lupa binocular revelou um grau de esfericidade baixo para os grãos, geralmente de facetados a sub-facetados, e arredondamento de anguloso a subanguloso. A semelhança entre as amostras sugere um mesmo grau de retrabalhamento a partir da área fonte e baixa maturidade textural da matriz. A reologia expressa pela textura e estruturas sedimentares faz com que leques aluviais, mais precisamente seus lobos de deposição, sejam o melhor modelo geológico para o afloramento estudado. A textura milonítica dos grãos de gnaiss reforça sua associação a terrenos deformados por cisalhamento junto ao Lineamento de Patos.

A proveniência do depósito está relacionada a áreas fontes de assinatura metamórfica dada pelo arcabouço compatível com os terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú. A origem do depósito se encontra incerta entre o siluriano da Bacia do Araripe (Fm. Cariri) e sucessões cenozóicas posteriores. O agente desencadeador também se apresenta indeterminado entre uma natureza climática (chuvas), tectônica (relacionado ao Lineamento de Patos) ou ambos em associação.

Palavras Chave: Depósitos de Fluxo Gravitacional, Lineamento de Patos, Bacia do Araripe.

ABSTRACT

The city of Nova Olinda and the Araripe Basin present an mass flow deposit ever studied, therefore appropriate to a recent study of sediment transport, more specifically, gravitational transport. The tectonic context of the basin evolution with high cliffs and climate setting subject to episodic rains could be favourable to mass-flow induced movements that once identified, allow analysing texture, composition and sedimentary structures related to these movements. The relevance of this research is the fact that deposits formed by high viscosity flows had never been the main focus of a detailed investigation in natural deposits, whether or not related to the evolution of Araripe basin and Nova Olinda region. Performing facies analysis, identification of the framework rock types, matrix sampling and laboratory and statistics analyses, the present study evaluated the provenance and dynamics of high viscosity sedimentary transport of the targeted deposit.

The performed analyses define the deposit as a stacking of paraconglomerates grading to coarse and muddy sandstones, with occurrence of subarkose granule clasts. The grain size analyses points to coarse particles, especially granule-sized gravel, very coarse, coarse and medium sand, and including low but clear mud content. The binocular microscope analysis revealed a low sphericity grade of faceted to sub-faceted grains, and a roundness from angular to subangular. The resemblance between the samples suggests a same reworking level from the source area and low textural maturity of the matrix. The rheology expressed by texture and sedimentary structures makes alluvial fans, precisely it depositional lobes, the better geological model for the studied outcrop. The mylonitic gneiss texture of the grains reinforces the association to shear deformed areas, affected by the Patos Lineament.

The provenance of the deposit is related to metamorphic souce areas as pointed by a gravel framework compatible with the Piancó-Alto Brígida and Alto Pajeú terrains. The origin of the deposit remains uncertain between either the Silurian of the Araripe Basin (Cariri Formation) or late Cenozoic successions. The triggering agent also remains undefined in its nature between climate (rains), tectonics (associated to the Patos Lineament), or both combined.

Key Words: Sediment gravity-flow deposits, Patos Lineament, Araripe Basin.

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1: Mapa de localização para o município de Nova Olinda, área principal do estudo desenvolvido (Geobank, CPRM).</i>	14
<i>Figura 2: Tipos climáticos da região, com destaque para Nova Olinda (Adaptado de IPECE, 2011).</i>	19
<i>Figura 3: Mapa geológico para a região de Nova Olinda. (Geobank, CPRM)</i>	20
<i>Figura 4: Relação entre subdomínios do embasamento e Linemaneto de Patos com a Bacia do Araripe e depósitos sedimentares cenozóicos, dentro dos limites do município de Nova Olinda.</i>	23
<i>Figura 5: Mapa de elevação para a região de Nova Olinda.</i>	26
<i>Figura 6: Mapa de declividade para região de Nova Olinda, com destaque para as escarpas da borda da Chapada do Araripe.</i>	26
<i>Figura 7: Fluxograma de tipos de mecanismo de fluxo de sedimentos sob diferentes concentrações (do sedimento em relação ao fluido de mistura – água e/ou ar) e tamanhos de grãos. As setas indicam as possibilidades de transformação de fluxo de modo unidirecional simples (seta comum), duplo (duas pontas no mesmo lado) e bidirecional (duas pontas em lados opostos). Modificado e compilado de Middleton & Hampton (1973) e Lowe (1982) por Fritz & Moore (1988).</i>	28
<i>Figura 8: Características típicas de depósitos de fluxo de massa subaéreo do tipo “lavado” (washed out) (a espessura as camadas varia de decímetros a metros). Simplificado de Lowe (1982).</i>	31
<i>Figura 9: Modelo esquemático de um fluxo de detritos visto em visão frontal, longitudinal e em planta. Adaptado de Fritz & Moore (1988) por Giannini & Riccomini (2000).</i>	32
<i>Figura 10: Modelo-escala de fluxos de detritos parcialmente amalgamados em lobos. Material: rejeito de mineração de areia da Formação Pirambóia no Estado de São Paulo. Fraturas subverticais são vistas no detalhe à direita.</i>	32
<i>Figura 11: Ilustração de um lobo de peneiramento segundo Hooke (1967). Os depósitos relacionados ao “peneiramento” através do cascalho grosso do final do fluxo não se encontram representados.</i>	33
<i>Figura 12: Base do depósito e suas respectivas fácies, parcialmente recobertas por solo.</i>	34
<i>Figura 13: Relação de contato irregular entre fácies Cni 2 e 3, que compõem os estágios mais tardios do afloramento, com a fácies Afp, causando deformação</i>	35
<i>Figura 14: Grão fantasma anfibolítico em meio ao conglomerado.</i>	35
<i>Figura 15: a) Marcas de estrutura de pilar nos arenitos da fácies Afp em contato com matacão granítico pertencente a fácies Cni(2), com leve afundamento. b) Veios irregulares com</i>	

preenchimento secundário de calcita dentro da fácies Afp. c) Vestígios de estruturas de liquefação em prato nos arenitos da fácies Afp. d) Indícios das mesmas estruturas em prato observadas na fácies Afp ocorrendo nos arenitos lamíticos da fácies Aml.37

Figura 16: Coluna estratigráfica representativa do depósito, evidenciando feições estruturais e as relações de contato entre as diferentes camadas. Camadas alvo de coleta de amostra são indicadas pelo nome da amostra ao lado. Fonte: Elaborado pelos autores.38

Figura 17: Mosaico de fotos do depósito a partir de uma secção oblíqua ao fluxo na qual a maior parte do afloramento pode ser observada.40

Figura 18: Perfil esquemático do principal afloramento encontrado em campo, mostrando as principais características do local como dispersão dos clastos, camadas e estruturas41

Figura 19: Camada de conglomerado mostrando os diferentes tipos de clastos dispersos ao longo da fácies Cni(2).42

Figura 20: Histograma circular de frequências de orientação de clastos. Número de medidas (n)= 125; vetor médio (μ)= 100,2°; desvio-padrão circular (μ -circular) = 68,6°.....43

Figura 21: Histograma e sumário estatístico para tamanho do Eixo A em centímetros.....44

Figura 22: Histograma e sumário estatístico para tamanho do Eixo B em centímetros.....44

Figura 23: a)Imagem geral da amostra, correspondente a LPA-1; b)Grão facetado; c)Fragmentos líticos de gnaisses miloníticos; d)Partícula angulosa.45

Figura 24: Resultados da análise granulométrica após peneiramento e pipetagem.46

Figura 25: Gráficos de correlação para os três primeiros momentos de Pearson da granulometria das amostras da matriz. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).47

Figura 26: Caracterização do fluxo de detritos apropriada para o depósito encontrado, adaptada de Allen (1985) através de secção em planta do canal do fluxo (Amarelo) com sucessivos lobos em movimento, e secção longitudinal do afloramento (Vermelho) exemplificando o processo e disposição do depósito encontrado (Elaborado pelos autores).49

Figura 27: modelo representativo do ambiente de deposição que gerou os movimentos de massa. (Fonte: produzido pelos autores).....50

QUADROS

<i>Quadro 1: Análise de fácies resultante dos dados e interpretações obtidas durante atividade de campo.....</i>	<i>40</i>
--	-----------

TABELAS

<i>Tabela 1: Granulometria da matriz por peneiramento e pipetagem. A linha com fonte vermelha refere-se à granulação lama obtida por análise independente do peneiramento em relação a pipetagem.....</i>	<i>61</i>
<i>Tabela 2: Parâmetros dos momentos de Pearson das amostras.....</i>	<i>62</i>

SUMÁRIO

1. Introdução.....	12
1.1. Apresentação.....	12
1.2. Objetivos.....	13
1.3. Justificativa.....	13
1.4. Localização da área de estudo.....	14
2. Materiais e Métodos.....	15
2.1. Etapa I: Levantamento Bibliográfico.....	15
2.2. Etapa II: Atividades de Campo.....	15
2.3. Etapa III: Análises Laboratoriais e Elaboração do Trabalho Final.....	16
2.3.1. Granulometria da fração lamosa.....	16
2.3.2. Granulometria da fração arenosa.....	16
2.3.3. Estudos de grão a lupa binocular.....	17
2.3.4. Tratamento gráfico e estatístico.....	17
3. Clima.....	18
4. Contexto Geológico Regional.....	19
4.1. Embasamento Cristalino.....	19
4.2. Bacia do Araripe.....	20
4.3. Tectônica.....	21
4.4. O Lineamento de Patos.....	24
4.5. Depósitos de fluxos gravitacionais na Região do Cariri.....	25
4.6. Fundamentação teórica.....	27
5. Resultados e Discussão.....	33
5.1. Descrição e Análise de Fácies.....	33
5.2. Composição, Orientação e Tamanho dos clastos do arcabouço.....	42
5.3. Estudos de Grão a Lupa Binocular.....	44
5.4. Granulometria da matriz.....	45

5.5. Modelo Paleogeográfico	48
6. Conclusões.....	53
7. Referências	55
8. Anexo	61

1. Introdução

1.1. Apresentação

Em geologia sedimentar, o transporte é subdividido em duas categorias maiores principais: o transporte de grãos livres ou de baixa viscosidade e o transporte gravitacional ou de alta viscosidade (GIANNINI & RICCOMINI, 2000). Dessas categorias, a menos abordada em estudos de geologia sedimentar é justamente a última, à exceção de fluxos de turbidez e de estudos focados em Geotécnica.

Fluxos gravitacionais são episódicos, tipicamente desencadeados em sistemas que acumulam energia potencial gravitacional por um longo tempo, mas a liberam de forma instantânea (*buffer*) (DELLA FÁVERA, 2001). O limiar ou “gatilho” (*trigger*) desencadeador da liberação de energia acumulada na forma de fluxo de um depósito formado nestas condições pode ter diversas origens, mas fatores climáticos e tectônicos são os mais citados. Por este motivo, a deposição em contextos assim se dá em pulsos, cuja taxa de sedimentação em cada evento pode ser muito alta. Os sistemas deposicionais em que fluxos gravitacionais são mais típicos são principalmente aqueles em que o fluxo ocorre adjacente a uma região de forte gradiente de relevo, com formas quase sempre de “leque” (leque aluvial, delta em leque, leque submarino) porque o fluxo tende a ser alimentado por canais, por vezes efêmeros, e deles se desconfinam rapidamente (NEMEC & STEEL, 1988).

A região de Nova Olinda (CE) (Figura 1), famosa por ocorrências fósseis e exploração comercial de calcário laminado (“pedra Cariri”) da Bacia do Araripe, constitui região com potencial para ocorrência de depósitos de fluxos gravitacionais, tanto em função de sua história geológica (contexto tectônico de evolução da bacia) como sua situação atual com grandes escarpas relacionadas à Chapada do Araripe e no entorno do Vale do Cariri. No primeiro aspecto, destaca-se a presença do Lineamento de Patos, uma importante estrutura geológica participante da evolução sedimentar local, e que pode ter causado e ainda causar o desencadeamento de fluxos gravitacionais impulsionados por atividade tectônica. Da mesma maneira, a região de Nova Olinda se encaixa no perfil climático propício a indução de movimento de fluxo de massa, configurando um dos típicos ambientes no qual fortes chuvas e tempestades sazonais podem ser consideradas como eventos causadores do fluxo quando associados a topografia regional. Estes fatores tornam a região de

Nova Olinda, que tem sido investigada em vários trabalhos e em relatórios de campo de alunos da UFC, apropriada a estudos investigativos sobre possíveis depósitos de fluxos gravitacionais.

1.2. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é a análise e interpretação de um depósito de fluxo de massa no extremo norte da Bacia do Araripe, associado ao Lineamento de Patos, no município de Nova Olinda, Ceará. Para alcançar este objetivo geral foram relacionadas os seguintes objetivos específicos:

- Realização de análise de fácies em fluxo gravitacional levando em consideração os parâmetros utilizados por Selley (1970), Anderton (1986) e Walker (1992).
- Classificação dos litotipos do arcabouço, incluindo medição dos eixos A e B e sua orientação espacial, quando possível.
- Coleta de amostras da matriz.
- Realização de análises granulométricas da matriz.
- Tratamento gráfico e estatístico dos dados de composição, granulometria e orientação.
- Interpretação e comparação dos resultados com estudos já realizados na Bacia do Araripe.

1.3. Justificativa

O estudo de depósitos formados por fluxo de alta viscosidade jamais foi objeto de investigação detalhada em depósitos naturais, relacionados ou não à evolução da Bacia do Araripe e a região de Nova Olinda. Por esse motivo, tais processos podem ser antigos (Paleozóico e Mesozóico) ou mesmo recentes (Quaternário), sejam eles de causa tectônica, climática ou ambos. Embora sejam processos naturais, fluxos gravitacionais podem ser favorecidos por mudanças antrópicas da paisagem, como ocupação desordenada de encostas, desmatamento e despejo inapropriado de refulos (AUGUSTO FILHO, 1998). Este tema tem sido de grande interesse no Brasil por ser relacionado a situações catastróficas comuns hoje nas grandes cidades, e por isso evidencia atuais e antigos estudos voltados não só para Geotecnia como também Geologia Ambiental e Urbana (SUGUIO, 2010).

1.4. Localização da área de estudo

Nova Olinda localiza-se na porção sul do Ceará, na divisa entre os municípios de Altaneira, Crato, Farias Brito e Santana do Cariri (Figura 1). Pertencente a região metropolitana do Cariri, Mesorregião do Sul Cearense e microrregião Caririense, o município apresenta geologicamente diverso, uma vez que ali ocorrem desde rochas cristalinas pré-cambrianas até depósitos quaternários em região de encosta e planície fluviais. A Depressão Sertaneja e a Chapada do Araripe são feições geomorfológicas de destaque na região (IPECE, 2011). Localmente, o acesso á area de estudo deu-se através da rodovia CE-292 com auxílio de caminhamentos adjacentes levando a vilarejos próximos ao centro de Nova Olinda. O afloramento principal se encontra em um canal de drenagem efêmero, em meio aos terrenos da Formação Cariri (ASSINE, 2007).

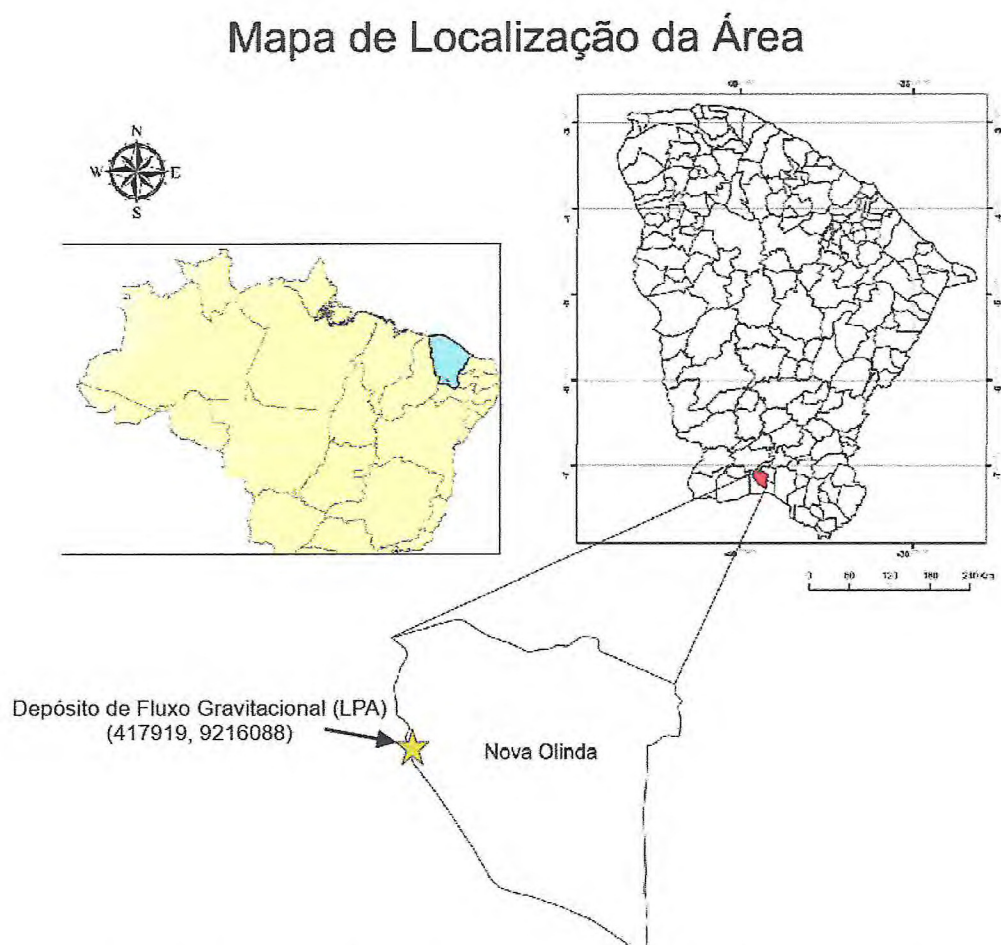


Figura 1: Mapa de localização para o município de Nova Olinda, área principal do estudo desenvolvido (Geobank, CPRM).

2. Materiais e Métodos

2.1. Etapa I: Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico teve foco no uso de técnicas de análise de sedimentos rudáceos em termos de textura, composição e orientação, e visou informações acerca de processos de transporte, proveniência e reologia de fluxo. Paralelamente, foram levantados também textos versando sobre contexto climático local e história tectônica do Lineamento de Patos, além de uma possível relação destes fatores com a formação dos depósitos objetos do presente estudo.

2.2. Etapa II: Atividades de Campo

Inicialmente, os alvos de busca foram afloramentos de sedimentos rudáceos imaturos, ao longo do traçado mapeado pelo Lineamento de Patos em Nova Olinda (CE). Para tanto, previamente, foram consultadas fontes de mapeamento sistemático na região, inclusive Relatórios de Campo de alunos de graduação feitos durante disciplinas realizadas na região pelo Departamento de Geologia da UFC em diferentes épocas.

Uma vez detectados, os alvos foram submetidos a análises de fácies segundo os preceitos de Selley (1970), Anderton (1986) e Walker (1992), com especial atenção aos elementos descritivos (geometrias externa, interna e azimutal, litologia e presença de fósseis), contatos limitantes e interpretação de processos. Medidas de atitude de orientação espacial de clastos do arcabouço e de superfícies de descontinuidade física (fraturas, falhas etc.) foram tomadas com uso de bússola.

A orientação de clastos do arcabouço, em particular, seguiu a proposta de Marconato (2010), onde áreas previamente delimitadas de até 2 m² são marcadas e usadas na contagem, identificação litológica, medição do eixo maior (eixo “a” ou sua expectativa) e sua orientação. O número de clastos contados foi de ao menos 100 no total, por afloramento. Todos os dados e observações foram anotados em caderneta e registrados por fotografias, e forneceram dados importantes para a classificação e interpretação do depósito.

2.3. Etapa III: Análises Laboratoriais e Elaboração do Trabalho Final

Quatro amostras de sedimentos da matriz foram coletadas (LPA-1, LPA-2, LPA-3 e LPA-4) para análises texturais e composicionais em laboratório, especialmente granulometria, cada uma equivalente a uma porção importante do afloramento.

2.3.1. Granulometria da fração lamosa

As amostras, em massas iniciais de cerca de 60 g (equivalente seco), foram submetidas à pipetagem em cinco intervalos de 1Φ da escala de Wentworth entre silte grosso e argila. Optou-se pela não secagem prévia das amostras, cujo controle do peso inicial é feito indiretamente, pela secagem de uma alíquota separada (120 g, admitida uma umidade média de 50%) em estufa (60°C por 24 h). Isso evita aglutinação de partículas argilosas coloidais da amostra a ser pipetada, que pode falsear o resultado da análise granulométrica (GIANNINI 1987, 1993). Depois de secas, as alíquotas separadas foram pesadas novamente para controle de umidade inicial das amostras a serem pipetadas.

As amostras pipetadas foram antes dispersas em recipiente com misturador mecânico, e introduzidas logo após seu uso em provetas de 1 L com água destilada, acrescida de dispersante (pirofosfato de sódio tri-hidratado ou equivalente) para evitar floculação. A pipetagem se deu a intervalos de tempo pré-determinados, baseados na Lei de Stokes para decantação de partículas. Massas pipetadas iguais de líquido e partículas foram depositadas em recipientes de massa conhecida que por sua vez foram postos a secar por mais 24 h a 60°C em estufa. A pesagem final dos recipientes se deu após a última etapa de secagem, com a qual se obteve a massa de cada fração granulométrica.

2.3.2. Granulometria da fração arenosa

O resíduo restante da análise granulométrica da fração lamosa no fundo das provetas foi usado para análise granulométrica da fração arenosa. Antes, este resíduo foi elutriado em sistema de torrente aquosa em pia de laboratório, para eliminação de lama, e então secado em estufa (100°C por até dois dias).

De cada amostra seca, 60 a 80 g foram submetidos a peneiramento em intervalos de 1Φ sobre agitador mecânico por 10 minutos. Outra parte da alíquota elutriada seca (20 a 40 g) foi conduzida para estudo em lupa binocular (vide próximo

tópico). As amostras retidas em cada intervalo de tamanho das peneiras foram pesadas em balança analítica de precisão (quatro casas decimais do grama), e separadas para arquivo.

2.3.3. Estudos de grão a lupa binocular

Para estudo de grãos à lupa binocular, foi usada uma amostra bruta de aproximadamente 10 g da fração arenosa elutriada e não-peneirada. Litoclastos e minerais associados foram identificados qualitativamente e semi-quantitativamente para comparação entre os diferentes locais de coleta. Fotomicrografias com escala foram tomadas e identificadas durante o estudo das amostras. Por fim, o grau de arredondamento e de esfericidade dos grãos também foi analisado.

O exame do grau de arredondamento de uma partícula pode ser realizado através da observação expedita da maior ou menor presença de cantos angulosos na superfície externa do grão (POWERS, 1953). O arredondamento auxilia na classificação do índice de maturidade textural (TOLDO JR., 1998). De uma maneira geral, o grau de arredondamento, aumenta com a duração do transporte e retrabalhamento.

Normalmente, todas as classes granulométricas possuem o mesmo arredondamento quando os sedimentos provém da mesma fonte, não são derivados de sedimentos pré-existent e onde o transporte ocorre por uma curta distância. Já os produtos de abrasão prolongada, por outro lado, mostram diferenças marcantes entre os graus de arredondamento das diferentes granulações, pois partículas maiores são mais bem arredondadas que os grãos menores (SUGUIO, 1973).

Esfericidade é uma grandeza que expressa numericamente ou qualitativamente o grau de aproximação da forma de uma partícula com aquela de esfera perfeita (POWERS, 1953). A esfericidade reflete as condições de deposição no momento da acumulação e, em grau mais limitado é modificada também pela abrasão (SUGUIO, 1973).

2.3.4. Tratamento gráfico e estatístico

Inicialmente, estatísticas simples e baseadas na média, como mediana, desvio-padrão e quartis 1 e 3, foram realizadas para efeito comparativo dos resultados. Graficamente, foram gerados *boxplots* através do programa Minitab 15™.

Especificamente no caso de dados de orientação dos clastos do arcabouço, histogramas de frequência circular foram obtidos no programa Oriana 4TM.

Também a partir dos resultados, foram confeccionados gráficos binários de dispersão de distribuições de frequências entre as variáveis envolvidas. Foram obtidas retas de regressão, com respectivos coeficientes de correlação linear (r). Para avaliar os resultados de r , o critério foi o nível de significância ou erro I (α), que corresponde à probabilidade de rejeitar uma hipótese nula (H_0) verdadeira. Como H_0 , neste caso, afirma a inexistência de correlação significativa ($r \approx 0$), α pode ser entendido como a probabilidade de aceitar-se correlação inexistente.

A estimativa dos valores máximos de α foi feita por interpolação comparando o quociente t do teste de regressão unicaudal de distribuição (t de Student). Foram admitidos resultados de correlação linear com nível menor ou igual a 0,1 (chance de um em dez de se rejeitar hipótese nula verdadeira).

3. Clima

Nova Olinda encontra-se em zona convergente de climas tropicais quentes semiáridos e subúmido (IPECE, 2011) em meio a componentes ambientais de grande diferença topográfica como a Depressão sertaneja e a Chapada do Araripe. As precipitações mais significativas no município ocorrem no primeiro semestre do ano, mais especificamente entre Janeiro e Maio. Estas precipitações em curto período de tempo são equivalentes a cerca de 80% das chuvas anuais para a região, com influência direta no regime hidrológico da mesma. A temperatura média varia pouco ao longo da Bacia do Araripe, entre 24°C e 26°C. Três tipos de clima predominam na região (Figura 2):

- *Tropical Quente Sub-úmido*: Fortes precipitações durante o verão com maior variação de temperatura diária devidas ao papel da Chapada do Araripe como retentora orográfica de umidade a barlavento, intensificando o acúmulo de nuvens e aumentando o índice de precipitação na região.
- *Tropical Quente Semi-árido Brando*: Relativa variação de pluviosidade, entre 850 e 1000 mm, e temperaturas médias (25°C).
- *Tropical Quente Semi-árido*: De temperaturas muito elevadas e chuvas escassas e mal distribuídas durante um curto período do ano.

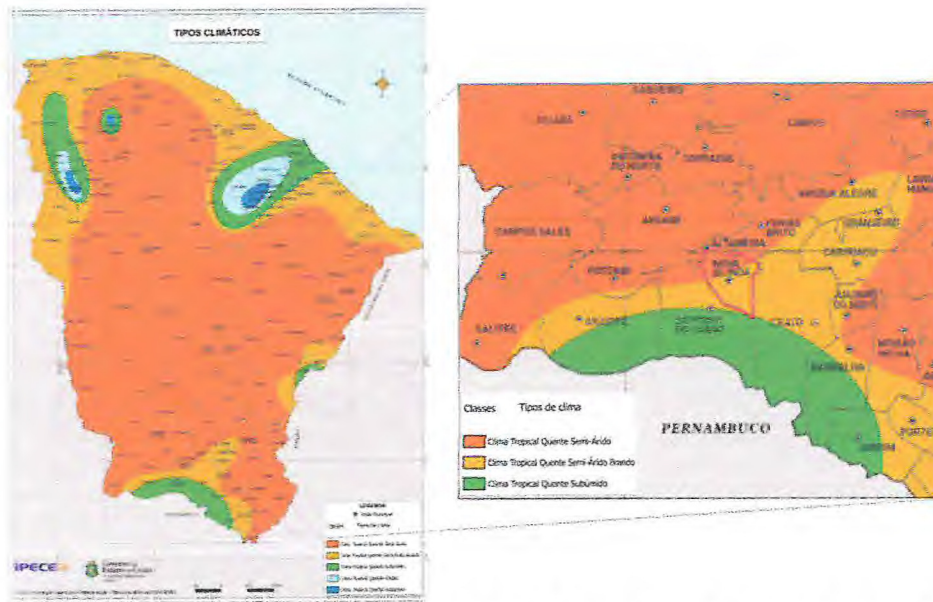


Figura 2: Tipos climáticos da região, com destaque para Nova Olinda (Adaptado de IPECE, 2011).

4. Contexto Geológico Regional

4.1. Embasamento Cristalino

O embasamento cristalino da região de Nova Olinda (CE) abrange rochas do chamado Domínio Transversal (DT) da Província Borborema (VAN SCHMUS et al., 1995). Segundo Brito Neves et al. (1999), o DT orienta-se por estruturas alinhadas predominantemente na direção E-W e é caracterizado pela presença de rochas meta-vulcanossedimentares de idades mesoproterozóicas a neoproterozóicas, reunidas no evento tectono-termal do Ciclo Brasileiro (~600 Ma). No mesmo domínio, Gomes et al. (1981) mencionam a presença de terrenos ainda mais antigos (2,5 Ga), formados por rochas metaplutônicas (ortognaisses cinzentos bandados, “corpos basálticos” e corpos tabulares de leucogranitoides e “metapegmatoides”). Brito Neves et al. (1999, 2000) afirmam ainda que as rochas do DT distribuem-se na forma de cinturões dobrados que são interpretados como parte representante de um ciclo de abertura e fechamento oceânico completo, chamado de Orogenia Cariris Velhos. Tais litotipos ocorreriam como suítes metavulcânicas (dominantemente félsicas) e metassedimentares supracrustais (principalmente psamo-pelíticas) em corpos que encerram leuco-ortognaisses meta- a peraluminosos. A porção norte do domínio apresenta um contíguo cinturão neoproterozoico (Cinturão Piancó, <650 Ma) composto por meta-ritmitos de baixo grau, intercalados com vulcânicas bimodais

(de afinidade a arco magmático) e atravessadas por intrusões de tonalitos, quartzodioritos e granitoides de alto K (BRITO NEVES et al., 1999).

Dois terrenos principais compõem o DT na região de Nova Olinda: Piancó-Alto Brígida (TPA) e Alto Pajeú (TAP) (GOMES et al., 1981; BRITO NEVES et al., 2000). Localmente, o TPA é representado pela ocorrência de gnaisses, e em menor escala, de filitos, metarenitos, xistos ou metaconglomerados ricos em ferro associados ao Grupo Cachoeirinha (GOMES et al., 1981). Quanto ao TAP, no local de estudo, seria representado por seus litotipos mais ordinários de corpos tabulares de ortognaisses (BRITO NEVES et al., 2000) (Figura 3).

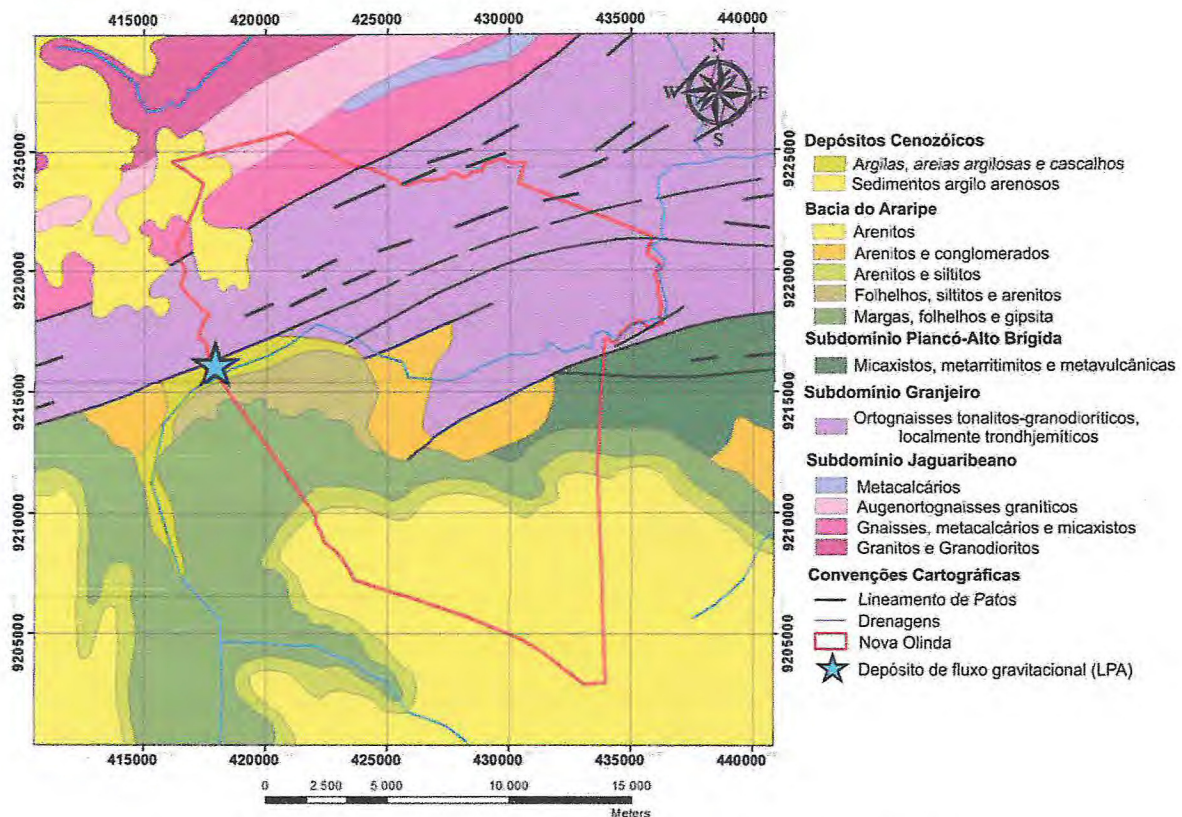


Figura 3: Mapa geológico para a região de Nova Olinda. (Geobank, CPRM)

4.2. Bacia do Araripe

Localizada em parte nos Estados do Ceará, Piauí, Paraíba e Pernambuco, a Bacia do Araripe constitui bacia do tipo rifte implantada em terrenos pré-cambrianos da Zona Transversal da Província Borborema (BRITO NEVES et al., 2000), encaixada entre os lineamentos de Patos (norte) e Pernambuco (sul), onde apresenta diferentes contextos paleogeográficos na formação de cada uma de suas

sequências deposicionais, e que a integravam a outras bacias adjacentes de menor tamanho (PONTE & PONTE FILHO, 1996). No Vale do Cariri, a Bacia do Araripe destaca-se geomorfologicamente devido a Chapada do Araripe, que constitui uma feição de relevo alongada na direção E-W, com topo mergulhante suave para oeste e escarpas íngremes e erosivas. Sua porção oeste seria composta por sequências da chamada “fase pós-rifte” que recobrem com discordância angular unidades das sequências mais antigas ou se encontram diretamente sobre o embasamento cristalino (ASSINE, 2007). A porção leste, por sua vez, estende-se para além dos limites da Chapada e ocupa a depressão do Vale do Cariri, onde afloram unidades das sequências Paleozoica, Pré-Rifte e Rifte (ASSINE, 2007).

São várias as subdivisões estratigráficas propostas para a Bacia do Araripe, tanto em termos de nomenclatura como posicionamento em sua história deposicional e/ou tectônica (FAMBRINI et al., 2011). Uma das mais difundidas, recentemente, é a de Assine (2007), que reconheceu quatro sequências deposicionais limitadas no topo e na base por discordâncias de caráter regional: “Sequência Paleozoica”, representada pela Formação Mauriti; “Sequência pré-rifte” (Neojurássica), correspondente às Formações Brejo Santo e Missão Velha; “Sequência rifte”, equivalente à Formação Abaiara; “Sequência Pós-rifte I” (Aptiano-Albiano), correspondente às Formações Rio da Batateira e Santana; e “Sequência Pós-rifte II”, equivalente às Formações Araripina e Exu.

Estudos tectono-estratigráficos recentes (SCHERER et al. 2014; FAMBRINI et al. 2013), baseados em trabalhos modernos focados em bacias do tipo rifte (i.e. PROSSER, 1993) sugerem que a “Supersequência rifte” na Bacia do Araripe tenha se iniciado com a deposição da Formação Brejo Santo (“Início de Rifte” a “Clímax de Rifte inicial”) e terminado com as Formações Missão Velha e Abaiara (“Clímax de Rifte Intermediário” a “Clímax de Rifte Tardio”).

4.3. Tectônica

A Província Borborema encontra-se associada a extensos e difundidos eventos de plutonismo granítico e anatexia sincinemática durante o Brasiliano (VAUCHEZ *et al.*, 1995), o que resultou no desenvolvimento de extensas zonas de alta temperatura e baixa pressão compostas por gnaisses miloníticos e metapelitos, bem como migmatitos e granitos (NEVES *et al.*, 1996; ARCHANJO *et al.*, 2002; VIEGAS *et*

al,2013) ao longo de áreas de reativação e metamorfismo sob tectônica transcorrente. Segundo Vauchez et al. (1995), esta configuração (além de outras características não explicitadas por eles) seriam indício de que algumas de suas zonas de cisalhamento ou lineamentos seriam estruturas tardias. Neste âmbito, o Lineamento de Patos separaria domínios geológicos com histórias diferenciadas, mas sem evidências de assembleia rochosa típica de zona de sutura (VIEGAS *et al*, 2014).

Embora formado durante o evento tectono-termal do Brasiliano, o Domínio Transversal experimentou tectonismo posteriormente. A rede de lineamentos (na época, zonas de cisalhamento) que delimitam o domínio teria sido retrabalhada durante uma fase de tectônica de alívio, ca. 540-500 Ma, quando novas assembleias vulcanossedimentares (em bacias tipo *pull-apart*?) e corpos plutônicos (granitos alcalinos) foram formados e encaixados/integrados ao domínio. Esta dinâmica teria sido causada pela continuação da convergência oblíqua de blocos continentais mais a norte, Hoggar-Potiguar e Oeste Africano-São Luís, contra a zona orogênica de Cariris Velhos, com desenvolvimento de importantes anomalias termais (até 700°C) ao longo das zonas de cisalhamento e lentos eventos de resfriamento (580-500 Ma; CORSINI *et al.*, 1997).

A herança estrutural das zonas de fraqueza neoproterozoicas seria posteriormente reativada durante o Jurássico por movimentos verticais de grábens locais antigos (Cambrianos?) durante a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967). O contexto tectônico que então se seguiu foi a fragmentação do então supercontinente Gondwana e consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, onde a Bacia do Araripe corresponderia ao preenchimento de um ramo abortado do rifteamento neocomiano da Região Nordeste.

Na evolução tectono-estrutural da Bacia do Araripe, a fase rifte marca o período no qual sua configuração se dá na forma de *horsts* e grábens com direção NE, em função de movimentos extensionais e estiramento crustal causadores de entulhamento de material proveniente de várias fontes do embasamento nas depressões recém formadas (MATOS, 1992, 1999) (Figura 4). Indícios de tectonismo durante a evolução da bacia são dados principalmente por forte basculamento tectônico de algumas unidades e estruturas de liquefação (ASSINE, 2007), pequenas dobras assimétricas e falhas reversas sin-sedimentares (MARTILL

et al., 2008), *boudinage* sedimentar (*beefs*) (NEUMANN, 1999), falhas normais do tipo dominó e lístrica (FREIRE JR., 2013).

Tectonismo após a evolução da Bacia do Araripe, durante o Cenozoico, encontra destaque no recente trabalho de Marques et al. (2014), focado em sua fase de inversão tectônica. Neste estudo, baseados em dados de campo, análise topográfica e anomalias gravimétricas, os autores afirmam que falhas de direção NNE-SSW e E-W, herdadas do embasamento, foram as principais controladoras, com caráter distal de alívio na direção NNE-SSW e sinistral (subordinado) em ENE-WSW. Os autores aventaram que esforços compressivos distantes, relacionados à Dorsal Meso-Atlântica e/ou Cadeia Andina, seriam os forçantes principais, auxiliados por presença de brechas de falha ricas em argilas que funcionariam como redutores de atrito em movimentos oblíquos sobre falhas reversas de alto ângulo. Tais movimentos teriam sido recorrentes ao longo do Cenozoico, inclusive no Quaternário. Para eles, o alto grau de inversão da Bacia do Araripe seria possivelmente devido sua posição em uma curvatura do Lineamento de Patos, que agiu como uma curva de restrição (*restraining bend*) à tensão compressiva máxima sofrida pela Região Nordeste (MARQUES et al., 2014).

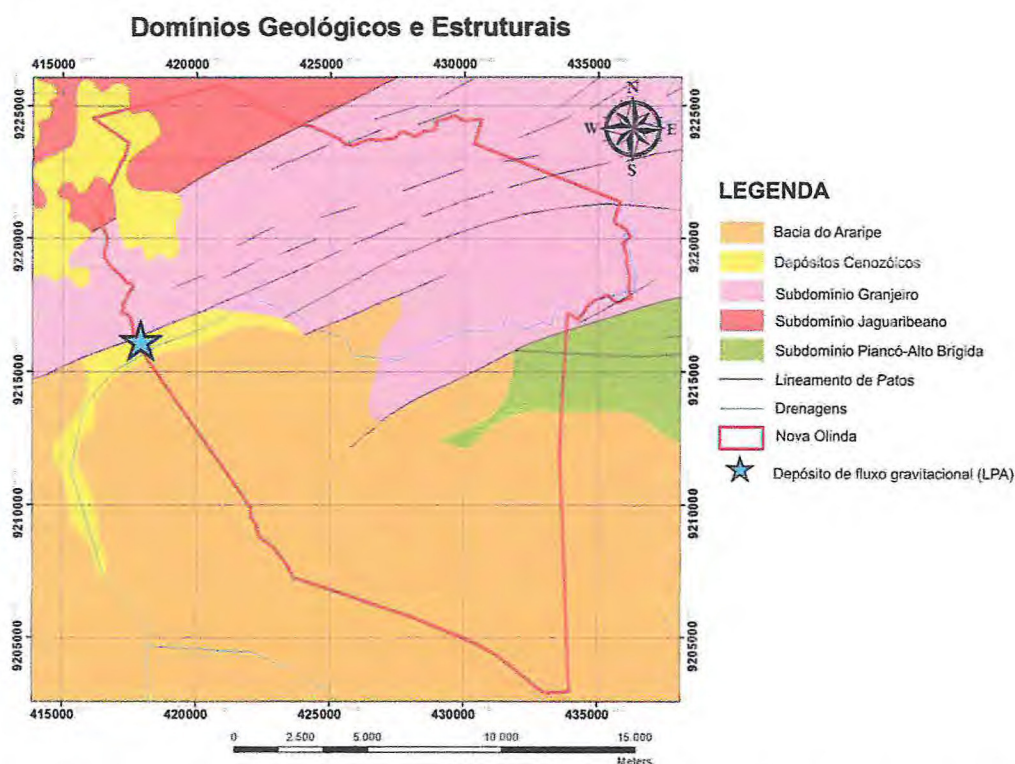


Figura 4: Relação entre subdomínios do embasamento e Lineamento de Patos com a Bacia do Araripe e depósitos sedimentares cenozóicos, dentro dos limites do município de Nova Olinda.

4.4. O Lineamento de Patos

O Lineamento de Patos (LP) é uma das estruturas mais importantes da Província Borborema, na Região Nordeste. Sua morfologia alongada em direção quase E-W apresenta sinuosidades importantes apenas em suas terminações, com desvios para NE (rumo ao Rio Grande do Norte) no lado oriental e ligeiramente para SW (rumo ao Piauí) no lado ocidental. Sua extensão visível (por imagens de satélite e fotografias aéreas) é de aproximadamente 600 km (até conectar-se à Faixa Seridó: CORSINI et al., 2013), desde as proximidades de Santa Luzia (PB), extremo NE, até Jacobina do Piauí (PI), extremo SW. Nesta última extremidade, uma presumível continuação do lineamento se encontra recoberta por depósitos da Bacia do Parnaíba.

Na Província Borborema, os domínios Rio Grande do Norte (ou Jaguaribe-Seridó: VAN SCHMUS et al., 2008) e Transversal são subdivididos pelo LP, respectivamente a norte e a sul deste (BRITO NEVES et al., 2000). O LP atuou de forma decisiva na colagem brasileira entre os domínios e seus terrenos fronteiriços, com comportamento transcorrente profundo (dúctil) de uma zona de cisalhamento com resultante cinemática dextral.

A margem sul da estrutura é caracterizada por uma faixa de milonitos finos a ultramilonitos, que teriam se desenvolvido a partir de ortognaisses do embasamento e granitos sintectônicos (VIEGAS, 2013). Mais especificamente na porção sul (que abrange Nova Olinda), a zona de cisalhamento seria marcada por um corredor estreito (± 5 km de largura) de milonitos gerados por deformação em baixa temperatura (fácies xisto-verde), com presença de porfiroclastos de quartzo e feldspato imersos em matriz félsica fina e presença de assembleias típicas de baixo grau metamórfico (clorita, muscovita, epídoto) (VIEGAS, 2013). Idades obtidas por datação U-Pb (SHRIMP em zircões) sugerem que o LP formou-se no Neoproterozoico, com idades de 565 Ma para eventos de fusão parcial associada ao cisalhamento, e 545 Ma para o retrabalhamento metamórfico formador da milonitização (médio a baixo grau) em regime dúctil-rúptil (VIEGAS, 2013).

4.5. Depósitos de fluxos gravitacionais na Região do Cariri

O Lineamento Patos, ao marcar o limite norte da Bacia do Araripe, pressupõe que a tenha afetado desde seus momentos iniciais através da Reativação Wealdeniana, ou mesmo fases de embaciamento mais antigas (Fm. Cariri) registradas na região do Vale do Cariri. Embora o lineamento seja de fato estruturalmente importante na conformação da bacia, as falhas de borda controladoras de grábens assimétricos seriam estruturas ortogonais a ele, mais a sul, relacionadas principalmente aos limites dos altos de Araripina e Dom Leme. Depósitos antigos de possíveis fluxos gravitacionais, relacionados à falha (ou falhas) de borda da bacia (*hanging wall*) seriam, portanto, relacionados a depósitos da sequência rifte (ou clímax de rifte, na acepção de PROSSER, 1993), com melhor candidato na Fm. Abaiara (Eocretáceo) (ASSINE, 2007). Embora esta formação possua de fato depósitos rudáceos relacionados a fluxos gravitacionais, Fambrini et al. (2011) têm recentemente proposto a extensão da fase rifte da bacia à sotoposta Fm. Missão Velha (Neojurássico), também portadora de depósitos de mesmo tipo. Em todos os casos, o sentido de paleocorrentes, voltados para quadrantes meridionais, poderia em parte ter sua alimentação a partir do Lineamento de Patos, localizado bem a norte dos limites da bacia.

Outro possível registro de depósitos relacionados a fluxos gravitacionais é apresentado no trabalho de Batista et al. (2012). Nele, são descritos conglomerados maciços sustentados por matriz arenosa e mal-selecionados em sucessões delgadas (decimétricas) por eles atribuídos à Fm. Cariri (Siluriano). No entanto, as paleocorrentes por eles obtidas indicam fluxo para rumos setentrionais, o que reduz a possibilidade de sua correlação com fontes alimentadas por influência direta do Lineamento de Patos.

Fluxos gravitacionais mais recentes (Quaternário até os dias atuais) ocorrem principalmente ao longo da escarpa da Chapada do Araripe, uma vez que a região apresenta valores de elevação e ângulos de declividade adequados para o desenvolvimento desse tipo de fluxo (Figuras 5 e 6). Normalmente, depósitos cenozóico são descritos na forma de deslizamentos de terra em períodos de chuvas concentradas em locais com terrenos sulcados e drenagens de efêmeras de alto ângulo (ASSINE, 2007; MARQUES et al., 2014), mas são poucos os estudos focados nesse assunto realizados até o momento.

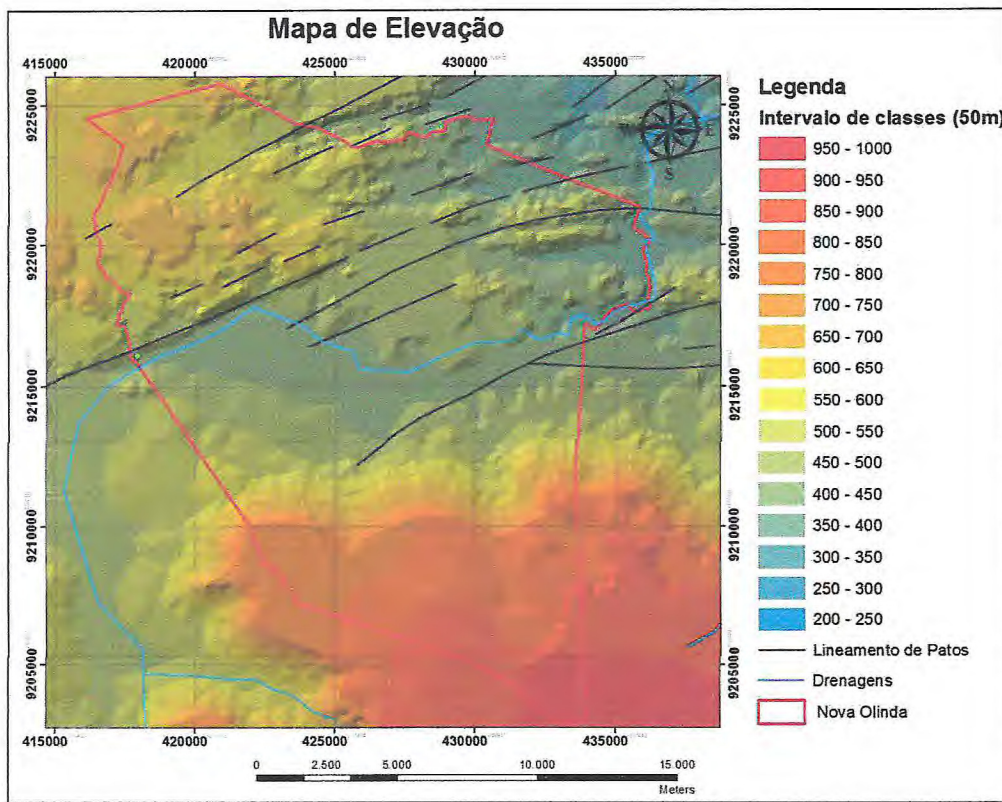


Figura 5: Mapa de elevação para a região de Nova Olinda.

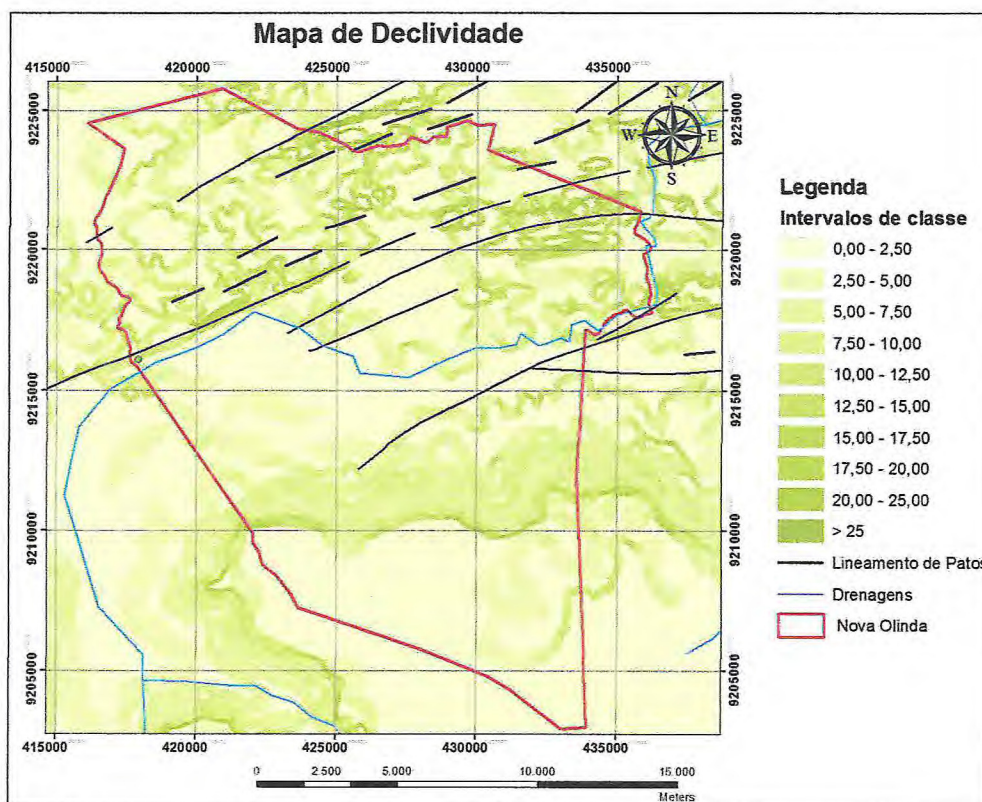


Figura 6: Mapa de declividade para região de Nova Olinda, com destaque para as escarpas da borda da Chapada do Araripe.

4.6. Fundamentação teórica

Fluxos de massa são considerados como integrantes de fluxos gravitacionais no contexto geral, e mesmo eventualmente colocados como sinônimos apesar da imprecisão do primeiro termo (INFANTI & FORNASARI FILHO, 1998). Os fluxos gravitacionais são fluxos viscosos onde a grande concentração relativa de sedimentos se destaca em relação ao fluido. Fisicamente, as forças de corpo atuam preferencialmente na massa como um todo (mistura grãos-fluido) e não em grãos individuais, e as forças de superfície sofrem forte influência de fenômenos como coesão, fricção, choque mútuo (entre partículas) ou turbulência (MIDDLETON & HAMPTON, 1973). Geologicamente, as características mais comuns em fluxos gravitacionais são: 1. associação preferencial com declives; 2. morfologias de leque ou lobo; 3. caráter episódico: grande energia dissipada em curto intervalo de tempo de segundos a poucas horas (GIANNINI & RICCOMINI, 2000).

Na bibliografia que envolve o conceito de movimentação de massas, as noções de fluxos de massa subaéreos ou superficiais são tão recentes quanto os conceitos que rodeiam o assunto. Grandes movimentos como deslizamentos de terra, escorregamento de encostas e avalanche de lama são exemplos de eventos já bem estudados sobre fluxos gravitacionais subaéreos, ajudando no estudo de processos semelhantes em massas subaquosas. Após feita a comprovação desse tipo de movimento, fluxos de massa sedimentares são considerados misturas mais ou menos coesas de sedimentos e fluido este, seja água ou ar, e classificados pelo mecanismo de movimentação entre fluxo fluidal (newtoniano) ou fluxo plástico (fluido não newtoniano ou de Bingham). Devido ao fato da maioria dos processos de fluxos sedimentares ser dificilmente modelados e observados, tal discussão é de certa forma argumentativa. Muito das concepções e comentários acerca dos processos que envolvem esse tipo de depósito assim como mecanismo, transporte, proveniência e outras características são modelos conceituais construídos para explicar o que vemos em depósitos antigos e modernos, e não são baseados em experimentos ou modelos físicos. Não apenas o fato da observação desses depósitos ser somente possível após a sedimentação do mesmo, os mecanismos de suporte dos fluxos podem mudar ao longo das condições climáticas do local durante o movimento uma vez que o tipo de mecanismo é dependente das circunstâncias do ambiente naquele momento (FRITZ & MOORE, 1988). Por exemplo, pode haver transformação de

fluxo ao longo e durante o transporte gravitacional simplesmente por incremento, através de chuvas e entrada em corpo de água, ou escape de fluidos via sobrecarga, liquidação localizada no corpo em movimento e até mesmo o congelamento friccional da matriz (*freezing*) com interrupção abrupta do fluxo (MIDDLETON & HAMPTON, 1973; LOWE, 1982) (Figura 7).

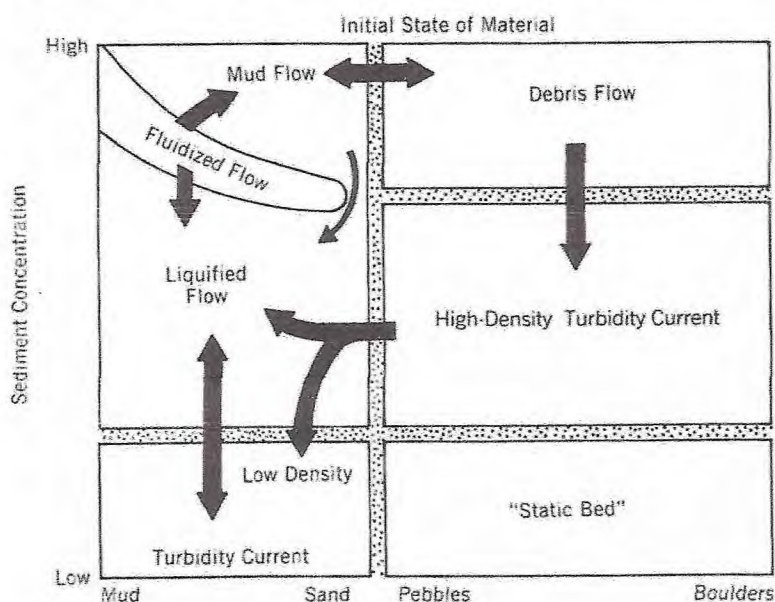


Figura 7: Fluxograma de tipos de mecanismo de fluxo de sedimentos sob diferentes concentrações (do sedimento em relação ao fluido de mistura – água e/ou ar) e tamanhos de grãos. As setas indicam as possibilidades de transformação de fluxo de modo unidirecional simples (seta comum), duplo (duas pontas no mesmo lado) e bidirecional (duas pontas em lados opostos). Modificado e compilado de Middleton & Hampton (1973) e Lowe (1982) por Fritz & Moore (1988).

O agente desencadeador dos movimentos, quando de natureza climática, atua geralmente sobre três tipos de clima: temperado, semiárido e árido (ALLEN, 1985). Fluxo de detritos encontrados em climas temperados são geralmente iniciados a partir de longas e fortes tempestades, sendo compostos por argila frouxa em ambientes com alta declividade como falésias ou encostas próximas a zona costeira (HUTCHINSON, 1970). Normalmente esse tipo de fluxo de detritos é saturado em conteúdo de argila nos solos (PRIOR & STEPHENS, 1972) ou uma mistura úmida entre rochas e solo. O movimento é tipicamente devagar, sem percorrer mais de alguns metros por ano, típico de movimento espasmódico e sazonal (STATHAM, 1976). O segundo tipo de movimento é encontrado nas regiões onde condições semiáridas e áridas prevalecem. Aqui os eventos e fluxos são comandados por tempestades e chuvas em lugares com condições climáticas mais extremas, tal

como ambientes gelados com rápido índice de derretimento de neve, ou ambientes mais quentes com tempestades e fortes chuvas episódicas (FRYXELL & HORBERG, 1943; BULL 1964; JOHNSON & RAHN, 1970; MORTON & CAMPBELL, 1974; CAMPBELL, 1975).

Menos abordados no Brasil, os agentes tectônicos relacionam-se a choques cíclicos de tremores de terra ou sismos em áreas de encostas e/ou de solos saturados em água. Isso inclui movimentos de massa de áreas aparentemente estabilizadas, liquidação em areias de zonas costeiras e mesmo correntes de turbidez em leques submarinos (LOWE, 1982). Ainda que a tectônica possa ser o “gatilho” (*trigger*) desencadeador do movimento catastrófico, o acúmulo de instabilidade na forma de energia potencial gravitacional em tempo consideravelmente maior que o do movimento (*buffer*) pode envolver fatores climáticos associados a acúmulo de água e seus sedimentos (DELLA FÁVERA, 2001), soerguimento do substrato local, explosões vulcânicas (COLLINSON & THOMPSON, 1982) e acúmulo de dejetos antrópicos (INFANTI & FORNASARI FILHO, 1998).

Os fluxos de reologia plástica se destacam entre os subtipos de fluxos gravitacionais. Neles, a massa em movimento possui reologia capaz de se amoldar à deformação imposta por sua tensão interna. No caso específico de fluxos de detritos (*debris flows*), essa característica é combinada com a presença de lama em meio à matriz, o que confere grande poder de transporte devido ao aumento interno de seu empuxo. Um teor de volume em massa de matriz lamosa (silte e argila) tão baixo quanto 1% (CURRY, 1966; FRITZ & MOORE, 1988), com densidade bruta mínima da massa em movimento de 2,5 g/cm³, e declividades de apenas 5 graus seriam suficientes para seu desencadeamento (GIANNINI & RICCOMINI, 2000). Para Curry (1966), 1 a 2 graus já seria gradiente topográfico potencial.

Segundo Johnson (1970), em fluxos de detritos, blocos podem ser engolidos ou afundar de acordo com a viscosidade da mistura, caso se encontrem no fundo das camadas, porém junto às bordas do depósito. Não se faz necessário um grande percentual de lama para que o movimento ocorra, e principalmente para que se mantenha. O baixo percentual de lama, no caso, ocorre mais como uma superfície de escorregamento (lubrificante) no revestimento dos detritos maiores. Em alguns fluxos a quantidade de lama presente é suficiente para o preenchimento dos

espaços entre partículas maiores, mesmo que estas se sustentem sem ajuda da lama.

Fluxos de detritos normalmente possuem espessura métrica a decamétrica. Externamente, duas características são marcantes em fluxos de detritos: a formação de lobos e a amalgamação destes lobos. Os depósitos podem conter estratificação grosseira ruim que reflete (em parte) esta amalgamação. Um lobo pronunciado em relação a outros, em fluxo de detritos, pode estar ligado a dois fatores: aprisionamento de mais sedimento ao longo do transporte devido à passagem de grãos grossos (efeito “peneira”) e/ou coesão muito elevada. Geometricamente, os lobos são conduzidos por calhas ou condutos erosivos (*erosional chutes*) criadas pelo próprio fluxo na parte proximal e média; sua base é fortemente irregular e abrupta (erosiva). Num leque aluvial, calhas parecidas podem tornar-se condutos preferenciais de enxurradas confinadas (depósitos trativos de canais distributários). Sua passagem transborda parte de seu conteúdo mais grosso (cascalho), o que ergue ainda mais as margens já sobrelevadas do entorno, configurando diques marginais (*levees*). Nos diques, o transporte é quase desprezível (FRITZ & MOORE, 1988).

Durante a passagem do fluxo, a coesão na base da massa tem alto poder erosivo, mas baixa capacidade de transporte de novos clastos arrancados da base (presos a ela), o que pode gerar apenas ligeira projeção destes clastos (efeito “arado”) especialmente na ocorrência de fluxos amalgamados e sucessivos. A passagem do mesmo fluxo na base pode gerar organização incipiente, na forma de gradação inversa e/ou imbricação do arcaçouço. No entanto, nenhuma dessas características texturais é obrigatória ante a possibilidade de congelamento friccional precoce da matriz durante o transporte. Para o topo, o menor peso das camadas sobrejacentes e maior teor de água (sendo expulsa da base por pressão) tornam a massa ali comparativamente mais frouxa e lubrificada, o que dificulta a interação e organização dos clastos (LOWE, 1982) (Figura 8). Com suficiente teor aquoso e velocidade, o topo pode configurar-se em fluxo trativo de corrente (*stream flow*), não viscoso, e que por sua baixa coesão atinge velocidades supercríticas (maiores que do corpo abaixo) em baixa profundidade (decímetros a poucos metros), mas que decaem igualmente rápido em sua velocidade (*waning flow*). Isso é típico de situações subaéreas, onde o teor de lama é menor e o produto do fluxo de massa

menos deformacional. Esse fluxo trativo tem competência para transportar até grânulos ou pequenos seixos, mas a maior parte do sedimento será areia de matriz lavada (*washed out*) e/ou expulsa por liquidação.

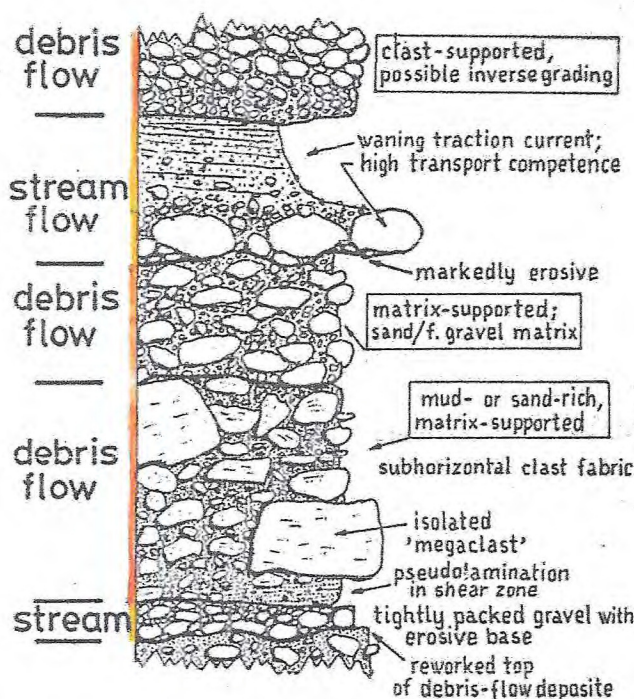


Figura 8: Características típicas de depósitos de fluxo de massa subaéreo do tipo "lavado" (*washed out*) (a espessura as camadas varia de decímetros a metros). Simplificado de Lowe (1982).

Durante o movimento, fluxos de detritos apresentam parcelas que se movem a velocidades diferentes, e que crescem das bordas (diques) para o centro e da base para o topo, gerando cisalhamento plástico (Figura 9). Isso é devido ao aumento do atrito contra e rumo às superfícies limitantes (base e diques). Uma consequência é a formação de fraturas penecontemporâneas (atectônicas), principalmente na iminência de cessação do movimento (Figura 10). Como a quantidade de água expulsa já é elevada na iminência de parada, a reologia da massa torna-se rútil, a começar pela base, mas se propaga verticalmente. Essa propagação pode cessar nas camadas superiores mais frouxas e lubrificadas, que se movem quase sem cisalhamento interno, o que materializa o chamado "êmbolo móvel" (*plug*). No êmbolo, a quantidade de clastos pode reduzir-se por diminuição da coesão (que dá empuxo à matriz) e aumento relativo da quantidade de matriz arenosa expulsa das camadas subjacentes por liquidação (FRITZ & MOORE, 1988). Ali, como o cisalhamento é mínimo e a velocidade é máxima, o êmbolo se move como um corpo rígido individual (ALLEN, 1985).

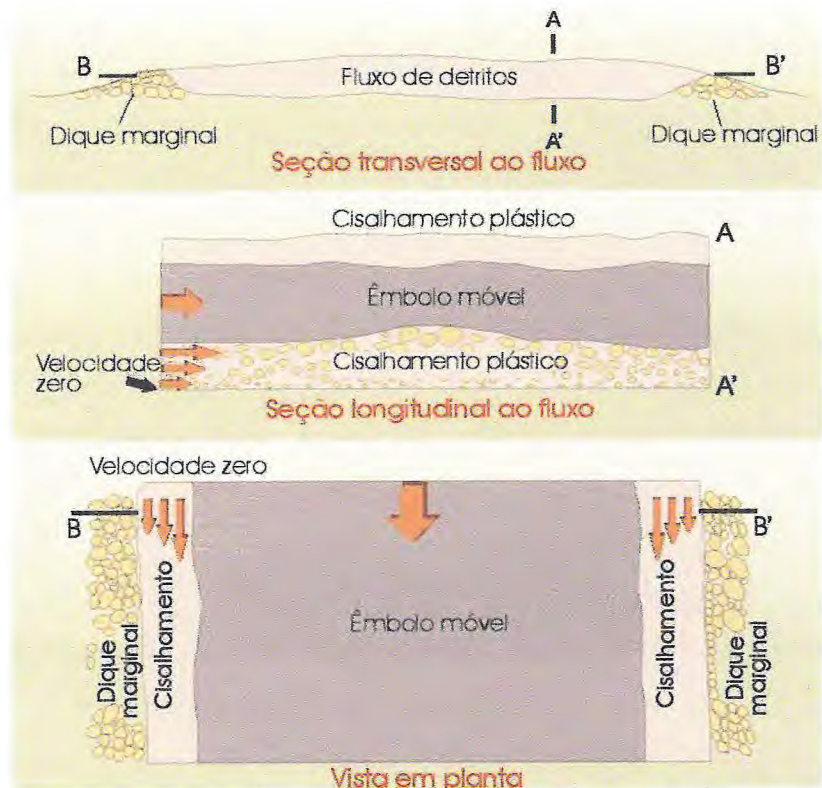


Figura 9: Modelo esquemático de um fluxo de detritos visto em visão frontal, longitudinal e em planta. Adaptado de Fritz & Moore (1988) por Giannini & Riccomini (2000).



Figura 10: Modelo-escala de fluxos de detritos parcialmente amalgamados em lobos. Material: rejeito de mineração de areia da Formação Pirambóia no Estado de São Paulo. Fraturas subverticais são vistas no detalhe à direita.

Por fim, caso ainda haja água suficiente ao final do fluxo de detritos, sua mistura com lama e cascalho mais fino (seixos e grânulos) pode avançar por entre poros através de uma parede de cascalho grosso (blocos e matacões), gerando novo depósito mais à frente (dezenas a centenas de metros), de espessura delgada (centímetros a poucos decímetros) (HOOKE, 1967). Este novo depósito pode formar franjas residuais de cascalho puro (*sieving deposits*) na porção terminal, mas a maior parte do corpo à retaguarda compõe-se de uma matriz lamosa com cascalho desorganizado e homoganeamente distribuído, matriz-sustentado. O fenômeno a ele associado é chamado enxurrada desconfinada ou em lençol (*sheet flood*), porque não há canalização durante seu fluxo (ALLEN, 1985). Enxurradas desconfinadas atendem à definição geológica de fluxo de lama (*mudflow*), categoria à parte dos fluxos gravitacionais plásticos (READING, 1996). Em leques aluviais, lobos formados por fluxos de detritos que possuam fluxos de lama na porção terminal, formados nas condições citadas, são chamados lobos de peneiramento (*sieving lobes*) (HOOKE, 1967; BULL, 1972) (Figura 11).

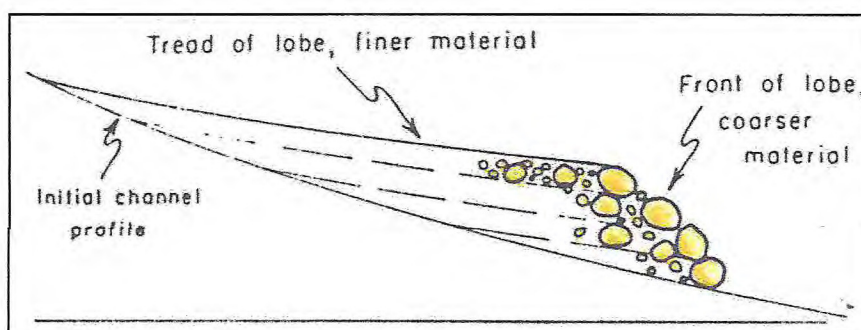


Figura 11: Ilustração de um lobo de peneiramento segundo Hooke (1967). Os depósitos relacionados ao "peneiramento" através do cascalho grosso do final do fluxo não se encontram representados.

5. Resultados e Discussão

5.1. Descrição e Análise de Fácies

Em termos litológicos o depósito apresenta-se rodeado pelos terrenos da Formação Cariri, e sua pouca variabilidade composicional pode ser observada através do empilhamento de arenitos conglomeráticos com matrizes levemente diferenciadas entre si gradando para arenitos grossos e lamíticos com ocorrência de clastos de gnaisses miloníticos, além de clastos anfibolíticos (na maioria, com

textura alterada confundível com a matriz – “grãos fantasmas” – Figura 14) e ocorrências de grânulos subarcoseanos. Entretanto, quando analisado separadamente em fácies e feições nelas presente, a composição interna revela alguma variabilidade. A base do depósito se caracteriza por conglomerados fraturados com matriz arenítica lamosa arcoseana em transição para conglomerados brechosos argilo arenosos com clastos chegando a granulação de calhau (Cni). A composição dos clastos é majoritariamente a de gnaisses miloníticos e anfibolitos, além de grânulos feldspáticos em meio a matriz arenítica grossa. As camadas que sucedem a base podem ser caracterizadas pelo aumento considerável de argila e diminuição da quantidade de clastos de gnaisse milonítico (Afp e Aml), além do desaparecimento dos grânulos feldspáticos (Figura 12). Tais camadas são compostas por arenito médio a grosso com matriz argilosa em transição para arenito fino lamítico, com ocorrência de lentes de lamito intercaladas. As camadas que sucedem os arenitos voltam a ser conglomerados similares ao observado na base do depósito (Cni 2 e 3), e causam deformação nas camadas antecessoras, principalmente no contato com os arenitos da fácies Afp (Figura 13).



Figura 12: Base do depósito e suas respectivas fácies, parcialmente recobertas por solo.



Figura 13: Relação de contato irregular entre fácies Cni 2 e 3, que compõem os estágios mais tardios do afloramento, com a fácies Afp, causando deformação.



Figura 14: Grão fantasma anfibolítico em meio ao conglomerado.

Matações de gnaisses miloníticos, família de fraturas irregulares, rampa de deformação e contato brusco entre camadas conglomeráticas superiores são exemplos de estruturas encontradas ao longo do depósito. Indícios de estruturas de liquefação associadas, tais como estruturas em prato e pilares foram observadas entretanto não são bem desenvolvidas (Figura 15a, b e c). Veios de pequeno porte preenchidos por calcita ocorrem em pequena escala, isoladamente, junto às marcas de liquefação, sugerindo uma zona preferencial de fluxo e o início de uma cimentação carbonática para o local (Figura 15d).

A partir da composição do depósito e análise das estruturas nele presente interpreta-se que a similaridade entre camadas da base do depósito seria produto de sucessivos depósitos de fluxo de massa que partilham áreas fontes adjacentes aos terrenos do embasamento (Piancó-Alto Brígida e/ou Alto Pajeú), possivelmente afetados pelo Lineamento Patos. A partir das atividades de campo, três sucessões atribuídas a pulsos de fluxo detríticos foram observadas (Quadro 1), descritas e analisadas para confecção de uma coluna estratigráfica (Figura 16). Na base da coluna pode-se observar a fácies **Cni** representando tanto a base do afloramento como início do primeiro pulso detrítico, composto por arenitos conglomeráticos com forte ocorrência de clastos que diminuem em tamanho e frequência em direção ao topo da camada, formando um contato gradacional com os arenitos médios a finos da fácies **Afp**. A raridade de clastos da fácies **Afp** evidencia a diminuição da energia do fluxo e fraturas subverticais seriam geradas durante o cisalhamento plástico de um fluxo de detritos em seu êmbolo móvel central durante a deposição da camada. O fim do primeiro pulso pode ser definido pelos arenitos lamíticos da fácies **Aml** no qual a energia do fluxo sedimentar era baixa o suficiente para deposição de material mais fino. Essa interpretação é baseada na presença de lentes centimétricas de material lamoso entre os arenitos das fácies **Afp** e **Aml**. Tais camadas formam o primeiro pulso sedimentar de fluxo de detritos e apresentam evidentes estruturas rúpteis na forma de fraturas subverticais, verticalmente limitadas (decímetros), de origem penecontemporânea ou geradas após a consolidação do fluxo. Para o topo a fácies **Cni(2)** é tida como base do segundo pulso, bastante similar ao primeiro uma vez que a composição e tamanho dos clastos assim como a composição da matriz apresenta pouca variabilidade quando comparada a fácies **Cni**. Contudo uma brusca interrupção por um novo pulso de arenitos conglomeráticos da fácies **Cni(3)** marcam

o topo do afloramento e início do terceiro e último pulso detrítico, deixando a fácies **Cni(2)** como único registro do segundo pulso. Ambas camadas superiores apresentam indicativos de perda de energia e início de transição para arenitos de granulação mais fina e textura argilosa. A fácies **Cni(2)** apresenta um contato basal erosivo bastante expressivo com a fácies **Aml** e as sucessivas lentes de lama, gerando grande deformação nas camadas inferiores, principalmente nos arenitos da fácies **Afp**. O contato brusco entre as fácies **Cni(2)** e **Cni(3)** pode ser observado por níveis de clastos menores em contato com níveis conglomeráticos grossos.

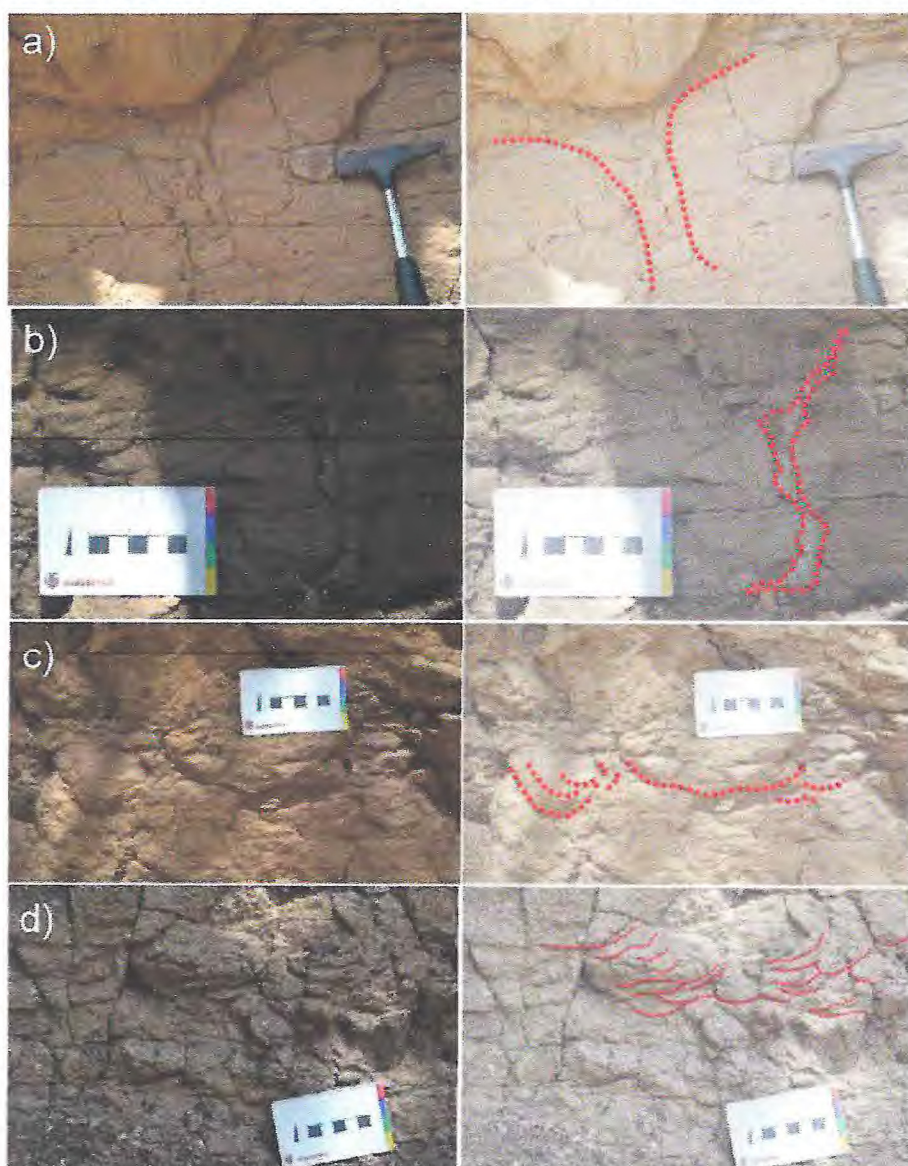


Figura 15: a) Marcas de estrutura de pilar nos arenitos da fácies Afp em contato com matacão granítico pertencente a fácies Cni(2), com leve afundamento. b) Veios irregulares com preenchimento secundário de calcita dentro da fácies Afp. c) Vestígios de estruturas de liquefação em prato nos arenitos da fácies Afp. d) Indícios das mesmas estruturas em prato observadas na fácies Afp ocorrendo nos arenitos lamíticos da fácies Aml.

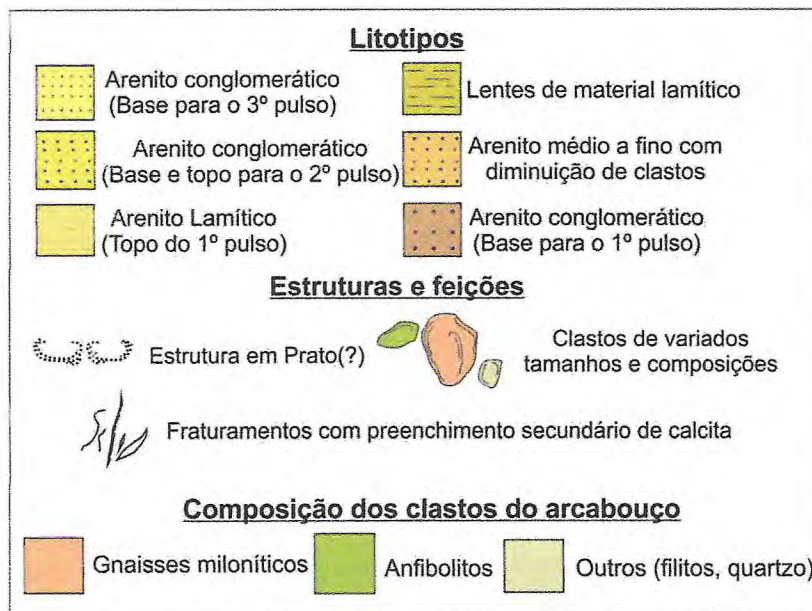
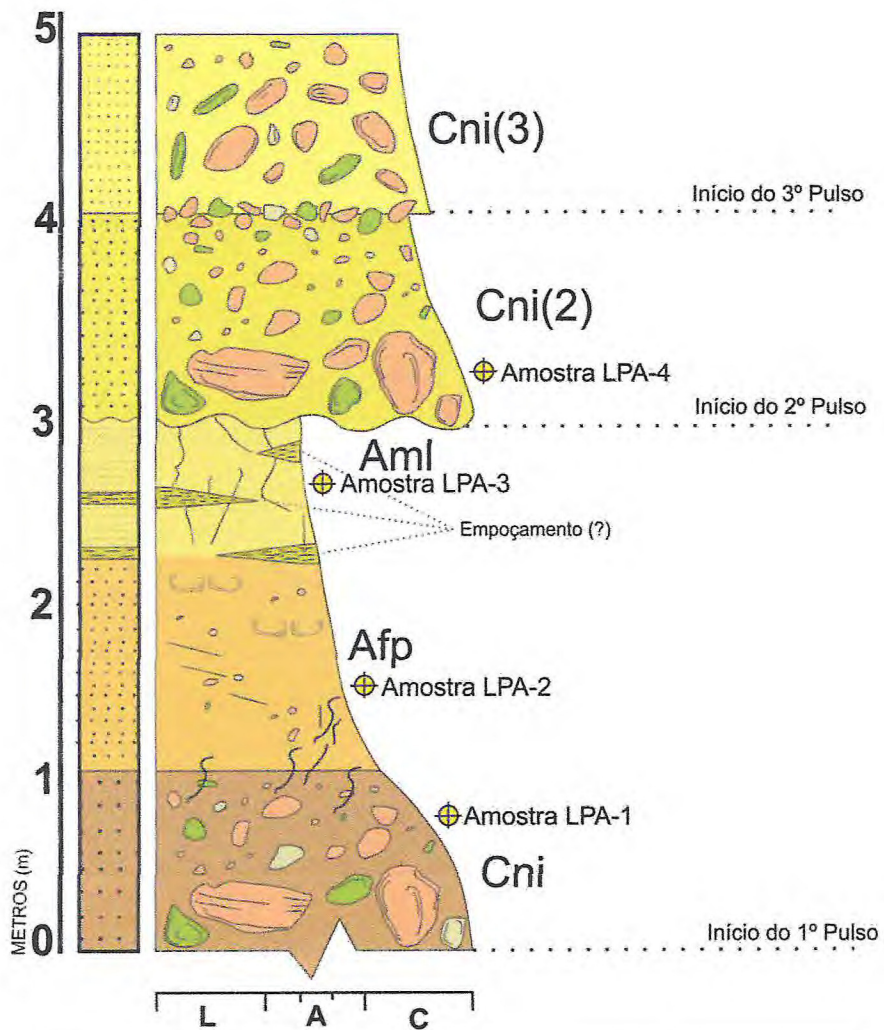


Figura 16: Coluna estratigráfica representativa do depósito, evidenciando feições estruturais e as relações de contato entre as diferentes camadas. Camadas alvo de coleta de amostra são indicadas pelo nome da amostra ao lado. Fonte: Elaborado pelos autores.

Quadro 1: Análise de fácies resultante dos dados e interpretações obtidas durante atividade de campo.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Cni	Conglomerado sustentado por matriz arenosa com gradação normal de cauda grossa e imbricação.	Transporte coeso plástico de elevada interação com a matriz, viscoso e autossustentado.
Afp	Arenito conglomerático com fraturas subverticais e estruturas em prato.	Transporte coeso de baixa interação com a matriz, pouco viscoso, altamente cisalhante e sujeito a sobrecarga e liquidação.
Aml	Arenito grosso quase maciço com lentes de lamito.	Transporte pouco coeso de baixa interação com a matriz, pouco cisalhante e sujeito a congelamento friccional com escape de fluidos e empoçamento de água.

Externamente, algumas características se tornam úteis para a interpretação dos mecanismos que geraram o depósito. A presença de grande quantidade de clastos grossos induzem a formação de estruturas de gradação normal ou até mesmo eventualmente interrompida por truncamento das camadas superiores. Os clastos também são marcantes na transição de camadas, quando bruscas ou sutis, ocorrendo ou não invasão dos clastos da camada inferior na camada superior. A ausência de clastos também é uma característica marcante de algumas camadas, permitindo a observação de estruturas menores mais facilmente.

Eventos tectônicos recentes tipicamente rúpteis podem ser relacionados a sedimentação do depósito e solidificação da matriz quando afetam o material mais fino e conseqüentemente os mais grossos. Contudo, o afundamento de grandes blocos dentro de suas respectivas camadas caracteriza uma variabilidade da reologia do fluxo, abrindo espaço para controles climáticos. A ausência de uma grande movimentação e compartimentação da bacia exclui uma fase tipicamente rúptil para o depósito e dá possibilidade de uma origem penecontemporânea ao fluxo. Tal hipótese é reforçada através do mecanismo de transporte observado, que se caracteriza por uma massa viscosa perdendo movimento a medida que ocorre o congelamento do material transportado. Supõe-se que o congelamento do fluxo cause uma diferença de cisalhamento dentro do êmbolo móvel, gerando o fraturamento subvertical equivalente a fase rúptil observada no depósito.

Através da observação de campo foi possível a análise do afloramento como um fluxo sedimentar plástico com quantidade de água suficiente para ser melhor classificado como um fluxo de detritos coeso ao invés de um fluxo granular ou liquidificado. O movimento aqui se caracteriza por ser ativo e, em algumas condições, catastrófico, adequado ao contexto climático da região e possivelmente influenciado pela topografia da Bacia do Araripe juntamente com os terrenos afetados pelo Lineamento Patos.

A complexa interpretação sobre as características do movimento de fluxo sedimentar ressalta as particularidades das diferentes camadas expostas pelo afloramento. Para uma melhor visualização do afloramento e disposição do depósito de fluxo de detritos um mosaico (Figura 17) foi realizado a partir das fotos retiradas em campo e superimpostas, servindo de base para a confecção do modelo esquemático do local. As características composicionais, assim como detalhes estruturais e deposicionais em meio as diferentes camadas e feições do afloramento puderam então ser mais bem especificadas a partir das interpretações e observações geradas em campo e pelo esquema representativo do afloramento (Figura 18).

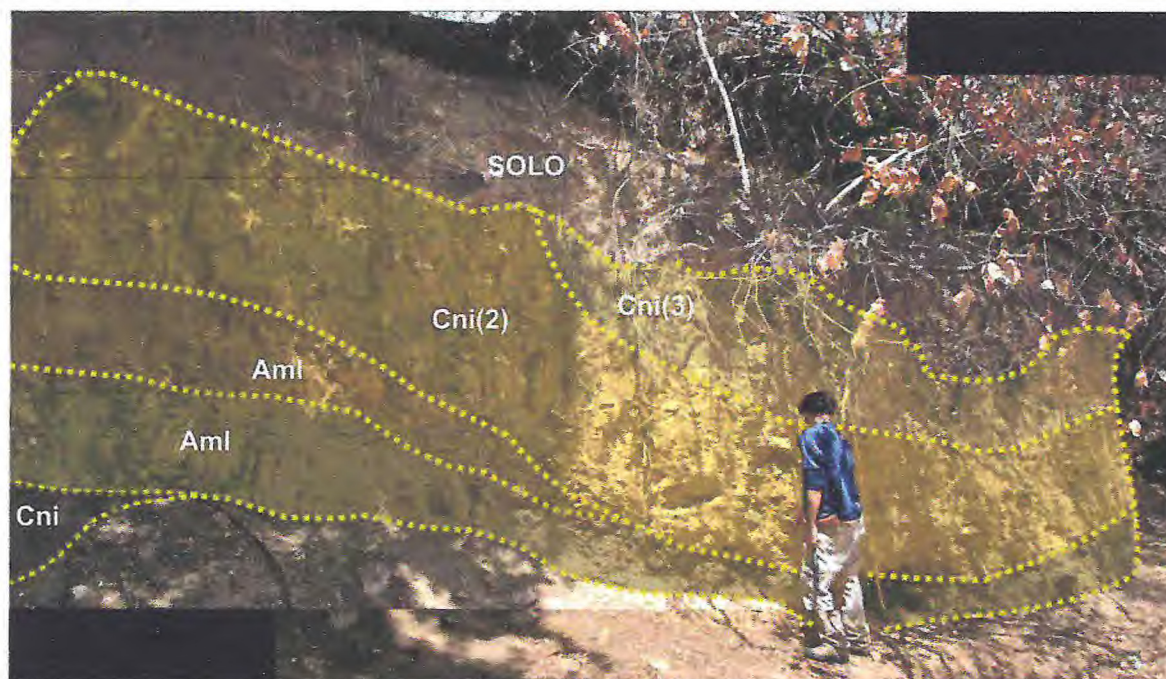
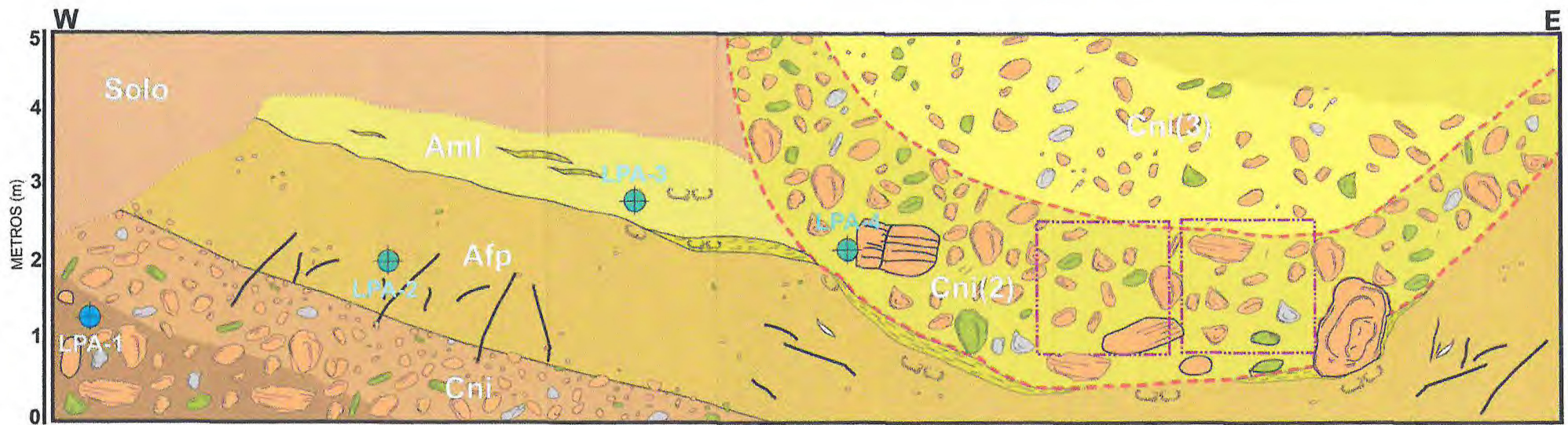


Figura 17: Mosaico de fotos do depósito a partir de uma seção oblíqua ao fluxo na qual a maior parte do afloramento pode ser observada.



Comprimento estimado do afloramento: 15 metros

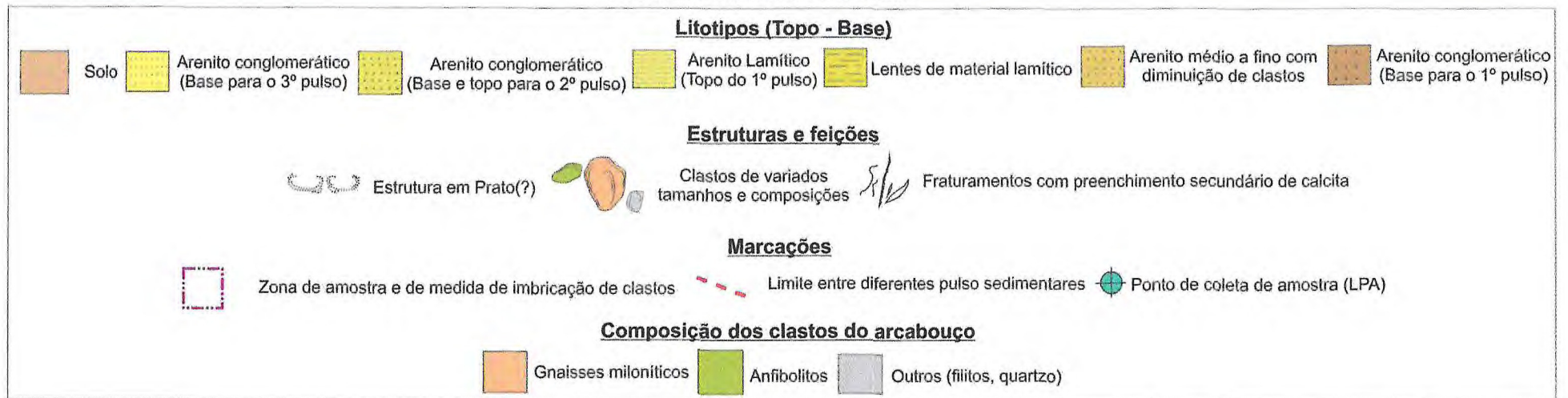


Figura 18: Perfil esquemático do principal afloramento encontrado em campo, mostrando as principais características do local como dispersão dos clastos, camadas e estruturas

5.2. Composição, Orientação e Tamanho dos clastos do arcabouço

O depósito é composto por diferentes sucessões de conglomerados e arenitos, contendo gnaisses miloníticos (83,2%), anfibolitos (8%), quartzo (7,2%) e filito (1,6%) dentre os clastos observados (Figura 19). A composição do depósito apresenta proveniência metamórfica dinâmica de alto grau associada aos terrenos do embasamento. As litologias, principalmente as ocorrências gnáissicas e miloníticas dos terrenos Piancó – Alto Brígida e Alto Pajeú, além de serem geologicamente compatíveis com a composição mencionada, se encontram afetadas pelo cisalhamento do Lineamento de Patos, sendo assim considerados as áreas fontes para a sucessão descrita no afloramento.



Figura 19: Camada de conglomerado mostrando os diferentes tipos de clastos dispersos ao longo da fácies Cni(2).

Em área previamente delimitada, foram medidos 125 clastos do arcabouço com respeito ao tamanho de seu eixo maior (eixo A) e sua orientação e eixo intermediário (expectativa de tamanho do eixo B), com intuito de verificar sua granulometria e padrão e imbricação. A partir da disposição dos clastos observados no depósito, percebe-se uma grande variabilidade na orientação dos clastos apesar da orientação regular do acamamento (79/16 – Fácies Aml), o que é indício de algum grau de desorganização do depósito. A orientação dos clastos mostra uma predominância para ESE ao mesmo tempo em que exhibe a grande variabilidade nos rumos medidos, desde 18° a 331° (Mediana = 104°).

A orientação preferencial dos clastos difere da obtida para família de fraturas e pequenas falhas do afloramento, uma vez que estas possuem *trend* NE (média de

46° - Fácies Aml). As medidas obtidas refletem sentidos de paleocorrentes diferentes do esperado para estruturas rúpteis ora propagadas a partir do Lineamento de Patos por mecanismo simples, pondo em xeque a possibilidade de origem pós-deposicional para as estruturas mencionadas. Por fim, o histograma circular da figura 20 caracteriza a orientação dos clastos com rumos predominantemente voltados para ESE (vetor médio em 100,2°AZ) sugerindo um sentido de fluxo WNW-ESE durante vários episódios formadores do depósito.

O sumário estatístico para comprimento dos clastos nos eixos A e B (Figuras 21 e 22) caracteriza a maioria dos clastos com 5 centímetros para o eixo A e 2,3 centímetros para o eixo B em média, contudo tais medidas variam significativamente. As medidas do eixo A variam entre 1,8 e 25 centímetros e eixo B de 0,4 até 12,5 centímetros.

Figura 20: Histograma circular de frequências de orientação de clastos. Número de medidas (n)= 125; vetor médio (μ)= 100,2°; desvio-padrão circular (μ -circular) = 68,6°.

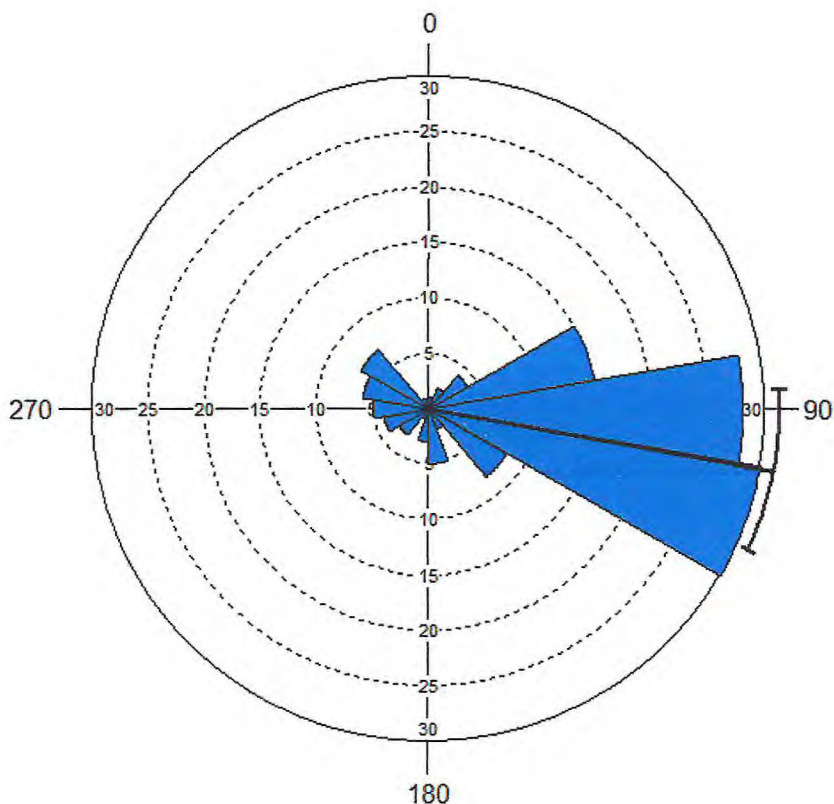


Figura 21: Histograma e sumário estatístico para tamanho do Eixo A em centímetros.

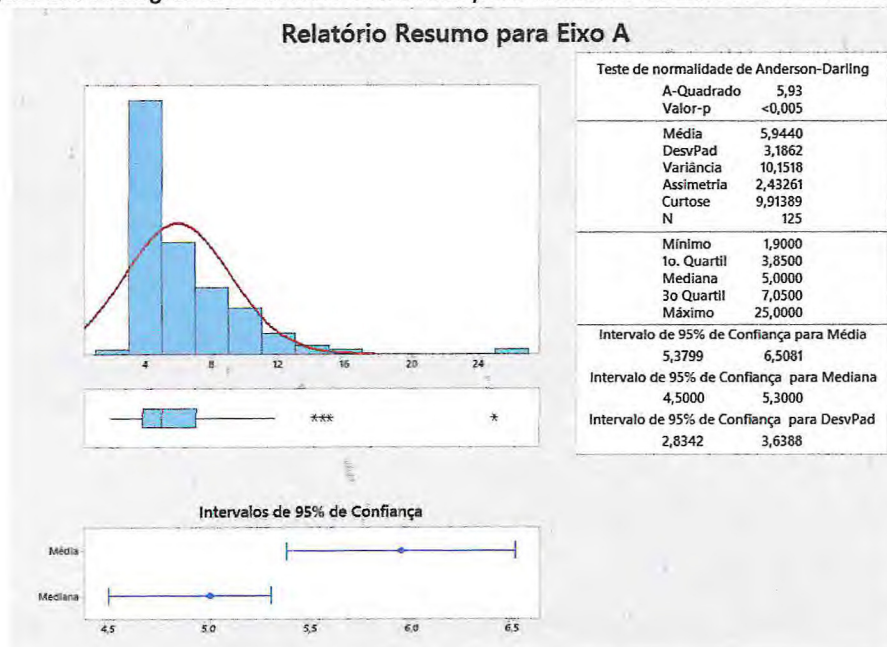
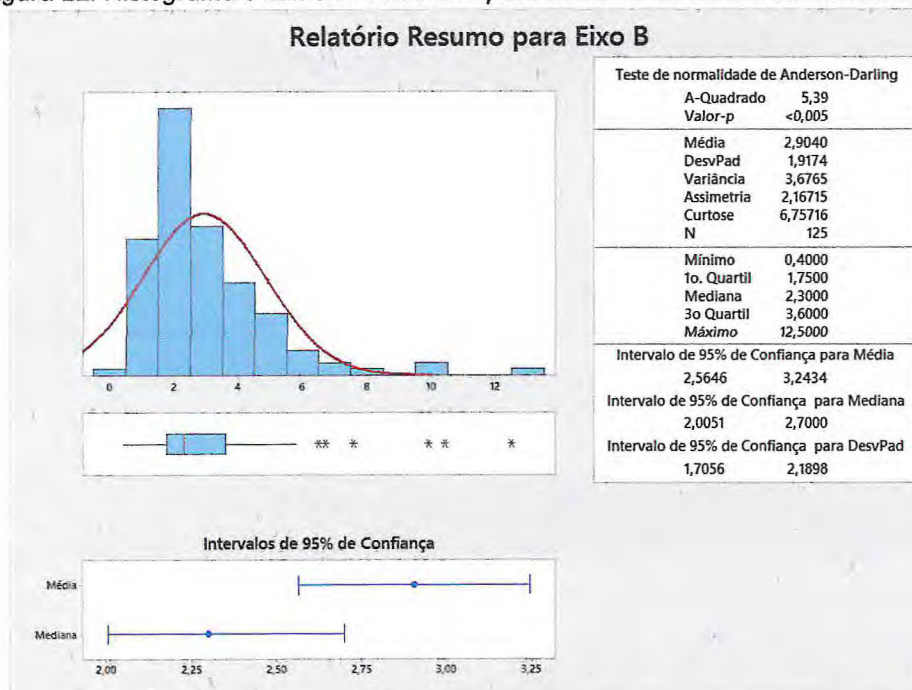


Figura 22: Histograma e sumário estatístico para tamanho do Eixo B em centímetros.



5.3. Estudos de Grão a Lupa Binocular

Nas amostras LPA-1, LPA-2, LPA-3 e LPA-4 a composição dos grãos detríticos mostrou que são constituídos predominantemente por quartzo (74,62%), fragmentos líticos (22,96% - gnaiss milonítico) e muscovita (2,41%). K-feldspato, biotita e plagioclásio aparecem como grãos individuais esparsos (Figura 23a), provavelmente

oriundos da fragmentação de líticos do embasamento durante a movimentação do fluxo de detritos (Figura 23c).

Em todas as amostras, o grau de esfericidade dos grãos é baixo, com predomínio de grãos facetados a sub-facetados (Figura 23b). Esta semelhança pode ser atribuída a um mesmo grau de retrabalhamento a partir da área fonte. Com respeito ao arredondamento, os grãos apresentam-se angulosos a subangulosos (Figura 23d), logo a maturidade textural da matriz é baixa, sugerindo que o transporte sofrido pelas partículas foi curto.

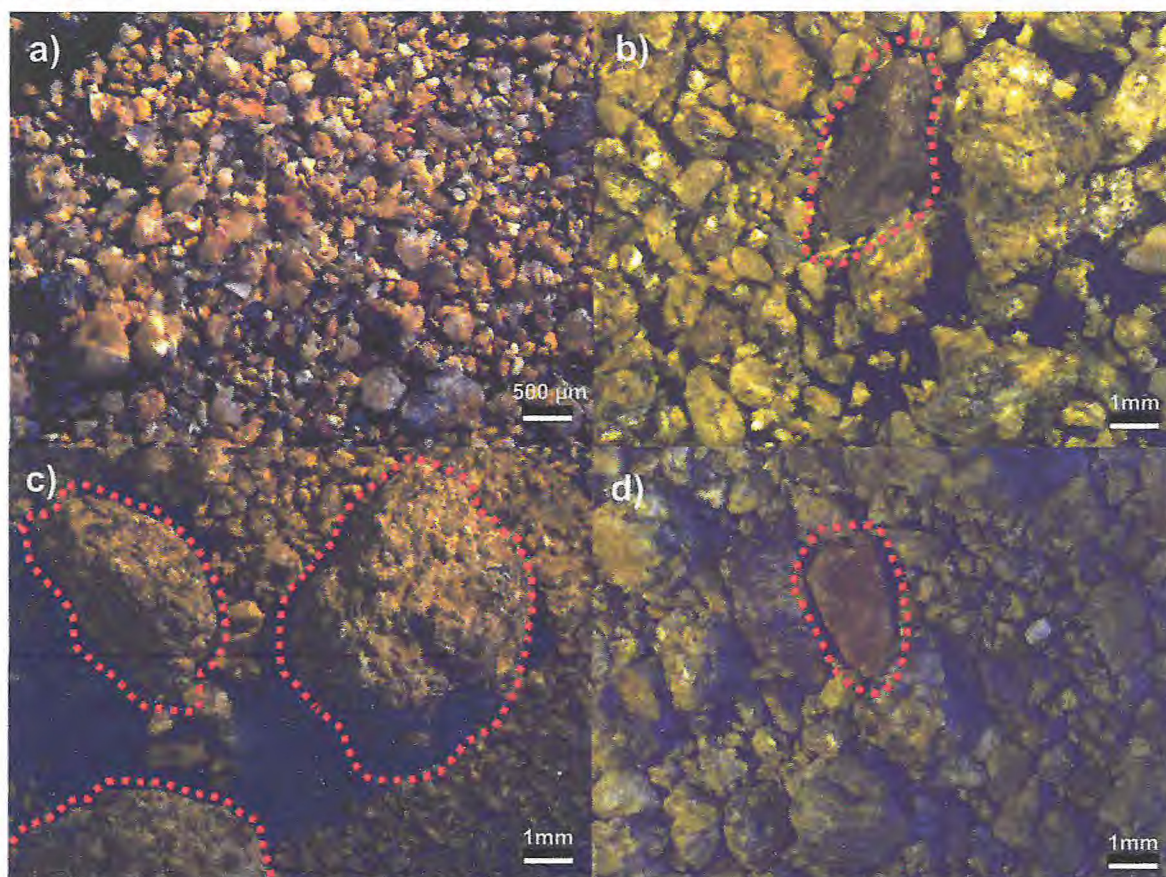


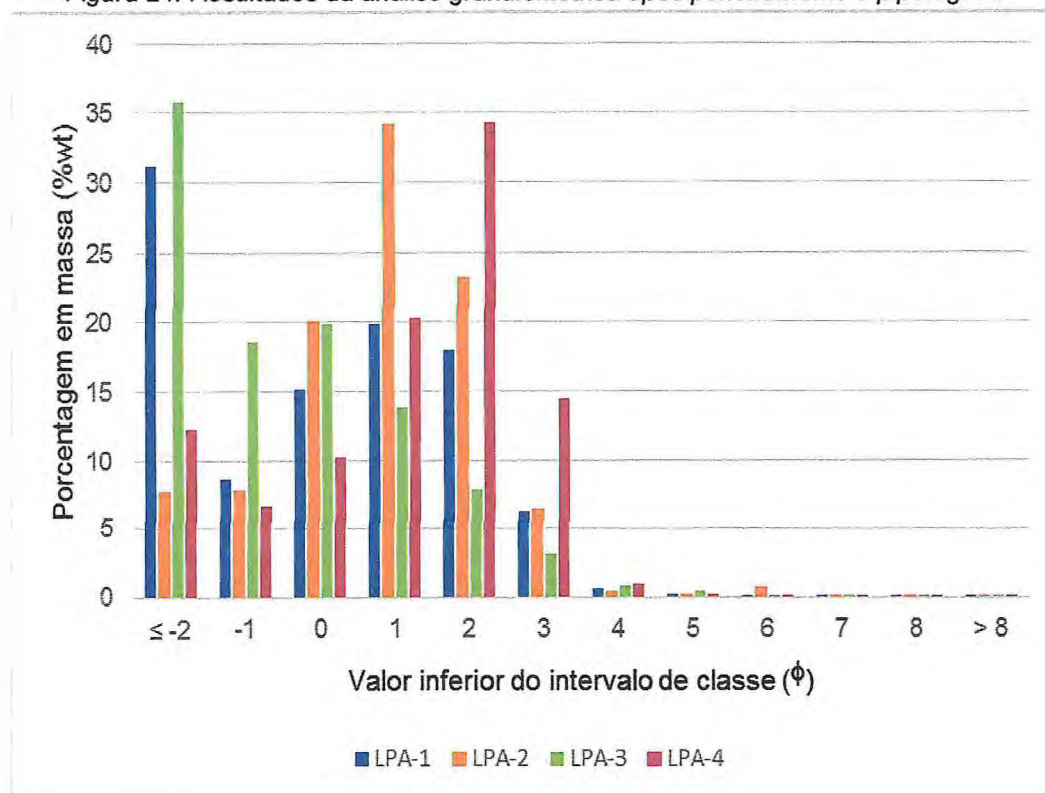
Figura 23: a) Imagem geral da amostra, correspondente a LPA-1; b) Grão facetado; c) Fragmentos líticos de gnaisses miloníticos; d) Partícula angulosa.

5.4. Granulometria da matriz

Predominam na matriz componentes grossos, com destaque para cascalho na fração grânulo (média de 21,68%) e areias muito grossa, grossa e média (26,67%, 21,97% e 20,77% em média, respectivamente). A granulometria da matriz apresentou baixo, porém evidente teor de lama, com média em 0,65% (Anexo 1). A

distribuição granulométrica foi bimodal para as amostras LPA-1 e LPA-3, e unimodal nas demais (Figura 24).

Figura 24: Resultados da análise granulométrica após peneiramento e pipetagem.

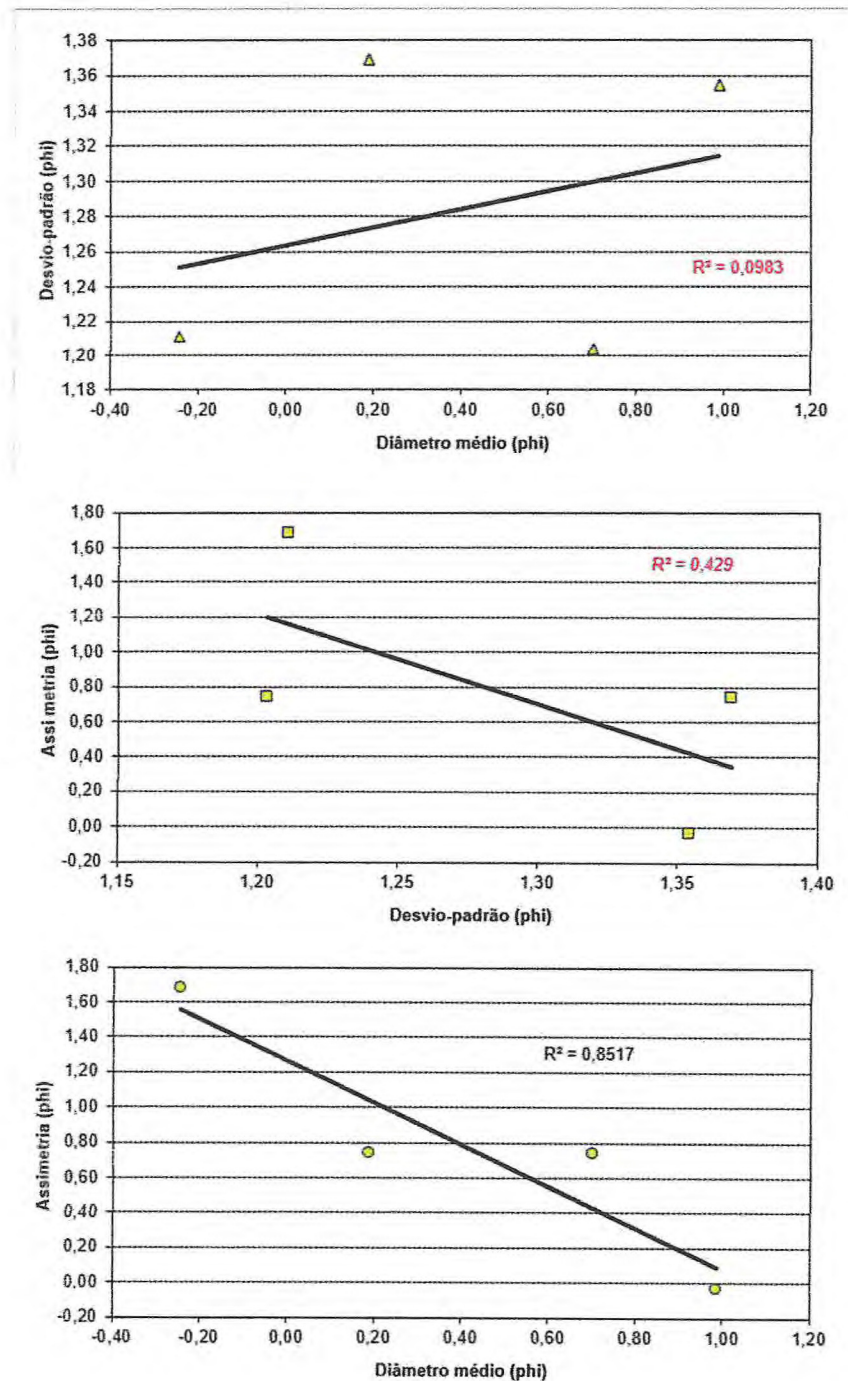


O resultado dos momentos de Pearson indica relativa homogeneidade entre as amostras, com valores médios (na escala phi) de diâmetro médio, desvio padrão e assimetria em 0,01, 0,04 e 0,03, respectivamente. As amostras são, portanto, compostas em média de areias grossas, bem selecionadas e simétricas (FOLK, 1968). Apenas as amostras LPA-3 e LPA-4 destoaram das demais, em diâmetro médio (-0,24) e em assimetria (-0,04), respectivamente (Anexo 2).

Quando comparados, os três primeiros momentos de Pearson entre as amostras apresentam em geral alto grau de dispersão, indicado por seu baixo índice de correlação linear. Apenas entre assimetria e diâmetro médio o índice de correlação linear apresentou resultado significativo. Como assimetria relaciona-se a diferença de concentração dos grãos em torno das medidas de tendência central, e o diâmetro médio à energia cinética média do agente e/ou processo deposicional (MUEHE, 1996), o alto grau de correlação reforça a ideia de fluxos provenientes da

mesma área e sujeitos ao mesmo grau de retrabalhamento (exceto as populações bimodais em LPA-1 e LPA-3) (Figura 25).

Figura 25: Gráficos de correlação para os três primeiros momentos de Pearson da granulometria das amostras da matriz. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).



5.5. Modelo Paleogeográfico

Interpreta-se que o depósito seja expressão de um canal efêmero com base no mecanismo de transporte do fluxo, coesão das camadas e sua geometria côncava, sugerindo alterações tanto singenéticas quanto eodiagenéticas relacionadas à sua deposição. Da mesma forma, uma influência fluvial regular no depósito seria mínima ou ausente. Tal hipótese é sustentada pela forma complexa e contínua das camadas e feições, na qual uma sucessão de lobos sedimentares foi capaz de carregar grandes clastos do embasamento (ortognaisses, anfibólitos, etc) encontrados durante a trajetória do fluxo por distâncias relativamente curtas (até poucos quilômetros).

A reologia expressa pela textura e estruturas sedimentares faz com que leques aluviais, mais precisamente seus lobos de deposição sejam o melhor modelo geológico para o afloramento estudado. O relevo local remontaria aos leques aluviais descritos por Reading (1996) no qual a superfície do depósito, desde áreas fontes até a formação dos lobos varia de acordo com o tamanho do leque gerado. Esses depósitos alcançam até centenas de metros, ganhando grande espessura quando influenciados por tectônica. Seus pulsos teriam compartilhado áreas fontes próximas ao Lineamento de Patos, sempre extraclásticos mas polimíticos (clastos de gnaiss e anfibólitos), com proveniência relacionada aos terrenos Piancó - Alto Brígida e/ou Alto Pajeú. A carência de estruturas deformacionais de reologia plástica na matriz (exceto debaixo de alguns blocos e matacões da base dos pulsos) e ausência de indícios de interação dinâmica com fundos lamosos (i.e., intraclastos de lama, laminações cavalgantes etc.) excluiria a presença de um corpo aquoso (*fan deltas*) associado ao depósito.

O movimento no qual os fluxos detríticos analisados se caracteriza remontam a sucessivos eventos com capacidade de transporte de partículas maiores, desde grãos grossos até imensos blocos de rocha, vistos em campo através de clastos com mais de 20cm no seu eixo maior, principalmente nas fácies Cni, que se correlacionam a partir da semelhança na granulometria da matriz e presença de clastos maiores (Figura 24). Tal observação se torna mais importante quando apreciada através da ideia de que grandes clastos se apresentam em meio à matriz dispersa, implicando que apesar de grossos e mais densos que o material em volta, seu afundamento para a base do fluxo não ocorreu quando o movimento cessou. A

explicação de tal comportamento é a de que o material de revestimento ao redor das partículas grandes se comportou como um sólido suficientemente forte para sustentação (empuxo) dos clastos, redistribuindo seu peso do mesmo e prevenindo o afundamento.

Os materiais que compõem o depósito tiveram a capacidade de empoçar água na superfície, água que não somente é um dos fatores do movimento, mas também ajuda na sustentação de um modelo deposicional no qual o fluxo ocorre em sucessivos lobos (1 ou mais), em regiões diferentes ou iguais (empilhamento de pulsos sedimentares), permitindo a presença das lentes de lama espalhadas ao longo do perfil do afloramento (Figura 26). As delgadas lentes de lama encontradas no topo do 1º pulso seriam produto de escape de fluidos final da mistura, talvez associados ao congelamento friccional de sua matriz. Este argumento é reforçado por possíveis indícios de liquidação, na forma de estruturas em prato vistas em meio ao depósito (liquidação localizada) Assim, essas estruturas poderiam ter transportado, verticalmente, água com grãos mais finos a partir das camadas areníticas pertencentes à base do fluxo que, ainda mole e sob sobrecarga das camadas subjacentes, causaria a reidratação das camadas superiores e escape superficial de fluidos impuros.

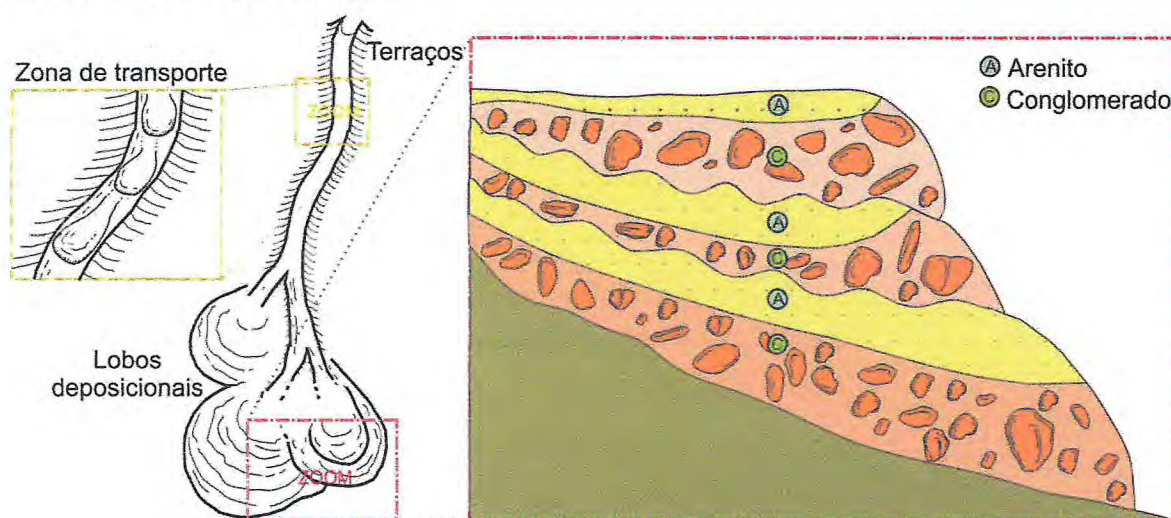


Figura 26: Caracterização do fluxo de detritos apropriada para o depósito encontrado, adaptada de Allen (1985) através de secção em planta do canal do fluxo (Amarelo) com sucessivos lobos em movimento, e secção longitudinal do afloramento (Vermelho) exemplificando o processo e disposição do depósito encontrado (Elaborado pelos autores).

Outra possibilidade é a de que fluxos sucessivos com menor avanço na paleogeografia empoçariam água na frente do depósito, sendo novamente sucedido por evento similar de fluxo de maior distância com recobrimento das lentes de lama depositadas pelas poças, formando as lentes em perfil. A água suja e empoçada na frente do lobo pode conter algum cascalho mais fino (grânulos) em meio à matriz, o que configuraria depósitos de enxurrada desconfinada, à frente de lobos de peneiramento, logo adiante do fluxo de detritos principal. Isto explicaria tanto a presença de lama abaixo de um forte fluxo, como por cima ou entre dois. As lentes encontradas no afloramento marcam o topo de um lobo sedimentar, sendo melhor caracterizada como poças de lama deformadas pelo empilhamento sedimentar da região. Tal disposição é comum na frente de depósitos de leques aluviais com fluxo partindo do morro adjacente (Figura 27), e, juntamente com a gradação dos clastos e até mesmo a ausência de lentes entre pulsos consecutivos, reforça a ideia de acumulação de água na frente do depósito. A presença de água no afloramento e a percolação dela entre camadas pode ser evidenciada por veios carbonáticos de pequena expressão encontrados em uma das margens do afloramento, revelando uma zona preferencial de fluxo e de cimentação em CaCO_3 . Não foi descartada a possibilidade uma origem tardia para os veios de modo que fraturas teriam sido preenchidas por circulação de fluidos intraestratais carbonático originado de unidades enriquecidas como a Formação Santana.

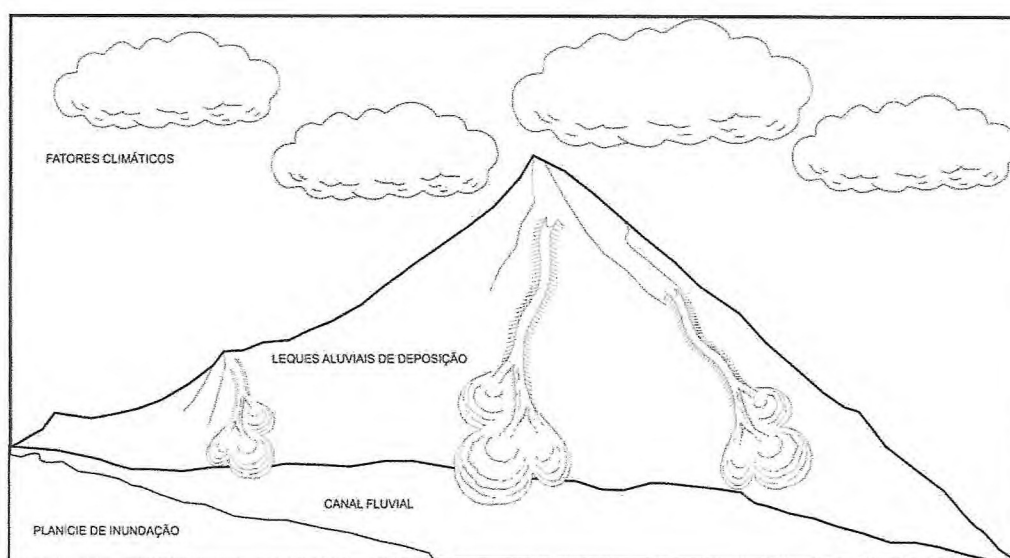


Figura 27: modelo representativo do ambiente de deposição que gerou os movimentos de massa.
(Fonte: produzido pelos autores)

A perda de energia ao longo do fluxo pode chegar ao ponto de gerar gradação e arenitos “mais limpos” em direção ao topo dos pulsos. Tais arenitos podem ser segregados em algumas ocasiões por ser um material solto ou de fácil transporte e porque pode ocorrer com maior volume. O registro da perda de energia pode ser observado no afloramento quando olhamos a similaridade das fácies Afp e Aml (Figura 24) e sua ausência de clastos grossos. Os arenitos são caracteristicamente ricos em lama, mas areia ainda chama muita atenção mesmo nas camadas argilosas, definindo-os como arenitos lamíticos, *wackes* ou arenitos impuros. O aspecto conglomerático da base do afloramento grada para arenitos lamíticos e volta a ocorrer, marcando o início de um novo pulso sedimentar através da deposição dos clastos maiores junto da matriz, sua pegajosidade originada pelo teor de lama na matriz e sucessão para clastos menores e arenitos limpos. Mesmo os teores de lama apresentando valores baixos, a quantidade é adequada para a condição do depósito e disposição dos clastos. Com a continuidade da perda de energia e de passagem de água, o material sofre “lavagem” (wash out) e começa novamente a gradar para um arenito fino com algum teor de lama, que pode ser ou não associada ao pulso em si ou originada por fluxo sem registro local mais que deixou água empoçada na frente do lobo. O segundo pulso não apresenta o registro da perda de energia e é interrompido pelo terceiro e último episódio sedimentar (pulso) do local. A ausência de lama entre eles pode ser interpretada de maneira que a acumulação teria se dado como depósitos de lavagem à frente do lobo, não tendo registro no perfil local ou levado e destruído pelo terceiro pulso. A geometria do afloramento é acanalada, de caráter efêmero e não representaria um depósito fluviais devido a ausência de estruturas trativas como estratificação cruzada, além de não formarem depósitos muito planos e em barras, com alta continuidade lateral e estruturas no topo com clastos maiores (COLLINSON & THOMPSON, 1982).

Apesar do comportamento sólido da mistura, em alguns aspectos os fluxos de detritos se comportaram como um líquido não newtoniano ou substância plástica ideal (fluido de Bingham). O depósito, então, pode ser considerado como um sucessão de fluxos detríticos subaéreos caracterizados como eventos de escalas ligeiramente diferentes, com grande poder de transporte, evidenciado pela espessura e largura dos pulsos, organização e orientação incipiente dos clastos, baixo grau de seleção nas porções conglomeráticas, baixo teor de argila dentro das

camadas e proveniência próxima do ponto em que se localiza. O sistema deposicional à ele associado seria de leque aluvial.

Os estudos de campo mostram que o depósito encontra-se entre os terrenos da Formação Cariri e o embasamento cristalino; ao mesmo tempo, as amostras coletadas não apresentam intraclastos de arenitos, o que restringe a posição estratigráfica do depósito a duas possibilidades: como integrante da Formação Cariri ou como parte de um fluxo mais recente (Cenozóico), de expressão apenas local e desvinculado da evolução Paleo-Mesozoica da Bacia do Araripe e suas fases de subsidência tectônica. Em vista da diferença de rumo das paleocorrentes em relação a Fm. Cariri (ESE neste trabalho e N na formação), da interpretação das fraturas subverticais na frente de lobos como diferenças nas taxas de cisalhamento plástico, e o fato de estarem preenchidas por calcita (que poderia, em tese, ser alimentada por águas intraestratais do Mb. Crato – justaposto e/ou sotoposto ao depósito), sugere-se que o depósito seja de idade cenozóica, talvez mesmo do Quaternário.

Apesar de ser impossível estimar a velocidade do paleofluxo, sua força motriz (driving force) mínima pode ser estimada. Allen (1985) estabelece que:

$$FM = (1/2 \times \pi \times r^2 \times L) \times (\gamma - \sigma) \times g \times \sin \beta$$

onde r é o raio do canal, L seu comprimento, γ a densidade total bruta da mistura, σ a densidade do meio fluido (solvente), g é a aceleração da gravidade e β é o ângulo de declive no leito do canal. Tomando por base o pulso mais completo (2º pulso), o raio do canal seria no mínimo 5 m. Considerando ainda a distância mínima de 40 m até o embasamento local, uma densidade mínima de 2500 kg/m³ (CURRY, 1966) para a massa bruta, de 1000 kg/m³ para água doce e declividade de 2,9° (assumindo gradiente de relevo semelhante ao atual), a força mínima estimada é de 5524 kJ/m. A título de comparação, é força suficiente para mover dois contêineres simples (tipo dry Box, de 2,8 toneladas) vazios.

6. Conclusões

O primeiro estudo de um depósito de fluxo de massa em Nova Olinda revelou seu caráter plástico e viscoso, capaz de transportar até matacões do embasamento cristalino. Apesar de seu baixo teor em lama na matriz, seu aspecto recorrente é notável pela identificação de ao menos três pulsos de transporte gravitacional, de caráter episódico, mas possivelmente consecutivos. A ideia de sucessão breve entre os pulsos baseia-se na presença de estruturas interpretadas como de sobrecarga, implicando que as camadas subjacentes ainda se encontravam moles (saturadas de água) quando da vinda dos pulsos sequenciais.

A associação de fácies apresentada remonta para fluxos de detritos subaéreos, em função de seu alto teor de matriz (paraconglomerados), organização incipiente dos clastos (paralelismo e imbricação tipo a(p) a(i)) e ausência de deformações rúpteis e dúcteis disseminadas. Neste último caso, as únicas exceções são fraturas subverticais (interpretadas como penecontemporâneas) e convoluções (na base de alguns blocos e matacões maiores), porém todos de caráter muito localizado. As fácies identificadas remontam a processos de transporte coeso plástico e autossustentado (Cni), transporte coeso pouco viscoso e altamente cisalhante (Afp) e transporte de pouca coesão e baixo cisalhamento sujeito a congelamento de seu movimento e acúmulo de água (Aml). Nesta última fácies, a presença esparsa de níveis lamíticos pode ser oriunda de expulsão de água liquidificada (a partir das camadas subjacentes) ou empocamento de água à frente de lobos de peneiramento. O sistema deposicional associado seria de um leque aluvial.

As áreas fontes dos fluxos de detritos têm assinatura metamórfica dada pelo arcabouço composto de fragmentos polimíticos de gnaiss milonítico, anfíbolito, quartzo e filito. Esta composição é compatível com a dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, ambos descritos como ocorrentes nas redondezas da região de estudo. A textura milonítica dos grãos de gnaiss reforça sua associação a terrenos deformados por cisalhamento junto ao Lineamento de Patos. A diferença média no diâmetro dos eixos A e B dos clastos os torna apropriados à medidas de imbricação, que revelou por sua vez rumo médio de transporte para ESE.

Na matriz, os grãos apresentam composição semelhante à do arcabouço, exceto pelo predomínio de quartzo e surgimento de outros fragmentos monominerais como testemunha de cominuição dos detritos durante o transporte. Os grãos possuem

baixa esfericidade e são angulosos a subangulosos. As maturidades textural e mineralógica são respectivamente moderada e baixa. Ainda na matriz, a granulometria mostrou predominância de componentes grossos (principalmente entre grânulo e areia média), com baixo teor de lama e ao menos parcialmente bimodais. Estatísticas de medidas de tendência central dos três primeiros momentos de Pearson foram relativamente homogêneas para a granulometria, e com índice de correlação linear significativo apenas entre assimetria e diâmetro médio.

A origem do depósito estudado permanece incerta, mas com maior probabilidade dividida entre a Fm. Cariri (Siluriano, anterior ao contexto de rifte da Bacia do Araripe) e sucessões cenozóicas posteriores (sem relação com a evolução tectônica da bacia). No entanto, a carência na literatura de descrições semelhantes para a unidade siluriana, a diferença em rumo de paleocorrentes, o contexto muito localizado do depósito e a presença de preenchimento calcítico nas fraturas subverticais parecem reforçar a segunda hipótese de origem. Da mesma forma, o agente desencadeador do fluxo é obscuro, com possibilidade de natureza climática (chuvas), tectônica (relacionado ao Lineamento de Patos) ou ambos em associação.

7. Referências

- ALLEN, J.R.L. **Principles of physical sedimentology**. The Blackburn Press, 272p. 1985.
- ALMEIDA, F.F.M.; LEONARDOS, O.H., Jr.; VALENÇA, J. **Granitic rocks of Northeast South America**. In: International Union of Geological Sciences. Recife, IUGS/UNESCO, 37 p., 1967.
- ANDERTON, R. **Clastic facies models and facies analysis**. In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.P.J. (Eds.). **Recent Developments and Applied Aspects**. Oxford, The Geological Society - Blackwell Scientific Publ., p.31-47. 1986.
- ARCHANJO, C.J.; TRINDADE, R.I.F.; BOUCHEZ, J.L.; ERNESTO, M. **Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil)**. *Tectonics*, v.21, n.1, 2002.
- ASSINE, M. L. **Bacia do Araripe**. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.
- AUGUSTO FILHO, O. **Capítulo 15 – Estabilidade de Taludes**. In: OLIVEIRA, A.M.S. & BRITO, S.N.A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. ABGE, 586p. 1998.
- BATISTA, Z.V.; VALENÇA, L.M.M.; FAMBRINI, G.L.; SILVA, S.M.A.; NEUMANN, V.H.M. L.; SANTOS, C.A.; BARROS, C.L. **Análise de fácies da Formação Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil**. *Estudos Geológicos (UFPE)*, 22(1), 3-20, 2012.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. **Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil**. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: [s.n.], p. 151-182. 2000.
- BRITO NEVES, B.B. **América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999.
- BULL, W.B. **Geomorphology of segmented alluvial fans in werten Fresno County, California**. Prof. Pap. US Geological Survey 352-E, pp.89-129, 1964.
- BULL, W.B. **Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record**. In: **Recognition of ancient sedimentary environments**. RIGBY K.J.

- & HUMBLING, W.K. (Eds.). Special Publication Soc. Econ. Paleont. Miner. 16, pp. 68-83, Tulsa, 1972.
- CAMPBELL, R. H. **Soils slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, California.** Prof. Pap. US Geol. Surv., no. 851. 1975.
 - COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. **Sedimentary structures.** George Allen & Unwin, 194 p., 1982.
 - CURRY, R.R. **Observations of Alpine mudflows in the Ten Mile range, Central Colorado.** Geological Soc. Of America Bulletin, vol.77, pp. 771-776, 1966.
 - DELLA FÁVERA, J.C. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna.** Rio de Janeiro, Ed. UERJ. 264p. 2001.
 - FAMBRINI, G.L.; BATISTA, Z.V.; VALENÇA, L.M.M.; NEUMANN, V.H.M.L.; VALENÇA, L.M.M.; AGOSTINHO, S.M.; MENEZES-FILHO, J.A.B. **Sedimentary facies analysis of Cariri Formation, Sineclisis stage, Araripe Basin, Northeast Brazil.** VI Latin American Sedimentological Congress, 26. São Paulo: Universidade de São Paulo. CD-ROM, 2013a.
 - FAMBRINI, G.L.; NEUMANN, V.H.M.L.; BUARQUE, B.V.; MENEZES-FILHO, J.A.B.; SILVA-FILHO, W.F. **Facies and depositional systems of Missão Velha Formation (Neojurassic-Eocretaceous), Araripe Basin, Northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications.** 6th Latin American Sedimentological Congress, 25. São Paulo: Universidade de São Paulo. CD-ROM, 2013b.
 - FAMBRINI, G.L., Lemos, D.R., Tesser Jr., S., Araújo J.T., Silva Filho, W.F., Souza B.Y.C., Neumann V.H.M.L. **Estratigrafia, Arquitetura Depositional e Faciologia da Formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Exemplo de Sedimentação de Estágio de Início de Rift a Clímax de Riffe.** Geologia USP Série Científica, v.11, n.2, pp. 55-87, 2011.
 - FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks.** The University of Texas. Geology, 370K, 38L, 383M. Hemphills, Austin, Texas, 170 p., 1968.
 - FREIRE JR., J.G. **Estudo faciológico e geoquímico dos evaporitos do Membro Ipupi (Formação Santana) nas Minas Pedra Branca e Conceição**

- Preta, Município de Santana do Cariri – Ceará.** Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará. Dissertação de Mestrado (inéd.), 91p., 2013.
- **FRITZ, W. J; MOORE, J. N. Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology.** University of California. Wiley, 371p. 1988.
 - **FRYXELL, F. M. and HORBERG, C. L. Alpine mudflows in Grand Teton National Park, Wyoming.** Bull. Geol. Soc. Am. 54, 457-72. 1943.
 - **GIANNINI, P.C.F. & RICCOMINI, C. Sedimentos e processos sedimentares.** In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.; TAIOLI, F. (Eds.). **Decifrando a Terra.** São Paulo, Oficina de Textos. p.167-180. 2000.
 - **GIANNINI, P.C.F. Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC.** São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S.Paulo. Tese de Doutorado (inéd.), 2v., 439 p., 2 mapas, 1993.
 - **GIANNINI, P.C.F. Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruíbe Itanhaém (SP).** Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 2v., 1987.
 - **GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.C.; LUIZ, D.S.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. Geologia e mapeamento regional.** In: Brasil, Ministério das Minas e Energia. **Projeto RADAMBRASIL, Folhas SB. 24/25, Jaguaribe/Natal.** Rio de Janeiro: DNPM, p. 27-176. (Levantamento de recursos naturais, 23), 1981.
 - **HOOKE, R.L. Processes on arid-region alluvial fans.** Journal of Geology, v.75, 438–460, 1967.
 - **HUTCHINSON, J. N. A coastal mudflow on the London Clay cliffs at Beltinge, north Kent.** Geotechnique 20, 412-38. 1970.
 - **INFANTI, Nelson & FORNASARI FILHO, Nilton. Capítulo 9: Processos de dinâmica superficial.** In: OLIVEIRA, A.M.S. & BRITO, S.N.A. (eds.). **Geologia de Engenharia.** Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 587p., 1999.
 - **IPECE. Perfil Básico Municipal: Nova Olinda.** Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará, 2011.

- LOWE, D.R. Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of highdensity turbidity currents. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.52, p. 279-297, 1982.
- JOHNSON, A. M. **Physical processes in geology**. Freeman, San Francisco, 571p., 1970.
- JOHNSON, A. M. and RAHN, P. H. **Mobilization of debris flows**. *Z. Geomorph.* S9, 168-86. 1970.
- MARCONATO, A. **A influência da evolução de altos estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Ediacarano e do Cambriano da Bacia do Camaquã (RS)**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 85p., Anexos (2 artigos), 2010.
- MARQUES, F.O.; NOGUEIRA, F.C.C.; BEZERRA, F.H.R.; CASTRO, D.L. The Araripe Basin in Northeastern Brazil: an intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics**, v.630, p.251-264, 2014.
- MARTILL, D.M.; LOVERIDGE, R.F.; HEIMHOFER, U. **Dolomite pipes in the Crato Formation fossil lagersta"tte (Lower Cretaceous, Aptian), of northeastern Brazil**. *Cretaceous Research*, v.29, p.78-86, 2008.
- MATOS, R.M.D. **History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa**. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (Eds.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. Geological Society Special Publication, n. 153, p. 55-73. 1999.
- MATOS, R.M.D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v.11, n.4, p.766-791, 1992.
- MUEHE, D. **Geomorfologia Costeira**. In: CUNHA, S.B.; GUERRA, A.J.T. (Org.). **Geomorfologia – Exercícios, Técnicas e Aplicações**. 1ª ed. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, p. 191-233. 1996.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. **Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows**. In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (eds.). **Marine sediment transport and environmental management**. John Wiley & Sons, p. 197-218, 1973.
- MORTON, D. M. and CAMPBELL, R. H. **Spring mudflows at Wrightwood, southern California**. *Q. J. Engng Geol. Lond.* 7, 377-84. 1974.

- NEMEC, W. & STEEL, R.J. **What is a fan delta and how do we recognize it?** In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (Eds.). **Fan deltas: sedimentology and tectonic settings**. Blackie and Son, London (UK), pp.3-13. 1988.
- NEUMANN, V.H.M.L. **Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de lá Cuenca de Araripe (Nororeste do Brasil)**. Tese (Doutorado) – Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, 1999.
- NEVES, S.P.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C.J. Shear-zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones: Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, v.262, p. 349–365, 1996.
- PONTE, F.C. & PONTE FILHO, F.C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe**. DNPM, Recife - PE, 68 p. 1996.
- POWERS, M. C. **A new roundness scale for sedimentary particles**. *J. Sediment. Petrol.*, 23 , pp. 117–119, 1953.
- PRIOR, D. B. and STEPHENS, N. **Some movement patterns of temperate mudflows: examples from northeast Ireland**. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, 2533-44. 1972.
- PROSSER, S. **Rift-related linked depositional systems and their seismic expression**. In: WILLIAMS, G.D. & DOBB, A. (Eds.). **Tectonics and Sequence Stratigraphy**. Geological Society, London, Special Publication no. 71, p. 35-66, 1993.
- READING, H. G. **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**. Blackwell Publishing, 688 p, 1996
- SCHERER, C.M.S.; JARDIM DE SÁ, E.F.; CÓRDOBA, V.C.; SOUSA, D.C.; AQUINO, M.M.; CARDOSO, F.M.C. **Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic-Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, v.49, p.106-122, 2014.
- SELLEY, R.C. **Ancient Sedimentary Environments**. Chapman & Hall Ltd. London, 237p, 1970.
- STATHAM, I. **Debris flows on vegetated screes in the Black Mountain, Carmarthenshire**. *Earth Surf. Processes* 1, 173-80, 1976.
- SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. Oficina de Textos, 408 p, 2010.

- SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. Edgar Blucher, São Paulo, 317p. 1973.
- TOLDO JR, E. **Sedimentologia I**. Notas de Aula. 52p, 1998
- VAN SCHMUS, W.R.; OLIVEIRA, E.P.; SILVA FILHO, A.F.; TOTEU, S.F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I.P. **Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt**. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; DEWIT, M.J. (Eds.). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Geological Society of London, Special Publications, v.294, p.69–99, 2008.
- VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P.C.; BABINSKI, M.; FETTER, A.; DANTAS, E. **Neoproterozoic and late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil**. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 16. Recife, 1995. Atas... Recife, SBG. v. 2, p. 391-393, 1995.
- VAUCHEZ, A.; NEVES, S.P.; CABY, R.; CORSINI, M.E.; EGYDIO SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V.E. **The Borborema shear zone system, NE Brazil**. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 247–266, 1995.
- VIEGAS, L.G.F.; ARCHANJO, C.; VAUCHEZ, A. **Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: the Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil)**. **Journal of Structural Geology**, v. 48, p.45–56, 2013.
- VIEGAS, L.G.F.; ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA, M.H.B.M.; VAUCHEZ, A. **Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil)**. **Precambrian Research**, v. 243, p.1–17, 2014.
- WALKER, R.G. **Facies, facies models and modern stratigraphic concepts**. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.). **Facies Models - Response to Sea-level Change**. Ontario: Geological Association of Canada. p. 1-14, 1992.

8. Anexo

ANEXO 1

Tabela 1: Granulometria da matriz por peneiramento e pipetagem. A linha com fonte vermelha refere-se à granulação lama obtida por análise independente do peneiramento em relação a pipetagem.

	Valor inferior de cada intervalo de classe			Peso bruto das amostras (g)				Porcentagem em peso (wt%)				Nomenclatura inicial das amostras	
	Escala (mm)	Escala nominal	Escala phi (Φ)	Am-A	Am-B	Am-D	Am-E	Am-A	Am-B	Am-D	Am-E		Nomenclatura Final das amostras
				LPA-1	LPA-2	LPA-3	LPA-4	LPA-1	LPA-2	LPA-3	LPA-4		
Peneiramento	4	Seixo (e maior)	≤ -2	24,4378	5,947	31,2395	8,2682	31,213901	7,70955	35,81193	12,2915		
	2	Grânulo	-1	6,8112	6,0266	16,1679	4,4773	8,6998061	7,81274	18,53435	6,655953		
	1	Areia muito grossa	0	11,9018	15,4904	17,3519	6,9259	15,201925	20,0814	19,89165	10,29604		
	0,5	Areia grossa	1	15,524	26,3948	12,1303	13,6622	19,828487	34,2176	13,90578	20,31022		
	0,25	Areia média	2	14,0414	17,9387	6,831	23,0517	17,934792	23,2553	7,830833	34,26865		
	0,125	Areia fina	3	4,8616	4,9605	2,7196	9,7595	6,209622	6,43067	3,11766	14,50847		
	0,0625	Areia muito fina	4	0,5083	0,3187	0,7105	0,6452	0,6492412	0,41316	0,814494	0,959154		
	<0,0625	Lama	< 4	0,2053	0,0614	0,0814	0,4776	0,2622255	0,0796	0,093314	0,71		
Pipetagem	0,0313	Silte grosso	5	0,1305	0,125	0,2429	0,1468	0,2175	0,20833	0,404833	0,244667		
	0,0156	Silte médio	6	0,0429	0,4215	0,0518	0,0552	0,0715	0,7025	0,086333	0,092		
	0,0078	Silte fino	7	0,0325	0,037	0,0399	0,045	0,0541667	0,06167	0,0665	0,075		
	0,0039	Silte muito fino	8	0,0277	0,0275	0,0277	0,0326	0,0461667	0,04583	0,046167	0,054333		
	<0,0039	Argila	> 8	0,0225	0,0209	0,0203	0,0254	0,0375	0,03483	0,033833	0,042333		
		Soma peneiramento		78,2914	77,1381	87,2321	67,2676						

← Início da pipetagem com massa inicial de 60g

ANEXO 2

Tabela 2: Parâmetros dos momentos de Pearson das amostras

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (ϕ)			
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
LPA-1	0.19	1.37	0.74	3.40
LPA-2	0.70	1.20	0.74	5.14
LPA-3	-0.24	1.21	1.68	6.86
LPA-4	0.99	1.35	-0.04	3.03