



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

Tese de Doutorado

TIAGO SIQUEIRA DE MIRANDA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMECÂNICA DOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS
E EVAPORÍTICOS DA BACIA DO ARARIPE, NE BRASIL**

RECIFE-PE

2015

TIAGO SIQUEIRA DE MIRANDA

Geólogo, Universidade Federal de Pernambuco, 2008

Mestre em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2011

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMECÂNICA DOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS
E EVAPORÍTICOS DA BACIA DO ARARIPE, NE BRASIL**

Tese de Doutorado que apresenta ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelos Professores José Antônio Barbosa e Igor Fernandes Gomes, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental.

RECIFE - PE

2015

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

M672c Miranda, Tiago Siqueira de.
Caracterização geológica e geomecânica dos depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe, NE Brasil / Tiago Siqueira de Miranda. - Recife: O Autor, 2015.
267 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. José Antônio Barbosa.
Coorientador: Prof. Dr. Igor Fernandes Gomes.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2015.
Inclui Referências e Anexos.

1. Geociências. 2. Fraturas naturais. 3. *Schmidt Hammer*. 4. Modelagem geológico-estrutural. 5. Petrofísica. 6. Reservatório carbonático análogo. I. Barbosa, José Antônio. (Orientador). II. Gomes, Igor Fernandes. (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-303

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMECÂNICA DOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS
E EVAPORÍTICOS DA BACIA DO ARARIPE, NE BRASIL**

TIAGO SIQUEIRA DE MIRANDA

APROVADO

José Antônio Barbosa

04 de dezembro de 2015

Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann

04 de dezembro de 2015

Randall Marrett

04 de dezembro de 2015

Francisco Hilário Rego Bezerra

04 de dezembro de 2015

Flávia de Oliveira Lima Falcão

04 de dezembro de 2015

Dedico este trabalho ao grande amigo e geólogo
Wilker dos Santos Cezario
(In memoriam)

"Eis a fórmula da felicidade: Um sim, um não, uma linha reta, uma meta"

Friedrich Nietzsche

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço à minha família pelo amor, carinho e educação. À minha companheira, Yelitza, pela cumplicidade e apoio incondicional em todas as fases deste trabalho.

Ao professor José Antonio Barbosa pela oportunidade de fazer parte do Projeto Turing. Muito obrigado pela confiança, respeito, honestidade, compreensão, motivação e orientação durante todo o nosso trabalho;

Ao professor Igor Fernandes Gomes pela orientação, motivação e as valiosas sugestões oferecidas em todas as etapas deste trabalho;

Agradeço a todos que fizeram parte do Projeto Turing e do laboratório de sismoestratigrafia SISMOS-LAGESE, que me ajudaram de forma decisiva durante as etapas de campo e no processamento dos dados: Osvaldo, Márcio, Duty, Zé Ricardo, Felipe, Hugo, Lília, Artur, Marcos Daniel, Jefferson e Bruno;

Ao professor Virgínio Henrique Neumann, pelos grandiosos esclarecimentos durante o desenvolvimento desta pesquisa;

Ao amigo Rafael Santos, pelas orientações de geoestatística, e por sua grande participação no processamento dos dados de *scanline*;

Aos geólogos Gabriel Matos, Thiago Falcão, Rafael Hatushika e Jorge André pela grande ajuda tanto em campo, como nas discussões referentes ao entendimento da geologia da Bacia do Araripe, especificamente do "Seu Crato";

À pesquisadora Julia Gale, *University of Texas, at Austin*, pela oportunidade de participar ativamente do FRAC (*Fracture Research Application Consortium*) durante o período do doutorado sanduíche e pela valiosa contribuição científica;

Ao professor Randy Marrett (*Jackson School of Geosciences, University of Texas, at Austin*) pelas fundamentais orientações técnicas, pela disponibilidade de uso do programa CorrCount e as cervejas nas "little Fridays";

Ao professor David de Castro (UFRN) que generosamente me concedeu dados gravimétricos obtidos por ele na região da Bacia do Araripe;

Aos professores Gorki Mariano, Paulo de Barros Correia e Haydon Mort pelo apoio profissional e pela ótima convivência pessoal;

Agradecimentos são devidos também ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, principalmente ao secretário Igor Bandim;

A todos os professores e funcionários do Departamento de Geologia/UFPE, especialmente a Maria Rosa de Paula, Sônia Agostinho e Janice Gomes;

À PETROBRAS que financiou o projeto de pesquisa que deu suporte a este doutorado, Projeto Turing, através de sua rede temática de pesquisa em caracterização e modelagem de reservatório (CARMOD-CENPES);

Ao programa de desenvolvimento de recursos humanos PRH ANP, pela concessão da bolsa de estudos e apoio logístico concedidos através do programa PRH-26/ANP/UFPE. Agradecimentos ao coordenador do programa, Professor João Aduino, e a secretária Nélia Neta.

RESUMO

A exploração de hidrocarbonetos em reservatórios naturalmente fraturados tem demandado um enorme esforço da indústria e da comunidade científica para a pesquisa relacionada à caracterização de sistemas de fraturas, devido à importância das estruturas para a previsão de fluxo, recuperação e integridade de reservatórios de petróleo. Este trabalho apresenta a metodologia desenvolvida e os resultados obtidos a partir da caracterização geológica e geomecânica de análogos de reservatórios carbonáticos naturalmente fraturados. A metodologia proposta se baseia na abordagem de diferentes técnicas: aplicação do método de *scanline* para a caracterização das fraturas naturais; obtenção de dados de resistência elástica com uso do *Schmidt Hammer*; análise da organização espacial das fraturas; descrição petrográfica; caracterização petrofísica; e construção de modelos geológicos conceituais. Este trabalho foi desenvolvido em rochas carbonáticas (Formação Crato) e evaporíticas (Formação Ipubi) que afloram na Bacia do Araripe. Estas formações foram classificadas respectivamente como análogos de reservatório fraturado e rocha selante. O produto desta pesquisa foi aplicado na construção de modelos geomecânicos estáticos, com base no método de elementos finitos, com o objetivo de produzir simulações numéricas para reservatórios naturalmente fraturados. As principais estruturas identificadas nos calcários laminados da Formação Crato foram as fraturas de cisalhamento sin-sedimentares e, juntas e veios. Na Formação Ipubi as estruturas que ocorrem com maior frequência são veios verticais, preenchidos por gipsita e argilas. As fraturas extensionais dos calcários laminados ocorrem preferencialmente em duas direções: *set 1* - NW-SE; e *set 2* - NE-SW. O *set 2* possui maior número de *clusters* de fraturas e maior *strain*. Os calcários laminados apresentam porosidade intrapartícula com média de 11% e permeabilidade muito baixa ~0,1 mD o que permitiram classificá-los como um análogo de reservatório não-convencional. A metodologia desenvolvida nesta pesquisa, envolvendo a caracterização integrada de parâmetros geológicos, petrofísicos e geomecânicos de análogos de reservatório carbonático naturalmente fraturado e uma unidade evaporítica capeadora, proporcionou a construção de simulações numéricas (hidromecânica) mais realistas.

Palavras-chave: Fraturas naturais; *Schmidt Hammer*; Modelagem geológico-estrutural; Petrofísica; Reservatório carbonático análogo.

ABSTRACT

The exploitation of hydrocarbons from naturally fractured reservoirs has drawn considerable attention from the fracture characterization research community and industry due to the importance of fractures in the prediction of fluid flow, recovery and reservoir integrity. In this research, we undertake multiscale surveys: application of the technique *scanline*; using the Schmidt Hammer; analyze the spatial distribution of natural fractures; make petrographic descriptions; petrophysics; and construct a geological model. The results of this work were applied to the geomechanical static models based on a finite element method, which aims to numerically simulate naturally fractured reservoirs. The study was conducted on two geological formations: Crato (laminated limestone) and Ipubi (evaporites), from the Araripe Basin, NE Brazil. In our model, the Crato Formation was considered as a reservoir analogue and Ipubi Formation as a seal. The main structures identified in the Crato Formation were opening-mode fractures (joints and veins) and syn-sedimentary shear fractures. The main fracture set observed in the Ipubi Formation was classified as vertical veins (filled by gypsum and clay). The opening-mode fractures of the Crato Formation strike in two main directions, NW-SE (set 1) and NE-SW (set 2), and are filled by calcite. Fractures of set 2 have a bigger *strain* and are more likely to be clustered than are the fractures of set 1 (NW-SE). It was also observed that the laminated limestones exhibits petrophysical characteristics (low average porosity of 11% and permeability ~ 0.1 mD) allowing us to classify them as unconventional reservoir analogue. The methodology developed in this research involving an integrated characterization of geological, petrophysical, and geomechanical data have been used to populate computational models that consider the widespread fracture system in the numerical simulation of naturally fractured carbonate reservoirs.

Keywords: Natural Fractures; Schimidt Hammer; Structural Geology Models; Porosity; Permeability; Carbonate Analogue Reservoir.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	viii
SUMÁRIO	1
LISTA DE FIGURAS	4
LISTA DE TABELAS.....	24
CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO	25
1.1 – APRESENTAÇÃO	25
1.2 – OBJETIVOS GERAIS E ESPECÍFICOS.....	26
1.3 – JUSTIFICATIVA E MOTIVAÇÃO	27
1.4 – LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	27
CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS	32
2.1 – CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	33
2.1.1 – Geofísica - Gravimetria	33
2.1.1.1 - Base de Dados.....	33
2.1.1.2 - Interpolação e Processamento dos Dados	36
2.1.1.3 - Modelagem Gravimétrica 3D	39
2.1.2 - Modelo Digital de Elevação do Terreno	40
2.1.3 – Levantamento geológico-estrutural de campo	41
2.1.3.1 - Técnica de <i>scanline</i>	47
2.1.3.2 - Análise espacial das fraturas naturais e cálculo de <i>Strain</i>	53
2.1.4 - Caracterização Petrográfica.....	54
2.1.4.1 - Análise de <i>Microscanline</i>	55
2.1.5 - Caracterização Petrofísica	59
2.2 – CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA	61
2.2.1 - Uso do Martelo de <i>Schmidt</i>	61
2.2.2 – Modelagem Geomecânica	64
CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DO CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO ARARIPE	66
3.1 – CONTEXTO TECTÔNICO.....	66
3.2 – EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA.....	75

3.2.1 - Formação Crato	77
3.2.2 - Formação Ipubi.....	88
CAPÍTULO 4 – CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA REGIONAL DA BACIA DO ARARIPE	90
4.1 – LINEAMENTOS ESTRUTURAIS	90
4.2 – PROPOSTA DE UMA EVOLUÇÃO TECTÔNICA PARA A BACIA DO ARARIPE.....	92
4.2.1 - Bacia do Araripe: Possível Sistema <i>Pull-Apart</i> ?	96
4.2.2 - Modelo Gravimétrico 3D da Bacia do Araripe.....	97
4.2.3 - Caracterização Geológica das Anomalias Gravimétricas.....	102
CAPÍTULO 5 - CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI.....	106
5.1 – FORMAÇÃO CRATO.....	107
5.1.1 – Acamamento	109
5.1.2 - Fraturas Cisalhantes	111
5.1.3 – Estilolitos	113
5.1.4 - Fraturas extensionais.....	115
5.1.5 - Fraturas Vugulares	117
5.1.6 - Eventos deformacionais registrados nos calcários laminados	119
5.1.7 - Densidade das Fraturas Extensionais	120
5.1.8 - Análise da Organização Espacial das Fraturas Extensionais e Cálculo do <i>Strain</i>	129
5.2 – FORMAÇÃO IPUBI.....	135
5.2.1 - Veios	138
5.2.2 - Juntas.....	142
5.2.3 - Densidade das Fraturas Extensionais	144
CAPÍTULO 6 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI	148
6.1 – FORMAÇÃO CRATO.....	148
6.1.1 - Densidade do Microfraturamento	158
6.2 – FORMAÇÃO IPUBI.....	161
CAPÍTULO 7 - CARACTERIZAÇÃO PETROFÍSICA DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI.....	171
7.1 – FORMAÇÃO CRATO.....	171
7.2 – FORMAÇÃO IPUBI.....	180
CAPÍTULO 8- CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA DE CAMPO DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI.....	185
8.1 – FORMAÇÃO CRATO.....	185

8.1.1 – Variação vertical da elasticidade efetiva	186
8.1.2 – Elasticidade efetiva <i>versus</i> densidade de fraturamento	188
8.1.2.1 - <i>Scanlines</i> 1D	188
8.1.2.2 – <i>Scanline</i> 2D	191
8.2 – FORMAÇÃO IPUBI.....	192
CAPÍTULO 9 - APLICAÇÃO NA INDÚSTRIA DE ÓLEO E GÁS.....	193
9.1 - Modelagem Geológica.....	193
9.2 - Simulação Numérica Hidromecânica	196
CAPÍTULO 10 – DISCUSSÕES	203
CAPÍTULO 11 – CONCLUSÕES	205
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	208
Anexo 1 - Tabela dos afloramentos levantados em campo.....	222
Anexo 2 - Tabelas das <i>scanlines</i> realizadas nas formações Crato e Ipubi	229

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da Bacia do Araripe no interior da região Nordeste do Brasil, com destaque para as duas áreas (polígono azul) selecionadas para o desenvolvimento desta pesquisa.	29
Figura 1.2 - Exposição de rochas evaporíticas da Formação Ipubi e de rochas siliciclásticas de origem lacustre e marinha da Formação Romualdo, na Mina Campevi, município de Araripina - PE.....	30
Figura 1.3 – Exposição de um nível de calcário laminado da Formação Crato em uma pedreira na região de Nova Olinda, CE.....	30
Figura 1.4 - Modelo digital do terreno da região da Chapada do Araripe construído a partir de dados SRTM (<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>). Destaque para a rede de drenagem com direção NW-SE sobre a região Chapada do Araripe. O contorno em linha branca indica o contorno dos domínios da bacia.	31
Figura 2.1 – Fluxograma das etapas desenvolvidas durante a caracterização geológica das formações Crato e Ipubi.	32
Figura 2.2 - Fluxograma das etapas desenvolvidas durante a caracterização geomecânica das formações Crato e Ipubi.	32
Figura 2.3 - Mapa de localização das 6466 estações gravimétricas obtidas através de levantamento de satélites (Sandwell & Smith, 1997), que recobrem a região da Bacia do Araripe. O grid utilizado apresenta espaçamento regular de 2 km x 2 km.	34
Figura 2.4 - Localização das 777 estações gravimétricas terrestres levantadas na região da Bacia do Araripe (Castro & Castelo Branco, 1999), que compõem o segundo banco de dados geofísicos utilizados na pesquisa para a elaboração dos mapas.	35
Figura 2.5 - Exemplo da análise do espectro de potência radial médio dos dados gravimétricos de satélite de anomalia Bouguer, aplicada para definir as componentes relacionadas às anomalias rasas e profundas. O gráfico apresenta os intervalos dos números de onda (comprimentos de onda) utilizados para determinar o intervalo de aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.	37
Figura 2.6 - Exemplo da análise do espectro de potência radial médio dos dados gravimétricos terrestres de anomalia Bouguer, aplicada para definir as componentes relacionadas às anomalias rasas e profundas.	

O gráfico apresenta os intervalos dos números de onda (comprimentos de onda) utilizados para determinar o intervalo de aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.	38
Figura 2.7 - Fluxograma do processamento utilizado para o banco de dados de estações terrestres de anomalia Bouguer da região da Bacia do Araripe. A) Mapa de anomalias Bouguer; B) Mapa Bouguer regional, após a utilização do filtro gaussiano; C) Mapa Bouguer residual; e D) Mapa gravimétrico da primeira derivada vertical. A localização dos poços 2 AP-1 e 4 BO-1, cujos dados foram utilizados para a modelagem dos dados geofísicos está mostrada em A.	39
Figura 2.8 - Mapas com o modelo digital de terreno da região da Bacia do Araripe, obtido a partir de dados de altimetria por radar (SRTM). A figura mostra quatro diferentes orientações de iluminação do relevo sombreado (Lourenço <i>et al.</i> , 2013).	42
Figura 2.9 - Mapa geológico simplificado da região da Bacia do Araripe com a localização dos afloramentos visitados.	43
Figura 2.10 - Tela de trabalho do aplicativo <i>Rocklogger</i> utilizado para coleta de atitudes das estruturas observadas na área de estudo. A) Tela de aquisição da medida com as atitudes da estrutura; e B) Estereograma ilustrando as medidas obtidas por afloramento e tipo de estrutura.	44
Figura 2.11 – Exemplos de feições estudadas nos depósitos da Formação Crato (calcários laminados) na região de Nova Olinda-Santana, CE: A) pequenos <i>vugs</i> (seta vermelha) formados entre as laminais de carbonato; B) fraturas de cisalhamento subverticais; C) fraturas abertas e parcialmente preenchidas; D) fraturas de cisalhamento; E) fratura vertical aberta (seta vermelha) e fratura de alívio parcialmente selada por calcita (setas amarelas); e F) zonas de dissolução preferencial em níveis verticais, ao longo de fraturas de alívio entre as laminações.	45
Figura 2.12 – Exemplos de estruturas estudadas nas rochas evaporíticas da Formação Ipubi: A) Trama de fraturas preenchidas por gipsita fibrosa (Mina Pedra Branca, CE); B) Detalhe de fraturas de alívio preenchidas com gipsita fibrosa; C) Detalhe de fraturas preenchidas com gipsita fibrosa e argila; D) Detalhe do núcleo de preenchimento de fratura; E) Detalhe da camada de folhelho escuro que ocorre na base da camada de evaporitos; F) Detalhe de camada de gipsita dobrada; G e H) Detalhe de fraturas de extensão preenchidas por gipsita fibrosa em corpo de gipsita microcristalina.	46
Figura 2.13 - Exemplo da aplicação da técnica de <i>scanline</i> linear em pavimento de afloramentos de calcário laminado da Formação Crato, em uma mina na região de Nova Olinda. Detalhe do uso da régua comparadora, com medidas normalizadas, para executar a leitura da abertura das fraturas.	48

Figura 2.14 – Fotos de trabalho de campo mostrando o procedimento de coleta das atitudes das estruturas em depósitos de evaporitos da Formação Ipubi, nas exposições das minas estudadas. As *scanlines* foram executadas em pavimentos e nas seções das bancadas (vertical e horizontal). 49

Figura 2.15 – Execução de *scanline* em pavimento de uma frente de lavra de calcário laminado, Mineração Pedras Cariri, Nova Olinda, CE. Neste mesmo afloramento, PT-09, também foram realizadas: caracterização geomecânica com uso do martelo de *Schmidt* e coleta de plugs (verticais ao acamamento) para análise petrofísica. 50

Figura 2.16 – Diagrama esquemático da área de varredura das estruturas no pavimento de lavra de uma das minas, conforme observado na Fig. 2.13. A área foi dividida em uma malha regular, com 242 células (quadrados com 60 cm de lado), onde foram realizados os levantamentos de resistência mecânica *in situ*, com o Martelo de *Schmidt* e geológico estrutural (*scanlines* 1D e 2D) nos calcários laminados da Formação Crato, PT-09. Ao longo das *scanlines* lineares (*sets* 1 e 2) foram coletados seis plugs (verticais ao acamamento) para a realização de análise petrofísica..... 51

Figura 2.17 – Tabela das dimensões dos cálculos de densidade de fratura. As colunas mostram as dimensões da fratura e as linhas representam as dimensões das áreas amostradas. Neste trabalho foram utilizados os cálculos P10 e P21 (Dershovitz & Herda, 1992). 53

Figura 2.18 - Modelo esquemático mostrando exemplos de distribuição de *sets* de fraturas com o mesmo número de estruturas (100) ao longo de *scanlines* de mesmo tamanho. A) Fraturas com distribuição aleatória, porém com dois *clusters* significantes em termos estatísticos; B) Fraturas aleatoriamente localizadas evidenciando a ocorrência de *clusters*, mas sem significância estatística, CV = 1; C) Fraturas com maior regularidade de espaçamento. 54

Figura. 2.19 - Procedimento para a preparação de amostras utilizando o *Break Method*. Notar que através desta técnica, apesar da quebra da amostra em lâminas consecutivas, foi realizada a preservação dos trechos da amostra onde é realizada a quebra (Modificado de Gomez & Laubach, 2006). 56

Figura 2.20 - Preparação da amostra da Formação Crato para a confecção de lâminas petrográficas de acordo com a metodologia proposta por Gomez & Laubach (2006). A) Amostra contínua de calcário laminado - setas vermelhas indicam as macrofraturas; B) Três partes da amostra cortadas em série sem perder informação da rocha já no tamanho ideal para a confecção das seções delgadas. Altura da amostra = 2 cm. 56

Figura 2.21 - Mosaico de microfotografias das lâminas petrográficas construídas em série através do <i>Break Method</i> . Destaque para a localização das fraturas que foram preservadas.	58
Figura 2.22 – Preparação de plugs para a realização de análises petrofísicas. A) Extração de plugs em afloramentos das unidades estudadas; B e C) Recuperação de plugs da formação Crato (a seta vermelha em C indica uma fratura horizontal, parcialmente preenchida por calcita recristalizada); D e E) extração de plugs de amostras de gipsita no Laboratório de laminação da UFPE; F) Plugs preparados no laboratório de Petrofísica da UFCG.	60
Figura 2.23 - Martelo de <i>Schmidt</i> de baixa energia de impacto (<i>Silver Schmidt</i> Tipo L) fabricado pela Proceq, utilizado na coleta de dados de resistência mecânica em campo. A escala de medição é denominada coeficiente de rebote [Q], e varia de 0 a 70 (adimensional), e é diretamente proporcional à resistência à compressão uniaxial (UCS) para rochas com valores de UCS que variam entre 10-100 MPa (Fonte: Proceq).....	62
Figura 2.24 – Foto que ilustra um local onde foi realizada uma <i>scanline</i> , para a varredura das fraturas, e também foi feito um levantamento das propriedades elásticas com o esclerômetro, em afloramento de calcários laminados. A) <i>scanline</i> 1D; e B) Detalhe da seção vertical de aquisição de leituras do esclerômetro ao longo das camadas. Notar a escala do lado direito da foto (haste plástica de 1 m).	63
Figura 2.25 – Curva padrão do <i>Silver Schmidt</i> Tipo L (Sis L), a curva exponencial mostra a correlação entre o Fator Q e a resistência mecânica para rochas/concretos com valores UCS que variam entre 10 e 100 MPa (Fonte: Proceq).....	63
Figura 2.26 – Painéis fotográficos das Formações Ipubi (A) e Crato (B), selecionados para a criação dos modelos geológico para a geração de cenários em malha de elementos finitos e parametrizados para a execução de simulações numéricas. As Linhas amarelas indicam a posição de fraturas de grande porte, macrofraturas, em ambas as formações Crato e Ipubi.	65
Figura 2.27 – Modelo geológico vetorizado a partir dos painéis fotográficos (Fig. 26). Os traços pretos indicam as fraturas naturais discretizadas. As linhas vermelhas tracejadas indicam as respectivas medidas dos pacotes de rocha das formações Crato e Ipubi.	65
Figura 3.1 – Localização da Bacia do Araripe dentro do contexto geotectônico da Província Borborema. Divisão dos domínios tectônicos da Província Borborema: DN-Domínio Norte; DZT-Domínio da Zona Transversal; DS-Domínio Sul.	67

Figura 3.2 – Mapa da compartimentação dos subdomínios geofísicos-tectônicos interpretado a partir do mapa de Anomalia Bouguer residual da Província da Borborema (Oliveira, 2008).	68
Figura 3.3 - Mapa das anomalias Bouguer da Bacia do Araripe re-interpolado e modificado a partir dos dados originais de Castro & Castelo Branco (1999). Destaque para o contorno das sub-bacias E e W e o alto de Dom Leme.	71
Figura 3.4 – Conforme a proposição de Matos (1999), o modelo acima descreve a reconstrução pré-drifte do nordeste do Brasil e do oeste da África durante quatro estágios tectônicos. As setas grandes indicam a direção principal do transporte tectônico. A) Sin-rifte I (Final do Jurássico), desenvolvimento da depressão Afro-Brasileira. Localização das principais zonas de cisalhamento proterozóicas; B) Sin-rifte IIa (Início do Berriasiano), início do fraturamento crustal nos <i>trends</i> Recôncavo-Tucano-Jatobá e Gabon-Sergipe-Alagoas; C) Sin-rifte IIb (Neocominiano), desenvolvimento do <i>trend</i> Cariri-Potiguar; e D) Sin-rifte III (Barremiano Superior), deformação difusa na Província da Borborema e na plataforma da Nigéria (Oliveira, 2008).	72
Figura 3.5 – Evolução da Bacia do Araripe: A) Início do rifte, a partir de um <i>graben</i> estreito; B) Alargamento e aprofundamento do rifte, a partir das falhas do embasamento; C) estágio final do rifte, contemporâneo com a abertura do Atlântico; D) inversão da bacia devido a esforços de compressão oblíquos, com a injeção de rochas dúcteis através das falhas normais reativadas, e a diminuição da inclinação das falhas invertidas. A linha tracejada branca indica a topografia atual da bacia, com a chapada (Marques <i>et al.</i> , 2014).	73
Figura 3.6 - Mapa geológico simplificado da região da Bacia do Araripe sobre o modelo digital do terreno (SRTM). Destaque para o relevo tabular da Chapada da Bacia do Araripe cortado por drenagens com direção NW-SE.	74
Figura 3.7 - Localização das bacias interiores do nordeste do Brasil, destaque para as duas importantes zonas de cisalhamento da Província Borborema, Patos e Pernambuco (a partir de Assine, 1992; Neumann, 1999).	76
Figura 3.8 – Carta estratigráfica esquemática da Bacia do Araripe, de acordo com a classificação proposta por Neumann & Assine (2015).	77
Figura 3.9 – Distribuição dos pulsos de carbonato relacionados a Formação Crato (Modificado de Neumann, 1999). As localidades assinaladas foram utilizadas por Barbosa <i>et al.</i> (2004) para observar a distribuição de moluscos bivalvíos fósseis que sugerem que ocorreu uma variação de formas de água doce	

para formas adaptadas a águas salobras que aparecem na porção oeste da Bacia, relacionados a possíveis ingressões marinhas vindas da Bacia Potiguar..... 81

Figura 3.10 - Microfácies carbonáticas dos calcários da Formação Crato: 1) amostra de mão com *microslumps*; 2) detalhe de um *microslump* em lâmina delgada (2,5X nicóis paralelos); 3) lâminas plano-onduladas formando micro *ripples*; 4) detalhe do micro *ripples* em lâmina delgada (2,5X nicóis paralelos); 5) detalhe da alternância de lâminas delgadas com alternância de cores; 6) detalhe das lâminas de cor mais clara (bege), mostrando neomorfismo, criado pela formação de cristais microesparíticos de calcita (substituição) (Neumann, 1999)..... 82

Figura 3.11 - Microfácies carbonáticas dos calcários da Formação Crato: 1 e 2) amostras de calcário laminado com nódulos diagenéticos (concreções), que deformam as lâminas paralelas; 3) microfáceis de lâminas paralelas mostrando alternância de cores; 4) detalhe das lâminas em seção delgada: lâminas mais claras (bege) constituídas por microesparito e lâminas de cor marrom (escuras), constituídas por micrito, contendo argila, pirita e óxido de ferro (2,5X nicóis cruzados); 5) fragmentos de carapaças de ostracodes orientadas conforme a orientação da laminação (2,5X nicóis cruzados); e 6) detalhe de uma carapaça de ostracode preservada em meio a matriz micrítica, exibindo leve efeito de compactação (Neumann, 1999). 83

Figure 3.12 - Pseudomorfos de halita dos calcários laminados da Formação Crato: A) tipo 1, estrela, com estruturas concêntricas de colapso; B) tipo 2, pseudomorfo formado pela substituição de marcassita, parcialmente colapsado devido a compactação com preenchimento de clastos de marcassita; C) tipo 3, molde de *hopper* de halita vazio, quadrirradiado, com sobrecrecimento de marcassita; D) tipo 4, pseudomorfo com zonação, composta por um núcleo de cimento de quartzo, calcita euhedral, e sobrecrecimento externo de calcita esferoidal; e E) tipo 5, pseudomorfo formado pela substituição de sílica com intercrecimento sintaxial. As escalas brancas possuem 10 mm de comprimento (modificado de Martill *et al.*, 2007)..... 84

Figura 3.13 - Micrografias das microfácies dos calcários laminados através de MEV: A) distribuição homogênea dos tamanhos de grão na amostra; B) detalhe de uma amostra de ritmito argila-carbonato, mostrando porosidade interpartícula entre os cristais de calcita; C) detalhe dos cristais individuais de calcita no calcário laminado; D) empacotamento dos grãos de calcita, com o sobrecrecimento dos cristais em espaços vazios (setas brancas); E) detalhe do empacotamento dos cristais de calcita blocosa. As setas indicam feições de dissolução dos cristais; e F) detalhe de um romboedro de calcita exibindo crescimento esquelético com o desenvolvimento de porosidade intercrystal (Heinhofer *et al.*, 2010). 85

Figura 3.14 - Análise de micro-Fluorescência de Raios-X, em amostra de calcário laminado. A razão Ca/Fe e os teores de Fe e de S, são mostrados em impactos por segundo (cps). As lâminas escuras correspondem as faixas de cor cinza (Heimhofer <i>et al.</i> , 2010).	86
Figura 3.15 - Micrografia obtida por MEV de amostra de calcário laminado da Formação Crato: A) aspecto alveolar preservado na matriz carbonática, que pode ser relacionado a preservação do tecido EPS, produzido por colônias microbiais sobre o substrato. Os alveólos apresentam cristais esféricos de calcita; e B) detalhe da matriz EPS preservada na matriz carbonática (a partir de Catto, 2015).	87
Figura 4.1 - Mapas do modelo digital do terreno e das anomalias residuais gravimétricas da região da Bacia do Araripe. A) Lineamentos estruturais extraídos da imagem SRTM; B) Lineamentos das anomalias gravimétricas residuais. As rosetas em vermelho mostram a direção das feições observadas no embasamento e em verde, as rosetas dos lineamentos estruturais observados no interior da Bacia do Araripe.	91
Figura 4.2 - Mapa de anomalias Bouguer da Bacia do Araripe e seu embasamento adjacente. Destaque para localização do Alto de Dom Leme e das sub-bacias E e W. Dados gravimétricos do satélite GEOSAT e ERS 1 (Sandwell & Smith, 1997).	93
Figura 4.3 - Mapa de anomalias gravimétricas residuais da região da Bacia do Araripe. Destaque para os lineamentos gravimétricos nos domínios da bacia (linhas verdes), e no embasamento adjacente (linhas de cor cinza) da bacia. O diagrama de Riedel mostra as principais estruturas geradas durante a formação do possível sistema <i>pull-apart</i> que originou a bacia. As anomalias que mostram lineamentos NW-SE podem ser explicadas pela formação de falhas normais, conforme previsto no diagrama de Riedel. Dados gravimétricos do satélite GEOSAT e ERS 1 (Sandwell & Smith, 1997).	94
Figura 4.4 - Mapa gravimétrico Bouguer da Bacia do Araripe confeccionado por Rand (1983), com a interpretação do sistema de falhamentos da bacia. Esta pesquisa elaborou o diagrama de rosetas que mostra a direção preferencial das falhas traçadas pelo autor de acordo com os lineamentos gravimétricos.	95
Figura 4.5 - A) Características geométricas e cinemáticas da Bacia do Araripe interpretada conforme o contexto estrutural de uma bacia <i>pull-apart</i> . O limite norte é marcado pela falha principal, Zona de Cisalhamento Patos, que possui ângulo agudo de 33° com a falha de transferência que separa as duas sub-bacias, E e W; B) Destaque para o modelo clássico proposto por Atmaoui (2006) para uma bacia <i>pull-apart</i>	99

Figura 4.6 - Modelo gravimétrico 3D da Bacia do Araripe com a localização dos poços exploratórios 2-AP-1-CE (1498 m) e 4-BO-1-PE e os perfis A-B; C-D; e E-F, da profundidade do topo do embasamento.	100
Figura 4.7 - Modelagens dos dados topográficos (SRTM) e gravimétricos (superfície do embasamento) da Bacia do Araripe: A) Superfície digital da elevação do terreno a partir de dados <i>SRTM</i> (<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>); e B) Topo do embasamento, modelo 3D. Destaque para os alinhamentos topográficos NW-SE.	101
Figura 4.8 - Detalhe da zona de Cisalhamento transcorrente Araripina, observada no Plúton Araripina caracterizado por milonito granítico, com foliação NE-SW de alto ângulo, PT-121. Número de atitudes coletadas = 25 (localização - vide figura 4.13).	103
Figura 4.9 - Afloramento da Formação Abaira próximo a borda sudeste da Bacia do Araripe, com exposição de arenitos basculados (120/45) pela tectônica rifte cretácica (PT-132). Número de atitudes coletadas = 21 (localização - vide figura 4.13).	103
Figura 4.10 - Afloramento de rochas do embasamento, composto por metassedimentos, localizado na borda norte da Bacia do Araripe. A) Metassedimentos do Grupo Serridó, compostos por filitos com foliação bem desenvolvida 120/50. B) Zona de brecha de falha (80/70) cortando o plano da foliação (MA-113). Número de atitudes coletas = 61 (localização - vide Fig. 4.13).	104
Figura 4.11 – A) Detalhe de uma estrutura em flor negativa observada ao longo de uma falha oblíqua, com direção NNW-SSE, que cortou ortognaisses do embasamento na região norte da Bacia do Araripe (localização - vide Fig. 4.13); e B) Detalhe dos traços das bandas do ortognaisse deformado pela falha.	104
Figura 4.12 - Mapa gravimétrico da primeira derivada vertical das anomalias Bouguer da Bacia do Araripe (contorno em linha preta contínua), com a localização dos afloramentos onde foram realizadas investigações de aspectos estruturais com os respectivos estereogramas. PT-123 = Estereograma do pólo plano de falhas oblíquas observadas em milonitos; PT-121 = Estereograma polar do plano da foliação milonítica, Zona de Cisalhamento Araripina; PT-132 = Estereograma do pólo do plano de acamamento dos arenitos da Formação Abaiara; MA-113 = Estereograma do pólo do plano da foliação dos metassedimentos e zona de brecha de falha. n = número de atitudes coletadas.	105

Figura 5.1 - Mapa geológico simplificado da área de estudo na borda Norte da Bacia do Araripe, com a localização das minerações de calcário laminado (Formação Crato) utilizadas para a aquisição dos dados geológicos e geomecânicos.	108
Figura 5.2 - Bloco diagrama esquemático com a orientação dos vários tipos de fraturas de acordo com o esforço principal (σ_1) típico de ambiente extensional. EST - Estilolitos, FEXT-J - Juntas, FEXT-V - Veios, FEXT-F - Fissuras, FCIS - Fraturas cisalhantes (Modificado de Fossen, 2012).	108
Figura 5.3 – Modos de fraturamento I, II, III e IV. Claassificação proposta de acordo com a mecânica de fraturas (Fossen, 2012).	109
Figura 5.4 – A) Afloramento dos calcários laminados da Formação Crato, Mineração Pedras Cariri, Nova Olinda-CE; B) Estereograma do polo dos planos de acamamento dos calcários laminados; C) Histograma dos valores da intensidade de mergulho dos planos de acamamento da Formação Crato. n = número de atitude.	110
Figura 5.5 – Formas de ocorrência de juntas de alívio de pressão observadas em afloramentos dos calcários laminados da Formação Crato. A) Destaque para orientação das juntas que podem ocorrer: paralelas, perpendiculares e oblíquas aos planos de acamamento, às juntas (J) e às fraturas de cisalhamento (FCIS), respectivamente; B) Ocorrência de pequenos <i>vugs</i> ao longo das juntas horizontais; C) Destaque para o <i>vug</i> formado no plano da junta de alívio; e D) Juntas preenchidas por calcita espática.	111
Figura 5.6 - Diagrama de roseta (A) e estereograma (B) ilustrando as orientações preferenciais das falhas cisalhantes (juntas e veios) da Formação Crato. C - Fratura cisalhante vista em planta. Notar variação do <i>strike</i> ao longo da estrutura. n= número de atitudes.	112
Figura 5.7 - Par conjugado de fraturas cisalhantes observados em calcários laminados da Formação Crato. Destaque, acima a direita, para os pequenos deslocamentos (milimétricos a centimétricos). Os planos de falha foram ressaltados com as linhas tracejadas em vermelho.	113
Figura 5.8 - Fratura cisalhante em seção com ângulo de mergulho moderado e (deslocamento) rejeito milimétrico. Notar dobras de arraste e deslizamento dos limites dos grãos, sem fraturamento ou quebraimento extensivo das camadas.	113
Figura 5.9 - Exemplos de estilolitos tectônicos, perpendiculares ao acamamento dos calcários laminados da Formação Crato. A e B) Estilolitos vertical, de escala centimétrica, perpendicular aos estratos do calcário laminado; e C) Estilolito com amplitude sub-milimétrica.	114

Figura 5.10 - Diagramas ilustrando as atitudes dos estilólitos da Formação Crato A) Diagrama de roseta da direção dos estilólitos. Direção preferencial N70E; B) Estereograma dos pólos dos estilólitos. n = número de atitudes.....	115
Figura 5.11 - Exemplos da ocorrência das fraturas extensionais nos calcários laminados da Formação Crato. A) Juntas com padrão ortogonal, <i>set</i> 1 (NW-SE) e <i>set</i> 2 (NE-SW). Estes planos acabam sendo aproveitados para orientar as frentes de lavra da mina; B) Junta parcialmente preenchida por dissolução de calcita e gipsita; e C e D) <i>Clusters</i> de veios preenchidos por calcita recristalizada.....	116
Figura 5.12 - A) Diagrama de roseta da direção de ocorrência das fraturas extensionais dos calcários laminados. Destaque para os 2 <i>sets</i> de fraturamento sistemático, <i>set</i> 1 - N30W e <i>set</i> 2 – N50E; B) Estereograma de pólos ilustrando as orientações preferenciais das fraturas de extensão (juntas e veios) da Formação Crato. n = número de atitudes.	117
Figura 5.13 – Ocorrência das fraturas vulgares e feições cársticas dos calcários laminados Formação Crato. A) Diagrama de rosetas da direção das fraturas vulgares, destaque para a preferência de alinhamento na direção NE-SW (N60E); B) Estereograma de pólos dos planos das fraturas vulgares; e C) Afloramento dos calcários laminados da Formação Crato com ocorrência de feições cársticas (fraturas vulgares) formadas ao longo dos planos das fraturas de cisalhamento, chegando à escala de pequenas cavernas.	118
Figura 5.14 – Fraturas vulgares dos calcários laminados da Formação Crato. A) Fratura vulgar preenchida por material siliciclástico recente; B) Caverna desenvolvida ao longo de uma fratura devido a processos de dissolução, parcialmente preenchida por argila; e C) <i>Vugs</i> formados ao longo dos planos de acamamento e fraturas cisalhantes.	118
Figura 5.15 - Estilos deformacionais observados na Formação Crato. 1) Fratura cisalhante (falha normal), ambiente extensional (n = 65); 2) Estilólito vertical, estrutura de dissolução por pressão (n = 101); 3) veio calcítico, fratura extensional preenchida secundariamente por calcita recristalizada (n = 352). n = número de atitudes.	119
Figura 5.16 - Comparação entre as <i>scanlines</i> 1D (pavimento e horizontal) realizadas nos calcários laminados da Formação Crato. Notar a maior dispersão dos dados de abertura das fraturas coletados através das <i>scanlines</i> realizadas na horizontal, na face vertical das frentes de lavra, e a menor dispersão dos dados das <i>scanlines</i> desenvolvidas em pavimento.	121

Figura 5.17 - Painel de informações coletadas na *scanline* realizada para coleta de atributos das fraturas do set 1 (NW-SE) dos calcários laminados da Formação Crato. A) *Scanline* em pavimento realizada no afloramento PT-09, destaque para o histograma interpolado da densidade de fraturas ao longo dos 15 m de extensão da linha de varredura; B) Gráfico log-log da distribuição das aberturas das fraturas do set 1, notar o alinhamento dos dados de acordo a lei de potência, expoente escalar -0,7; C) Esterograma dos pólos dos planos das fraturas observadas ao longo da *scanline* (n = 23 fraturas); D) Diagrama de roseta da direção das fraturas do set 1 (número de atitudes = 23). 123

Figura 5.18 - Painel de informações para a *scanline* realizada para coleta de atributos das fraturas do set 2 (NE-SW) dos calcários laminados da Formação Crato. A) *Scanline* em pavimento realizada no afloramento PT-09B, destaque para o histograma interpolado da densidade de fraturas ao longo dos 14 m de extensão da linha de varredura; B) Gráfico log-log da distribuição das aberturas das fraturas do set 2, notar o alinhamento dos dados de acordo a lei de potência, expoente escalar -0,63; C) Diagrama de roseta da direção das fraturas do set 2; e D) Esterograma de pólos dos planos das fraturas observadas ao longo da *scanline*. n = número de atitudes. 124

Figura 5.19 - A) Gráficos de correlação dos parâmetros das fraturas estudadas a partir das *scanlines* 1D. As aberturas para ambos os sets de fraturas naturais apresentam uma relação entre frequência cumulativa e valor de aberturas que pode ser expressa a partir de uma lei de potência. A comparação entre os coeficientes e expoentes escalares das leis de potência mostra que o set 1 apresenta maior densidade do que o set 2. O espaçamento entre as fraturas do set 1 (B) e set 2 (C) segue uma distribuição log-normal. 125

Figura 5.20 - Painel de informações para a *scanline* horizontal realizada em uma face de frente de lavra, nos calcários laminados da Formação Crato (a orientação da face é N80E e sua extensão é de aproximadamente 25 m). a) Painel com a densidade do fraturamento exibido na forma de zonas interpoladas; b) Diagrama de rosetas com a direção principal NNW (345 Az) do set 1 de fraturas; c) Gráfico da frequência cumulativa de fraturas (F, frat/m) versus os valores de abertura (b, mm), que apresenta duas séries: total ($F=0,232b^{-079}$ e $R^2=0,969$) e efetiva ($F=0,184b^{-128}$ e $R^2=0,994$); d) Histograma calculado a partir da quantidade de fraturas por metro da *scanline*. 127

Figura 5.21 – A) Pavimento de calcário laminado, Mineração Pedras Cariri, afloramento PT-09, onde foi realizado o levantamento da intensidade de fraturamento em 2D. Notar o quadrado vermelho com lado de 60 cm, que representa uma das áreas da malha quadrática onde foi realizado o somatório dos comprimentos das fraturas. B) Mapa de linhas de contorno dos valores de densidade de fraturas,

adquiridos a partir da <i>scanline</i> P21. Detalhe para os traços esquemáticos mostrando a posição das principais fraturas.....	128
Figura 5.22 - Gráfico obtido a partir do programa CorCount, para o estudo da intensidade de fraturamento de 12 veios medidos ao longo da <i>scanline</i> com aproximadamente 6,5 m, realizada em pavimento para a caracterização das fraturas naturais do <i>set</i> 1. Notar que ocorrem apenas dois <i>clusters</i> estatisticamente significantes, o primeiro no início da <i>scanline</i> e o outro no final, identificados porque ultrapassam o limite de 95% de confiança.....	131
Figura 5.23 - Gráfico obtido a partir do programa CorCount, para o estudo da intensidade de fraturamento de 82 veios do <i>set</i> 2 (NE-SW) de fraturas extensionais. A <i>scanline</i> possui aproximadamente 6 m. Notar que ocorrem quatro <i>clusters</i> estatisticamente significantes, os dois primeiros no início da <i>scanline</i> , o terceiro aos 4m, e o último próximo a 1,5m do final da <i>scanline</i>	132
Figura 5.24 - Gráfico <i>staircase</i> , evidenciando a localização de apenas um <i>cluster</i> de fraturas estatisticamente significativo na mesma <i>scanline</i> usada na figura 5.20, realizada para a caracterização das fraturas do <i>set</i> 1 (NW-SE) dos calcários laminados da Formação Crato (n=12).	133
Figura 5.25 - Gráfico <i>staircase</i> evidenciando a localização dos <i>clusters</i> de fraturas da <i>scanline</i> realizada para a caracterização das fraturas do <i>set</i> 2 (NE-SW) dos calcários laminado da Formação Crato (n=82). Mesmos dados da figura 6.21.....	134
Figura 5.26 - Mapa de localização das minerações de gipsita (Formação Ipubi) visitadas na região SSW da Bacia do Araripe, região da cidade de Araripina-PE.	135
Figura 5.27 - Estruturas de dissolução observadas no topo da Formação Ipubi. A e B) Coluna formada pela dissolução das áreas adjacentes no topo da camada de evaporitos na mineração Sombra da Serra, Araripina-PE; C) Caverna no pacote evaporítico com 4 m de diâmetro.	136
Figura 5.28 - Processos de deformação das camadas da Formação Romualdo (camada pós-sal da Bacia do Araripe), causadas pela dissolução de rochas do intervalo evaporítico da Formação Ipubi. A) Falhas normais e lítricas, deformando os estratos da Formação Romualdo; B) Ocorência de dobras e falhas na Formação Romualdo possivelmente geradas pelo colapso da Formação Ipubi.	137
Figura 5.29 – Superfície de um plano de fratura exposta mostrando o preenchimento com argilominerais e finos veios de gipsita fibrosa compondo uma trama planar.	139
Figura 5.30 – Trama de veios preenchidos apenas por gipsita fibrosa exibindo padrão <i>en echelon</i>	139

Figura 5.31 - Diagrama de roseta (a) e estereograma (b) ilustrando a direção e pólos dos planos dos veios verticais a subverticais da Formação Ipubi. n = número de atitudes.	141
Figura 5.32 - Diagrama de roseta (a) e estereograma (b) ilustrando a direção e pólos dos planos dos veios subhorizontais a horizontais da Formação Ipubi. n = número de atitudes.	141
Figura 5.33 - Ocorrência de veios horizontais a sub-horizontais, <i>beef</i> , "veio guia", com até 15cm de espessura, preenchidos com gipsita fibrosa com crescimento perpendicular à parede do veio.	142
Figura 5.34 - Diagrama de roseta (a) e estereograma (b) ilustrando a direção e pólos dos planos das juntas verticais que ocorrem na Formação Ipubi. n = número de atitudes.	143
Figura 5.35 - Carverna preenchida por argila e gipsita fibrosa em rochas gipsíferas da Formação Ipubi.	144
Figura 5.36 – Comparação dos resultados de todas as <i>scanlines</i> (horizontais e verticais) realizadas nos afloramentos da Formação Ipubi. Relação entre os padrões das fraturas verticais e horizontais da Formação Ipubi.	145
Figura 5.37 - Painel de informação para a <i>scanline</i> com direção N25E e extensão de aproximadamente 22 m, realizado em afloramento da Formação Ipubi, Mineração Sombra da Serra. a) Painel fotográfico com histograma sobreposto na forma de zonas interpoladas; b) Diagrama de rosetas ilustrando a direção principal WNW-ESE e estereograma de pólos dos planos do <i>set</i> de fraturas verticais; c) Gráfico da frequência x abertura da fratura; d) Histograma calculado a partir da quantidade de fraturas/m.	147
Figura 6.1 - Estruturas observadas nos calcários laminados da Formação Crato. A) Camadas planoparalelas, com nível convoluto e ondulado na base e microfalha; B) Lâminas onduladas; C) Nível de concreções calcárias; D) Microfalha, escalonada, subvertical, cortada por veios de calcita (setas vermelhas); E) Bloco exibindo nível com deformação plástica, convoluções e lâminas onduladas, acima, com microfalhas; F) Estrutura <i>loop bedding</i> (contração das lâminas); G) Detalhe de microfalha sin-sedimentar afetando apenas algumas lâminas de calcário.	149
Figura 6.2 - Características microfaciológicas dominantes dos calcários laminados da Formação Crato. A) Lâminas compostas de matriz micrítica, exibindo suave ondulação e contendo carapaças de ostracodes que exibem certo grau de compactação. Detalhe para os pontos pretos na lâmina, que sugerem a ocorrência de pirita; B) Lâminas de micrito, plano-paralelas a plano-onduladas. A direita e acima se observa uma carapaça de ostracode, e abaixo, a esquerda, um fragmento de planta, ambos apresentam fosfatização; C) Fratura horizontal, parcialmente aberta. As manchas de cor ocre e preta indicam a	

presença de óxidos de ferro e manganês; D) Ocorrência de coprólito, parcialmente substituído por calcita espática e apresentando auréola de fosfato (coloração amarelo-ocre) (amostras PT-11). 150

Figura 6.3 - Imagens realizadas através da microscopia eletrônica de varredura (MEV) acoplado à estereoscopia da energia dispersiva de raio-X (EDS) dos calcários laminados da Formação Crato. A) Imagem *Backscatter* da interface entre a microfratura e a matriz micrítica, aumento de 252X; B) Elemento Ca, destaque para o preenchimento de calcita recristalizada no microveio e ocorrência de poros na matriz micrítica; C) Elemento Fe, destaque para precipitação de óxido de Fe na matriz; D) Elemento Si, substituição da matriz micrítica por sílica. As linhas vermelhas e amarelas indicam o traço do contato entre o veio e a matriz da rocha..... 151

Figura 6.4 - Imagens realizadas através da microscopia eletrônica de varredura (MEV) acoplado à estereoscopia da energia dispersiva de raio-X (EDS) dos calcários naturalmente fraturados da Formação Crato. A) Imagem *Backscatter* da interface entre a microfratura e a matriz micrítica, aumento de 715X; B) Elemento Ca, microfratura preenchida por calcita recristalizada e ocorrência de poros na matriz micrítica; C) Elemento Fe, destaque para precipitação de óxido de Fe na matriz; D) Elemento Si, substituição da matriz micrítica por sílica. As linhas vermelhas e amarelas indicam o traço do contato entre o veio e a matriz da rocha..... 152

Figura 6.5 - Micrografia com detalhe de uma das microfalhas que ocorrem nos calcários laminados. Observa-se que as lâminas foram seccionadas, mas não há cimento preenchendo o espaço das estruturas que se apresentam completamente seladas. A deformação deve ter ocorrido antes da litificação dos depósitos. A) Luz polarizada (LP) com nicóis cruzados; e B) Catodoluminescência. 153

Figura 6.6 - Pannel de microfotografias mostrando uma microfalha, que exhibe estruturas dúcteis e rúpteis. As falhas observadas em amostras de mão, nos calcários laminados, mostram padrão *en echelhon*, lítrico e de falhas em dominó (dominantemente distensional)..... 153

Figura 6.7 - Micrografias dos calcários laminados da Formação Crato. Fraturas verticais do *set 1* (NW-SE) preenchidas por calcita recristalizada (veios). Todas as fraturas apresentam cimento com luminescência alta. A) Luz polarizada com nicóis paralelos, 10x de aumento; B) Luz polarizada nicóis cruzados; C) Catodoluminescência, em alguns locais da imagem observa-se a substituição do cimento de preenchimento por um cimento mais novo, alta luminescência. Escala = 200 μm 154

Figura 6.8 - Mosaico de micrografias dos veios calcíticos, *set 2* (NE-SW), do calcário laminado da Formação Crato, usado para realização de uma *microscanline*. A) Luz polarizada com nicóis paralelos,

10X de aumento; B) Luz polarizada nicóis cruzados; C) Catodoluminescência, destaque para a alta luminescência do preenchimento dos veios em relação à matriz. 155

Figura 6.9 - Mosaico de micrografias do enxame (*cluster*) de veios verticais calcícticos dos calcários laminados da Formação Crato. Este mosaico foi usado para a quantificação das microfraturas ao longo de *microscanlines*. A) Luz polarizada com nicóis paralelos, 10X de aumento; B) Luz polarizada nicóis cruzados; C) Catodoluminescência, destaque para alta luminescência do preenchimento dos veios. Setas vermelhas e brancas indicam as microfraturas..... 156

Figura 6.10 - Fotos de amostras com preenchimento de fraturas de grande porte e micrografias do preenchimento. A) Amostra de parede de fratura com o preenchimento (PT-12A); B) Painel de micrografias mostrando a matriz micrítica do calcário laminado, o preenchimento inicial de calcita espática recristalizada e em seguida o preenchimento por gipsita, com grandes cristais prismáticos; C) Mesma área vista em B, notar o cimento calcítico com alta luminescência, e o cimento de gipsita, não luminescente; D) Amostra de parede de fratura com o preenchimento de calcita e gipsita (PT-09) o retângulo amarelo indica a área onde foi confeccionada a lâmina petrográfica; E e F) Micrografias com luz polarizada (nicóis paralelos) e catodoluminescência, respectivamente, da mesma área mostrando a matriz do calcário laminado, seguida de um primeiro preenchimento de calcita ferrosa, pouco luminescente, e em seguida um preenchimento massivo de gipsita, não luminescente. 157

Figura 6.11 - Gráfico log-log mostrando a correlação entre os veios da Formação Crato, *set 1* (NW-SE), em macro e micro escala. Notar a diferença de inclinação entre as curvas das leis de potência para o ajuste dos dados das macro e micro fraturas..... 159

Figura 6.12 - Gráfico log-log mostrando a correlação entre os fatores intrínsecos dos veios dos calcários laminados da Formação Crato, *set 2* (NE-SW), em macro e micro escala. 160

Figura 6.13 - Amostra de gipsita e anidrita da Formação Ipubi. A) Amostra bruta e seção cortada de gipsita microcristalina (nodular). As setas indicam pequenos nódulos de gipsita recristalizada; B) Amostra de mão e seção cortada de gipsita porfiroblástica na forma de rosetas; C) Amostra de mão e seção cortada de gipsita laminada. As setas azuis indicam lâminas de anidrita e as setas vermelhas indicam rosetas de recristalização; D) Amostra bruta e seção cortada de gipsita laminada. As setas vermelhas indicam rosetas de recristalização. 163

Figura 6.14 - Amostras de gipsita e anidrita da Formação Ipubi. A) Amostra de mão e seção cortada de anidrita laminar contendo veios de gipsita microcristalina; B) Amostra de mão e seção cortada de anidrita

laminar com veios de gipsita e rosetas de gipsita recristalizada; C) Anidrita nodular com veios de gipsita e rosetas de gipsita recristalizada; D) Anidrita nodular e gipsita microcristalina. 164

Figura 6.15 - Amostras de gipsita e anidrita da Formação Ipubi - A e B) Amostras de gipsita laminada com feições de deformação: dobras, fraturas e zonas de dissolução; C) Amostra de preenchimento de fratura composto por gipsita fibrosa com lâminas de argila de cor esverdeada. D) Gipsita bandada. As lâminas de cor branca são compostas por anidrita; E) Gipsita microcristalina bandada; F) Gipsita bandada. 165

Figura 6.16 - Micrografias dos evaporitos da Formação Ipubi. A e B) Cristais de gipsita com formato acicular que compõem a gipsita fibrosa e que preenche os veios; C e D) Micrografias de gipsita laminada, em ambos os casos as lâminas se alternam entre cristais prismáticos de gipsita alinhados de forma perpendicular ao acamamento, intercalados com camadas compostas por gipsita microcristalina. Os finos cristais de gipsita (D) mostram uma inclinação e possivelmente são de origem secundária, resultado da hidratação de uma lâmina de anidrita. A inclinação observada pode ter resultado do processo de expansão durante a hidratação. A posição do topo em ambos os casos está a esquerda. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados. 167

Figura 6.17 - Micrografias dos evaporitos da Formação Ipubi. A) Matriz composta por cristais de gipsita formando mosaicos. No centro da micrografia existem cristais relictos de anidrita. B) Mesma lâmina vista em A, sob catodoluminescência (CL) mostrando a existência de calcita recristalizada que está preenchendo zonas de dissolução entre os cristais de gipsita; C e D) Amostra de anidrita primária na forma de agregados nodulares onde os finos cristais se dispõem de forma radial. Cristais de gipsita (D) a partir da alteração da anidrita; E) Mesma amostra vista em D, sob a CL, que mostra a substituição parcial de cristais de gipsita por calcita (alta luminescência); F) Mesma amostra vista em C, D e E, onde observa-se formação de veios de gipsita secundária, em meio à matriz de anidrita. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados. 168

Figura 6.18 - Micrografias dos evaporitos da Formação Ipubi. A) Painel de micrografias mostrando a direita a parede de uma fratura formada em um corpo de gipsita e a partir do contato a ocorrência de cristais aciculares de gipsita que cresceram perpendicular à parede do veio; B) Amostra de gipsita secundária, recristalizada na forma de rosetas. Verifica-se o arranjo de cristais de gipsita em mosaico, e no centro do painel observa-se a presença de cristais remanescentes de anidrita; C) Mesma amostra vista em na figura C, sob catodoluminescência (CL), onde observa-se calcita recristalizada preenchendo zonas de dissolução entre os cristais (alta luminescência); D) Amostra de gipsita nodular microcristalina.

Observa-se a trama de cristais de gipsita e em alguns pontos é visível a formação de calcita recristalizada que substituiu a gipsita secundária; E) Mesma amostra vista em D, vista sob a CL, onde a calcita recristalizada é evidenciada pela alta luminescência. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados. 169

Figura 6.19 - Micrografia dos evaporitos da Formação Ipubi. A e B) Anidrita primária, composta por cristais formando lâminas incipientes, e a formação de veios de gipsita secundária a partir da substituição da anidrita; C e D) Anidrita composta por finos cristais dispostos na forma de lentes e nódulos. Em ambas as micrografias é possível observar cristais de gipsita que substituem a anidrita primária; E e F) Gipsita bandada mostrando a trama de cristais de gipsita secundária em mosaico, com zonas de dissolução e crescimento secundário entre os contatos dos grãos. Alguns cristais também apresentam fraturas. F) Crescimento de calcita recristalizada que preenche zonas de dissolução entre os grãos, e também algumas fraturas nos cristais; G) Gipsita laminada, afetada por dissolução. Observa-se grande quantidade de óxidos que preenche zonas de dissolução entre os cristais; H) Gipsita recristalizada em rosetas. Observa-se a trama de cristais de gipsita em mosaico e grande parte de óxidos que preenchem zonas de dissolução entre os cristais. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados. 170

Figura 7.1 – Relação inversamente proporcional entre a porosidade dos carbonatos e a cota (altitude) dos afloramentos onde as amostras de calcário laminado foram coletadas..... 175

Figura 7.2 - Densidade de grãos medida nos plugs da Formação Crato. Há uma clara separação entre as amostras de calcário laminado e calcita em relação aos calcretes. 175

Figura 7.3 - Densidade total *versus* porosidade das amostras de carbonatos, medidas sob condições normais de temperatura e pressão (CNTP). A linha de tendência dos calcários laminados mostra uma forte relação inversa entre a porosidade e a permeabilidade para esta litofácies. 176

Figura 7.4 - Gráfico log-log para correlação entre os valores de permeabilidade e de porosidade das amostras de calcário laminado da Formação Crato. Detalhe para os grupos dos tamanhos de partícula da matriz carbonática, proposto por Lucia (1995). Os calcários laminados fazem parte do grupo onde domina a ocorrência de porosidade intragranular (<20 µm). 176

Figura 7.5 - Gráfico de correlação entre valores de velocidade da onda P (Vp), contra valores de porosidade das amostras de carbonatos estudadas. Dados medidos sob pressão confinante de 40 MPa. Apesar da dispersão, os valores da velocidade da onda P aumentam com a diminuição da porosidade mostrando uma relação inversa. 177

Figura 7.6 - Gráfico de correlação dos dados de velocidade da onda S (V_{S1}) contra valores de porosidade das amostras de carbonatos estudadas. Os dados foram obtidos sob pressão confinante de 40 MPa.....	177
Figura 7.7 - Gráfico de correlação dos dados de velocidade da onda S (V_{S2}) contra valores de porosidade das amostras de carbonatos estudadas. Os dados foram obtidos sob pressão confinante de 40 MPa.....	178
Figura 7.8 - Razão V_{S1}/V_{S2} contra porosidade sob pressão confinante de 40 MPa. Quanto maior o desvio dos valores a partir da linha tracejada (1,0), maior será a anisotropia das propriedades elásticas da amostra.	178
Figura 7.9 - Gráfico dos valores do Módulo de Young dinâmico contra os valores de porosidade das amostras da Formação Crato. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa. Notar relação inversa entre os dados de módulo de Young e a porosidade, apesar do baixo coeficiente de correlação.	179
Figura 7.10 - Gráfico dos valores da Razão de Poisson contra os valores de porosidade das amostras da Formação Crato. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa.	179
Figura 7.10 - Densidade de grãos medida nos plugs da Formação Ipubi. As amostras de anidrita/gipsita apresetaram a maior heterogenidade.	181
Figura 7.11 - Densidade total <i>versus</i> porosidade das amostras da Formação Ipubi, medidas sob condições normais de temperatura e pressão (CNTP).	182
Figura 7.12 - Gráfico log-log para correlação entre os valores de permeabilidade e de porosidade da Formação Ipubi. As litofácies evaporíticas apresentam baixa correlação entre porosidade e permeabilidade.	182
Figura 7.13 - Gráfico de correlação entre os valores da velocidade da onda P (V_p) contra os valores de porosidade das amostras da Formação Ipubi. Dados medidos sob pressão confinante de 40 MPa.....	183
Figura 7.14 - Razão V_{S1}/V_{S2} contra porosidade sob pressão confinante de 40 MPa. Quanto maior o desvio dos valores a partir da linha tracejada (1,0), maior será a anisotropia das propriedades elásticas da amostra.	183
Figura 7.15 - Dados dos valores do Módulo de Young contra os valores de porosidade das amostras da Formação Ipubi. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa.....	184
Figura 7.16 - Gráfico dos valores da Razão de Poisson contra os valores de porosidade das amostras da Formação Ipubi. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa.....	184

Figura 8.1 - Perfil de aquisição de valores de elasticidade efetiva obtidos com o martelo de <i>Schmidt</i> em calcários laminados, Formação Crato, Mineração Pedras Cariri. A) Detalhe das lâminas de calcário com o gráfico dos valores de UCS por camada; B) Localização das fraturas extensionais ao longo do perfil. Notar o detalhe das fraturas confinadas a uma fácies mecânica (camada 2).	187
Figura 8.2 - Gráfico de correlação entre UCS e a espessura da camada, resultado de aquisição em perfil de intercalações delgadas de calcário laminado puro e calcário laminado com maior teor de matéria orgânica (MO) na Mineração Pedras Cariri.	188
Figura 8.3 – Painel de informações para a caracterização geomecânica dos calcários laminados, Formação Crato, ao longo da <i>scanline</i> horizontal das fraturas extensionais (<i>set 1</i> – NW-SE). A) A orientação da seção é N80E e sua extensão é de aproximadamente 25 m. Notar o painel com a densidade do fraturamento exibido na forma de zonas interpoladas e gráfico de UCS (MPa) ao longo da <i>scanline</i> ; B) Gráfico de UCS <i>versus</i> a densidade de fratura/m, notar grande dispersão dos dados e a falta de correlação entre os parâmetros.	189
Figura 8.4 - Painel de informações para a caracterização geomecânica ao longo da <i>scanline</i> horizontal referente às fraturas extensionais (<i>set 2</i> – NE-SW) dos calcários laminados da Formação Crato. A orientação da seção é N35W e sua extensão é de aproximadamente 8 m. A) Gráfico de UCS (MPa) ao longo da <i>scanline</i> ; B) Histograma da densidade de fraturas ao longo da <i>scanline</i> ; C) Gráfico de UCS <i>versus</i> a densidade de fratura/m, notar a grande dispersão dos dados e a inexistência de correlação entre os parâmetros.	190
Figura 8.5 - A) Pavimento de calcário laminado, Mineração Pedras Cariri, afloramento PT-09, onde foi realizada a caracterização geomecânica com martelo de <i>Schmidt</i> e coleta da intensidade de fraturamento em 2D, numa área de aproximadamente 70 m ² . Notar o quadrado vermelho com lado de 60 cm, que representa uma das áreas da malha quadrática onde foi realizado o levantamento; B) Mapa de linhas de contorno dos valores de elasticidade efetiva (UCS). Detalhes para os traços esquemáticos das fraturas extensionais; C) Gráfico de UCS <i>versus</i> a densidade de fratura/m, notar a grande dispersão dos dados e a inexistência de correlação entre os parâmetros.	191
Figura 8.6 - A) Valores de resistência à compressão uniaxial (UCS) das litofácies da Formação Ipubi; B) Gipsita fibrosa que ocorre como preenchimento das fraturas extensionais (veios); C) Gipsita bandada; D) Anidrita nodular com veios de gipsita.	192
Figura 9.1 – Exemplos dos painéis selecionados para a construção do modelo geológico envolvendo reservatório (calcário laminado) e capa selante (evaporitos). A e B) Afloramento dos evaporitos da	

Formação Ipubi (com e sem a interpretação estrutural); C e D) Afloramentos de calcário laminado da Formação Crato (com e sem a interpretação estrutural).	195
Figura 9.2 – Modelo geométrico 2D das rochas estudadas nos afloramentos das minas, em malha de elementos finitos construída no programa CODE_BRIGHT, empregando a metodologia <i>Mesh</i> . As cores do modelo indicam os diferentes tipos de rocha: camada superior (laranja) representa o pacote de gipsita (Formação Ipubi); a camada intermediária, rosa, representa o folhelho (Formação Ipubi); e a camada basal (roxo) representa o calcário laminado (Formação Crato).	196
Figura 9.3 - Construção de modelo numérico (sem a malha) baseado nas geometrias reais dos corpos de rocha e das estruturas. A) Formação Ipubi, gipsita laminada; B) Base da Formação Ipubi, folhelhos negros; e C) Formação Crato, calcário laminado.	198
Figura 9.4 - Modelo geométrico em malha de elementos finitos (não estruturada), com 32.293 nós e 64.259 elementos. Modelo que foi parametrizado (condições de contorno) para o desenvolvimento das simulações.....	199
Figura 9.5 - Condições iniciais de pressões de fluido e tensões verticais do modelo geomecânico: A) Pressão de fluido; B) Tensões verticais. P_l = Pressão do líquido em MPa; S_{yy} StressG = Tensor máximo vertical. A simulação realizada a partir da injeção de fluido do lado esquerdo do modelo, e a produção no lado direito.	200
Figura 9.6 - Simulação numérica da distribuição final da variável de dano – reativação do fraturamento. A simulação foi realizada com o poço injetor do lado esquerdo e o produtor do lado direito. <i>Damage</i> = dano.	202
Figura 9.7 - Simulação numérica da distribuição final do Log da permeabilidade. Este resultado mostra o fenômeno de reativação das estruturas, com deslocamento dos blocos.	202

LISTA DE TABELAS

Tabela 7.1 - Dados das propriedades petrofísicas obtidas para as litotipos carbonáticos do nível C6 da Formação Crato, 41 amostras. \emptyset = Porosidade; K = Permeabilidade; ρ_G = Densidade de grãos; ρ_T = Densidade total; V_p = Velocidade da onda P; V_s = Velocidade da onda S; E = Módulo de Young; e_v = Razão de Poisson.....	174
Tabela 7.2 - Dados das propriedades petrofísicas das amostras da Formação Ipubi. \emptyset = Porosidade; K = Permeabilidade; ρ_G = Densidade de grãos; ρ_T = Densidade total; V_p = Velocidade da onda P; V_s = Velocidade da onda S; E = Módulo de Young; e_v = Razão de Poisson.....	181
Tabela 9.1. Propriedades petrofísicas dos litotipos utilizados para a construção do modelo geomecânico sintético e da simulação numérica.....	201

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

Esta tese apresenta os resultados obtidos a partir da proposta de desenvolvimento de uma metodologia de caracterização geológica e geomecânica de sistemas de fraturas em afloramentos, que foi realizada com base nos depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe. A caracterização foi desenvolvida com o objetivo de integrar informações para a modelagem geológica e geomecânica de reservatórios análogos de petróleo naturalmente fraturados. Esta pesquisa teve como objetivo principal a modelagem geológica/geomecânica do sistema de fraturas de duas unidades litoestratigráficas da fase pós-rifte da Bacia do Araripe: Formação Crato (calcários laminados), e Formação Ipubi (gipsita-anidrita). Foram utilizadas diversas técnicas para caracterização geológica desse sistema petrolífero análogo: caracterização geológico-estrutural, análise sedimentológica e estratigráfica, análise petrográfica (com uso de catodoluminescência e microscopia eletrônica de varredura), obtenção de dados petrofísicos e de resistência mecânica das rochas estudadas. Os resultados da caracterização geológica e geomecânica foram utilizados para a elaboração de modelos computacionais que serviram para a geração de modelos numéricos (hidromecânica). Além dos resultados, discussões e conclusões sobre o caso estudado, a presente pesquisa também forneceu uma vasta quantidade de dados geológico-estruturais, geomecânicos e petrofísicos, obtidos a partir das rochas analisadas, que estão disponibilizados em tabelas e anexos. Estes dados poderão ser utilizados para futuros trabalhos visando a validação da caracterização realizada, bem como a composição de bancos de dados aplicados a modelagem computacional de reservatórios carbonáticos naturalmente fraturados.

Esta pesquisa foi desenvolvida como parte do projeto de pesquisa/convênio de cooperação em P&D desenvolvido em parceria entre a Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Fundação de Apoio ao Desenvolvimento da UFPE (FADE) e a Petrobras, sob o título: "**MODELAGEM GEOLÓGICA/GEOMECÂNICA DE AFLORAMENTOS DOS SISTEMAS CARBONÁTICO E EVAPORÍTICO DA BACIA DO ARARIPE – ABORDAGEM INTEGRADA PARA A CONSTRUÇÃO DE MODELOS VISANDO A SIMULAÇÃO DE RESERVATÓRIOS ANÁLOGOS - Projeto Turing**". O projeto foi desenvolvido através da Rede Temática de Pesquisa em Caracterização e Modelagem de Reservatórios (CARMOD-Petrobras), entre os anos de 2012 e 2014.

O autor recebeu uma bolsa de estudos da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustível (ANP), através do Programa de Recursos Humanos para o Setor Petróleo e Gás em

Geociências e Engenharia Civil PRH-26/ANP/UFPE. Através do Programa Nacional Ciências sem Fronteiras o autor teve a oportunidade de realizar parte de seu doutoramento, um semestre, na Universidade do Texas, em Austin, no *Bureau of Economic Geology*, desenvolvendo parte da pesquisa sob a supervisão da Dra. Julia Gale no Grupo de Pesquisa *Fracture Research Application Consortium*.

1.2 – OBJETIVOS GERAIS E ESPECÍFICOS

O presente estudo teve como objetivo principal desenvolver um fluxograma de trabalho para a obtenção e análise de dados de campo visando a caracterização geológica e geomecânica de reservatórios carbonáticos naturalmente fraturados para a construção de modelos aplicados em simulações numéricas (hidromecânica) de sistemas petrolíferos análogos.

A pesquisa foi desenvolvida com base na busca dos seguintes objetivos específicos:

1. Obter parâmetros sedimentológicos, estratigráficos, geológico-estruturais, petrográficos, petrofísicos e geomecânicos, suficientes para a elaboração de um banco de dados dos parâmetros intrínsecos das formações estudadas;
2. Elaborar a caracterização geológico-estrutural das unidades litoestratigráficas estudadas, com o objetivo de entender a sua relação com o arcabouço tectono-estrutural da Bacia do Araripe e sua evolução deformacional. Esta caracterização foi conduzida com o intuito de coletar dados para a modelagem geológica e geomecânica de reservatórios: a) caracterização das principais famílias de fraturas naturais; b) definição do padrão de densidade, organização espacial e cálculo de *strain* das estruturas rúpteis;
3. Realizar descrição petrográfica com uso de catodoluminescência e microscopia de varredura eletrônica para a identificação de aspectos texturais e diagenéticos, visando determinar a relação temporal das gerações de estruturas e sua relação com os eventos diagenéticos. E, desta maneira, realizar a quantificação e correlação multiescala das microfraturas;
4. Classificar, de acordo com a natureza litológica e as características petrofísicas o tipo de reservatório naturalmente fraturado ao qual os calcários laminados estão inseridos;
5. Aquisição de dados de geomecânica dos calcários laminados e evaporitos *in situ* com uso do *Schmidt Hammer*, com a finalidade de caracterizar a relação entre a intensidade de fraturamento e a elasticidade efetiva dos calcários laminados;

6. Subsidiar a aplicação dos resultados obtidos com a caracterização geológica e geomecânica das unidades litológicas estudadas (calcários laminados da Formação Crato e evaporitos da Formação Ipubi) na execução de simulações numéricas realísticas.

1.3 – JUSTIFICATIVA E MOTIVAÇÃO

A principal justificativa e motivação para a realização deste trabalho é a atual necessidade de estudos que envolvem a caracterização geológica e geomecânica de reservatórios análogos naturalmente fraturados. A exploração de hidrocarbonetos em reservatórios naturalmente fraturados tem demandado um enorme esforço da indústria e da comunidade científica para a pesquisa relacionada à caracterização de sistemas de fraturas devido à importância dessas estruturas para a previsão de fluxo, recuperação e integridade do reservatório. Este tipo de reservatório tende a ser mais complexo do que os reservatórios nos quais o fluxo de fluidos depende apenas da porosidade e permeabilidade primárias. A ocorrência de fenômenos como a ação de dupla porosidade e dupla permeabilidade dificultam a construção de modelos preditivos de reservatório devido a variação lateral e vertical das fácies, além da organização espacial das fraturas. A aplicação de modelos computacionais análogos, envolvendo a caracterização integrada de parâmetros geológicos, petrofísicos e geomecânicos, permite uma redução de erro e incertezas para o processo de exploração de reservatórios naturalmente fraturados.

Para o desenvolvimento do presente estudo foram escolhidas estrategicamente duas litologias, relacionadas a duas formações estratigráficas, que apresentam boa quantidade de afloramentos naturais na Bacia do Araripe: os níveis mais expressivos de calcários laminados da Formação Crato, e os corpos de evaporitos da Formação Ipubi. A seleção destas litologias foi motivada pelo fato de que as mesmas representam uma sucessão de deposição carbonática e evaporítica que apresentam similaridades em termos de natureza física, faciológica e de idade com unidades geológicas das bacias marginais brasileiras. De especial aplicação, este estudo pode servir como comparativo aos depósitos de rochas dos intervalos Pré-Sal e Transicional, localizados nas bacias de Campos e Santos, Sudeste do Brasil.

1.4 – LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo fica localizada no nordeste brasileiro, mais precisamente no interior dos estados de Pernambuco e Ceará. A região estudada está inserida na Bacia do Araripe, e nesta foram selecionadas duas áreas para o desenvolvimento da pesquisa (Fig. 1.1). Essas áreas foram escolhidas devido a

ocorrência de boas exposições das formações Crato e Ipubi. Nos locais selecionados ocorrem várias minerações mecanizadas a céu aberto de minério de gipsita (polo gesseiro do Araripe), e de minerações artesanais, ou semi-mecanizada, de calcário laminado, que representam uma importante atividade econômica para a região. Do ponto de vista geológico, as diversas minas a céu aberto da região facilitam o acesso, devido a formação de exposições contínuas da sucessão sedimentar de interesse para a pesquisa, o que permitiu a obtenção de uma melhor qualidade e maior quantidade dos dados de campo (Fig. 1.2, 1.3).

Uma das áreas de estudo fica localizada na região da cidade de Araripina, estado de Pernambuco, na borda sudoeste da Bacia do Araripe (Fig. 1.1). Nesta região foram estudados os afloramentos da Formação Ipubi, a partir das excelentes exposições formadas nas minas de gesso. A outra área de estudo fica localizada na região da borda norte da Bacia do Araripe (Fig. 1.1), entre as cidades de Santana do Cariri e Nova Olinda, Ceará. Nesta região foram estudadas as exposições das formações Crato, em exposições de minas artesanais e afloramentos naturais, e Ipubi, em minas de gipsita.

A Chapada do Araripe forma um relevo tabular com uma área de aproximadamente 8.000 km², alinhada na direção E-W (Fig. 1.4). A Chapada do Araripe representa o compartimento geomorfológico de maior expressão nesta região do interior do Nordeste brasileiro, e apresenta cota máxima de cerca de 1005 m. De acordo com a figura 1.4, esta chapada possui um relevo em forma de *cuesta* com variações de cota de cerca de 50 m no topo, e nas bordas com 400 m em relação à Depressão Sertaneja (Mabesoone & Castro, 1975). A Chapada do Araripe é cortada por redes de drenagens com direção dominante NW-SE. Na porção NE da Bacia do Araripe ocorrem linhas de drenagens com direção NE-SW e nesta região, os depósitos sedimentares que formam a chapada foram quase que totalmente erodidos, restando apenas um morro testemunho representado pela Serra do Mãozinha.

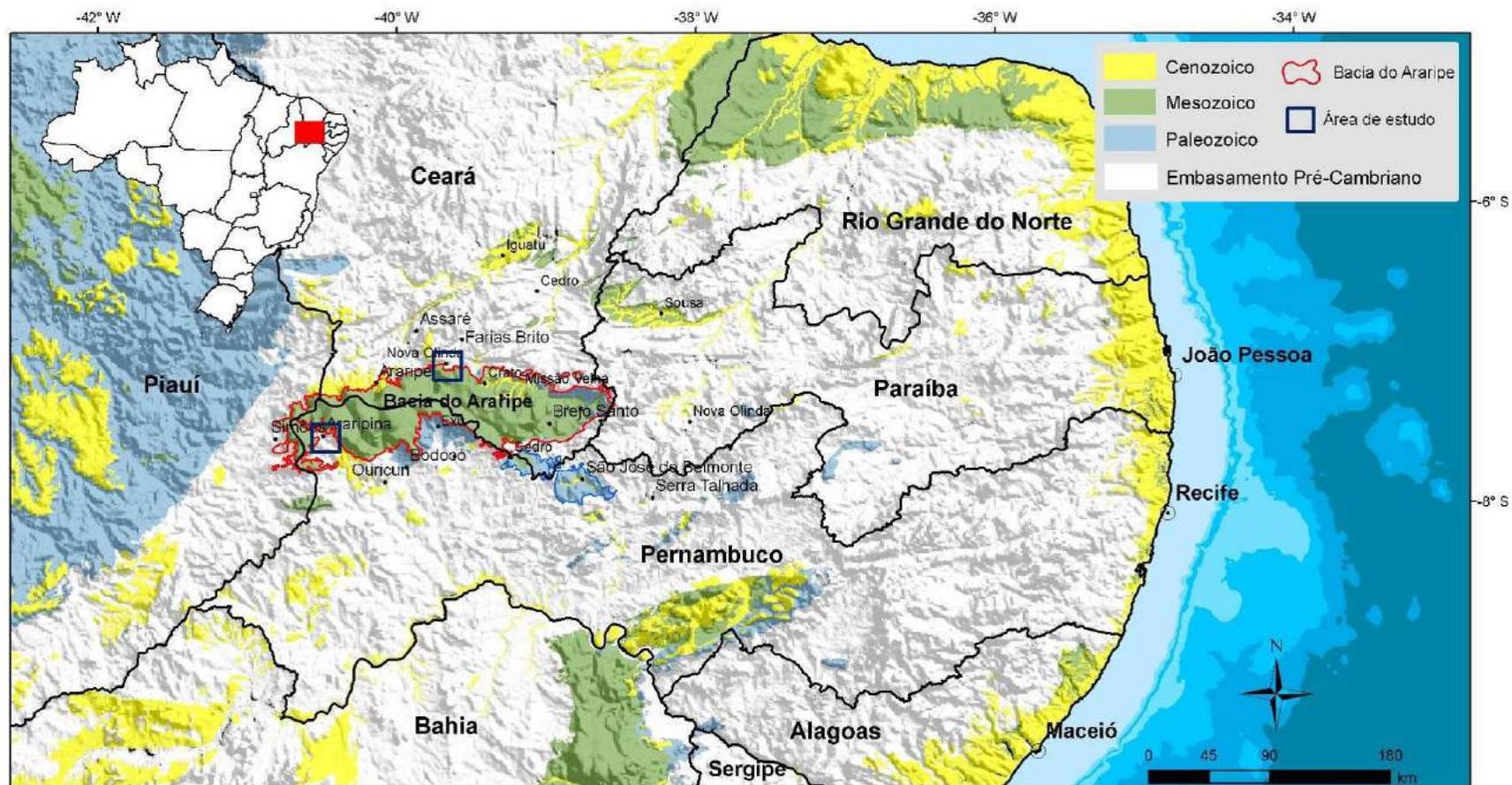


Figura 1.1 - Mapa de localização da Bacia do Araripe no interior da região Nordeste do Brasil, com destaque para as duas áreas (polígono azul) seleccionadas para o desenvolvimento desta pesquisa.



Figura 1.2 - Exposição de rochas evaporíticas da Formação Ipubi e de rochas siliciclásticas de origem lacustre e marinha da Formação Romualdo, na Mina Campevi, município de Araripina - PE.



Figura 1.3 – Exposição de um nível de calcário laminado da Formação Crato em uma pedreira na região de Nova Olinda, CE.

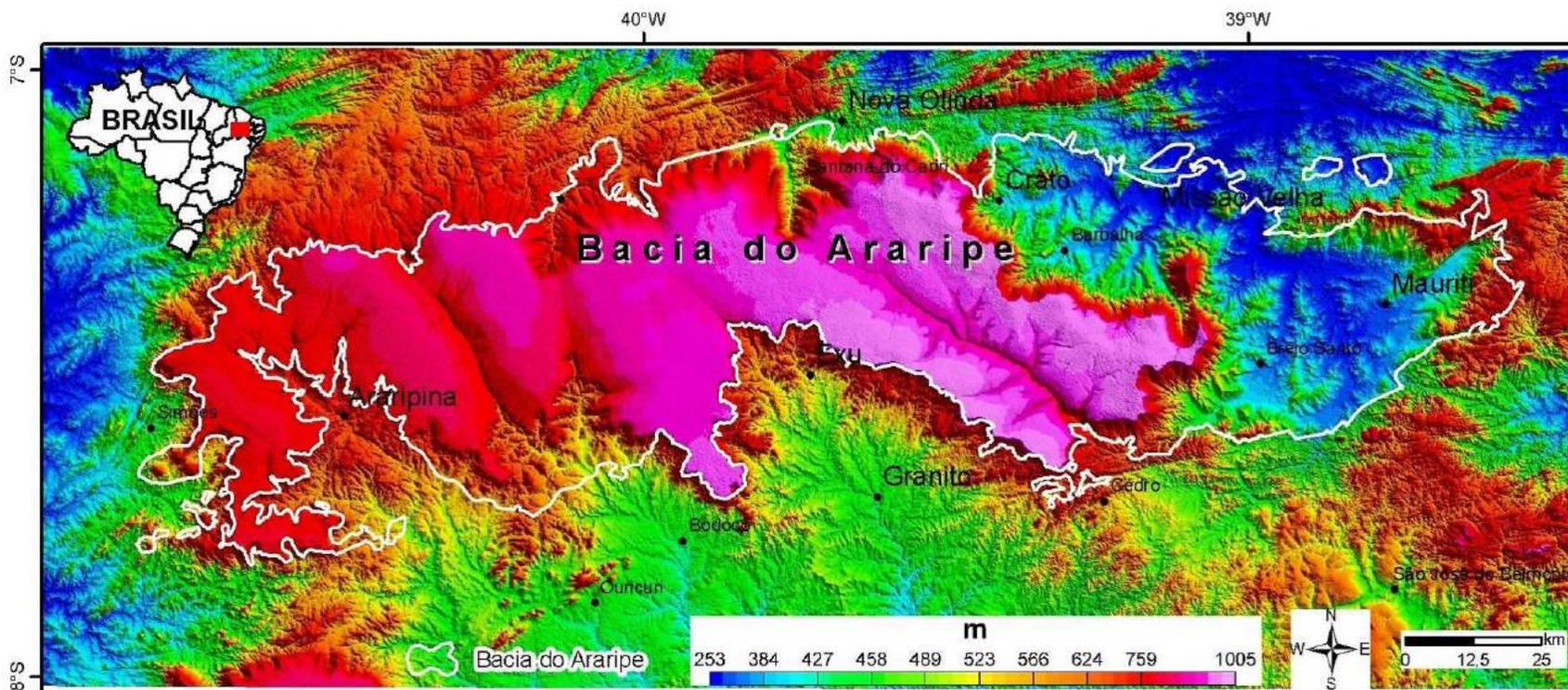


Figura 1.4 - Modelo digital do terreno da região da Chapada do Araripe construído a partir de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*). Destaque para a rede de drenagem com direção NW-SE sobre a região Chapada do Araripe. O contorno em linha branca indica o contorno dos domínios da bacia.

CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo descreve o fluxograma desenvolvido nesta pesquisa para a caracterização geológica e geomecânica das formações Crato e Ipubi (Figs. 2.1 e 2.2).

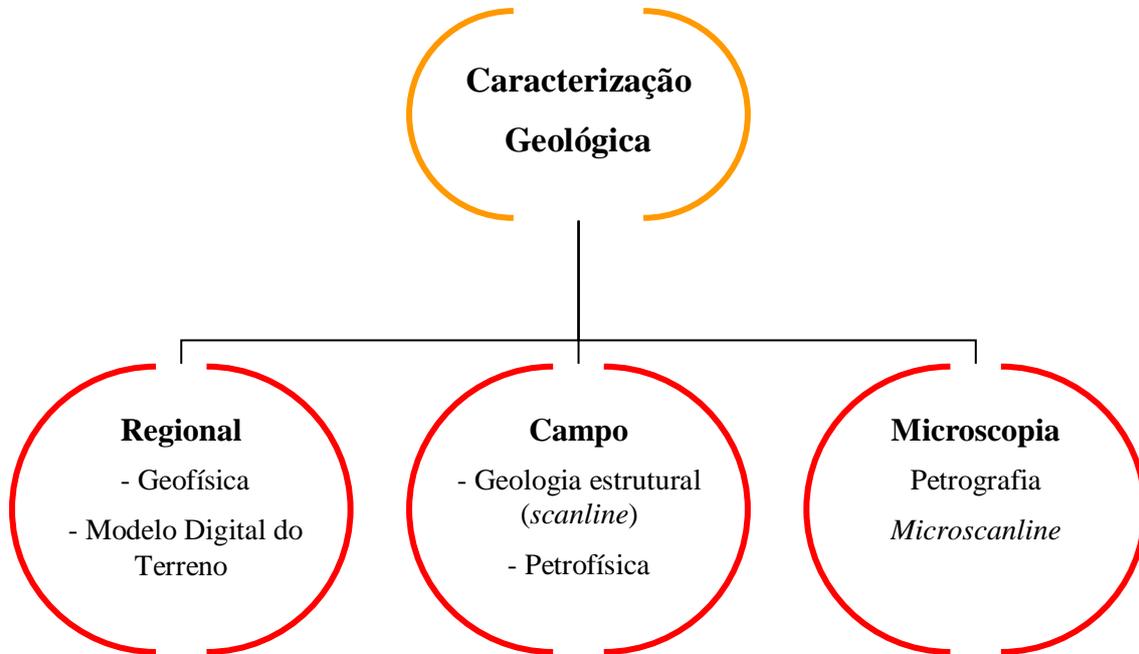


Figura 2.1 – Fluxograma das etapas desenvolvidas durante a caracterização geológica das formações Crato e Ipubi.

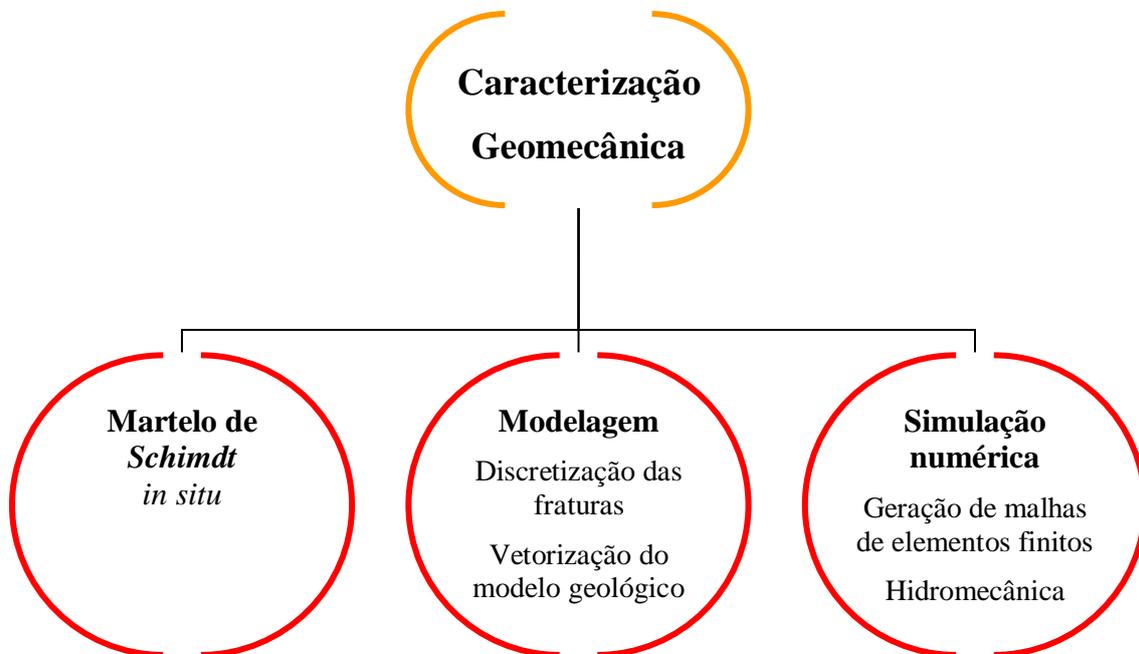


Figura 2.2 - Fluxograma das etapas desenvolvidas durante a caracterização geomecânica das formações Crato e Ipubi.

2.1 – CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

A caracterização geológica das formações Crato e Ipubi foi executada contemplando análises de dados regionais, de campo e escala microscópica. O levantamento em escala regional foi realizado a partir de dados gravimétricos e topográficos de satélite. Na escala de afloramento foram coletados dados estruturais de ambas as formações e também do embasamento adjacente à Bacia do Araripe, na tentativa de estabelecer relações entre os sistemas de fraturamento nos dois domínios.

2.1.1 – Geofísica - Gravimetria

Para esta etapa da caracterização da bacia, e da região da área de estudo, foram utilizados dados de gravimetria oriundos de levantamentos executados por satélite e levantamentos de estações terrestres. A caracterização geofísica dos domínios da bacia e do embasamento cristalino adjacente foi realizada a partir de quatro etapas: a) aquisição e adequação da base de dados geofísicos gravimétricos; b) processamento e modelagem dos dados; c) produção dos mapas e perfis de profundidade do topo do embasamento; e d) interpretação dos resultados.

Foi realizada uma análise dos principais alinhamentos produzidos pelas anomalias gravimétricas, associadas ao embasamento adjacente e ao embasamento recoberto pela bacia, o que serviu para observar a evolução tectônica da Bacia do Araripe. A existência desses lineamentos foi inferida a partir do mapa gravimétrico residual, através do qual é possível remover a influência da interface crosta/manto, permitindo um realce melhor das estruturas crustais (anomalias mais rasas), que podem ser melhor correlacionadas com os dados estruturais de superfície.

2.1.1.1 - Base de Dados

Os dados de topografia e anomalia gravimétrica de ar livre foram obtidos através dos satélites GEOSAT e ERS 1, a partir do Instituto de Oceanografia da Universidade da Califórnia, San Diego (Sandwell & Smith, 1997). O banco de dados é composto por 6466 estações de medição dispostas em uma malha regular, ou grid, de 1' x 1' de arco que recobre a região da Bacia do Araripe (Fig. 2.3). O banco de dados gravimétricos composto por estações terrestres foi gentilmente cedido pelo Prof. David de Castro (UFRN), e é composto por 777 estações levantadas na região da Bacia do Araripe (Fig. 2.4). Esta base de dados foi fornecida com a anomalia Bouguer calculada para cada estação, de acordo com a metodologia adotada por Castro & Castelo Branco (1999).

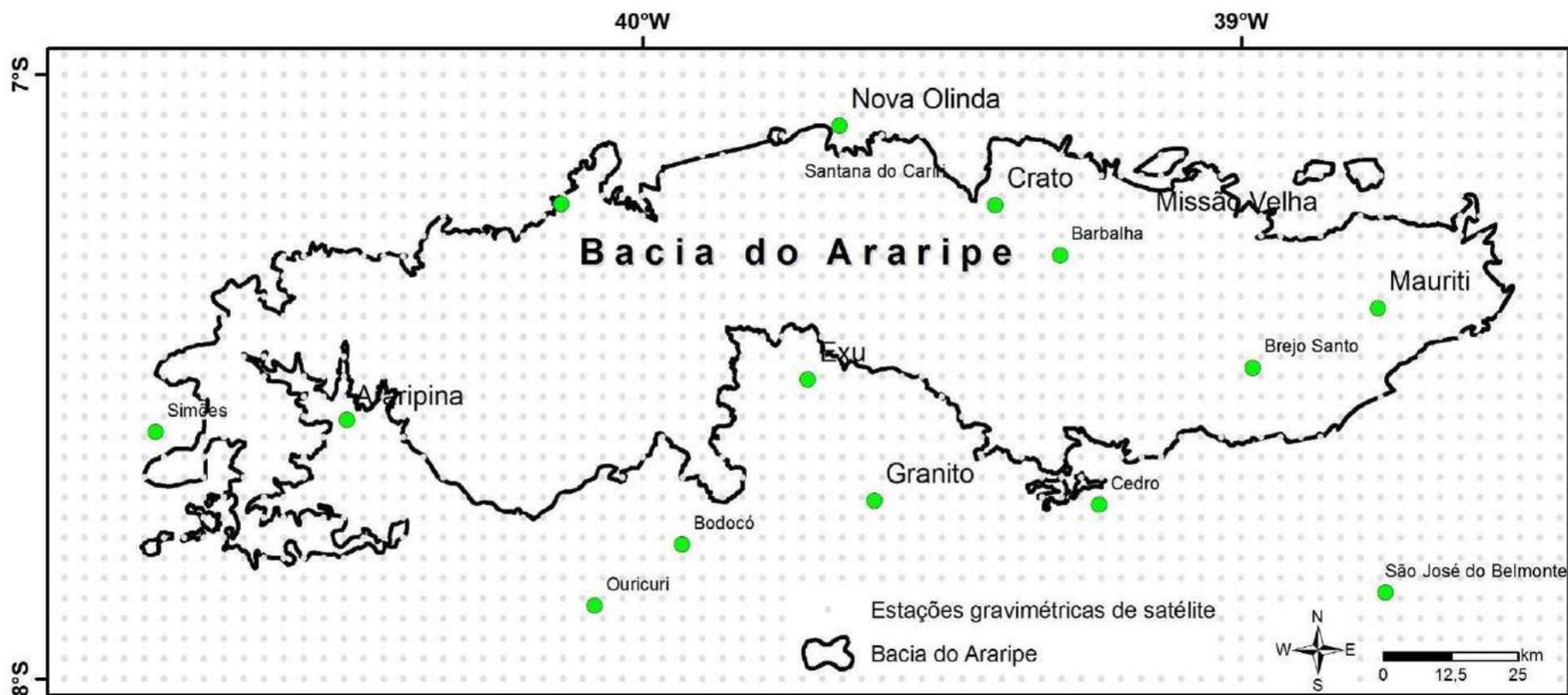


Figura 2.3 - Mapa de localização das 6466 estações gravimétricas obtidas através de levantamento de satélites (Sandwell & Smith, 1997), que recobrem a região da Bacia do Araripe. O grid utilizado apresenta espaçamento regular de 2 km x 2 km.

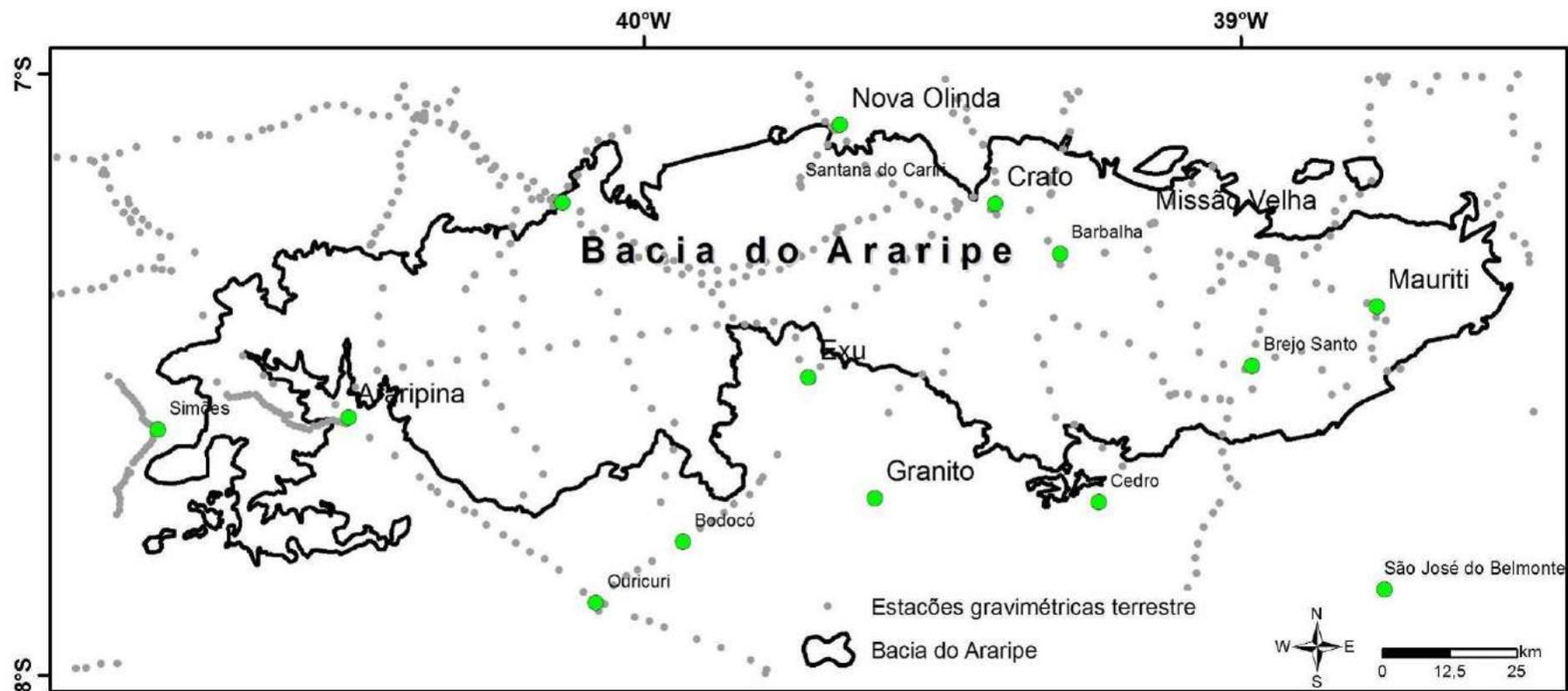


Figura 2.4 - Localização das 777 estações gravimétricas terrestres levantadas na região da Bacia do Araripe (Castro & Castelo Branco, 1999), que compõem o segundo banco de dados geofísicos utilizados na pesquisa para a elaboração dos mapas.

2.1.1.2 - Interpolação e Processamento dos Dados

Após o ajuste do banco de dados gravimétricos de satélite, foi realizada a primeira parte do processamento dos dados, a partir da interpolação dos valores de topografia e de anomalias Ar Livre por meio do método de mínima curvatura. O mapa de anomalias Bouguer de satélite foi obtido a partir da relação entre os valores de anomalia de Ar Livre e da Topografia (Oliveira, 2008). Os dados de anomalias Bouguer terrestre também foram interpoladas pelo método de mínima curvatura. Após os procedimentos de edição e interpolação foram gerados os mapas gravimétrico Bouguer (satélite e terrestre) da Bacia do Araripe.

Nos mapas gravimétricos Bouguer, de satélite e terrestre, foi utilizado o filtro gaussiano para a extração das componentes regional e residual. Esta técnica se baseia na aplicação de um filtro de frequência do tipo passa-banda, onde os dados de saída apresentam uma distribuição gaussiana (ou normal), e o ponto de corte escolhido é o desvio padrão da função gaussiana. O operador matemático (L) deste filtro no domínio da frequência é dado pela seguinte expressão:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}}$$

onde: "k" é número de onda (ciclos por quilômetro) e "k₀" é o desvio padrão da função em ciclos/km.

Antes da aplicação do filtro gaussiano foi obtido o espectro de potência radial médio dos valores do mapa de anomalia Bouguer, para ambos os dados de satélite e terrestre (Figs. 2.5, 2.6). A análise do espectro de potência permitiu a escolha dos intervalos de números de onda adequados para a separação das componentes referentes a anomalias geradas por estruturas rasas e profundas, conforme a técnica de Spector & Grant (1970). O número de onda de corte escolhido para os dados de satélite foi de 0.05 (ou comprimento de onda igual a **20 km**). Para os dados de gravimetria terrestre, o número de onda de corte selecionado foi de 0.036 (comprimento de onda de **8 km**). Os valores do número de onda escolhidos correspondem a um ponto da curva do espectro o qual pode ser definido através do cruzamento de retas que representam as principais tendências do espectro, onde a reta com a maior inclinação está relacionada com as componentes regionais, e a reta de menor inclinação está relacionada as componentes residuais. Em termos práticos, a componente residual deve ressaltar anomalias originadas por fontes intracrustais (rasas), enquanto que a componente regional é influenciada por fontes na interface crosta/manto, ou mais profundas que a descontinuidade de Mohorovicic (Fig. 2.7).

A partir dos dados gravimétricos terrestres também foi gerado um mapa da derivada na direção Z, ou vertical. Este filtro é definido matematicamente pela seguinte expressão no domínio da frequência:

$$L(r) = r^n$$

O parâmetro "n" é a ordem de diferenciação e "r" representa o número de onda (radianos por unidades de medição): $r = 2\pi k$, onde "k" é definido como ciclos por unidade de medição. A derivada vertical é comumente aplicada aos dados de campos potenciais para realçar fontes geológicas rasas ou residuais.

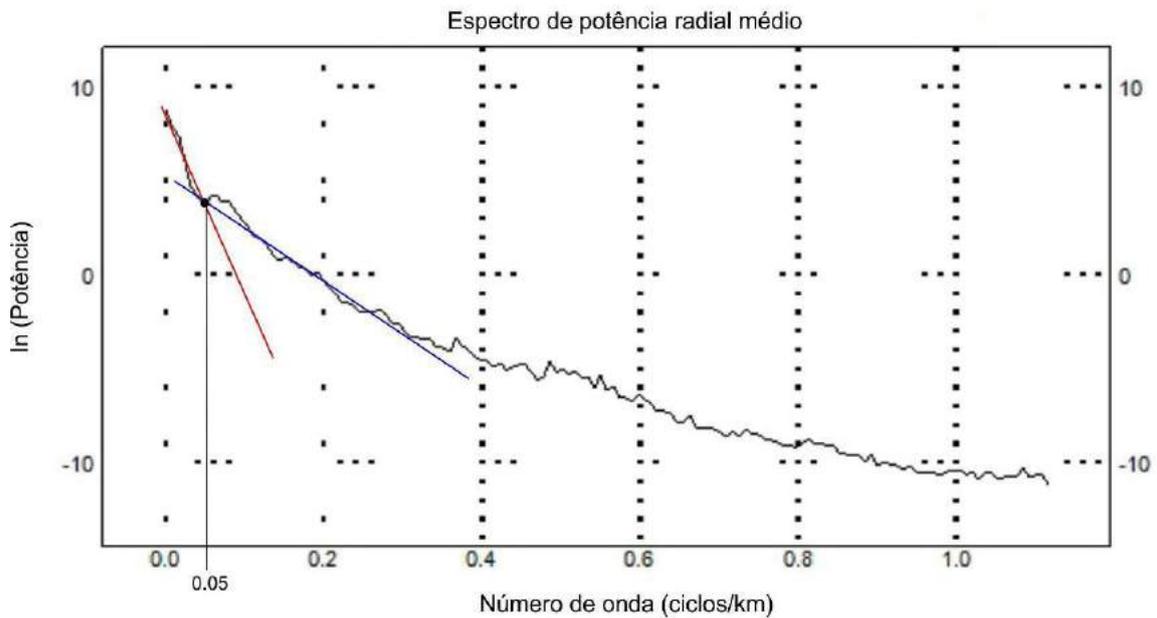


Figura 2.5 - Exemplo da análise do espectro de potência radial médio dos dados gravimétricos de satélite de anomalia Bouguer, aplicada para definir as componentes relacionadas às anomalias rasas e profundas. O gráfico apresenta os intervalos dos números de onda (comprimentos de onda) utilizados para determinar o intervalo de aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.

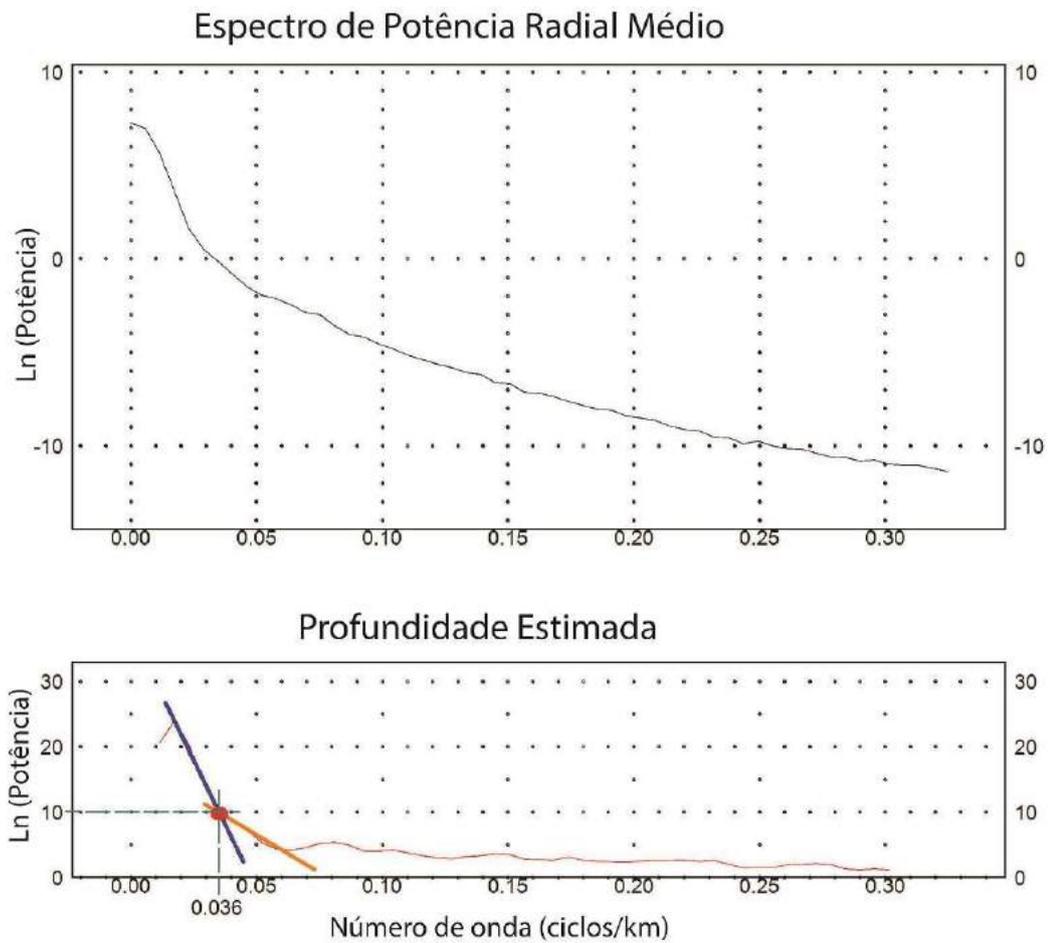


Figura 2.6 - Exemplo da análise do espectro de potência radial médio dos dados gravimétricos terrestres de anomalia Bouguer, aplicada para definir as componentes relacionadas às anomalias rasas e profundas. O gráfico apresenta os intervalos dos números de onda (comprimentos de onda) utilizados para determinar o intervalo de aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.

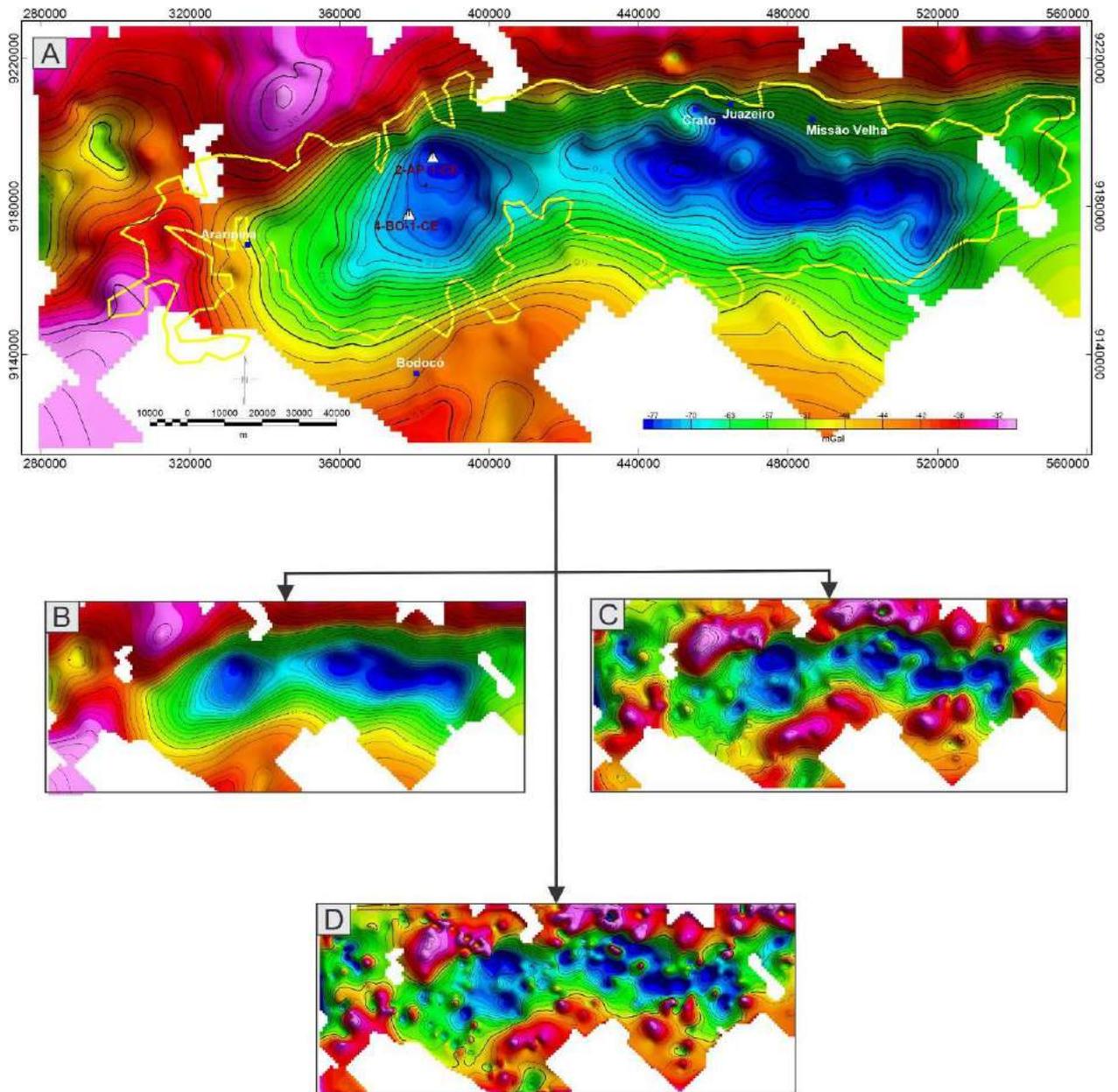


Figura 2.7 - Fluxograma do processamento utilizado para o banco de dados de estações terrestres de anomalia Bouguer da região da Bacia do Araripe. A) Mapa de anomalias Bouguer; B) Mapa Bouguer regional, após a utilização do filtro gaussiano; C) Mapa Bouguer residual; e D) Mapa gravimétrico da primeira derivada vertical. A localização dos poços 2 AP-1 e 4 BO-1, cujos dados foram utilizados para a modelagem dos dados geofísicos está mostrada em A.

2.1.1.3 - Modelagem Gravimétrica 3D

O procedimento utilizado na modelagem gravimétrica 3D do topo do embasamento envolveu o processo de inversão das anomalias Bouguer dos dados terrestres através da técnica de dois corpos com densidade constante e geometria variável (Talwani & Ewing, 1960; Al-Chalabi, 1972).

O procedimento computacional para este tipo de modelagem foi apresentado por Rao & Babu (1991). Nesta abordagem o contraste de densidade varia com a profundidade por meio da seguinte função quadrática:

$$\Delta\rho(z) = a_0 + a_1z + a_2z^2;$$

onde "z" representa a profundidade medida (positiva para baixo), "a0" é o valor do contraste de densidade na superfície, e "a1" e "a2" representam constantes da função quadrática.

As profundidades da topografia do topo do embasamento são estimadas a partir da seguinte equação:

$$Z(i,j)^{(1)} = gobs(i,j) / 2 \pi G a_0 ,$$

onde "Z (i,j) ⁽¹⁾" representa o valor inicial para a profundidade da base do prisma em um ponto (i,j) qualquer da malha, "gobs" representa o valor da anomalia gravimétrica observada e "G" é a constante de gravitação universal.

O efeito gravimétrico devido ao conjunto de prismas (*gcalc*) é calculado para cada ponto da malha, usando as espessuras obtidas nas iterações prévias.

A diferença entre as anomalias observadas e estimadas na k-ésima iteração ($\Delta g^{(k)}$) é calculada e as novas estimativas para as espessuras dos prismas são obtidas pela seguinte expressão:

$$Z(i,j)^{(k+1)} = [\Delta g(i,j)^{(k)} / 2 \pi G \Delta \rho] + Z(i,j)^{(k)}.$$

O processo é repetido até que a anomalia estimada seja ajustada satisfatoriamente à anomalia observada. O modelo prismático obtido deve representar a melhor estimativa para o topo do embasamento de uma bacia sedimentar. Neste caso, o contraste de densidade é o único parâmetro que precisa ser definido para se iniciar o processo de modelagem inversa.

Para a modelagem feita por esta pesquisa foi utilizado um contraste de densidade com valor igual a 0.45. Este valor foi escolhido com base na comparação de exemplos da literatura que mostram semelhanças de litologias e profundidades estimadas para a cobertura sedimentar.

Para a calibração deste modelo foram utilizados dados obtidos a partir do poço 2-AP-1-CE que foi perfurado na região central da Bacia do Araripe e que atingiu o embasamento cristalino a uma profundidade de 1498 m (Assine, 2007).

2.1.2 - Modelo Digital de Elevação do Terreno

Imagens de contorno do relevo foram geradas a partir de dados de altimetria obtidos através de sensor radar, obtidos a partir da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Após a

interpolação dos dados foram obtidos mapas topográficos, escala 1:500.000, iluminados artificialmente em quatro direções (Fig. 2.8), com o objetivo de ressaltar as estruturas ortogonais à direção de iluminação escolhida.

2.1.3 – Levantamento geológico-estrutural de campo

Cerca de 270 afloramentos, incluindo exposições de rochas sedimentares e do embasamento, foram analisados durante oito campanhas de campo (totalizando 54 dias de trabalho) (Fig. 2.9) (Anexo 1 - Tabela dos afloramentos visitados). Durante os levantamentos de campo foram coletadas as atitudes de vários tipos de estruturas (foliação, lineação, dobras, acamamentos, fraturas e falhas), o que permitiu a elaboração de uma série de diagramas (estereogramas, rosetas e histogramas) que foram empregados no estudo dos eventos de deformação da área de estudo. Para a coleta dos dados estruturais foram utilizadas bússolas dos modelos *Clar* e *Bruton*, além dos aplicativos *GeoID* e *Rocklogger* utilizados a partir de smartphones e tablets. A comparação desses diferentes métodos de aquisição de atitudes mostrou que os aplicativos *GeoID* e *Rocklogger* representam ferramentas muito eficientes que facilitam a aquisição de um grande número de medidas em um espaço de tempo menor do que é realizado com equipamentos analógicos, além de permitir a observação das medidas em estereogramas e diagramas de roseta durante o processo de aquisição das informações (Fig. 2.10). A utilização destes softwares a partir de equipamentos digitais permite uma pré-análise dos dados, de forma direta e mais prática, e também torna mais prático e eficiente o tratamento de qualquer quantidade de dados obtidos nas campanhas de levantamentos de campo (Figs. 2.11 e 2.12).

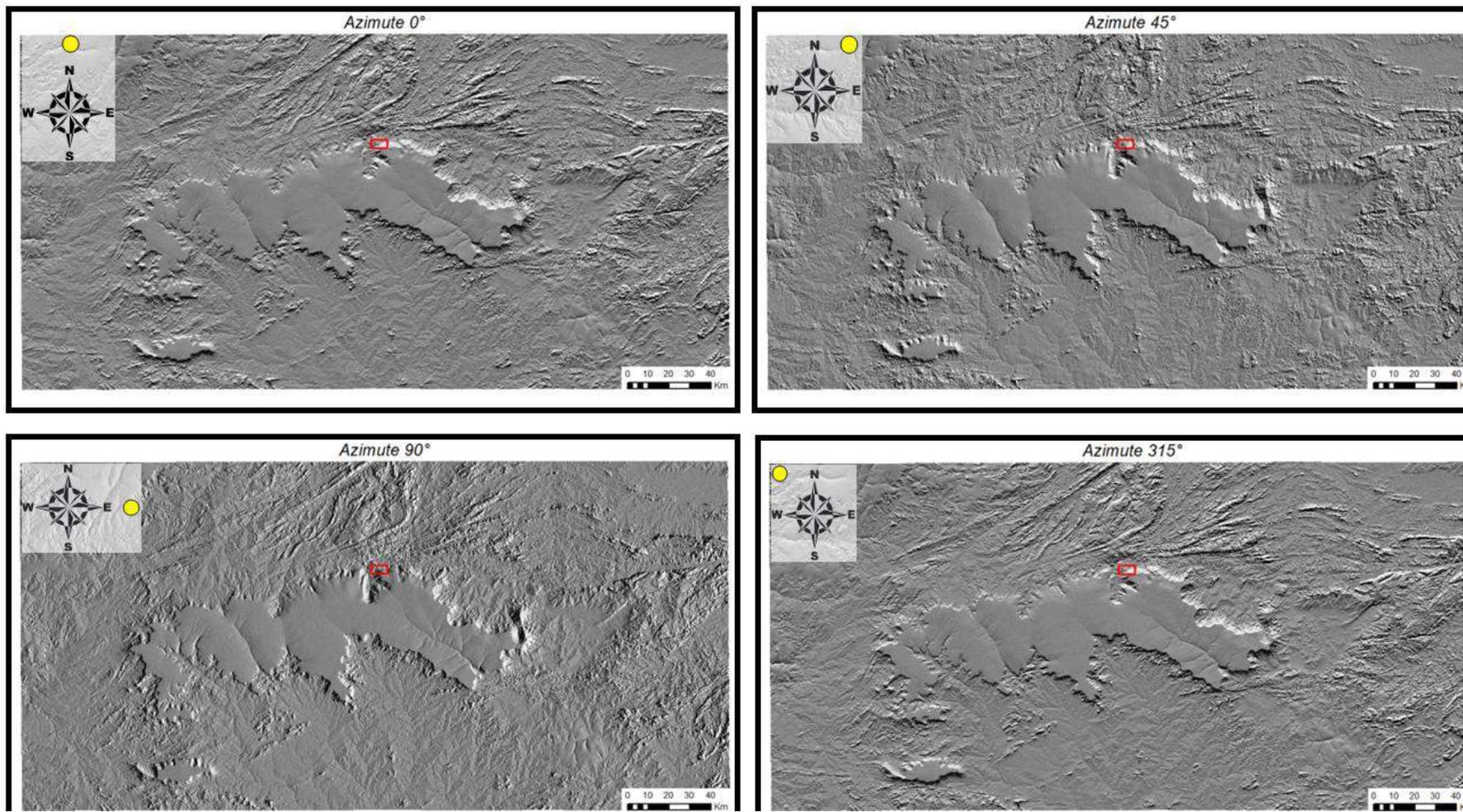


Figura 2.8 - Mapas com o modelo digital de terreno da região da Bacia do Araripe, obtido a partir de dados de altimetria por radar (SRTM). A figura mostra quatro diferentes orientações de iluminação do relevo sombreado (Lourenço *et al.*, 2013).

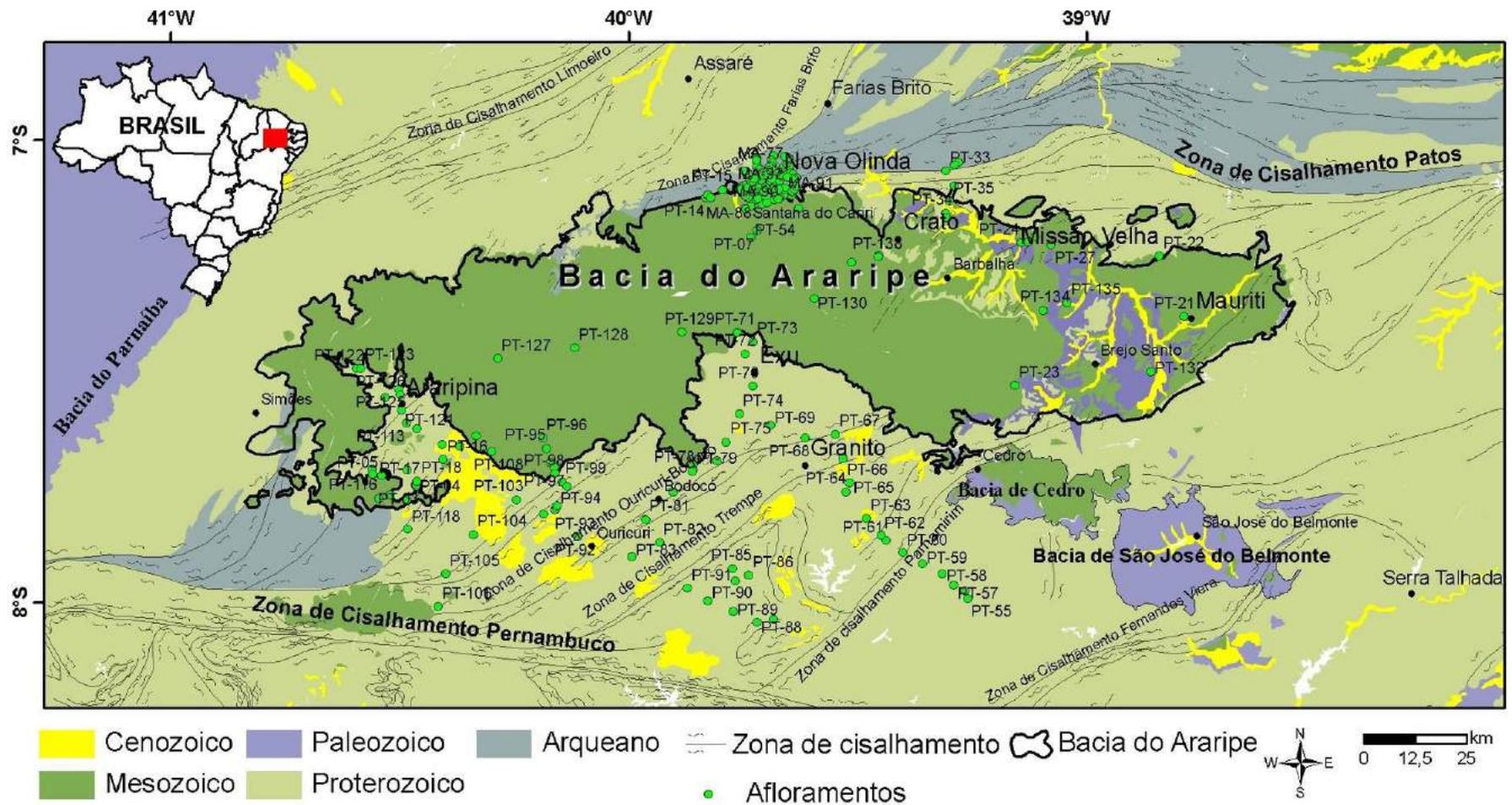


Figura 2.9 - Mapa geológico simplificado da região da Bacia do Araripe com a localização dos afloramentos visitados.

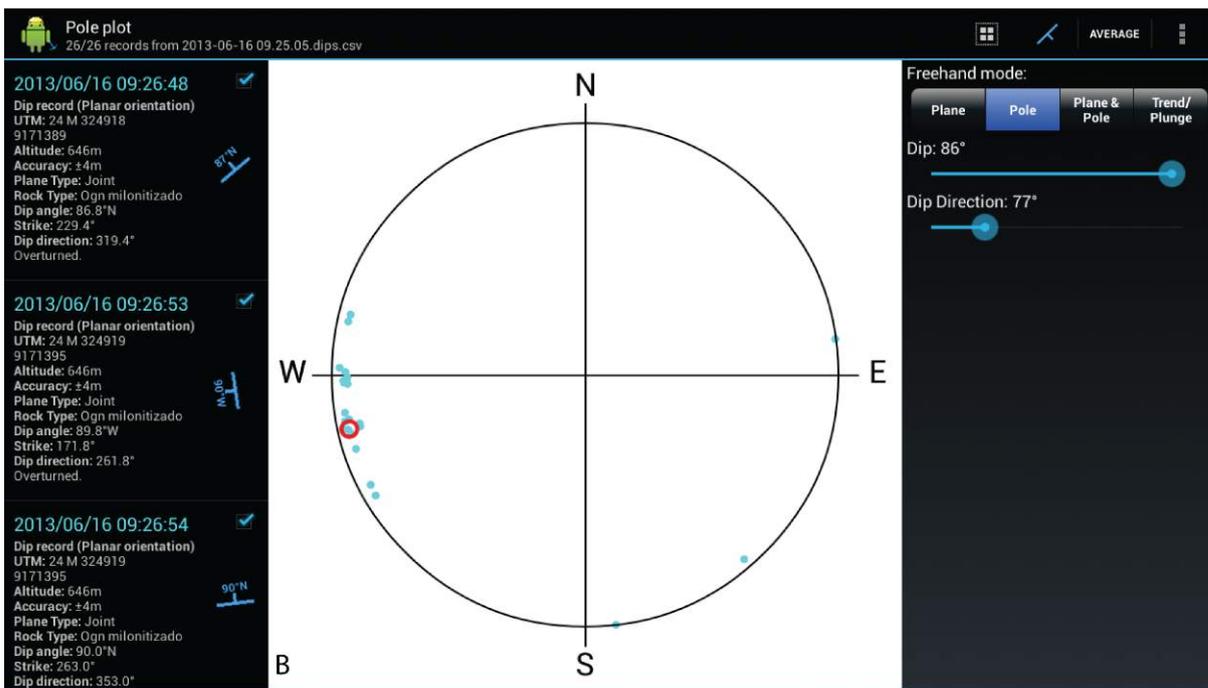


Figura 2.10 - Tela de trabalho do aplicativo *Rocklogger* utilizado para coleta de atitudes das estruturas observadas na área de estudo. A) Tela de aquisição da medida com as atitudes da estrutura; e B) Estereograma ilustrando as medidas obtidas por afloramento e tipo de estrutura.

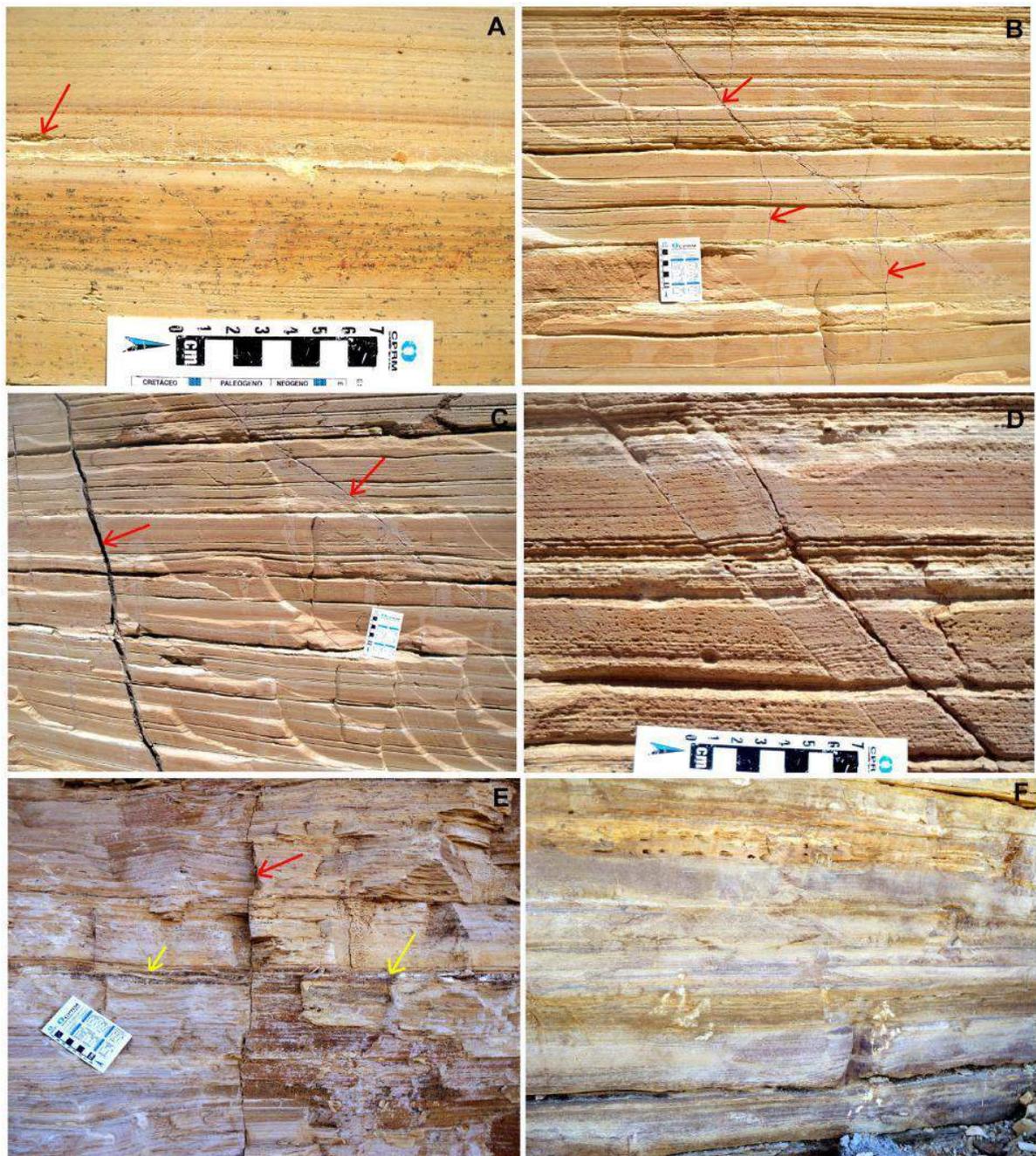


Figura 2.11 – Exemplos de feições estudadas nos depósitos da Formação Crato (calcários laminados) na região de Nova Olinda-Santana, CE: A) pequenos *vugs* (seta vermelha) formados entre as laminais de carbonato; B) fraturas de cisalhamento subverticais; C) fraturas abertas e parcialmente preenchidas; D) fraturas de cisalhamento; E) fratura vertical aberta (seta vermelha) e fratura de alívio parcialmente selada por calcita (setas amarelas); e F) zonas de dissolução preferencial em níveis verticais, ao longo de fraturas de alívio entre as laminações.

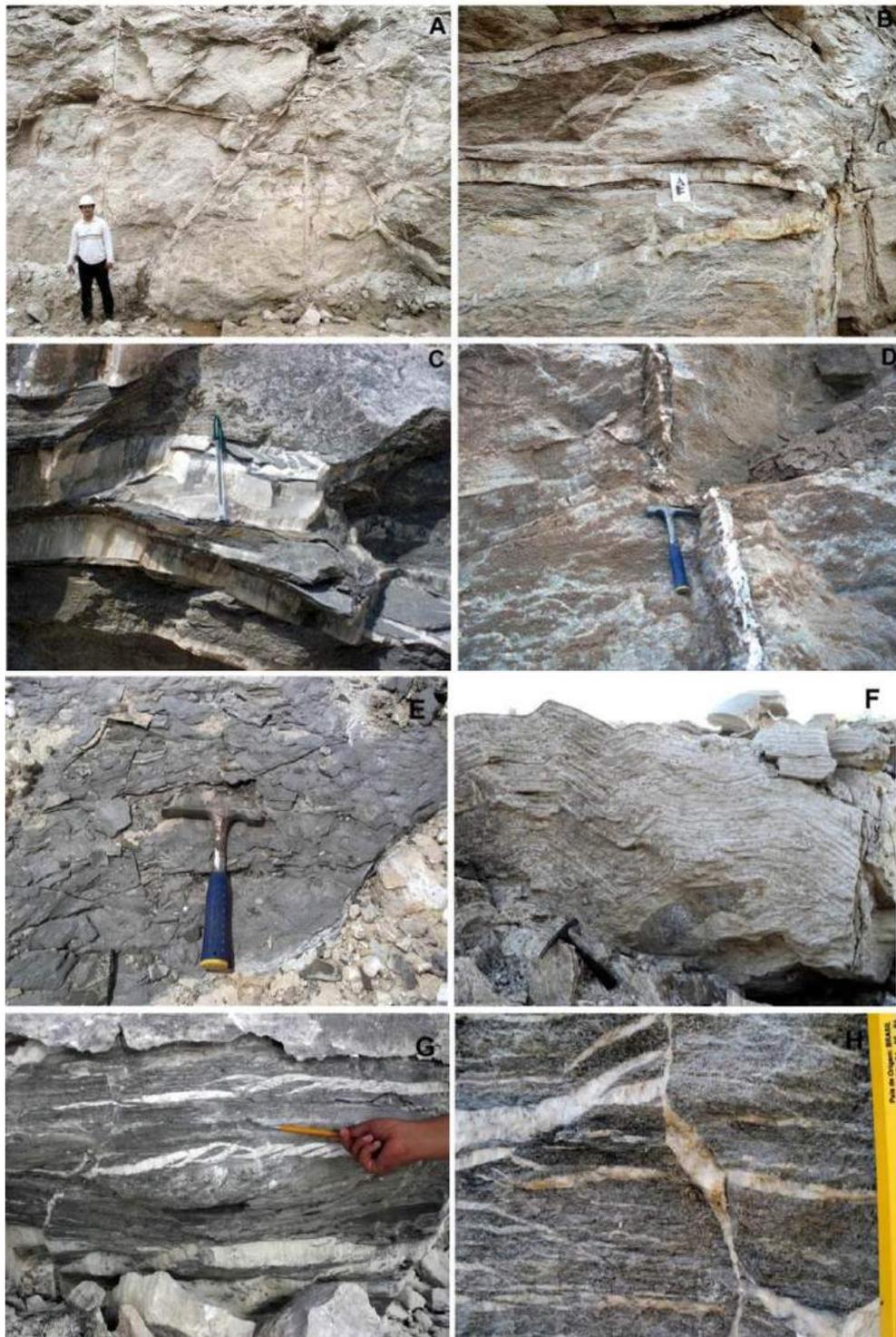


Figura 2.12 – Exemplos de estruturas estudadas nas rochas evaporíticas da Formação Ipupi: A) Trama de fraturas preenchidas por gipsita fibrosa (Mina Pedra Branca, CE); B) Detalhe de fraturas de alívio preenchidas com gipsita fibrosa; C) Detalhe de fraturas preenchidas com gipsita fibrosa e argila; D) Detalhe do núcleo de preenchimento de fratura; E) Detalhe da camada de folhelho escuro que ocorre na base da camada de evaporitos; F) Detalhe de camada de gipsita dobrada; G e H) Detalhe de fraturas de extensão preenchidas por gipsita fibrosa em corpo de gipsita microcristalina.

2.1.3.1 - Técnica de *scanline*

A coleta dos atributos das fraturas naturais que ocorrem nas formações Crato e Ipubi, foi realizada ao longo de linhas de varredura contínua (*scanlines*), localizadas de forma aleatória (1D), e em áreas delimitadas (quadrados) (2D) (Dershovitz & Herda 1992; Marrett *et al.*, 1999; Rouhrbaugh *et al.*, 2002; Ortega *et al.*, 2006; Sanderson & Nixon, 2015). A técnica foi aplicada para a coleta de atributos de fratura em afloramentos das duas formações e em lâminas petrográficas da Formação Crato. Ao longo das *scanlines* foi possível coletar alguns atributos das estruturas, tais como: espaçamento entre as fraturas, espessura de abertura, orientação, morfologia, relação de interseção, composição do preenchimento dos veios (Ortega *et al.*, 2006; Gale & Gomez, 2007; Guerriero *et al.*, 2010; Hooker *et al.*, 2012; Miranda *et al.*, 2012b; Hooker *et al.*, 2013). Para a coleta das medidas de abertura das estruturas, que podem ser vistas a olho nú ou com o auxílio de lupa de bolso, foi utilizado uma régua comparadora (comparator), desenvolvida por Ortega *et al.* (2006). Esta régua possui valores padronizados em escala logarítmica, espaçados entre 0,05 e 5 mm, e foi desenvolvida para facilitar o agrupamento das medidas obtidas com o processo de análise (leitura), das estruturas ao longo da *scanline* (Ortega *et al.*, 2006) (Fig. 2.13).

Foram realizadas dezenas de *scanlines* (1D) em escala de afloramento nas formações Crato e Ipubi, porém apenas 25 *scanlines* foram efetivamente aproveitadas (Anexo 2), após extensivo processo de seleção dos levantamentos mais representativos. O critério utilizado para a seleção das melhores *scanlines* foi o coeficiente de correlação (R^2) dos dados em gráfico log-log (vide intensidade de fraturamento), de acordo com as leis de potência obtidas. As *scanlines* que apresentaram as maiores dispersões de dados ($R^2 < 0,8$) não foram utilizadas neste trabalho. As linhas de varredura foram realizadas nos afloramentos tanto em pavimento (Fig. 2.15), como em superfícies verticais formadas pelo processo de lavra nas minas. Neste caso foram realizadas *scanlines* verticais e horizontais (Fig. 2.14). O processo de varredura linear foi realizado preferencialmente de forma perpendicular à orientação dominante das estruturas, fraturas naturais, com objetivo de coletar os atributos das fraturas com as espessuras verdadeiras. Nos pontos onde as estruturas medidas não estão posicionadas de forma perpendicular à linha de leitura, os dados de abertura e espaçamento foram corrigidos utilizando o cálculo trigonométrico proposto por Terzaghi (1965).

Também foram realizadas *scanlines* lineares em lâminas petrográficas, procedimento necessário para cobrir a ocorrência de estruturas na escala microscópica, que também foram geradas por efeito de esforços deformacionais, mas que não são visualizadas com lupas de bolso no levantamento de campo (vide tópico 2.3).

A varredura das estruturas realizada em uma área definida (2D), foi executada em afloramentos da Pedreira Três Irmãos, localizada na região de Nova Olinda. A aquisição foi realizada

na superfície de uma das frentes de lavra (bancada) de calcário laminado com aproximadamente 70 m², dividido em malha regular de 242 células quadradas, com 60 cm de lado. Os valores obtidos foram plotados no centro de cada célula (Fig. 2.16) (Dershovitz & Herda 1992; Sanderson & Nixon, 2015).

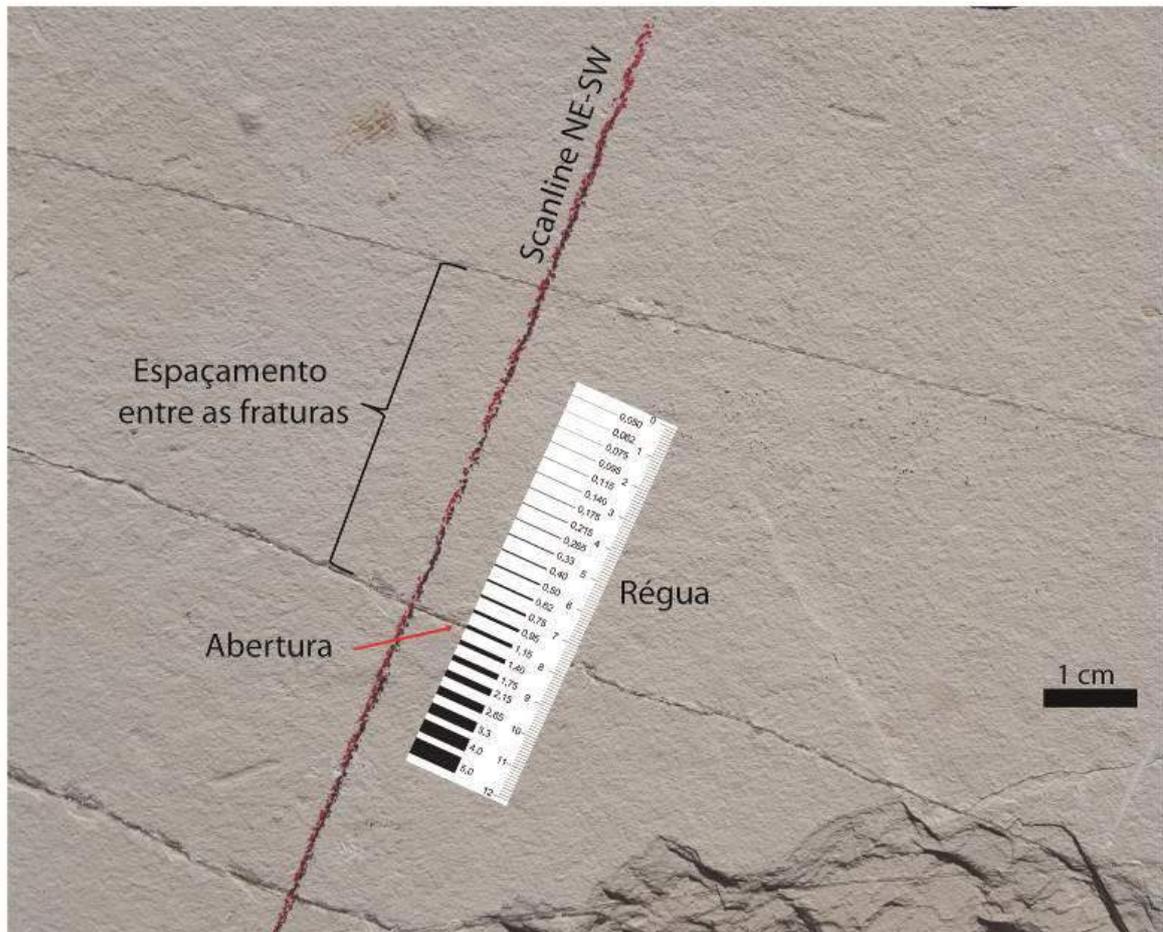


Figura 2.13 - Exemplo da aplicação da técnica de *scanline* linear em pavimento de afloramentos de calcário laminado da Formação Crato, em uma mina na região de Nova Olinda. Detalhe do uso da régua comparadora, com medidas normalizadas, para executar a leitura da abertura das fraturas.



Figura 2.14 – Fotos de trabalho de campo mostrando o procedimento de coleta das atitudes das estruturas em depósitos de evaporitos da Formação Ipubi, nas exposições das minas estudadas. As *scanlines* foram executadas em pavimentos e nas seções das bancadas (vertical e horizontal).



Figura 2.15 – Execução de *scanline* em pavimento de uma frente de lavra de calcário laminado, Mineração Pedras Cariri, Nova Olinda, CE. Neste mesmo afloramento, PT-09, também foram realizadas: caracterização geomecânica com uso do martelo de *Schmidt* e coleta de plugs (verticais ao acamamento) para análise petrofísica.

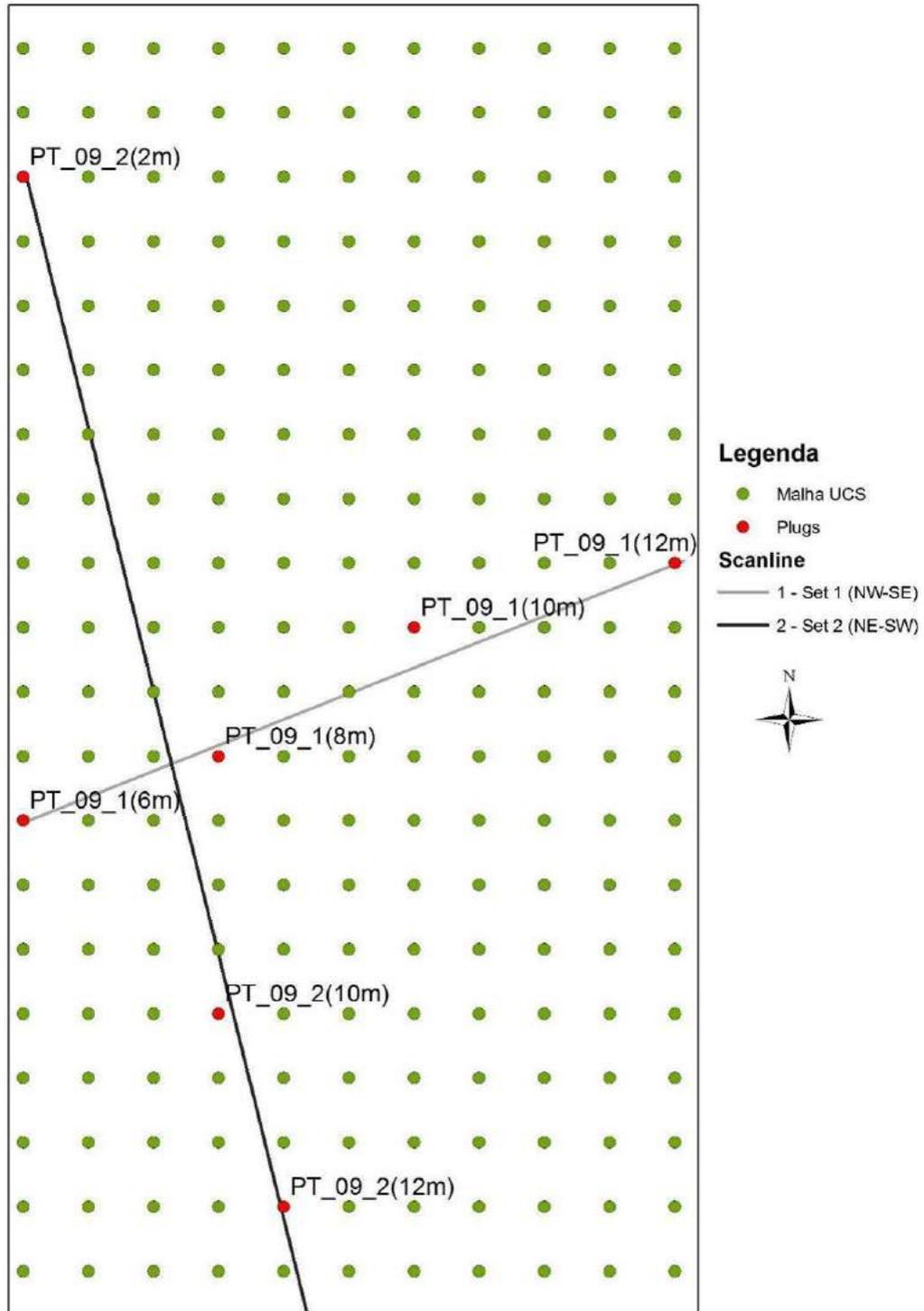


Figura 2.16 – Diagrama esquemático da área de varredura das estruturas no pavimento de lavra de uma das minas, conforme observado na Fig. 2.13. A área foi dividida em uma malha regular, com 242 células (quadrados com 60 cm de lado), onde foram realizados os levantamentos de resistência mecânica *in situ*, com o Martelo de *Schmidt* e geológico estrutural (*scanlines* 1D e 2D) nos calcários laminados da Formação Crato, PT-09. Ao longo das *scanlines* lineares (*sets* 1 e 2) foram coletados seis plugs (verticais ao acamamento) para a realização de análise petrofísica.

Intensidade de fraturamento

A intensidade de fraturamento é comumente tratada como um número observado de fraturas ou seguimentos de fraturas divididos pelo comprimento, área ou volume da *scanline* (Dershovitz & Herda 1992; Sanderson & Nixon, 2015). O cálculo de densidade pode ser feito em diferentes dimensões, a depender da disponibilidade de afloramentos e do tipo de aplicação buscado pela análise a ser realizada. Neste trabalho foram realizados dois tipos de cálculo de intensidade de fraturamento: P10 (*scanline* 1D) e P21 (*scanline* 2D) (Fig. 2.17).

O processamento dos dados de fratura em gráficos construídos a partir da distribuição em escala log-log permite o ajuste e a aplicação das informações de acordo com uma lei de potência estabelecida (Marrett *et al.*, 1999; Marrett *et al.*, 2007). A análise da intensidade de fraturamento, P10, foi calculada a partir das *scanlines* realizadas em afloramento e em lâminas petrográficas. Estes dados foram organizados em planilhas padronizadas e em seguida foram processados de acordo com a metodologia proposta por Ortega *et al.* (2006), seguindo os passos listados abaixo:

1. Organizar todos os valores de aberturas das fraturas em ordem decrescente;
2. Numerar as aberturas das fraturas organizando os valores em classes, a partir de 1, da maior abertura até a menor (gerar uma lista cumulativa);
3. Selecionar as classes de fraturas para o cálculo da frequência acumulada;
4. Normalizar os números cumulativos pelo tamanho total da *scanline*. Este parâmetro fornece a estimativa da frequência cumulativa de fraturas por metro.
5. Construir um gráfico log-log da frequência cumulativa *versus* os valores da abertura da fratura. Este procedimento fornece uma distribuição dos pontos que pode ser definido como uma lei de escalas que descreva a relação abertura x frequência. Neste estudo foi utilizada a relação da lei de potência para ajustar a distribuição dos dados conforme a distribuição observada.
6. Análise dos parâmetros da lei de potência gerada pela correlação, para o melhor ajuste observado, isto é, o coeficiente e o expoente escalar da lei de potência.

Os dados obtidos a partir desta metodologia foram utilizados para se inferir a orientação e frequência das estruturas a serem consideradas na construção de modelos computacionais, sintéticos e reais, para a simulação numérica de reservatórios.

O cálculo de densidade de fraturamento P21 foi realizado em uma área de 72 m², distribuídos em malha regular (Fig. 2.16), no afloramento PT-09. O somatório dos comprimentos dos traços das fraturas presentes em cada célula da malha foi dividido pela área da célula. Este cálculo fornece uma medida de densidade em fraturas por metro. Neste trabalho, a soma dos comprimentos das estruturas

foi separada de acordo com o tipo da estrutura: falhas ou veios. Posteriormente estes dados obtidos conforme a modalidade P21 foram interpolados para a geração de um mapa de linhas de contorno da área total amostrada. O método de interpolação utilizado foi o de krigagem simples.

		Dimensão da Fratura			
		0 Número	1 Comprimento	2 Área	3 Volume
Dimensão da região de amostragem	1 linha	P ₁₀	P ₁₁		
	2 área	P ₂₀	P ₂₁	P ₂₂	
	3 Volume	P ₃₀		P ₃₂	P ₃₃

Figura 2.17 – Tabela das dimensões dos cálculos de densidade de fratura. As colunas mostram as dimensões da fratura e as linhas representam as dimensões das áreas amostradas. Neste trabalho foram utilizados os cálculos P10 e P21 (Dershovitz & Herda, 1992).

2.1.3.2 - Análise espacial das fraturas naturais e cálculo de *Strain*

A técnica de análise espacial do arranjo das fraturas foi utilizada neste trabalho somente para os dados obtidos nos calcários laminados da Formação Crato. Para estudar a organização espacial das famílias de fraturas naturais nestes depósitos foi usada a técnica de Correlação de Contagem (*Correlation Count*) através do software CorrCount, desenvolvido pelo professor Randall Marrett (*Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin*). Este programa se baseia na técnica de correlação de soma (Grassberger, 1983; Hentschel & Procaccia, 1983; Hilborn, 1994), e de análise do semivariograma geostatístico (Deutsch & Journel, 1998; Jensen *et al.*, 1997), para estudar a relação espacial das estruturas de interesse e foi elaborado em linguagem MatLab. Ambas as abordagens (correlação de soma e análise de semivariograma) tratam diretamente da posição das fraturas, logo o tratamento quantifica a sequência de espaçamento entre as fraturas e identifica onde ocorre maior densidade das estruturas, ou seja, onde ocorrem enxames de fraturas (*clusters*). A base de dados utilizada para alimentar o software CorCount foi adquirida através dos levantamentos de *scanline* selecionados para o estudo do fraturamento.

A regularidade do espaçamento das fraturas naturais da Formação Crato foi quantificada através do coeficiente de variação (C_v) da população dos espaçamentos entre as fraturas, $C_v = \sigma/\mu$, onde σ é o desvio padrão da população de espaçamento e μ é média aritmética. Para uma distribuição aleatória de fraturas $C_v = 1$. Então, se $C_v > 1$ as fraturas se apresentam mais clusterizadas que aleatórias; e quando $C_v < 1$, a distribuição das fraturas apresenta menos *clusters*, e há uma maior regularidade na organização espacial das mesmas (Gillespie *et al.*, 2001; Hooker *et al.*, 2013) (Fig. 2.18).

O *strain*, deformação experimentada por um corpo, representado por \mathcal{E} , observado nos depósitos de calcários laminados da Formação Crato, foi calculado a partir da soma das aberturas das fraturas naturais (Σb) dividido pela soma dos espaçamentos (Σs) e soma das aberturas das fraturas naturais (Σb) medidas ao longo das *scanlines*, $\mathcal{E} = \Sigma b / \Sigma s + \Sigma b$ (Kuiper, 1960; Hooker *et al.*, 2013). Neste trabalho foi utilizada a comparação entre valores de \mathcal{E} para a classificação da deformação das rochas, o que permitiu obter a deformação relativa entre as populações de fraturas naturais da Formação Crato.

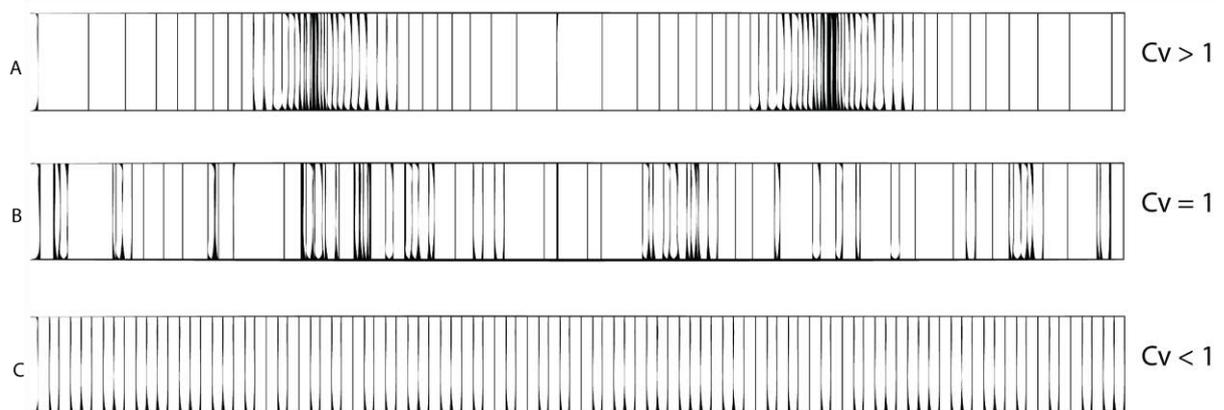


Figura 2.18 - Modelo esquemático mostrando exemplos de distribuição de *sets* de fraturas com o mesmo número de estruturas (100) ao longo de *scanlines* de mesmo tamanho. A) Fraturas com distribuição aleatória, porém com dois *clusters* significantes em termos estatísticos; B) Fraturas aleatoriamente localizadas evidenciando a ocorrência de *clusters*, mas sem significância estatística, $C_v = 1$; C) Fraturas com maior regularidade de espaçamento.

2.1.4 - Caracterização Petrográfica

A descrição petrográfica das amostras das formações Crato e Ipupi foi realizada em meso e micro-escala. As amostras de mão dos calcários laminados e evaporitos foram descritas e, a partir destas, foram separados os melhores espécimes para a confecção das lâminas petrográficas. Foram

realizados estudos petrográficos através de microscópio de luz transmitida, da técnica de catodoluminescência (CL) e através de equipamento de microscopia eletrônica de varredura (MEV).

A catodoluminescência foi utilizada neste trabalho como um método complementar à descrição petrográfica. Esta ferramenta é muito empregada na caracterização estrutural de rochas naturalmente fraturadas, devido à capacidade de realçar feições que não são distinguíveis à microscopia óptica convencional (Laubach & Meghan, 2006; Laubach *et al.*, 2004; Hooker *et al.*, 2012). A catodoluminescência também fornece informações qualitativas sobre a distribuição espacial de alguns elementos traços, em especial Fe^{2+} e Mn^{2+} , em cristais de calcita, dolomita e cimentos diversos (Scholle, 2003). Desta maneira, esta técnica foi principalmente empregada neste trabalho para a determinação da relação temporal de gerações de fraturas e para a caracterização de aspectos diagenéticos da matriz das rochas e do preenchimento observado nas estruturas.

A análise das lâminas petrográficas foi realizada no laboratório de Catodoluminescência do DGEO-UFPE e também no *Bureau* de Geologia Econômica (BEG), Universidade do Texas, em Austin (UT). Na UFPE o estudo petrográfico foi feito em um microscópio petrográfico - Zeiss/Axio Scope.A1, com o equipamento de catodoluminescência acoplado, modelo MK5 fabricado pela empresa *Cambridge Tech*. No BEG-UT foi utilizado um microscópio *Nikon Eclipse LV100* com equipamento de catoluminescência acoplado. O modelo utilizado foi o Reliotron III Cathodoluminescence System - SN Milliken01, fabricado pela empresa Relion. Nas instalações do BEG-UT foi utilizado também um microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo FEI Nova NanoSEM 430, acoplado com o sistema de estereoscopia da energia dispersiva de raio-X (EDS - *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*). Com o uso deste último equipamento, foi possível realizar imagens com aumento de até 300.000x, com objetivo de caracterizar a mineralogia, porosidade primária, geometria e a relação da interface das microfraturas com a matriz em amostras dos calcários laminados.

2.1.4.1 - Análise de *Microscanline*

Neste trabalho foi utilizada a técnica de aquisição de atributos de fratura em lâminas petrográficas, *microscanline* (Laubach, 1997; Ortega & Marrett, 2000; Hooker *et al.*, 2013), para a caracterização das microfraturas naturais que ocorrem nos calcários laminados.

Para a preparação das lâminas que foram utilizadas para a leitura de *microscanlines* a pesquisa adotou o método de quebra (*Break Method*), proposto por Gomez & Laubach (2006). Esta técnica foi basicamente desenvolvida para a quantificação das populações de microfraturas através de lâminas petrográficas confeccionadas de forma contínua, ao longo de uma amostra, sem perda de informação do material devido ao corte de pedaços da amostra para a confecção de lâminas (Fig. 2.19, 2.20).

O primeiro passo para a análise de microfraturas foi a preparação de amostras e a subsequente confecção das lâminas petrográficas super-polidas (Fig. 2.19, 2.20). O segundo passo foi a captura das imagens das lâminas. Este último passo, envolveu a aquisição de imagens de alta resolução para elaboração de mosaicos de fotos, onde foram realizadas as leituras lineares, *microscanlines* (Fig. 2.21).

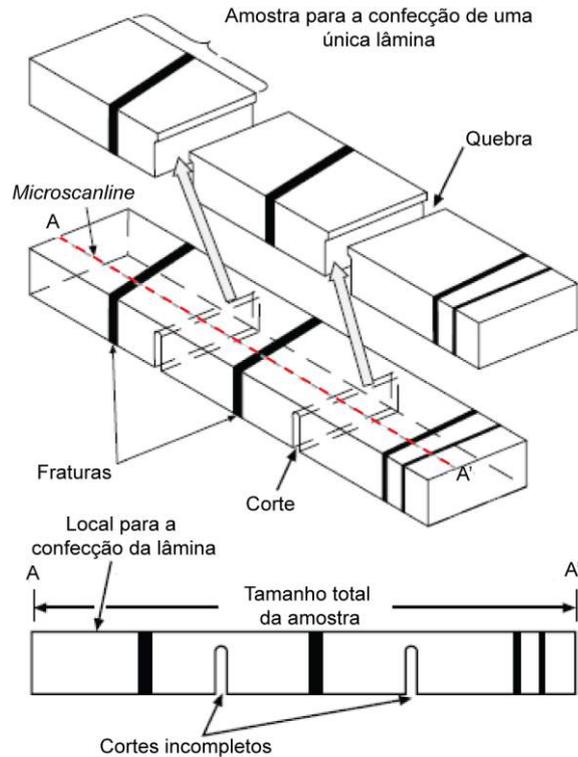


Figura. 2.19 - Procedimento para a preparação de amostras utilizando o *Break Method*. Notar que através desta técnica, apesar da quebra da amostra em lâminas consecutivas, foi realizada a preservação dos trechos da amostra onde é realizada a quebra (Modificado de Gomez & Laubach, 2006).

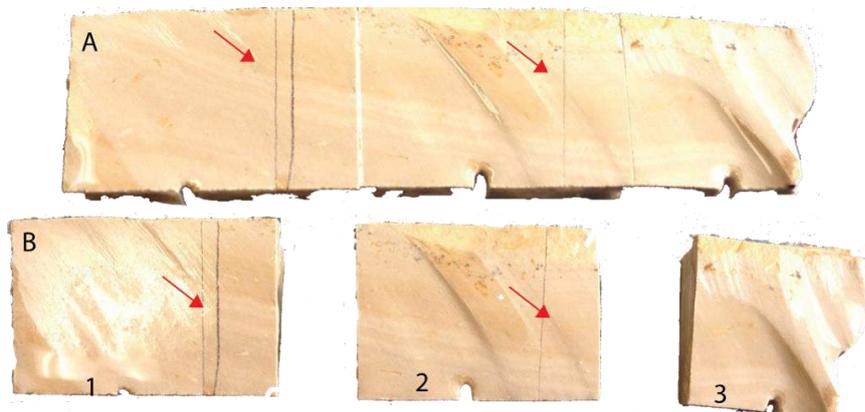


Figura 2.20 - Preparação da amostra da Formação Crato para a confecção de lâminas petrográficas de acordo com a metodologia proposta por Gomez & Laubach (2006). A) Amostra contínua de calcário laminado - setas vermelhas indicam as macrofraturas; B) Três partes da amostra cortadas em série sem

perder informação da rocha já no tamanho ideal para a confecção das seções delgadas. Altura da amostra = 2 cm.

Existem pelo menos três razões pelas quais a leitura de *microscanlines* precisa ser realizada em seções delgadas realizadas de forma contínua nas amostras de rochas: 1) Em alguns tipos de rocha o número de microfraturas observadas ao longo da *microscanline* em uma única seção polida pode não ser suficiente para gerar um frequência cumulativa confiável; 2) Os espaços (perda de informação) gerados pelo corte dos pedaços de amostras são fontes de erro no tratamento estatístico dos atributos das fraturas (abertura e espaçamento); e 3) Alguns *clusters* de fraturas são mais espessos que apenas uma lâmina, sendo assim necessário mais de uma seção polida, sequencial, para a melhor caracterização da organização espacial das microestruturas.

Para esta pesquisa foram confeccionadas 13 lâminas super-polidadas através do *Break Method* (Gomez & Laubach, 2006).

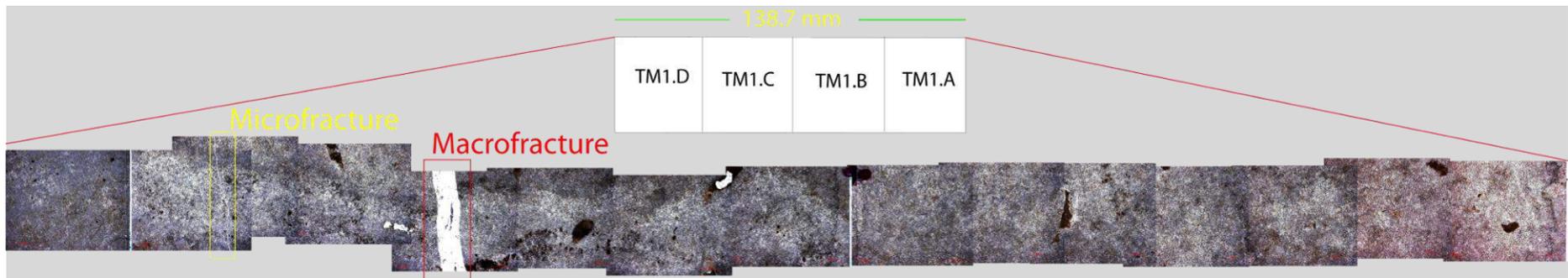


Figura 2.21 - Mosaico de microfotografias das lâminas petrográficas construídas em série através do *Break Method*. Destaque para a localização das fraturas que foram preservadas.

2.1.5 - Caracterização Petrofísica

As análises das propriedades petrofísicas (porosidade, permeabilidade, densidade de grãos, densidade total e velocidades das ondas elásticas VP e VS) das formações Crato e Ipubi, foram realizadas no Laboratório de Petrofísica da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), sob a orientação do Professor Agnelo Soares. Este estudo foi desenvolvido com o intuito de realizar a caracterização permoporosa e elastodinâmica das formações Crato e Ipubi, visando a aplicação desses dados na modelagem geomecânica das rochas estudadas. De acordo com Lucia (1995), os estudos que envolvem caracterização petrofísica associada com petrografia e geologia estrutural são essenciais para a construção de modelos geológicos que podem ser aplicados às simulações numéricas de reservatórios.

O fluxo de preparação e ensaio das amostras foi realizado da seguinte forma: a) extração de plugs (\varnothing 1 1/2"), que foram extraídos tanto no campo, como em laboratório, a partir das amostras coletadas nos afloramentos, perpendiculares e paralelos ao acamamento (Figs. 2.15 e 2.22); b) todos os plugs passaram por processo de secagem a 80°C durante 24h; c) em seguida, foram pesados e suas medidas tomadas em paquímetro digital; d) as medidas de volume de poros e de densidade foram realizadas com o equipamento *Ultraporoperm* 500, a partir da injeção de gás nitrogênio; e e) os ensaios das propriedades elásticas foram realizados com pressão de confinamento de 40 MPa, a temperatura ambiente. Os resultados consistem no registro de propagação das ondas P e S na direção longitudinal dos plugs. No caso das ondas S, foi realizado o registro de duas ondas com polarização mutuamente perpendiculares: ondas S_1 e S_2 . O propósito da leitura dessas duas ondas S é investigar a possível ocorrência de anisotropia elástica no plano perpendicular ao eixo do plugue. Através da aplicação de expressões da teoria geral da elasticidade, dois módulos elásticos foram determinados: o módulo de *Young* e o coeficiente de *Poisson*.

Ao todo, 65 amostras foram processadas e analisadas, representando 41 espécimes da Formação Crato e 24 da Formação Ipubi. As amostras foram coletadas tanto perpendicular quanto paralela ao acamamento das formações. Foram analisadas as seguintes litologias das formações Crato e Ipubi: calcários laminados, amostras de calcita recristalizada que preenche fraturas, gipsita laminada, gipsita bandada, gipsita microcristalina, amostras de anidrita/gipsita e de gipsita fibrosa que preenche os veios dos estratos evaporíticos (Fig. 2.22).



Figura 2.22 – Preparação de plugs para a realização de análises petrofísicas. A) Extração de plugs em afloramentos das unidades estudadas; B e C) Recuperação de plugs da formação Crato (a seta vermelha em C indica uma fratura horizontal, parcialmente preenchida por calcita recristalizada); D e E) extração de plugs de amostras de gipsita no Laboratório de laminação da UFPE; F) Plugs preparados no laboratório de Petrofísica da UFCG.

2.2 – CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA

2.2.1 - Uso do Martelo de *Schmidt*

A aquisição de alguns dados relacionados a propriedades geomecânicas dos estratos estudados, neste caso a resistência elástica, foram obtidos *in situ*, em afloramentos das formações Crato e Ipubi. Esta etapa de aquisição de dados de campo foi executada com o apoio de geólogos e equipamentos da PETROBRAS.

Este estudo foi realizado utilizando-se um esclerômetro, ou medidor de dureza (*Schmidt Hammer*), modelo *Silver Schmidt* (Tipo L) de baixa energia de impacto (0,735 Nm), fabricado pela Proceq (Fig. 2.23) (Viles *et al.*, 2011). O martelo de *Schmidt* foi desenvolvido em 1948 para testes de dureza, não-destrutivos, em concreto (Schmidt, 1951), e atualmente também está sendo largamente utilizado para obter valores de elasticidade efetiva de rochas, principalmente dados de resistência à compressão uniaxial – *uniaxial compressive strength* (UCS) e o módulo de Young (Katz *et al.*, 2000; Aydin & Basu, 2005; Viles *et al.*, 2011; Steer *et al.*, 2011). A medida de elasticidade efetiva é realizada através da conversão da energia de impacto do êmbolo contra a rocha em energia de deformação (*strain* plástico). A partir da quantidade de energia absorvida pela rocha estima-se sua elasticidade efetiva, ou dureza. Rochas que absorvem muita energia de impacto são rochas de baixa elasticidade efetiva, como folhelhos e margas, e rochas com maior elasticidade efetiva, como carbonatos e arenitos, absorvem o mínimo de impacto. As medidas com o *Silver Schmidt* podem ser afetadas por fatores naturais (composição da rocha, intemperismo, diagênese e fraturamento) ou por fatores operacionais, tais como: dimensão da amostra, ocorrência de argila ou irregularidades (rugosidade) na superfície da rocha e devido a fadiga da mola (Basu & Aydin, 2004; Katz *et al.*, 2000; Aydin & Basu, 2005; Viles *et al.*, 2011).

O uso do martelo de *Schmidt* em campo possui algumas vantagens tais como: portabilidade do equipamento, baixo custo, fácil aquisição de dados e acesso a um grande número de amostras (afloramentos). Além disso, a preparação de amostras coletadas no campo para ensaios em laboratório pode ser complexa, devido algumas particularidades da rocha, como a ocorrência de fraturas, foliação, fissilidade e não coesão dos grãos (Aydin & Basu, 2005). Uma análise detalhada dos parâmetros de medida e comparação entre diferentes tipos de medidores de dureza usados em campo, pode ser encontrada em Viles *et al.* (2011). Vale ressaltar que as leituras do martelo de *Schmidt* apresentam dados aproximados, sendo a grande vantagem do seu uso a obtenção de medidas relativas.



Figura 2.23 - Martelo de *Schmidt* de baixa energia de impacto (*Silver Schmidt* Tipo L) fabricado pela Proceq, utilizado na coleta de dados de resistência mecânica em campo. A escala de medição é denominada coeficiente de rebote [Q], e varia de 0 a 70 (adimensional), e é diretamente proporcional à resistência à compressão uniaxial (UCS) para rochas com valores de UCS que variam entre 10-100 MPa (Fonte: Proceq)

Neste trabalho foram realizadas medidas com o esclerômetro ao longo de *scanlines* lineares, realizadas em perfil e em pavimentos (planta). O levantamento em planta foi realizado em uma bancada de calcário com área de aproximadamente 70 m², dividida em 242 quadrados de 60 cm de lado. Esta bancada foi a mesma utilizada para o estudo da intensidade de fraturamento P10 e P21, afloramento PT-09 (Figs. 2.15 e 2.16). Os dados de elasticidade efetiva adquiridos na bancada de calcário, PT-09, foram interpolados pelo método de krigagem simples, para geração de linhas de contorno da área total amostrada.

Foram realizados ao todo 3636 leituras do esclerômetro para a caracterização dos calcários laminados da Formação Crato e 380 leituras do esclerômetro para os depósitos evaporíticos da Formação Ipubi. A metodologia para aquisição de cada medida de elasticidade efetiva com o martelo de *Schmidt* foi desenvolvida a partir da média dos valores provenientes de 12 leituras executadas no local da superfície da rocha amostrada (Aydin & Basu, 2005). Neste trabalho as medidas foram adquiridas na horizontal, em relação ao solo, para os casos: a) das *scanlines* (Fig. 2.24a), e b) em áreas circulares de até 1 m², no caso de aquisições em perfil (Fig. 2.24b). No pavimento da frente de lavra de calcário laminado da Mineração Três Irmãos, os dados de resistência elástica foram adquiridos na vertical e a média das leituras foi calculada e plotada no centro de cada quadrado da malha regular (Fig. 2.16). A posição do equipamento no momento da aquisição pode interferir nos resultados de resistência elástica da rocha, devido a influência da força gravitacional (Basu & Aydin, 2004). Porém, de acordo com o fabricante, Proceq, o modelo utilizado neste trabalho possui um acelerômetro que detecta a posição de leitura e desta forma realiza as correções das medidas automaticamente.

Na conversão do coeficiente de rebote do esclerômetro (Q), para valores de resistência à compressão uniaxial (UCS) [Mpa], foi utilizada a curva padrão fornecida pelo fabricante do equipamento desenvolvida para concretos mistos e recomendada para materiais que não possuam curvas próprias de conversão (Fig. 2.25). Ainda não há curvas desenvolvidas especificamente para as rochas estudadas na Bacia do Araripe.

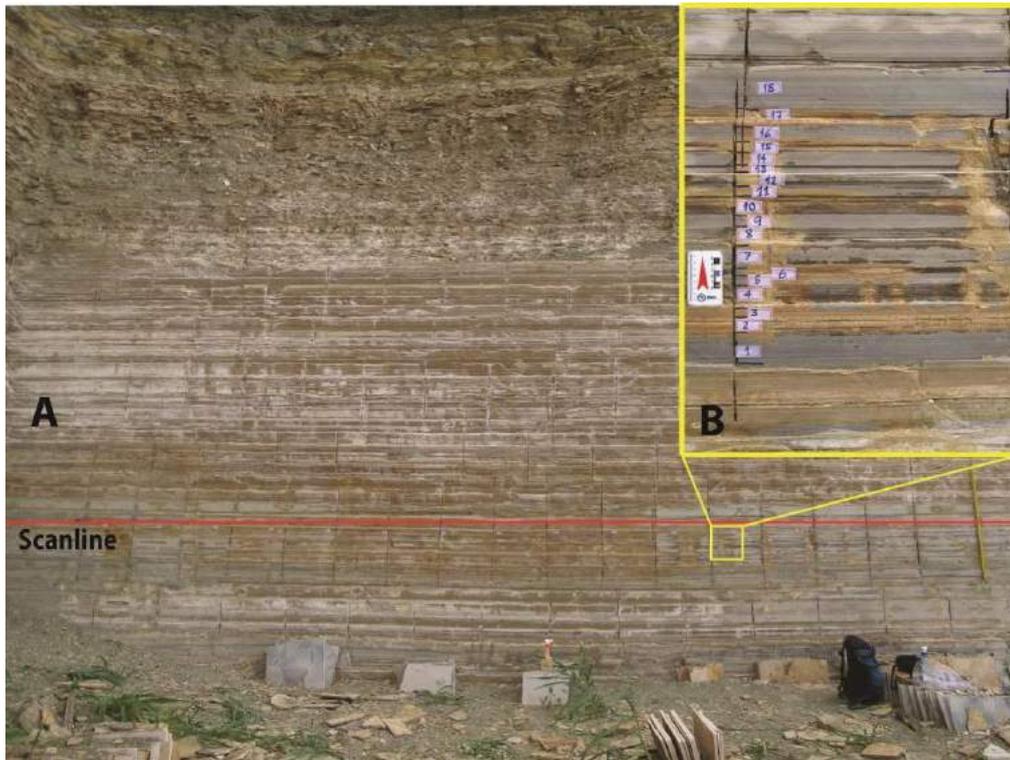


Figura 2.24 – Foto que ilustra um local onde foi realizada uma *scanline*, para a varredura das fraturas, e também foi feito um levantamento das propriedades elásticas com o esclerômetro, em afloramento de calcários laminados. A) *scanline* 1D; e B) Detalhe da seção vertical de aquisição de leituras do esclerômetro ao longo das camadas. Notar a escala do lado direito da foto (haste plástica de 1 m).

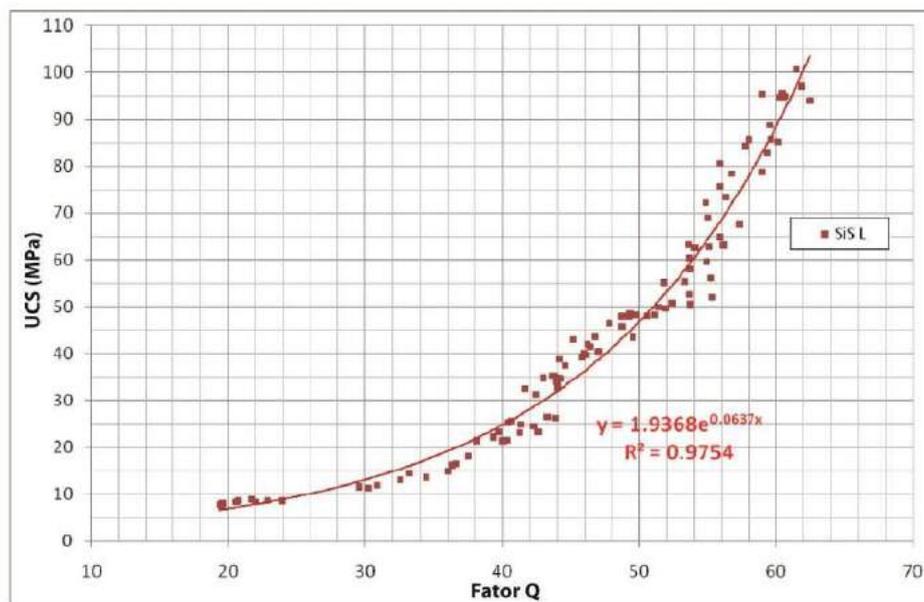


Figura 2.25 – Curva padrão do Silver *Schmidt* Tipo L (Sis L), a curva exponencial mostra a correlação entre o Fator Q e a resistência mecânica para rochas/concretos com valores UCS que variam entre 10 e 100 MPa (Fonte: Proceq).

2.2.2 – Modelagem Geomecânica

A criação de um modelo computacional com base nas informações obtidas pela pesquisa foi desenvolvida em parceria com os pesquisadores do Laboratório de Métodos Computacionais em Geomecânica (LMCG), do Departamento de Engenharia Civil da UFPE. A rotina utilizada para o pré-processamento do problema físico baseado nos modelos digitais dos afloramentos, seguiu dois procedimentos básicos. Inicialmente, foram gerados manualmente desenhos dos afloramentos, a partir dos painéis fotográficos, com foco nas geometrias e na discretização das fraturas de grande porte (acima de 3,5 cm de abertura) (Fig. 2.26). O modelo geológico conceitual é composto por três camadas de rocha: a base é formada por um pacote de calcário laminado (Formação Crato) com 14 m de espessura; a camada intermediária é formada por folhelho negro (Formação Ipubi) com 2 m de espessura; e o topo do modelo é composto por gipsita (Formação Ipubi) com 12 m de espessura (Fig. 2.226). Este processo foi feito em *software* CAD (*Computer-Aided Design*), e resultou na criação do modelo geológico em formato vetorial (Fig. 2.27) (Miranda *et al.*, 2012b). Em seguida, foi realizado o processo de geração de malha bidimensional em elementos finitos, com auxílio do programa *Mesh2D*, em linguagem MATLAB (MathWorks, 2010), que permite a construção de modelos parametrizados, e a criação dos arquivos de entrada para o programa de simulação numérica CODE_BRIGHT (*COupled DEformation, BRIne, Gas and Heat Transport*) (Olivella *et al.*, 1996). Estes arquivos contêm informações, parâmetros, sobre a geometria do modelo, dados geométricos da malha de elementos finitos, propriedades permoporosas e físicas dos materiais associadas aos elementos da malha, parâmetros referentes a aspectos numéricos (controle de convergência, tempo de simulação etc.) e condições iniciais e de contorno.

Para tornar mais prática a geração das malhas com base nos arquivos vetoriais foi desenvolvida uma rotina em linguagem *LISP (LISt Processing)* (McCarthy, 1978; Steele & Gabriel, 1993), que foi utilizada para gerar arquivos de dados, em forma matricial, de coordenadas de nós geométricos, incidências e superfícies, a partir dos modelos 2D feitos em CAD, para que estes sejam importados pelo programa *Mesh2D* adaptado. Este processo reduziu de forma considerável o tempo de interação manual no processo de geração do modelo e da malha de elementos finitos (automatização da geração de malha).

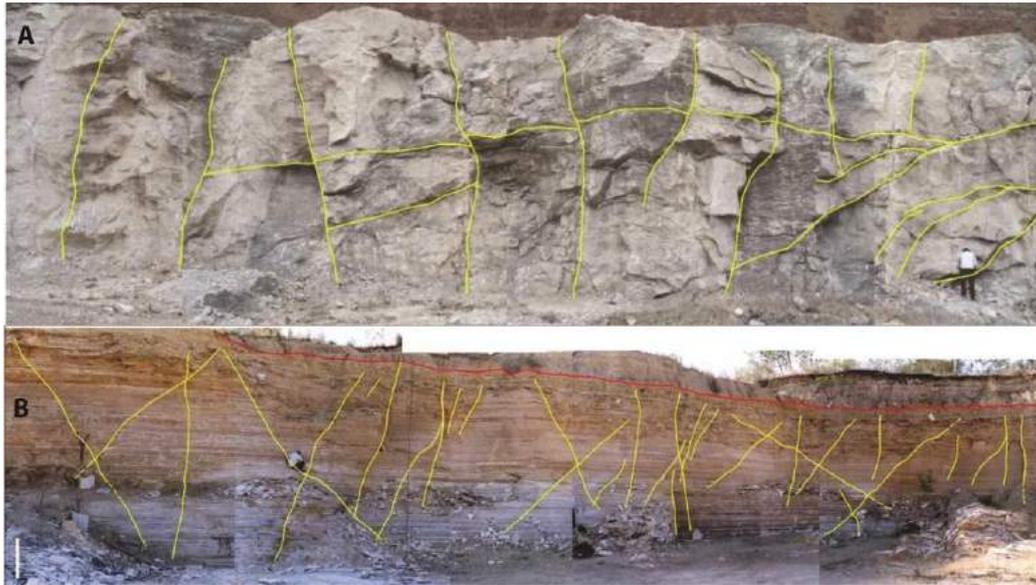


Figura 2.26 – Painéis fotográficos das Formações Ipubi (A) e Crato (B), selecionados para a criação dos modelos geológico para a geração de cenários em malha de elementos finitos e parametrizados para a execução de simulações numéricas. As Linhas amarelas indicam a posição de fraturas de grande porte, macrofraturas, em ambas as formações Crato e Ipubi.

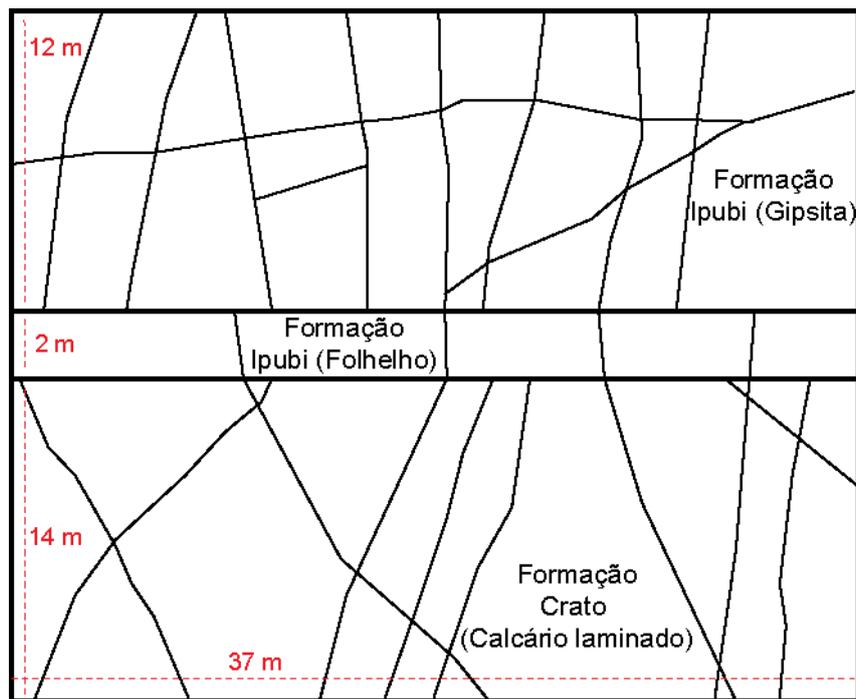


Figura 2.27 – Modelo geológico vetorizado a partir dos painéis fotográficos (Fig. 26). Os traços pretos indicam as fraturas naturais discretizadas. As linhas vermelhas tracejadas indicam as respectivas medidas dos pacotes de rocha das formações Crato e Ipubi.

CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DO CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO ARARIPE

Neste capítulo é apresentada uma revisão bibliográfica do contexto geológico da Província Borborema, sobre a qual encontra-se implantada a Bacia Sedimentar do Araripe. O objetivo específico desta revisão foi realizar um levantamento sucinto do que se sabe sobre os eventos tectônicos envolvidos na evolução desta bacia e sua relação com as estruturas observadas nas unidades litoestratigráficas que são foco deste trabalho: formações Crato e Ipubi.

3.1 – CONTEXTO TECTÔNICO

A Bacia do Araripe é uma bacia intracontinental que está inserida no interior da Província Borborema (PB). A PB compreende uma província tectônica localizada no nordeste do Brasil com aproximadamente 450.000 km² (Fig. 3.1). Esta província é resultante da convergência dos crátons: Amazônico, Oeste Africano – São Luís e São Francisco – Congo, que ocorreu durante a formação do Gondwana (~600 Ma) (Van Schmus *et al.*, 1998; Brito Neves *et al.*, 2000). A PB foi definida por Almeida *et al.* (1977) como uma reunião de faixas de dobramentos de idade Brasileira/Pan-Africana formada sobre embasamento Arqueano a Paleoproterozoico.

A PB consiste de um embasamento gnáissico–migmatítico de idade paleoproterozoica, representado em parte por rochas arqueanas retrabalhadas durante a orogênese Transamazônica (~2.0 a 2.2 Ga.). O embasamento é parcialmente coberto por rochas metassedimentares e metavulcânicas de idade neoproterozoica (Toniano e Criogeniano) (Brito Neves *et al.*, 2000). Em adição a orogênese Transamazônica, a Província Borborema foi afetada pelos eventos Cariris Velhos (1000 Ma – 920 Ma) (Santos & Medeiros, 1999; Santos *et al.*, 2010), e Brasileiro (Guimarães *et al.*, 2004; Neves *et al.*, 2006). O evento Brasileiro afetou toda a PB e foi responsável por intenso magmatismo granítico, desenvolvimento de zonas de cisalhamentos de escala continental e metamorfismo em condições de alta temperatura e baixa pressão (Neves & Mariano, 1999). Estas zonas de cisalhamento desenvolvidas durante o evento Brasileiro formam um sistema cinemático consistente por mais de 200.000 km² e foram muito importantes para a configuração tectônica atual da PB (Vauchez *et al.*, 1995).

A PB é usualmente dividida em domínio norte (setentrional), central (zona transversal) e sul (meridional) demarcados pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco (Brito Neves *et al.*, 2000) (Fig. 3.1). Tanto a Zona de Cisalhamento Patos, quanto a Pernambuco, são

comumente divididas em dois segmentos principais. O primeiro, consiste das zonas de cisalhamento Patos (ramo Oeste) e Campina Grande (ramo Leste) (Neves, 2003). A Zona de Cisalhamento Pernambuco é dividida nas zonas de cisalhamento Pernambuco Oeste e Pernambuco Leste (Neves & Mariano, 1999).

A Bacia do Araripe está inserida no Domínio Central ou Zona Transversal da Borborema, ou seja, esta bacia está localizada entre as zonas de cisalhamento Patos (limite norte) e Pernambuco (limite sul). As rochas do embasamento adjacente à Bacia do Araripe, fazem parte da porção oeste do Domínio Central e sudoeste do Domínio Norte da Província Borborema (Fig. 3.1).

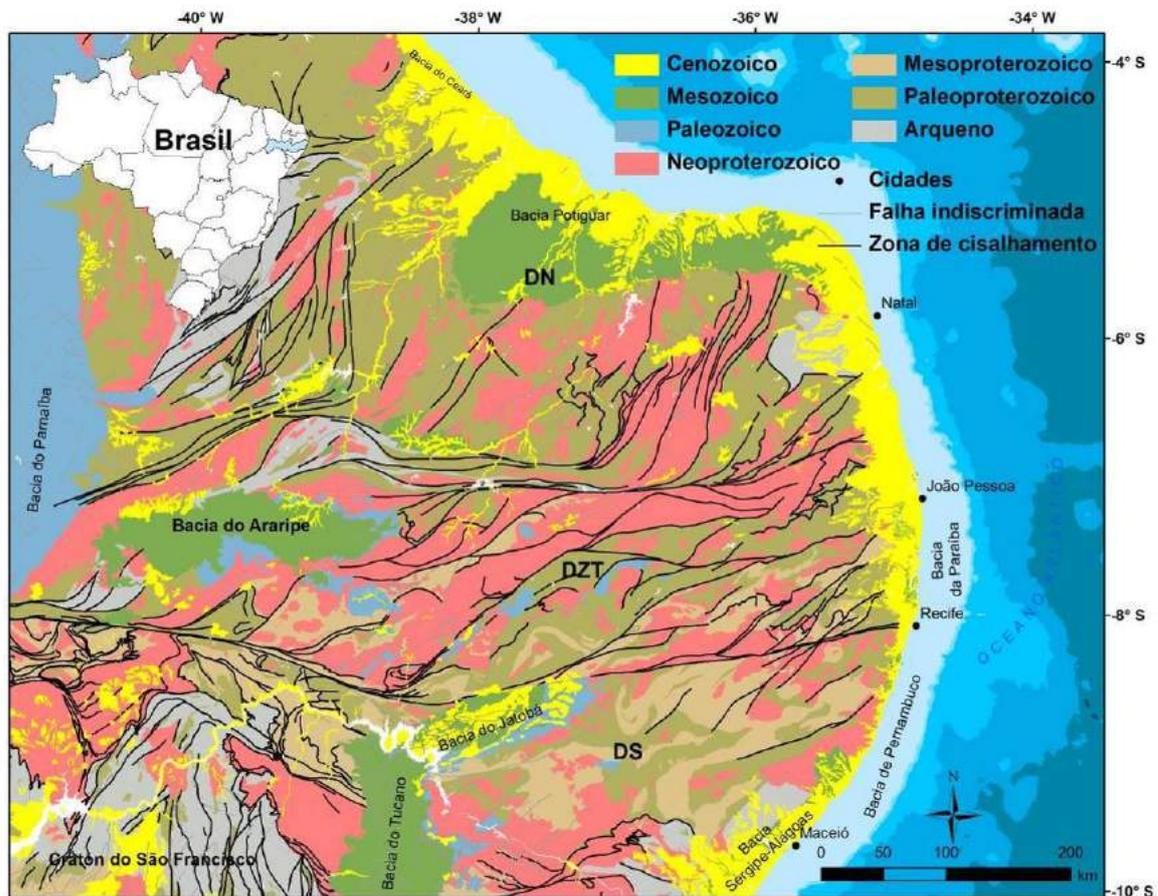


Figura 3.1 – Localização da Bacia do Araripe dentro do contexto geotectônico da Província Borborema. Divisão dos domínios tectônicos da Província Borborema: DN-Domínio Norte; DZT-Domínio da Zona Transversal; DS-Domínio Sul.

Dentro do contexto geofísico-tectônico proposto por Oliveira (2008), a Bacia do Araripe é limitada a norte pelo subdomínio Granjeiro-Seridó, que é formado por um complexo de rochas arqueanas metavulcanossedimentares e ortogneisses TTG (Tonalito-Thronjemitó-

Granodiorito), e pelo Grupo Cachoeirinha, composto pela Formação Serra dos Garrotes - metassedimentos (Schobbenhaus *et al.*, 2004). No extremo norte, a bacia faz limite com a Suíte Intrusiva Prata, na cidade de Juazeiro do Norte. A oeste, a bacia tem limite com o subdomínio Araripina, formado por granitóides neoproterozoicos do tipo Itaporanga (plútons Campos Sales-Assaré e Araripina) e no extremo sul, próximo à cidade de Exú, a bacia é bordejada pelo granitóide Bodocó (~517 Ma) (Schobbenhaus *et al.*, 2004). A leste, a bacia é limitada pelo Cinturão Piancó-Alto Brígida, formado por rochas metassedimentares também do Grupo Cachoeirinha (Medeiros, 2004), e pelas rochas plutônicas neoproterozoicas do tipo Conceição e Itaporanga (Sial, 1986) (Fig.3.2).

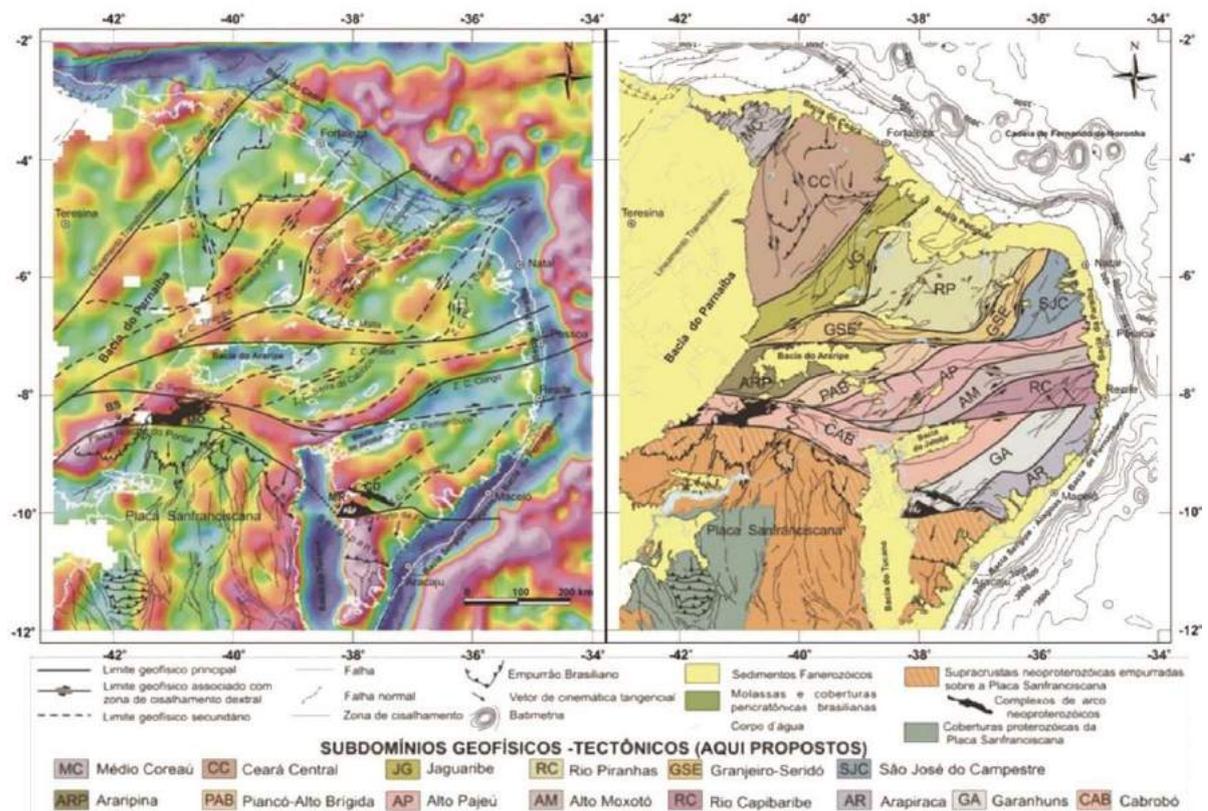


Figura 3.2 – Mapa da compartimentação dos subdomínios geofísico-tectônicos interpretado a partir do mapa de Anomalia Bouguer residual da Província da Borborema (Oliveira, 2008).

No limite NE da Bacia do Araripe, entre os subdomínios geofísico-tectônicos Granjeiro-Seridó e Araripina, a Zona de Cisalhamento Patos se ramifica com *trend* WNW formando falhas como a Falha de Iara (Cavalcante *et al.*, 2003). Na porção NW, subdomínio Granjeiro-Seridó, ocorre a Zona de Cisalhamento Farias Brito com direção NE-SW. Na porção sul, entre o subdomínio Araripina e o Piancó-Alto Brígida, a Zona de Cisalhamento Pernambuco se ramifica formando zonas de cisalhamento com *trend* NE com evidência de

reativação tectônica de falhas normais, com destaque para a estruturação das falhas Sítio dos Medeiros e de Conceição (Gomes *et al.*, 2001) (Figs. 3.1, 3.2 e 3.5).

Alguns trabalhos sobre a evolução geotectônica da Bacia do Araripe postulam que esta bacia é composta por *horsts* e *grabens*, produzidos pelo evento de rifteamento eocretáceo (Neocomiano) (Matos, 1992, 1999; Françolin *et al.*, 1994). Dois modelos principais foram propostos para explicar a evolução desses riftes eocretáceos existentes na bacia: um modelo com base em movimento de distensão crustal NW-SE (Matos, 1992, 1999) e um modelo um pouco mais complexo, o qual envolve uma reativação transcorrente dos lineamentos sinistrais E-W e dos lineamentos dextrais NE-SW (Françolin *et al.*, 1994). Internamente, os domínios da bacia foram definidos por duas sub-bacias, denominadas de Cariri (a leste), e Feira Nova, ou Feitoria (a oeste), separadas pelo *horst* de Dom Leme (Ponte & Ponte Filho, 1996). Estas feições já haviam sido inicialmente denominadas de Sub-bacia E e W, a partir de estudos gravimétricos e magnetométricos pioneiros realizados por Rand (1983) e Rand & Manso (1984). Rand (1983) realizou o primeiro levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe e observou que as anomalias gravimétricas estabeleceram os limites e profundidades aproximadas, 2400 e 2000 m, dos depocentros Leste e Oeste, respectivamente. As anomalias magnéticas ajudaram na identificação, segundo o autor, dos limites de possíveis diques básicos, granitos e mica-xistos dentro do domínio da bacia. De acordo com a diferença de densidade, diques básicos, granitos e mica-xistos podem alterar e distorcer a anomalia Bouguer normalmente registrada em rochas do embasamento (Rand & Manso, 1984). O mapa Bouguer da Bacia do Araripe proposto por Rand (1983) foi denominado por este autor de Mapa do Possível Falhamento - Chapada do Araripe, o qual foi baseado em 800 estações gravimétricas distribuídas em malha irregular na região da bacia, apresentado em escala de 1:250.000. Posteriormente, Castro & Castelo Branco (1999), com base em modelagem gravimétrica 3D, confirmaram a estruturação já proposta por Rand & Manso (1984) para a Bacia do Araripe (Fig. 3.3). O modelo produzido por estes autores propôs a existência de profundidades de até 1600 m para o topo de embasamento nos domínios da bacia.

Chang *et al.* (1988) propuseram a existência de três episódios principais de rifteamento, que foram chamados de Sin-rifte I (Jurássico Superior), Sin-rifte II (Neocomiano) e Sin-rifte III (Barremiano), sendo o segundo o mais importante. Matos (1992) estendeu este conceito para todas as bacias do Nordeste. E segundo este autor, durante o estágio Sin-rifte II foi desenvolvido o *trend* Cariri-Potiguar que destaca o alinhamento de formação das bacias intracratônicas: Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos, Icó e Potiguar (Matos, 1999).

Matos (1999) propôs que as bacias interiores do nordeste brasileiro representam um sistema de riftes abortados, associados à separação, de sul para norte, da América do Sul e da África. A geometria dessas bacias teria sido controlada por uma complexa rede de zonas de cisalhamento proterozoicas de direção NE-SW, produzidas durante a orogenia do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (0,45 – 0,7 Ga.). O modelo proposto por Matos (1999) mostra que a Zona de Cisalhamento Patos teria sua extremidade oeste terminada em uma série de falhas curvadas formando uma geometria sigmoidal e que, durante o Neocomiano, uma distensão geral de direção NW-SE inverteu as falhas originalmente transpressionais para falhas normais, o que reativou pequenos segmentos da Zona de Cisalhamento Patos originando as bacias interiores, entre elas, a Bacia do Araripe (Fig. 3.4).

Trabalhos recentes têm sugerido novos aspectos da evolução tectônica da Bacia do Araripe. Miranda *et al.* (2014a), sugeriram que a bacia passou por uma fase de evolução tectônica inicial do tipo *pull apart*, caracterizada por diversos aspectos geométricos e cinemáticos observados hoje no arcabouço da bacia. Scherer *et al.* (2014) descreveram de forma mais detalhada as sequências deposicionais que envolvem as fases pré-rifte e rifte da bacia, demonstrando o efeito da tectônica na dispersão de sedimentos durante a formação das sequências envolvidas. Marques *et al.* (2014) e Peulvast & Betard (2015) propuseram que a bacia passou por processo de inversão tectônica, possivelmente levado a efeito por causa de deformações crustais tardias, que fizeram com que as antigas estruturas pré-cambrianas atuassem como falhas inversas (Fig. 3.5).

Todos esses aspectos foram levados em consideração no presente trabalho, uma vez que a existência de estruturas rúpteis nos estratos estudados, formadas durante o processo de deposição e estágios iniciais da diagênese, bem como estruturas tardias, são de extrema importância para a caracterização adequada dos estratos que são o objetivo deste estudo.

Atualmente a Bacia do Araripe destaca-se na geomorfologia da Região Nordeste do Brasil pela existência da Chapada do Araripe, uma feição geomorfológica alongada na direção E-W, com formato sigmoidal a romboédrico, bordejada a Norte pela Zona de Cisalhamento Patos. O topo desta Chapada é plano com mergulho suave para oeste, cortado por rede de drenagem com direção preferencial NW-SE, e limitada por escarpas erosivas e íngremes (Fig.3.6).

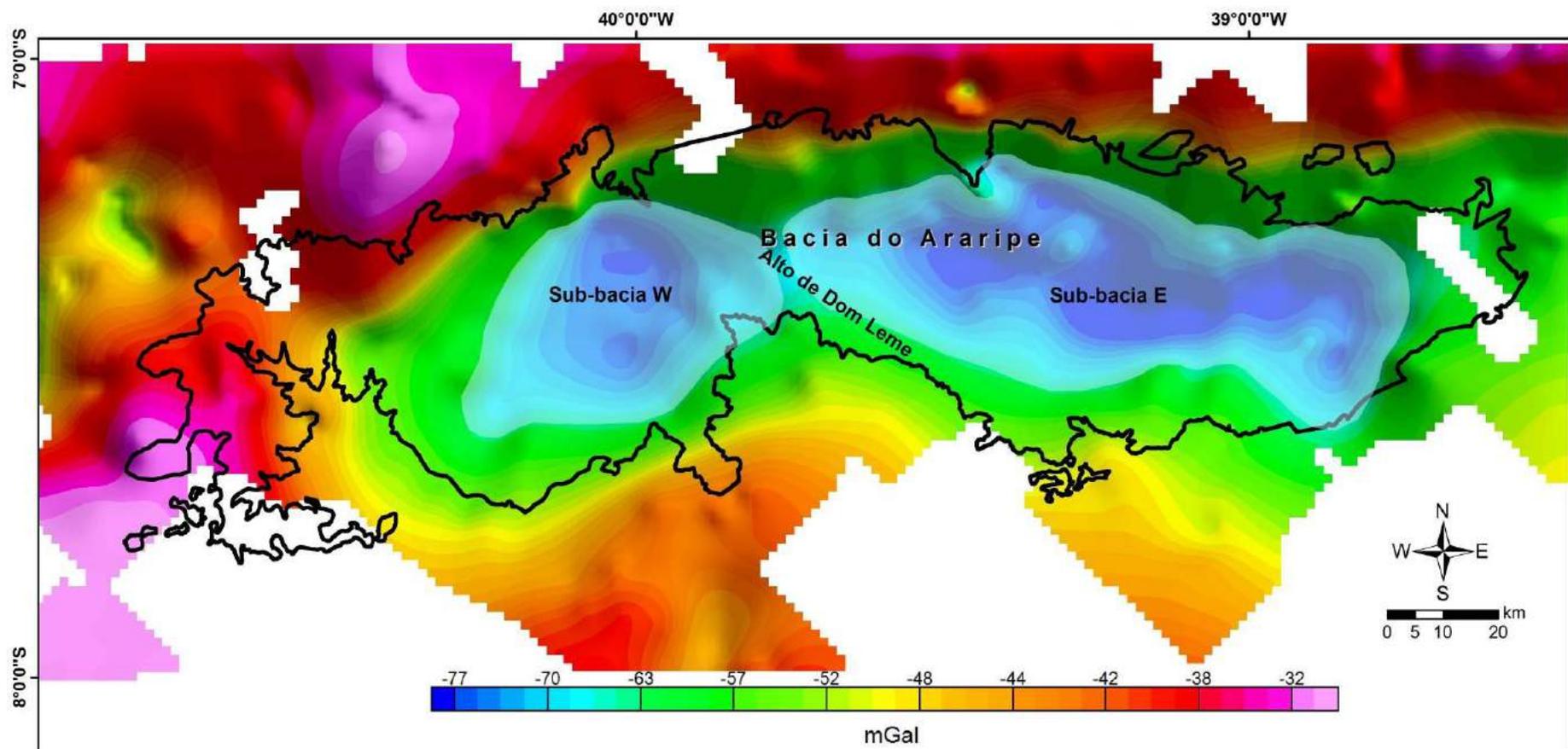


Figura 3.3 - Mapa das anomalias Bouguer da Bacia do Araripe re-interpolado e modificado a partir dos dados originais de Castro & Castelo Branco (1999). Destaque para o contorno das sub-bacias E e W e o alto de Dom Leme.

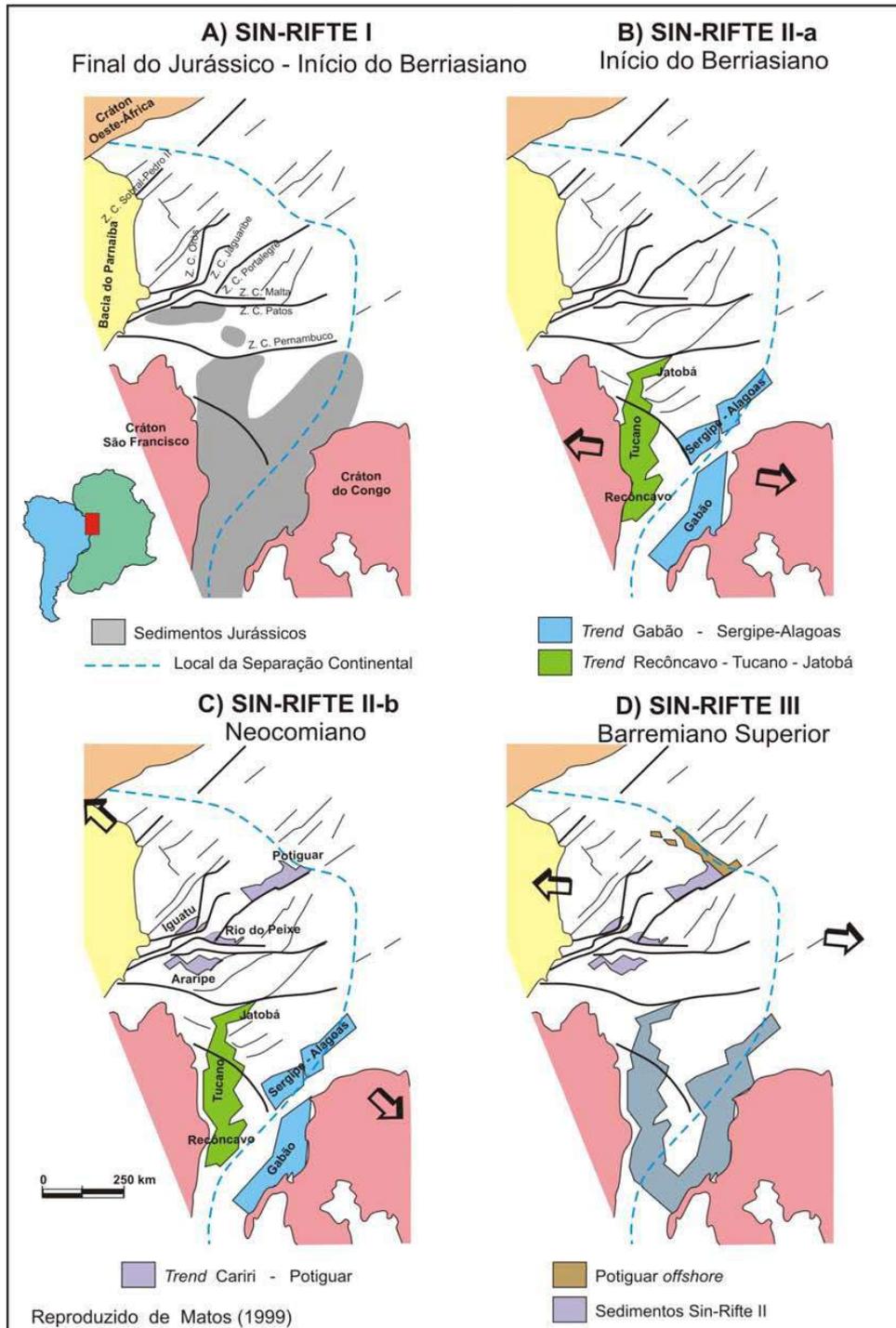


Figura 3.4 – Conforme a proposição de Matos (1999), o modelo acima descreve a reconstrução pré-drifte do nordeste do Brasil e do oeste da África durante quatro estágios tectônicos. As setas grandes indicam a direção principal do transporte tectônico. A) Sin-rifte I (Final do Jurássico), desenvolvimento da depressão Afro-Brasileira. Localização das principais zonas de cisalhamento proterozóicas; B) Sin-rifte IIa (Início do Berriasiano), início do fraturamento crustal nos *trends* Recôncavo-Tucano-Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas; C) Sin-rifte IIb (Neocominiano), desenvolvimento do *trend* Cariri-Potiguar; e D) Sin-rifte III (Barremiano Superior), deformação difusa na Província da Borborema e na plataforma da Nigéria (Oliveira, 2008).

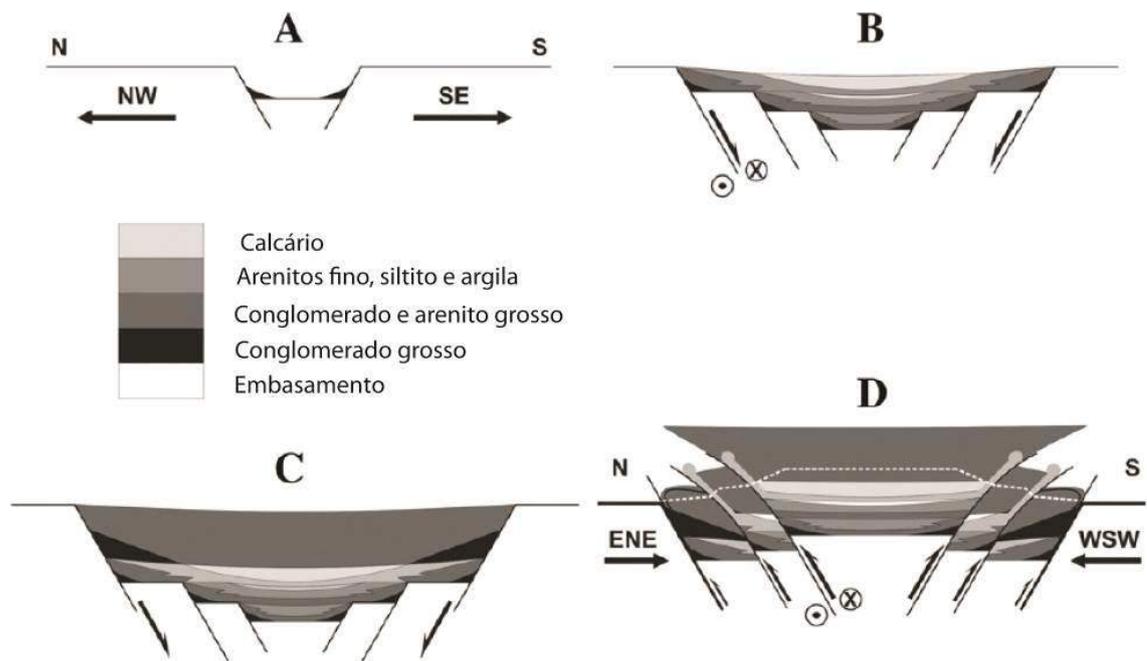


Figura 3.5 – Evolução da Bacia do Araripe: A) Início do rifte, a partir de um *graben* estreito; B) Alargamento e aprofundamento do rifte, a partir das falhas do embasamento; C) estágio final do rifte, contemporâneo com a abertura do Atlântico; D) inversão da bacia devido a esforços de compressão oblíquos, com a injeção de rochas dúcteis através das falhas normais reativadas, e a diminuição da inclinação das falhas invertidas. A linha tracejada branca indica a topografia atual da bacia, com a chapada (Marques *et al.*, 2014).

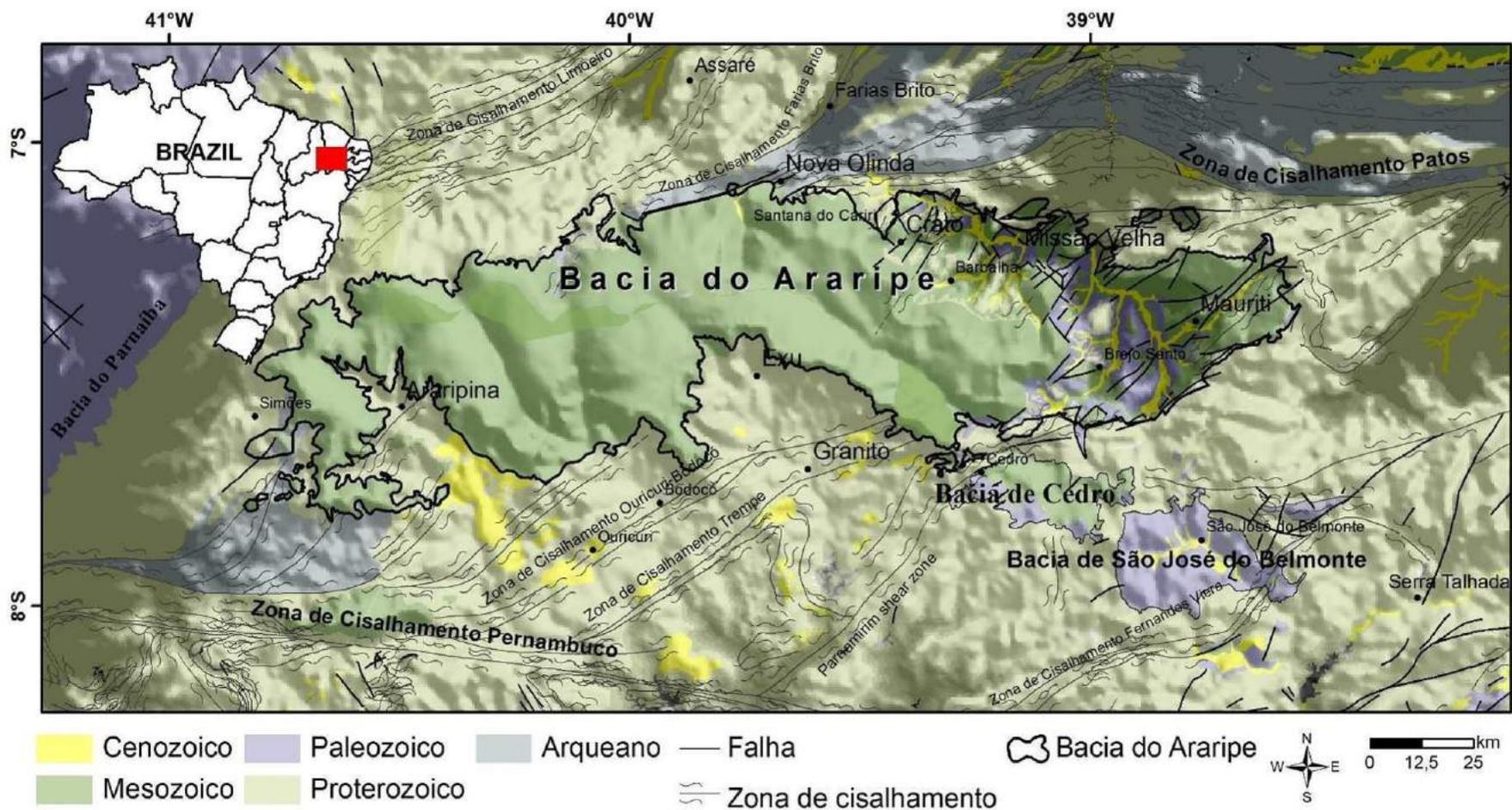


Figura 3.6 - Mapa geológico simplificado da região da Bacia do Araripe sobre o modelo digital do terreno (SRTM). Destaque para o relevo tabular da Chapada da Bacia do Araripe cortado por drenagens com direção NW-SE.

3.2 – EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A Bacia Sedimentar do Araripe é classificada como uma bacia interior do Nordeste brasileiro. As bacias interiores constituem um conjunto de pequenas bacias fanerozoicas situadas entre as bacias de Tucano-Jatobá, do Parnaíba e Potiguar (Fig. 3.7), e são consideradas, possivelmente, como fragmentos de uma única bacia interior (Cordani *et al.* 1984), porém suas formações tectônicas e estratigrafias são particulares, indicando histórias evolutivas diferentes (Assine, 1994). Por exemplo, algumas bacias interiores (Bacia do Araripe, Cedro, São José de Belmonte, Mirandiba, Carnaubeira da Penha, Betânia e Fátima) apresentam registro de rochas de idades paleozoicas que são correlatas às formações Tacaratu e Serra Grande, bacias do Parnaíba e Jatobá, respectivamente (Assine, 1992). Estas unidades basais foram posicionadas no intervalo Ordoviciano superior/Devoniano inferior (Assine, 1992, 2007; Ponte & Ponte Filho, 1996). Porém, esta fase inicial de sedimentação/tectônica paleozoica das bacias interiores ainda é pouco estudada e apresenta vários problemas estratigráficos.

Apesar do registro da sedimentação paleozoica, parte do desenvolvimento estrutural das bacias interiores do Nordeste do Brasil, durante o Mesozoico, está relacionado a um processo de rifteamento influenciado pela abertura do oceano Atlântico Sul e a subsequente quebra do Gondwana (Matos 1992, 1999). As principais estruturas geológicas que atuaram na formação das bacias rifte do nordeste do Brasil apresentam uma marcante herança das estruturas pré-existentes das rochas associadas ao embasamento Pré-cambriano da Província Borborema (Matos 1992, 1999; Françolin *et al.* 1994; Castro & Castelo Branco, 1999; De Castro, 2011; De Castro *et al.*, 2012).

Para a evolução mesozóica das bacias interiores do Nordeste, Ponte & Ponte Filho (1996) definiram cinco tectono-sequências, que foram chamadas de: a) Beta (Neo-ordoviciano - Siluriano), representada pela Formação Cariri/Mauriti na Bacia do Araripe; b) Pré-Rifte (Neojurássico - Eocretáceo), correspondente a Sin-rifte I, representada pelas formações Brejo Santo e Missão Velha; c) Sin-rifte (Neocominiano), que corresponde a Sin-rifte II, representada pela Formação Abaiara; d) Pós-rifte (Aptiano-Albiano), correspondente a Sin-rifte III, representada pelo Grupo Santana (Formações Rio da Batateira, Crato, Ipubi, Romualdo e Abaiara) e a Formação Exu; e e) Zeta (Cenozóica) representada por coberturas eluvionares, coluvionares e aluvionares.

Posteriormente, Neumann (1999) dividiu a coluna estratigráfica da Bacia do Araripe em quatro tectono-sequências, classificadas como: a) Beta, correspondente à unidade litoestratigráfica basal da bacia, de idade paleozoica, representada pela Formação Cariri; b) Pré-Rifte, correspondente às formações Brejo Santo e Missão Velha, andar Dom João; c) Sin-Rifte, representada pela Formação Abaiara, andar Rio da Serra; e d) Pós-Rifte; correspondente às formações Barbalha (Rio da Batateira), Crato, Ipubi, Romualdo, Araripina e Exu. Segundo este autor, as tectono-sequências Pré-Rifte e Sin-Rifte fazem parte do Grupo Vale do Cariri, e as formações que compõem a tectono-sequência Pós-

Rifte formam o Grupo Santana. Neumann (1999) definiu também que as três últimas tectono-sequências da Bacia do Araripe juntas formam o Super Grupo Araripe.

Segundo Assine (2007), a Bacia do Araripe pode ser dividida estratigraficamente em quatro grandes unidades, limitadas por discordâncias: Sequência Paleozóica, representada pela Formação Cariri, com depósitos residuais de uma ampla bacia intracratônica; Sequência Pré-Rifte, representada pelas formações Brejo Santo e Missão Velha, do Jurássico Superior; Sequência Rifte, representada pela Formação Abaiara, de idade neocomiana; Sequência Pós-Rifte I, representada pela Formação Barbalha ou Rio da Batateira e Formação Santana, de idade aptiana–albiana; Sequência Pós-Rifte II, equivalente às formações Araripina e Exu.

Recentemente Neumann & Assine (2015) propuseram uma revisão estratigráfica para a tectono-sequência Pos-Rifte I da Bacia do Araripe. Estes autores unificaram o empilhamento sedimentar do Grupo Santana na seguinte ordem: Formação Barbalha, Formação Crato, Formação Ipubi e Formação Romualdo (Fig. 3.8).

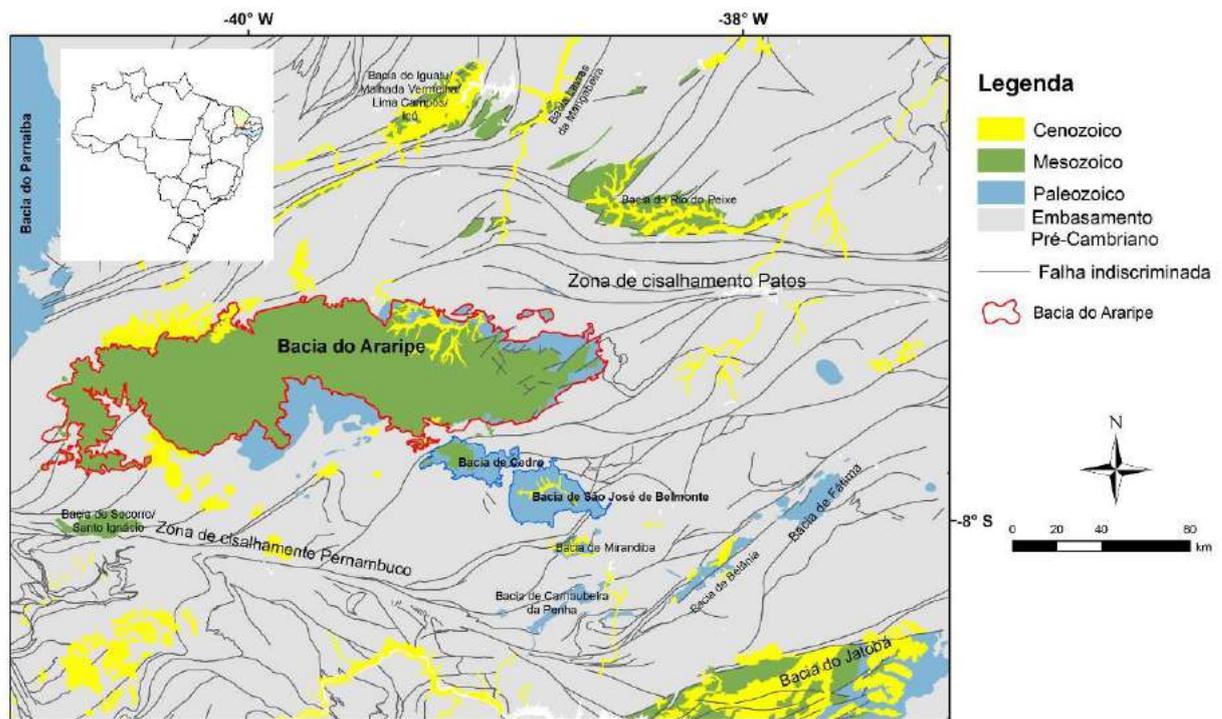


Figura 3.7 - Localização das bacias interiores do nordeste do Brasil, destaque para as duas importantes zonas de cisalhamento da Província Borborema, Patos e Pernambuco (a partir de Assine, 1992; Neumann, 1999).

MESOZOICO	CRETÁCEO	ALBIANO/ CENOMANIANO	POS-RIFTE II	GRUPO ARARIPE	Formação Exu Formação Araripina	
		APTIANO	POS-RIFTE I	GRUPO SANTANA	Formação Romualdo Formação Ipubi Formação Crato Formação Barbalha	
		DISCORDÂNCIA PRÉ-APTIANO				
		HAUTERIVIANO/ BERRIASIANO?	RIFTE	GRUPO VALE DO CARIRI	Formação Abaiara	
		JURÁSSICO	PRÉ-RIFTE		Formação Missão Velha Formação Brejo Santo	
DISCORDÂNCIA PRÉ-MEZOSOICO						
PALEOZOICO	DEVONIANO?	BETA	Formação Cariri			
DISCORDÂNCIA PRÉ-FANEROZOICO						
PRÉ- CAMBRIANO	PROTEROZOICO	EMBASAMENTO CRISTALINO (Grupos Granjeiro-Seridó, Cachoeirinha e Suítes Intrusivas)				

Figura 3.8 – Carta estratigráfica esquemática da Bacia do Araripe, de acordo com a classificação proposta por Neumann & Assine (2015).

Segue abaixo a descrição detalha das duas unidades litoestratigráficas que são foco deste trabalho.

3.2.1 - Formação Crato

Esta unidade foi inicialmente descrita por Beurlen (1963) como Formação Crato. Porém, Beurlen (1971) passou a chamá-la de Membro Crato, até que Martill (1993), Neumann (1999), Neumann & Cabrera (1999) propuseram sua posição como uma formação e, recentemente Neumann & Assine (2015) confirmaram a classificação hierárquica desta unidade como Formação Crato. Neste trabalho foi adotado o uso do termo formação, conforme estes últimos autores.

Esta formação representa uma sedimentação lacustre interna carbonática da Bacia do Araripe, e é constituída principalmente por seis unidades carbonáticas denominadas de C1 a C6, separadas

entre si, tanto lateralmente como verticalmente, por arenitos, siltitos e folhelhos calcíferos e margas (Neuman, 1999; Silva *et al.*, 2002; Silva & Neumann, 2002).

Os seis níveis carbonáticos da Formação Crato estão intergitados com arenitos e folhelhos deltáicos lacustres da Formação Barbalha, formando um complexo lacustre com espessura variando entre 50 e 70 m (Neumann, 1999) (Fig. 3.9). De acordo com Neumann (1999), segue abaixo uma descrição sucinta dos níveis carbonáticos da Formação Crato:

- ✓ O nível C1 representa a primeira camada carbonática da sequência lacustre Aptiana-Albiana e foi somente observado por Neumann (1999) nos testemunhos do poço PS-11. Este nível tem aproximadamente um metro de espessura e com extensão desconhecida.
- ✓ O nível C2 representa a segunda camada de carbonatos e subdivide-se em três sub-níveis: C2a, C2b e C2c. A base do nível C2 é formada pelo sub-nível C2a, somente observado nos testemunhos do poço PS-11. O sub-nível C2b pode ser observado em testemunhos de sondagem da Mina Caldas e possui 30 cm de espessura.
- ✓ O nível C3 foi registrado na Mina Caldas e nos testemunhos do poço PS-12. Este nível tem aproximadamente 10 m de espessura e extensão quilométrica.
- ✓ O nível C4 foi sub-dividido em 2 sub-níveis, C4a e C4b. O sub-nível C4a foi observado no poço PS-12 e a parte superior do nível C4, C4b, foi observada no poço PS-11.
- ✓ O nível C5 também foi dividido em 2 sub-níveis (C5a e C5b), a parte basal (C5a) foi observada no poço PS-12, enquanto que a parte intermediária foi observada na região da Mina Caldas. O sub-nível superior (C5b) foi observado no poço PS-11 e na região de Nova Olinda.
- ✓ O nível C6 representa a sedimentação carbonática mais extensa desta complexa sequência lacustre Aptiana-Albiana, que correspondem essencialmente aos calcários laminados. Este nível foi identificado nos testemunhos do poço PS-11 e em afloramentos de calcário laminado localizados na região de Nova Olinda-CE.

O termo calcário laminado, caracterizado principalmente no nível C6, foi adotado aqui neste trabalho de acordo com a proposição de Neumann (1999). Este autor levou em consideração, entre outras características, as peculiaridades da geologia regional da área de estudo. Os calcários laminados da Formação Crato também podem ser chamados de laminitos. Esta última classificação foi proposta por Terra *et al.* (2010) para aplicação às rochas carbonáticas das bacias sedimentares brasileiras.

As características estruturais da Formação Crato foram previamente estudadas por Silva (2003), que descreveu três padrões principais de estruturas deformacionais que ocorrem nos calcários laminados. Contudo, a análise desse autor foi principalmente baseada no estudo do nível C6, da

Formação Crato. Em seu trabalho, Silva 2003, descreveu as seguintes estruturas: microfalhas rúpteis-dúcteis distensionais, microfalhas dúcteis-rúpteis compressionais e falhas normais. Este autor nomeou os estágios deformacionais dos calcários laminados como D1, D2 e D3. Segundo esse autor, estes eventos sugerem a seguinte história deformacional:

- ✓ O evento D1 gerou estruturas de pequeno porte (microfalhas normais, *loop beddings*, *microslumps*), que ocorrem em alguns níveis dentro das unidades carbonáticas. Em geral, as estruturas geradas nesta fase ocorrem em níveis possivelmente afetados por pequenos sismos, e encontram-se separados por outras camadas sem sinais de sismicidade. Isto pode indicar eventos esporádicos de pulsos sísmicos separados por longos intervalos de tempo. As camadas que estavam ainda inconsolidadas apresentavam deformação rúptil-dúctil causada pelo pulso sísmico. Estes eventos foram em seguida recobertos por sedimentos depositados em períodos de calma tectônica, e não apresentam deformações;
- ✓ O evento D2 estaria relacionado a um evento compressional que afetou as rochas da Formação Crato. Não existem elementos diretos que demonstrem o momento em que este evento ocorreu;
- ✓ No evento D3, segundo o autor, a bacia volta a ter as condições distensivas, agora numa taxa de deformação maior e mais contínua que a primeira, com a geração de falhas normais.

Conforme descrito por Silva (2003), a Formação Crato apresenta em seus estratos, principalmente no nível C6, estruturas do tipo *slump* e *loop bedding*, bem como microfalhas, todas de origem sin-sedimentar (Neumann, 1999). Os calcários também apresentam níveis com formação de concreções calcárias, de origem diagenética, que representam zonas litificadas, e áreas com intensa substituição por calcita recristalizada. Segundo Neumann (1999) e Neumann *et al.* (2003), os calcários laminados apresentam pelo menos cinco microfácies (Figs. 3.10, 3.11):

- ✓ Microfácies sm2 - lâminas plano-onduladas e planoparalelas com estruturas do tipo *loop bedding*;
- ✓ Microfácies sm3 - matriz micrítica contendo pelóides;
- ✓ Microfácies sm4 - lâminas plano-onduladas e onduladas com *microslumps* e *microripples*;
- ✓ Microfácies sm5 - lâminas plano-onduladas e planoparalelas;
- ✓ Microfácies sm6 - lâminas plano-onduladas e plano-paralelas com ostracodes.

Os calcários laminados também apresentam pseudomorfos de halita, em vários níveis da sucessão (Neumann, 1999). Martill *et al.* (2007) descreveram as ocorrências de pseudomorfos de sal e identificaram cinco diferentes morfologias (Fig. 3.12): a) pseudomorfos com morfologia típica de

cubo do tipo *hopper* com um verniz externo de marcassita e calcita recristalizada no centro da estrutura; b) formas de cubo colapsadas com verniz de marcasita compactado, mostrando que a compactação ocorreu antes da precipitação de quartzo e calcita; c) formas semelhantes as estrelas de quatro pontas, em uma série de círculos concêntricos. As formas do tipo *hopper* indicam a formação de cristais de halita na coluna d'água em ambiente hipersalino, e as formas de estrela podem representar o crescimento de cristais dentro do sedimento. Martill *et al.* (2007) sugerem que a presença de marcassita associada com pseudomorfos de halita seja de sulfato holofílico a partir de processo de oxidação-redução de bactérias do lago Crato.

Heimhofer *et al.* (2010), propuseram que os calcários laminados se formaram a partir da precipitação de calcita autigênica, ou seja, a partir da porção superior da coluna d'água do lago Araripe. Esta precipitação foi induzida e/ou mediada pela ação do fitoplâncton (algas) e do picoplâncton (organismos menores que 2 μm , como algumas bactérias). Estes autores sugeriram que não há evidências de uma contribuição importante de comunidades bentônicas microbianas indutores da produção de carbonato. Também foi proposto que a deposição dos calcários ocorreu sobre condições anóxicas, e em alguns casos hipersalina, evidenciada pelas laminações sem bioturbação, ausência de fauna bentônica e pela presença dos pseudomorfos de sal (Fig. 3.13). Outro fator importante apontado, seria a diminuição da entrada de água doce no lago durante a deposição dos calcários laminados, indicando condições de aridez (Neumann, 1999).

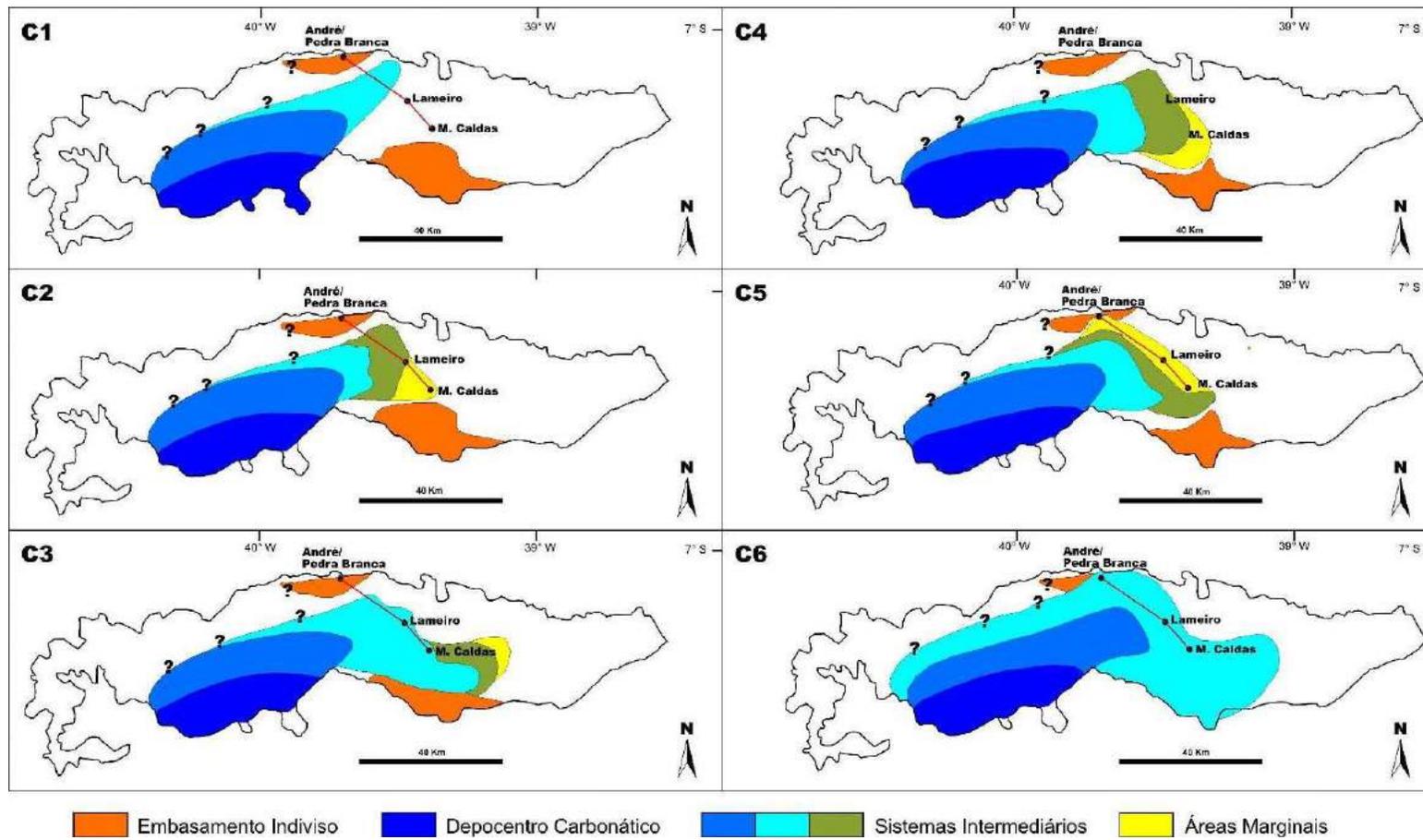


Figura 3.9 – Distribuição dos pulsos de carbonato relacionados a Formação Crato (Modificado de Neumann, 1999). As localidades assinaladas foram utilizadas por Barbosa *et al.* (2004) para observar a distribuição de moluscos bivalvíos fósseis que sugerem que ocorreu uma variação de formas de água doce para formas adaptadas a águas salobras que aparecem na porção oeste da Bacia, relacionados a possíveis ingressões marinhas vindas da Bacia Potiguar.

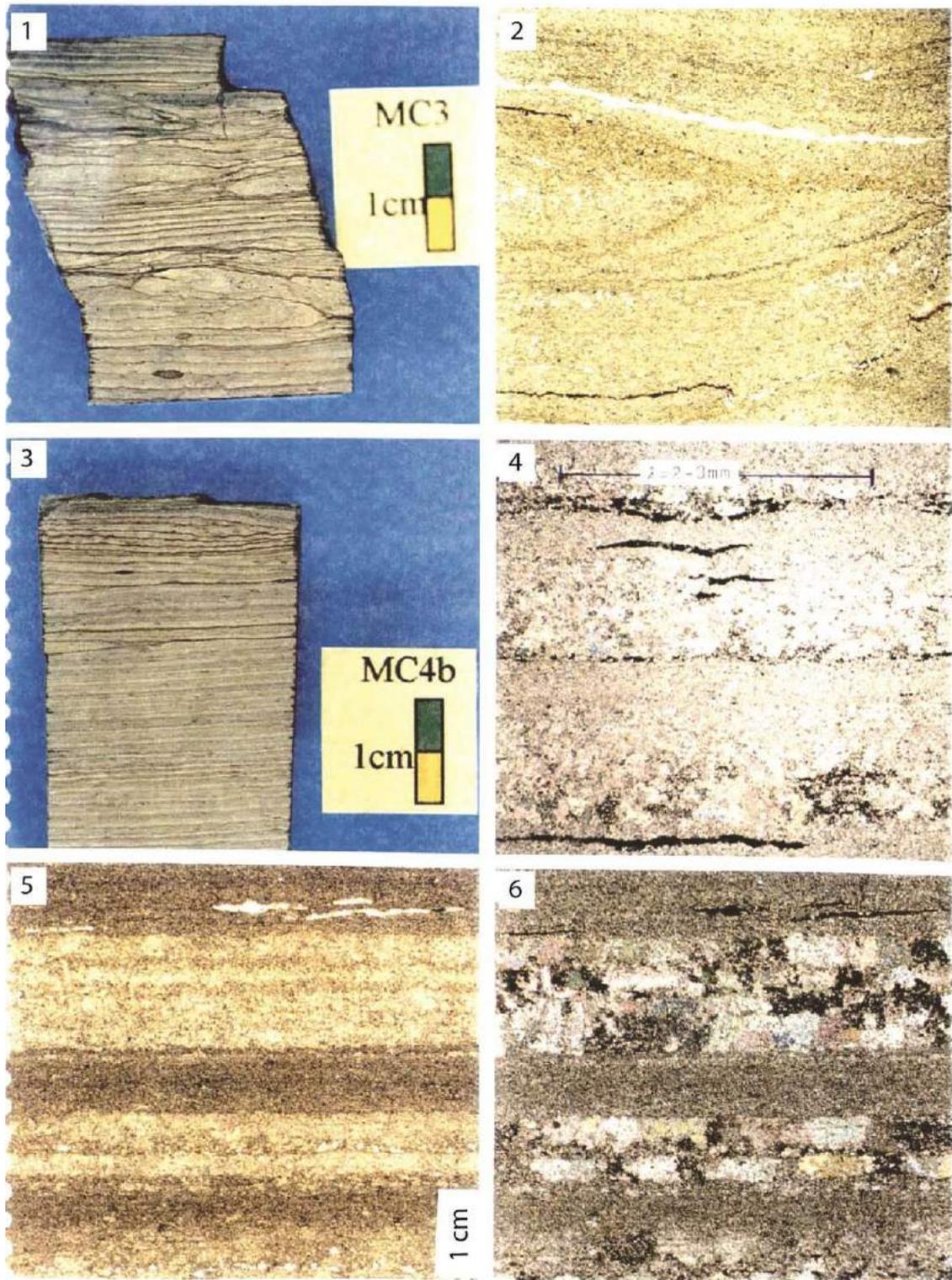


Figura 3.10 - Microfácies carbonáticas dos calcários da Formação Crato: 1) amostra de mão com *microslumps*; 2) detalhe de um *microslump* em lâmina delgada (2,5X nicóis paralelos); 3) lâminas plano-onduladas formando *micro ripples*; 4) detalhe do *micro ripples* em lâmina delgada (2,5X nicóis paralelos); 5) detalhe da alternância de lâminas delgadas com alternância de cores; 6) detalhe das lâminas de cor mais clara (bege), mostrando neomorfismo, criado pela formação de cristais microesparíticos de calcita (substituição) (Neumann, 1999).

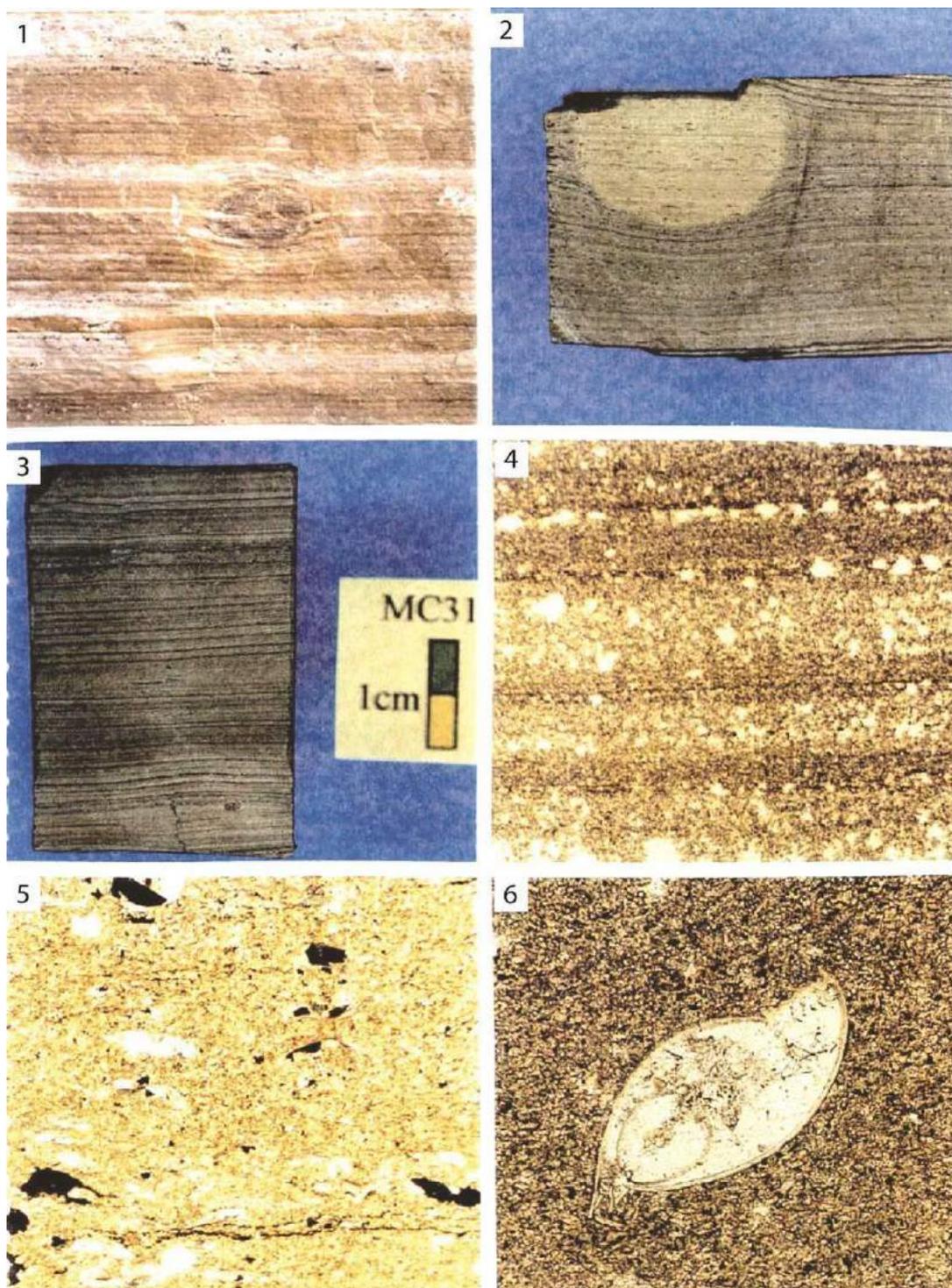


Figura 3.11 - Microfácies carbonáticas dos calcários da Formação Crato: 1 e 2) amostras de calcário laminado com nódulos diagenéticos (concreções), que deformam as lâminas paralelas; 3) microfáceis de lâminas paralelas mostrando alternância de cores; 4) detalhe das lâminas em seção delgada: lâminas mais claras (bege) constituídas por microesparito e lâminas de cor marrom (escuras), constituídas por micrito, contendo argila, pirita e óxido de ferro (2,5X nicóis cruzados); 5) fragmentos de carapaças de ostracodes orientadas conforme a orientação da laminação (2,5X nicóis cruzados); e 6) detalhe de uma carapaça de ostracode preservada em meio a matriz micrítica, exibindo leve efeito de compactação (Neumann, 1999).

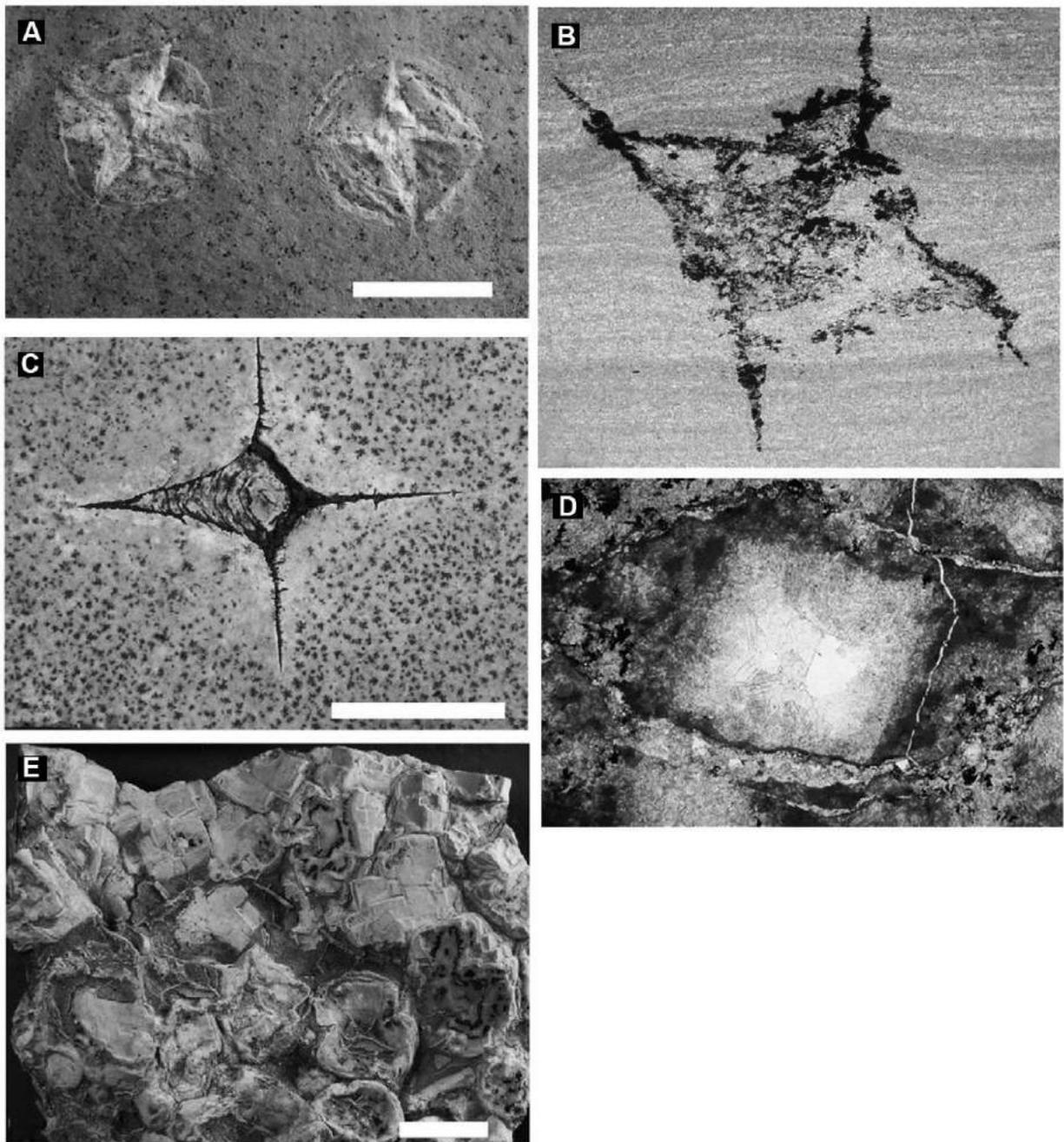


Figure 3.12 - Pseudomorfo de halita dos calcários laminados da Formação Crato: A) tipo 1, estrela, com estruturas concêntricas de colapso; B) tipo 2, pseudomorfo formado pela substituição de marcassita, parcialmente colapsado devido a compactação com preenchimento de clastos de marcassita; C) tipo 3, molde de *hopper* de halita vazio, quadrirradiado, com sobrecrecimento de marcassita; D) tipo 4, pseudomorfo com zonação, composta por um núcleo de cimento de quartzo, calcita euhedral, e sobrecrecimento externo de calcita esferoidal; e E) tipo 5, pseudomorfo formado pela substituição de sílica com intercrecimento sintaxial. As escalas brancas possuem 10 mm de comprimento (modificado de Martill *et al.*, 2007).

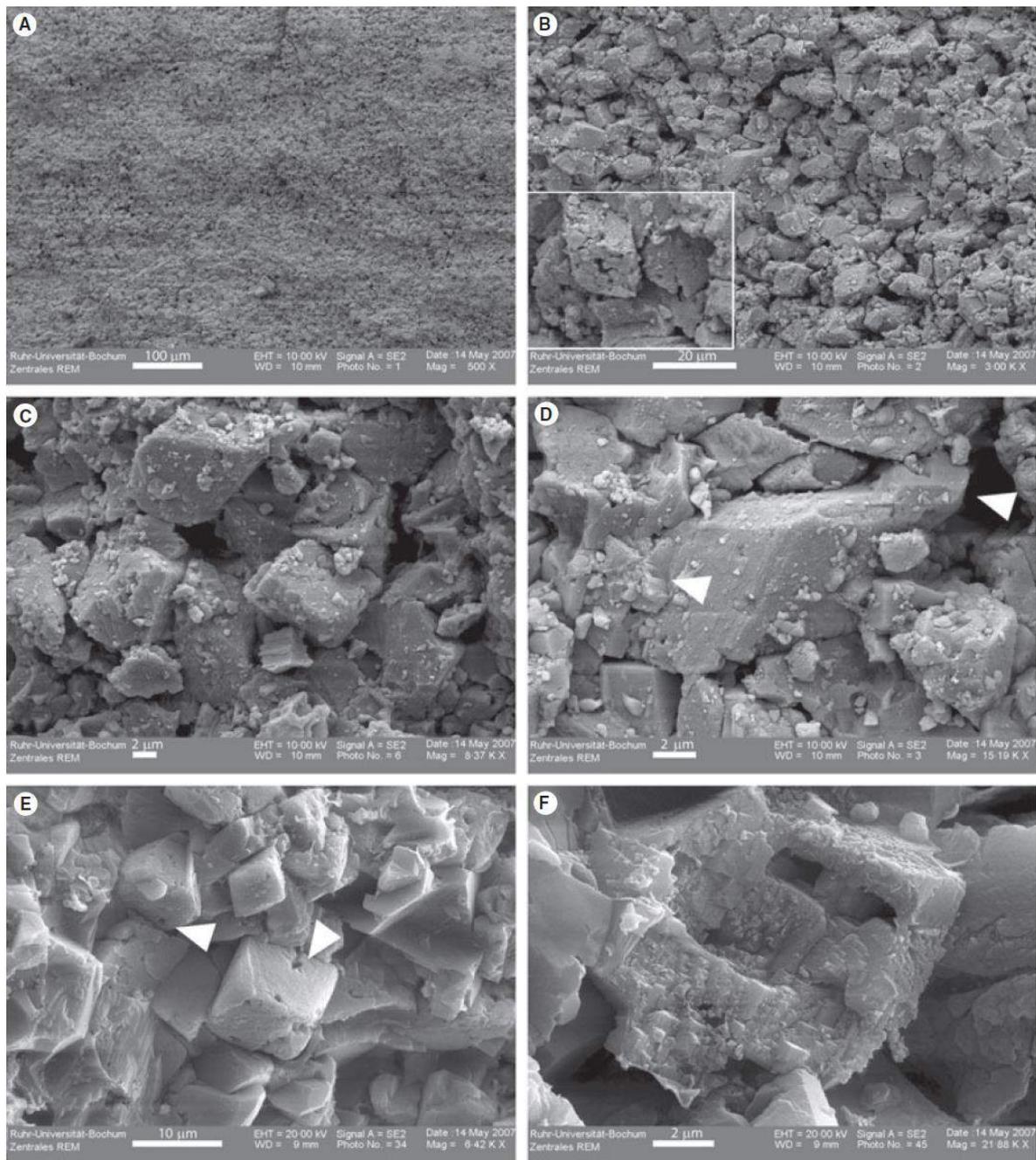


Figura 3.13 - Micrografias das microfácies dos calcários laminados através de MEV: A) distribuição homogênea dos tamanhos de grão na amostra; B) detalhe de uma amostra de ritmito argila-carbonato, mostrando porosidade interpartícula entre os cristais de calcita; C) detalhe dos cristais individuais de calcita no calcário laminado; D) empacotamento dos grãos de calcita, com o sobrecrecimento dos cristais em espaços vazios (setas brancas); E) detalhe do empacotamento dos cristais de calcita blocosa. As setas indicam feições de dissolução dos cristais; e F) detalhe de um romboedro de calcita exibindo crescimento esquelético com o desenvolvimento de porosidade intercrystal (Heinhofer *et al.*, 2010).

Heimhofer *et al.* (2010) também realizaram avaliação da composição química das lâminas do calcário laminado, as quais tipicamente apresentam um aspecto de ritmo com a alternância de lâminas claras e escuras. Os resultados da análise de Fluorescência de Raios-X demonstraram que ocorre uma clara correlação entre as lâminas e variações nos teores de Fe e de S, mais positivos nas lâminas escuras, e em relação a composição calcítica mais pura, nas lâminas mais claras (Fig. 3.14).

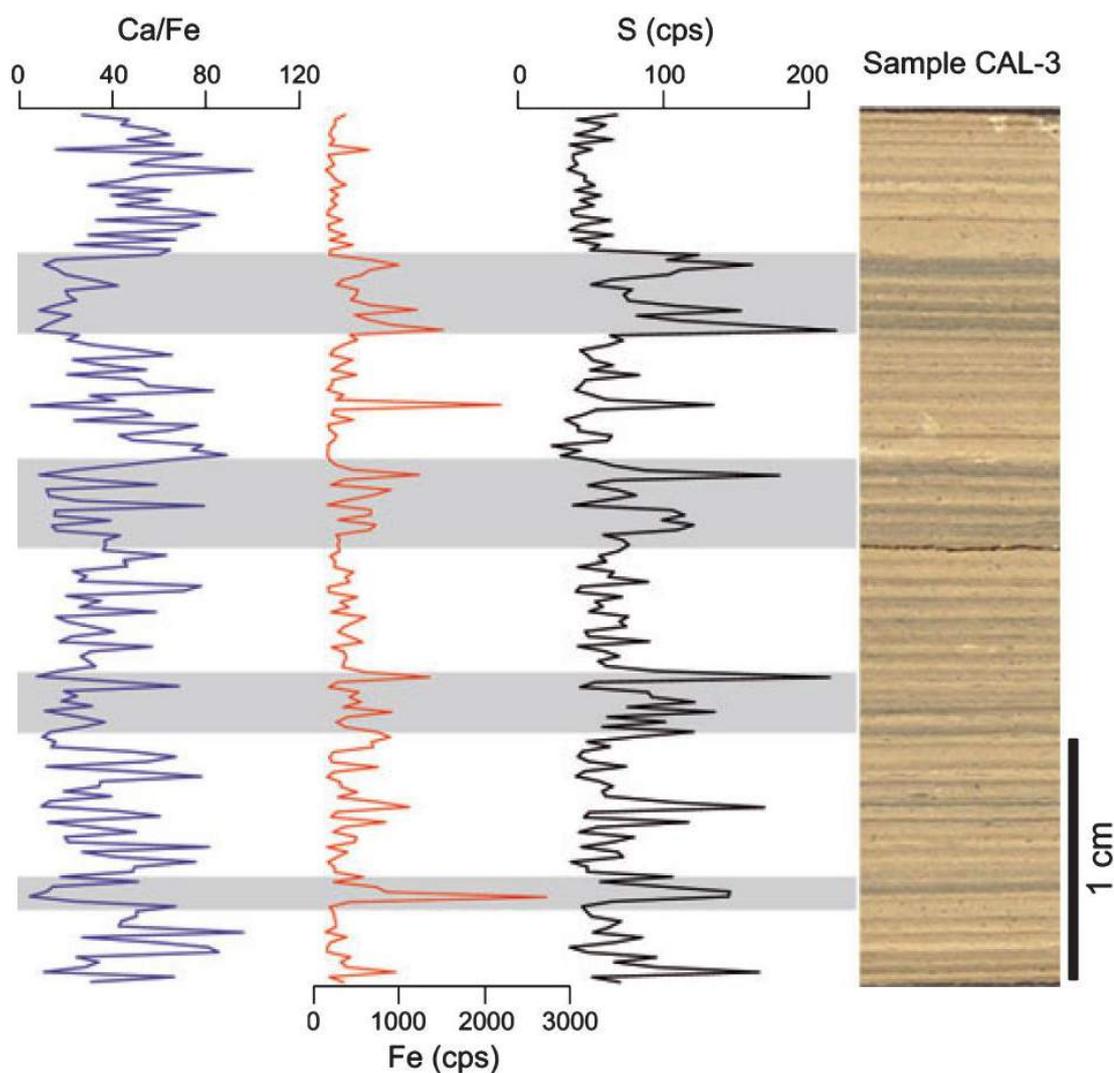


Figura 3.14 - Análise de micro-Fluorescência de Raios-X, em amostra de calcário laminado. A razão Ca/Fe e os teores de Fe e de S, são mostrados em impactos por segundo (cps). As lâminas escuras correspondem as faixas de cor cinza (Heimhofer *et al.*, 2010).

Apesar do debate em torno da origem dos calcários laminados, se estes teriam sido produzidos pela mediação de organismos microbiais ou não, pesquisas recentes ajudaram a elucidar esta questão. Conforme autores mais recentes, os calcários laminados da Formação Crato teriam realmente se

formado a partir da precipitação autigênica, induzida, de carbonato na coluna d'água, sem a participação importante de microbialitos (Neumann, 1999; Heimhofer *et al.*, 2010). Entretanto, o estudo realizado por Catto (2015) nestes depósitos, revelou que alguns níveis apresentam evidências da produção de carbonato devido a presença de filmes algálicos. Esta evidência é principalmente representada por estruturas filamentosas e romboédricas, micro a nanométricas, relacionadas a ação de bactérias que desenvolveram o tecido polimérico característico de filmes algálicos (EPS). Catto (2015) identificou estruturas compatíveis com bactérias cocoides, filamentosas e cianobactérias do gênero *Spirulina* (Fig. 3.15).

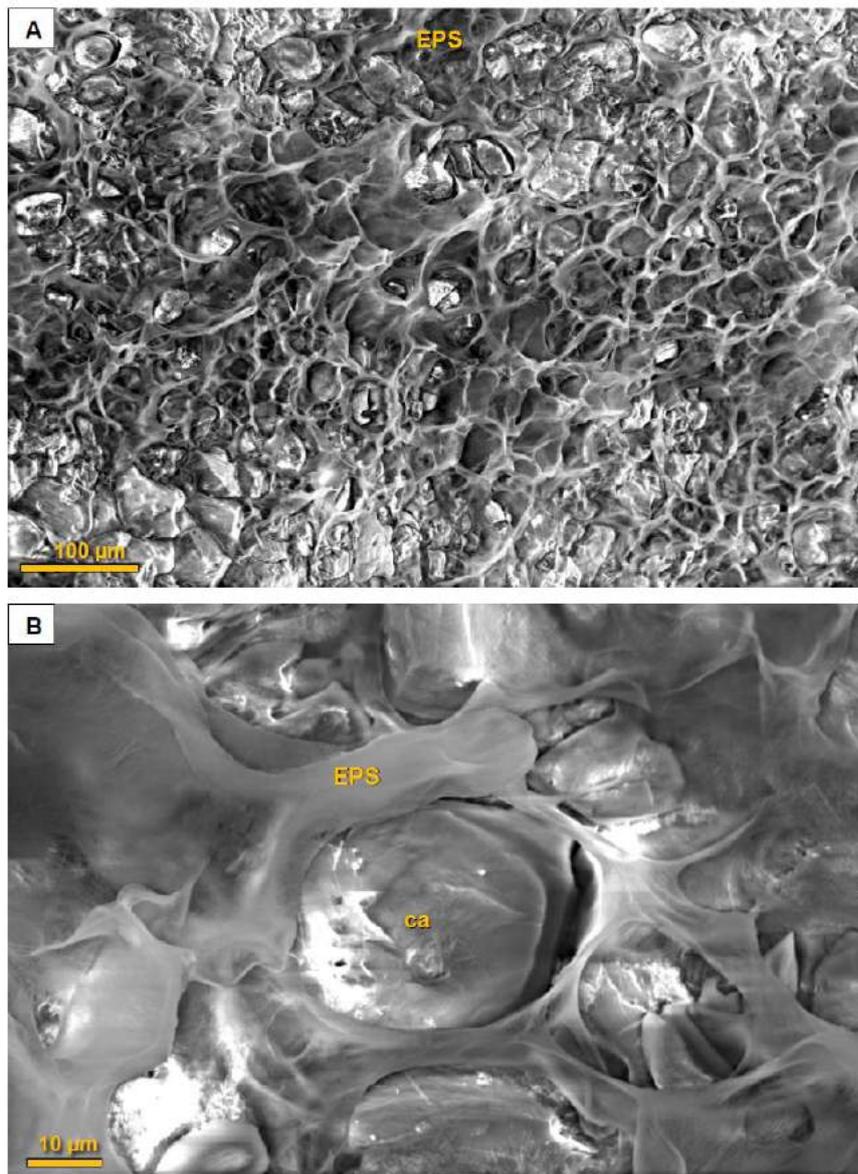


Figura 3.15 - Micrografia obtida por MEV de amostra de calcário laminado da Formação Crato: A) aspecto alveolar preservado na matriz carbonática, que pode ser relacionado a preservação do tecido EPS, produzido por colônias microbiais sobre o substrato. Os alveólos apresentam cristais esféricos de calcita; e B) detalhe da matriz EPS preservada na matriz carbonática (a partir de Catto, 2015).

3.2.2 - Formação Ipubi

A Formação Ipubi foi descrita primeiramente por Beurlen (1971), que a colocou na categoria de membro, que pertenceria a então Formação Santana, hoje tratada como Grupo Santana. Posteriormente, Mabesoone & Tinoco (1973) redefiniram a situação atribuindo aos depósitos o status de formação. Martill (1993) também propôs a sua elevação para a categoria de formação. No presente estudo, foi adotado o termo formação, de acordo com Neumann (1999), Neumann & Cabrera (1999) e Neumann & Assine (2015) que reiteraram a situação desta unidade como uma formação geológica distinta (Figura 3.20).

A Formação Ipubi representa as *fácies* evaporíticas do sistema lacustre Aptiano-Albiano, sendo composta na base por espesso pacote de folhelhos negros, betuminosos, que passam para depósitos de anidrita e gipsita. Essencialmente a unidade é reconhecida em campo por corpos descontínuos de gipsita e anidrita intercaladas, eventualmente intercalados com folhelhos negros. Vários tipos de gipsita compõem a Formação Ipubi, incluindo gipsita microcristalina, gipsita fibrosa (espato cetinado), rosetas, gipsita alabastrina e nódulos, anidrita laminar e nodular (Silva, 1983, 1986, 1988). Estes diferentes tipos de evaporitos foram classificados por Silva (1983) em duas fases evolutivas: primária (cristais de gipsita colunar, pseudomorfo de gipsita lenticular, anidrita nodular e laminar) e secundária, diageneticamente formada (gipsita alabastrina, gipsita porfiroblástica (rosetas) e espato cetinado).

Almeida (2010) estudou os aspectos deformacionais que afetam a sequência pós-rifte da Bacia do Araripe, especialmente a Formação Ipubi, com foco nas fraturas preenchidas por gipsita fibrosa. Essa autora sugeriu que a gipsita fibrosa, que comumente preenche as fraturas, possui dois padrões de crescimento em relação às paredes dos veios: a) preenchimento perpendicular, classificado como consequência de juntas distensionais; e b) veios contendo fibras dispostas obliquamente às paredes dos veios, ou com geometria sigmoidal, caracterizando juntas de cisalhamento.

Na literatura, é comum atribuir a origem destes veios a processos atectônicos (Beutner & Diegel, 1985; Ellis, 1986; Gustavson *et al.*, 1994), relacionados simplesmente ao processo de precipitação e dissolução das rochas evaporíticas. Porém, Almeida (2010) aponta a formação dessas estruturas na Bacia do Araripe com origem relacionada a processos tectônicos. A autora sugere, a partir da análise dos veios, que os depósitos estiveram sob um regime cinemático regional caracterizado por compressão, de direção NE-SW a ENE-WSW. De acordo com aplicação do método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977), Almeida (2010) sugeriu a ocorrência de dois eventos de formações que afetaram a Formação Ipubi:

- ✓ Na porção nordeste da bacia, a deformação nos evaporitos foi governada por um regime em que σ_1 é subhorizontal e apresenta direção NE-SW e σ_3 é subvertical, caracterizando um regime do tipo “falha inversa”;
- ✓ Na porção sudoeste foi caracterizado um regime do tipo “falha transcorrente”, apresentando σ_1 na direção ENE-WSW e σ_3 orientado segundo NNW-SSE.

CAPÍTULO 4 – CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA REGIONAL DA BACIA DO ARARIPE

Este capítulo apresenta os resultados do levantamento regional do contexto geológico-estrutural da Bacia do Araripe. Inicialmente foi desenvolvido uma análise dos principais lineamentos estruturais da região da bacia (embasamento cristalino adjacente e domínio interno da bacia sedimentar). Esta caracterização teve o objetivo específico de observar a distribuição e os padrões das principais feições geológicas regionais relacionadas a gênese da bacia, para então relacioná-las com as características dos sistemas de fraturas naturais que ocorrem nas formações Crato e Ipubi, em escala de afloramento. Em seguida, foi realizada a interpretação de dados gravimétricos da bacia e seu embasamento adjacente, visando a proposição de algumas considerações a respeito da evolução geotectônica da Bacia do Araripe.

4.1 – LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

No presente estudo os lineamentos estruturais regionais que ocorrem na Bacia do Araripe foram interpretados a partir dos seguintes mapas: a) modelo digital do terreno; e b) anomalias gravimétricas Bouguer residuais (Miranda *et al.* 2012c; Lourenço *et al.* 2013). Os lineamentos estruturais extraídos das imagens de relevo sombreado geradas a partir dos dados SRTM mostram que, no interior da bacia e no embasamento há dois *trends* preferenciais de lineamentos, orientados nas direções N45W e N80E (Fig. 4.1A) (Lourenço *et al.* 2013). O mesmo procedimento foi realizado para os dados das anomalias gravimétricas residuais (Miranda *et al.* 2012c), sendo que as direções preferenciais das feições mapeadas no interior da bacia apresentam *trends* principais N45W e E-W, enquanto que para o embasamento, foi observada uma dominância de alinhamento nas direções E-W e N45E (Fig. 4.1B). Foi possível observar que os lineamentos estruturais (topográficos e gravimétricos) relacionados ao embasamento provavelmente correspondem à trama estrutural herdada da deformação dúctil, gerada durante o Ciclo Brasileiro (~600 Ma) nas unidades litoestratigráficas do Domínio Central da Borborema, localizadas entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco. Ou seja, estas estruturas imprimem uma direção preferencial de lineamentos E-W, enquanto que as zonas de cisalhamento adjacentes influenciam a geração de lineamentos com direção NE-SW (Fig. 4.2). As principais feições estruturais no interior da bacia sugerem uma configuração compatível com uma trama de deformação rúptil, nível crustal raso, formada entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, o que, segundo a interpretação dessa pesquisa, sugere uma geometria de tectônica *pull-apart*, formada em um ambiente de transtensão dextral. Considerando esse padrão de deformação, os lineamentos estruturais NW-SE e NNW-SSE, com padrão *en echelon*, que ocorrem no interior da bacia, correspondem às estruturas rúpteis (R_1 , R_2 e falhas normais) conforme o modelo de Riedel.

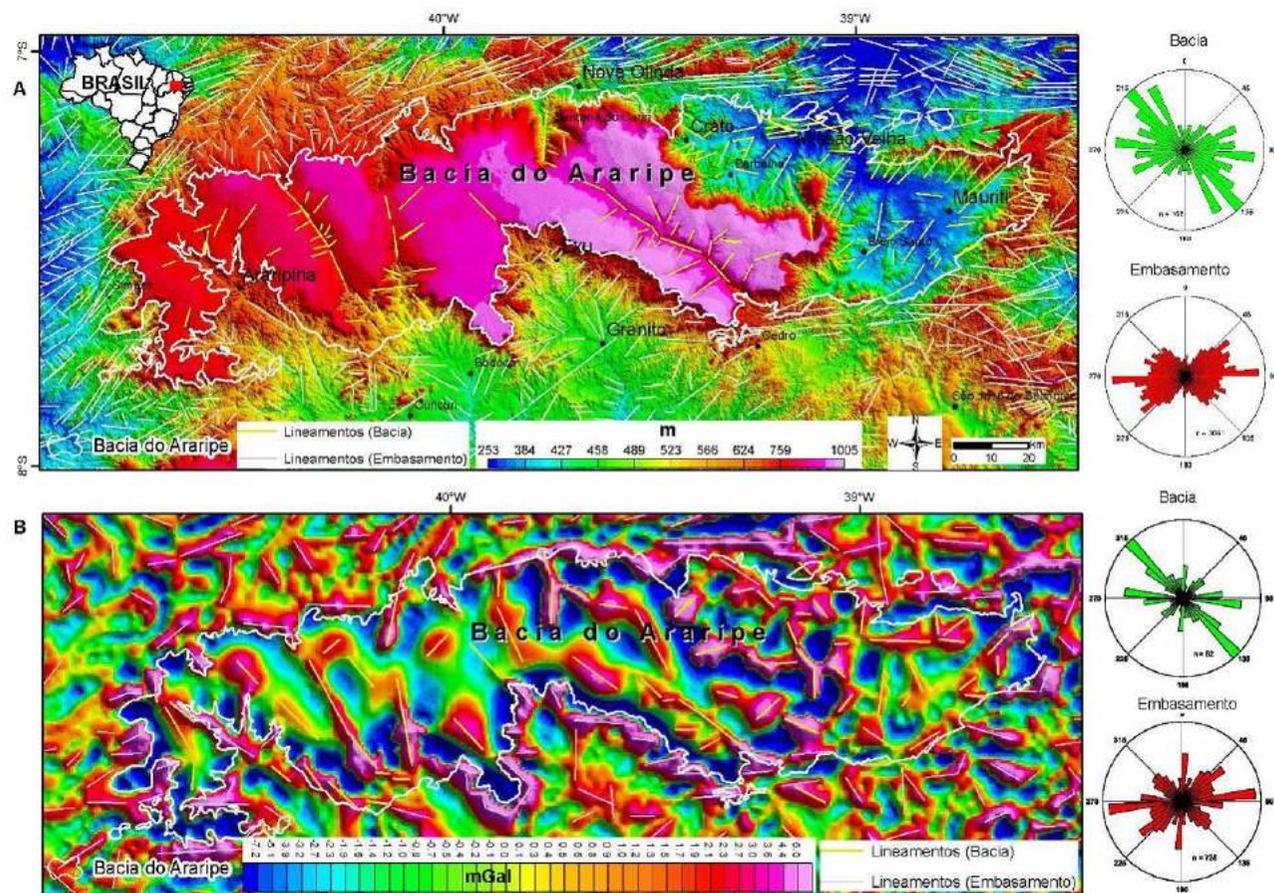


Figura 4.1 - Mapas do modelo digital do terreno e das anomalias residuais gravimétricas da região da Bacia do Araripe. A) Lineamentos estruturais extraídos da imagem SRTM; B) Lineamentos das anomalias gravimétricas residuais. As rosetas em vermelho mostram a direção das feições observadas no embasamento e em verde, as rosetas dos lineamentos estruturais observados no interior da Bacia do Araripe.

4.2 – PROPOSTA DE UMA EVOLUÇÃO TECTÔNICA PARA A BACIA DO ARARIPE

A partir dos dados gravimétricos, analisados nesta pesquisa, foi possível destacar o limite tectônico da Bacia do Araripe que apresenta um formato romboédrico a sigmoidal (Miranda *et al.*, 2014a) (Fig. 4.2). No mapa de anomalias Bouguer esta bacia é representada de forma geral por um baixo estrutural (anomalia negativa) devido ao preenchimento desta depressão por rochas sedimentares formando, assim, um contraste com as rochas mais densas do embasamento (Fig. 4.2). O mapa Bouguer evidencia ainda a ocorrência das sub-bacias E e W, como depocentros isolados e separados pelo Alto de Dom Leme (Rand & Manso, 1984; Ponte & Ponte Filho, 1996). Como visto no tópico anterior, os lineamentos gravimétricos observados no mapa de anomalia residual foram separados em dois domínios: a) interior da bacia; e b) embasamento adjacente (Fig. 4.1B). Esta divisão objetivou relacionar as anomalias gravimétricas do embasamento adjacente com as anomalias na região do interior da bacia. Foram interpretados três principais *trends* de anomalias gravimétricas nos domínios da bacia: NW-SE; E-W; e NE-SW. A interpretação da assinatura gravimétrica de estruturas lineares no embasamento do entorno da bacia mostra a dominância de um *trend* E-W e secundariamente NE-SW (Fig. 4.3). Os alinhamentos gravimétricos de direção E-W estão possivelmente relacionados a estruturas antigas influenciadas pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco. Os lineamentos NW-SE podem ser interpretados como falhas normais e/ou falhas transcorrentes, de acordo com o modelo de Riedel, que representam as estruturas nucleadoras do sistema de quebra do embasamento com geometria *pull-apart*, trama de estruturas mais recente, superimposta às estruturas pretéritas, e que possivelmente originou a formação desta bacia durante o Paleozoico (Miranda *et al.* 2012c; 2014a; 2014b). O *trend* NE-SW é justificado pela ocorrência da distensão regional NW-SE associada ao rifteamento eocretáceo. Este evento aproveitou os planos de fraqueza de importantes zonas de cisalhamento pré-cambrianas NE-SW no limite da bacia. Os alinhamentos NE-SW ocorrem preferencialmente na sub-bacia E, onde aparentemente a bacia sofreu maior influência da tectônica rifte do Neocominiano. Este fato reforça o conceito de que a origem da Bacia do Araripe está estritamente relacionada com as estruturas dúcteis pré-cambrianas da Província Borborema.

No presente estudo os lineamentos gravimétricos da Bacia do Araripe, definidos por Rand (1983), foram analisados e a roseta construída mostrou que as falhas da bacia interpretadas pelo autor possuem três direções principais: 1) NW-SE; 2) NE-SW; e 3) E-W (Fig. 4.4). Estes dados reforçam a interpretação desta pesquisa com base nos dados gravimétricos de satélite e também embasam a tese da existência de duas fases tectônicas distintas na evolução da bacia: 1 - rifte *pull-apart* (Paleozoico); e 2 - rifte puramente extensional (Eocretáceo) (Fig. 4.4).

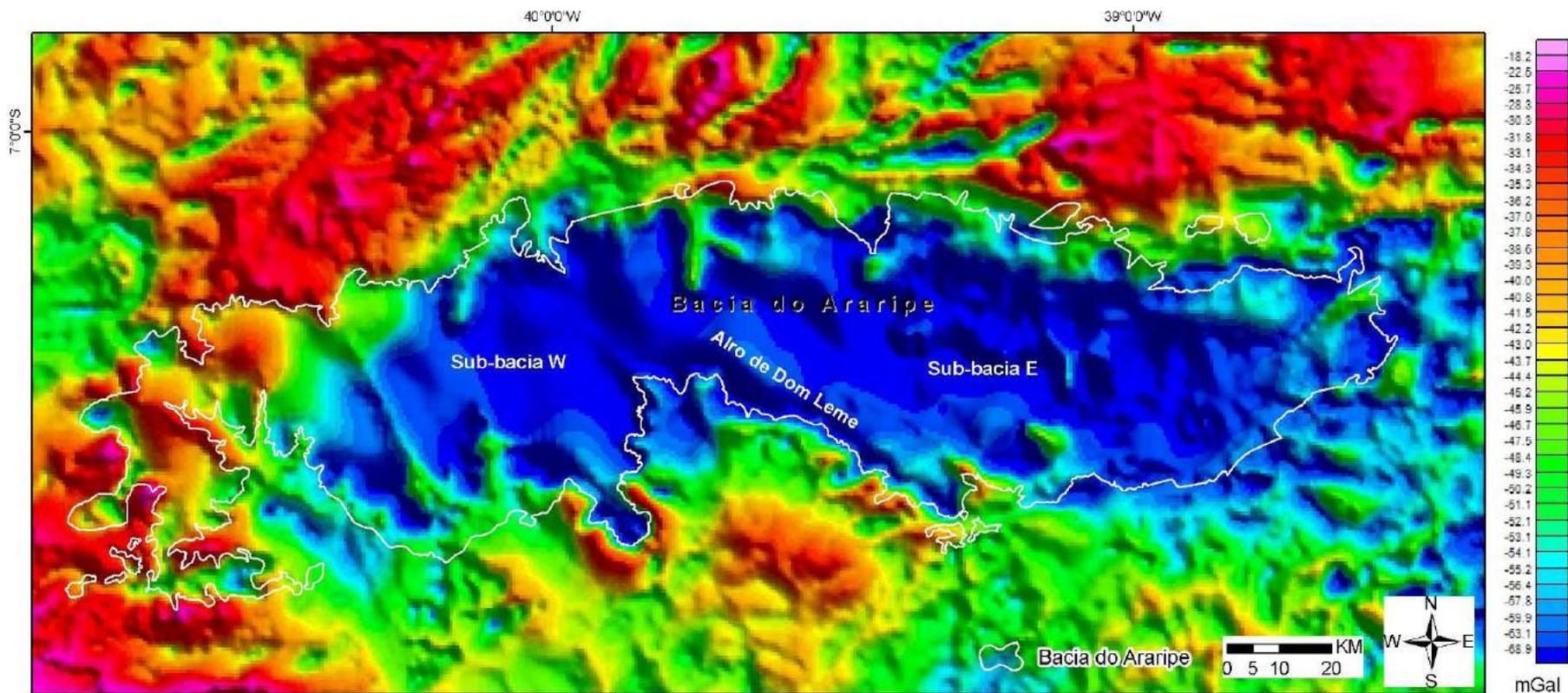


Figura 4.2 - Mapa de anomalias Bouguer da Bacia do Araripe e seu embasamento adjacente. Destaque para localização do Alto de Dom Leme e das sub-bacias E e W. Dados gravimétricos do satélite GEOSAT e ERS 1 (Sandwell & Smith, 1997).

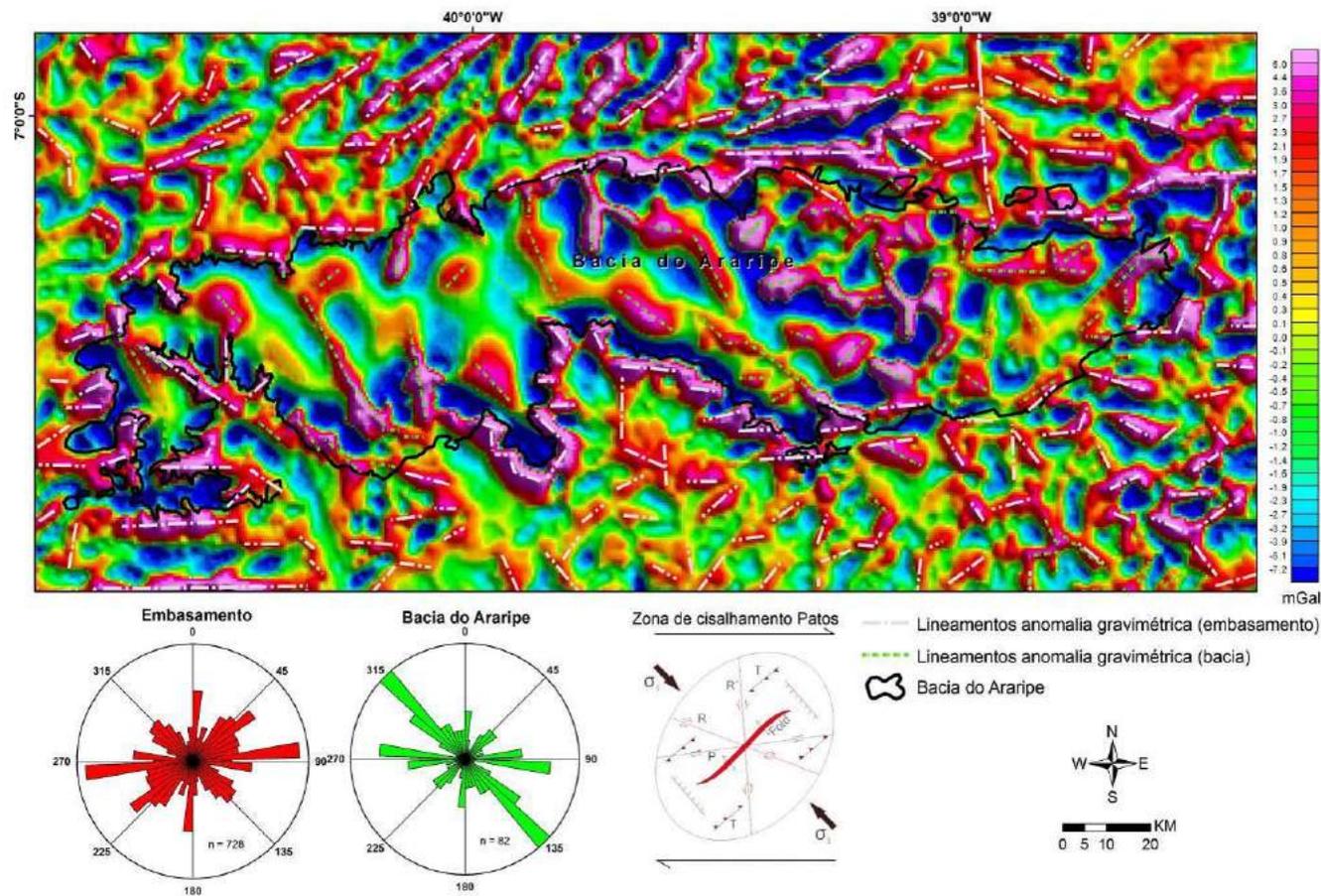


Figura 4.3 - Mapa de anomalias gravimétricas residuais da região da Bacia do Araripe. Destaque para os lineamentos gravimétricos nos domínios da bacia (linhas verdes), e no embasamento adjacente (linhas de cor cinza) da bacia. O diagrama de Riedel mostra as principais estruturas geradas durante a formação do possível sistema *pull-apart* que originou a bacia. As anomalias que mostram lineamentos NW-SE podem ser explicadas pela formação de falhas normais, conforme previsto no diagrama de Riedel. Dados gravimétricos do satélite GEOSAT e ERS 1 (Sandwell & Smith, 1997).

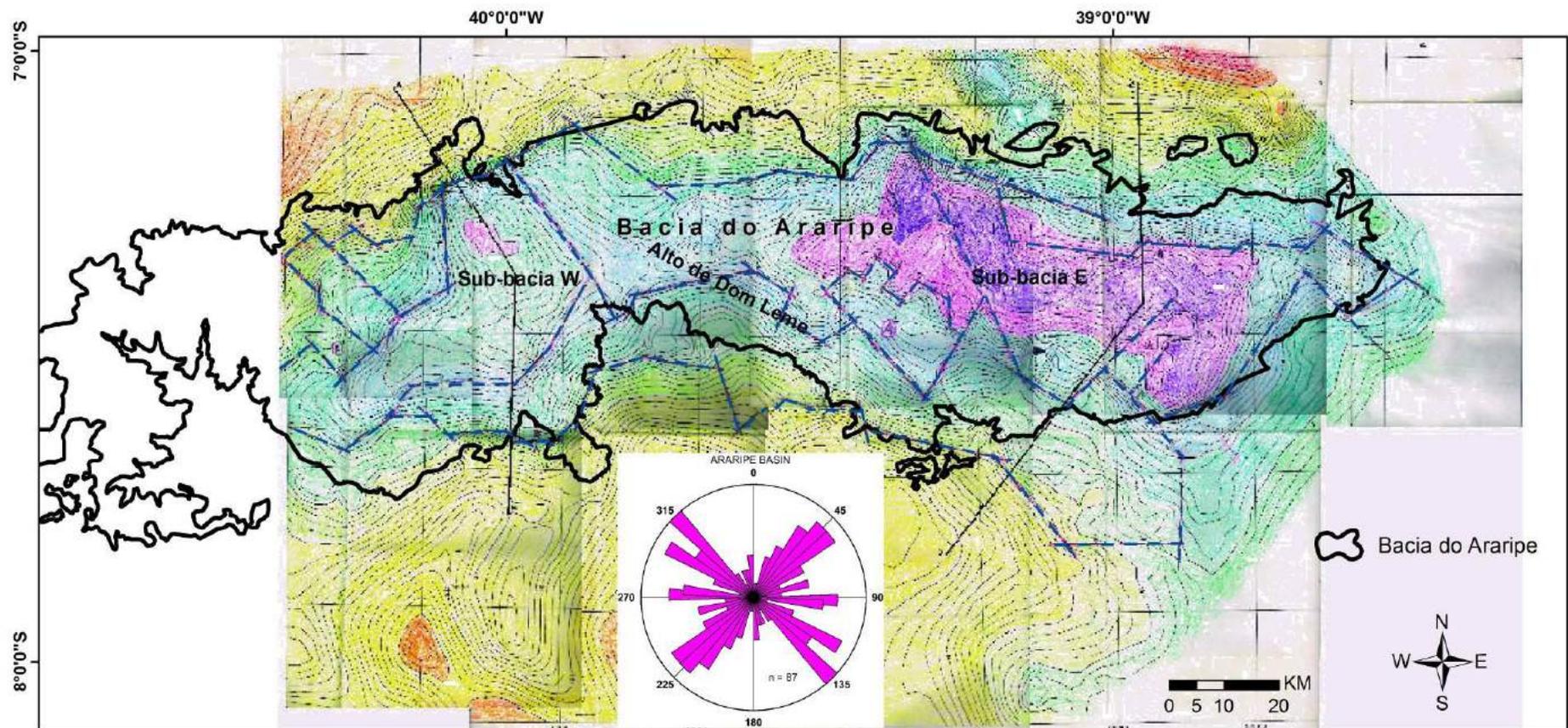


Figura 4.4 - Mapa gravimétrico Bouguer da Bacia do Araripe confeccionado por Rand (1983), com a interpretação do sistema de falhamentos da bacia. Esta pesquisa elaborou o diagrama de rosetas que mostra a direção preferencial das falhas traçadas pelo autor de acordo com os lineamentos gravimétricos.

4.2.1 - Bacia do Araripe: Possível Sistema *Pull-Apart*?

Conforme o modelo de bacias *pull-apart* proposto por Burchfiel & Stewart (1966), a partir da análise da Bacia do Vale da Morte (*Death Valley Basin*), este tipo de bacia foi caracterizado como associada a depressões formadas ao longo de grandes falhas transcorrentes (e.g. Aydın & Nur, 1982; Bahat, 1983; Wu *et al.*, 2008; Dooley & Schreurs, 2012). Outras interpretações de bacias classificadas como *pull-apart* dão ênfase a ocorrência de grabéns rômnicos associados a compartimentação dessas bacias (Freund, 1971; Sylvester, 1988; Titus *et al.*, 2002). Segundo a descrição de Crowell (1974) e Sylvester (1988), bacias do tipo *pull-apart* podem ser profundas e formadas por grabéns rômnicos bordejados por falhas transcorrentes e limitadas em suas extremidades por falhas de transferência (falhas transcorrentes diagonais) que se conectam com as falhas de transcorrência.

No modelo aqui proposto para a Bacia do Araripe, a Zona de Cisalhamento Patos, que é uma falha transcorrente dextral (E-W), foi considerada como a principal estrutura responsável pela formação da Bacia do Araripe e a consequente formação dos depocentros romboédricos (sub-bacias E e W) (Fig. 4.5).

A interpretação dos lineamentos gravimétricos de acordo com o diagrama de Riedel (Atmaoui, 2006; Dooley & Schreurs, 2012), permitiu a interpretação de que a Zona de Cisalhamento Patos forneceu durante (era paleozoica) a estruturação da PB uma componente de *stress* máximo (σ_1) na direção NW-SE. As anomalias gravimétricas apresentam direções principais de acordo com o par conjugado de estruturas WNW-ESE (R_1) e NNW-SSE (R_2), como também as falhas normais em padrão *en echelon*, de direção NW-SE, que são paralelas a σ_1 (Figs. 4.1 e 4.3). Sugere-se que estas estruturas foram geradas em nível crustal mais raso (tectônica rúptil), durante a primeira fase tectônica de abertura da bacia, correspondendo a um sistema de rifte *pull-apart*, durante o Paleozoico. Sugere-se também que a origem dos lineamentos gravimétricos no interior da bacia de direção NE-SW pode estar relacionada a uma segunda fase tectônica da Bacia do Araripe, que corresponderia ao rifteamento Neocominiano (Matos, 1999). Durante o rifte eocretácico os planos das foliações miloníticas do embasamento, correspondentes as zonas de cisalhamento NE-SW, teriam sido usados como zonas de fraqueza para geração de falhas normais na borda e no interior da bacia. A influência da segunda fase tectônica da Bacia do Araripe foi mais intensa na Sub-bacia E, onde a Chapada do Araripe foi quase que totalmente erodida, restando apenas os depósitos mais antigos preenchendo os depocentros (Japsen *et al.*, 2012). No presente estudo, atribuímos a intensa erosão que afetou a Sub-bacia E ao fato desta região apresentar maior deformação com a sobreposição das duas fases tectônicas: rifte *pull-apart* (Paleozoico) e rifte Neocominiano. A assinatura gravimétrica da Sub-bacia W mostra que esta bacia é mais rasa, com menor quantidade aparente de

lineamentos estruturais e possivelmente menos fraturamento. Este fator leva a crer que a região W da bacia permaneceu com a morfologia da chapada preservada e com menor profundidade devido a movimentação tectônica menos intensa. Rand & Manso (1984) já haviam observado que a Bacia do Araripe se encontrava deslocada 50 km para Leste em relação à Chapada do Araripe, ou seja, que esta bacia sofreu maior erosão diferencial na sub-bacia E devido a maior atividade tectônica, e menor erosão na Sub-bacia W, com a preservação da sucessão sedimentar que forma a chapada nesta região.

Em termos comparativos, é possível observar algumas evidências geométricas entre a configuração tectônica da Bacia do Araripe e outras bacias que são classicamente atribuídas a tectônica do tipo *pull-apart* (Gurbuz, 2010) (Fig. 4.6):

- ✓ A bacia é bordejada pela Zona Cisalhamento Patos, que se comporta como a falha de borda da bacia;
- ✓ Os limites tectônicos da bacia possuem geometria romboédrica a sigmoidal, e depocentros rombóedricos;
- ✓ O Padrão *en echelon* de lineamentos observados através de anomalias gravimétricas NW-SE (possíveis falhas normais);
- ✓ A razão **3:1** identificada entre a extensão, 200 km, e a largura, 65 km, da bacia, (Aydm & Nur, 1982);
- ✓ Ângulo agudo de 33° entre a Zona de Cisalhamento Patos e a falha de transferência NW-SE no interior da bacia, valor comumente observado em várias bacias *pull-apart* conhecidas no mundo - *Dead Sea, Death Valley, Marmara Basin* (Gurbuz, 2010);
- ✓ Os depocentros das sub-bacias E e W possuem alongação com direção aproximada E-W, e formato romboédrico, e o alto de Dom Leme está alinhando paralelo à falha de transferência na direção NW-SE.

4.2.2 - Modelo Gravimétrico 3D da Bacia do Araripe

Para amparar a interpretação da possível tectônica *pull-apart* responsável pela formação da Bacia do Araripe, foi realizada, a partir dos dados gravimétricos terrestres, uma modelagem 3D do topo do embasamento, assim como a execução de alguns perfis gravimétricos da região da bacia.

O mapa de inversão gravimétrica (modelo 3D) do topo do embasamento da Bacia do Araripe (Fig. 4.6) mostrou que a espessura da coluna sedimentar no local do poço 2-AP-1-CE é cerca de 1500 m, muito próximo do valor real obtido pela sondagem - 1498 m (Assine, 2007). A modelagem 3D permitiu o delineamento das sub-bacias E e W, observadas nos mapas de anomalia Bouguer descritos anteriormente (Rand & Manso, 1984; Ponte & Ponte Filho, 1996; Castro & Castelo Branco, 1999). Foi possível observar também a geometria romboédrica dos depocentros com profundidades máximas estimadas na ordem de 1900 m. O forte gradiente gravimétrico associado à queda abrupta do topo do embasamento no limite N da bacia parece confirmar a Zona de Cisalhamento Patos como a falha de borda da bacia. Não foi possível, infelizmente, delinear as características dos extremos E e W, devido a cobertura gravimétrica incipiente nestas regiões (Castro & Castelo Branco, 1999). Três perfis geofísicos foram modelados objetivando a caracterização das sub-bacias E e W e o alto de Dom Leme (Fig. 4.6). O perfil A-B apresenta direção E-W, é paralelo ao eixo maior da bacia, e apresenta uma extensão aproximada de 210 km. Neste perfil foi possível observar o contorno das sub-bacias E e W e o alto de Dom Leme com profundidades de -1400, -1800 e -500m, respectivamente. O perfil C-D foi realizado de forma perpendicular ao eixo da Sub-bacia W e possui cerca de 80km de extensão e direção NW-SE. O perfil E-F possui aproximadamente 90 km de extensão, e direção NE-SW e cruza a Sub-bacia E evidenciando a falha de borda na região NE da bacia.

O mapa do modelo digital do terreno sobreposto ao mapa do topo do embasamento (modelo 3D) da bacia (Fig. 4.7) ajudou a caracterizar o deslocamento para E da bacia em relação a Chapada do Araripe. Através deste mapa foi possível observar que os alinhamentos topográficos NW-SE da Chapada concordam com os lineamentos gravimétricos e os altos do embasamento dentro da bacia.

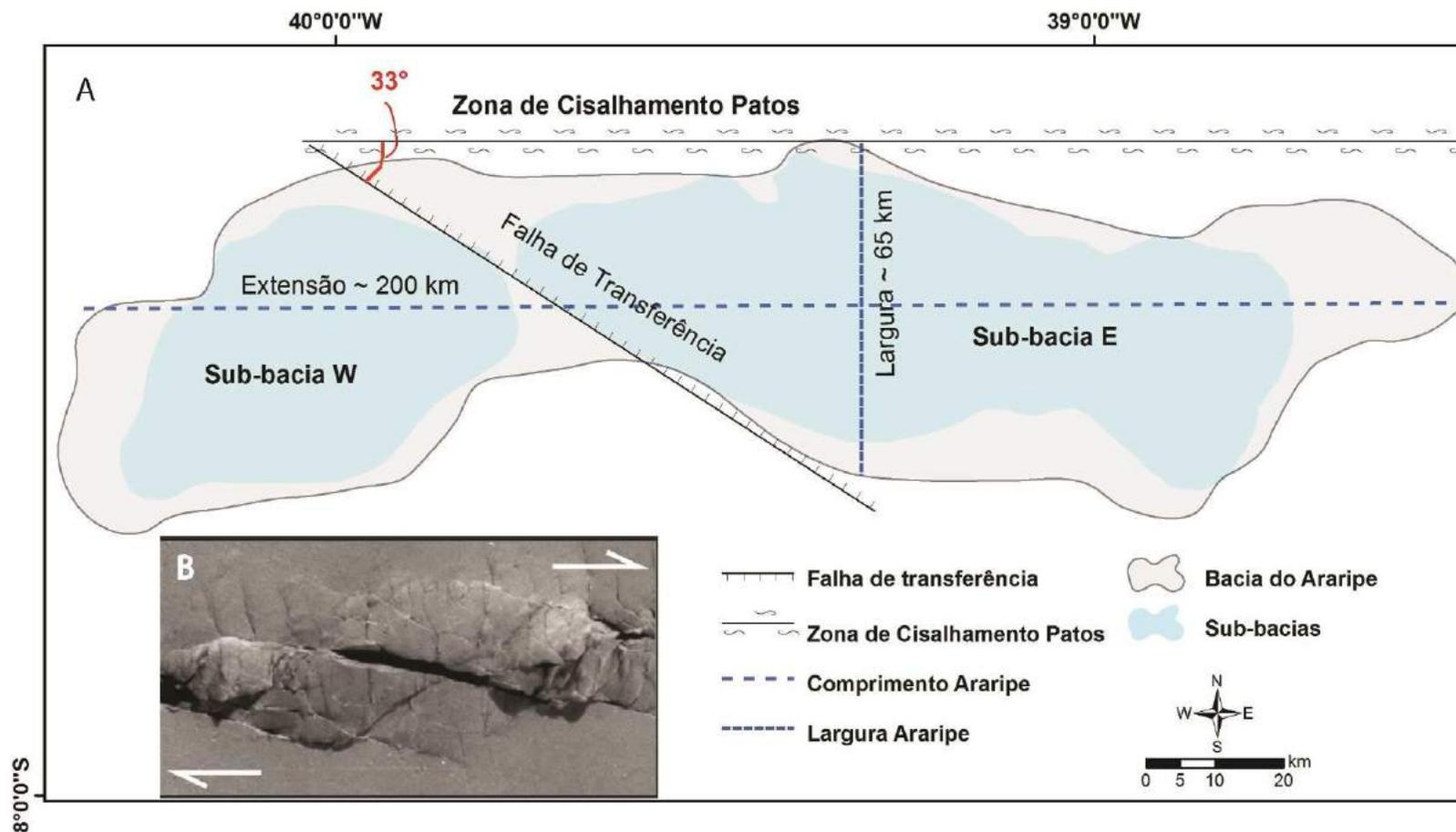


Figura 4.5 - A) Características geométricas e cinemáticas da Bacia do Araripe interpretada conforme o contexto estrutural de uma bacia *pull-apart*. O limite norte é marcado pela falha principal, Zona de Cisalhamento Patos, que possui ângulo agudo de 33° com a falha de transferência que separa as duas sub-bacias, E e W; B) Destaque para o modelo clássico proposto por Atmaoui (2006) para uma bacia *pull-apart*.

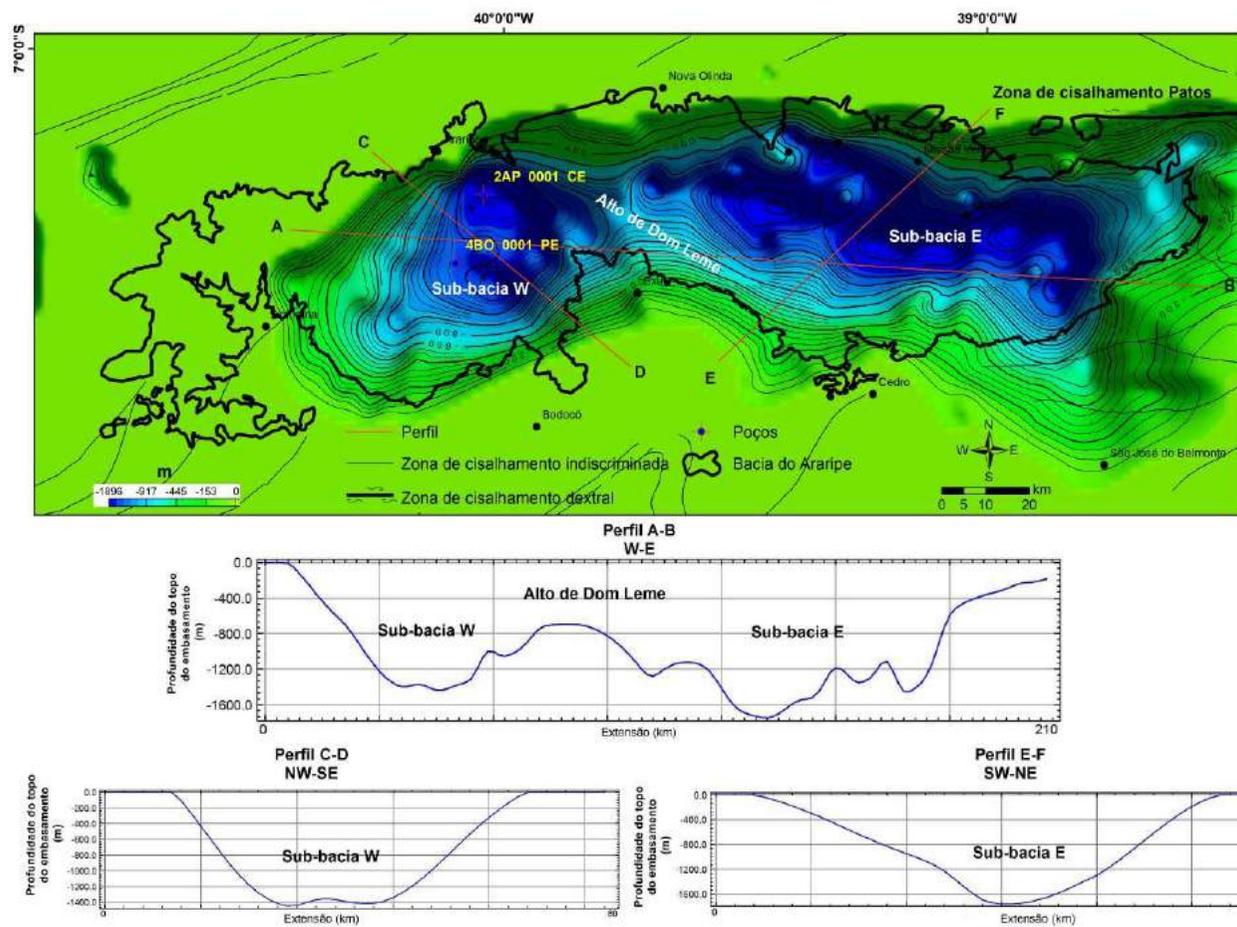


Figura 4.6 - Modelo gravimétrico 3D da Bacia do Araripe com a localização dos poços exploratórios 2-AP-1-CE (1498 m) e 4-BO-1-PE e os perfis A-B; C-D; e E-F, da profundidade do topo do embasamento.

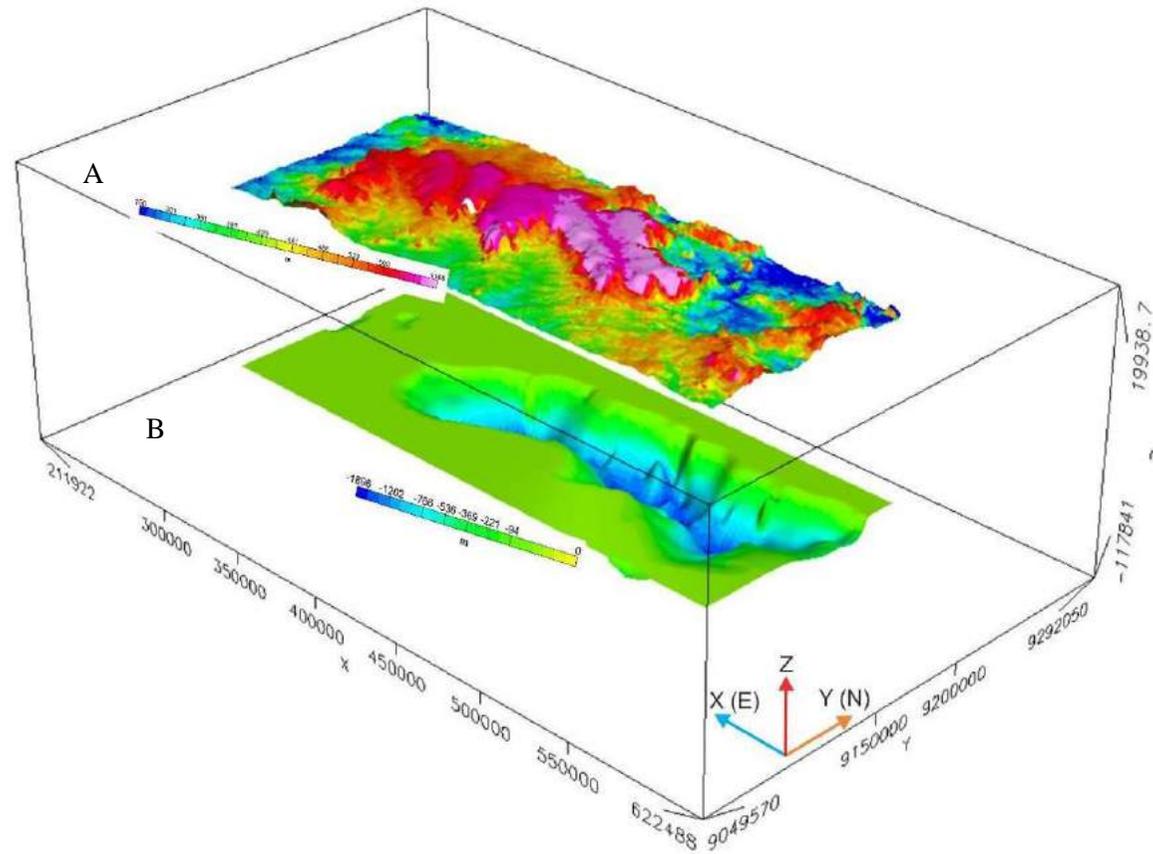


Figura 4.7 - Modelagens dos dados topográficos (SRTM) e gravimétricos (superfície do embasamento) da Bacia do Araripe: A) Superfície digital da elevação do terreno a partir de dados *SRTM* (*Shuttle Radar Topographic Mission*); e B) Topo do embasamento, modelo 3D. Destaque para os alinhamentos topográficos NW-SE.

4.2.3 - Caracterização Geológica das Anomalias Gravimétricas

A pesquisa buscou uma investigação de campo em áreas onde foram determinadas anomalias gravimétricas que representam lineamentos estruturais. A caracterização geológica das anomalias gravimétricas em regiões da Bacia e do embasamento pré-cambriano adjacente foi realizada através de coleta de dados estruturais em afloramentos. No limite oeste da bacia, próximo à cidade de Araripina, foi selecionado um afloramento, PT-121, representado por milonito de protólito ígneo, onde foram coletadas atitudes da foliação. A foliação milonítica sugere a existência de uma zona de cisalhamento de direção NE-SW, com mergulho de alto ângulo, que foi aqui classificada como Zona de Cisalhamento Araripina (Fig. 4.8). Na borda leste da bacia, a caracterização geológica foi realizada em afloramento de rochas da Formação Abaiara (PT-132), representante da seção rifte da bacia. Neste ponto foram coletadas atitudes do acamamento que ocorre basculado com direção NE-SW e mergulho com média de 45° para SE.

No limite Norte da bacia a coleta de dados estruturais foi realizada em metassedimentos (filito) e em ortognaisses. No afloramento de metassedimentos a foliação observada apresenta mergulho moderado (50°) para SE. Foi identificado, também, que esta foliação ocorre truncada por uma importante zona de brecha de falha com direção NNW-SSE, que apresenta alto ângulo (Fig. 4.9). Foi observado nos ortognaisses uma estrutura em flor negativa que caracteriza uma tectônica rúptil de transtensão (Fig. 4.10). De acordo com os critérios cinemáticos observados em campo, esta estrutura foi classificada como uma falha sinistral oblíqua. A direção preferencial desta falha é NNW-SSE, o que condiz com a interpretação dos alinhamentos gravimétricos (R_2) identificados no interior da bacia (Fig. 4.11).

Os dados geológico-estruturais coletados em campo se mostraram concordantes com os *trends* e geometrias das anomalias observadas nos mapas gravimétricos Bouguer e de primeira derivada vertical, os quais ajudaram na definição da influência de duas possíveis fases tectônicas para a bacia (Fig. 4.12).

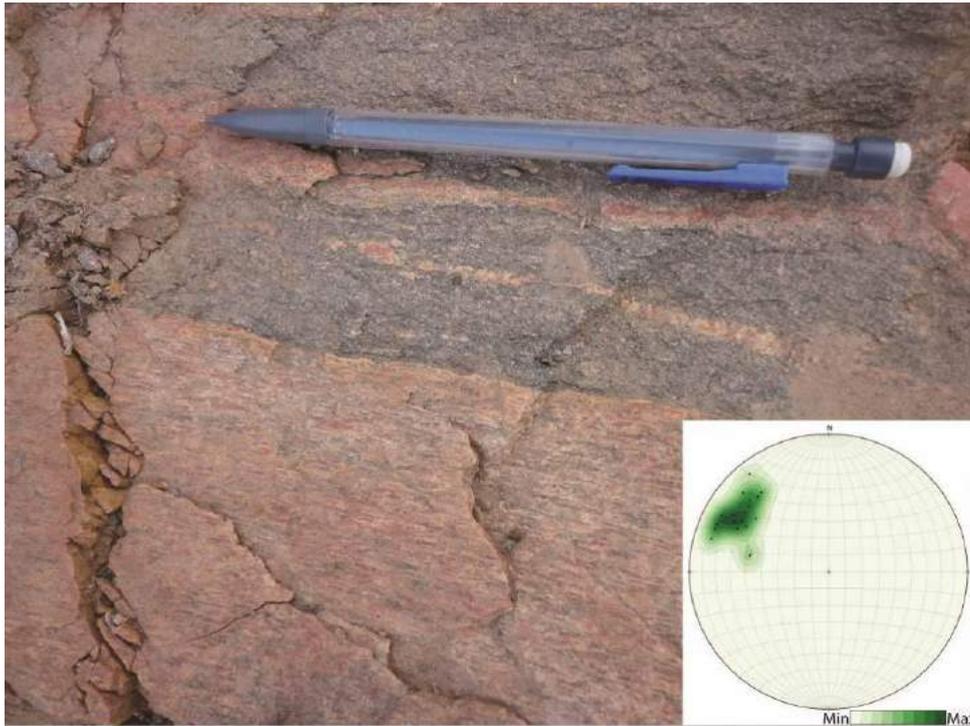


Figura 4.8 - Detalhe da zona de Cisalhamento transcorrente Araripina, observada no Plúton Araripina caracterizado por milonito granítico, com foliação NE-SW de alto ângulo, PT-121. Número de atitudes coletadas = 25 (localização - vide figura 4.13).

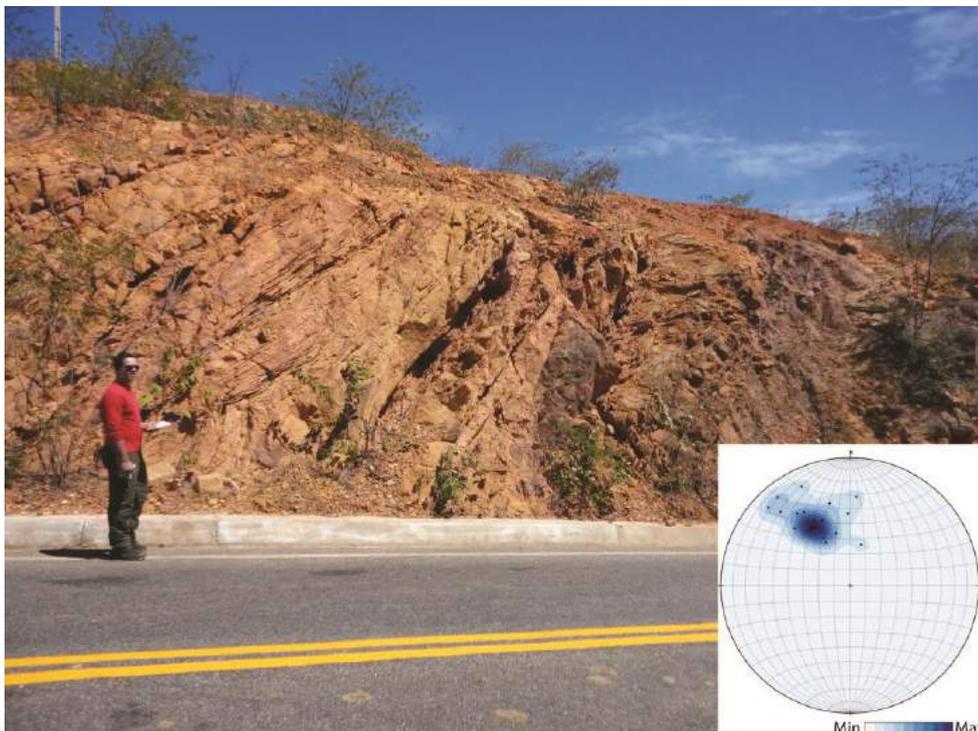


Figura 4.9 - Afloramento da Formação Abaira próximo a borda sudeste da Bacia do Araripe, com exposição de arenitos basculados (120/45) pela tectônica rifte cretácica (PT-132). Número de atitudes coletadas = 21 (localização - vide figura 4.13).



Figura 4.10 - Afloramento de rochas do embasamento, composto por metassedimentos, localizado na borda norte da Bacia do Araripe. A) Metassedimentos do Grupo Serridó, compostos por filitos com foliação bem desenvolvida 120/50. B) Zona de brecha de falha (80/70) cortando o plano da foliação (MA-113). Número de atitudes coletas = 61 (localização - vide Fig. 4.13).

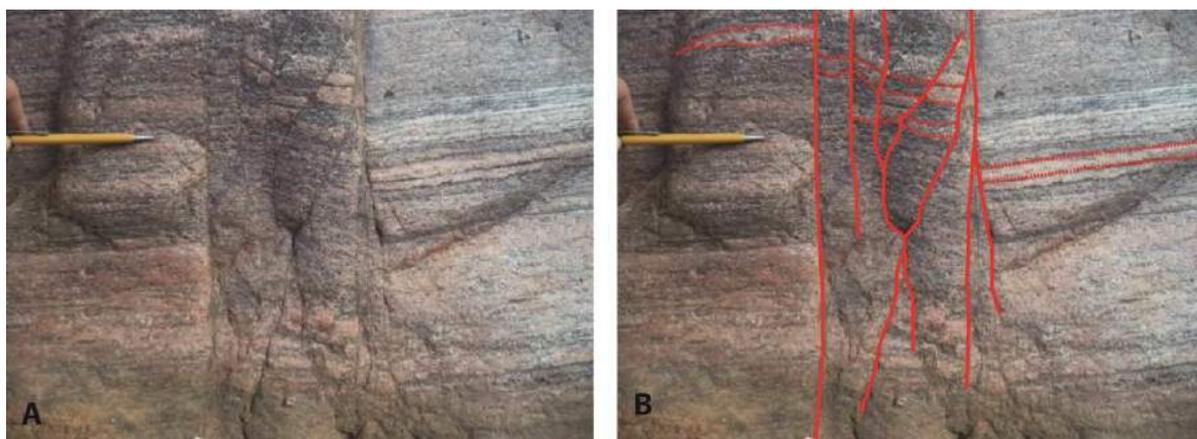


Figura 4.11 – A) Detalhe de uma estrutura em flor negativa observada ao longo de uma falha oblíqua, com direção NNW-SSE, que cortou ortognaisses do embasamento na região norte da Bacia do Araripe (localização - vide Fig. 4.13); e B) Detalhe dos traços das bandas do ortogneisse deformado pela falha.

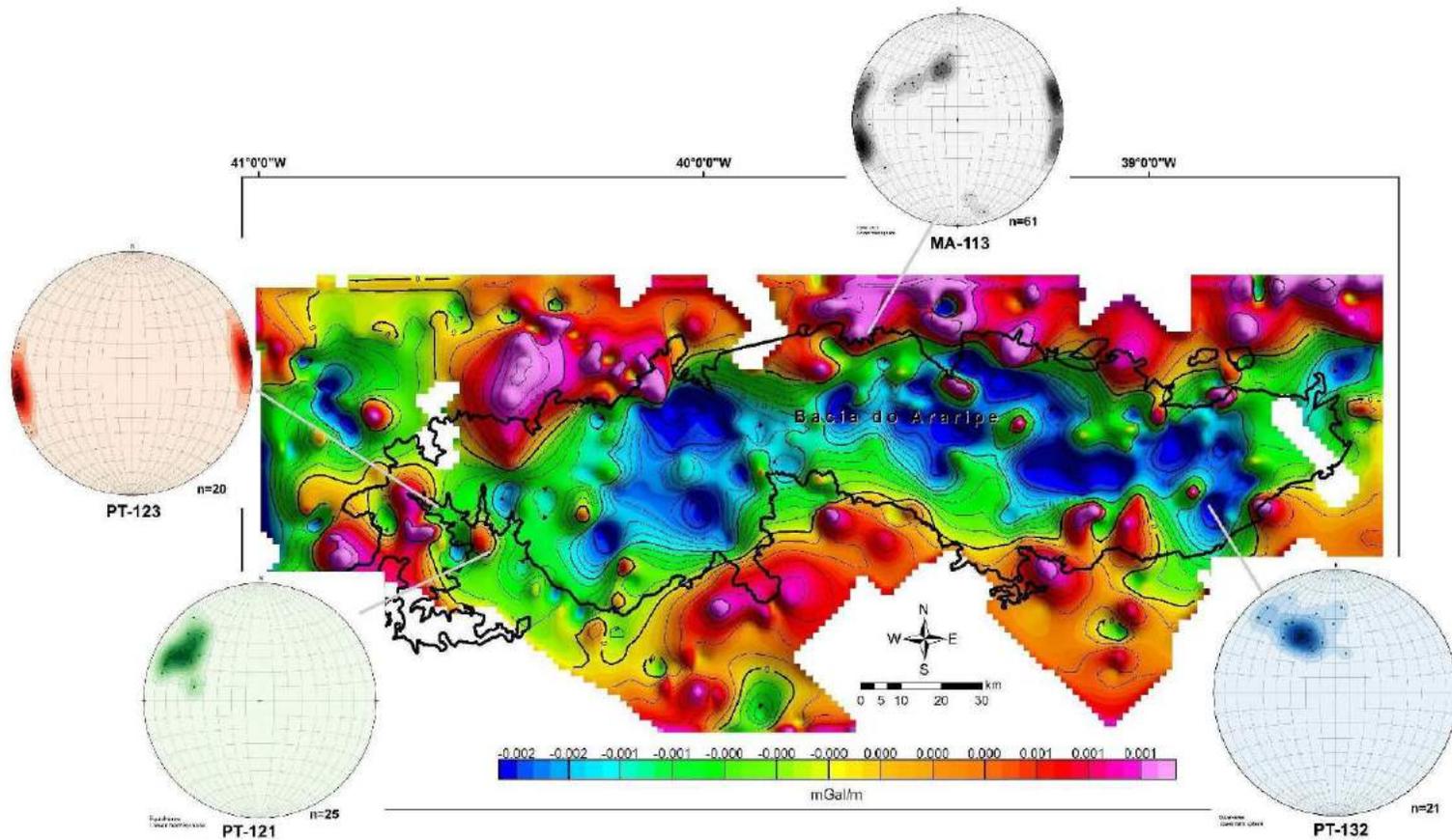


Figura 4.12 - Mapa gravimétrico da primeira derivada vertical das anomalias Bouguer da Bacia do Araripe (contorno em linha preta contínua), com a localização dos afloramentos onde foram realizadas investigações de aspectos estruturais com os respectivos estereogramas. PT-123 = Estereograma do pólo plano de falhas oblíquas observadas em milonitos; PT-121 = Estereograma polar do plano da foliação milonítica, Zona de Cisalhamento Araripina; PT-132 = Estereograma do pólo do plano de acamamento dos arenitos da Formação Abaiara; MA-113 = Estereograma do pólo do plano da foliação dos metassedimentos e zona de brecha de falha. n = número de atitudes coletadas.

CAPÍTULO 5 - CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI

Neste capítulo será apresentada a caracterização geológico-estrutural dos calcários laminados (Formação Crato) e dos evaporitos (Formação Ipubi) da Bacia do Araripe. No decorrer deste trabalho uma especial atenção foi dispensada para a caracterização das fraturas extensionais dos calcários laminados da Formação Crato, devido ao interesse na formatação da metodologia de caracterização de sistemas de fraturas para a modelagem de reservatórios. Apesar da pesquisa buscar a aplicação da metodologia em ambas as litologias (calcários e evaporitos), o objetivo principal foram os calcários laminados.

De acordo com Twiss & Moores (2007) para a caracterização geológico-estrutural de sistemas fraturados é preciso obter quatro informações importantes: (1) distribuição espacial e geometria de sistemas de fraturas; (2) características da superfície das fraturas; (3) tempo relativo de formação das diferentes fraturas; (4) relação geométrica das fraturas com outras estruturas. Além das informações citadas acima, neste trabalho foram adicionadas mais quatro características ao conjunto essencial de dados a serem obtidos: (5) tamanho individual de cada fratura; (6) quantificação da abertura e espaçamento das fraturas; (7) caracterização do preenchimento das fraturas e diagênese; e (8) relação das fraturas com a litologia em termos de mecânica da rocha.

A coleta dos dados geológicos estruturais dos calcários laminados e evaporitos foi realizada a partir da aplicação da técnica de escalas, *scanline*. Técnicas de escala de fraturamento tem se tornado uma das ferramentas padrão para a caracterização de sistemas de fraturas naturais (Bonnet, 2001). Esta técnica fornece as informações dos atributos da fratura (*e.g.* tamanho e abertura da fratura) a partir de uma escala de observação e pode potencialmente prever informação do mesmo sistema de fratura em diferentes escalas de observação, a que seja mais adequada para o produto a ser obtido (Ortega, 2002). As técnicas de escalas de fraturamento possuem aplicações práticas significativas, por exemplo: a caracterização de sistemas de fraturas em subsuperfície – grandes falhas em subsuperfície geralmente possuem dimensões maiores que o diâmetro do testemunho, ou até mesmo do poço (Narr, 1991). Vários autores demonstraram que as aberturas e a frequência acumulada das fraturas extensionais (veios) em micro e macro escala possuem uma relação que pode ser descrita conforme um gráfico log-log como uma lei de potência (Gudmundsson, 1987; Wong *et al.*, 1989; Heffer & Bevan, 1990; Barton & Zoback, 1992; Gillespie *et al.*, 1993; Hatton *et al.*, 1994; Sanderson *et*

al., 1994; Belfield & Sovich, 1995; Clark *et al.*, 1995; Gross & Engelder, 1995; Marrett *et al.*, 1999; Ortega & Marrett, 2000; Guerriero *et al.*, 2010; Hooker *et al.*, 2013).

5.1 – FORMAÇÃO CRATO

Primeiramente foram realizadas campanhas de campo com o intuito de coletar atitudes do acamamento dos calcários laminados e fazer a caracterização dos sistemas de fraturamento que ocorrem na Formação Crato (Fig.5.1). Foi visto que as principais estruturas identificadas nos calcários laminados são: fraturas cisalhantes, fraturas extensionais (juntas e veios) (Fig. 5.2). De forma secundária, foram observadas juntas de alívio de pressão, estruturas de dissolução por pressão (estilolitos) e fraturas vugulares. A relação cronológica entre as estruturas pode ser resumida, da mais antiga para a mais recente, da seguinte forma: 1) fraturas cisalhantes; 2) estilolitos; 3) fraturas extensionais; 4) juntas de alívio de pressão; e 5) fraturas vugulares.

As fraturas observadas nos calcários laminados da Formação Crato podem ser interpretadas a partir dos modos de fraturamento da mecânica linear de fraturas elásticas (Twiss & Moores, 2007; Fossen, 2012). De acordo com a mecânica de fraturas é comum a classificação das estruturas em quatro diferentes modos (Fig. 5.3) (Fossen, 2012). O modo I exemplifica a abertura extensional, onde o deslocamento é perpendicular às paredes da fratura (juntas e veios). O modo II (modo de deslizamento) representa o cisalhamento perpendicular à borda, e modo III representa o deslizamento paralelo à borda da fratura (fraturas cisalhantes). O modo IV é referente ao fechamento e pode ser usado para explicar os casos de feições compressionais, por exemplo o estilolito (Fossen, 2012) (Fig. 5.3).

Segue abaixo a descrição detalhada de cada estrutura observada na Formação Crato, dentro da área de estudo.



Figura 5.1 - Mapa geológico simplificado da área de estudo na borda Norte da Bacia do Araripe, com a localização das minerações de calcário laminado (Formação Crato) utilizadas para a aquisição dos dados geológicos e geomecânicos.

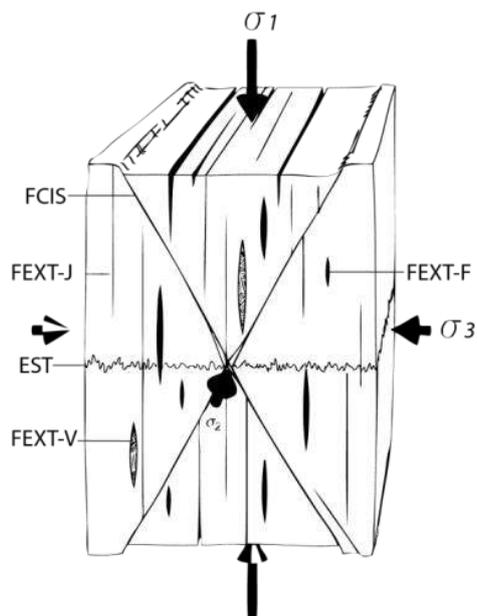


Figura 5.2 - Bloco diagrama esquemático com a orientação dos vários tipos de fraturas de acordo com o esforço principal (σ_1) típico de ambiente extensional. EST - Estilolitos, FEXT-J - Juntas, FEXT-V - Veios, FEXT-F - Fissuras, FCIS - Fraturas cisalhantes (Modificado de Fossen, 2012).

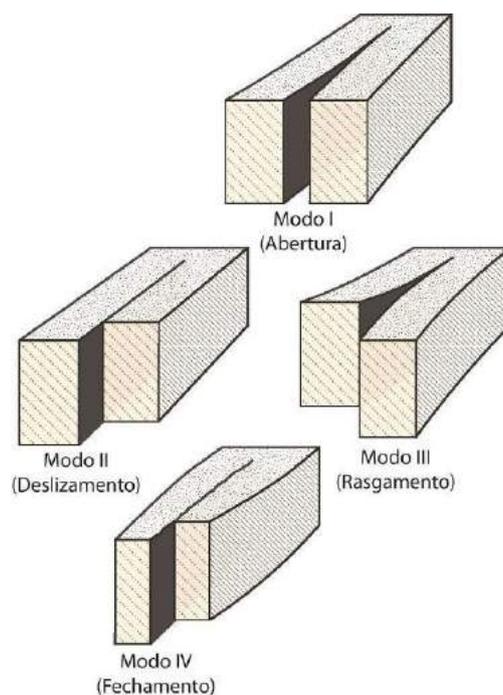


Figura 5.3 – Modos de fraturamento I, II, III e IV. Classificação proposta de acordo com a mecânica de fraturas (Fossen, 2012).

5.1.1 – Acamamento

Os calcários laminados (nível C6) da Formação Crato possuem estratificação plano-paralela, com predomínio de mergulho de baixo ângulo, variando entre 1° e 10° , tanto para SE, como para NE (Fig. 5.4). Foi visto que localmente os acamamentos dos calcários laminados podem ocorrer com mergulhos moderados, variando de 20° a 50° , para NE e SE. Essa variação local de mergulho provavelmente se deve a topografia, que foi condicionada pelo basculamento do depósito carbonático. Este fato ocorre principalmente na região do Sítio Tatajuba, localizado na borda Norte Central da Bacia do Araripe (Fig. 5.1). Foi observado que em termos regionais as camadas de calcário laminado são sub-horizontais com mergulho para SE.

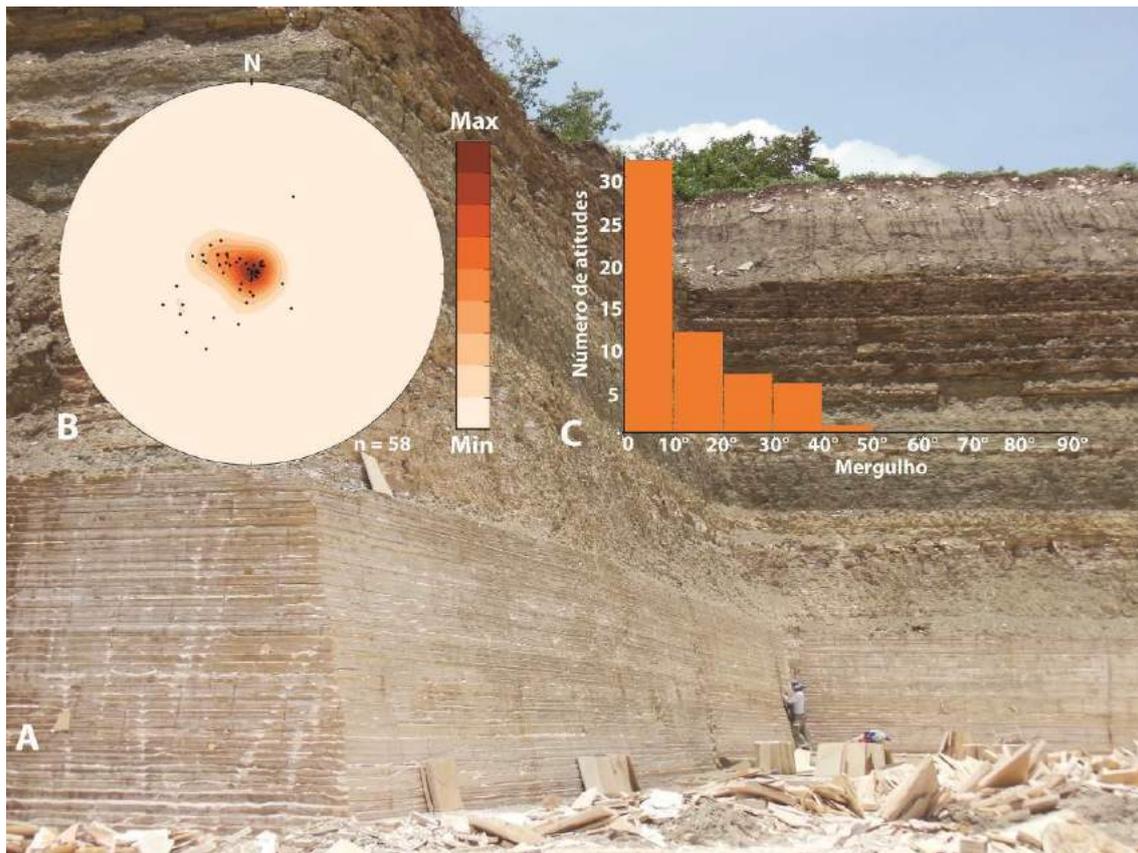


Figura 5.4 – A) Afloramento dos calcários laminados da Formação Crato, Mineração Pedras Cariri, Nova Olinda-CE; B) Estereograma do polo dos planos de acamamento dos calcários laminados; C) Histograma dos valores da intensidade de mergulho dos planos de acamamento da Formação Crato. n = número de atitude.

Foi observado que os planos de acamamento da Formação Crato estão em direta relação com a ocorrência das juntas de alívio de pressão que se desenvolveram no mesmo *trend* das camadas. As juntas de alívio de pressão dos calcários laminados ocorrem paralelas ao acamamento da Formação Crato e estão dispostas sub-horizontalmente, de acordo com o mergulho dos estratos (Fig. 5.5). A espessura de abertura das juntas pode chegar a até 3 cm (Fig. 5.5), e alguns casos estas estruturas ocorrem preenchidas por calcicita espática, ou abertas formando *vugs* (Fig. 5.5B, C). Foi observado que as juntas de alívio de pressão estão ligadas ortogonalmente com as fraturas de extensão mapeadas no mesmo nível da Formação Crato (nível C6) (Fig. 5.5A e D). A formação das juntas de alívio nos calcários laminados possivelmente foi condicionada pela erosão das rochas sedimentares sobrejacentes à Formação Crato (formações Ipubi, Romualdo e Exu), e/ou até mesmo pelo intemperismo e erosão da própria Formação Crato.

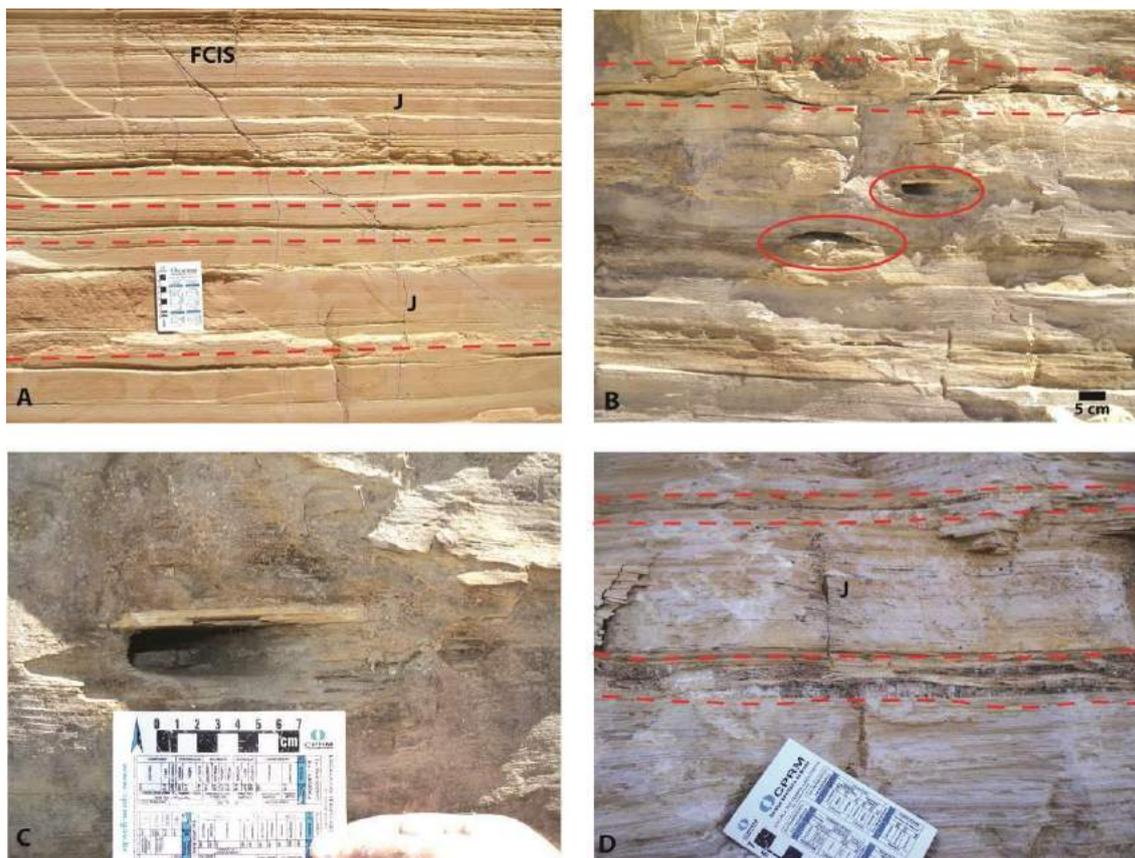


Figura 5.5 – Formas de ocorrência de juntas de alívio de pressão observadas em afloramentos dos calcários laminados da Formação Crato. A) Destaque para orientação das juntas que podem ocorrer: paralelas, perpendiculares e oblíquas aos planos de acamamento, às juntas (J) e às fraturas de cisalhamento (FCIS), respectivamente; B) Ocorrência de pequenos *vugs* ao longo das juntas horizontais; C) Destaque para o *vug* formado no plano da junta de alívio; e D) Juntas preenchidas por calcita espática.

5.1.2 - Fraturas Cisalhantes

As falhas normais identificadas nos calcários laminados da Formação Crato foram classificadas neste trabalho como fraturas cisalhantes (Nelson, 2001; Fossen, 2012). Foi adotado o termo fraturas cisalhantes devido aos pequenos deslocamentos (rejeito de escala milimétrica a centimétrica) observado ao longo do plano de falha. Enquanto que o termo falha normal é comumente restrito às fraturas com grandes deslocamentos (rejeitos) (Fossen, 2012). De acordo com os modos de fraturamento da mecânica de fraturas, as fraturas cisalhantes da Formação Crato podem ser classificadas como pertencentes ao modo III (Fig. 5.3).

Os planos das fraturas cisalhantes foram identificados em pares conjugados. O par das fraturas cisalhantes que apresenta maior ocorrência possui direção preferencial N5E e mergulho moderado com média de 45° , tanto para ESE quanto para WNW (Fig. 5.6 e 5.7). A ocorrência

de pares conjugados representa um aspecto típico deste tipo de fratura em regime de distensão, com σ_1 localizado na vertical. Normalmente é possível determinar que o esforço principal (σ_1) atuou em um plano com 20° a 30° em relação ao plano das fraturas cisalhantes conjugadas (Fig. 5.6, 5.7). Porém, as fraturas cisalhantes observadas nos calcários laminados possuem mergulho variando entre 20° e 75°, com um ângulo mais aberto em relação a σ_1 . Isto pode ser explicado devido ao fato destas estruturas apresentarem caráter sin-sedimentar, e por isso terem experimentado um comportamento reológico diferenciado, evidenciado pela presença de dobras e feições de boudinage, paralelas à laminação. Além disso, estas estruturas usualmente ocorrem com plano de falha totalmente selado e sem preenchimento (Fig. 5.8). Estas evidências sugerem que durante a geração dessas fraturas, os depósitos de calcário apresentavam partes semi-consolidadas e partes ainda não consolidadas. Este fato explicaria a variação dos ângulos das fraturas (20° a 70°), considerando que algumas fraturas foram desenvolvidas quando a rocha estava consolidada (regime rúptil) e outras em regime plástico (dúctil). A variação angular entre os planos dos pares conjugados das fraturas cisalhantes depende também da pressão confinante (profundidade de deformação), da temperatura e de fluidos nos poros (Fossen, 2012). As fraturas de cisalhamento da Formação Crato podem ser interpretadas como estruturas geradas na fase eo-diagenética, pré-litificação, pois ocorrem associadas com feições de deformação dúctil. Em superfícies, paralelas aos topos das camadas, nota-se que as fraturas cisalhantes apresentam uma sinuosidade ao longo do *strike* (Fig. 5.6).

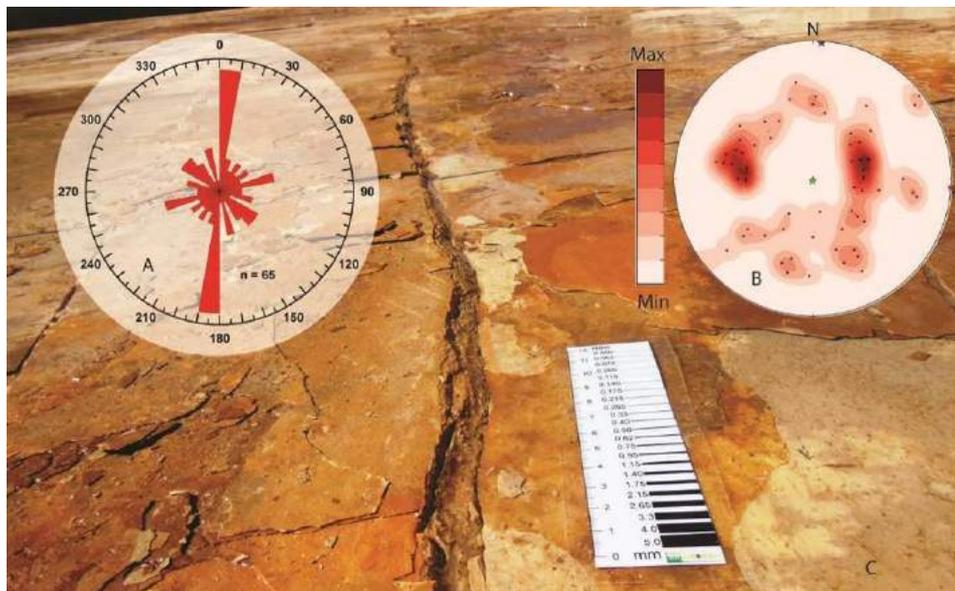


Figura 5.6 - Diagrama de roseta (A) e estereograma (B) ilustrando as orientações preferenciais das falhas cisalhantes (juntas e veios) da Formação Crato. C - Fratura cisalhante vista em planta. Notar variação do *strike* ao longo da estrutura. n= número de atitudes.



Figura 5.7 - Par conjugado de fraturas cisalhantes observados em calcários laminados da Formação Crato. Destaque, acima a direita, para os pequenos deslocamentos (milimétricos a centimétricos). Os planos de falha foram ressaltados com as linhas tracejadas em vermelho.



Figura 5.8 - Fratura cisalhante em seção com ângulo de mergulho moderado e (deslocamento) rejeito milimétrico. Notar dobras de arraste e deslizamento dos limites dos grãos, sem fraturamento ou quebraamento extensivo das camadas.

5.1.3 – Estilolitos

Os estilolitos identificados na área de estudo ocorrem em planos verticais, posicionados de forma perpendicular ao acamamento dos calcários laminados e possuem comprimento centimétrico (Fig. 5.9). Estas estruturas ocorrem em forma reduzida na área de estudo, estão localizados preferencialmente na região da Mineração Pedras Cariri (Fig. 5.1). Os planos destas estruturas ocorrem com direção variando entre N60E e N90E (Fig. 5.10), e na maioria dos casos

associadas às fraturas de cisalhamento. Os dentes dos estilolitos possuem amplitude sub-milimétrica e são sub-horizontais (paralelos ao acamamento), o que indica uma tensão máxima horizontal com direção variando entre N-S e NNW-SSE. A orientação dos planos das juntas estilolíticas na posição vertical, perpendicular ao acamamento, sugere que estas estruturas podem ser classificadas como estilolitos tectônicos (Nelson, 2001; Twiss & Moores, 2007).

Conforme o modelo de ambiente extensional, o qual a Formação Crato está inserida, representada pelo intervalo pós-rifte da Bacia do Araripe, esperava-se encontrar estilolitos deposicionais na posição horizontal, concordando com as características das fraturas cisalhantes e às fraturas extensionais da Formação Crato. Uma hipótese para a ocorrência dessas estruturas com planos verticais, perpendiculares ao acamamento, é a ação de um campo de tensões compressivo horizontal, localizado principalmente no norte da área de estudo. Esta compressão horizontal local pode ter sido gerada pelo deslocamento normal dos planos dos pares conjugados das fraturas de cisalhamento, descritas acima. Logo, os estilolitos seriam sin-tectônicos em relação às fraturas de cisalhamento. Outra hipótese para a geração dos estilolitos seria a ação de eventos compressivos (horizontais) regionais que possivelmente geraram um arqueamento da Bacia do Araripe (Marques *et al.*, 2014; Peulvast & Bétard, 2015).



Figura 5.9 - Exemplos de estilolitos tectônicos, perpendiculares ao acamamento dos calcários laminados da Formação Crato. A e B) Estilolitos vertical, de escala centimétrica, perpendicular aos estratos do calcário laminado; e C) Estilolito com amplitude sub-milimétrica.

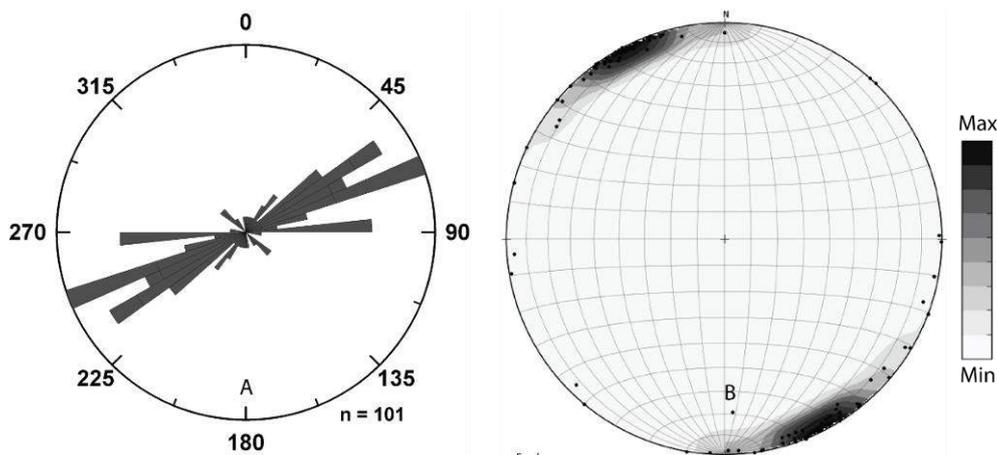


Figura 5.10 - Diagramas ilustrando as atitudes dos estilólitos da Formação Crato A) Diagrama de roseta da direção dos estilólitos. Direção preferencial N70E: B) Estereograma dos pólos dos estilólitos. n = número de atitudes.

5.1.4 - Fraturas extensionais

As estruturas rúpteis que ocorrem com maior frequência nos calcários laminados da Formação Crato foram classificadas como fraturas extensionais: juntas e veios (Fig. 5.11). As juntas ocorrem sem preenchimento, ou parcialmente preenchidas por calcita e/ou gipsita (vide Cap. 6). Em alguns afloramentos observam-se feições de dissolução e precipitação de calcita e/ou gipsita nas paredes das juntas, indicando que estes processos podem estar relacionados a processos da telodiagênese, por efeito de infiltração de água meteórica devido à exumação dos depósitos e a concomitante erosão dos estratos (Fig. 5.11B). Os veios observados apresentam-se totalmente preenchidos por calcita espática, e podem ser classificados como veios sintaxiais (Ramsay & Huber, 1987). Estas estruturas indicam que essencialmente o preenchimento calcítico foi realizado em subsuperfície, a medida que as fraturas se desenvolviam.

Considerando que os veios e juntas apresentam uma diferença no tipo e natureza de preenchimento, é possível considerar que os veios são mais antigos, e ocorreram em condições de soterramento (subsuperfície). As juntas possivelmente foram originadas dos veios, a partir da erosão das formações mais recentes, e da formação de fraturas totalmente abertas com o processo de exposição. Este fato justifica a ocorrência das juntas com um significativo alargamento da abertura (distância entre as paredes do veio) devido à exposição aérea da Formação Crato. Localmente, estas estruturas também foram parcialmente preenchidas por material rico em sulfato de cálcio (gipsita), possivelmente oriundo da Formação Ipubi.

Foi observado que os planos das fraturas de extensão (veios e juntas) ocorrem perpendiculares ao acamamento e possuem um padrão sistemático de fraturamento ortogonal (Fig. 5.11A). As juntas e os veios ocorrem em dois *sets* principais: a) *set 1* com direção **N30W** e b) *set 2* com direção **N50E** (Fig. 5.12). De acordo com a roseta da figura 5.12 é possível observar um terceiro *set* de fraturas (menos intenso) com direção N-S. A intensidade de ocorrência das fraturas extensionais varia de acordo com a localidade dos afloramentos da Formação Crato. Na região do sítio Pedras Cariri (Fig. 5.1), Nova Olinda-CE (setor Norte da área de estudo), predomina a ocorrência do *set 1* em relação ao *set 2*. As estruturas desta última família ocorrem com maior frequência no setor Sul da área estudada, região do sítio Tatajuba, Santana do Cariri-CE. A orientação das juntas representa um fator importante no processo de exploração das camadas de calcário laminado nas minerações localizadas nessa área da bacia, devido ao fato de que estas estruturas interferem no aproveitamento das frentes de lavra. Ou seja, a fim de facilitar a extração das placas de calcário e diminuir a quantidade de rejeito, os pavimentos das frentes de lavras estão alinhados preferencialmente na direção dos dois *sets* principais das fraturas de extensão (Fig. 5.11A).



Figura 5.11 - Exemplos da ocorrência das fraturas extensionais nos calcários laminados da Formação Crato. A) Juntas com padrão ortogonal, *set 1* (NW-SE) e *set 2* (NE-SW). Estes planos acabam sendo aproveitados para orientar as frentes de lavra da mina; B) Junta parcialmente preenchida por dissolução de calcita e gipsita; e C e D) *Clusters* de veios preenchidos por calcita recristalizada.

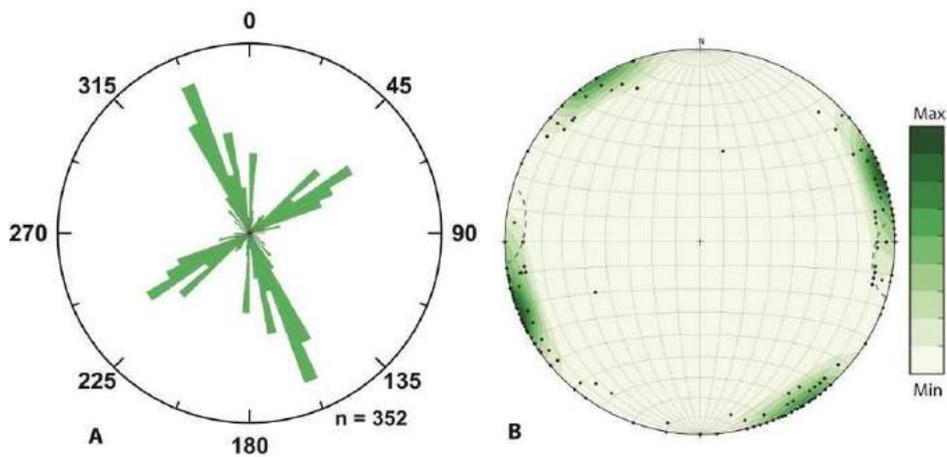


Figura 5.12 - A) Diagrama de roseta da direção de ocorrência das fraturas extensionais dos calcários laminados. Destaque para os 2 *sets* de fraturamento sistemático, *set* 1 - N30W e *set* 2 – N50E; B) Estereograma de pólos ilustrando as orientações preferenciais das fraturas de extensão (juntas e veios) da Formação Crato. n = número de atitudes.

5.1.5 - Fraturas Vugulares

As fraturas vugulares não apresentam verdadeiramente uma morfologia de fraturas, devido ao fato de estas estruturas serem formadas pela percolação de fluido ao longo dos planos das fraturas pré-existentes (Nelson, 2001). O termo fratura vugular foi aplicado aqui neste trabalho para as estruturas que estão diretamente relacionadas com as feições cársticas observadas nos calcários lamindos da Formação Crato. Estas fraturas foram observadas principalmente nos sítios dos Cardozos, Tatajuba e Pedras Cariri (Fig. 5.1). As fraturas vugulares possuem direções principais N60E, N90E e N30W, e estão associadas às juntas, fraturas cisalhantes e acamamento, através de processos epigenéticos de dissolução (Fig. 5.13). A dissolução que ocorre ao longo das diversas estruturas, que ajudaram a formar as fraturas vugulares, justifica a dispersão observada no diagrama de rosetas e estereograma. Estas estruturas resultam do processo de intensa dissolução em alguns afloramentos, podendo até chegar a escala de pequenas cavernas (Fig. 5.13C, 5.14A). Na figura 5.14 observa-se, em detalhe, a borda corroída/dissolvida, além de uma fratura vugular em escala de afloramento, preenchida por material argiloso, de origem quaternária.

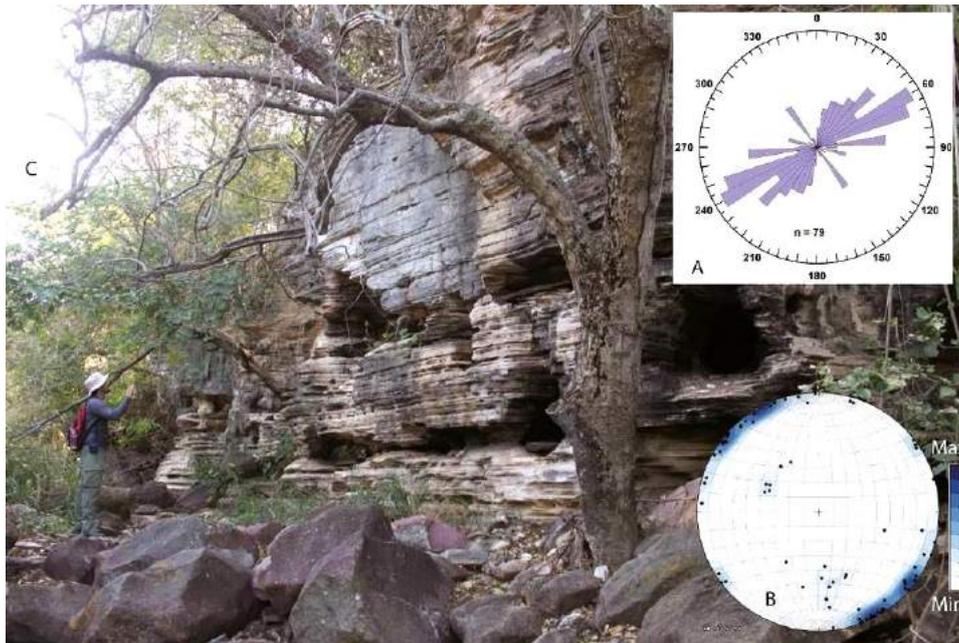


Figura 5.13 – Ocorrência das fraturas vugulares e feições cársticas dos calcários laminados Formação Crato. A) Diagrama de rosetas da direção das fraturas vugulares, destaque para a preferência de alinhamento na direção NE-SW (N60E); B) Estereograma de pólos dos planos das fraturas vugulares; e C) Afloramento dos calcários laminados da Formação Crato com ocorrência de feições cársticas (fraturas vugulares) formadas ao longo dos planos das fraturas de cisalhamento, chegando à escala de pequenas cavernas.



Figura 5.14 – Fraturas vugulares dos calcários laminados da Formação Crato. A) Fratura vugular preenchida por material siliciclástico recente; B) Caverna desenvolvida ao longo de uma fratura devido a processos de dissolução, parcialmente preenchida por argila; e C) *Vugs* formados ao longo dos planos de acamamento e fraturas cisalhantes.

5.1.6 - Eventos deformacionais registrados nos calcários laminados

É possível sugerir que o primeiro evento deformacional que afetou os calcários laminados apresenta um componente distensional horizontal máximo (σ_3), com direção WNW-ENE. Este regime gerou os pares conjugados de fraturas cisalhantes (falhas normais), típicas de um ambiente extensional, que ficou caracterizado por uma deformação rúptil-dúctil, sin-sedimentar (Fig. 5.15). Em seguida, acredita-se que devido ao deslocamento normal entre os blocos das fraturas cisalhantes, foram criados localmente pontos de compressão horizontal, o que pode ter originado os estilólitos tectônicos verticais (Fig. 5.15). As fraturas extensionais regionais (juntas e veios) ocorrem cortando as fraturas cisalhantes, logo as fraturas extensionais foram formadas em uma etapa tectônica posterior. Devido ao efeito de exumação da Formação Crato foram geradas as fraturas de alívio de pressão, juntas sub-horizontais paralelas ao acamamento dos calcários laminados. Finalmente, após a formação das fraturas cisalhantes, estilólitos, fraturas extensionais e juntas de alívio de pressão foram geradas as fraturas vulgares. Estas estruturas foram formadas devido ao soerguimento da Formação Crato e desenvolveram-se preferencialmente ao longo dos planos de fraquezas pré-existentes (fraturas cisalhantes, extensionais e acamamento) gerando feições cársticas nos calcários laminados (Fig. 5.14).

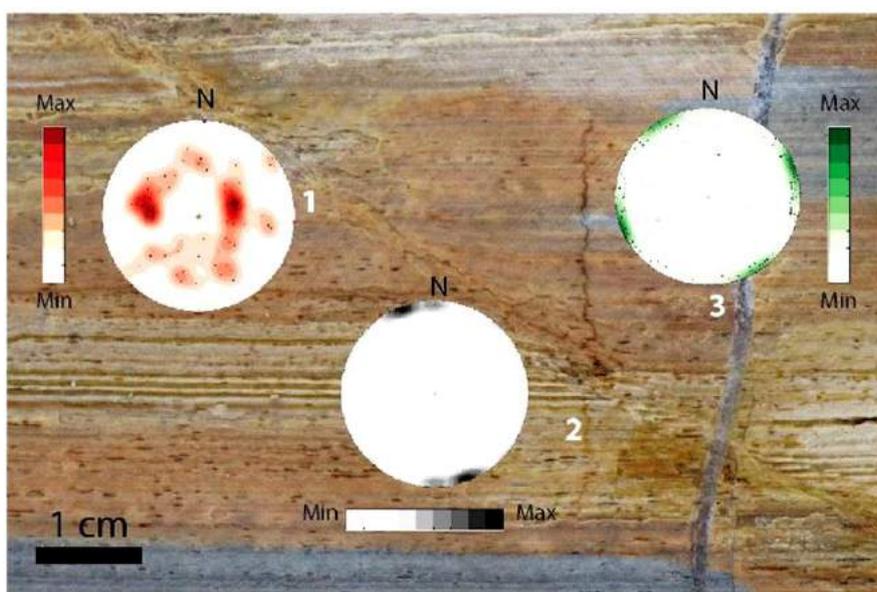


Figura 5.15 - Estilos deformacionais observados na Formação Crato. 1) Fratura cisalhante (falha normal), ambiente extensional (n = 65); 2) Estilólito vertical, estrutura de dissolução por pressão (n = 101); 3) veio calcítico, fratura extensional preenchida secundariamente por calcita recristalizada (n = 352). n = número de atitudes.

5.1.7 - Densidade das Fraturas Extensionais

Nesta pesquisa foram contabilizados, ao longo das *scanlines* lineares, apenas as fraturas de extensão (**veios**) da Formação Crato. As fraturas de cisalhamento, estilolitos, juntas, fraturas de alívio de pressão e vugulares não foram incluídas na varredura linear. As fraturas de cisalhamento foram excluídas devido à dificuldade em medir os deslocamentos milimétricos ao longo dos planos. Os estilolitos não foram contabilizados devido a sub-amostragem, ocorrência reduzida, dessas estruturas na área de estudo. Em relação às juntas, estas estruturas foram excluídas das *scanlines* devido ao fato de apresentarem uma abertura influenciada pela erosão causada pela exposição dos depósitos da Formação Crato. Na caracterização estrutural realizada em área, modalidade P21, foram contabilizadas as fraturas de extensão e as fraturas de cisalhamento. O cálculo da densidade de fraturamento foi individualizado de acordo com o tipo de estrutura.

Primeiramente foram coletados os atributos (abertura e espaçamento entre as fraturas) dos veios, ao longo das *scanlines* perpendiculares aos principais *sets* de fraturas extensionais: *sets* 1 e 2, N30W e N50E, respectivamente. Com o objetivo de comparar a densidade de fraturamento entre os *sets* 1 e 2, foram analisados os dados das *scanlines* realizadas tanto em pavimentos como as leituras realizadas nas faces verticais das frentes de lavra (Fig. 5.16). Na figura 5.16 é possível observar que as *scanlines* horizontais possuem uma maior dispersão dos dados de abertura das fraturas ($R^2 = 0,72$). Este fato pode ser explicado devido ao grau de dificuldade em observar as aberturas verdadeiras através das linhas de varredura na posição horizontal. Portanto, devido ao fato de que as leituras das *scanlines* em pavimento apresentarem maior confiabilidade na leitura das aberturas das fraturas, os dados apresentados no gráfico log-log possuem menor dispersão, $R^2 = 0,84$. Desta forma, o presente trabalho baseou a análise nos levantamentos das *scanlines* realizadas em pavimento para a comparação da densidade de fraturamento entre as duas famílias de fraturas extensionais da Formação Crato (Miranda *et al.*, 2012a).

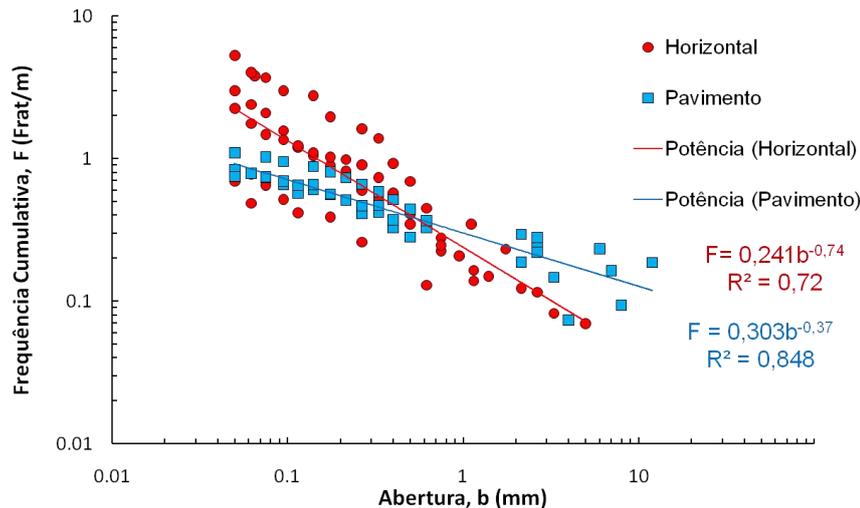


Figura 5.16 - Comparação entre as *scanlines* 1D (pavimento e horizontal) realizadas nos calcários laminados da Formação Crato. Notar a maior dispersão dos dados de abertura das fraturas coletados através das *scanlines* realizadas na horizontal, na face vertical das frentes de lavra, e a menor dispersão dos dados das *scanlines* desenvolvidas em pavimento.

Os comprimentos totais das *scanlines* lineares realizadas em pavimentos foram somados para cada família de fraturas. Este procedimento foi realizado porque a técnica de *scanline* usa a lei de escalas, a partir da qual são ajustadas as curvas que representam a relação das distribuições de frequência acumulada de abertura da fratura conforme uma lei de potência. Para esta técnica, quanto maior o comprimento da *scanline*, maior será a confiabilidade dos parâmetros obtidos para a determinação dos coeficientes da lei de potência.

Para integrar as informações sobre os *sets* 1 e 2 de fraturas estudadas, foram construídos painéis que incluem os resultados dos levantamentos de campo - painel fotográfico, gráfico log-log (frequência cumulativa das fraturas *versus* abertura), roseta com os dados de direção das estruturas, estereograma de pólos dos planos das fraturas e histograma interpolado que ilustra a densidade de fraturas por metro ao longo da linha de leitura (Figs. 5.17 e 5.18).

Nesta pesquisa foram medidas 204 aberturas das fraturas (distância entre as paredes dos veios) do *set* 1 (NW-SE) ao longo de quatro *scanlines*, totalizando aproximadamente 57 m (soma das quatro *scanlines*), com direção N60E (Fig. 5.17). No gráfico obtido foi possível observar dois fatores principais: a) as fraturas do *set* 1 possuem aberturas variando entre 0,046 e 5 mm; e b) as aberturas podem ser representadas por uma lei de potência com coeficiente de correlação de 0,97 e expoente escalar de -0,7. A distribuição da frequência cumulativa dos espaçamentos entre as 204 fraturas do *set* 1 pode ser representada por um padrão log-normal (Fig. 5.19B).

O *set 2* (NE-SW) das fraturas naturais da Formação Crato foi quantificado ao longo de 6 *scanlines* (executadas em pavimento), totalizando 72 m (soma de todas as *scanlines*) e com direção N40W (Fig. 5.18). Estas *scanlines* intersectaram 261 fraturas (veios). As aberturas das fraturas variam entre 0,043 a 12 mm. A relação entre a frequência cumulativa da abertura e do espaçamento das fraturas também foi representada como uma lei de potência, e um padrão log-normal, respectivamente (Fig. 5.19A, C). A lei de potência observada para a abertura das fraturas possui expoente escalar de -0,6 e coeficiente de correlação (R^2) de aproximadamente 96%.

A figura 5.19A mostra o gráfico log-log das aberturas das fraturas dos *sets* 1 e 2 através do qual foi possível extrair os coeficientes "b" da lei de potência, que são proporcionais à densidade de fraturas (frat/m). As famílias de fraturas dos calcários laminados possuem aproximadamente o mesmo coeficiente "b". O expoente das equações (dimensão fractal), que é proporcional à inclinação das curvas ajustadas, varia entre -0,7 (*set 1*) e -0,63 (*set 2*). Através destes dados foi possível observar que o *set 1* apresenta maior frequência de fraturas que o *set 2*. É importante ressaltar que a altura em relação ao eixo y (freq. acum.) e a inclinação da curva ajustada são parâmetros de escala que podem ser utilizados para a estimativa da densidade de fraturas abaixo e acima dos limites de observação. Isto permite estabelecer um campo de distribuição confiável para a ocorrência das estruturas rúpteis, e ainda estabelecer uma variação natural, acarretada por incertezas intrínsecas, dentro de limites mínimos e máximos verificáveis.

Desta forma, os coeficientes e expoentes da lei de potência podem ser usados na modelagem numérica de reservatórios fraturados para a previsão da frequência de fraturas de maior e menor abertura, conforme a área, ou o volume analisado, e a partir disso realizar um *upscaling* desses fatores (Marrett *et al.*, 1999; Ortega *et al.*, 2006).

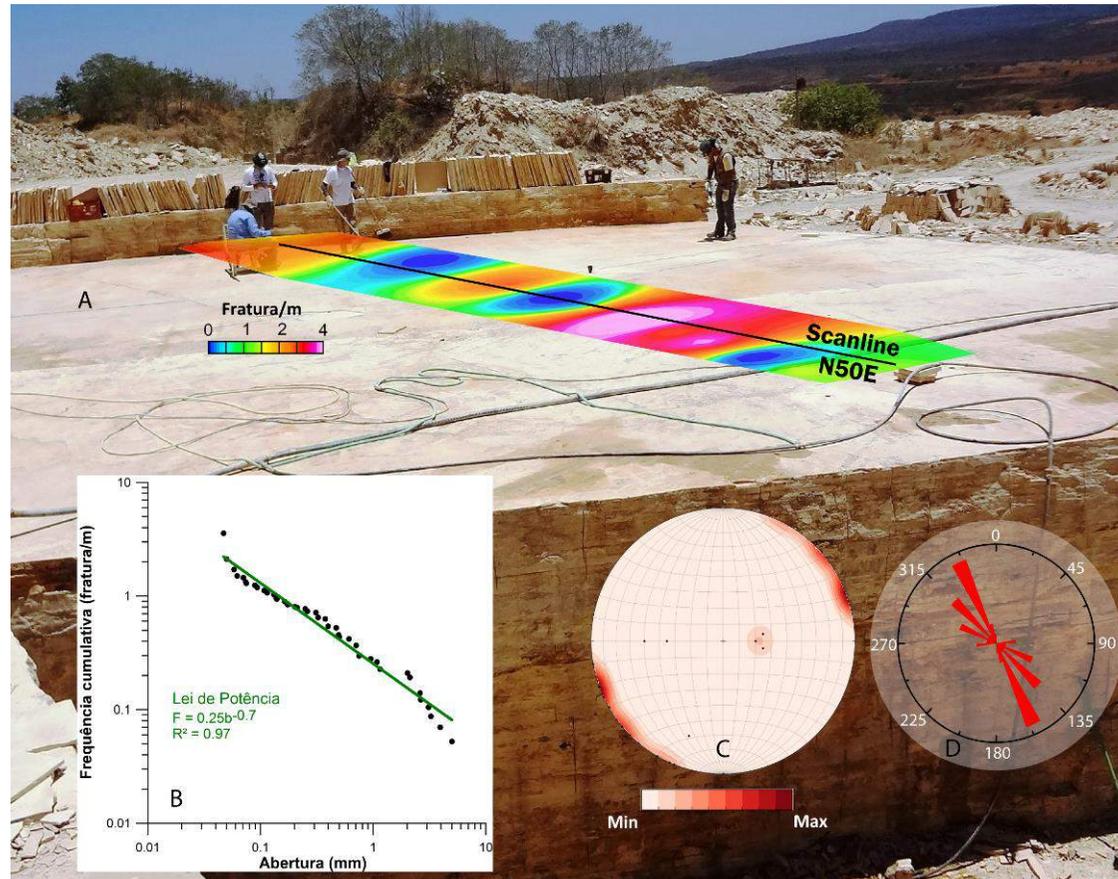


Figura 5.17 - Painel de informações coletadas na *scanline* realizada para coleta de atributos das fraturas do *set* 1 (NW-SE) dos calcários laminados da Formação Crato. A) *Scanline* em pavimento realizada no afloramento PT-09, destaque para o histograma interpolado da densidade de fraturas ao longo dos 15 m de extensão da linha de varredura; B) Gráfico log-log da distribuição das aberturas das fraturas do *set* 1, notar o alinhamento dos dados de acordo a lei de potência, expoente escalar -0,7; C) Esterograma dos pólos dos planos das fraturas observadas ao longo da *scanline* (n = 23 fraturas); D) Diagrama de roseta da direção das fraturas do *set* 1 (número de atitudes = 23).

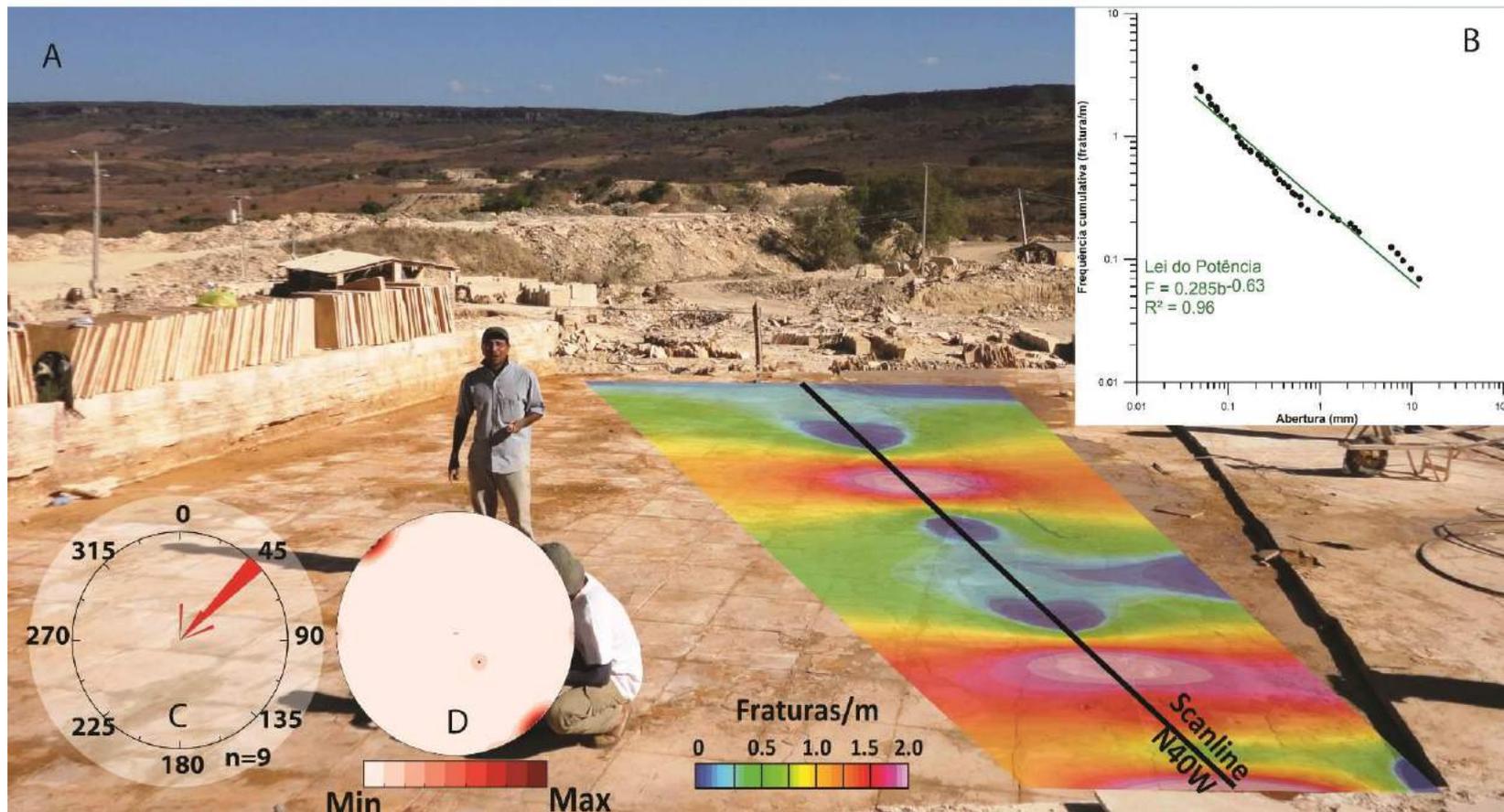


Figura 5.18 - Painel de informações para a *scanline* realizada para coleta de atributos das fraturas do set 2 (NE-SW) dos calcários laminados da Formação Crato. A) *Scanline* em pavimento realizada no afloramento PT-09B, destaque para o histograma interpolado da densidade de fraturas ao longo dos 14 m de extensão da linha de varredura; B) Gráfico log-log da distribuição das aberturas das fraturas do set 2, notar o alinhamento dos dados de acordo a lei de potência, expoente escalar -0,63; C) Diagrama de roseta da direção das fraturas do set 2; e D) Esterograma de pólos dos planos das fraturas observadas ao longo da *scanline*. n = número de atitudes.

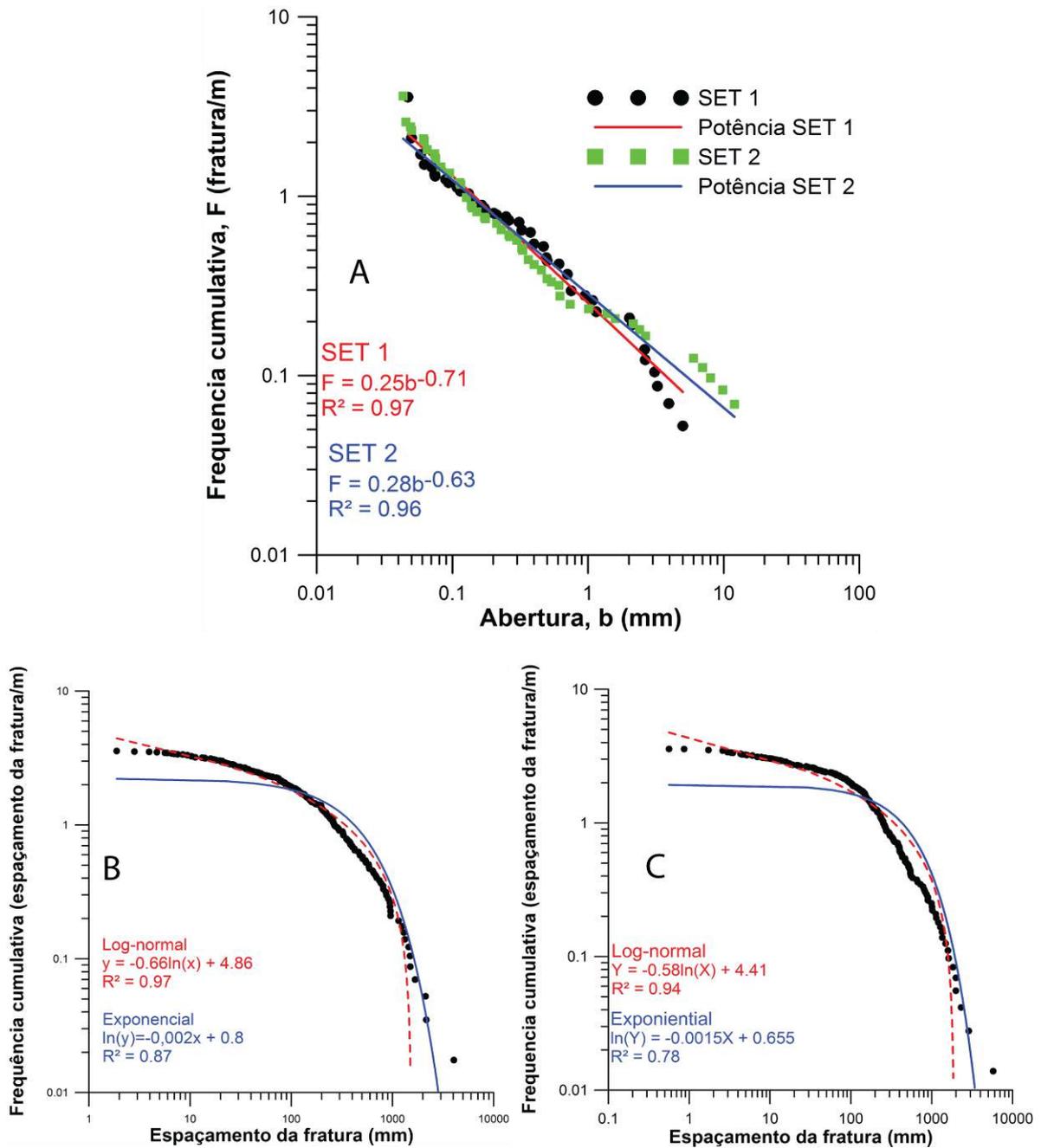


Figura 5.19 - A) Gráficos de correlação dos parâmetros das fraturas estudadas a partir das *scanlines* 1D. As aberturas para ambos os *sets* de fraturas naturais apresentam uma relação entre frequência cumulativa e valor de aberturas que pode ser expressa a partir de uma lei de potência. A comparação entre os coeficientes e expoentes escalares das leis de potência mostra que o *set* 1 apresenta maior densidade do que o *set* 2. O espaçamento entre as fraturas do *set* 1 (B) e *set* 2 (C) segue uma distribuição log-normal.

Em ambas as famílias de fraturas observou-se que a distribuição das aberturas normalmente mostra desvios, considerando a expectativa de uma lei de potência ideal, devido às limitações nas escalas de amostragem (subamostragem) das fraturas. Estes desvios são

produzidos por problemas durante a coleta das informações, o que geram os artefatos. Alguns artefatos resultam de restrições relacionadas às dimensões e geometria adotadas pelo processo de amostragem, e podem ser denominados de *truncation* (truncamento) (fraturas de pequena escala) e *censoring* (fraturas de grande escala). A metodologia de aplicação da técnica de *scanline* propõe que estes artefatos podem ser identificados e sua influência sobre os dados pode ser desta forma minimizada (Ortega *et al.*, 2006). Artefatos de truncamento ocorrem devido a dificuldade em observar as pequenas fraturas (0,05 mm), mesmo com o auxílio de lupa de bolso. Efeitos de *censoring* são comuns, pois as grandes estruturas acabam sendo subamostradas devido ao comprimento limitado das *scanlines*. Visando eliminar estes artefatos, é preciso realizar uma interpretação do comportamento da curva obtida através da correlação dos dados de abertura. Por exemplo, na análise da *scanline* realizada no afloramento PT-12, *set* 1 de fraturas, observou-se uma série de valores, que foi denominada de efetiva, correspondente ao intervalo de aberturas de $0,175 < b < 2,15$ mm. O índice de correlação neste intervalo obteve melhor resultado com $R^2=0,994$ e frequência acumulada $F=0,184b^{-120}$ (Fig. 5.20). Conforme a interpretação realizada, esta série foi classificada como efetiva, pois este seria o intervalo que apresenta a maior confiabilidade, ou onde houve menor influência dos artefatos.

Ainda de acordo com o gráfico de correlação dos atributos (Figura 5.20C), podem ser feitas as seguintes observações: a) a abertura máxima das fraturas, observada no intervalo de 0,01 a 10 mm, foi de 3,3 mm; b) a densidade média da abertura das fraturas neste mesmo intervalo foi de 0,08 fraturas/m; c) 2,25 fraturas/m foi a frequência acumulada das fraturas com as menores aberturas observadas (0,05 mm); e d) na série efetiva o intervalo $175 < b < 2,15$, possui média de 0,5 fraturas por metro.

O conjunto de dados obtidos, assim como os dados descritos acima, também foi tratado com o auxílio de ferramentas estatísticas, como por exemplo o uso do Método de Monte Carlo, que visa a quantificação de erros e incerteza a partir dos valores de abertura e espaçamento das fraturas (Santos *et al.*, 2015). A influência de artefatos produzidos por erros de leitura de estruturas muito pequenas (*truncation*) pode ser mitigada, também, com a realização de *scanlines* em escala microscópica. Visando a redução deste tipo de artefato foram realizadas neste trabalho uma série de *microscanlines* em lâminas delgadas (vide Cap. 6).

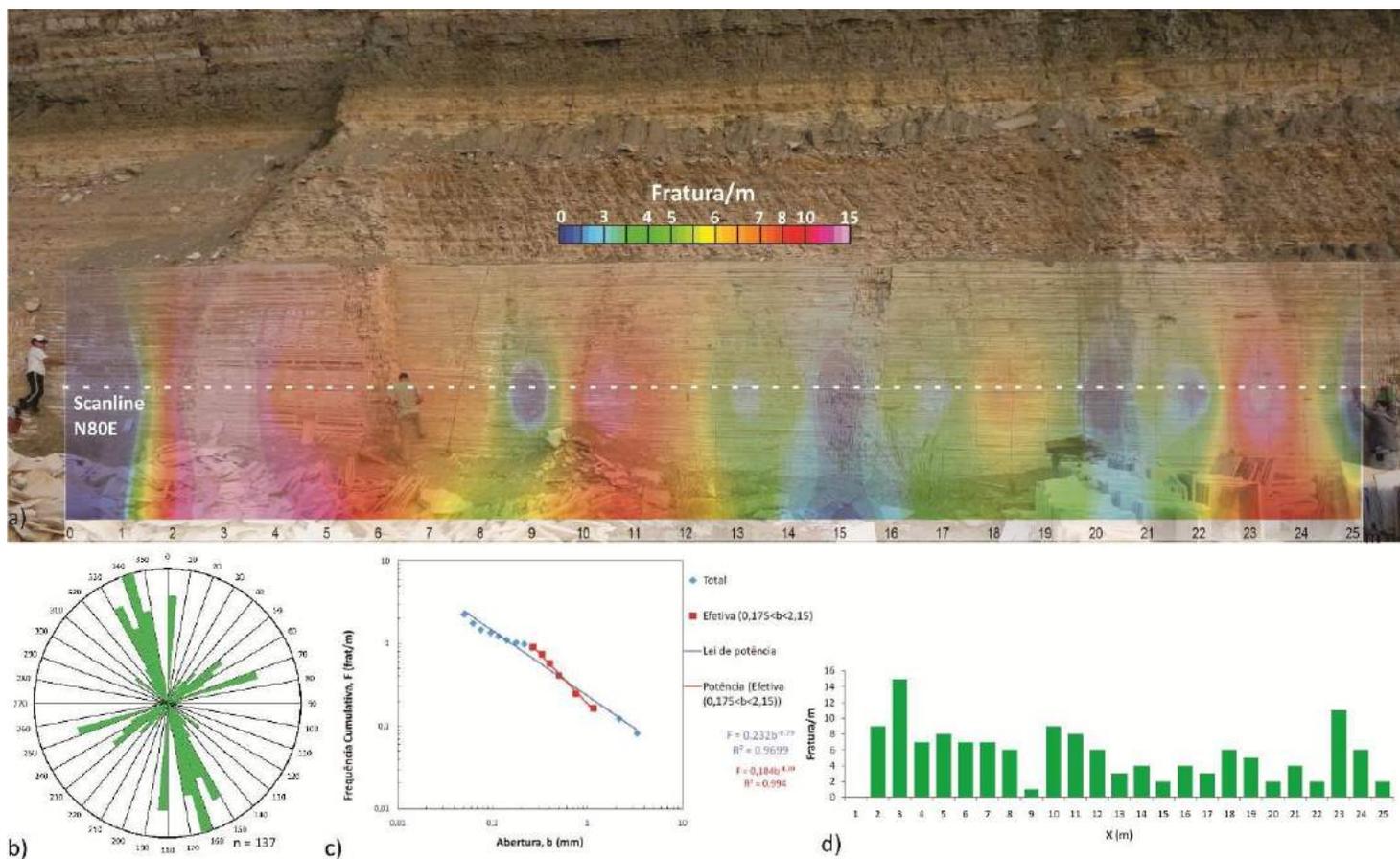


Figura 5.20 - Painel de informações para a *scanline* horizontal realizada em uma face de frente de lavra, nos calcários laminados da Formação Crato (a orientação da face é N80E e sua extensão é de aproximadamente 25 m). a) Painel com a densidade do fraturamento exibido na forma de zonas interpoladas; b) Diagrama de rosetas com a direção principal NNW (345 Az) do *set* 1 de fraturas; c) Gráfico da frequência cumulativa de fraturas (F, frat/m) *versus* os valores de abertura (b, mm), que apresenta duas séries: total ($F=0,232b^{-0,79}$ e $R^2=0,969$) e efetiva ($F=0,184b^{-1,28}$ e $R^2=0,994$); d) Histograma calculado a partir da quantidade de fraturas por metro da *scanline*.

A Figura 5.21 mostra o mapa de linhas de contorno criado a partir dos dados do cálculo de densidade de fraturamento em área, modalidade P21. Com o uso desta técnica foi possível observar a distribuição dos valores de densidade de fratura relativamente ajustados com a distribuição espacial dos traços dessas estruturas. Também se verificou que existe um aumento dos valores de densidade no ponto de junção entre as fraturas dos *sets* 1 e 2. A integração dos métodos P21 e P10 (*scanline* linear), pode ser usada para a construção de um cenário geológico com maior precisão na distribuição das estruturas, e consequentemente a aplicação à simulação numérica.

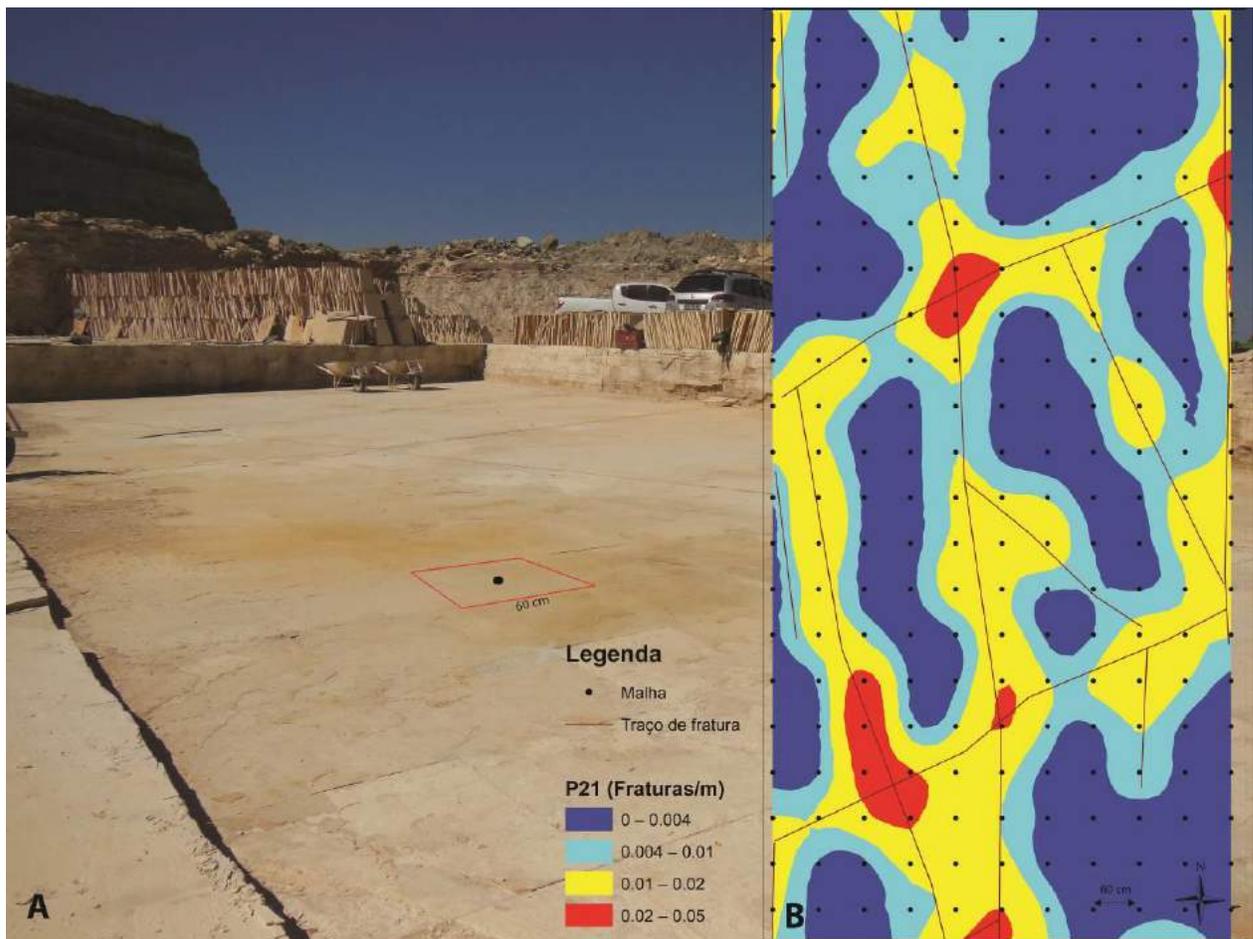


Figura 5.21 – A) Pavimento de calcário laminado, Mineração Pedras Cariri, afloramento PT-09, onde foi realizado o levantamento da intensidade de fraturamento em 2D. Notar o quadrado vermelho com lado de 60 cm, que representa uma das áreas da malha quadrática onde foi realizado o somatório dos comprimentos das fraturas. B) Mapa de linhas de contorno dos valores de densidade de fraturas, adquiridos a partir da *scanline* P21. Detalhe para os traços esquemáticos mostrando a posição das principais fraturas.

5.1.8 - Análise da Organização Espacial das Fraturas Extensionais e Cálculo do *Strain*

O conceito de organização ou arranjo espacial de fraturas refere-se à posição das fraturas no espaço. O arranjo espacial pode mostrar a organização das fraturas que, em alguns casos, tal arranjo é potencialmente previsível, ou, em outros, pode simplesmente não aparentar que possui organização. A análise espacial de fraturas é importante para verificar que a falta de organização implica em um arranjo que é estatisticamente indistinguível de uma aleatoriedade (Hooker *et al.*, 2013).

Visando analisar a organização espacial das fraturas naturais dos calcários laminados da Formação Crato (*sets* 1 e 2) foram utilizados nesta pesquisa os dados das *scanlines* realizadas em afloramento para a caracterização dos veios calcíticos. Os dados de abertura e espaçamento das fraturas, obtidos ao longo das *scanlines*, foram processados no programa **CorCount** para cada linha de varredura realizada nos afloramentos. Este programa fornece informações sobre a relação de distribuição espacial das fraturas, através de técnicas de correlação tais como: contagem de correlação normalizada; contagem de correlação de soma; intensidade; e *staircase*.

A família 1 de fraturas, com direção NW-SE, apresenta C_v (Coeficiente de variação) = 1,64, que indica um espaçamento mais clusterizado do que aleatório, ou seja, estas fraturas possuem maior tendência de ocorrer em enxames. O *set* 1 apresenta *strain* (ϵ), ou seja, resposta de deformação da rocha aos esforços atuados, com valor de cerca de 0,001. As fraturas do *set* 2 (NE-SW) possuem $C_v = 1,92$ e $\epsilon = 0,004$. Estes valores são maiores que aqueles do *set* 1, o que pode indicar que as fraturas naturais do *set* 2 são mais clusterizadas, ou irregularmente espaçadas que as do *set* 1 e possuem maiores aberturas, devido a uma maior deformação (Miranda *et al.*, 2014b).

Com o uso do programa CorCount a distribuição das fraturas extensionais (veios) dos *sets* 1 (NW-SE) e 2 (NE-SW) dos calcários laminados foram primeiramente visualizados por meio do método de intensidade de fraturamento. Esta técnica é mais usada para a visualização da distribuição e localização dos enxames (*clusters*) de fraturas naturais ao longo da *scanline*. De acordo com o método de intensidade de fraturamento, os *clusters* são estatisticamente significantes quando ultrapassam o intervalo de confiança (95%), que é equivalente aos dados gerados aleatoriamente a partir da simulação de Monte Carlo (Fig. 5.22 e 5.23).

Usando a técnica de observação das relações entre a distribuição espacial das fraturas, denominada de *staircase*, os dados das fraturas foram comparados também quanto à intensidade de fraturamento, seguindo o raciocínio da identificação dos *clusters* das fraturas naturais estatisticamente significantes. Neste caso, o gráfico obtido mostra o número cumulativo de fraturas *versus* a posição destas

na *scanline*. As regiões da curva do gráfico com inclinação acentuada correspondem aos *clusters*. A região do gráfico mais plana, ou com pouca inclinação, indica baixa concentração de fraturas (número de fraturas por unidade de medida). Para os *clusters* serem estatisticamente significantes, as zonas de maior inclinação devem ultrapassar o intervalo de confiança equivalente (95%) aos arranjos aleatórios gerados através da simulação de Monte Carlo (Fig. 5.24 e 5.25).

Ficou evidenciado que as fraturas dos *sets* 1 e 2 apresentaram clusterização. Contudo, verificou-se que seria necessário a obtenção de um maior número de dados de espaçamento e de aberturas de fraturas para uma melhor caracterização. Os dados coletados nesta pesquisa não foram suficientes para realizar uma análise totalmente efetiva através da contagem de correlação normalizada e de soma.

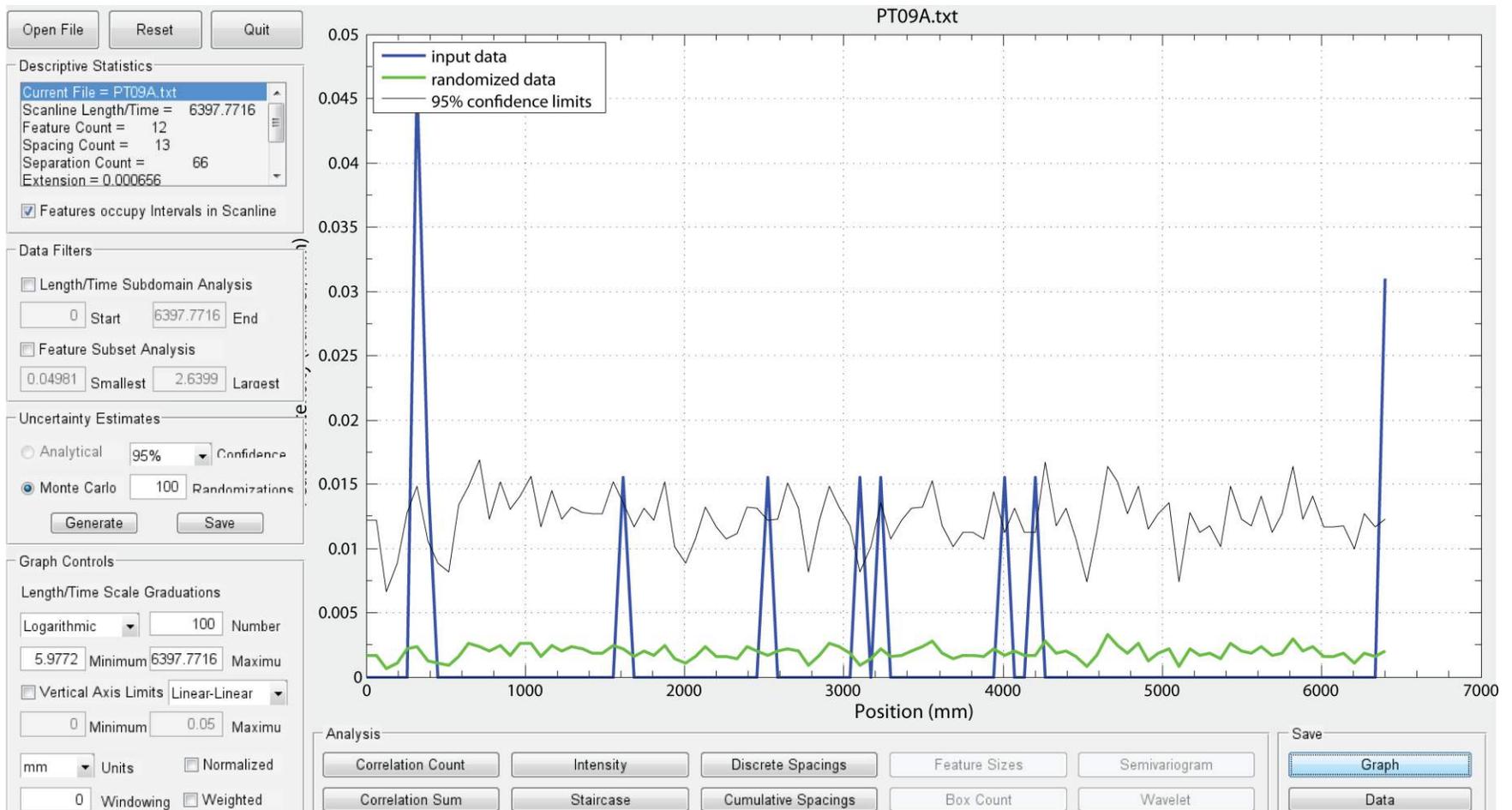


Figura 5.22 - Gráfico obtido a partir do programa CorCount, para o estudo da intensidade de fraturamento de 12 veios medidos ao longo da *scanline* com aproximadamente 6,5 m, realizada em pavimento para a caracterização das fraturas naturais do *set* 1. Notar que ocorrem apenas dois *clusters* estatisticamente significantes, o primeiro no início da *scanline* e o outro no final, identificados por que ultrapassam o limite de 95% de confiança.



Figura 5.23 - Gráfico obtido a partir do programa CorCount, para o estudo da intensidade de fraturamento de 82 veios do set 2 (NE-SW) de fraturas extensionais. A *scanline* possui aproximadamente 6 m. Notar que ocorrem quatro *clusters* estatisticamente significantes, os dois primeiros no início da *scanline*, o terceiro aos 4m, e o último próximo a 1,5m do final da *scanline*.

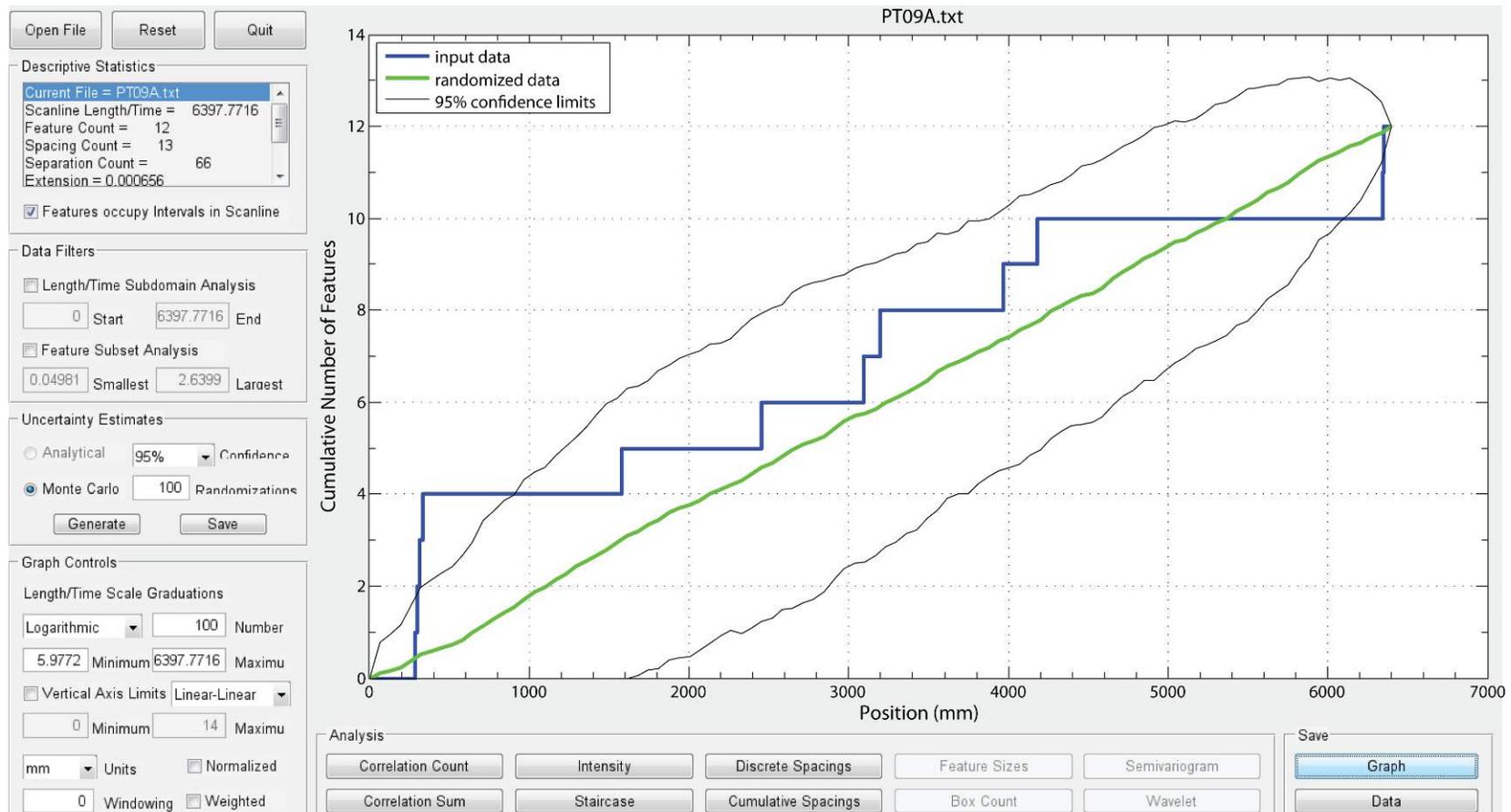


Figura 5.24 - Gráfico *staircase*, evidenciando a localização de apenas um *cluster* de fraturas estatisticamente significativo na mesma *scanline* usada na figura 5.20, realizada para a caracterização das fraturas do *set* 1 (NW-SE) dos calcários laminados da Formação Crato (n=12).

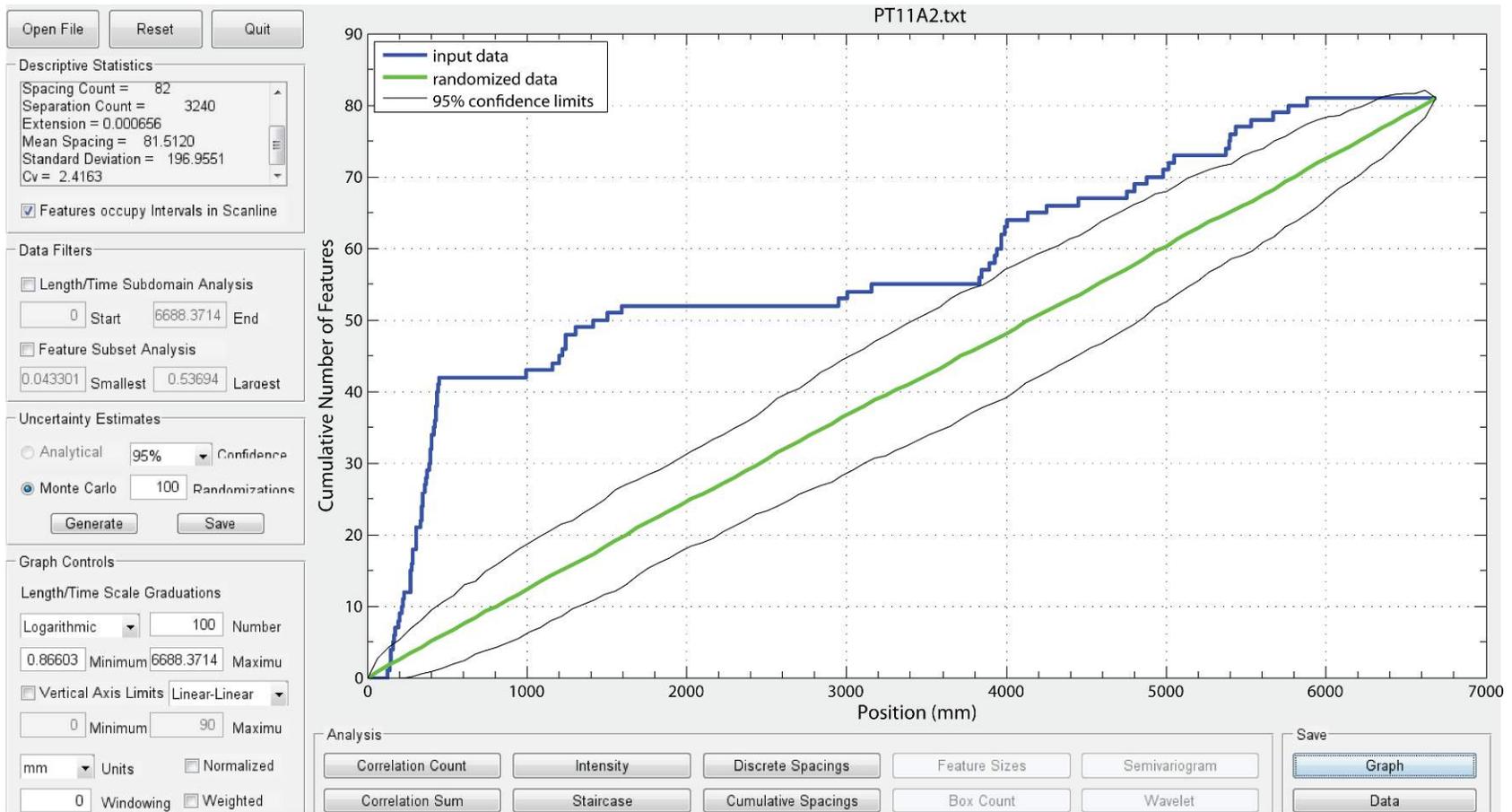


Figura 5.25 - Gráfico *staircase* evidenciando a localização dos *clusters* de fraturas da *scanline* realizada para a caracterização das fraturas do set 2 (NE-SW) dos calcários laminado da Formação Crato (n=82). Mesmos dados da figura 6.21.

5.2 – FORMAÇÃO IPUBI

A caracterização geológico-estrutural das rochas evaporíticas da Formação Ipubi foi desenvolvida nas regiões SSW e N da Bacia do Araripe (Fig. 5.15 e 5.26). Na porção SSW, foram visitadas as minas do entorno de Araripina, PE: Minerações Campevi, São Jorge, Rocha Nobre e Serra Suposta. Na região N, foi visitada a Mineração Chaves, que fica localizada na cidade de Nova Olinda-CE (Anexo 1).

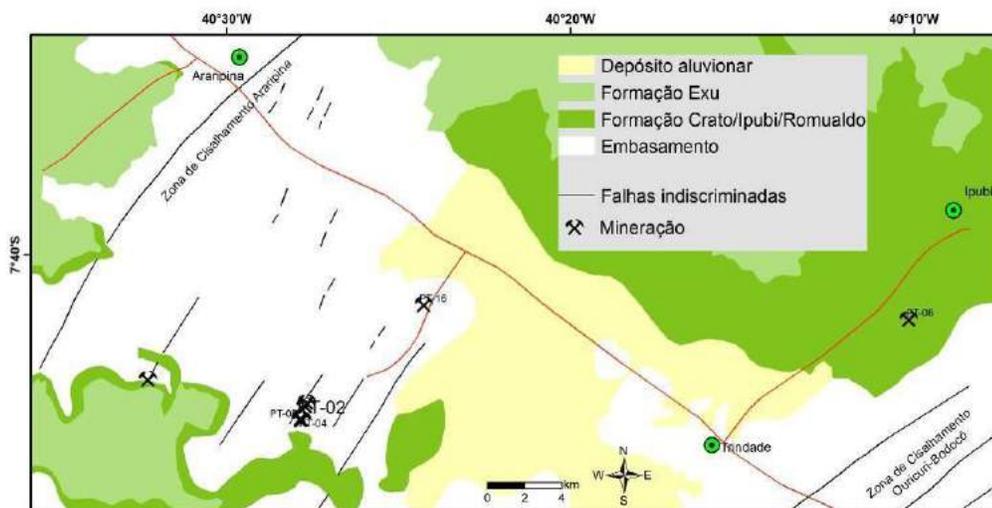


Figura 5.26 - Mapa de localização das minerações de gipsita (Formação Ipubi) visitadas na região SSW da Bacia do Araripe, região da cidade de Araripina-PE.

As principais estruturas identificadas nas rochas evaporíticas foram as fraturas extensionais, classificadas como juntas e veios. No entanto, na Formação Ipubi ocorre um grande conjunto de estruturas cujo comportamento é complexo, e que resultaram de processos diagenéticos. Esse conjunto envolve a presença de dobras e falhas normais, que possivelmente foram geradas por processos tectônicos (halocinese) e diagenéticos, como a hidratação da anidrita (CaSO_4), e sua transformação em gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), que produziu um efeito de expansão. Algumas estruturas de dissolução também foram identificadas na Formação Ipubi como cavernas e estruturas ruiformes geradas pela dissolução do topo do pacote de evaporitos (Fig. 5.27).

Os evaporitos da Formação Ipubi também possuem uma importante atuação no processo tardio de deformação das camadas pós-sal (Formação Romualdo) da Bacia do Araripe. A Formação Romualdo é composta por um pacote de rochas siliciclásticas (arenitos finos, argilitos e siltitos) e carbonáticas com média de 40 m de espessura. Nesta formação foi possível observar estruturas (dobras e falhas) decorrentes

do colapso dos evaporitos relacionado com o processo de dissolução dos evaporitos da Formação Ipubi (Fig. 5.28).



Figura 5.27 - Estruturas de dissolução observadas no topo da Formação Ipubi. A e B) Coluna formada pela dissolução das áreas adjacentes no topo da camada de evaporitos na mineração Sombra da Serra, Araripina-PE; C) Caverna no pacote evaporítico com 4 m de diâmetro.

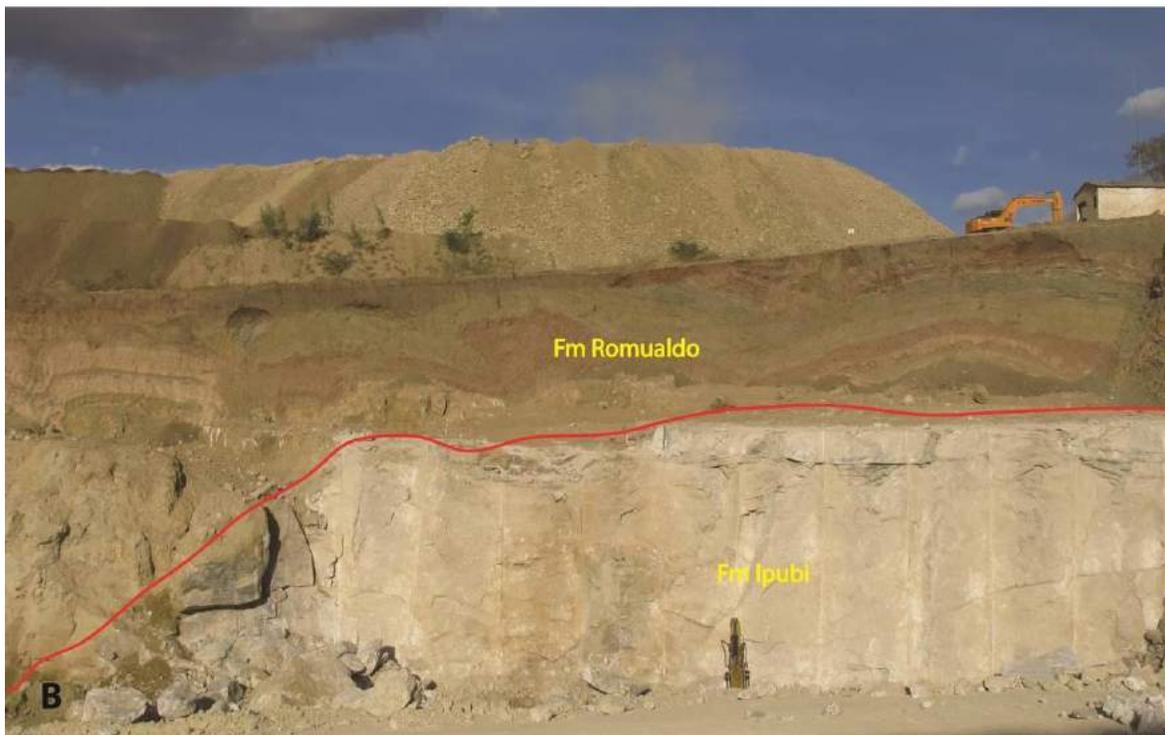


Figura 5.28 - Processos de deformação das camadas da Formação Romualdo (camada pós-sal da Bacia do Araripe), causadas pela dissolução de rochas do intervalo evaporítico da Formação Ipubi. A) Falhas normais e lístricas, deformando os estratos da Formação Romualdo; B) Ocorência de dobras e falhas na Formação Romualdo possivelmente geradas pelo colapso da Formação Ipubi.

Devido a questões práticas no processo de caracterização geológico-estrutural da Formação Ipubi, no presente estudo foram analisadas apenas as fraturas extensionais desta formação, representadas por juntas e veios preenchidos por gipsita fibrosa e argila. Estas estruturas podem implicar na comunicação entre os calcários laminados da Formação Crato e os evaporitos da Formação Ipubi. Esta informação é de suma importância para a construção do cenário geológico que será usado para simulações numéricas, como a modelagem hidromecânica.

5.2.1 - Veios

O sistema de fraturamento da Formação Ipubi é dominado principalmente por fraturas preenchidas por gipsita fibrosa e argilominerais, denominadas neste estudo como veios. Esse preenchimento é composto, no caso das pequenas fraturas, por gipsita fibrosa. No caso de fraturas maiores, onde também houve o processo de dissolução tardia, o preenchimento ocorreu posteriormente por gipsita e argilominerais (Fig. 5.29).

De acordo com a classificação de organização de veios proposta por Van der Pluijm & Marshak (2004), foram identificados nos depósitos evaporíticos da Formação Ipubi dois tipos principais de grupos de veios:

- a) **Trama sistemática planar**: representa a mineralização de um sistema de fraturas extensionais pré-existentes, ou o preenchimento durante a formação das fraturas (Fig. 5.29); e
- b) **Trama *en echelon***: que pode representar esforços cisalhantes durante o preenchimento de uma grande fratura (Fig. 5.30).



Figura 5.29 – Superfície de um plano de fratura exposta mostrando o preenchimento com argilominerais e finos veios de gipsita fibrosa compondo uma trama planar.



Figura 5.30 – Trama de veios preenchidos apenas por gipsita fibrosa exibindo padrão *en echelon*.

Na área de estudo, borda SW e N da Bacia do Araripe, a trama sistemática planar ocorre com maior frequência. A partir da observação do padrão de crescimento das fibras de gipsita dentro dos veios, estes foram classificados como antitaxiais (Ramsay & Huber, 1987). Os veios com preenchimento de gipsita fibrosa perpendicular às paredes das fraturas podem ser classificados como *beef - bedding-parallel fibrous veins* (Cobbold *et al.*, 2012; Cobbold *et al.*, 2013). Estes autores desenvolveram uma classificação dos variados tipos de ocorrência dessas estruturas. Tipicamente, estes veios são formados por minerais esbranquiçados (por exemplo, halita, gipsita, calcita e quartzo), mas eles também podem conter minerais acessórios economicamente importantes, tais como: betumes, sulfetos ou ouro. A ocorrência de *beefs* de gipsita é comum em ambientes de origem continental (evaporítico ou lacustre) (Cobbold *et al.*, 2012), como observado na Formação Ipubi.

Com relação ao comportamento estrutural, foi possível identificar nas tramas planar e *en echelon* dois *sets* principais de veios para a Formação Ipubi, primeiro é representado por fraturas verticais a subverticais, o segundo por estruturas subhorizontais a horizontais.

Os veios verticais a subverticais apresentam grande dispersão em relação às suas atitudes, contudo foi possível observar uma direção preferencial ENE-WSW, e mergulho com uma média de 65°, tanto para SSE como para WNW. Estes veios apresentam direções secundárias: WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE (Fig. 5.31). Neste *set* de fraturas foi observado que as fibras da gipsita ocorrem oblíquas às paredes do veio. Este fato indica que existiu uma componente cisalhante durante a formação do veio.

Os veios horizontais a sub-horizontais, de forma geral, apresentam planos de direção ENE-SSW e E-W. Os mergulhos apresentam valores em torno de 10°, para NNW e NNE (Fig. 5.32). Geralmente as fibras da gipsita que preenchem as fraturas deste *set* ocorrem perpendiculares às paredes das fraturas, representando uma extensão máxima durante a formação dos veios. Estes veios, classificados como *beefs*, representam o resultado do alívio de pressão que ocorreu após a erosão das formações sobrepostas à unidade Ipubi devido ao processo de soerguimento e erosão dos depósitos da bacia.

Na região norte da Bacia do Araripe, foi detectada a ocorrência de veios horizontais de maior espessura que se formaram próximo aos folhelhos negros que compõem a base da sequência evaporítica (Fig. 5.33). Alguns veios chegam a medir aproximadamente 15 cm de espessura e suas fibras estão posicionadas verticalmente em relação às paredes da fratura. Estes veios possivelmente foram formados tardiamente a partir da percolação de fluidos ricos em sulfatos de cálcio e foram classificados neste trabalho como *beef*, e denominados como "veio guia", porque logo após esta camada de gipsita fibrosa ocorrem as camadas basais de folhelhos betuminosos (Fig. 5.33).

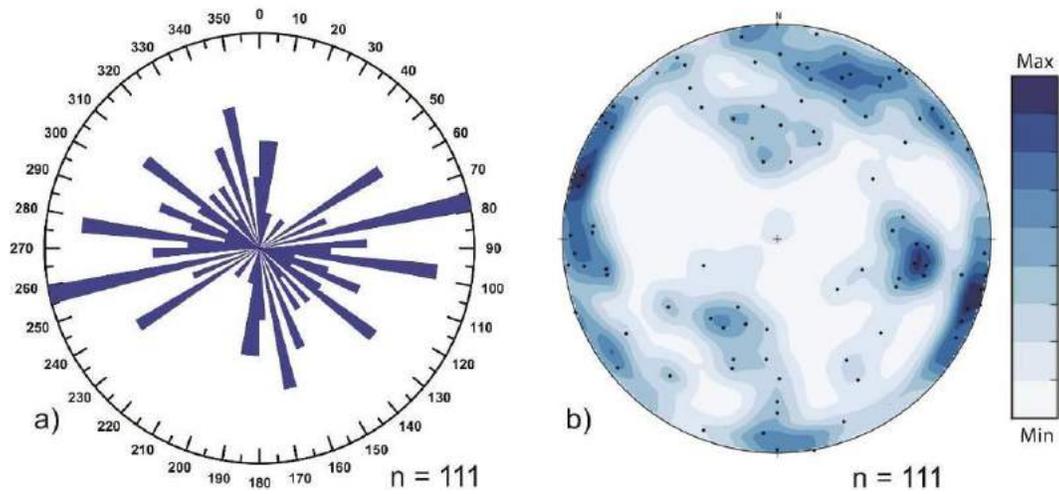


Figura 5.31 - Diagrama de roseta (a) e estereograma (b) ilustrando a direção e pólos dos planos dos veios verticais a subverticais da Formação Ipubi. n = número de atitudes.

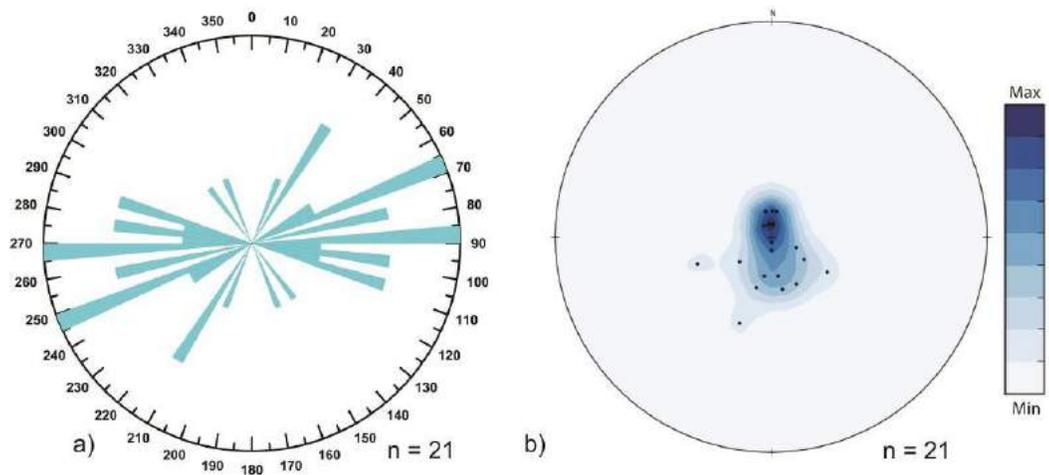


Figura 5.32 - Diagrama de roseta (a) e estereograma (b) ilustrando a direção e pólos dos planos dos veios subhorizontais a horizontais da Formação Ipubi. n = número de atitudes.

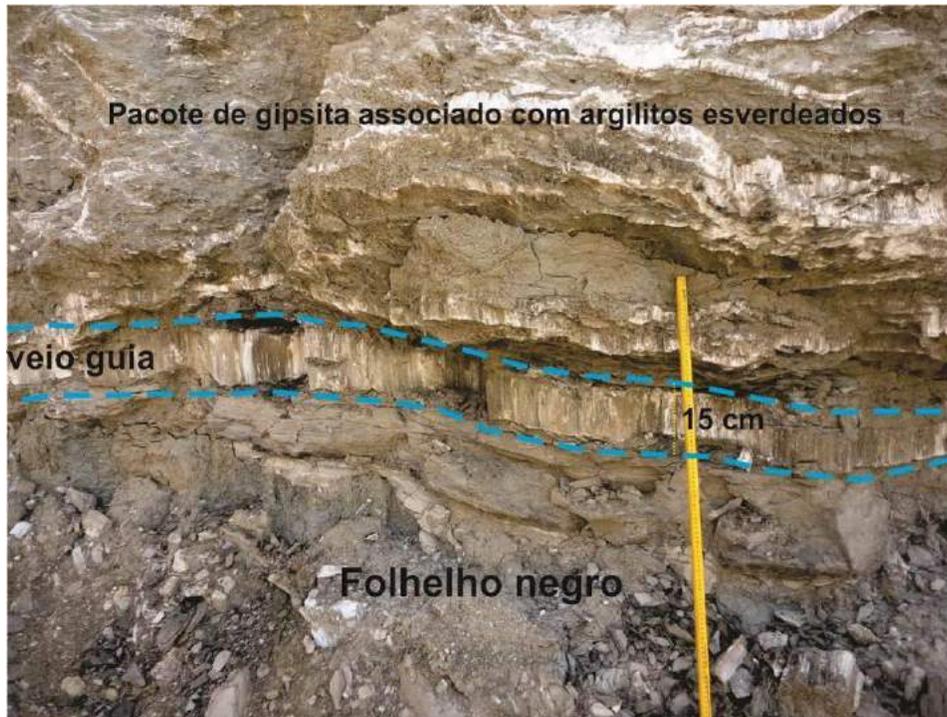


Figura 5.33 - Ocorrência de veios horizontais a sub-horizontais, *beef*, "veio guia", com até 15cm de espessura, preenchidos com gipsita fibrosa com crescimento perpendicular à parede do veio.

5.2.2 - Juntas

As fraturas de extensão abertas e sem preenchimento identificadas na Formação Ipubi foram classificadas como juntas. Essas estruturas possuem direção principal NE-SW e são essencialmente verticais (Fig. 5.34).

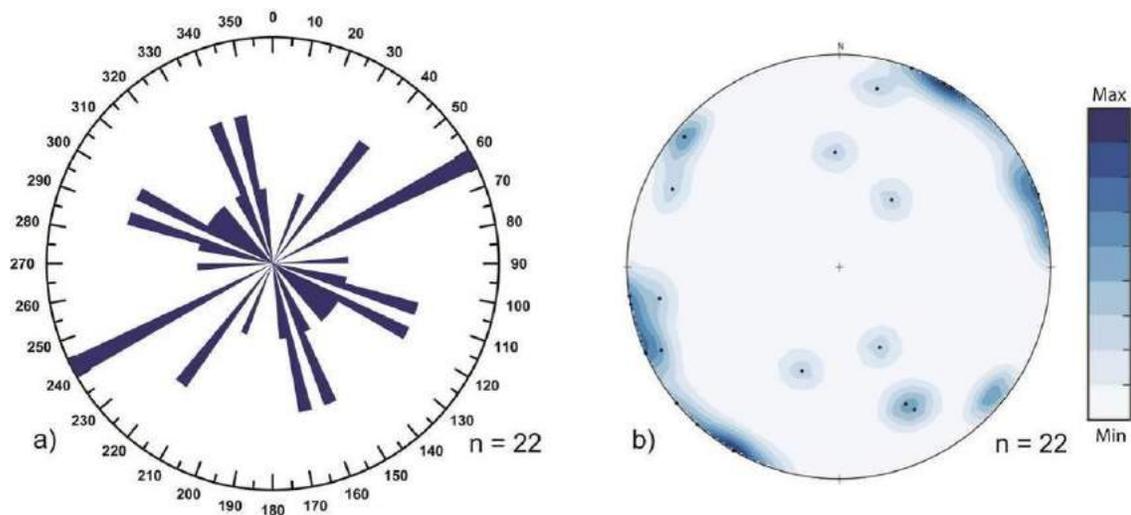


Figura 5.34 - Diagrama de roseta (a) e estereograma (b) ilustrando a direção e pólos dos planos das juntas verticais que ocorrem na Formação Ipubi. n = número de atitudes.

Em alguns afloramentos as juntas verticais abertas e os veios horizontais a subhorizontais ocorrem conectados ortogonalmente entre si. Este padrão condicionou localmente a formação de pequenas cavernas com até 2 m de abertura (Fig. 5.35), onde o processo de dissolução por área apresenta maior expressão. Em algumas regiões estes espaços estão preenchidos por sedimentos argilosos e por gipsita fibrosa (Fig. 5.35). Porém, ao longo dos planos das juntas também foram observadas cavernas abertas, possivelmente causadas pela dissolução influenciada pela percolação de fluidos nos planos de fratura (Fig. 6.33C).

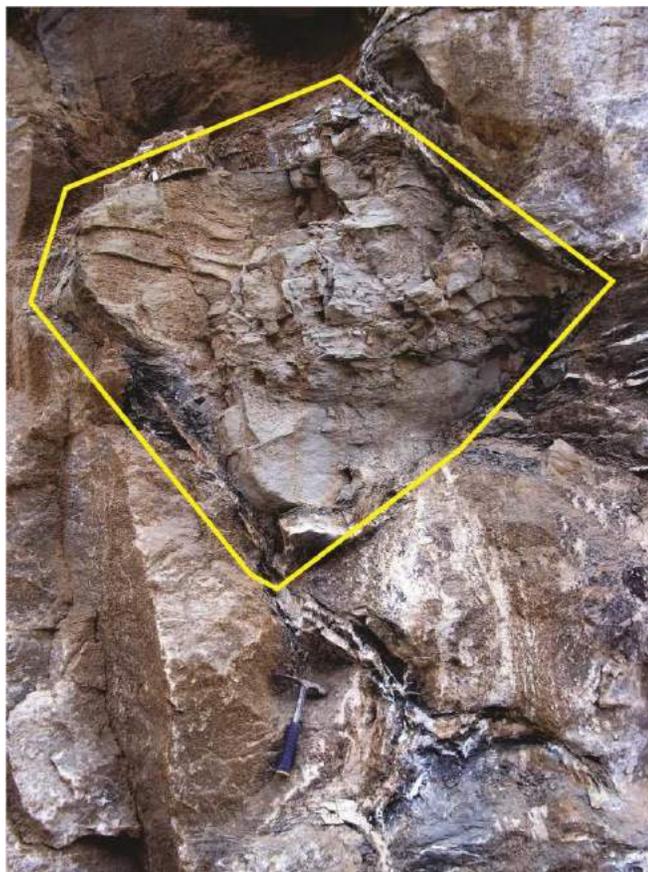


Figura 5.35 - Carverna preenchida por argila e gipsita fibrosa em rochas gipsíferas da Formação Ipubi.

5.2.3 - Densidade das Fraturas Extensionais

Da mesma forma como foi feito para os calcários laminados da Formação Crato, a quantificação das fraturas naturais da Formação Ipubi foi realizada de acordo com a metodologia proposta por Ortega *et al.*, (2006). Ao todo foram realizadas aproximadamente 25 *scanlines* em afloramentos, sendo 10 linhas executadas na posição horizontal, 13 linhas executadas na posição vertical e duas linhas executadas em pavimentos nas superfícies das bancadas das minerações de gipsita (Anexo 2). Ao contrário das minerações de calcário laminado (Formação Crato), o desenvolvimento de *scanlines* em pavimentos nas minas de gipsita (Formação Ipubi) foi dificultado devido ao fato de que as frentes de lavra desses depósitos são totalmente exploradas até o topo da camada de folhelhos escuros que fica abaixo dos evaporitos. Já o topo da Formação Ipubi, encontra-se recoberto pela Formação Romualdo. Portanto, devido a falta de afloramentos em pavimentos em condições de análise, a maioria das *scanlines* foram levantadas através de linhas horizontais ao longo das faces de frente de lavras das minas de gipsita.

O gráfico da Figura 5.36 mostra a comparação dos resultados das curvas de correlação dos atributos de fraturas obtidos através das *scanlines* (vertical e horizontal) realizadas na Formação Ipubi. Através do gráfico log-log de integração dos dados (Fig. 5.36), foram observados três aspectos principais:

- ✓ Os dados coletados a partir das *scanlines* verticais, que objetivaram a coleta dos atributos dos veios horizontais, apresentam coeficiente de correlação (R^2) abaixo de 30%. Esta dispersão dos dados pode estar relacionada à origem atectônica dessas estruturas, e sua distribuição caótica. É possível que boa parte dessas estruturas tenha origem no alívio de pressão causado pela erosão das unidades adjacentes favorecida pelo arqueamento da bacia;
- ✓ Os veios verticais observados nas *scanlines* horizontais apresentam menor dispersão dos dados, ou seja, uma melhor correlação com os valores de abertura. Conforme a caracterização através da lei de potência, esta tendência de alinhamento dos dados indica que estas fraturas podem estar relacionadas a esforços tectônicos regionais. A correlação apresenta uma correlação de até 70% para a distribuição da frequência *versus* a abertura das fraturas; e
- ✓ O *set* de fraturas verticais a subverticais possui frequência acumulada menor que a família de veios horizontais.

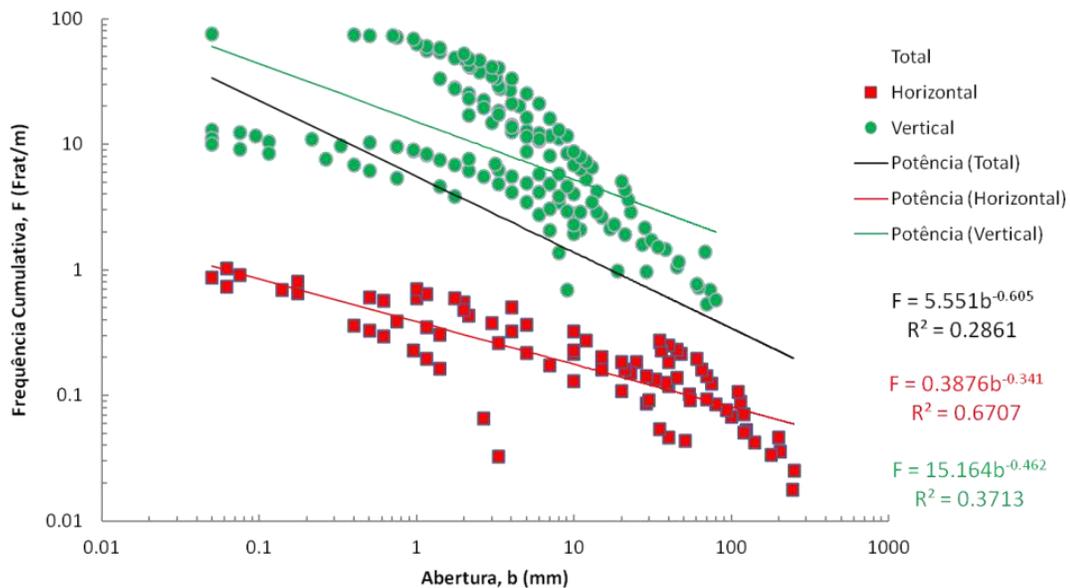


Figura 5.36 – Comparação dos resultados de todas as *scanlines* (horizontais e verticais) realizadas nos afloramentos da Formação Ipubi. Relação entre os padrões das fraturas verticais e horizontais da Formação Ipubi.

A partir dos dados de correlação dos atributos das fraturas da Formação Ipubi, foi selecionada uma *scanline* para detalhar o procedimento de caracterização realizado nesta unidade (Fig. 5.37). A *scanline* foi posicionada na horizontal com o objetivo de fazer a leitura do *set* de fraturas verticais a subverticais. Este *set* de fraturas foi selecionado nesta pesquisa devido ao fato de que este padrão de fraturamento pode apresentar uma conexão com o comportamento das estruturas observadas nos calcários laminados da Formação Crato (sobrejacente). O entendimento da relação do fraturamento com as unidades adjacentes é importante para a modelagem geomecânica. Também por motivos práticos, a aquisição dos atributos foi limitada às estruturas de abertura maior que 3,5 mm (Fig. 5.37). Isto porque a intensa frequência de veios distribuídos de forma mais caótica poderia criar um tendenciamento, sobreamostragem, das leituras. Além disso, os veios menores, selados por gipsita fibrosa foram considerados em outros conjuntos de leitura para calibração.

Na região onde a *scanline* foi realizada, na Mina Sombra da Serra, as fraturas verticais a subverticais apresentam um *trend* principal com direção N75W, e mergulho variando de moderado a forte com predominância para nordeste (Fig. 5.37). Estas estruturas ocorrem como veios preenchidos por gipsita fibrosa, neoformada, localmente associada com argilas de coloração esverdeada ou escura. Foram medidas 11 fraturas ao longo da *scanline* com direção N25E e aproximadamente 22 m de extensão (Fig. 5.37A).

As seguintes observações podem ser feitas sobre os resultados obtidos após o processamento dos dados: a) a espessura máxima dos veios observados foi de 200 mm; b) a densidade de fraturamento neste intervalo foi de 0,045 fraturas/m; c) 0,159 fraturas/m foi a densidade média de fraturas no intervalo total estudado; e d) 0,273 fraturas/m foi a densidade de fraturamento dos veios que apresentaram o menor valor de abertura utilizado como limite (3,5 mm) (Fig. 5.37D).

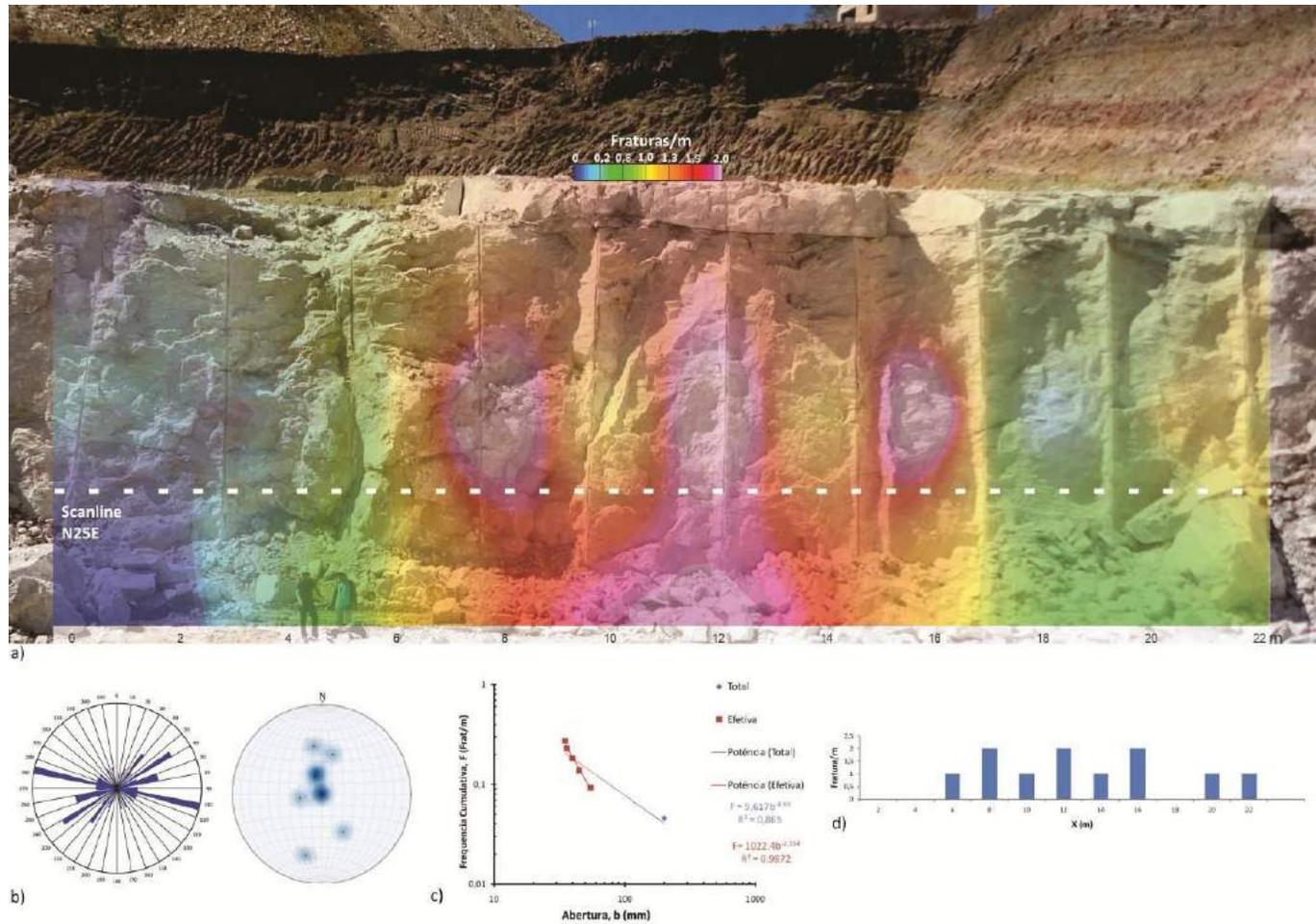


Figura 5.37 - Painel de informação para a *scanline* com direção N25E e extensão de aproximadamente 22 m, realizado em afloramento da Formação Ipubi, Mineração Sombra da Serra. a) Painel fotográfico com histograma sobreposto na forma de zonas interpoladas; b) Diagrama de rosetas ilustrando a direção principal WNW-ESE e estereograma de pólos dos planos do *set* de fraturas verticais; c) Gráfico da frequência x abertura da fratura; d) Histograma calculado a partir da quantidade de fraturas/m.

CAPÍTULO 6 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI

Esta etapa da metodologia proposta consiste na análise petrográfica, que buscou identificar aspectos texturais e diagenéticos das rochas utilizadas para a caracterização dos sistemas de fraturamento dos calcários laminados (Formação Crato) e evaporitos (Formação Ipubi), bem como a caracterização mineralógica do preenchimento das microfraturas em ambas as formações. A petrografia dos calcários laminados da Formação Crato forneceu subsídio para a posterior quantificação das microfraturas (*microscanline*) e sua relação temporal.

6.1 – FORMAÇÃO CRATO

A análise das amostras de mão e das lâminas petrográficas dos calcários laminados nesta pesquisa comprovou aspectos descritos anteriormente por Neumann (1999) e Silva (2003), como a dominância de matriz micrítica, ocorrência localizada de dolomita diagenética, ocorrência de microfalhas e *microslumps* (Fig. 6.1). As microfácies descritas nesse trabalho representam o nível C6 de calcários laminados (Neumann, 1999). Na região de estudo, este nível de calcário laminado pode chegar a alcançar até 20 metros de espessura, com a ocorrência local de calcretes no topo do pacote carbonático. Foi observado, na matriz micrítica dos calcários laminados, a ocorrência de óxido de ferro, que possivelmente deve ser oriundo da alteração de pirita (FeS_2) (Fig. 6.2). Foi observado, também, que os calcários laminados contêm microfósseis, tais como: ostracodes, conchostráceos e esporos, bem como abundantes restos de macrofósseis (peixes, insetos e plantas) e níveis de fosfatização (Fig. 6.2).

Neste trabalho foi visto que texturalmente os calcários laminados, nível C6, possuem matriz muito fina e podem ser classificados como micrito ou *mudstone* (Folk, 1962; Dunham, 1962). De acordo com a classificação de porosidade proposta por Lucia (1995, 2007) foi observado, com o auxílio da microscopia eletrônica de varredura, que os calcários laminados possuem porosidade primária com padrão intrapartícula ou intragranular e, em casos isolados, esta litologia possui porosidade secundária caracterizada por estruturas de dissolução desconectadas, tais como: estruturas móldicas, fraturas (*vugs*) e estilólitos (Fig. 6.3).

Foi observado que os veios ocorrem totalmente selados por calcita espática e sem evidência de porosidade e/ou permeabilidade ao longo dessas estruturas (Fig. 6.3 e 6.4). Com o uso da estereoscopia da energia dispersiva de raio-X (EDS - *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) foi identificado o preenchimento (substituição) dos poros da matriz, que deve ter sido formado durante o

estágio diagenético pós-deposicional (Choquette & Pray 1970) (Figs. 6.3 e 6.4). Esse preenchimento dos microporos da matriz por um material mais recente, é essencialmente caracterizado pela substituição de calcita por óxido de ferro e sílica, devido a uma possível interação com água meteórica relacionada ao processo de exposição subárea dos depósitos carbonáticos (Fig. 6.4 C, D).

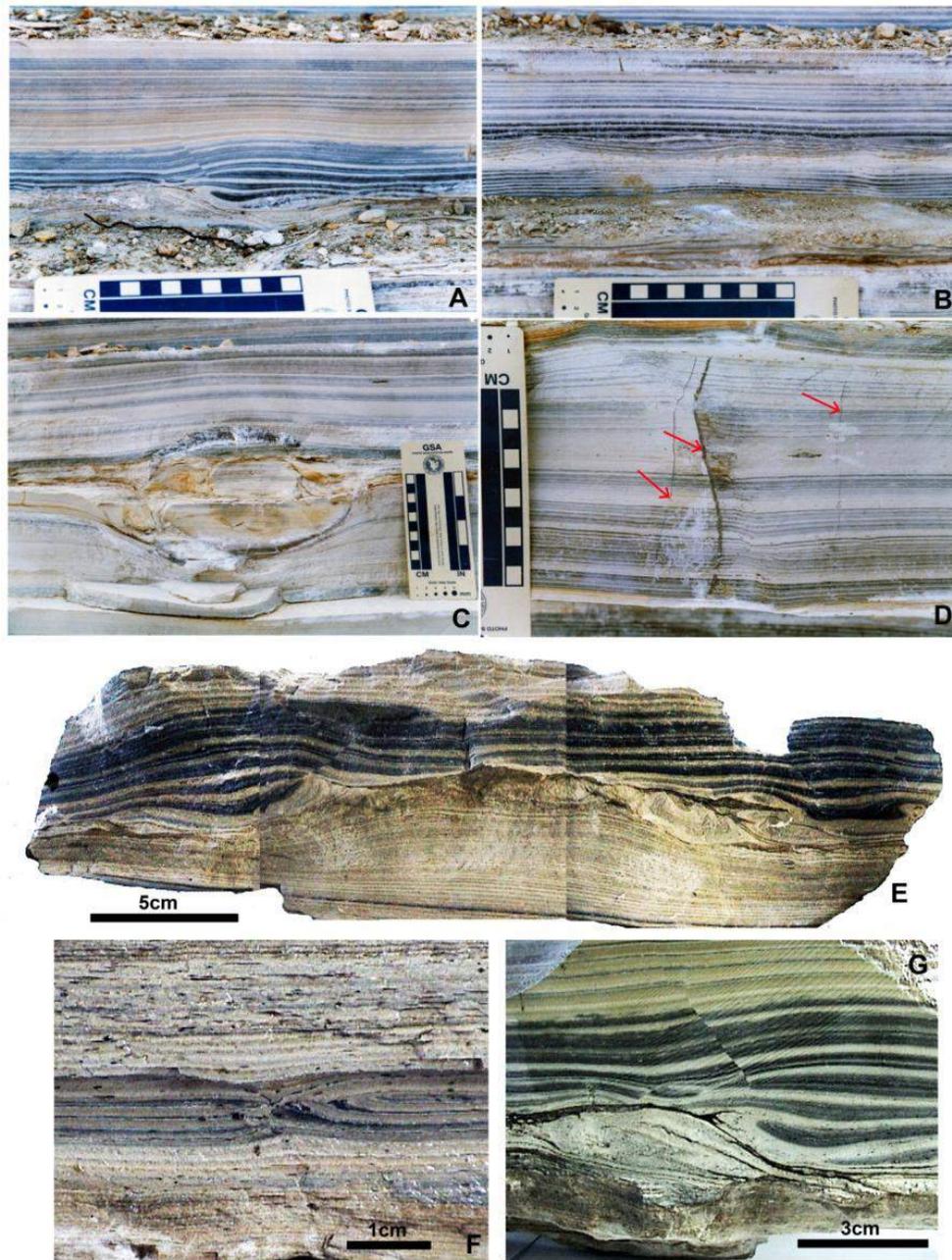


Figura 6.1 - Estruturas observadas nos calcários laminados da Formação Crato. A) Camadas planoparalelas, com nível convoluto e ondulado na base e microfalha; B) Lâminas onduladas; C) Nível de concreções calcárias; D) Microfalha, escalonada, subvertical, cortada por veios de calcita (setas vermelhas); E) Bloco exibindo nível com deformação plástica, convoluções e lâminas onduladas, acima, com microfalhas; F) Estrutura *loop bedding* (contração das lâminas); G) Detalhe de microfalha sin-sedimentar afetando apenas algumas lâminas de calcário.

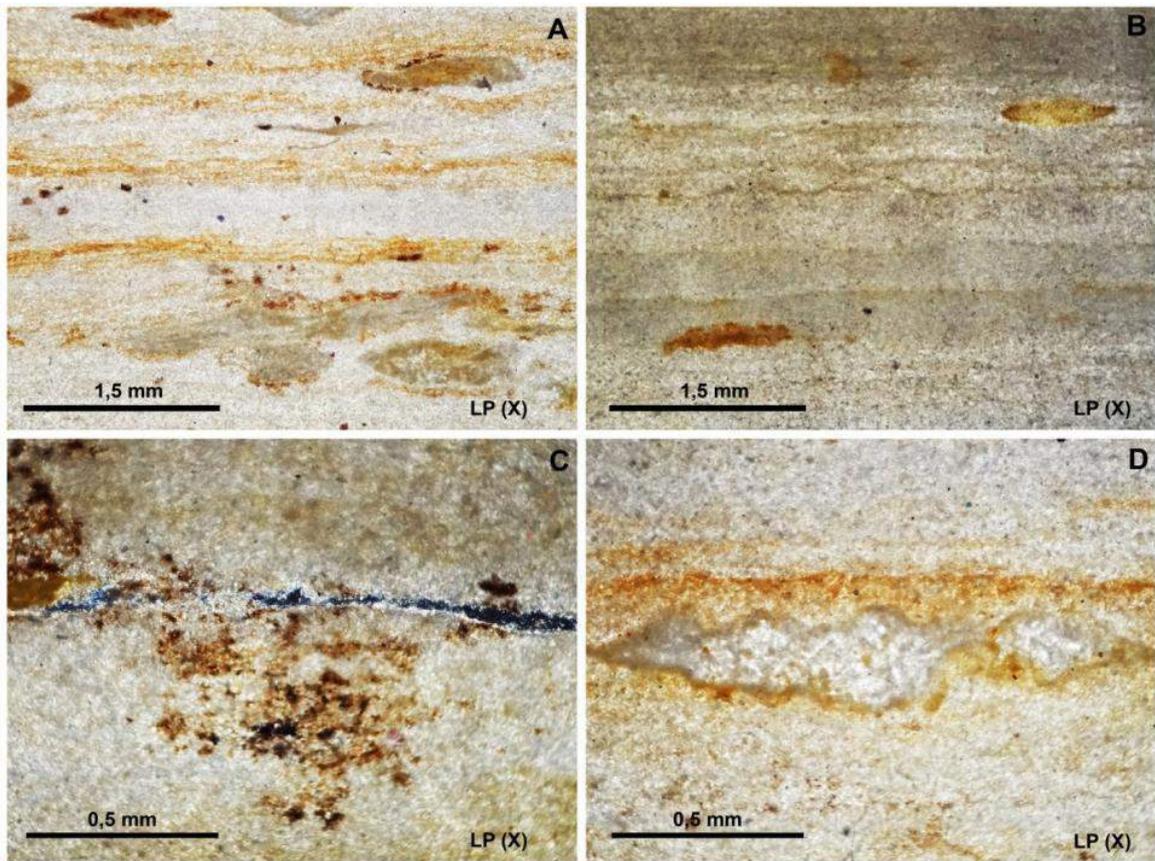


Figura 6.2 - Características microfaciológicas dominantes dos calcários laminados da Formação Crato. A) Lâminas compostas de matriz micrítica, exibindo suave ondulação e contendo carapaças de ostracodes que exibem certo grau de compactação. Detalhe para os pontos pretos na lâmina, que sugerem a ocorrência de pirita; B) Lâminas de micrito, plano-paralelas a plano-onduladas. A direita e acima se observa uma carapaça de ostracode, e abaixo, a esquerda, um fragmento de planta, ambos apresentam fosfatização; C) Fratura horizontal, parcialmente aberta. As manchas de cor ocre e preta indicam a presença de óxidos de ferro e manganês; D) Ocorrência de coprólito, parcialmente substituído por calcita espática e apresentando auréola de fosfato (coloração amarelo-ocre) (amostras PT-11).

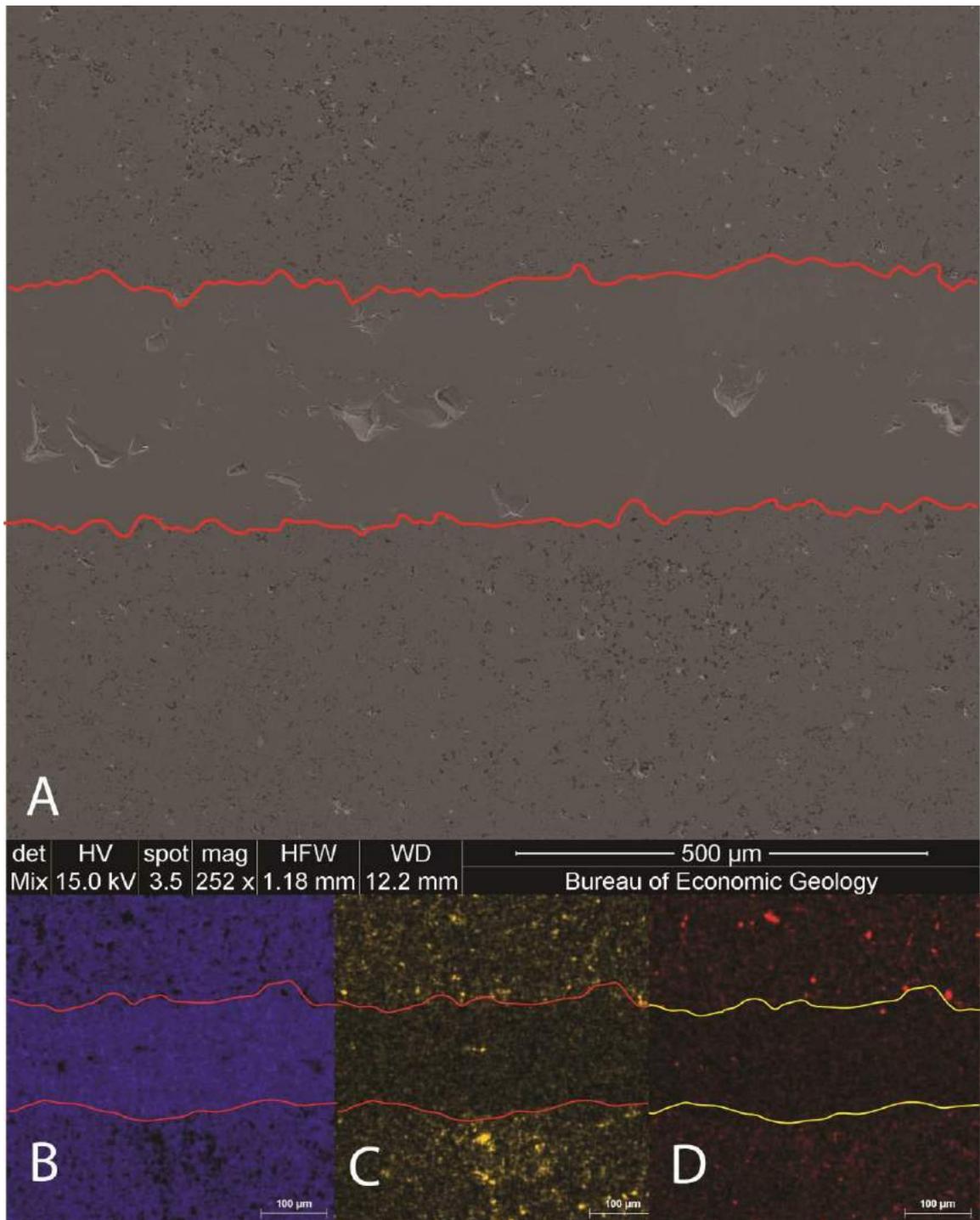


Figura 6.3 - Imagens realizadas através da microscopia eletrônica de varredura (MEV) acoplado à estereoscopia da energia dispersiva de raio-X (EDS) dos calcários laminados da Formação Crato. A) Imagem *Backscatter* da interface entre a microfratura e a matriz micrítica, aumento de 252X; B) Elemento Ca, destaque para o preenchimento de calcita recristalizada no microveio e ocorrência de poros na matriz micrítica; C) Elemento Fe, destaque para precipitação de óxido de Fe na matriz; D) Elemento Si, substituição da matriz micrítica por sílica. As linhas vermelhas e amarelas indicam o traço do contato entre o veio e a matriz da rocha.

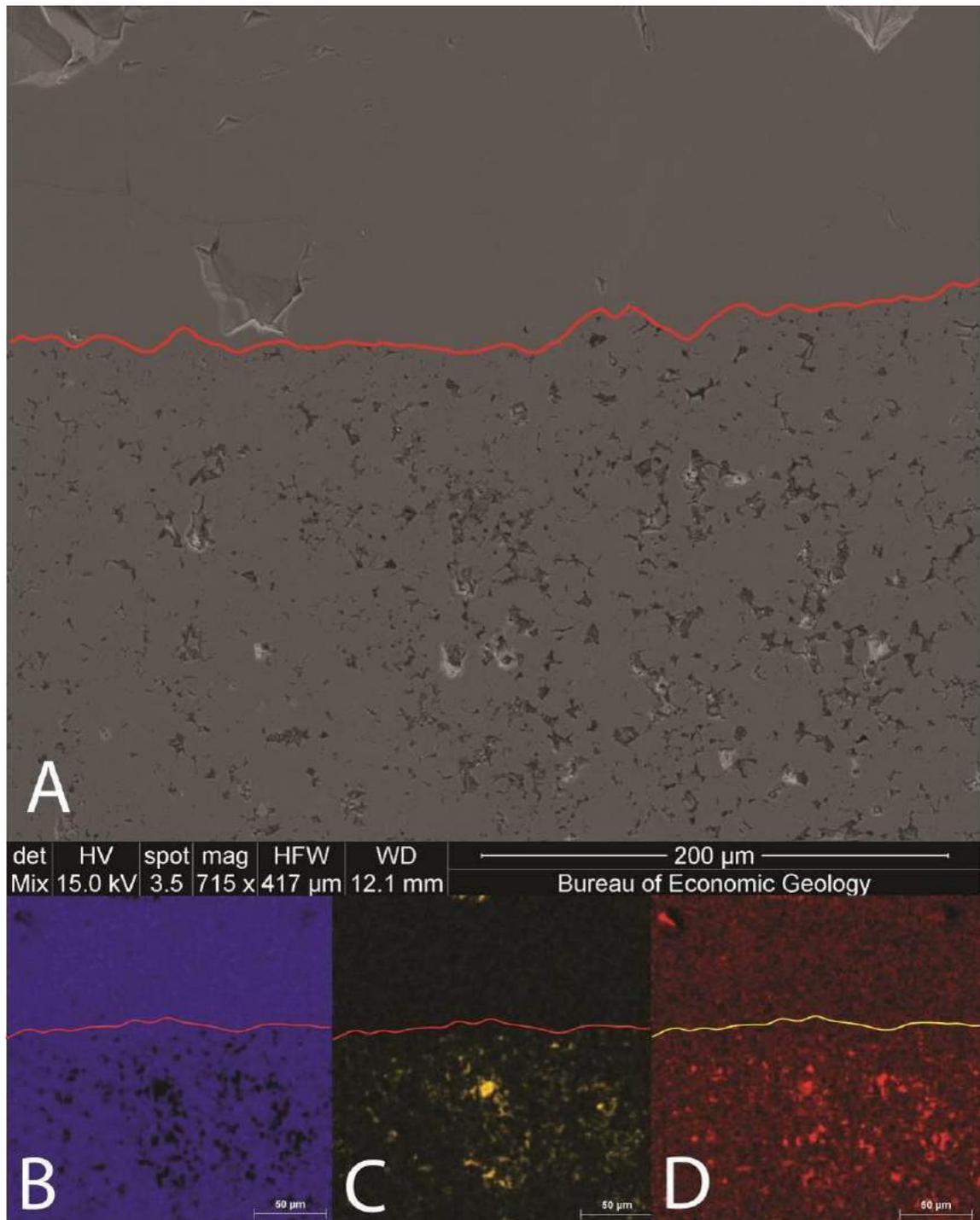


Figura 6.4 - Imagens realizadas através da microscopia eletrônica de varredura (MEV) acoplado à estereoscopia da energia dispersiva de raio-X (EDS) dos calcários naturalmente fraturados da Formação Crato. A) Imagem *Backscatter* da interface entre a microfratura e a matriz micrítica, aumento de 715X; B) Elemento Ca, microfratura preenchida por calcita recristalizada e ocorrência de poros na matriz micrítica; C) Elemento Fe, destaque para precipitação de óxido de Fe na matriz; D) Elemento Si, substituição da matriz micrítica por sílica. As linhas vermelhas e amarelas indicam o traço do contato entre o veio e a matriz da rocha.

Foi observado em amostra de mão e comprovado nas lâminas petrográficas que as microfalhas normais, fraturas de cisalhamento, da Formação Crato, foram geradas quando os depósitos ainda estavam inconsolidados (regime dúctil - plástico), e por isso não há preenchimento de cimento diagenético nos planos destas estruturas (Fig. 6.1). Estas estruturas ocorrem completamente seladas (Figs. 6.5 e 6.6) e foram classificadas como fraturas de cisalhamento sin-sedimentares (vide Cap. 5).

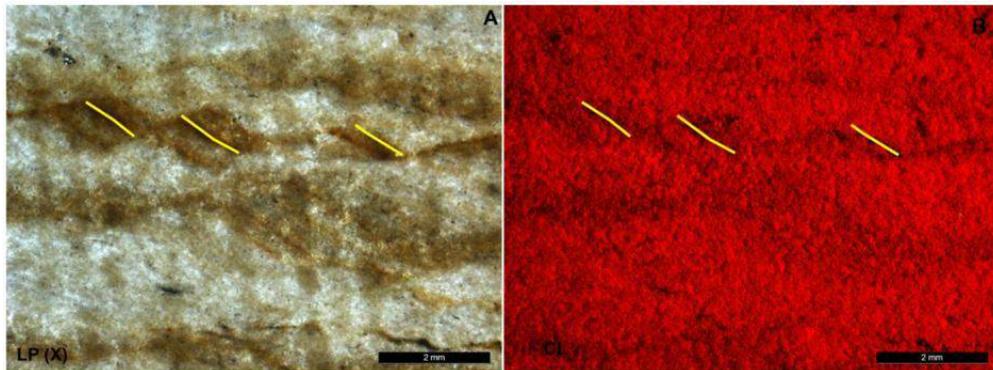


Figura 6.5 - Micrografia com detalhe de uma das microfalhas que ocorrem nos calcários laminados. Observa-se que as lâminas foram seccionadas, mas não há cimento preenchendo o espaço das estruturas que se apresentam completamente seladas. A deformação deve ter ocorrido antes da litificação dos depósitos. A) Luz polarizada (LP) com nicóis cruzados; e B) Catodoluminescência.

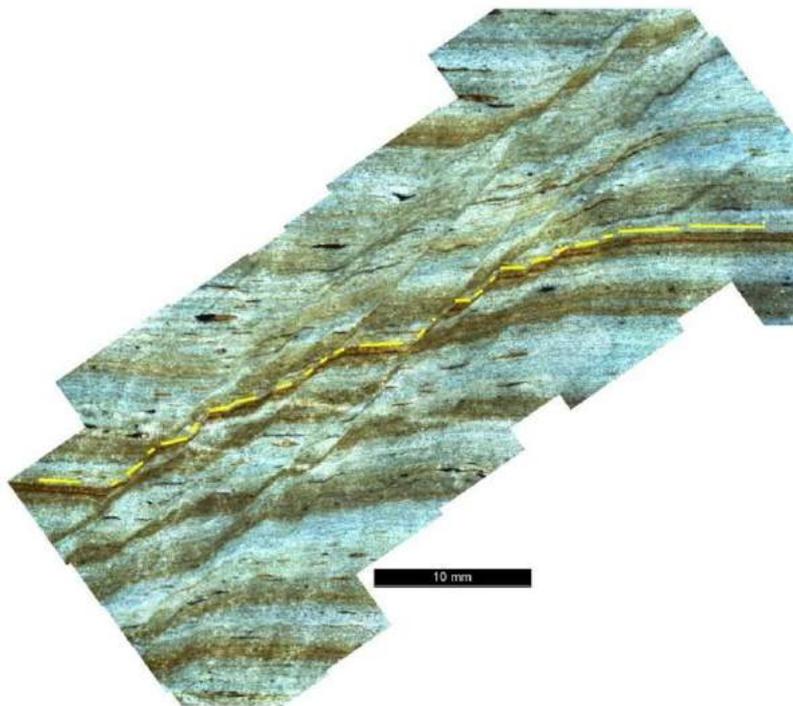


Figura 6.6 - Painel de microfotografias mostrando uma microfalha, que exibe estruturas dúcteis e rúpteis. As falhas observadas em amostras de mão, nos calcários laminados, mostram padrão *en echelon*, lístrico e de falhas em dominó (dominantemente distensional).

O uso da petrografia acoplada com a catodoluminescência (CL) amparou a detecção das microestruturas dos calcários laminados da Formação Crato (Figs. 6.5, 6.7, 6.8, 6.9). As fraturas extensionais observadas nas lâminas petrográficas apresentam-se totalmente seladas por calcita recristalizada, formando os veios (Figs. 6.7, 6.8). As fraturas de ambas as famílias, *set 1* (NW-SE) e *set 2* (NE-SW), apresentaram alta luminescência, o que reforça que estas estruturas são contemporâneas, ou seja, formadas durante o mesmo evento deformacional (Figs. 6.7 e 6.8).

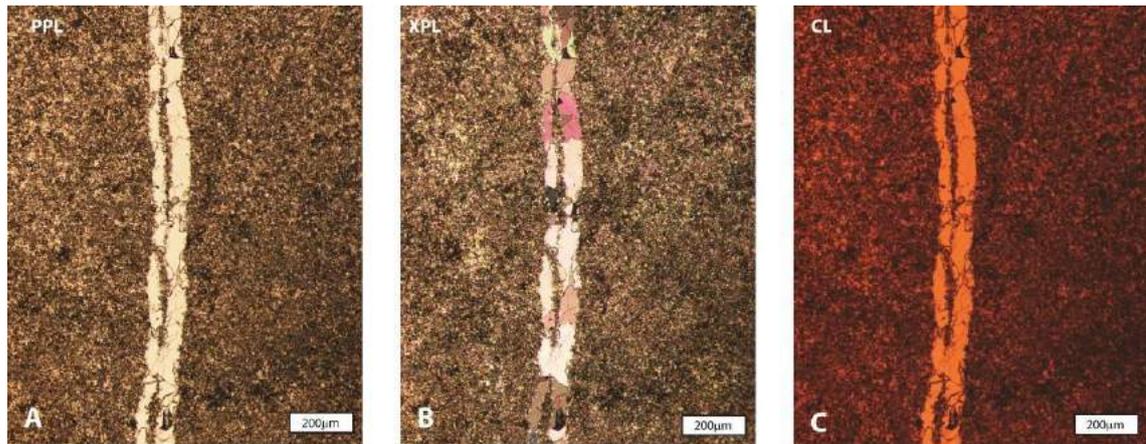


Figura 6.7 - Micrografias dos calcários laminados da Formação Crato. Fraturas verticais do *set 1* (NW-SE) preenchidas por calcita recristalizada (veios). Todas as fraturas apresentam cimento com luminescência alta. A) Luz polarizada com nicóis paralelos, 10x de aumento; B) Luz polarizada nicóis cruzados; C) Catodoluminescência, em alguns locais da imagem observa-se a substituição do cimento de preenchimento por um cimento mais novo, alta luminescência. Escala = 200 µm.

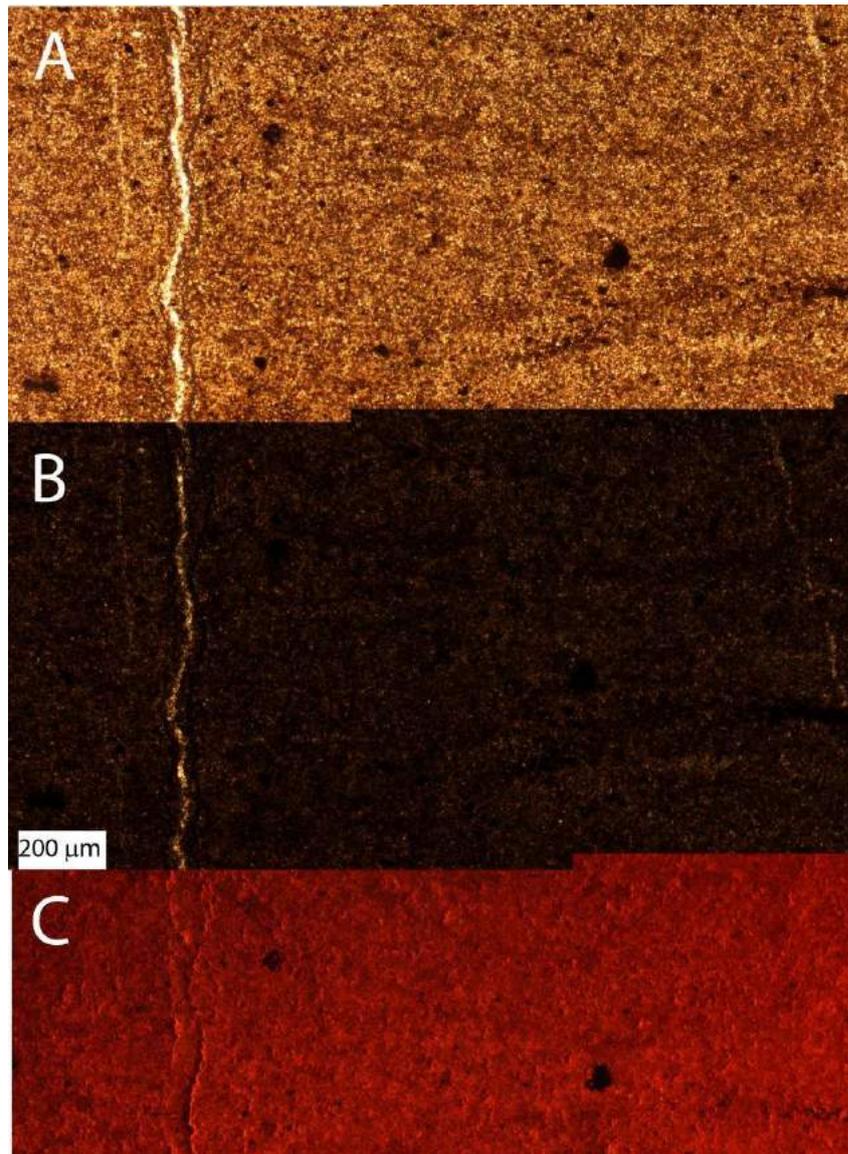


Figura 6.8 - Mosaico de micrografias dos veios calcíticos, *set 2* (NE-SW), do calcário laminado da Formação Crato, usado para realização de uma *microscanline*. A) Luz polarizada com nicóis paralelos, 10X de aumento; B) Luz polarizada nicóis cruzados; C) Catodoluminescência, destaque para a alta luminescência do preenchimento dos veios em relação à matriz.

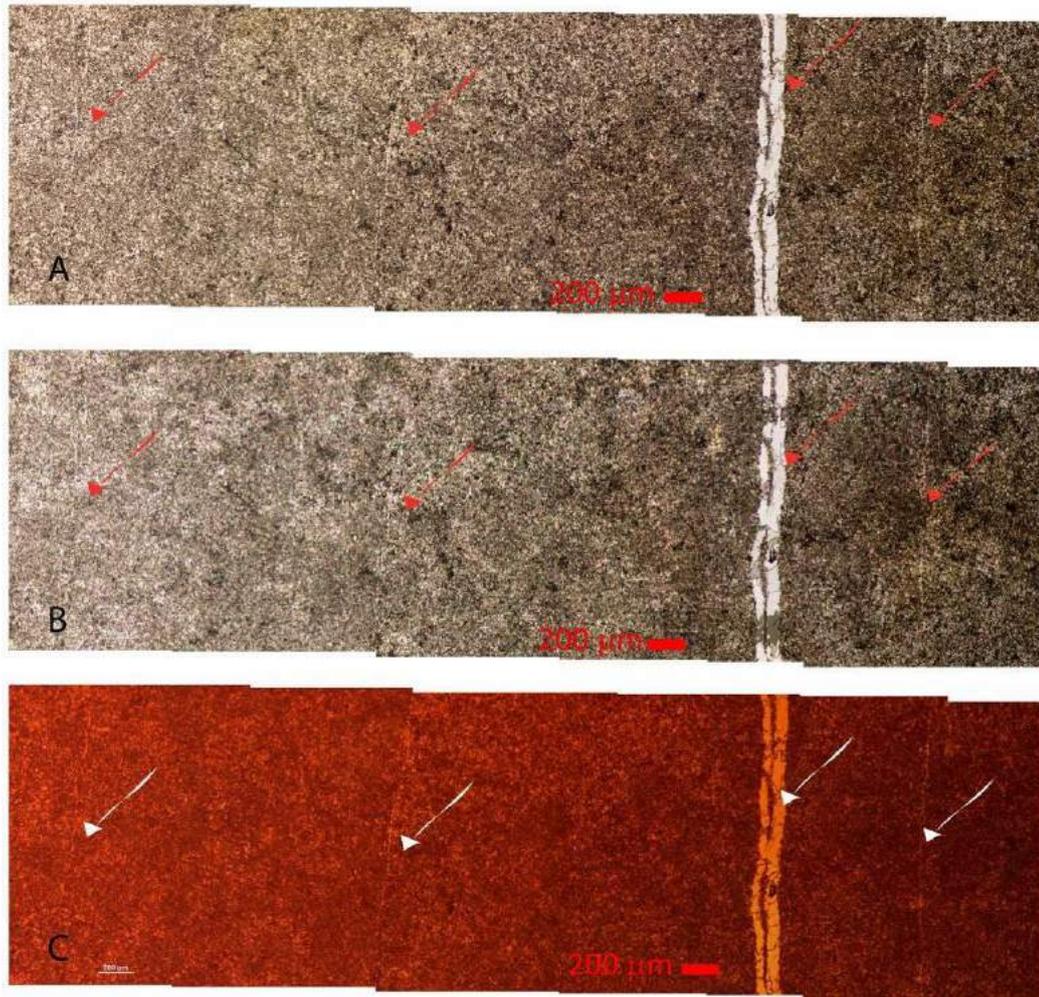


Figura 6.9 - Mosaico de micrografias do enxame (*cluster*) de veios verticais calcíticos dos calcários laminados da Formação Crato. Este mosaico foi usado para a quantificação das microfraturas ao longo de *microscanlines*. A) Luz polarizada com nicóis paralelos, 10X de aumento; B) Luz polarizada nicóis cruzados; C) Catodoluminescência, destaque para alta luminescência do preenchimento dos veios. Setas vermelhas e brancas indicam as microfraturas.

Outro fator importante identificado neste trabalho foi a variação composicional do preenchimento parcial das fraturas extensionais, as juntas. A princípio acreditava-se que o cimento das juntas fosse apenas composto por cristais de calcita neoformada, porém localmente estas estruturas apresentaram preenchimento parcial de gipsita. Possivelmente este fato deve estar relacionado às fraturas de grande porte, tardias, relacionadas a processo de exposição dos depósitos calcários. Neste caso, supõe-se que a exposição e dissolução dos depósitos de gipsita forneceu sulfato que percolou pelas macrofraturas verticais criando o processo de recristalização da gipsita que foi observado nessas estruturas (Fig. 6.10).

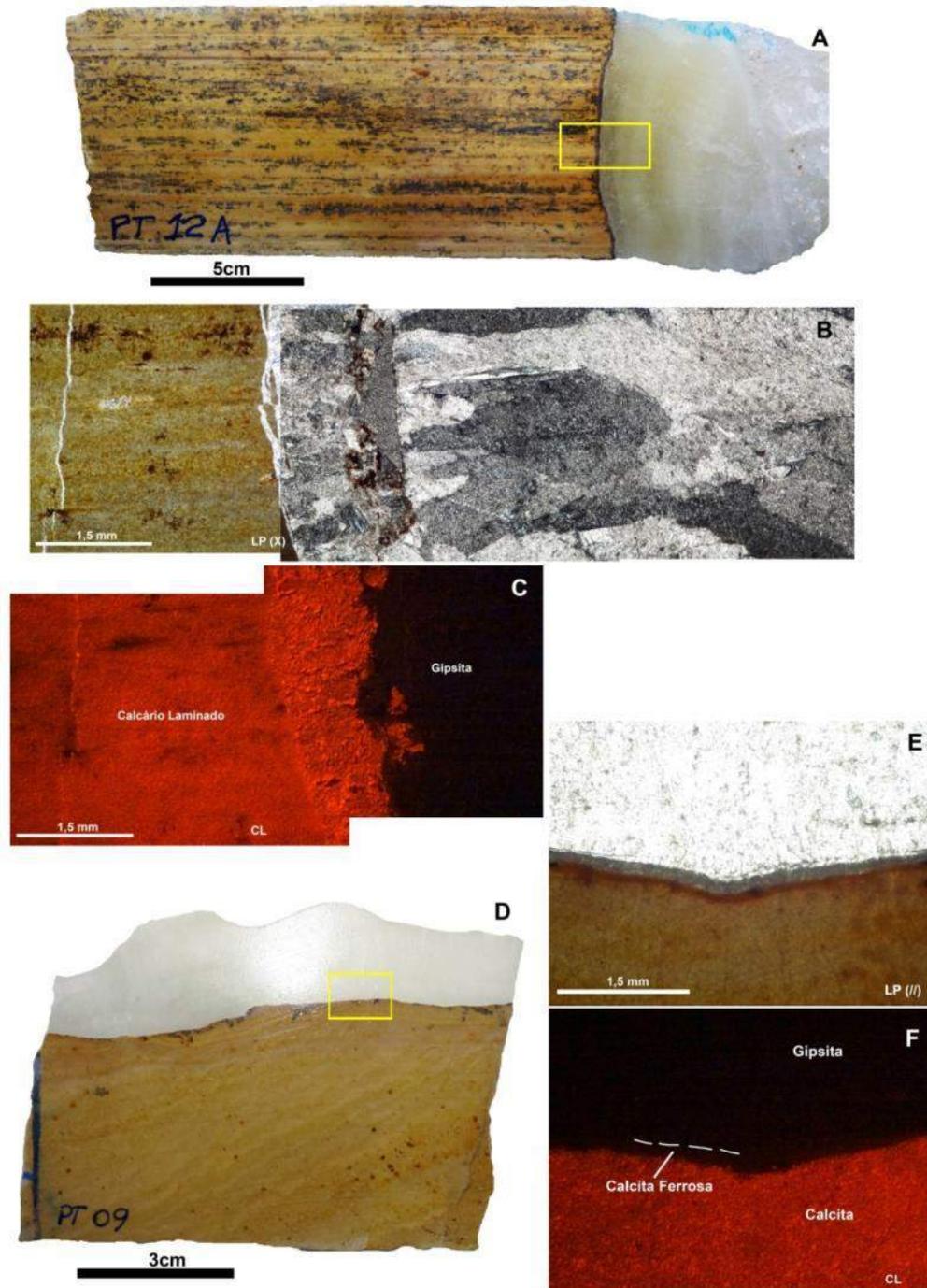


Figura 6.10 - Fotos de amostras com preenchimento de fraturas de grande porte e micrografias do preenchimento. A) Amostra de parede de fratura com o preenchimento (PT-12A); B) Painel de micrografias mostrando a matriz micrítica do calcário laminado, o preenchimento inicial de calcita espática recristalizada e em seguida o preenchimento por gipsita, com grandes cristais prismáticos; C) Mesma área vista em B, notar o cimento calcítico com alta luminescência, e o cimento de gipsita, não luminescente; D) Amostra de parede de fratura com o preenchimento de calcita e gipsita (PT-09) o retângulo amarelo indica a área onde foi confeccionada a lâmina petrográfica; E e F) Micrografias com luz polarizada (nicos paralelos) e catodoluminescência, respectivamente, da mesma área mostrando a matriz do calcário laminado, seguida de um primeiro preenchimento de calcita ferrosa, pouco luminescente, e em seguida um preenchimento massivo de gipsita, não luminescente.

6.1.1 - Densidade do Microfraturamento

Visando a quantificação das microfraturas da Formação Crato, foram realizadas sete *microscanlines* (1D) para a coleta de atributos das fraturas extensionais (veios) do *set 1* (NW-SE) e três *microscanlines* para o *set 2* (NE-SW). As varreduras lineares em microescala foram realizadas conforme os mesmos fundamentos utilizados para as *scanlines* realizadas nos afloramentos (Marrett *et al.*, 1999; Ortega *et al.*, 2006). Este método foi utilizado em escala microscópica basicamente com objetivo de diminuir os erros e incertezas na leitura das pequenas estruturas medidas em escala de afloramento, que em muitos casos são responsáveis pelos artefatos de *truncation* (Ortega *et al.*, 2006). Como explicado no tópico anterior, este artefato é produzido pela incerteza da leitura de pequenas fraturas, o que pode produzir uma grande dispersão dos dados no gráfico log-log (frequência cumulativa de fraturas por metro *versus* abertura das fraturas). Este artefato implica na diminuição do coeficiente de regressão (R^2) da lei potência.

As microfraturas do *set 1* (NW-SE) foram estudadas em uma varredura linear que compreendeu ao longo de 62 cm de extensão (9 lâminas petrográficas em série), cuja orientação foi N60E. Foram observadas 20 fraturas extensionais preenchidas por calcita (veios) neste levantamento. O gráfico log-log da figura 6.11 mostra a correlação realizada entre os atributos das microfraturas observadas em lâmina com os dados obtidos nas *scanlines* realizadas em afloramento. De acordo com os parâmetros das leis de potência geradas, foi observado que as microfraturas possuem um expoente escalar menor (-0,2) e um maior coeficiente (0,98), em comparação com o expoente escalar e o coeficiente das macrofraturas, -0,7 e 0,25, respectivamente.

As microfraturas relacionadas ao *set 2* foram caracterizadas ao longo de uma linha de varredura de 26 cm de extensão (4 lâminas em série), com direção N40W. Nesta *microscanline* foram observadas ao todo 8 microfraturas (veios) preenchidas por calcita. A correlação entre os dados das fraturas coletadas em afloramento e das microfraturas observadas em lâmina mostrou que as fraturas do *set 2* possuem características semelhantes em relação a lei de escalas. As leis de potência para as micro e macro fraturas apresentaram valores do expoente escalar muito próximos, -0,65 e -0,63, respectivamente (Fig. 6.12). No entanto, foi observado que, para uma melhor caracterização da inclinação da curva de ajuste (lei de potência), para ambas as famílias de microfraturas, é necessário a realização de um maior número de *microscanlines*.

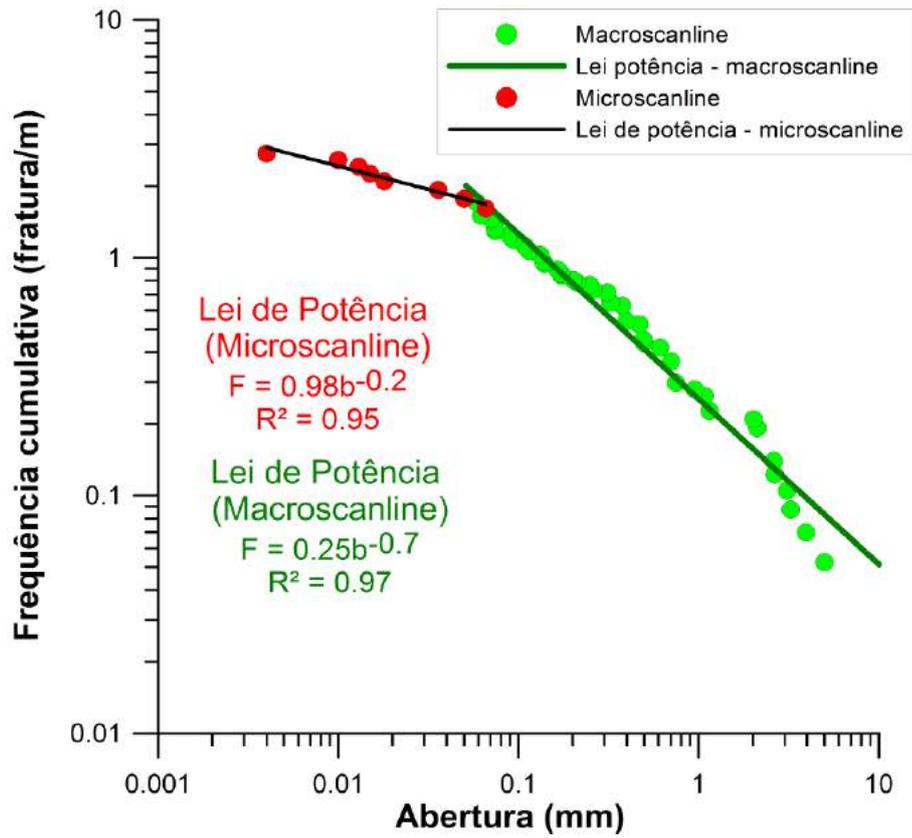


Figura 6.11 - Gráfico log-log mostrando a correlação entre os veios da Formação Crato, set 1 (NW-SE), em macro e micro escala. Notar a diferença de inclinação entre as curvas das leis de potência para o ajuste dos dados das macro e micro fraturas.

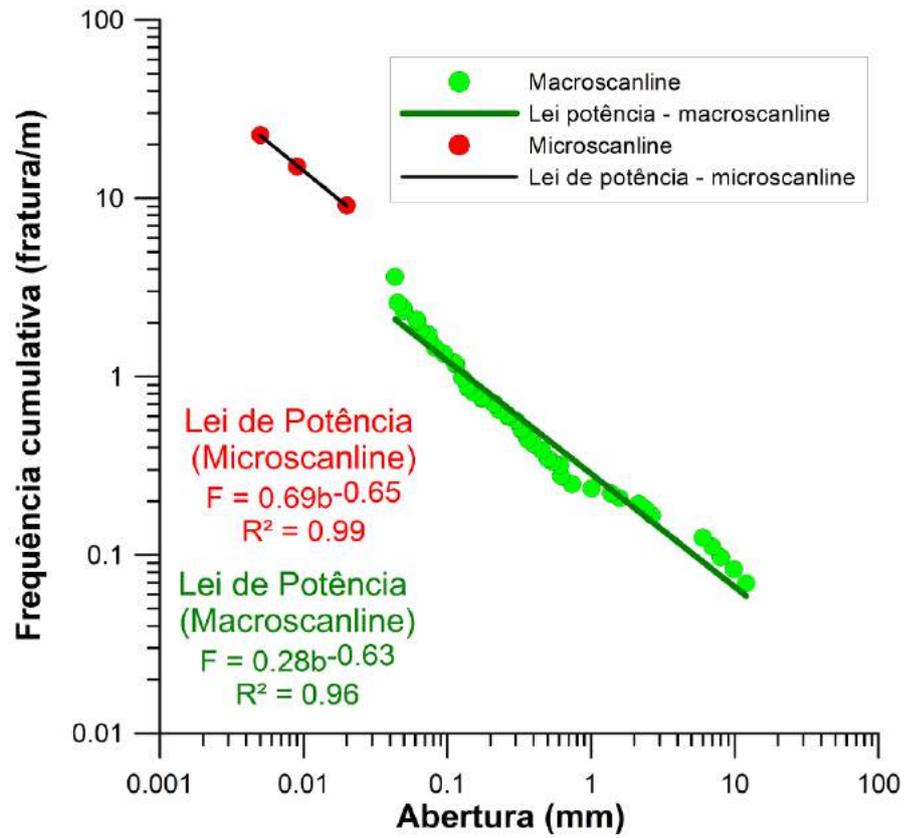


Figura 6.12 - Gráfico log-log mostrando a correlação entre os fatores intrínsecos dos veios dos calcários laminados da Formação Crato, set 2 (NE-SW), em macro e micro escala.

6.2 – FORMAÇÃO IPUBI

Os evaporitos estudados na Bacia do Araripe apresentam classificações diferentes, conforme alguns autores (Silva, 1983, 1986, 1988; Gianbastiani, 2005), no entanto a classificação adotada neste estudo considerou o que foi proposto por Silva (1983, 1988) e a moderna conceituação sobre sistemas evaporíticos e rochas evaporíticas (Warren, 2006).

Uma considerável variedade de rochas gipsíferas foram observadas na Formação Ipubi, incluindo gipsita microcristalina, gipsita fibrosa (espato cetinado), rosetas, gipsita laminada, gipsita bandada, e também anidrita laminar e nodular. Estes diferentes tipos de evaporitos foram classificados por Silva (1983) em duas fases evolutivas: primária (cristais de gipsita colunar, pseudomorfo de gipsita bandada, anidrita nodular e laminar) e secundária, formada a partir da alteração de anidrita e gipsita primárias durante processos diagenéticos (gipsita porfiroblástica (rosetas) e gipsita fibrosa). No presente estudo estes tipos de gipsita e anidrita foram classificados resumidamente de acordo com a descrição a seguir:

- ✓ Gipsita microcristalina, que pode ocorrer como lentes, colunas e nódulos (Fig. 6.13 A, B). Este tipo de gipsita foi interpretado por Silva (1983) como de origem primária, formada em salinas de lâmina d'água rasa (inferiores a 5 m). De forma geral, este tipo de gipsita apresenta colunas de coloração mais clara e alguma contribuição carbonática. A gipsita laminada ocorre normalmente com uma alternância de lâminas de cristais maiores e lâminas com cristais finos (Figs. 6.13C e 6.13D). Comercialmente a gipsita microcristalina, é conhecida como "Johnson". A gipsita bandada/laminada é conhecida como "Cocadinha" ou "Rapadura".
- ✓ Roseta de gipsita, pode ser classificada como gipsita porfiroblástica, com cristais milimétricos a centimétricos. Este tipo de gipsita pode derivar da recristalização de gipsita e de anidrita primárias devido a processos diagenéticos. Também é comum alguma contribuição carbonática substituindo a gipsita, associada a um processo ainda mais tardio de recristalização (Fig. 6.13B). As rosetas de gipsita apresentam coloração esverdeada, marrom e creme-escuro, com veios e nódulos de coloração creme-claro. Também é comum a presença de rosetas associadas aos planos de fratura, indicando a circulação de fluido que propiciou a recristalização (Fig. 6.13C).
- ✓ Anidrita nodular e laminar. Os nódulos de anidrita geralmente crescem dentro de um sedimento matriz, deslocando e deformando o sedimento hospedeiro à medida que se desenvolvem (Silva, 1983) (Figs. 6.14 A, B e C). As lâminas alternadas de anidrita e gipsita ocorrem como ritmitos de espessura milimétrica e foram classificadas por Silva (1983) como uma variedade primária deposicional (Fig. 6.13C).

- ✓ Gipsita fibrosa (espato cetinado), incolor ou alaranjado, foram observados no preenchimento das fraturas extensionais ou ao longo do acamamento (Fig. 6.15C). Este tipo de gipsita é um produto diagenético formado pela transformação de anidrita e gipsita primárias durante processos diagenéticos (Silva, 1983).

De forma geral, ocorrem camadas centimétricas de anidrita, mas estas nunca se apresentam compostas apenas por este mineral. Estes corpos sempre apresentam algum teor de gipsita incorporada na forma de veios (Fig. 6.14A), rosetas (Fig. 6.14B) e nódulos (Fig. 6.14C). A anidrita ocorre comumente na porção basal do intervalo de evaporitos da Formação Ipubi. Os veios e nódulos observados dentro dos corpos de anidrita são, de forma geral, compostos por gipsita microcristalina.

O intervalo que é composto por gipsita laminada em geral apresenta grande número de estruturas de dobramentos e falhas de pequeno porte, associadas às dobras (Figs. 6.15 A, B). Estas dobras possivelmente possuem origem atectônica e foram geradas pela expansão da anidrita quando do processo de hidratação que levou à formação de gipsita. Este fenômeno é bem documentado, como por exemplo, na Formação *Castile*, Permiano, localizada no Texas-EUA (Kirkland, 2003). No eixo das dobras em geral ocorre dissolução associada à presença de microfraturas, o que cria uma feição comum em "V", gerando uma forma similar a uma dobra tipo *chevron*. Dentro das fraturas ocorre, como mencionado anteriormente, gipsita fibrosa. Nas fraturas de maior porte esta gipsita está associada à argilominerais, e em fraturas milimétricas e microfraturas ocorre apenas a gipsita fibrosa (Fig. 6.15C).

Na porção superior da coluna de evaporitos é mais comum a ocorrência de níveis de gipsita bandada e de gipsita laminada. Nestes níveis superiores de gipsita laminada é comum a presença de laminas milimétricas de anidrita, possivelmente de origem primária (Fig. 6.15 D, F).

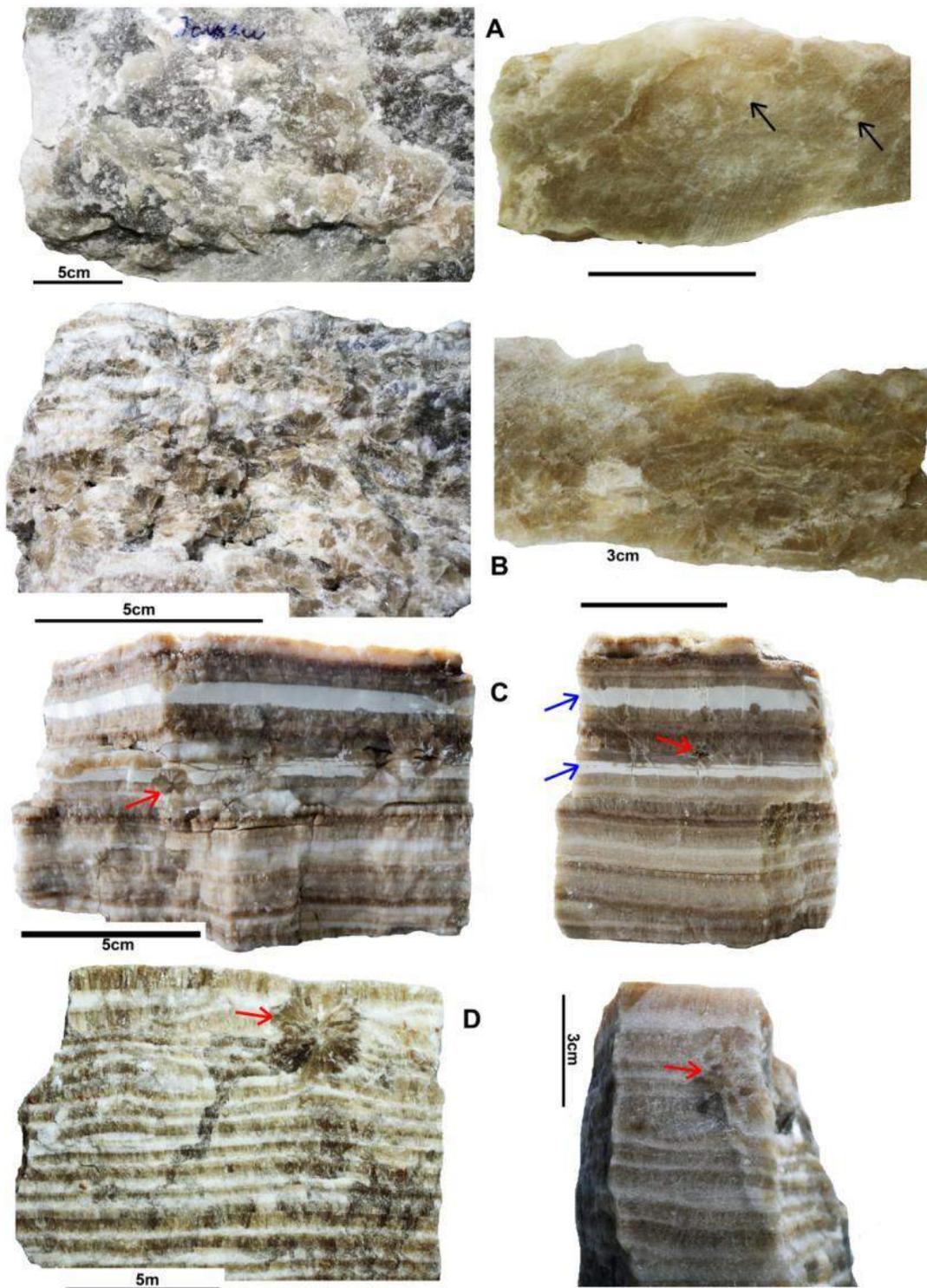


Figura 6.13 - Amostra de gipsita e anidrita da Formação Ipupi. A) Amostra bruta e seção cortada de gipsita microcristalina (nodular). As setas indicam pequenos nódulos de gipsita recrystalizada; B) Amostra de mão e seção cortada de gipsita porfiroblástica na forma de rosetas; C) Amostra de mão e seção cortada de gipsita laminada. As setas azuis indicam lâminas de anidrita e as setas vermelhas indicam rosetas de recrystalização; D) Amostra bruta e seção cortada de gipsita laminada. As setas vermelhas indicam rosetas de recrystalização.

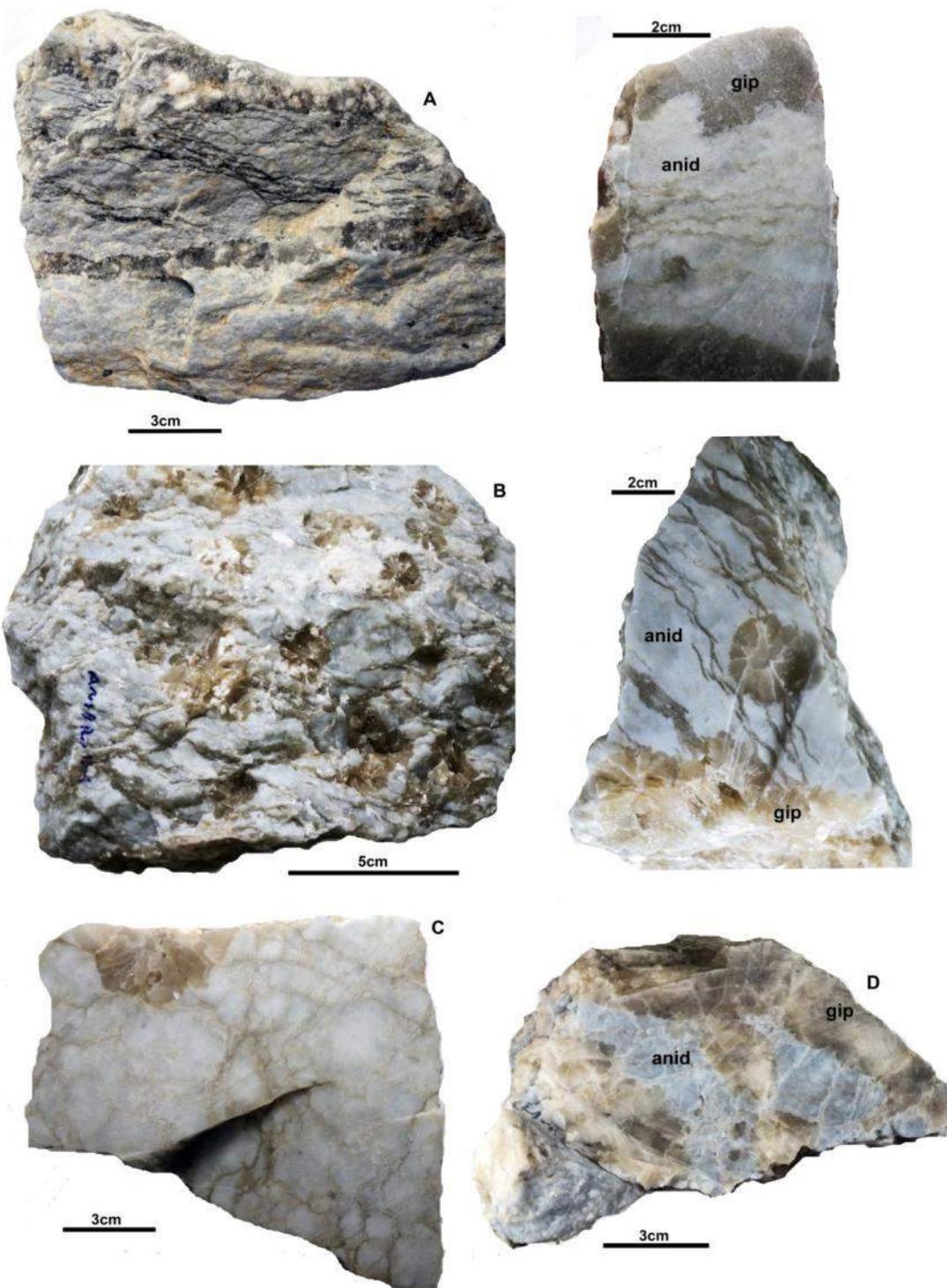


Figura 6.14 - Amostras de gipsita e anidrita da Formação Ipubi. A) Amostra de mão e seção cortada de anidrita laminar contendo veios de gipsita microcristalina; B) Amostra de mão e seção cortada de anidrita laminar com veios de gipsita e rosetas de gipsita recristalizada; C) Anidrita nodular com veios de gipsita e rosetas de gipsita recristalizada; D) Anidrita nodular e gipsita microcristalina.

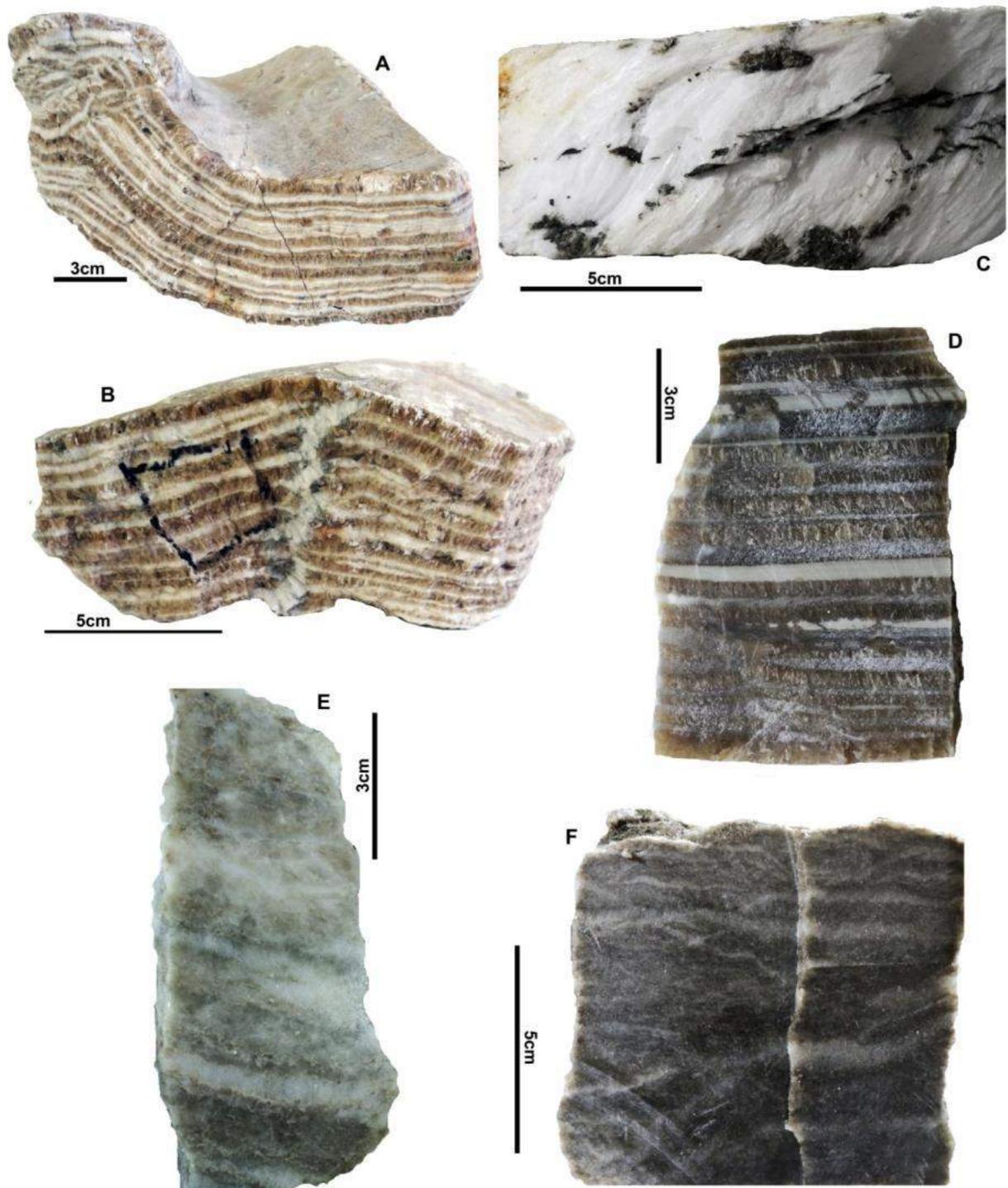


Figura 6.15 - Amostras de gipsita e anidrita da Formação Ipupi - A e B) Amostras de gipsita laminada com feições de deformação: dobras, fraturas e zonas de dissolução; C) Amostra de preenchimento de fratura composto por gipsita fibrosa com lâminas de argila de cor esverdeada. D) Gipsita bandada. As lâminas de cor branca são compostas por anidrita; E) Gipsita microcristalina bandada; F) Gipsita bandada.

A análise petrográfica das diferentes ocorrências de gipsita e anidrita da Formação Ipubi revelou que essas rochas guardam o registro do desenvolvimento de um complexo processo diagenético, que envolveu a transformação de anidrita original em gipsita, especialmente na base da sucessão desta formação. Foi possível observar que a gipsita primária, que ocorre na forma de lâminas, eventualmente se intercala com lâminas e lentes finas de anidrita. A mesodiagênese envolveu a transformação de anidrita em gipsita, o que gerou corpos interestratificados de gipsita maciça, recristalizada, bem como veios preenchidos por gipsita. Os cristais de gipsita, primária e secundária, exibem fraturas que devem ter sido causadas pelo efeito de compactação. No entanto, nenhum processo de deformação mais intenso foi observado, possivelmente devido ao pouco soterramento sofrido pelos depósitos. A telodiagênese deve ter sido intensificada pelo processo de exposição dos depósitos e erosão das formações sobrejacentes: as formações Romualdo, Exu e Araripina. Ficou evidenciada a ocorrência de fraturas tardias, ao longo das quais ocorreu a formação de óxido de ferro. Também ocorre abundante quantidade de rosetas tardias, formadas ao longo das fraturas. Uma outra característica diagenética observada e que também está associada à percolação de águas meteóricas é a precipitação de calcita em zonas de dissolução ao longo de contatos entre os cristais de gipsita.

As figuras 6.16A e 6.16B mostram os cristais de gipsita acicular, gipsita fibrosa, que preenchem os veios formados nas rochas da Formação Ipubi. As figuras 6.16C e 6.16D mostram exemplos de gipsita laminada, compostas por lâminas alternadas de cristais maiores e menores. Os cristais apresentam forma prismática a triangular. É comum ao longo das zonas de contato entre as lâminas a ocorrência de dissolução, com a precipitação de óxidos e de calcita recristalizada (Figs 6.19E, F e H).

As figuras 6.17A a 6.17F mostram exemplos de anidrita primária formada por cristais finos distribuídos na forma de agregados nodulares ou de camadas. Todas as amostras de anidrita estudadas apresentam algum grau de transformação para gipsita, na forma de lâminas e nódulos. Também nas formas de gipsita microcristalina bandada, ou gipsita maciça ocorre porosidade associada à presença de fraturas e de dissolução da matriz da rocha. Esse espaço poroso foi em grande parte preenchido por óxidos e por calcita, a exemplo das formas de gipsita laminada (Figs. 6.19E a 6.19H).

Através do uso de catodoluminescência nas lâminas petrográficas dos diferentes tipos de anidrita e gipsita, foi observada a ocorrência de material carbonático. Zonas com alta luminescência foram identificadas como recristalização de calcita em substituição da gipsita secundária da matriz evaporítica (Fig. 6.17E e 6.18D). Intercalações de carbonatos com lâminas de origem carbonática-algálica é comum em depósitos evaporíticos (Warren, 2006). Porém, no caso das amostras da Formação Ipubi, a contribuição de calcita é de forma geral associada ao processo de recristalização durante a telodiagênese.

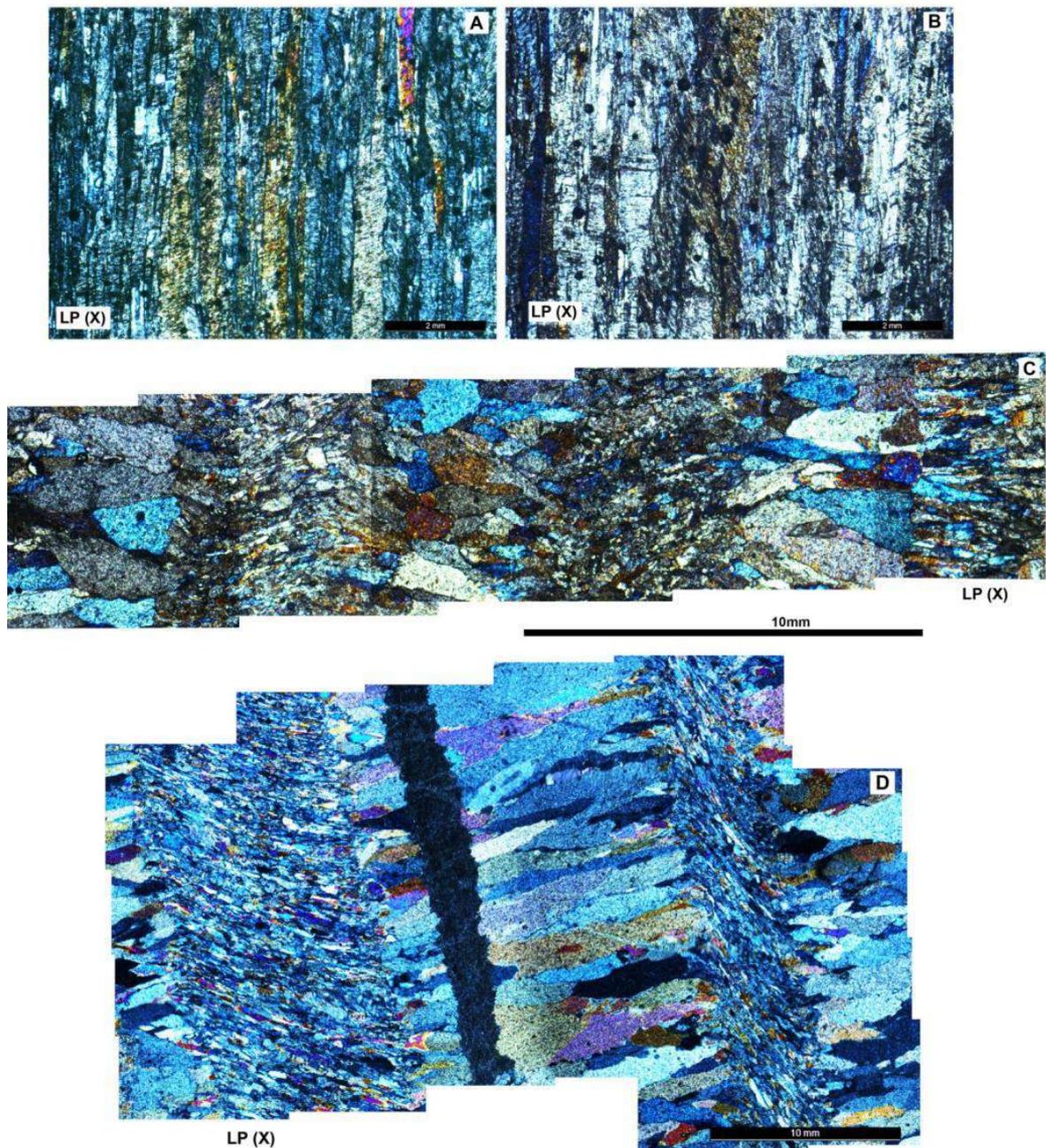


Figura 6.16 - Micrografias dos evaporitos da Formação Ipupi. A e B) Cristais de gipsita com formato acicular que compõem a gipsita fibrosa e que preenche os veios; C e D) Micrografias de gipsita laminada, em ambos os casos as lâminas se alternam entre cristais prismáticos de gipsita alinhados de forma perpendicular ao acamamento, intercalados com camadas compostas por gipsita microcristalina. Os finos cristais de gipsita (D) mostram uma inclinação e possivelmente são de origem secundária, resultado da hidratação de uma lâmina de anidrita. A inclinação observada pode ter resultado do processo de expansão durante a hidratação. A posição do topo em ambos os casos está a esquerda. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados.

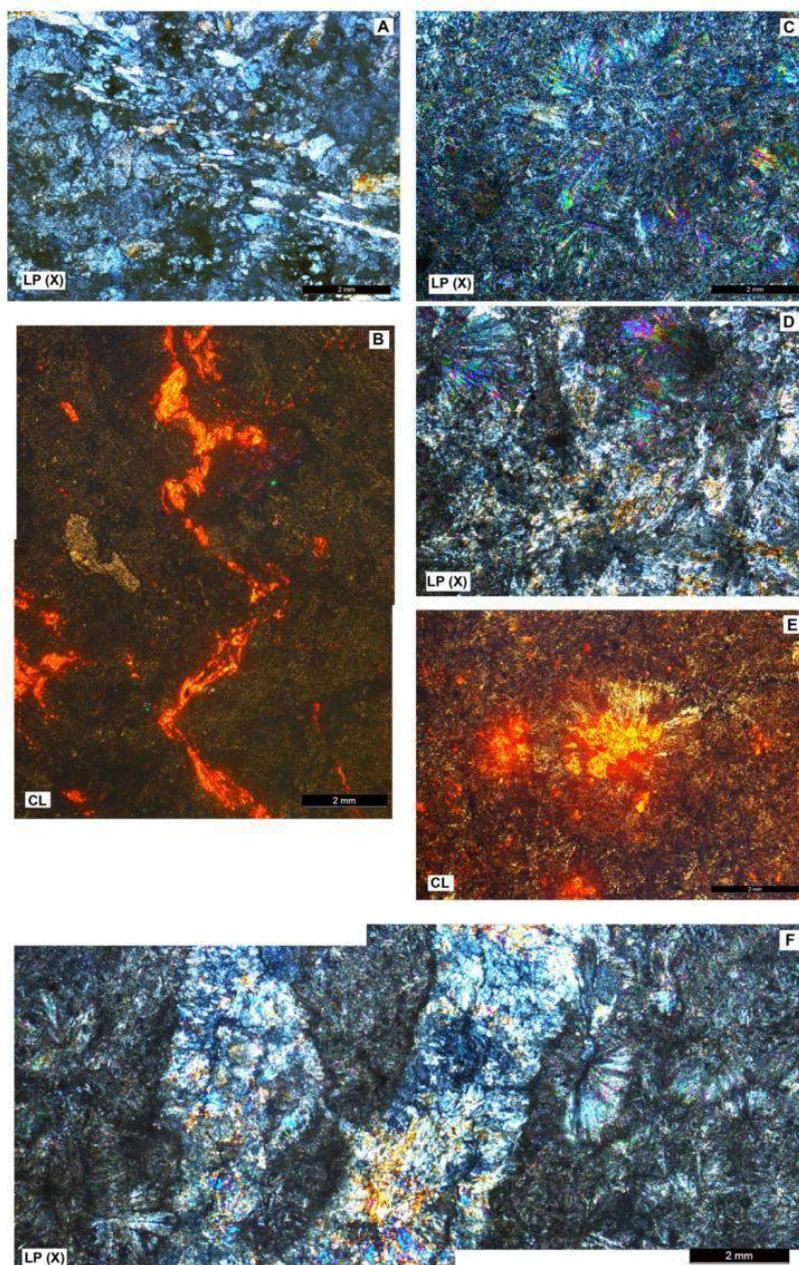


Figura 6.17 - Micrografias dos evaporitos da Formação Ipupi. A) Matriz composta por cristais de gipsita formando mosaicos. No centro da micrografia existem cristais relictos de anidrita. B) Mesma lâmina vista em A, sob catodoluminescência (CL) mostrando a existência de calcita recristalizada que está preenchendo zonas de dissolução entre os cristais de gipsita; C e D) Amostra de anidrita primária na forma de agregados nodulares onde os finos cristais se dispõem de forma radial. Cristais de gipsita (D) a partir da alteração da anidrita; E) Mesma amostra vista em D, sob a CL, que mostra a substituição parcial de cristais de gipsita por calcita (alta luminescência); F) Mesma amostra vista em C, D e E, onde observa-se formação de veios de gipsita secundária, em meio à matriz de anidrita. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados.

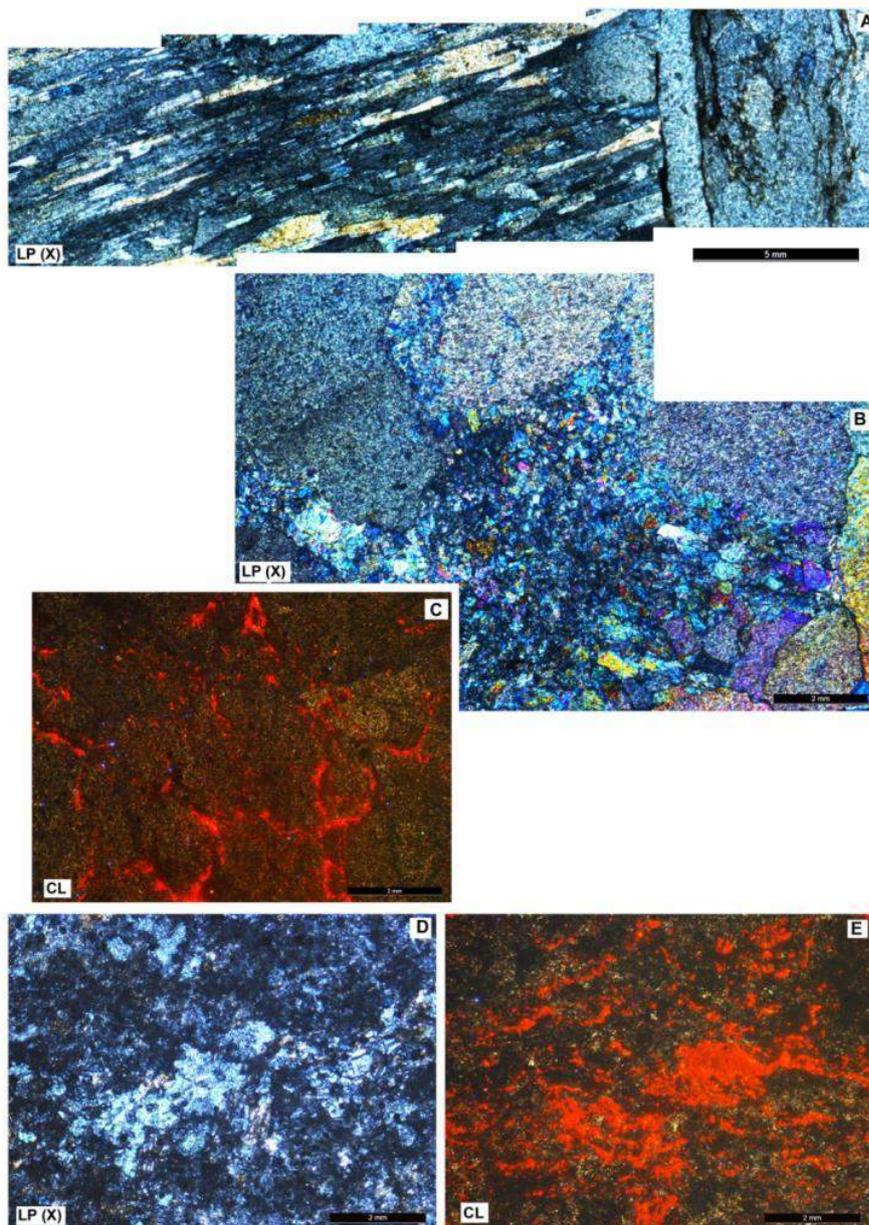


Figura 6.18 - Micrografias dos evaporitos da Formação Ipubi. A) Painel de micrografias mostrando a direita a parede de uma fratura formada em um corpo de gipsita e a partir do contato a ocorrência de cristais aciculares de gipsita que cresceram perpendicular à parede do veio; B) Amostra de gipsita secundária, recristalizada na forma de rosetas. Verifica-se o arranjo de cristais de gipsita em mosaico, e no centro do painel observa-se a presença de cristais remanescentes de anidrita; C) Mesma amostra vista em na figura C, sob catodoluminescência (CL), onde observa-se calcita recristalizada preenchendo zonas de dissolução entre os cristais (alta luminescência); D) Amostra de gipsita nodular microcristalina. Observa-se a trama de cristais de gipsita e em alguns pontos é visível a formação de calcita recristalizada que substituiu a gipsita secundária; E) Mesma amostra vista em D, vista sob a CL, onde a calcita recristalizada é evidenciada pela alta luminescência. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados.

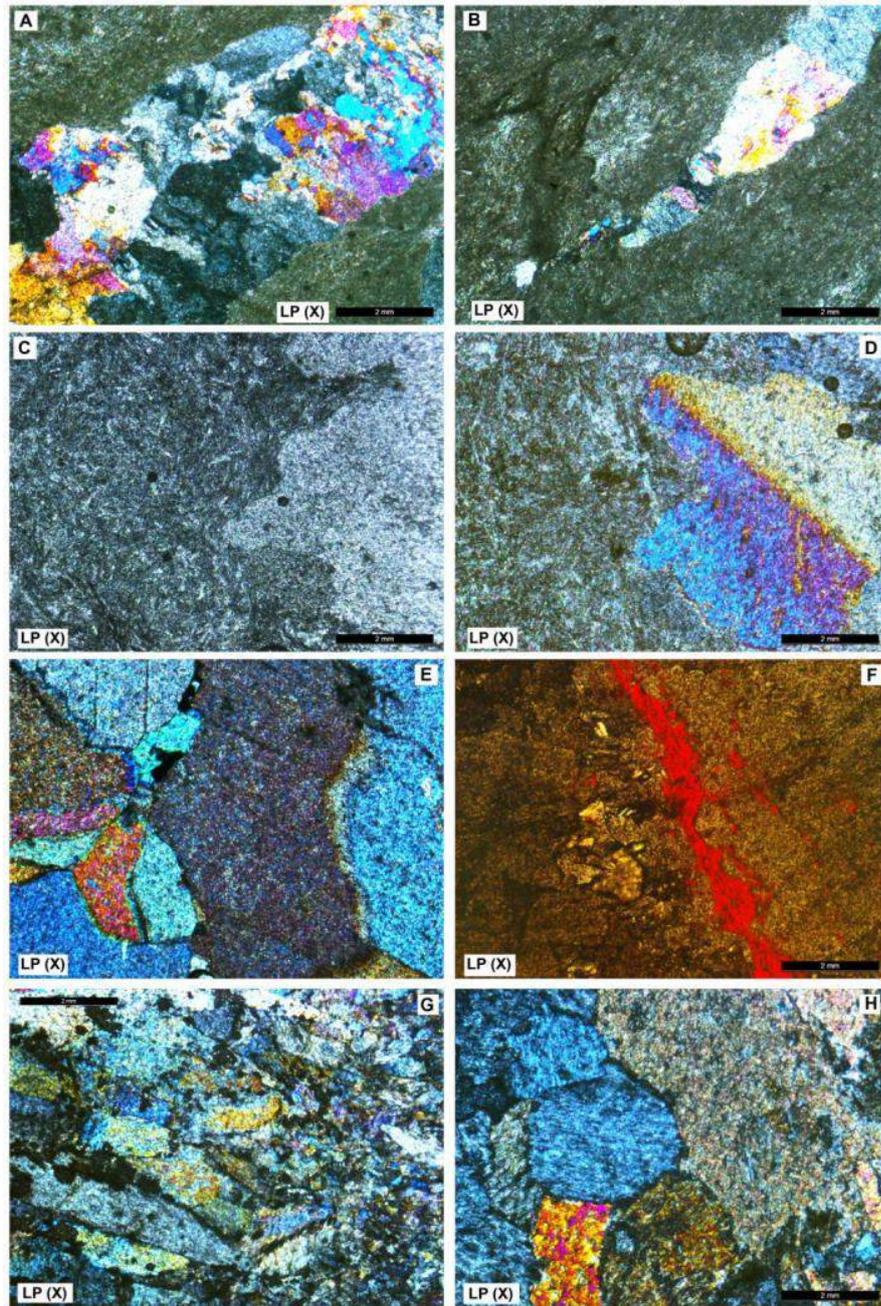


Figura 6.19 - Micrografia dos evaporitos da Formação Ipubi. A e B) Anidrita primária, composta por cristais formando lâminas incipientes, e a formação de veios de gipsita secundária a partir da substituição da anidrita; C e D) Anidrita composta por finos cristais dispostos na forma de lentes e nódulos. Em ambas as micrografias é possível observar cristais de gipsita que substituem a anidrita primária; E e F) Gipsita bandada mostrando a trama de cristais de gipsita secundária em mosaico, com zonas de dissolução e crescimento secundário entre os contatos dos grãos. Alguns cristais também apresentam fraturas. F) Crescimento de calcita recrystalizada que preenche zonas de dissolução entre os grãos, e também algumas fraturas nos cristais; G) Gipsita laminada, afetada por dissolução. Observa-se grande quantidade de óxidos que preenchem zonas de dissolução entre os cristais; H) Gipsita recrystalizada em rosetas. Observa-se a trama de cristais de gipsita em mosaico e grande parte de óxidos que preenchem zonas de dissolução entre os cristais. LP(X) = luz polarizada com nicóis cruzados.

CAPÍTULO 7 - CARACTERIZAÇÃO PETROFÍSICA DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI

Neste capítulo serão apresentados os resultados das análises realizadas para a obtenção das propriedades petrofísicas e petrossísmicas das formações Crato (calcários laminados) e Ipubi (evaporitos). As propriedades analisadas foram: porosidade, densidade de grãos, densidade total e velocidades das ondas elásticas (V_p e V_s) - petrossísmica. A partir das velocidades das ondas P e S, bem como da densidade total, para uma dada pressão confinante, foram calculados os seguintes módulos elastodinâmicos: módulo de Young e a razão de Poisson.

7.1 – FORMAÇÃO CRATO

A partir do levantamento petrofísico foi possível caracterizar três tipos de litologias, relacionadas aos depósitos carbonáticos do nível C6 da Formação Crato: calcários laminados; calcita cristalina (preenchimento dos veios) e calcretes. Os calcários laminados apresentaram valores de porosidade entre 4,39 e 22,78%, com média total de 11,67% (Tabela 7.1). Estes valores de porosidade correspondem ao conjunto total das amostras coletadas tanto perpendicular, como paralela, ao acamamento da rocha. O grupo de amostras de calcário laminado coletado paralelamente ao acamamento possui porosidade média de 10,65%, já as perpendiculares possuem uma porosidade média de 11,88%. A análise das amostras de calcita recristalizada, que forma o preenchimento das fraturas extensionais, revelou baixos valores de porosidade entre 0,9 e 1,1%. As amostras de calcrete apresentaram valores de porosidade entre 10,28 e 13,5%, com média de 12,18%. Esta litofácies é encontrada na parte superior do nível C6 que, devido a processos de exposição da Formação Crato, passou por processos de alteração que resultaram em dissolução, erosão e recristalização. De acordo com o que foi descrito no Capítulo 6 do presente estudo, referente aos dados de petrografia, a porosidade desses depósitos está intimamente relacionada à presença de poros isolados na matriz micrítica, classificada como porosidade intergranular ou intrapartícula (Lucia, 1995). Os dados de petrofísica revelaram que a porosidade média das amostras de calcários laminados da Formação Crato possui uma relação inversamente proporcional à cota (altitude) dos afloramentos onde estas amostras foram coletadas (Fig. 7.1). Esta relação possivelmente se deve ao processo de intemperismo (alteração) relacionado à exposição dos estratos mais superficiais, como por exemplo a amostra de calcrete, que possui valor de porosidade menor que os calcários laminados mais “preservados”. Foi observado no Capítulo 6, que algumas amostras apresentaram a substituição de calcita e o

preenchimento de poros por sílica e óxido de Fe. Acredita-se que este fato tenha contribuído para a diminuição de porosidade da camada de calcrete, bem como dos estratos mais superficiais do nível C6.

A densidade de grãos é um parâmetro importante na correlação dos depósitos e através deste parâmetro foi possível observar uma diferença de densidade significativa entre duas litofácies dos depósitos carbonáticos: calcários laminados e calcretes (Fig. 7.2). A densidade de grãos dos laminitos revelou valores entre 2,62 a 2,71 g/cm³ e, para as amostras de calcita recristalizada, foram obtidos valores muito próximos ao do calcário laminado, com média de 2,69 g/cm³. As amostras de calcrete apresentaram os maiores valores de densidade de grãos, em média 2,8 g/cm³ (Fig. 7.2). De acordo com o que foi observado no capítulo que tratou dos aspectos petrográficos, as amostras de calcrete possuem uma maior influência da substituição da matriz calcítica por Si e Fe, bem como o processo de preenchimento de poros, devido possivelmente à exposição subárea.

A densidade total e a porosidade das litologias carbonáticas são inversamente proporcionais e mostraram um ótimo ajuste linear ($R^2= 98\%$), o que é importante para a correlação dessas propriedades através de métodos indiretos (sísmica, GPR, perfis de poços) (Fig. 7.3) (Tiab & Donaldson, 2012). O aumento na densidade das rochas do calcrete pode ser explicado devido a alteração tardia desta litofácies e a presença de sílica, agregada a partir da substituição de calcita.

A média da permeabilidade dos calcários laminados (amostras paralelas e perpendiculares ao acamamento) foi de 0,04 mD, com valores entre 0,0 e 0,099 mD, e apenas uma amostra apresentou um valor de permeabilidade de 3,18 mD (amostrada coletada paralela ao acamamento). Este valor anômalo de permeabilidade possivelmente está relacionado a presença localizada de fraturas semi-abertas (*vugs*) na amostra, ou a problemas na realização do ensaio e este valor não foi contabilizado no cálculo da média para os calcários laminados. Foi visto que a orientação da coleta das amostras de calcário laminado pode influenciar significativamente nos valores de permeabilidade, devido ao forte padrão plano-paralelo do acamamento da rocha. A média dos valores de permeabilidade das amostras de calcário laminado coletadas perpendiculares ao acamamento (K_y) foi de 0,0001 mD. As amostras paralelas ao acamamento (K_x) apresentaram permeabilidade média de 0,04 mD. A caracterização da anisotropia dos valores de permeabilidade, K_y e K_x , é muito importante para a aplicação na simulação numérica de reservatórios.

A relação entre permeabilidade e porosidade em rochas carbonáticas está conectada com o tamanho do grão da matriz da rocha, o espaço poroso intrapartícula, a quantidade de *vugs* e fraturas e a presença de conexão entre estas estruturas (Lucia, 1995; Tiab & Donaldson, 2012). No caso dos calcários laminados, a porosidade da matriz apresenta um valor médio, de 11%, porém, a permeabilidade é muito baixa (<0,01mD), e este fato talvez esteja relacionada à porosidade está associada à microporosidade intergranular. De acordo com as classes de permeabilidade, propostas por

Lucia (1995), foi possível classificar os calcários laminados no grupo onde as partículas da matriz carbonática são menores que 20 μm (Fig. 7.4).

Os valores de permeabilidade das amostras (em ambas as direções – vertical e horizontal) de calcita recristalizada que representam o preenchimento das fraturas ficaram em torno de 0,0 mD, indicando que quando completamente preenchidas por esse material, as fraturas se tornam barreiras para o fluxo de fluido. As amostras de calcrete (em ambas as direções – vertical e horizontal) apresentaram valores de permeabilidade entre 0,0 e 0,04 mD.

A análise da velocidade de ondas acústicas (V_p) para os calcários laminados mostrou velocidades entre 3.503 m/s e 5.532 m/s em ambas as direções. As amostras de calcita recristalizada apresentaram velocidades entre 5.949 a 7.458 m/s (Tabela 7.1). Os dados da velocidade de ondas P mostraram uma relação inversamente proporcional à porosidade para as amostras de calcários, ou seja, quanto menos porosa a amostra, maior será a velocidade de onda P, conforme esperado. Também foi observado que os calcários mais afetados por alteração diagenética, devido à ação de dissolução, apresentam os menores valores para as ondas P (Fig. 7.5).

As figuras 7.6 e 7.7 apresentam as velocidades de propagação de duas ondas cisalhantes com direção de polarização mutuamente perpendiculares, chamadas genericamente de V_{s1} e V_{s2} . As velocidades apresentadas nestas figuras foram registradas sob pressão confinante efetiva de 40 MPa, visando a simulação em ambiente confinado. O objetivo do uso deste parâmetro foi investigar a possível ocorrência de anisotropia elástica no plano perpendicular ao eixo do plugue. Essa anisotropia pode ser decorrente da textura, do arranjo das camadas, arranjo de grãos em uma direção preferencial, feições cársticas e fraturas. A análise da razão de propagação V_{s1}/V_{s2} para os calcários laminados mostrou valores entre 0,97 e 1,03, o que demonstra uma baixa anisotropia da rocha (Fig. 7.8). Para as amostras de calcita recristalizada e de calcretes, os valores da razão V_{s1}/V_{s2} ficaram entre 0,97 e 1,21, e 0,99 e 1, respectivamente.

As figuras 7.9 a 7.10 apresentam as relações entre os módulos elastodinâmicos (módulo de Young e razão de Poisson) e a porosidade. De modo geral foi observado que os módulos elásticos, para as amostras de calcário laminado, tendem a diminuir de valor com o aumento da porosidade, muito embora isso ocorra com uma grande dispersão, muito superior àquela observada para o caso da densidade total com a porosidade (Fig. 7.3).

A razão de Poisson é, de forma geral, a constante elástica mais sensível a outros fatores além da porosidade. Na figura 7.10 observa-se que a razão de Poisson tende a apresentar um decréscimo com o aumento de porosidade, embora haja uma dispersão muito elevada em torno dessa tendência. Deve-se lembrar que esta é a única constante elástica que independe da densidade, sendo função apenas das velocidades elásticas, como se pode constatar na tabela 7.1.

Tabela 7.1 - Dados das propriedades petrofísicas e petrossísmica obtidas para as litotipos carbonáticos do nível C6 da Formação Crato, 41 amostras. \emptyset = Porosidade; K = Permeabilidade; ρ_G = Densidade de grãos; ρ_T = Densidade total; Vp = Velocidade da onda P; Vs = Velocidade da onda S; E = Módulo de Young; e V = Razão de Poisson.

N°	Amostras	Litologia	\emptyset (%)	K (mD)	ρ_G (g/cm ³)	ρ_T (g/cm ³)	Vp (m/s)	Vs ₁ (m/s)	Vs ₂ (m/s)	Razão Vs ₁ /Vs ₂	E (Gpa)	v (Gpa)
1	PT_9F_V1	Calcário laminado	12.2110	0.0001	2.6970	2.3680	5443	2923	2925	0.999316239	52.52	0.297
2	PT_9F_V2	Calcário laminado	11.5440	0.0001	2.7020	2.3900	5487	2944	2946	0.999321113	53.8	0.298
3	PT_9F_H1	Calcário laminado	10.2000	0.0229	2.6990	2.4240	5447	2994	2996	0.999332443	55.81	0.283
4	PT_9F_H2	Calcário laminado	10.7510	0.0207	2.7030	2.4120	5532	2994	2977	1.005710447	55.66	0.295
5	PT_9F_H3	Calcário laminado	10.9330	0.0157	2.7040	2.4080	5373	2949	2937	1.004085802	53.63	0.286
6	PT_9F_H4	Calcário laminado	10.6960	3.1800	2.6850	2.3980	5413	2956	2953	1.001015916	53.91	0.288
7	PT_9A_V1	Calcário laminado	10.6090	0.0001	2.7050	2.4180	5431	2956	2947	1.003053953	54.36	0.29
8	PT_9A_V2	Calcário laminado	10.8070	0.0000	2.7040	2.4120	5345	2932	2938	0.997957794	53.36	0.284
9	PT_9A_H1	Calcário laminado	9.5340	0.0232	2.7050	2.4470	5529	3004	2951	1.017960014	56.22	0.296
10	PT_9A_H2	Calcário laminado	11.1100	0.0672	2.7040	2.4040	5304	2880	2896	0.994475138	51.7	0.289
11	PT_09_1 (4m)	Calcário laminado	16.4970	0.1080	2.6720	2.2310	4015	2389	2391	0.99916353	31.24	0.226
12	PT_09_1 (6m)	Calcário laminado	12.7250	0.0066	2.6800	2.3380	4252	2536	2526	1.003958828	36.74	0.226
13	PT_09_1 (8m)	Calcário laminado	13.5090	0.0014	2.6830	2.3200	4338	2562	2554	1.003132341	37.45	0.233
14	PT_09_1 (10m)	Calcário laminado	10.1300	0.0005	2.6840	2.4120	4459	2564	2575	0.995728155	39.86	0.251
15	PT_09_1 (12m)	Calcário laminado	4.3910	0.0002	2.6750	2.5570	4708	2731	2728	1.001099707	47.51	0.247
16	PT_09_1 (14m)	Calcário laminado	8.9290	0.0001	2.6690	2.4310	4562	2686	2658	1.010534236	43.01	0.239
17	PT_09_2 (0m)	Calcário laminado	16.7930	0.1020	2.6640	2.2170	3762	2320	2247	1.032487761	27.94	0.208
18	PT_09_2 (2m)	Calcário laminado	11.4320	0.0040	2.6820	2.3750	4529	2618	2633	0.994303076	40.83	0.247
19	PT_09_2 (10m)	Calcário laminado	13.5730	0.0065	2.6610	2.3010	4597	2687	2673	1.005237561	41.07	0.243
20	PT_09_2 (12m)	Calcário laminado	11.8770	0.0005	2.6840	2.3650	4340	2557	2580	0.991085271	38.4	0.23
21	PT_09_2 (14m)	Calcário laminado	12.6320	0.0659	2.6550	2.3200	4269	2578	2550	1.010980392	37.15	0.218
22	PT_09_3 (0m)	Calcário laminado	13.7610	0.0375	2.6740	2.3060	4469	2610	2633	0.991264717	39.23	0.238
23	PT_09_3 (2m)	Calcário laminado	8.1340	0.0001	2.7190	2.4980	5076	2957	2871	1.02995472	53.21	0.254
24	PT_09_3 (4m)	Calcário laminado	10.0670	0.0000	2.6910	2.4200	5477	3094	3047	1.015425008	57.99	0.271
25	PT_09_3 (6m)	Calcário laminado	12.1870	0.0035	2.6770	2.3500	4534	2655	2647	1.003022289	40.97	0.24
26	PT_09_3 (8m)	Calcário laminado	7.9820	0.0001	2.7010	2.4860	5425	2967	3005	0.987354409	56.86	0.283
27	PT_09_3 (10m)	Calcário laminado	9.2290	0.0001	2.6940	2.4450	5172	2863	2932	0.976466576	52.21	0.271
28	PT_09_3 (12m)	Calcário laminado	7.5150	0.0001	2.7150	2.5110	5362	2942	2967	0.99157398	56.2	0.282
29	PT_09_3 (14m)	Calcário laminado	6.9610	0.0000	2.7140	2.5250	5347	2957	2969	0.995958235	56.68	0.278
30	PT_45_4 (0m)	Calcário laminado	12.326	0.0000	2.668	2.339	4378	2528	2513	1.005968961	37.21	0.252
31	PT_45_4 (5m)_1	Calcário laminado	12.0740	0.0036	2.6650	2.3430	4447	2553	2565	0.995321637	38.43	0.252
32	PT_45_4 (5m)_2	Calcário laminado	18.1160	0.0348	2.6540	2.1730	3750	2227	2210	1.007692308	26.33	0.231
33	PT_45_4 (10m)_1	Calcário laminado	22.7880	0.9910	2.6230	2.0250	3503	2041	2049	0.996095656	21.03	0.241
34	PT_45_4 (10m)_2	Calcário laminado	9.1440	0.0000	2.6580	2.4150	5210	2824	2861	0.987067459	50.27	0.288
35	PT_45_4 (10m)_3	Calcário laminado	17.5150	0.0552	2.6490	2.1850	3973	2292	2285	1.003063457	28.65	0.252
36	N02_H	Calcita recristalizada	0.9270	0.0000	2.6980	2.6730	7458	3982	3277	1.215135795	94.71	0.345
37	N02_V1	Calcita recristalizada	1.1470	0.0000	2.6900	2.6590	5949	3307	3253	1.016600061	73.33	0.282
38	N02_V2	Calcita recristalizada	0.9030	0.0000	2.6980	2.6740	6622	3294	3377	0.975421972	79.14	0.33
39	PT_11_V	Calcrete	10.2830	0.0001	2.7820	2.4960	5789	3205	3205	1	65.58	0.279
40	PT_11_H1	Calcrete	12.7410	0.0420	2.8190	2.4600	5661	3164	3169	0.998422215	62.74	0.272
41	PT_11_H2	Calcrete	13.5190	0.0000	2.7960	2.4180	5713	3171	3186	0.995291902	62.33	0.276

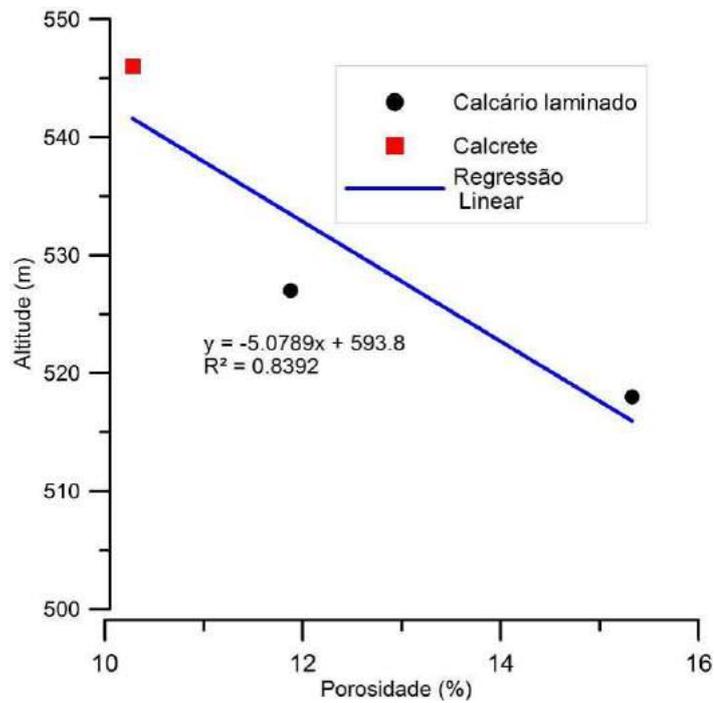


Figura 7.1 – Relação inversamente proporcional entre a porosidade dos carbonatos e a cota (altitude) dos afloramentos onde as amostras de calcário laminado foram coletadas.

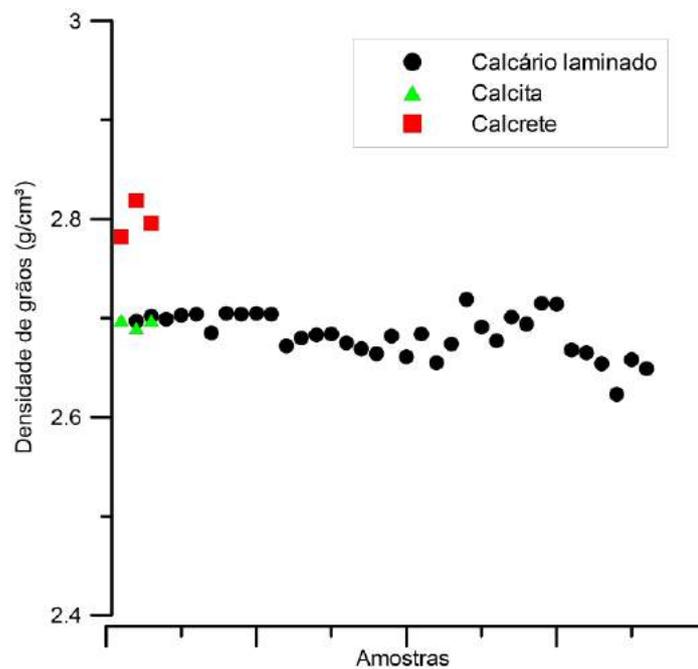


Figura 7.2 - Densidade de grãos medida nos plugs da Formação Crato. Há uma clara separação entre as amostras de calcário laminado e calcita em relação aos calcretes.

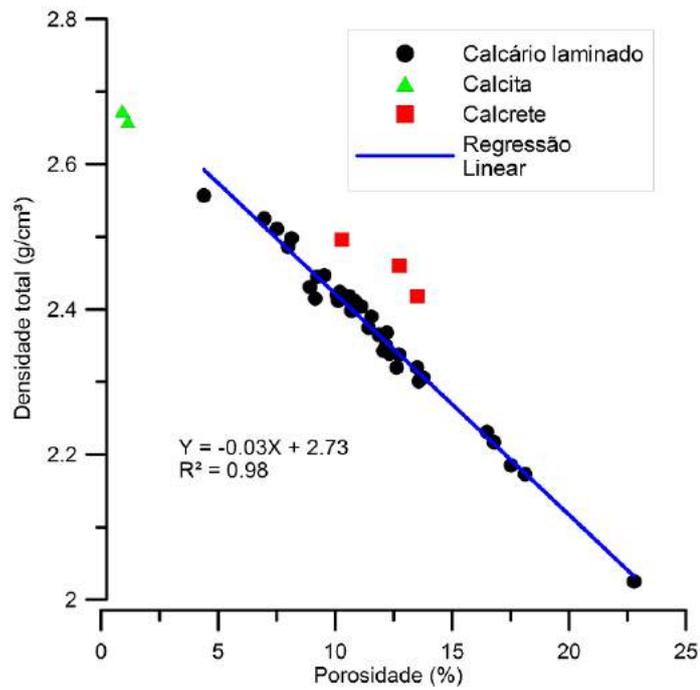


Figura 7.3 - Densidade total *versus* porosidade das amostras de carbonatos, medidas sob condições normais de temperatura e pressão (CNTP). A linha de tendência dos calcários laminados mostra uma forte relação inversa entre a porosidade e a permeabilidade para esta litofácies.

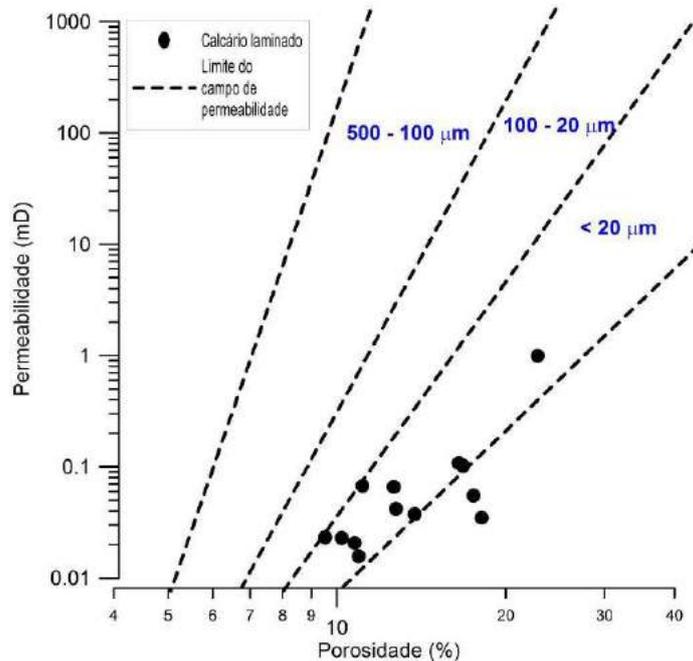


Figura 7.4 - Gráfico log-log para correlação entre os valores de permeabilidade e de porosidade das amostras de calcário laminado da Formação Crato. Detalhe para os grupos dos tamanhos de partícula da matriz carbonática, proposto por Lucia (1995). Os calcários laminados fazem parte do grupo onde domina a ocorrência de porosidade intragranular (<20 μm).

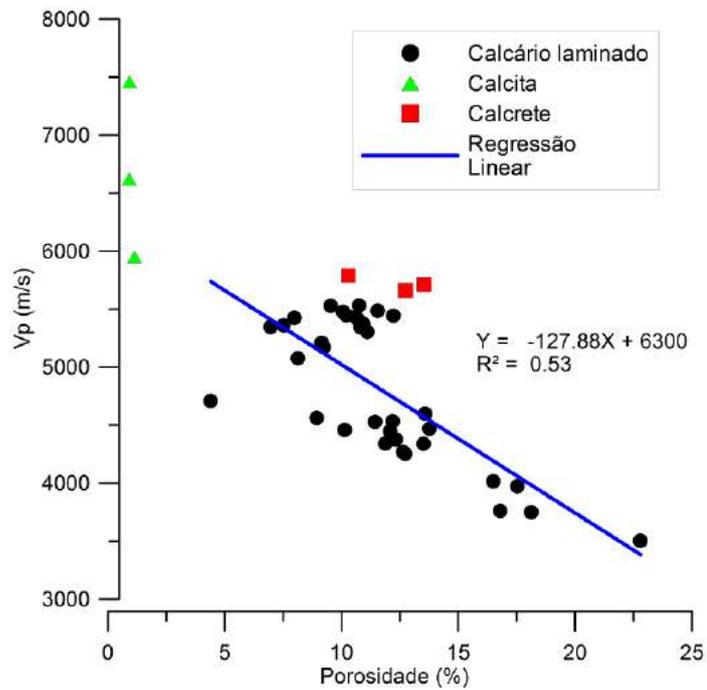


Figura 7.5 - Gráfico de correlação entre valores de velocidade da onda P (V_p), contra valores de porosidade das amostras de carbonatos estudadas. Dados medidos sob pressão confinante de 40 MPa. Apesar da dispersão, os valores da velocidade da onda P aumentam com a diminuição da porosidade mostrando uma relação inversa.

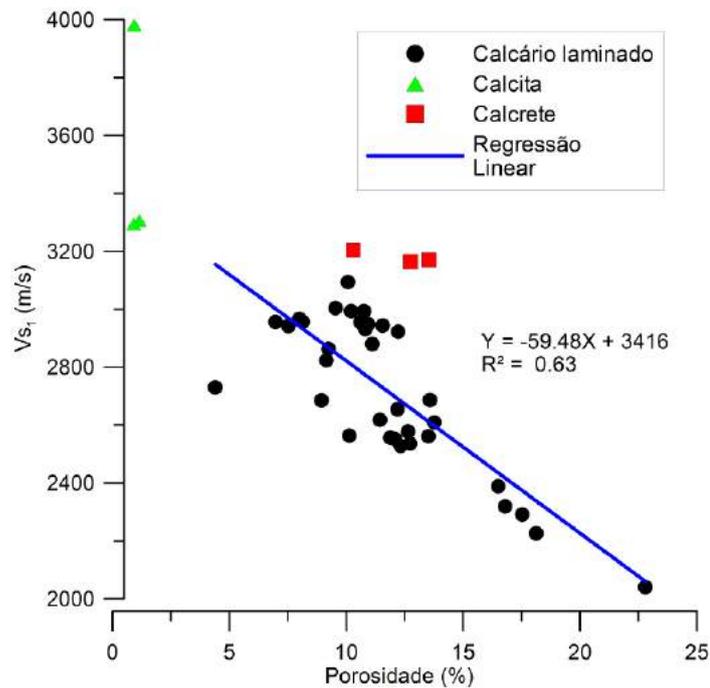


Figura 7.6 - Gráfico de correlação dos dados de velocidade da onda S (V_{s1}) contra valores de porosidade das amostras de carbonatos estudadas. Os dados foram obtidos sob pressão confinante de 40 MPa.

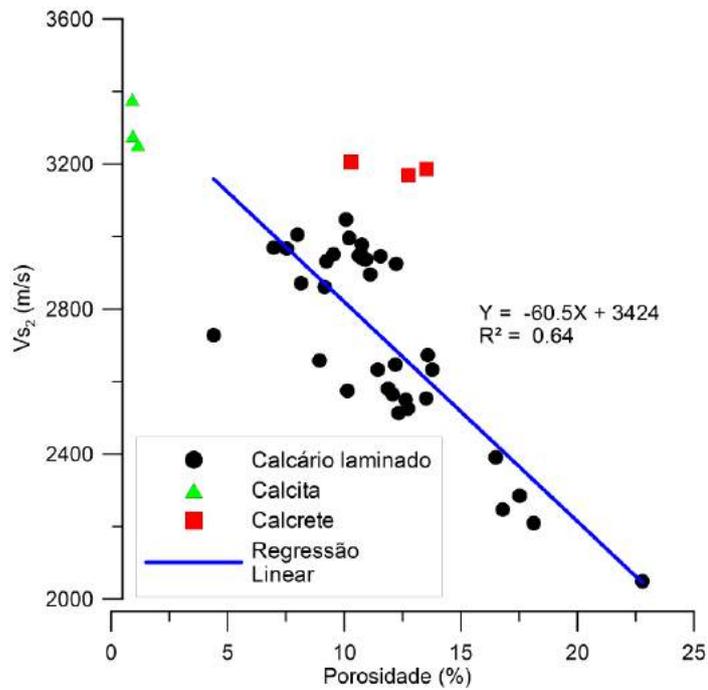


Figura 7.7 - Gráfico de correlação dos dados de velocidade da onda S (V_{s2}) contra valores de porosidade das amostras de carbonatos estudadas. Os dados foram obtidos sob pressão confinante de 40 MPa.

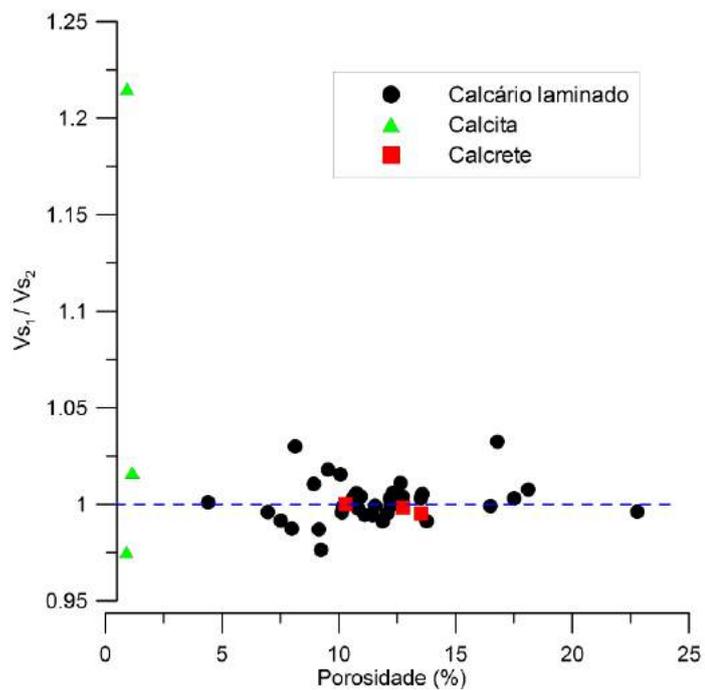


Figura 7.8 - Razão V_{s1}/V_{s2} contra porosidade sob pressão confinante de 40 MPa. Quanto maior o desvio dos valores a partir da linha tracejada (1,0), maior será a anisotropia das propriedades elásticas da amostra.

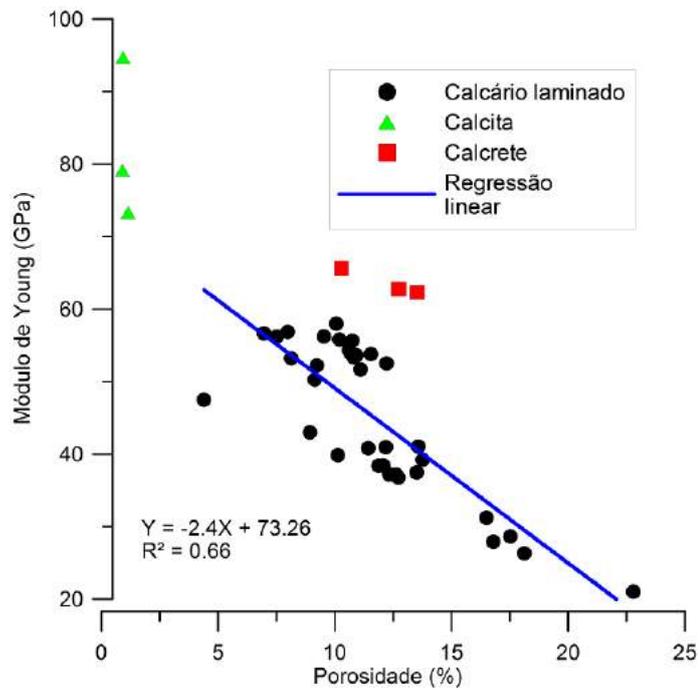


Figura 7.9 - Gráfico dos valores do Módulo de Young dinâmico contra os valores de porosidade das amostras da Formação Crato. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa. Notar relação inversa entre os dados de módulo de Young e a porosidade, apesar do baixo coeficiente de correlação.

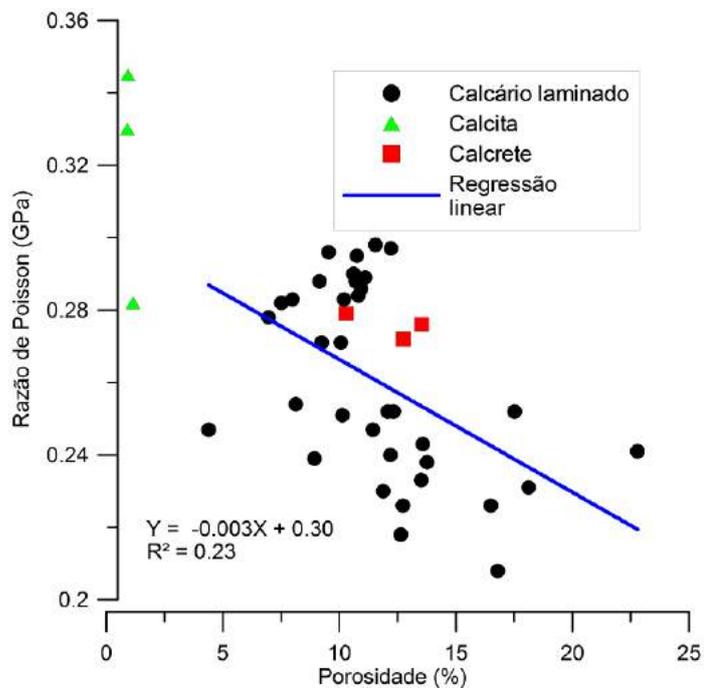


Figura 7.10 - Gráfico dos valores da Razão de Poisson contra os valores de porosidade das amostras da Formação Crato. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa.

7.2 – FORMAÇÃO IPUBI

Através do levantamento petrofísico das amostras da Formação Ipubi foi possível obter os parâmetros permoporosos e elastodinâmicos de quatro litotipos evaporíticos desta formação: gipsita laminada/bandada, gipsita fibrosa e anidrita com gipsita (Tabela 7.2). Os valores de porosidade para as amostras de gipsita bandada/laminada variaram entre 0,44 a 3,02%, com média de 1,25%. A porosidade das amostras de gipsita fibrosa, que compõe o preenchimento dos veios, apresentou valores entre 0,68 a 4,01% e média de 2,24%. Os valores de porosidade da gipsita microcristalina ficaram entre 0,77 e 1,20% e média de 0,96%. As amostras de anidrita contendo veios ou nódulos de gipsita apresentaram valores de porosidade com média de 0,94% e 1,18 e 0,81, máxima e mínima porosidade, respectivamente (Tabela 7.2). A porosidade observada nas amostras de gipsita está principalmente associada à dissolução tardia, com a formação de poros isolados e dissolução no contato entre lâminas. Microfraturas também ocorrem como resultado de deformação tardia e estas feições potencializaram o efeito de dissolução.

A análise de densidade de grãos revelou valores relativamente muito parecidos para as seguintes litofácies: gipsita laminada, fibrosa e microcristalina com média aproximadamente de 2,3 g/cm³, porém as amostras de anidrita com gipsita apresentaram valores mais dispersos e mais elevados com média de 2,4 g/cm³ e máximo 2,57 g/cm³ (Fig. 7.10). A densidade total e a porosidade dos evaporitos mostraram uma grande dispersão entre os quatro litotipos analisados, mas é possível ver certa homogeneidade entre as amostras do mesmo litotipo. A melhor regressão linear foi obtida para os valores de gipsita laminada com coeficiente de correlação aproximadamente 96% (Fig. 7.11). Apenas duas amostras de gipsita fibrosa foram analisadas para este parâmetro, logo o coeficiente de correlação foi de 100%. De modo geral, a densidade total dos evaporitos tendeu a diminuir com o aumento da porosidade, conforme esperado.

A análise da permeabilidade das diferentes litologias da Formação Ipubi revelou valores muito baixos com média de 0,004 mD. O valor máximo foi obtido para uma amostra (paralela ao acamamento) de gipsita laminada com 0,192 mD. A relação entre permeabilidade e porosidade dos quatro litotipos evaporíticos apresenta baixa correlação (Fig. 7.12).

A análise da velocidade de ondas acústicas (V_p) para as amostras de gipsita revelou valores entre 4626 m/s (gipsita microcristalina) até 5793 m/s (anidrita com gipsita). As amostras de gipsita fibrosa, foram obtidos valores entre 5195 m/s e 5617 m/s (Fig. 7.13). A razão das velocidades das ondas cisalhantes, V_{s1}/V_{s2} , para as amostras de gipsita ficou entre 0,9 e 1,1, demonstrando uma anisotropia relativamente baixa (Fig. 7.14).

Os módulos elastodinâmicos (módulo de Young e razão de Poisson) foram extraídos para as amostras da Formação Ipubi a partir da análise das propriedades dinâmicas. De modo geral, foi

observado que estes parâmetros plotados em relação à porosidade apresentam baixo potencial de correlação (Fig. 7.15 e 7.16).

Tabela 7.2 - Dados das propriedades petrofísicas e petrossísmica das amostras da Formação Ipubi. \emptyset = Porosidade; K = Permeabilidade; ρ_G = Densidade de grãos; ρ_T = Densidade total; V_p = Velocidade da onda P; V_s = Velocidade da onda S; E = Módulo de Young; e ν = Razão de Poisson.

N°	Amostras	Litologia	\emptyset (%)	K (mD)	ρ_G (g/cm³)	ρ_T (g/cm³)	V_p m/s	V_s 1 (m/s)	V_s 2 (m/s)	Razão V_{s1}/V_{s2}	E (Gpa)	ν (Gpa)
1	CP_02_V1	Gipsita laminada	0,5440	0,0001	2,3050	2,2920	5077	2513	2527	0,99446	38,91	0,337
2	CP_02_V2	Gipsita laminada	0,9160	0,0001	2,3080	2,2870	5156	2527	2535	0,996844	39,3	0,342
3	CP_02_H1	Gipsita laminada	0,7860	0,0001	2,3100	2,2920	5303	2585	2609	0,990801	41,5	0,342
4	CP_02_H2	Gipsita laminada	0,8100	0,0001	2,3090	2,2900	5230	2606	2530	1,03004	40,51	0,341
5	PT_6B_V1	Gipsita laminada	0,9520	0,0000	2,3030	2,2810	5432	2773	2699	1,027418	45,42	0,33
6	PT_6B_V2	Gipsita laminada	0,9830	0,0000	2,3050	2,2820	5419	2658	2740	0,970073	44,39	0,335
7	PT_6B_H1	Gipsita laminada	0,5490	0,0000	2,3090	2,2960	5204	2720	2471	1,100769	41,28	0,334
8	PT_6B_H2	Gipsita laminada	0,4470	0,0000	2,3070	2,2970	5198	2716	2486	1,092518	41,43	0,333
9	PT_6B_H3	Gipsita laminada	0,8760	0,0000	2,3050	2,2850	5243	2757	2589	1,06489	43,24	0,324
10	PT_6D_V1	Gipsita laminada	2,1550	0,0115	2,2930	2,2440	4626	2417	2407	1,004155	34,28	0,313
11	PT_6D_V2	Gipsita laminada	2,0530	0,0001	2,2910	2,2440	4795	2420	2433	0,994657	35,09	0,328
12	PT_6D_H1	Gipsita laminada	2,4200	0,0140	2,2900	2,2350	5186	2716	2719	0,998897	43,25	0,311
13	PT_6D_H2	Gipsita laminada	3,0220	0,1920	2,2980	2,2290	4755	2612	2404	1,086522	36,64	0,307
14	PT_6D_H3	Gipsita laminada	1,0450	0,0062	2,2910	2,2670	5306	2463	2718	0,906181	40,88	0,344
15	PT_1B_H	Gipsita fibrosa	0,6870	0,0000	2,2990	2,2830	5195	2565	2324	1,103701	37,06	0,358
16	PT_1B_V1	Gipsita fibrosa	2,0380	0,0001	2,2980	2,2510	5617	2808	2530	1,109881	43,43	0,354
17	PT_1B_V2	Gipsita fibrosa	4,0190	0,0001	2,3120							
18	PT_10B_V1	Gipsita microcristalina	1,0240	0,0000	2,3420	2,3180	5202	2590	2540	1,019685	40,85	0,339
19	PT_10B_V2	Gipsita microcristalina	0,7760	0,0001	2,3450	2,3270	5180	2551	2527	1,009497	40,26	0,342
20	PT_10B_H1	Gipsita microcristalina	0,8580	0,0001	2,3370	2,3170	5398	2684	2776	0,966859	45,87	0,328
21	PT_10B_H2	Gipsita microcristalina	1,2060	0,0000	2,3400	2,3120	5444	2849	2821	1,009926	48,83	0,314
22	PT_1E_V	Gipsita/Anidrita	0,8100	0,0001	2,5730	2,5520	5793	2849	3068	0,928618	59,13	0,324
23	PT_1E_H1	Gipsita/Anidrita	1,1840	0,0001	2,3570	2,3290	5489	2889	2866	1,008025	50,54	0,311
24	PT_1E_H2	Gipsita/Anidrita	0,8540	0,0001	2,4850	2,4640	5646	2702	2995	0,90217	53,13	0,329

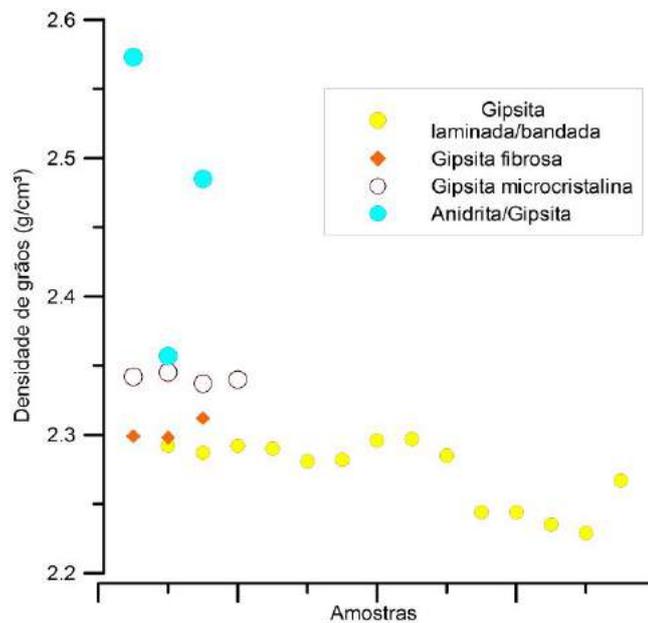


Figura 7.10 - Densidade de grãos medida nos plugs da Formação Ipubi. As amostras de anidrita/gipsita apresentaram a maior heterogeneidade.

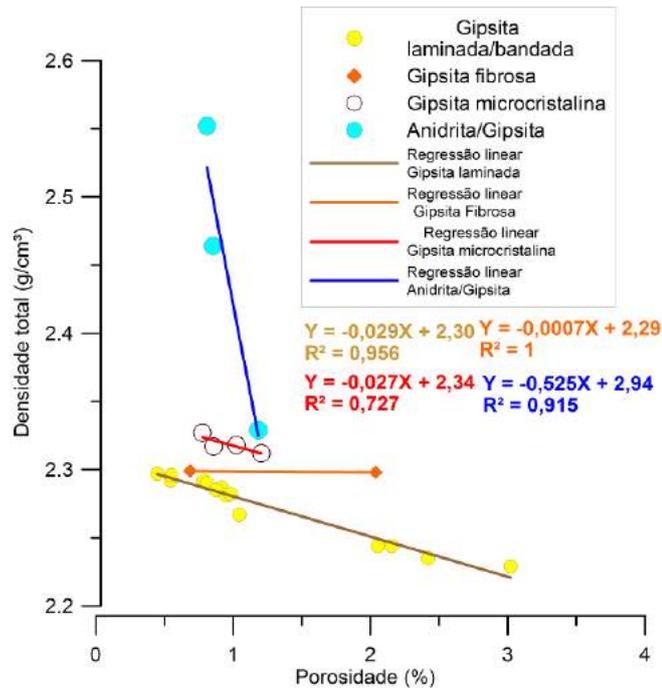


Figura 7.11 - Densidade total *versus* porosidade das amostras da Formação Ipubi, medidas sob condições normais de temperatura e pressão (CNTP).

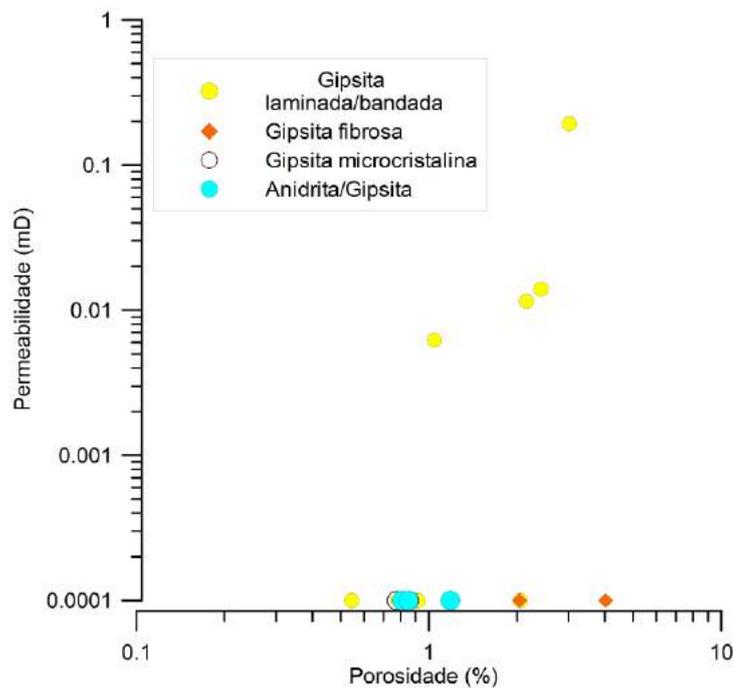


Figura 7.12 - Gráfico log-log para correlação entre os valores de permeabilidade e de porosidade da Formação Ipubi. As litofácies evaporíticas apresentam baixa correlação entre porosidade e permeabilidade.

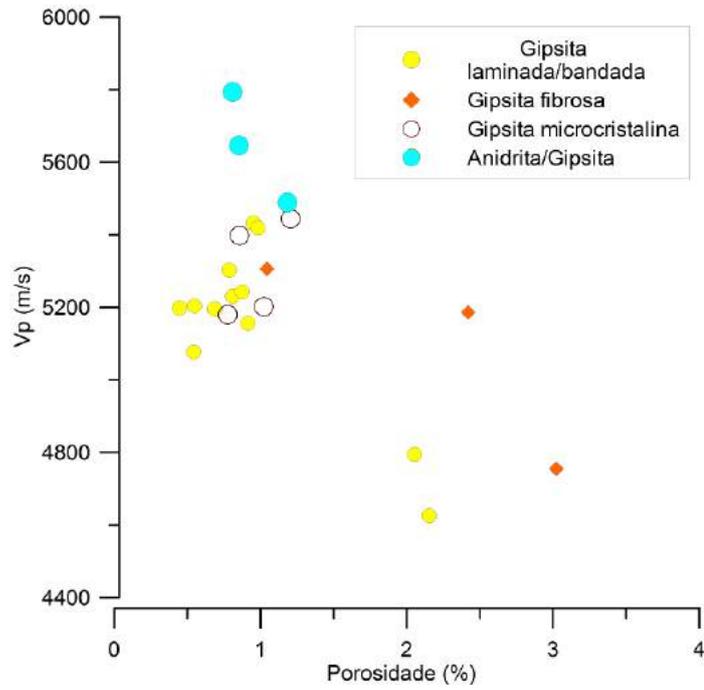


Figura 7.13 - Gráfico de correlação entre os valores da velocidade da onda P (V_p) contra os valores de porosidade das amostras da Formação Ipubi. Dados medidos sob pressão confinante de 40 MPa.

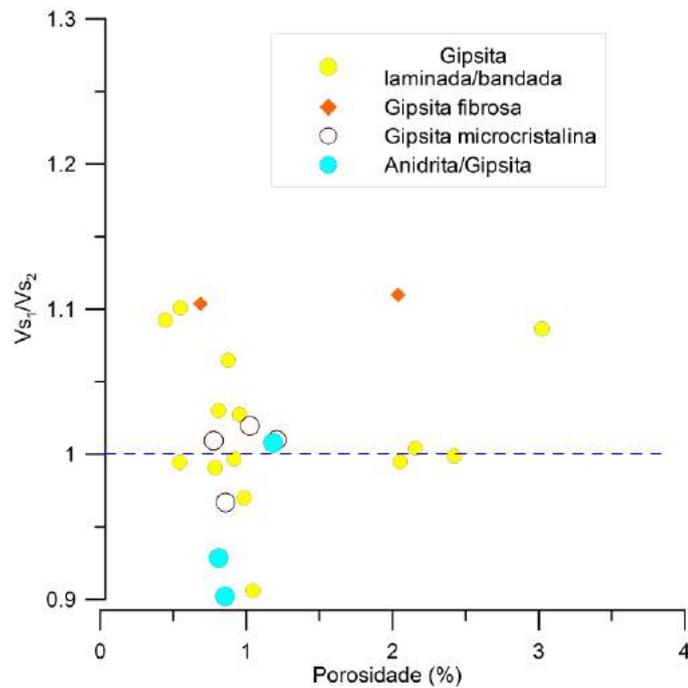


Figura 7.14 - Razão V_{s1}/V_{s2} contra porosidade sob pressão confinante de 40 MPa. Quanto maior o desvio dos valores a partir da linha tracejada (1,0), maior será a anisotropia das propriedades elásticas da amostra.

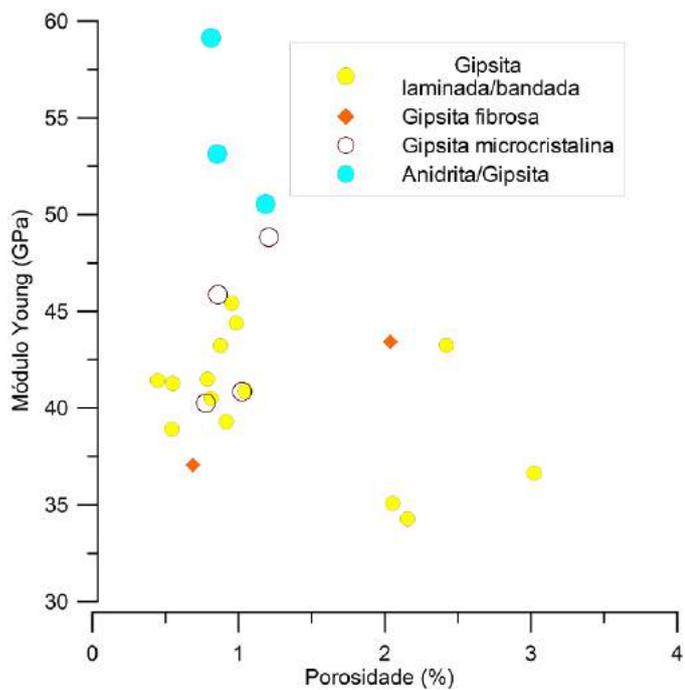


Figura 7.15 - Dados dos valores do Módulo de Young contra os valores de porosidade das amostras da Formação Ipubi. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa.

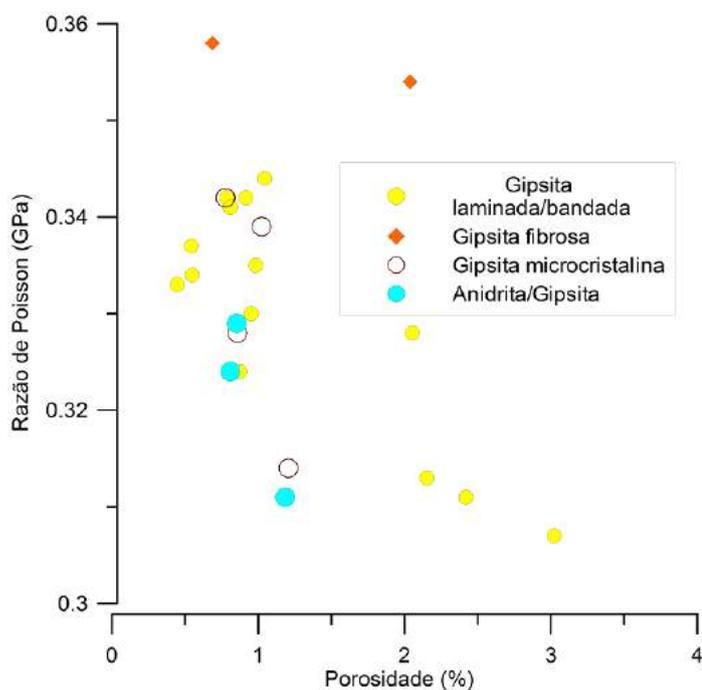


Figura 7.16 - Gráfico dos valores da Razão de Poisson contra os valores de porosidade das amostras da Formação Ipubi. Medidas realizadas sob pressão confinante de 40 MPa.

CAPÍTULO 8- CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA DE CAMPO DAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI

Este capítulo mostra a metodologia utilizada para a caracterização geomecânica *in situ* com o uso do martelo de *Schmidt* em afloramentos dos depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe. Este equipamento tem sido largamente utilizado em trabalhos de caracterização geomecânica de rochas devido à sua facilidade de uso e ao baixo custo na obtenção de dados de elasticidade efetiva em campo (Katz *et al.*, 2000; Yilmaz & Sendir, 2002; Aydin & Basu, 2005; Viles *et al.*, 2011; Steer *et al.*, 2011; Math *et al.*, 2012; Ferrill *et al.*, 2014). Os dados da caracterização geomecânica de rochas sedimentares podem ser usados para o entendimento da estratigrafia mecânica de corpos rochosos (Gross, 2003). As propriedades mecânicas da rocha são atributos físicos que controlam o estilo deformacional e podem ser obtidos a partir de ensaios de laboratório ou por equações de correlação com perfis sônicos ou de porosidade, ou mesmo em campo (Steer *et al.*, 2011). As fácies mecânicas podem ser quantificadas em campo e estas refletem as características dinâmicas do reservatório (Alhilali & Shanmugam, 1991). Por exemplo, as discontinuidades físicas ou camadas de reologia contrastante que possam impedir a propagação vertical de fraturas extensionais ou cisalhantes (Gross & Eyal, 2007). Os fatores composicionais de rochas sedimentares, como litofácies e feições diagenéticas, também exercem controle na distribuição da deformação e podem ser utilizados como guias de caracterização da estratigrafia mecânica (Math *et al.*, 2012).

8.1 – FORMAÇÃO CRATO

A aquisição das propriedades geomecânicas em campo nos calcários laminados da Formação Crato foi realizada ao longo de *scanlines* 1D e 2D e em perfil. O martelo de *Schmidt* foi utilizado ao longo das *scanlines* com o objetivo de entender a relação entre a intensidade de fraturamento e a elasticidade efetiva dos calcários laminados. A caracterização geomecânica em perfil teve o objetivo de determinar uma relação entre a elasticidade efetiva medida com o equipamento *Silver Schmidt* com a espessura de camada e conseqüentemente, a composição e o efeito da rugosidade da superfície amostrada. A unidade de elasticidade utilizada foi o UCS (*unconfined compressive strength*).

A partir do levantamento geomecânico de campo foi possível identificar que a resistência à compressão uniaxial (UCS) dos calcários laminados da Formação Crato possui média de 124,75 MPa, com valores variando entre 312,4 e 25,55 MPa. Esta diferença entre os valores máximos e mínimos possivelmente se deve a alternância da espessura das lâminas de calcário, que possui uma variação de composição que envolve a formação de lâminas dominadas por calcita micrítica e lâminas onde ocorre

abundante conteúdo de pirita e matéria orgânica (Heinhofer *et al.*, 2010). Outro fator que pode ter influenciado esta variação é a ocorrência de rugosidade e de fraturas nos planos das superfícies amostradas.

8.1.1 – Variação vertical da elasticidade efetiva

As medidas em perfil foram realizadas em uma bancada da Mineração Pedras Cariri (Fig. 8.1) com objetivo de analisar a variação vertical da resistência à compressão uniaxial dos calcários laminados. No gráfico da figura 8.2 é possível observar dois conjuntos de dados que foram obtidos em perfil: a) valores de UCS entre 25,5 e 122,4 MPa; e b) valores de UCS entre 101,1 e 312,4 MPa. O primeiro conjunto apresenta baixa dispersão dos dados ($R^2= 0,73$) e pode ser representado pelas lâminas de calcário mais puro e com superfície de amostragem lisa. O segundo grupo apresenta alta dispersão dos dados ($R^2= 0,13$) que pode ser provavelmente explicado devido à possibilidade de interferência da rugosidade nas superfícies onde foram realizados os ensaios, à variação da faciologia e à ocorrência de veios calcíticos (Fig. 8.1). Estes grupos podem ser tratados como fácies mecânicas relacionadas à valores distintos de elasticidade efetiva. Por exemplo, pode ser visto na figura 8.1 que, na camada número 2, existem fraturas extensionais (veios) que estão limitadas a uma lâmina de calcário rico em matéria orgânica.

Desta forma, as fácies mecânicas dos calcários laminados, nível C6, da Formação Crato, foram classificadas de acordo com a variação da elasticidade efetiva, espessura e composição das lâminas: a) Calcário puro que apresenta valor UCS médio de 186 MPa; e b) Calcário rico em matéria orgânica, média de 60 MPa.

Neste perfil, também foi observado que a rugosidade da superfície do plano amostrado possui uma forte influência na variação dos valores de elasticidade efetiva, sendo a relação entre estes dois parâmetros inversamente proporcional (Fig. 8.2).

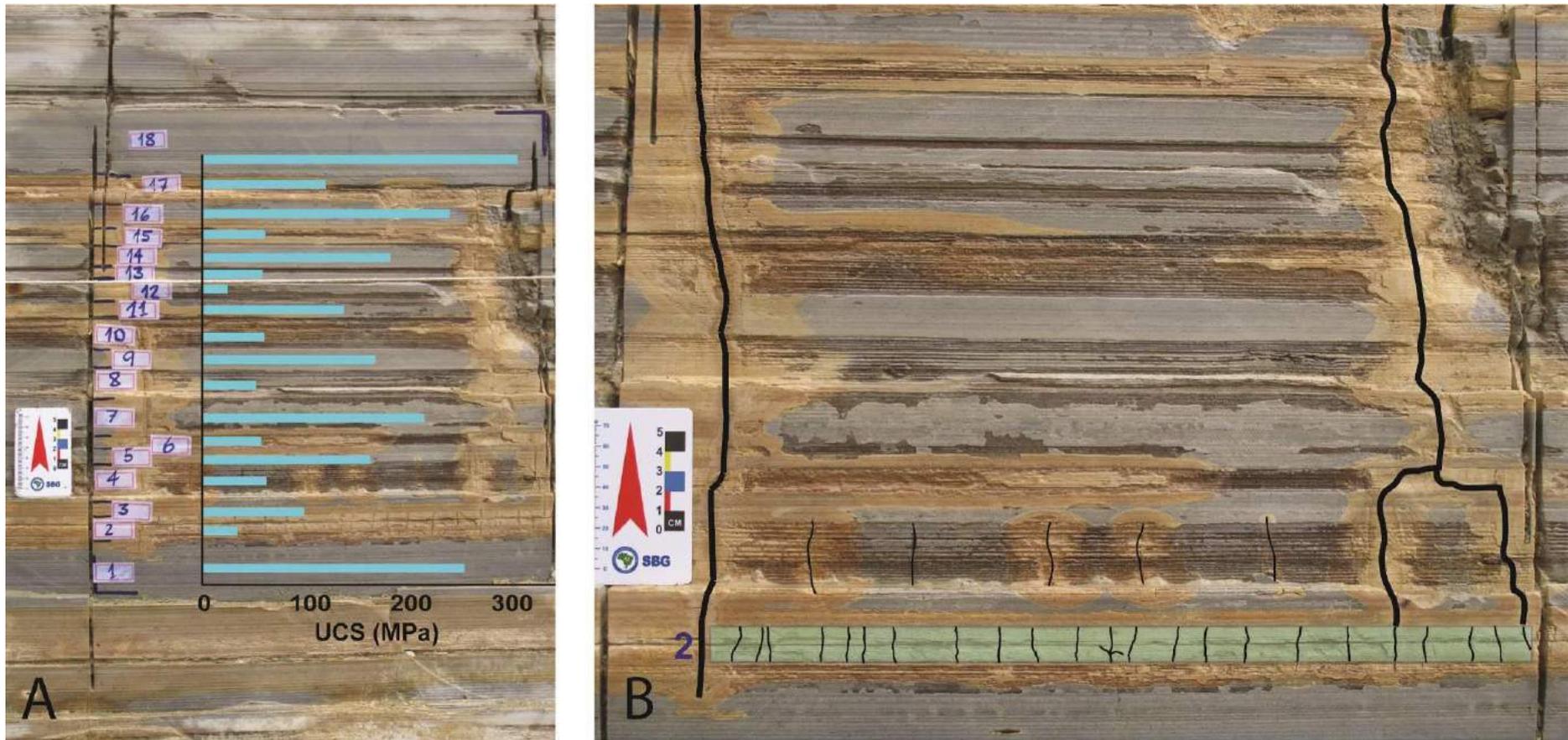


Figura 8.1 - Perfil de aquisição de valores de elasticidade efetiva obtidos com o martelo de *Schmidt* em calcários laminados, Formação Crato, Mineração Pedras Cariri. A) Detalhe das lâminas de calcário com o gráfico dos valores de UCS por camada; B) Localização das fraturas extensionais ao longo do perfil. Notar o detalhe das fraturas confinadas a uma fácies mecânica (camada 2).

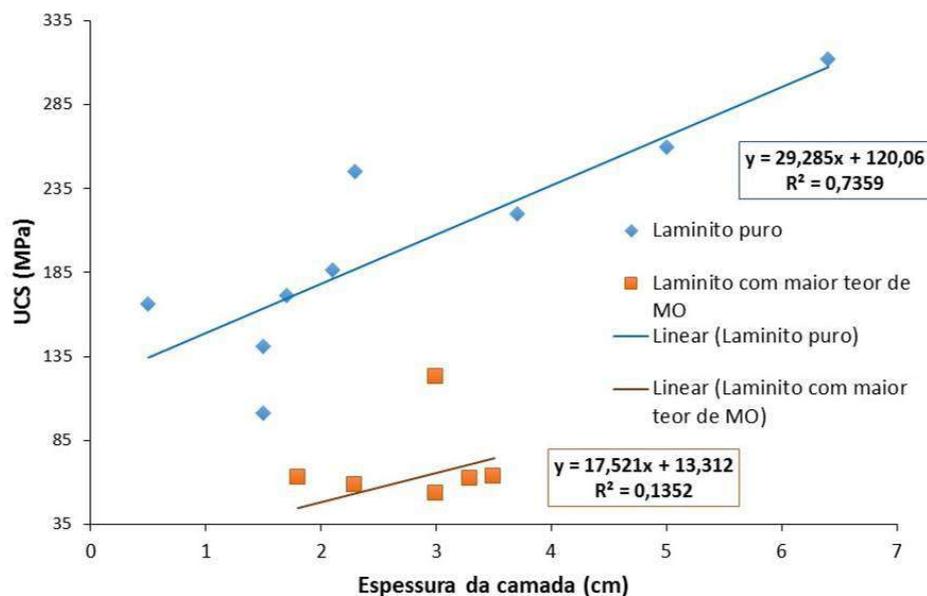


Figura 8.2 - Gráfico de correlação entre UCS e a espessura da camada, resultado de aquisição em perfil de intercalações delgadas de calcário laminado puro e calcário laminado com maior teor de matéria orgânica (MO) na Mineração Pedras Cariri.

8.1.2 – Elasticidade efetiva *versus* densidade de fraturamento

8.1.2.1 - Scanlines 1D

A caracterização geomecânica da Formação Crato ao longo das *scanlines* 1D foi realizada com o objetivo de verificar a relação da densidade de fraturamento (*sets* 1 e 2) com as propriedades mecânicas dos calcários laminados. Primeiramente foram realizadas duas *scanlines* para a caracterização das fraturas extensionais dos *sets* 1 (NW-SE) e 2 (NE-SW), com 25m e 8m, respectivamente. Neste caso, as *scanlines* 1D foram realizadas em seções verticais, de uma bancada de calcário laminado.

A coleta dos dados da elasticidade efetiva dos calcários laminados, ao longo da *scanline* (*set* 1), mostrou valores de UCS entre 77 e 184 MPa, com média de 128 MPa (Fig. 8.3). Ao longo da *scanline* para a a caracterização das fraturas do *set* 2, foi observado que os valores de elasticidade efetiva dos calcários laminados variaram de 68 a 152 MPa, com média de 114 MPa (Fig. 8.4). Com o intuito de correlacionar os valores de UCS com a densidade de fraturamento, foram construídos histogramas da densidade das fraturas dos *sets* 1 e 2 (Figs. 8.3 e 8.4). Foi possível observar que, utilizando-se esta metodologia, os dados apresentam uma grande dispersão e a correlação entre intensidade de fraturamento ao longo das varreduras lineares e a elasticidade efetiva, UCS, é pouco efetiva, como pode ser visto nas figuras 8.3 e 8.4.

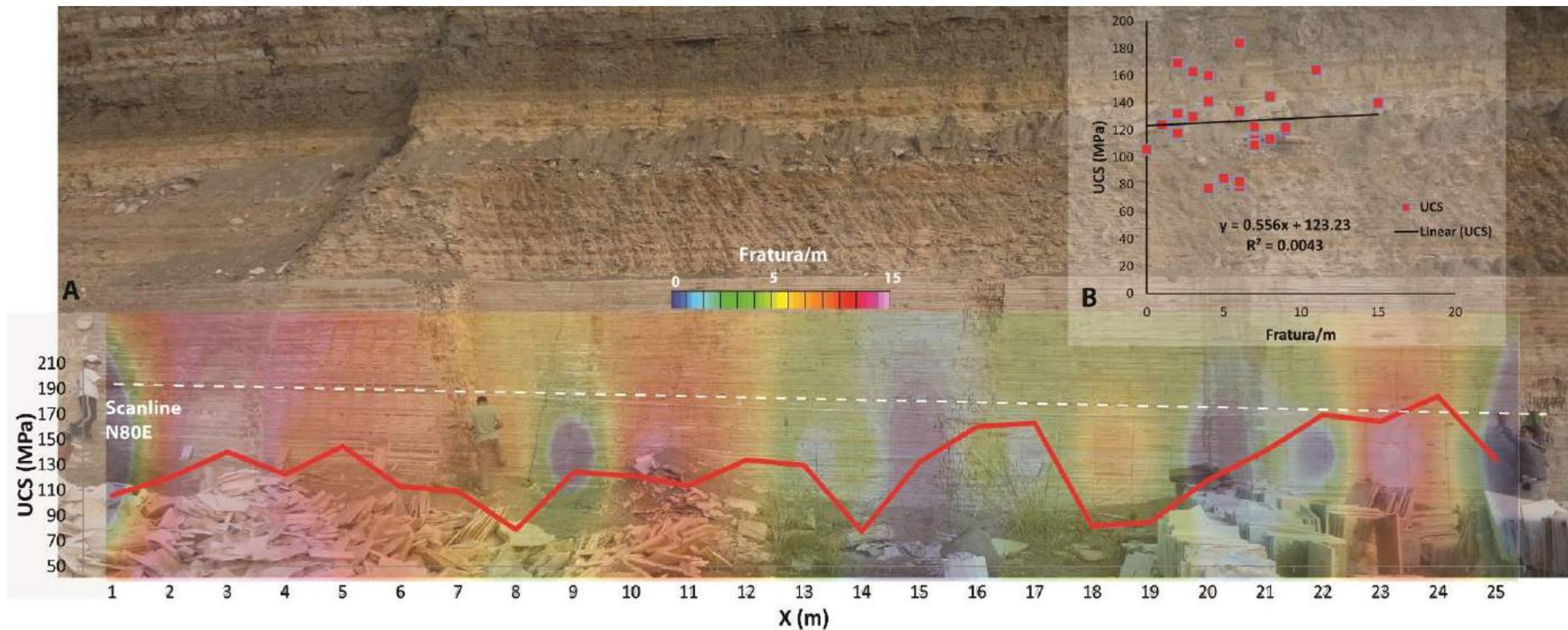


Figura 8.3 – Painel de informações para a caracterização geomecânica dos calcários laminados, Formação Crato, ao longo da *scanline* horizontal das fraturas extensionais (*set* 1 – NW-SE). A) A orientação da seção é N80E e sua extensão é de aproximadamente 25 m. Notar o painel com a densidade do fraturamento exibido na forma de zonas interpoladas e gráfico de UCS (MPa) ao longo da *scanline*; B) Gráfico de UCS *versus* a densidade de fratura/m, notar grande dispersão dos dados e a falta de correlação entre os parâmetros.

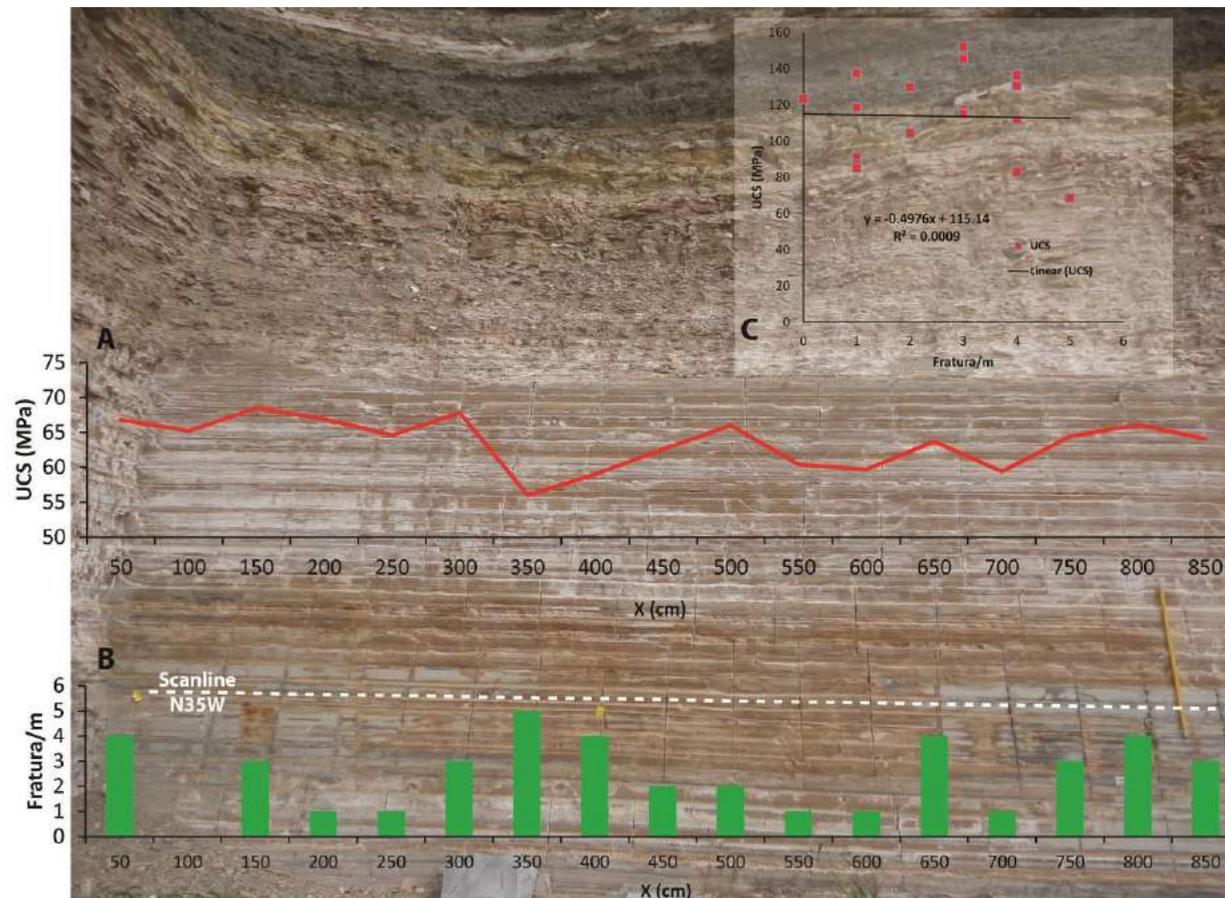


Figura 8.4 - Pannel de informações para a caracterização geomecânica ao longo da *scanline* horizontal referente às fraturas extensionais (*set 2* – NE-SW) dos calcários laminados da Formação Crato. A orientação da seção é N35W e sua extensão é de aproximadamente 8 m. A) Gráfico de UCS (MPa) ao longo da *scanline*; B) Histograma da densidade de fraturas ao longo da *scanline*; C) Gráfico de UCS *versus* a densidade de fratura/m, notar a grande dispersão dos dados e a inexistência de correlação entre os parâmetros.

8.1.2.2 – Scanline 2D

Para a análise da variação lateral da elasticidade efetiva dos calcários laminados, foi realizada a caracterização geomecânica com o martelo de *Schmidt* em uma área de aproximadamente 70 m², no afloramento PT-09, localizado na Mineração Pedras Cariri. O objetivo deste levantamento foi realizar a correlação da densidade de fraturamento (modalidade P21), com a elasticidade efetiva dos calcários laminados em planta. Os valores de UCS adquiridos em planta variaram de 10 a 71 MPa, com média de 33 MPa (Fig. 8.5). Foi possível observar que não existe uma correlação entre a densidade de fraturamento e a elasticidade efetiva dos calcários laminados nesta região (Fig. 8.5C). Porém, foi visto que no centro da área ocorrem os maiores valores em UCS (> 45 MPa), e nesta mesma região foi identificado o maior número de fraturas. É possível que localmente as fraturas estejam concentradas em áreas onde o calcário apresenta maior resistência à compressão.

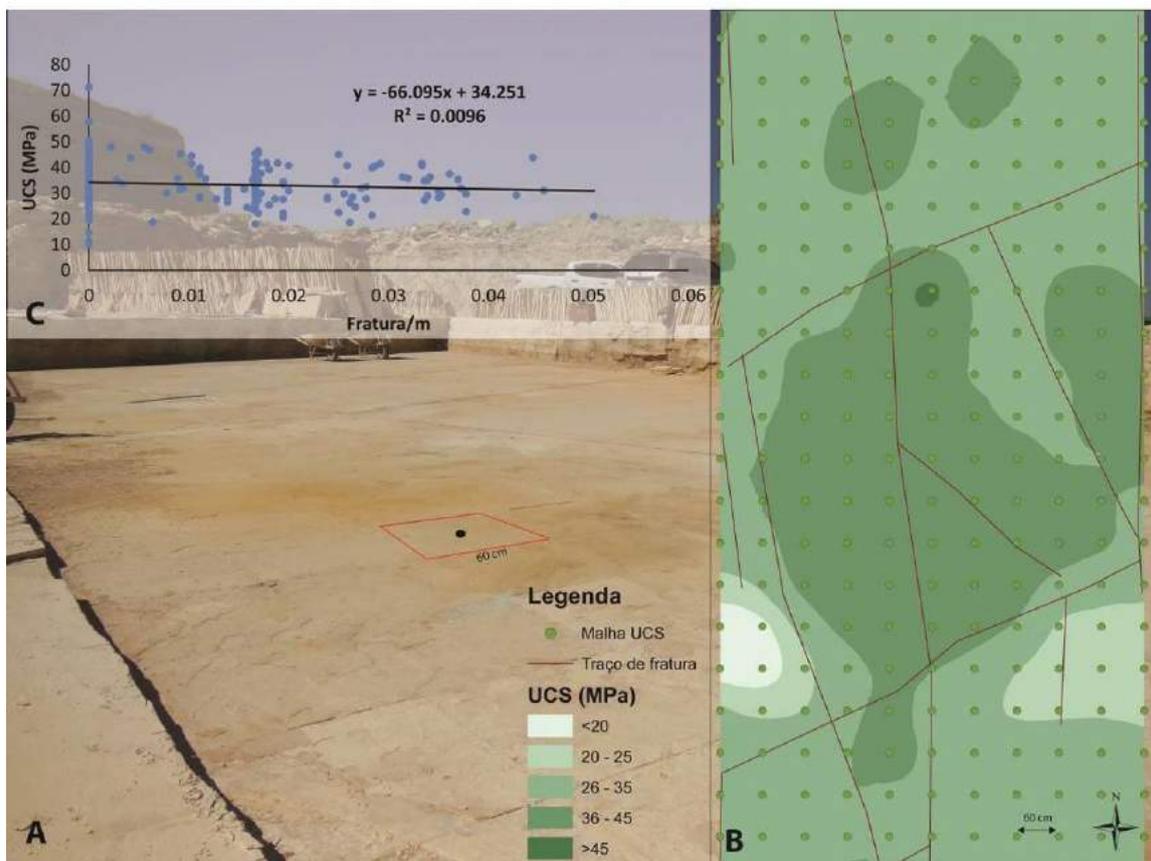


Figura 8.5 - A) Pavimento de calcário laminado, Mineração Pedras Cariri, afloramento PT-09, onde foi realizada a caracterização geomecânica com martelo de *Schmidt* e coleta da intensidade de fraturamento em 2D, numa área de aproximadamente 70 m². Notar o quadrado vermelho com lado de 60 cm, que representa uma das áreas da malha quadrática onde foi realizado o levantamento; B) Mapa de linhas de contorno dos valores de elasticidade efetiva (UCS). Detalhes para os traços esquemáticos das fraturas extencionais; C) Gráfico de UCS versus a densidade de fratura/m, notar a grande dispersão dos dados e a inexistência de correlação entre os parâmetros.

8.2 – FORMAÇÃO IPUBI

Neste estudo a caracterização geomecânica da Formação Ipubi foi realizada com o intuito de classificar a elasticidade efetiva para efeito de correlação desses dados com outros parâmetros obtidos em laboratório, dos diferentes tipos de gipsita e anidrita (gipsita microcristalina, gipsita bandada/laminada, gipsita fibrosa e anidrita nodular) que ocorrem nesta formação. Devido a necessidade da informação da resistência mecânica para a construção de modelos geomecânicos, foi dada ênfase principalmente à caracterização da matriz da rocha e da gipsita fibrosa (preenchimento dos veios da Formação Ipubi). Devido ao fraturamento difuso dos evaporitos desta formação, não foi possível a aquisição expedita da elasticidade efetiva ao longo das *scanlines*. O esclerômetro (martelo de *Schmidt*) foi utilizado apenas em painéis nas superfícies verticais das frentes de lavras nas minerações de gipsita.

As litofácies da Formação Ipubi que apresentaram os maiores valores de UCS foram as amostras compostas por anidrita com gipsita, com elasticidade efetiva média de 50 MPa (Fig. 8.6). Em seguida, a litologia mais resistente é representada pela gipsita microcristalina (UCS = 17,5 MPa). A gipsita fibrosa, que preenche os veios, representa a litofácies com menor resistência mecânica (10 MPa).

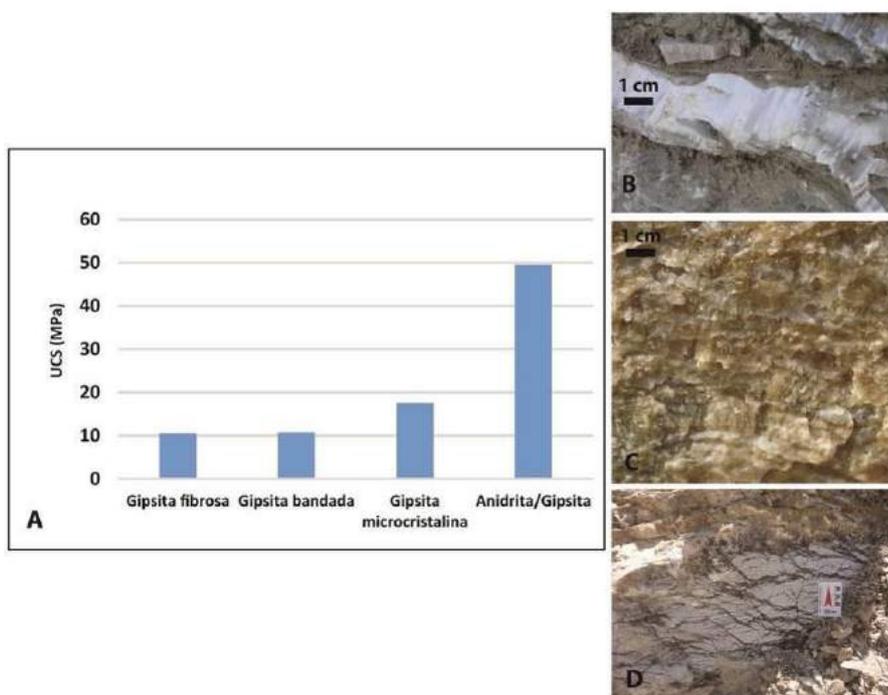


Figura 8.6 - A) Valores de resistência à compressão uniaxial (UCS) das litofácies da Formação Ipubi; B) Gipsita fibrosa que ocorre como preenchimento das fraturas extensionais (veios); C) Gipsita bandada; D) Anidrita nodular com veios de gipsita.

CAPÍTULO 9 - APLICAÇÃO NA INDÚSTRIA DE ÓLEO E GÁS

Este capítulo de aplicação visa a integração dos dados da caracterização geológica e geomecânica, da sucessão de rochas carbonáticas e evaporíticas tratadas neste trabalho, para a composição de um modelo numérico capaz de ser utilizado como um análogo de reservatórios fraturados (calcários lamiaandos), e para rochas selantes (evaporitos). Esta integração foi desenvolvida especificamente com o intuito de fornecer dados para a construção de modelos numéricos utilizados para a simulação de fluxo em meios fraturados. O modelo levou em consideração a descrição das geometrias dos corpos e das principais feições estruturais presentes. As estruturas de grande porte foram discretizadas no modelo geométrico, ao passo que a grande quantidade de fraturas de pequena escala, que não podem ser representadas, foram tratadas estatisticamente, para que a sua influência no processo de simulação fosse incorporada à matriz do modelo. Essa tradução dos dados de fraturamento obtidos através dos levantamentos de *scanline* foram feitas pela equipe de Geomecânica do Departamento de Engenharia Civil (LMCG-UFPE), que atuou no projeto de pesquisa mencionado na introdução deste trabalho.

9.1 - MODELAGEM GEOLÓGICA

A partir dos dados de campo (geometria e espessura dos depósitos, propriedades espaciais do fraturamento, características dos preenchimentos, natureza das litologias, propriedades petrofísicas e geomecânicas), foi elaborado um modelo geológico sintético, protótipo, para que fossem realizadas as simulações numéricas. Para a construção do modelo geológico, foram inicialmente escolhidos dois afloramentos visitados, a partir dos quais se produziu um modelo composto por uma camada de gipsita, uma camada de folhelho intermediário, ambos da Formação Ipubi, e uma camada de calcário laminado (Formação Crato) (Fig. 9.1).

É importante ressaltar que nas minerações de gipsita (Formação Ipubi), e de calcário laminado (Formação Crato), dificilmente ocorrem exposições das duas litologias sobrepostas no mesmo afloramento. Em poucos casos é possível observar o contato entre as duas unidades, marcadas pela ocorrência de folhelhos negros acima da Formação Crato, como visto na localidade de Jardim-CE, mas essas exposições apresentam pouca representatividade para a construção de modelos geológicos/geomecânicos. Nas minerações de gipsita, as frentes de lavra são escavadas até o topo da camada de folhelhos, que formam o assoalho da cava. Isto se dá porque os folhelhos funcionam como capa impermeável impedindo a inundação da cava pelo lençol freático. Esse fato impediu o levantamento de uma seção contínua, desde o nível C6 de calcários laminados da Formação Crato até

o topo da camada de evaporitos da Formação Ipubi, passando pela camada de folhelhos da base dessa última unidade. Deste modo as propriedades e espessura da camada intermediária de folhelho negro foram obtidas a partir de exposições parciais e de poços. A seção composta realizada com as informações das três litologias leva em conta todos os dados obtidos isoladamente para cada uma das camadas (Fig. 9.1).

Para a construção do modelo foram escolhidos os afloramentos de calcário laminado localizados na Mineração Pedras Cariri, e evaporitos expostos na Mineração Pedra Branca, ambos localizados na borda norte da Bacia do Araripe, região de Nova Olinda - CE (Fig. 9.1). Nesta região além dos painéis fotográficos, foram coletados também o maior conjunto de dados de campo para a caracterização geológica das fraturas naturais das formações estudadas.

Após a seleção dos painéis fotográficos, os modelos geológicos foram vetorizados utilizando *software* CAD para reprodução da geometria geral das estruturas referentes às formações envolvidas (Figs. 9.1 e 9.2). O modelo geológico vetorizado foi constituído por uma camada de base de calcário laminado com 14 m de altura (h), cujas fraturas são preenchidas por calcita recristalizada; uma camada intermediária de folhelho negro (h = 2 m), seccionado em algumas regiões pelas fraturas que também afetam o calcário e a camada de gipsita; e finalmente uma camada superior de rocha evaporítica capeadora, aqui tratada inteiramente como gipsita bandada (h = 12 m) (na prática esta camada é heterogênea consistindo em uma combinação de gipsita, com suas variações, e anidrita), a qual no modelo também apresenta fraturas de grande porte preenchidas por gipsita fibrosa (Fig. 9.2).

O processo de modelagem de reservatórios fraturados precisa ser robusto o suficiente para atender três possibilidades: 1 - fraturas com permeabilidade e porosidade, mas matriz sem porosidade e sem permeabilidade. Nesse caso o fluxo ocorre apenas nas fraturas; 2 - fraturas com permeabilidade e porosidade, e matriz com porosidade, mas sem permeabilidade, sem contribuir para o fluxo; 3- fraturas com permeabilidade e porosidade, e matriz com porosidade e permeabilidade, o que configura o problema de reservatório com dupla porosidade e dupla permeabilidade (Bourbiaux, 2010).

De acordo com os dados das propriedades de petrofísica, os calcários laminados revelaram que em estado de reservatório, esta rocha apresenta porosidade média aproximadamente de 12% e permeabilidade inexpressiva (0,04 mD). No caso dessa porosidade estar associada à microporosidade, esta rocha poderia representar um exemplo de *tight* reservoir. As fraturas consideradas (veios), após descartar o processo de soerguimento e exposição, representam estruturas que na verdade formam barreiras impermeáveis, e que em grande parte representariam heterogeneidades importantes. No entanto, para a elaboração do modelo desejado, uma vez que as propriedades das rochas e dos preenchimentos das fraturas, bem como das propriedades estatísticas do fraturamento foram definidas, foi possível criar modelos hipotéticos com base na variação dos parâmetros de permeabilidade e

porosidade entre matriz e fraturas. Isso permitiu não apenas simular casos aproximados à situação real dos calcários laminados, mas também em casos prováveis, utilizando as mesmas geometrias e demais parâmetros.

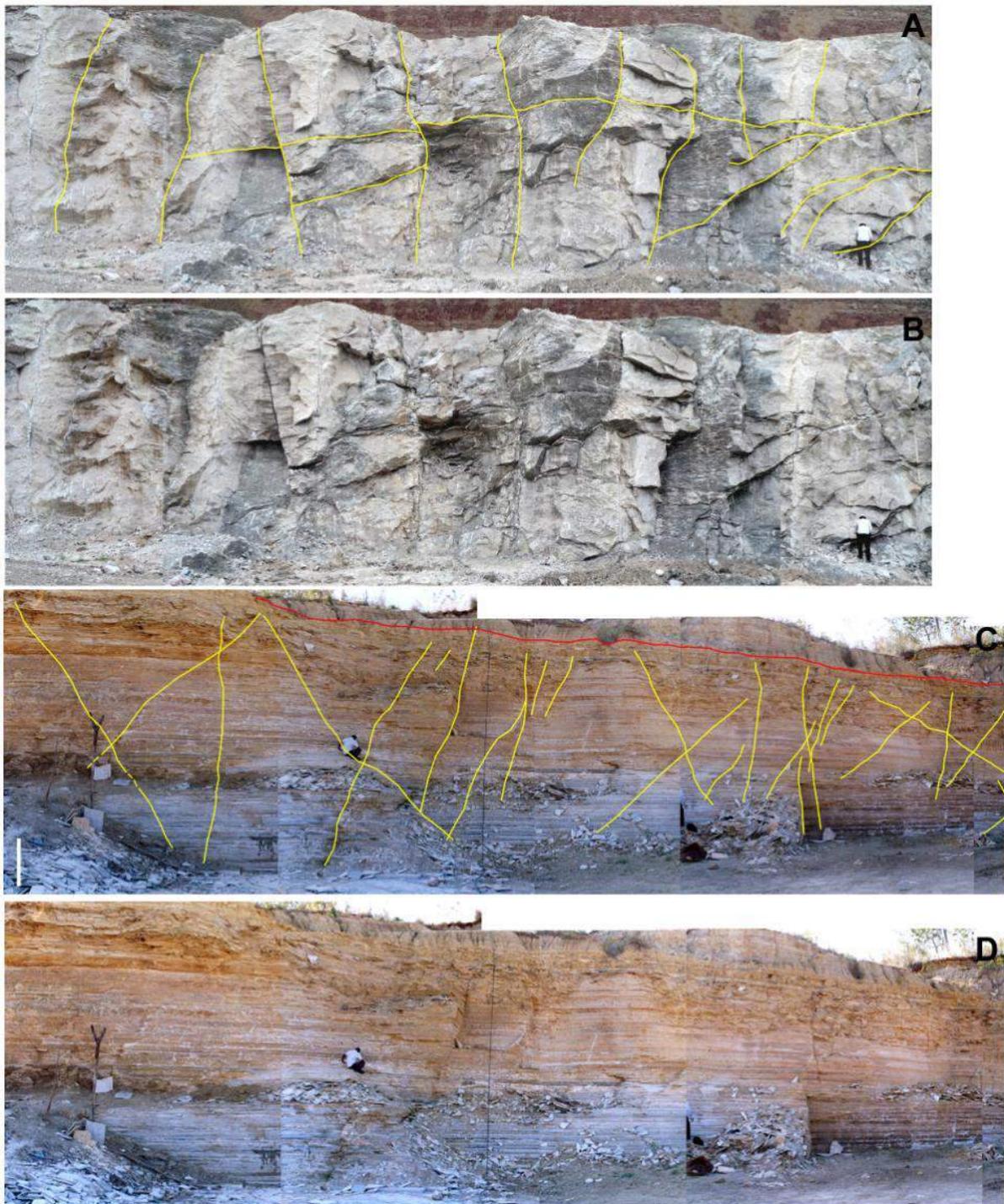


Figura 9.1 – Exemplos dos painéis selecionados para a construção do modelo geológico envolvendo reservatório (calcário laminado) e capa selante (evaporitos). A e B) Afloramento dos evaporitos da Formação Ipupi (com e sem a interpretação estrutural); C e D) Afloramentos de calcário laminado da Formação Crato (com e sem a interpretação estrutural).

A partir de painéis fotográficos, como os que são mostrados na figura 9.1, foi gerado um modelo geológico vetorizado que possui 348 nós geométricos e 52 superfícies, o que resultou na geração da malha de elementos finitos com 62.183 nós e 123.905 elementos (Fig. 9.2). Este modelo incorporou os parâmetros petrofísicos, mecânicos, petrográficos e geológicos obtidos por esta pesquisa, e representou o produto a partir do qual a execução de simulações numéricas pôde ser realizada. Esta pesquisa não trata dos processos de simulação em si, mas apenas de como o modelo geológico final, que foi entregue para o processo de simulação, foi construído, seguindo a metodologia proposta para incluir de forma eficiente os dados das estruturas rúpteis existentes nas litologias estudadas.

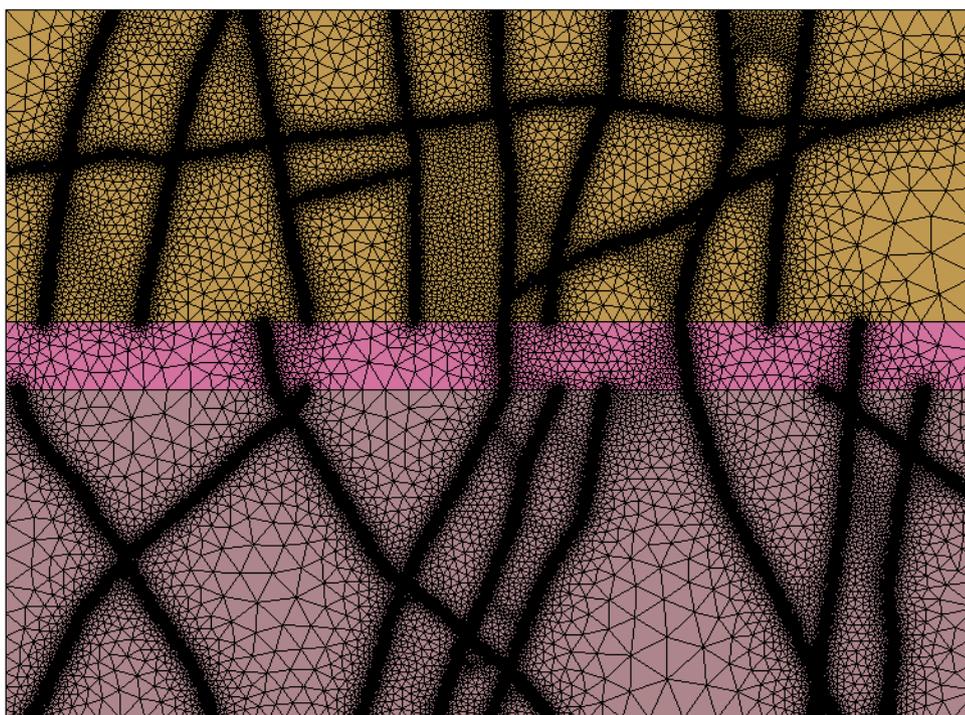


Figura 9.2 – Modelo geométrico 2D das rochas estudadas nos afloramentos das minas, em malha de elementos finitos construída no programa CODE_BRIGHT, empregando a metodologia *Mesh*. As cores do modelo indicam os diferentes tipos de rocha: camada superior (laranja) representa o pacote de gipsita (Formação Ipubi); a camada intermediária, rosa, representa o folhelho (Formação Ipubi); e a camada basal (roxo) representa o calcário laminado (Formação Crato).

9.2 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA HIDROMECAÂNICA

O objetivo desta parte do trabalho é exemplificar alguns resultados obtidos com os modelos geológicos construídos a partir da integração dos dados gerados nesta pesquisa. As simulações numéricas foram produzidas por pesquisadores do LMCG-UFPE, a partir do programa CODE_BRIGHT.

O caso aqui mostrado tratou as fraturas naturais das formações Crato e Ipubi como regiões de permeabilidade baixa, devido ao fato de que em condições de reservatório tais estruturas estariam preenchidas por minerais (calcita e gipsita). O objetivo principal foi simular a injeção de fluido a uma determinada pressão, acima da pressão original da formação, em um extremo do reservatório e verificar o deslocamento dos fluidos na direção ao outro extremo do modelo (Fig. 9.3). Devido ao acoplamento entre o problema hidráulico e o mecânico, foi possível verificar se ocorre a perda da integridade mecânica e hidráulica dos preenchimentos das fraturas e o conseqüente fluxo de fluido, uma vez que a matriz rochosa é aqui tratada como impermeável, e não participa do fluxo. Para isto, foi adotado o modelo constitutivo de dano à tração para o material da fratura.

A realização desse caso serviu para se verificar o efeito da reativação das estruturas, ou perda de integridade mecânica e hidráulica das fraturas, a partir da imposição de um regime de fluxo no meio naturalmente fraturado. Foi possível verificar a possibilidade de abertura das fraturas que atravessam não apenas o reservatório carbonático, mas também a rocha capeadora evaporítica, o que poderia gerar a circulação de fluido subsaturado de sal (gipsita) e gerar processos de dissolução na camada capeadora.

Destaca-se ainda, a importância deste estudo para a observação da variação geométrica das fraturas, no sentido de alteração de sua abertura em termos de convergência (fechamento), ou de divergência (dilatação), e movimentação dos blocos de rocha intacta delimitados pelo cruzamento entre as fraturas. Neste caso, apenas as fraturas de grande dimensão foram consideradas, onde na camada de calcário laminado as aberturas das fraturas variam de 12 a 14 centímetros, enquanto que para a gipsita as aberturas médias consideradas foram de 15 centímetros. O modelo pré-processado e sua malha de elementos finitos podem ser observados, respectivamente, nas figuras 9.3 e 9.4.

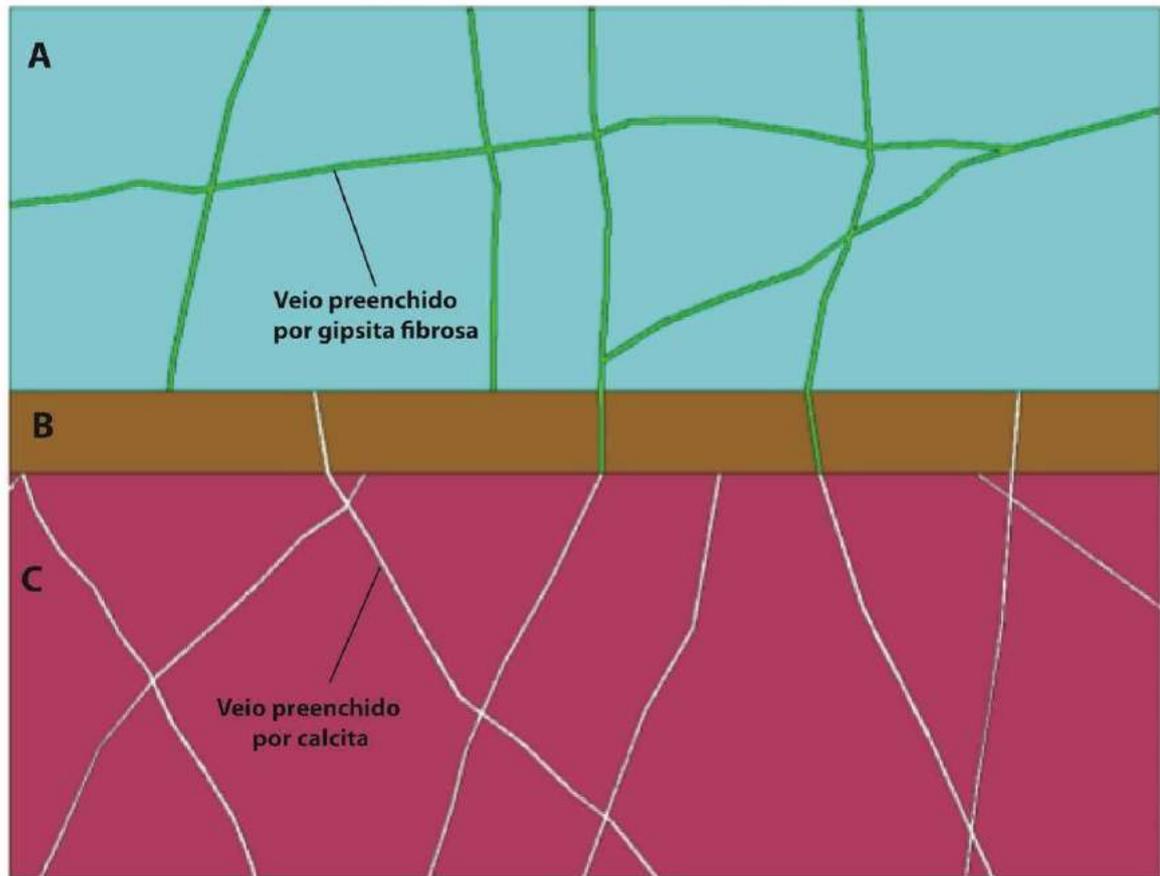


Figura 9.3 - Construção de modelo numérico (sem a malha) baseado nas geometrias reais dos corpos de rocha e das estruturas. A) Formação Ipubi, gipsita laminada; B) Base da Formação Ipubi, folhelhos negros; e C) Formação Crato, calcário laminado.

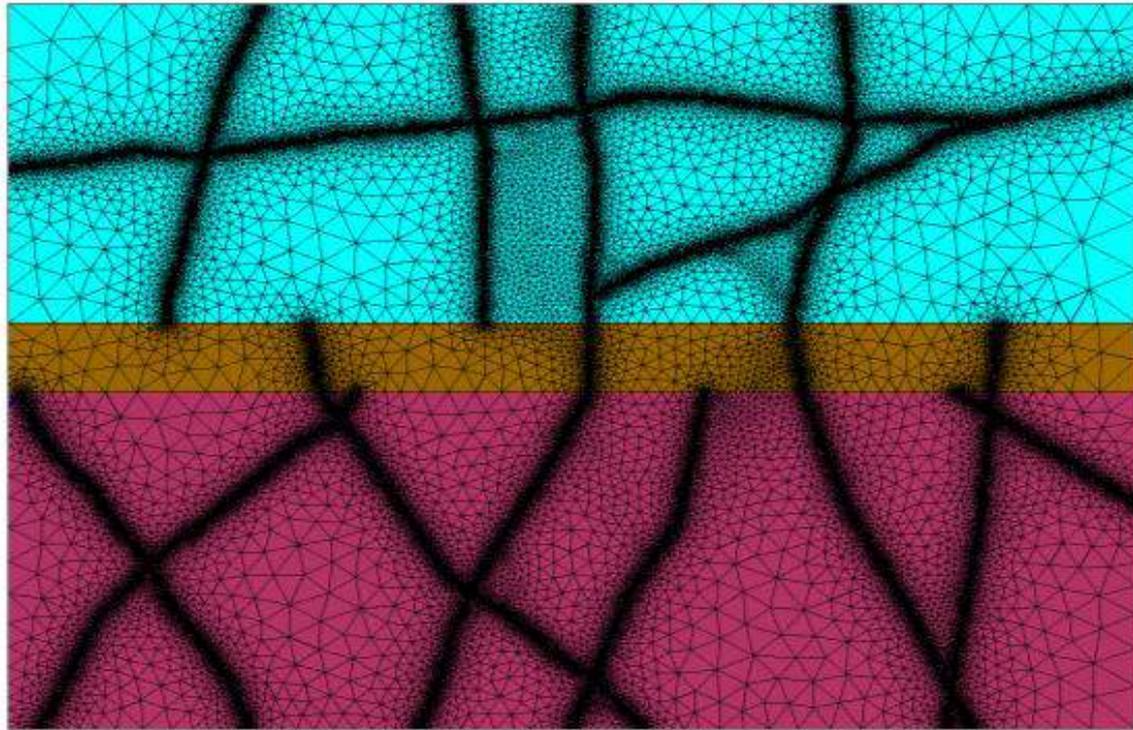


Figura 9.4 - Modelo geométrico em malha de elementos finitos (não estruturada), com 32.293 nós e 64.259 elementos. Modelo que foi parametrizado (condições de contorno) para o desenvolvimento das simulações.

A malha de elementos finitos do modelo foi refinada na região das fraturas para melhor representar, em escala apropriada, as propriedades dos materiais de preenchimento uma vez que nas análises será verificada a perda de integridade mecânica destes materiais, observando-se o fluxo de fluido devido ao aumento da permeabilidade como função do dano produzido no material de preenchimento devido a consequente perda de rigidez.

As condições de contorno foram definidas da seguinte forma: as camadas apresentam deslocamento restrito nas suas fronteiras laterais, e a camada de calcário, aqui tratada como a rocha reservatório, possui uma pressão de injeção e de produção prescritas nas suas fronteiras laterais. Essa pressão de injeção foi de cerca de 1,2 MPa abaixo da pressão inicial, enquanto que a de injeção é de aproximadamente 2,5 MPa acima da pressão inicial. O topo da camada de gipsita foi submetido a uma tensão vertical de 1,5 MPa representando um soterramento de 150 metros. A camada de calcário, tratada como o reservatório, com a permeabilidade da matriz $k_0=1,0 \times 10^{-18} \text{m}^2$ e os veios calcíticos com permeabilidade $k_0=1,0 \times 10^{-16} \text{m}^2$.

O campo inicial de pressão de líquido e as tensões verticais iniciais estão apresentados na figura 9.5. A análise foi realizada considerando a deformação plana das unidades litoestratigráficas.

A partir dos parâmetros petrofísicos obtidos pela pesquisa (vide Cap. 7) (Tabela 9.1), foi realizada uma correlação com dados da literatura para obtenção do módulo de elasticidade estático a partir dos dados de propriedades dinâmicas (Bastos *et al*, 1995).

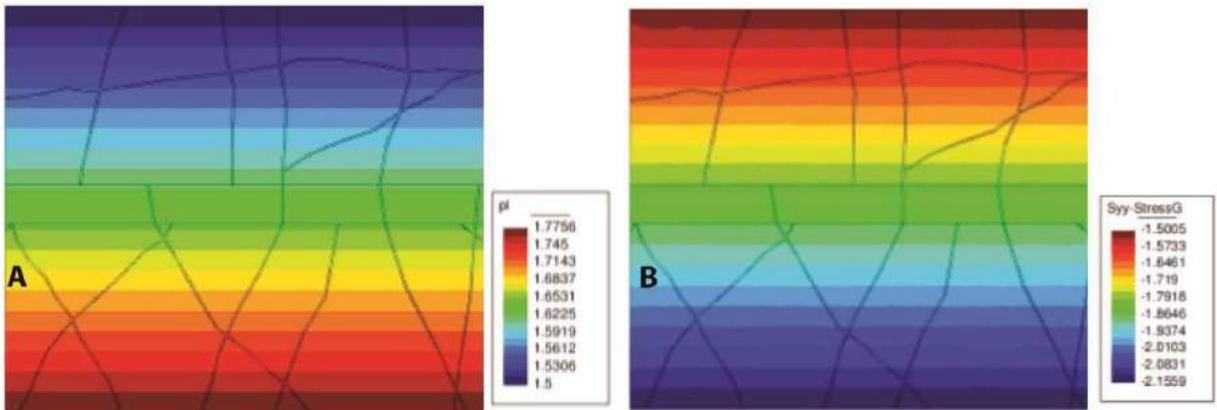


Figura 9.5 - Condições iniciais de pressões de fluido e tensões verticais do modelo geomecânico: A) Pressão de fluido; B) Tensões verticais. P_l = Pressão do líquido em MPa; S_{yy} StressG = Tensor máximo vertical. A simulação realizada a partir da injeção de fluido do lado esquerdo do modelo, e a produção no lado direito.

Os módulos elastodinâmicos apresentam, em geral, valores mais elevados que os seus correspondentes estáticos. Isto se deve ao fato de que no caso dinâmico os deslocamentos das partículas de rocha são de pequena amplitude e de frequência muito elevada, o que dificulta esses deslocamentos, levando quase sempre a uma aparente resistência maior da rocha e, portanto, maiores módulos elásticos dinâmicos em comparação com os correspondentes módulos estáticos. Essa diferença entre módulos estáticos e dinâmicos é invariavelmente maior nas rochas menos consolidadas, tendendo a uma diferença próxima de zero para as rochas mais bem consolidadas e/ou cimentadas (Bastos *et al.*, 1995).

Tabela 9.1. Propriedades petrofísicas dos litotipos utilizados para a construção do modelo geomecânico sintético e da simulação numérica.

Propriedades do Material	Gipsita	Folhelho	Calcário	Veio (gipsita fibrosa)	Veio (calcita)
Módulo de Elasticidade Dinâmico (MPa)	45870	--	62740	37060	73330
Módulo de Elasticidade Estático (MPa)	31457	20100	43029	25415	50292
Coefficiente de Poisson	0,328	0,35	0,272	0,358	0,282
Resistência à tração (MPa)	Elástico	Elástico	Elástico	0,2	0,5
Permeabilidade (m ²)	1x10 ⁻²⁰	1x10 ⁻²⁰	1x10 ⁻¹⁸	1x10 ⁻²⁰	1x10 ⁻¹⁶
Porosidade (%)	0,01	0,10	0,12	0,02	0,011

A partir da simulação realizada, para um período de 10 anos de injeção, empregando-se o modelo de dano à tração para as fraturas e um modelo elástico linear para as rochas, verificou-se uma reativação das fraturas devido ao dano produzido no material de preenchimento na região da injeção, que se estendeu para o fraturamento pré-existente da gipsita. Isto pode ser verificado através da distribuição final da variável de dano na Figura 9.6. A variável de dano representa a intensidade do dano sofrido e a consequente degradação da propriedade de rigidez do material. Conforme observado na simulação numérica, as fraturas sofreram danos a partir do processo de injeção (vermelho, dano = 100%), mas a matriz da rocha foi preservada (azul, dano = 0). Devido a reativação de uma fratura, foi identificado que ocorreu um deslocamento da camada de folhelho com uma possível geração de falha normal (Figs. 9.6 e 9.7).

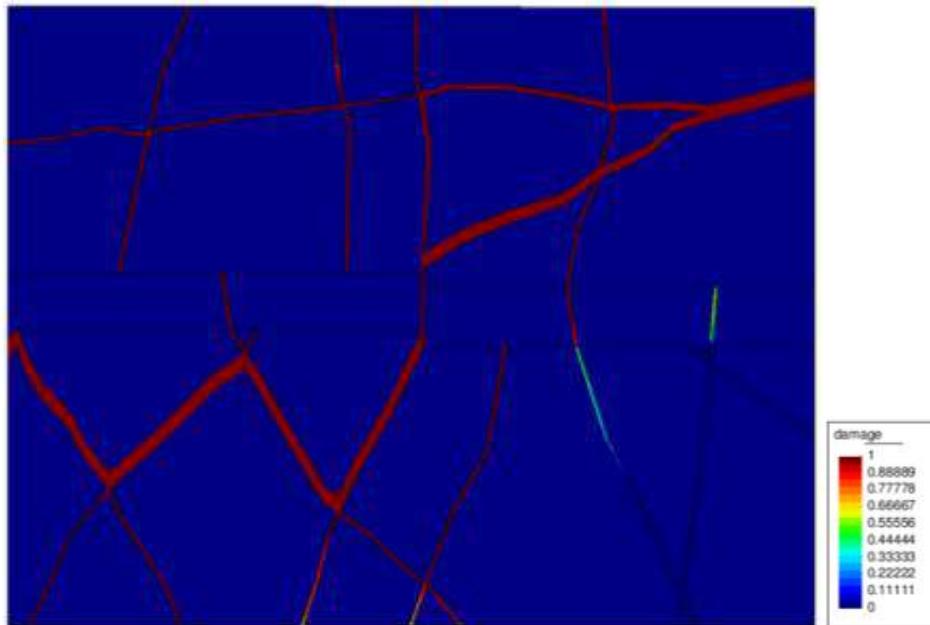


Figura 9.6 - Simulação numérica da distribuição final da variável de dano – reativação do fraturamento. A simulação foi realizada com o poço injetor do lado esquerdo e o produtor do lado direito. *Damage* = dano.

Foi possível observar que a variável de dano está correlacionada diretamente com a variação da permeabilidade nas fraturas, a medida que o preenchimento é modificado (Fig. 9.7). E também, foi visto que o fluxo ocorreu a partir do dano nas fraturas, ou seja, a partir do aumento da permeabilidade nessas estruturas.



Figura 9.7 - Simulação numérica da distribuição final do Log da permeabilidade. Este resultado mostra o fenômeno de reativação das estruturas, com deslocamento dos blocos.

CAPÍTULO 10 – DISCUSSÕES

A metodologia desenvolvida nesta pesquisa envolveu a caracterização geológica e geomecânica de depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe. A integração de várias técnicas revelou aspectos intrínsecos destas unidades litoestratigráficas que foram relacionados desde a escala de bacia e de reservatório até a escala de lâminas petrográficas. A relação dessas informações em multi-escala foi o objetivo principal do presente trabalho que visou a busca de uma metodologia eficiente e robusta para construir um banco de dados para a realização de simulações numéricas, baseada em elementos finitos, de um sistema petrolífero análogo.

Através da descrição geológica detalhada da Formação Crato foi possível classificá-la como um reservatório naturalmente fraturado, que pode ser utilizado como análogo para unidades carbonáticas existentes em bacias marginais, especialmente para unidades caracterizadas como laminitos, como no caso da Formação Barra Velha (Catto, 2015), que faz parte da camada pré-sal da Bacia de Santos e que é considerada como uma província petrolífera de importância mundial.

O tema de reservatórios naturalmente fraturados tem sofrido um vasto avanço nas últimas duas décadas devido à existência de importantes campos de petróleo classificados nesta modalidade de reservatórios, como por exemplo: Abu Dhabi (Emirados Árabes), Bacia Safurah (Arábia Saudida), Bacia Shilaif-Natih (Oman) e Formação Eagle Ford (Texas-EUA).

De acordo com os parâmetros permoporosos, os reservatórios de petróleo também podem ser classificados como reservatórios convencionais ou não-convencionais (Zou *et al.*, 2012; Zou *et al.*, 2014). Os reservatórios convencionais possuem porosidade e permeabilidade que permitem a produção primária, já os reservatórios não-convencionais possuem porosidade média (~10%) e permeabilidade abaixo de 0,1 mD, o que impede a produção primária e demanda a estimulação físico/química do reservatório (Cander, 2012; Zhu *et al.*, 2012).

Recentemente o estudo do comportamento geológico de reservatórios não-convencionais tem sido alvo de grandes investimentos realizados por companhias de petróleo, devido a importância econômica da recuperação de óleo e gás nestes tipos de rocha. A bibliografia existente sobre os reservatórios não-convencionais tem se concentrado principalmente na descrição de reservatórios compostos por rochas siliclásticas e folhelhos (Masters, 1979; Zhang *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2012; Zou *et al.*, 2012). Porém, recentemente alguns trabalhos também tem demonstrado a importância de rochas carbonáticas na acumulação não-convencional de óleo e gás (Guerriero *et al.*, 2010; Caineng *et al.*, 2010; Clarkson *et al.*, 2012).

As características geológicas e permoporosas obtidas para os calcários laminados da Formação Crato permitem classificá-los como um reservatório análogo naturalmente fraturado do tipo 4 (Nelson, 1987, 2001), bem como também classificá-los como possível análogo de campo para reservatórios não-convencionais do tipo *tight*. Em outras palavras, os calcários laminados da Formação Crato possuem uma porosidade primária média e uma permeabilidade muito baixa, além de conter famílias de fraturas preenchidas por calcita, formando barreiras hidráulicas.

Apesar da ocorrência de preenchimento calcítico nos veios da Formação Crato, estas estruturas podem também obter o comportamento de canais para o fluxo de fluido. Devido a possibilidade destas estruturas serem reativadas com a injeção de algum fluido químico-reativo e/ou a indução da geração de fraturas hidráulicas que podem aproveitar os planos das famílias de veios pré-existentes. Foi verificado que as fraturas da Formação Crato ocorrem sistematicamente orientadas em duas direções: *set* 1 NW-SE e *set* 2 NE-SW. Onde a família 2 possui o maior número de *clusters* e maior deformação (maior abertura).

Vale ressaltar a importância da caracterização regional das rochas do embasamento cristalino da Bacia do Araripe que também foi abordada nesta pesquisa. Foi observado que as fraturas naturais da Formação Crato ocorrem essencialmente paralelas às estruturas observadas no embasamento cristalino adjacente à Bacia do Araripe, e esta é uma característica típica de fraturas regionais (Nelson, 2001). O padrão sistemático de orientação das fraturas regionais (veios e juntas) dos calcários laminados está intimamente relacionado com estruturas formadas pela trama dúctil do embasamento, que possuem direção NE-SW, e com as estruturas frágeis de direção NW-SE. É conhecido que sistemas de fraturas regionais produzem vasta quantidade de hidrocarbonetos em numerosos campos de petróleo no mundo, como por exemplo nos campos de *Big Sandy* and *Altmount-Blue Bell* (Nelson, 2001). Desta forma, tentou-se no presente estudo abordar o entendimento da geração das fraturas naturais desde o modelo de abertura da bacia, cujas estruturas influenciaram, e influenciam, a criação de fraturas em períodos tardios do soterramento, e assim representam importante fator de definição do comportamento destas estruturas.

CAPÍTULO 11 – CONCLUSÕES

Nesta pesquisa foi aplicada uma metodologia inédita para caracterização geológica e geomecânica de rochas contendo fraturas naturais, visando a simulação numérica de análogos de reservatórios - calcários laminados da Formação Crato. A metodologia de caracterização de sistemas de fraturas também foi aplicada às rochas evaporíticas, predominantemente composta por gipsita, da Formação Ipubi, que dentro da modelagem foi tratada como a rocha capeadora selante do sistema petrolífero análogo.

O estudo do comportamento tectônico da Bacia do Araripe, em escala regional, foi de suma importância para entender a geração dos sistemas de fraturamento que influenciaram a deformação das litologias estudadas. De acordo com a caracterização geológica regional da Bacia do Araripe foi proposto um modelo que envolve dois possíveis eventos tectônicos, um relacionado a uma ruptura do tipo *pull apart* (Paleozoico), e outra associada ao rifte distensional cretácico. Essas informações são importantes porque a reativação das estruturas do embasamento, durante a formação da bacia no Paleozoico e Cretáceo, quanto às reativações tardias, pós-Albiano, podem ter aproveitado estruturas de ambos os eventos, criando sistemas tardios de fraturas que precisam ser corretamente relacionados com a história diagenética dos estratos de interesse. As direções preferenciais NW-SE e NE-SW dos lineamentos estruturais (topográfico e gravimétrico) observados no embasamento e no interior da Bacia do Araripe, exibem correlação com as direções das famílias das fraturas extensionais tardias observadas nos calcários laminados e nos evaporitos. A formação dos *sets* de fraturas naturais da Formação Crato, *set 1* (NW-SE) e *set 2* (NE-SW), possivelmente foram influenciados pelos planos de fraqueza das estruturas pretéritas do embasamento. Nos depósitos da Formação Ipubi, embora a ocorrência limitada da halocinese, e de forma mais expressiva, de processos de diagênese, tenha produzido estruturas tardias, foi possível observar que os veios com abertura maior que 3,5 mm possuem um comportamento tectônico com tendência de fraturamento na direção N60E, e que também podem estar relacionados com a estruturação tectônica da bacia.

As principais estruturas identificadas nos calcários laminados da Formação Crato foram: fraturas de cisalhamento (falhas normais) sin-sedimentares, fraturas de extensão (juntas e veios), juntas de alívio de pressão, fraturas vulgares (carstificação) e estilólitos. Apesar da complexa estruturação observada (falhas, dobras e fraturas) na Formação Ipubi, a pesquisa se limitou apenas às estruturas rúpteis que foram classificadas como veios (preenchidos por gipsita/argilominerais), verticais a subverticais.

As fraturas naturais, veios calcíticos, dos calcários laminado representaram o interesse principal deste trabalho. Determinou-se que essas estruturas ocorrem preferencialmente em dois *sets*: *set 1* -

NW-SE, que apresenta maior frequência; e *set 2* - NE-SW, que apresenta menor frequência, porém possui maior número de *clusters* e fraturas com maior abertura (maior *strain*). De acordo com a classificação de fraturas naturais proposta por Nelson (2001), as fraturas extensionais mapeadas nos calcários laminados da Formação Crato podem ser classificadas como fraturas regionais devido a alguns aspectos do contexto geológico regional da Bacia do Araripe controlam essencialmente a orientação dessas fraturas.

A aplicação da técnica de escalas, *scanline* linear, em depósitos evaporíticos com o propósito de entender o sistema de fraturas presente nessas rochas, apresenta caráter inédito e, apesar das dificuldades encontradas, tal análise se provou interessante na caracterização robusta de estruturas de deformação também nesse tipo de rocha. O método de *scanline* proporcionou a aquisição de informações relevantes para a previsão do comportamento espacial das fraturas de maior e menor abertura através dos coeficientes e expoentes das leis de potência (método de escalas) encontradas através da correlação frequência acumulada e valores de aberturas. Esses dados foram utilizados com aceitável nível de incertezas para a confecção de modelos empregados em casos de simulação numérica.

A partir do estudo petrográfico dos carbonatos do nível C6 da Formação Crato e dos litotipos evaporíticos da Formação Ipubi, foi possível caracterizar as litologias e os materiais de preenchimento das fraturas em ambas as formações. Este aspecto é de extrema importância para a simulação do comportamento mecânico dos cenários numéricos. Foi observado que a matriz dos calcários laminados é essencialmente micrítica e possui um padrão de porosidade intergranular, com substituição local por sílica e óxido de Ferro. Os veios dos calcários laminados ocorrem totalmente selados por calcita recristalizada. A descrição petrográfica dos calcários laminados também foi extremamente relevante para quantificação das microfraturas ao longo das linhas de varredura. As *microscanlines* foram utilizadas para a mitigação de erros e incertezas produzidos pelos artefatos gerados pela dificuldade da leitura a olho nu das fraturas com menor abertura ao longo das *scanlines* realizadas em escala de afloramento. A correlação dos dados de *scanline* nas escalas de afloramento e lâmina petrográfica, permitiu a obtenção dos parâmetros das leis de potência com maior confiabilidade.

Observou-se que a distribuição dos poros dos calcários laminados exerce controle sobre parâmetros petrofísicos importantes como a porosidade e a permeabilidade. A análise petrofísica dos calcários laminados da Formação Crato permitiu classifica-los como um análogo de reservatório não-convencional naturalmente fraturado, com matriz de porosidade primária média (11%) e baixa permeabilidade (0,1 mD). Com a integração dos dados petrográficos e petrofísicos dos calcários laminados foi possível observar que os parâmetros permoporosos desta rocha são dominados por microporos (porosidade intergranular o intrapartícula) (Lucia, 1995). As propriedades petrofísicas das

fraturas naturais preenchidas (veios) mostraram que a calcita espática não possui permeabilidade. Porém, este tipo de calcita é mais solúvel que a matriz e, de acordo com a simulação numérica hidromecânica, pode sofrer uma reação de dano maior que a matriz micrítica dos calcários laminados, tornando-se essenciais para o fluxo de hidrocarbonetos, após um estímulo mecânico. Os diferentes litotipos evaporíticos da Formação Ipubi (gipsita laminada/bandada, gipsita microcristalina, gipsita fibrosa e anidrita/gipsita) foram bem diferenciados de acordo com a densidade de grãos. Os evaporitos da Formação Ipubi apresentaram baixíssimos valores de permeabilidade e porosidade, como esperado, o que os coloca como análogo de uma rocha capeadora.

A obtenção de parâmetros geomecânicos dos calcários laminados com uso do martelo de *Schmidt* revelou uma correlação incipiente entre valores de elasticidade efetiva *versus* a densidade de fraturamento, porém foi possível observar uma correlação positiva entre a elasticidade efetiva dos calcários laminados e a espessura das camadas dos laminitos. Estes dados sugerem que o nível C6 dos da Formação Crato possivelmente possui diferentes fácies mecânicas que governam a densidade de fraturamento no pacote carbonático. Foi obtido também valores médios de UCS para os calcários laminados com aproximadamente 110 MPa. Na Formação Ipubi, foi possível caracterizar de forma confiável os diferentes litotipos de gipsita de acordo com a elasticidade efetiva de cada amostra estudada. Os resultados mostraram que a utilização de esclerômetros com o objetivo de se obter parâmetros mecânicos de forma barata e rápida em afloramentos, e que pode ser utilizada em complemento aos ensaios clássicos de laboratório, devendo esse tipo de estudo ser ampliado. A grande vantagem desta técnica é a obtenção rápida da elasticidade efetiva da rocha, o que pode facilitar a criação de modelos geomecânicos simplificados, e de baixo custo de execução.

A simulação numérica hidromecânica do caso escolhido, representando um procedimento de injeção de fluido para a produção, permitiu compreender, em escala reduzida, os efeitos desse processo sobre a rede de fraturas do modelo integrado com os parâmetros obtidos por esta pesquisa. De acordo com a simulação numérica realizada para um período de 10 anos, empregando-se o modelo de dano à tração para as fraturas e um modelo elástico linear para as rochas, foi observado uma reativação das fraturas, ou seja, as fraturas naturais foram totalmente danificadas e a matriz da rocha foi preservada. Isto permitiu produzir um fraturamento hidráulico a partir da reativação das principais estruturas pré-existentes.

A metodologia desenvolvida nesta pesquisa para a caracterização geológica e geomecânica de campo, visando a modelagem geomecânica de um sistema petrolífero análogo, com um reservatório carbonático naturalmente fraturado e uma unidade evaporítica capeadora, proporcionou a tradução de dados geológicos reais para a simulação numérica de fluxo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Al-Chalabi, M. 1972. Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimization. *Geophys. Prosp.*, 20, 1-16.
- Alhilali, K. A., Shanmugam, G. 1991. Utility of rock mechanical facies for rock classification, characterization and correlation. In: *Proceedings of the 1st Archie conference, the integration of geology, geophysics, petrophysics and petroleum delineation, description and management.* AAPG, 80-103 (SP26).
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck H.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: *SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas, Boletim 6, 363-391.*
- Almeida, C. 2010. Análise da Deformação Pós-Rifte na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 108p.*
- Angelier, J. & Mechler, P. 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalment utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bull. Soc. Geól. France*, 19, 1309-1318.
- Assine, M.L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3), 289-300.
- Assine, M.L. 1994. Paleocorrentes e Paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(4), 223-232.
- Assine, M.L. 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 371-389.
- Atmaoui, N., Kukowski, N., Stockhert, B., and König, D. 2006. Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: Insights from scaled clay experiments: *International Journal of Earth Sciences*, 95(2), 225–238.
- Aydin, A., Nur, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence: *Tectonics*, 1, 91–105.
- Aydin, A., Basu, A. 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81, 1-14.
- Bahat, D. 1983. New aspects of rhomb structures: *Journal of Structural Geology*, 5, 591–601.
- Barbosa, J.A., Hessel, M.H., Neumann, V.H. 2004. Biválvios da Formação Crato, Bacia do Araripe. *Reunião Anual Regional da SBP - Paleo 2004, Recife, Boletim de Resumos*, 6.

- Barton, C.A. & Zoback, M.D., 1992. Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass scientific drill hole. *Journal of Geophysical Research* 97, 5181-5200.
- Bastos, A. C., Dillon, L. D., Soares, J. A., Vasquez, G. F. 1995. Estimativa dos perfis de constantes elásticas em carbonatos pouco permeáveis a partir de dados laboratoriais. 4th International Congresso of the Brazilian Geophysical Society.
- Basu, A., Aydin, A. 2004. A method for normalization of Schmidt hammer rebound values. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41, 1211-1214.
- Belfield, W.C. & Sovich, J.P., 1995. Fracture statistics from horizontal wellbores. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 34, 47-50.
- Beurlen, K. 1963. Geologia e Estratigrafia da Chapada do Araripe. In: XVII Congr. Bras. Geol. Recife. 47p.
- Beurlen, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 43, 411-415.
- Beutner, E. C. & Diegel, F. A. 1985. Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg slate, New Jersey. *American Journal of Science*, 285, 16-50.
- Bonnet, E., O. Bour, N. E. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, and B. Berkovitz, 2001. Scaling of Fracture Systems in Geological Media. *Reviews of Geophysics*, 39(3), 347-383.
- Bourbiaux, B. 2010. Fractured reservoir simulation: a challenging and rewarding issue. *Rev. IFP*, 65(2), 227-238.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani G, Milani E.J., Thomaz Filho A.T., Campos D.A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 151–182.
- Burchfiel, B.C. & Stewart, J.H. 1966. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California: *Geological Society of America Bulletin*, 77, 439–442.
- Caineng, Z., Guangya, Z., Shizhen, T., Suyun, H., Xiaodi, L., Jianzhong, L., Dazhong, D., Rukai, Z., Xuanjun, Y., Lianhua, H., Hui, Q., Xia, Z., Jinhua, J., Xiaohui, G., Qiulin, G., Lan, W., Xinjing, L., 2010. Geological features, major discoveries and unconventional petroleum geology in the global petroleum exploration. *Petroleum Exploration and Development* 37(2), 129-145.

- Cander, H., 2012. What are unconventional resources? A simple definition using viscosity and Permeability. In: Geologist, A.A.o.P. (Ed.), AAPG Annual Convention and Exhibition. American Association of Petroleum Geologists and Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK, USA.
- Castro D.L. & Castelo Branco R.M.G. 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias rifte do Vale do Cariri (NE do Brasil), com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, 17:129-144.
- Cavalcante, J. C. (org.) 2003. Atlas Digital de Geologia e Recursos Minerais do Ceará. Escala 1:500.00. Fortaleza: CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Chang H.K.R., Koswmann R.O., Figueiredo A.M.F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*, 11(3):194.
- Catto, B. 2015. Laminitos microbiais no Membro Crato (Neo-Aptiano), Bacia do Araripe, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 111p.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54, 207-250.
- Clark, M.B., Brantley, S.L., Fisher, D.M., 1995. Power-law vein thickness distributions and positive feedback in vein growth. *Geology*, 23, 975-978.
- Clarkson, C.R., Jensen, J.L., Chipperfield, S. 2012. Unconventional gas reservoir evaluation: what do we have to consider? *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 8(0), 9-33.
- Cobbold, P.R., Zanella, A., Rodrigues, N., Løseth, H. 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine Petroleum Geology*, 43, 1-20.
- Cobbold, P.R., Zanella, A., Ruffet, G., Rodrigues, N., Loseth, H. 2012. Beef (BeddingparallelFibrous Veins): Worldwide Occurrence and Significance in Terms of Fluid Overpressure, Hydrocarbon Generation and Mineralization (Including Sulfides, Emerald, Uranium or Gold). American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Long Beach, California. 22-25 April.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica, Seção de Petróleo*, 15, 1-7.

- Crowell, J.C. 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California, in Dickinson, W.R., ed., *Tectonics and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication 22*, 190–204.
- De Castro, D.L., 2011. Gravity and magnetic joint modeling of the Potiguar rift basin (NE Brazil): basement control during Neocomian extension and deformation. *J. S. Am. Earth Sci.* 31, 186–198.
- De Castro, D.L., Bezerra, F. H. R., Sousa, M. O. L., Fuck, R. A. 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics.* 54, 29-42.
- Dershovitz, W. S., Herda, H. 1992. Interpretation of Fracture Spacing and Intensity. In: U.S. Symposium on Rock Mechanics, 33, 1992, Santa Fe, NM. Proceedings. Santa Fe, NM: American Rock Mechanics Association, 757-766.
- Deutsch, C.V. & Journel, A.G. 1998. *GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press, 2nd edition.
- Dooley, T. P. & Schreurs, G. 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574–575, 1–71.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-122.
- Ellis, M. 1986. The determination of progressive deformation histories from antitaxial syntectonic crystal fibers. *Journal of Structural Geology*, 8, 701-709.
- Ferrill, D. A., McGinnis, R. N., Morris, A. P., Smart, K. J., Sickmann, Z. T., Bentz, M., Lehrmann, D., Evans, M. A. 2014. Control of mechanical stratigraphy on bed-restricted jointing and normal faulting: Eagle Ford Formation, south-central Texas. *AAPG Bulletin*, 98, 2477-2506.
- Folk, R. L. 1962. Spectral subdivision of limestones types. In Ham, W.E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks: Tulsa*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 62-85.
- Fossen, H. 2012. *Geologia Estrutural*. Oficina de Textos, São Paulo, 575 p.
- Françolin J.B.L., Cobbold P.R., Szatmari P. 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe Basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Jour. Struct. Geol.*, 16, 647-661.

- Freund, R. 1971. The Hope Fault: a Strike Slip Fault in New Zealand: New Zealand Geological Survey Bulletin 86, 49p.
- Gale, J.F.W. & Gomez, L.A. 2007. Late opening-mode fractures in karst-brecciated dolostones of the Lower Ordovician Ellenburger Group, west Texas: recognition, characterization, and implications for fluid flow. AAPG Bulletin, 91, 1005–1023.
- Gianbastiani, M. 2005. Comportamento dependente do tempo de rochas sulfáticas de anidrita e gipso. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. Tese de doutorado, 465 p.
- Gillespie, P.A. Walsh, J.J. Watterson, J., Bonson C.G., Manzocchi, T. 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland. Journal of Structural Geology, 23, 183-201.
- Gillespie, P.A., Howard, C.B., Walsh, J.J., Watterson, J., 1993. Measurement and characterization of spatial distributions of fractures. Tectonophysics 226, 113-141.
- Gomes, H. A. 2001. Mapa geológico do Estado de Pernambuco. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil.
- Gomez, L.A., Laubach, S.E. 2006. Rapid digital quantification of microfracture populations. Journal of Structural Geology, 28, 408-420.
- Grassberger, P. 1983. Generalized dimensions of strange attractors. Physics Letters, 97A, 227-230.
- Gross, M.R., Eyal, Y. 2007. Throughgoing fractures in layered carbonate rocks. GSA Bulletin, 119(11/12), 1387-1404.
- Gross, M. R. 2003. Mechanical Stratigraphy: the brittle perspective. In: Seattle Annual Meeting, 2003, Seattle. Geological Society of America Abstracts with Programs, Seattle: The Geological Society of America, 35(6), 641-641.
- Gross, M.R., Engelder, T., 1995. *Strain* accommodated by brittle failure in adjacent units of the Monterey Formation, U.S.A. Scale effects and evidence for uniform displacement boundary conditions. Journal of Structural Geology 17, 1303-1318.
- Gudmundsson, A., 1987. Geometry, formation and development of tectonic fractures on the Reykjanes peninsula, southwest Iceland. Tectonophysics 139, 295-308.
- Guerriero, V, Iannace, A., Mazzoli, S., Parente, Vitale, S., Giorgioni, M. 2010. Quantifying uncertainties in multi-scale studies of fractured reservoir analogues: Implemented statistical analysis of scan line data from carbonate rocks. Journal of Structural Geology, 32, 1271-1278.

- Guimarães, I.P.; Da Silva Filho, A.F.; Almeida, C.N.; Van Schmus, W.R.; Araújo, J.M.; Melo, S.C.; Melo, E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt. *Revista Brasileira de Geociências*.
- Gurbuz, A. 2010. Geometric characteristics of pull-apart basins. *GSA Lithosphere*, 2(3), 199–206.
- Gustavson T.C., Hovorka S.D., Dutton A.R. 1994. Origin of Satim Spar Vein in Evaporito Basins. *Journal of Sedimentary Research, Sections A: Sedimentary Petrology and Processes*, 64, 88-94.
- Hatton, C.G., Main, I.G., Meredith, P.G. 1994. Non universal scaling of fracture length and opening displacement. *Nature*, 367, 160-162.
- Heffer, K.J. & Bevan, T.G. 1990. Scaling relationships and natural fractures: data, theory and applications. *Society of Petroleum Engineers*, 20981, 367-376.
- Heimhofer, U., Ariztegui, D., Lenninger, M., Hesselbol, S.P., Martill, D., Rios-Netto, A.M. 2010. Deciphering the depositional environment of the laminated Crato fossil beds (Early Cretaceous, Araripe Basin, North-eastern Brazil), *Sedimentology*, 57, 677-694.
- Hentschel, H.G.E. & Procaccia, I. 1983. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica*, 8D, 435-444.
- Hilborn, R.C. 1994. *Chaos and Nonlinear Dynamics*. Oxford University Press. 625p.
- Hooker, J.N, Laubach, S.E., Marrett, R. 2013. Fracture-aperture size – frequency, spatial distribution, and growth processes in strata-bounded and non-strata-bounded fractures, Cambrian Mesón Group, NW Argentina. *Journal of Structural Geology*, 54, 54-71.
- Hooker, J.N., Gomez, L.A., Laubaach, S.E., Gale, J.F.W., Marrett, R. 2012. Effects of diagenesis (cement precipitation) during rocks fracture opening on fracture aperture-size scaling in carbonate rocks. *Geological Society, Special Publications*, doi 10.1144/SP370.9.
- Japsen, P., Bonow, J. M., Green, P. F, Cobbold, P. R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira, A. 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *GSA Bulletin*, 124(5/6), 800–816.
- Jensen, J.L., Lake, L.W., Corbett, P.W.M., Goggin, D.J., 1997. *Statistics for Petroleum Engineers and Geoscientists*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Katz, O., Reches, Z., Roegiers, J.C. 2000. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37, 723-728.

- Kirkland, D.W. 2003. An explanation for the varves of the Castile Formation (Upper Permian), Texas and New Mexico, USA. *Sedimentology*, 50, 899-920.
- Kuiper, N.H. 1960. Tests concerning random points on a circle. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen (A)*63, 38-47.
- Laubach, S.E., 1997. A method to detect natural fracture strike in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 604–623.
- Laubach, S.E., Meghan, E.W. 2006. Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico. *Tectonophysics*, 419, 75-97.
- Laubach, S.E., Reed, R.M, Olson, J.E., Lander, R.H., Bonnell, L.M. 2004. Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. *Journal of Structural Geology*, 26, 967-982.
- Lourenço, S.L., Matos, G.C., Carvalho, B.R.B.M., Miranda, T.S. 2013. Análise estrutural com o uso de técnicas de sensoriamento remoto nos calcários da Fm. Crato na Bacia do Araripe, Sul do Ceará. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais. Chapada do Guimarães/MS.*
- Lucia, F. J. 1995. Rock-Fabric/Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. *AAPG Bulletin*, 79(9), 1275–1300.
- Lucia, F. J. 2007. *Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach*. Springer, 336p.
- Mabesoone, J. M. & Tinoco, I. M. 1973. Paleogeology of the Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 14, 97-118.
- Mabesoone, J. M., Castro, C. 1975. *Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro*. Recife, SBG, Bol.3, 5-36.
- Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Castro, D.L. 2014. The Araripe Basin in NE Brazil: an intracontinental *graben* inverted to a high-standing horst. *Tectonophysics*, 630, 251-264.
- Marrett, R., Laubach, S.E., Olson, J.E. 2007. Anisotropy and beyond: Geologic perspectives on geophysical prospecting for natural fractures. *The leading Edge*, 26(9), 1106-1111.
- Marrett, R., Ortega, O., Kelsey, C. 1999. Extent of power law scaling for natural fractures in rock. *Geology*, 27(9), 799-802.
- Martill, D. M. 1993. Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil. *The Paleontological Association; (London) Field Guides to Fossils*, 5, 159p.

- Martill, D., Loveridge, R., Heimhofer, U. 2007. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research*, 28, 613-620.
- Masters, J.A., 1979. Deep basin gas trap, Western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63(2), 152-181.
- Math, P. W., Ewart, H., E. Zadco, R. F. B. 2012. Rock Mechanical Facies: Classification and Use in Carbonate Reservoirs Offshore Abu Dhabi. In: Abu Dhabi International Petroleum Exhibition & Conference SPE 121524.
- MathWorks. 2010. MATLAB and Simulink for Technical Computing. MATLAB Central. Disponível em: < <http://www.mathworks.com/>>. Acesso em 10 de jan. 2010.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4), 776-791.
- Matos R.M.D. 1999. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: N.R. Cameron, R.H. Bate, V.S. Clure (eds.). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 153, 55-73.
- McCarthy, J. 1978. History of LISP. *Association for Computing Machinery - ACM SIGPLAN Notices*, 13(8), 217-223.
- Medeiros V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.
- Miranda, T. S., Barbosa, J. A., Newmann, V. H., Souza, M. D. F., Alencar, M. L., Santana, F. R., Fabin, C. E., Magalhães, J. R. G. 2012a. Densidade de fraturamento nos evaporitos aptianos da formação Ipubi, Bacia do Araripe: aplicação da técnica de *scanline*. 46 Congresso Brasileiro de Geologia.
- Miranda, T.S., Barbosa, J.A., Gomes, I.F., Neumann, V.H., Fernandes, R., Matos, G., Queiroz, R., Guimarães, L.J. 2012b. Aplicação da técnica de *scanline* à modelagem geológica/geomecânica de sistemas de fraturamento nos depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe, NE do Brasil *Boletim de Geociências da Petrobras*, 20, 305-326.
- Miranda, T.S., Magalhães, J.R., Barbosa, J.A., 2012c. Bacia do Araripe: Possível Sistema Pull-Apart? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, 2012, Santos. Anais: Sociedade Brasileira de Geologia.

- Miranda, T.S.; Magalhães, J.G.; Barbosa, J.A.; Correia, O.F.; Alencar, M.S. 2014a. Araripe Basin, NE Brazil: A rift basin implanted over a previous pull-apart system? In.: Atlantic Conjugate Margin Conference, St Jonh's, Canada.
- Miranda, T.S., Barbosa, J.A., Gale, J., Marrett, R., Gomes, I.F., Neumann, V.H. 2014b. Natural fracture characterization in Aptian carbonates, Araripe Basin, NE Brazil. In.: 76th EAGE Conference & Exhibition, Amsterdam, The Netherlands.
- Narr, W. 1991. Fracture Density in the Deep Subsurface; Techniques with Application to Point Arguello Oil Field. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 75(8), 1300-1323.
- Nelson, R.A. 1987. Fractured reservoir: turning knowledge into practice. Soc. Pet. Eng. J. 39(4), 407-14.
- Nelson, R.A. 2001. Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Gulf Professional Publishing. 352p.
- Neumann, V. H. & Cabrera, L. 1999. Una Nueva Propuesta Estratigráfica para la Tectonosecuencia post-rifte de la Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. In: Bol. 5º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur. Serra Negra-SP. UNESP, Rio Claro, 279-285.
- Neumann, V. H. M. L. 1999. Estratigrafía, Sedimentología, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil). Tese de Doutorado. Universidade de Barcelona. Barcelona. 244p.
- Neumann, V.H., Borrego, A.G., Cabrera, L., Dino, R. 2003. Organic matter composition and distribution through the Aptian–Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil. International Journal of Coal Geology, 54, 21-40.
- Neumann, V.H. & Assine, M.L. 2015. Stratigraphic proposal to the post-rift I tectonic-sedimentary sequence of Araripe Basin, Northeastern Brazil. In: 2nd International Congress on Stratigraphy, Graz, Austria.
- Neves, S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. Tectonics 22, 1031, doi: 10.1029/2001TC001352.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano

- metamorphism in eastern Borborema Province (NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149, 197-216.
- Neves, S.P., Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology* 21, 1369-1383.
- Oliveira, R. G. 2008. Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de Sua Margem Continental (Nordeste do Brasil). Tese de doutorado, Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN. 415p
- Olivella, S., J. Carrera, A. Gens & E. E. Alonso. 1996. Nonisothermal Multiphase Flow of Brine and Gas Through Saline Media. *Transport in Porous Media*, 15, 271-293.
- Ortega, O. & Marrett, R. 2000. Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. *Journal of Structural Geology*, 22, 571-588.
- Ortega, O. 2002. Fracture-size scaling and stratigraphic controls on fracture Intensity. PhD Thesis, University of Texas, at Austin. 426p.
- Ortega, O.J., Marrett, R.A., Laubach, S.E. 2006. A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, 90(2), 193–208.
- Peulvast, J. P. & Bétard, F., 2015. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology*, 233, 20-40.
- Ponte F.C. & Ponte Filho F.C. 1996. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife, DNPM, 68 p.
- Ramsay, J. G., & M. I. Huber. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*: London, Academic, 700 p.
- Rand, H.M. 1983. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia Araripe. Relatório interno da PETROBRAS, 11 p., caderno de dados e mapas.
- Rand, H.M. & Manso, V.A.V. 1984. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 4, Anais, 2011-2016.
- Rao, D.B. & Babu, N.R. 1991. A Fortran-77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Computers and Geosciences*, 17 (5): 655-667.

- Rouhrbaugh J.R., M.B., Dunne, W.M., Mauldon, M. 2002. Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, (86)12, 2089–2104.
- Sanderson, D. J. & Nixon, C. W. 2015. The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, 72, 55-66.
- Sanderson, D.J., Roberts, S., Gumiel, P. 1994. A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill core from La Codosera, Spain. *Economic Geology*, 89, 168-173.
- Sandwell, D.T. & Smith, W.H.F. 1997. Marine gravity from Geosat and ERS-1 satellite Altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102: 10039-10054.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C. 1999. *Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Zona transversal domain, Borborema province, NE Brazil*. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 73-84.
- Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 21, 61-76.
- Santos, R. F. V., Miranda, T. S., Barbosa, A., Gomes, I. F., Matos, G. C., Neumann, V. H. M. L., Guimarães, L. N., Gale, J. 2015. Analysis of potential uncertainties in opening-mode fractures characterization through the *scanline* technique of aptian carbonates, Araripe Basin, Northeast of Brasil. *In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Denver, CO*.
- Scherer, C.M.S., Jardim de Sá, E.F.J., Córdoba, V.C., Sousa, D.C., Aquino, M.M., Cardoso, F.M.C. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic-Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 49, 106-122.
- Schmidt E. 1951. A non-destructive concrete tester. *Concrete*, 59(8), 34-50.
- Schobbenhaus, C. (org). 2004. Programa Geologia do Brasil. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Jaguaribe. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Scholle, P. A. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*, AAPG Memoir 77.
- Sial A.N. 1986. Granite-types in Northeastern Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 52-72.
- Silva, A. L. & Newmann, V.H. 2002. Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre Carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe. *Boletim do 2º Workshop PRH-ANP/MCT dos Programas de Formação de Recursos Humanos para o Setor de Petróleo e Gás da UFPE*. Recife, 15-18.

- Silva, A. L. 2003. Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre Carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe em Afloramento Seleccionados. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências – Universidade Federal de Pernambuco. 118p.
- Silva, A. L.; Neumann, V. H.; Cabrera, L. 2002. Fácies Carbonáticas Laminadas da Formação Crato (Aptiano), Bacia do Araripe: Litofácies, Microfácies e Microestruturas. In: Bol. 6º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 3º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro-SP. UNESP, Rio Claro, 37-41.
- Silva, M.A.M. 1983. The Araripe Basin, Northeast Brazil; regional geology and facies analysis of lower Cretaceous evaporitic depositional complex. Columbia University, New York, Tese de Doutorado, 290p.
- Silva, M.A.M. 1986. Lower unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3), 306-310.
- Silva, M.A.M. 1988. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: Ambientes de deposição e história diagenética. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2(1), 53-63.
- Spector A. & Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35 (2): 293-302.
- Steele Jr., G. L., Gabriel, R. P. 1993. The Evolution of Lisp. *ACM SIGPLAN Notices*, 28(3), 231-270.
- Steer, P., Bigot, A., Cattin, R., Soliva, R. 2011. In-situ characterization of the effective elasticity of a fault zone and its relationship to fracture spacing. *Journal of Structural Geology*, 33, 1541-1553.
- Sylvester, A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.
- Talwani, M. & Ewing, M. 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25 (1): 203-225.
- Terra, G. J. S., Spadini, A. R., França, A. B., Sombra, C. L., Zambonato, E. E., Juschaks, L. C. S., Arienti, L. M., Erthal, M. M., Blauth, M., Franco, M. P., Matsuda, N. S., Silva, N. G. C., Moretti Junior, P. A., D'Avila, R. S. F., Souza, R. S., Tonietto, S. N., Anjos, S. M. C., Campinho, V. S., Winter, W. R. 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(1), 9-29.
- Terzaghi, R.D. 1965. Sources of error in joint surveys. 287-304.

- Tiab, D. & Donaldson, C. 2012. *Petrophysics - Theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. Third edition. Gulf professional publishing. 976p.
- Titus, S. J., Fossen, H., Pedersen, R. B., Vigneresse, J. L., Tikoff, B. 2002. Pull-apart formation and strike-slip partitioning in an obliquely divergent setting, Leka Ophiolite, Norway. *Tectonophysics*, 354, 101-119.
- Twiss, R.J. & Moores, E. M. 2007. *Structural Geology*, 2nd ed. New York. W. H. Freeman, 736 p.
- Van der Pluijm, B., & Marshak, S. 2004. *Earth Structure, Introduction to Structural Geology and Tectonics*, McGraw-Hill. W. W. Norton & Company, 672p.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Fetter A.H., Kozuch M., Dantas E.L., BABINSKI, M. 1998. The Borborema Province: a collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: *International Conf. Basement Tectonic*, 14, Ouro Preto, Extended Abstracts, 80–83.
- Vaucher A., Neves S.P., Caby M., Corsini M., Egydio Silva M., Arthaud M.H., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 247-266.
- Viles, H., Goudie, A. Grab, A., Lalley, J. 2011. The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: a comparative analysis. *Earth Surf.Process. Landforms*, 36, 320-333.
- Warren. J.K. 2006. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Verlag, Berlin, 1020p.
- Wong, T.F., Fredrich, J.T., Gwanmesia, G.D. 1989. Crack aperture statistics and pore space fractal geometry of Westerly granite and Rutland quartzite: Implications for an elastic contact model of rock compressibility. *Journal of Geophysical Research*, 94, 10267-10278.
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., Dooley, T. 2008. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1608-1623.
- Yilmaz, I., Sendir, H. 2002. Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in gypsum from Sivas (Turkey). *Engineering Geology*, 66, 211-219.
- Zhang, L., Bai, G., Luo, X., Ma, X., Chen, M., Wu, M., Yang, W. 2009. Diagenetic history of tight sandstones and gas entrapment in the Yulin Gas Field in the central area of the Ordos Basin, China. *Marine and Petroleum Geology*, 26(6), 974-989.

- Zhu, G., Gu, L., Su, J., Dai, J., Ding, W., Zhang, J., Song, L. 2012. Sedimentary association of alternated mudstones and tight sandstones in China's oil and gas bearing basins and its natural gas accumulation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 50(0), 88-104.
- Zou, C., Yang, Z., Zhang, G., Hou, L., Zhu, R., Tao, S., Yuan, X., Dong, D., Wang, Y., Guo, Q., Wang, L., Bi, H., Li, D., Wu, N. 2014. Conventional and unconventional petroleum "orderly accumulation": concept and practical significance. *Petrol. Explor. Develop.*, 41(1), 14-30.
- Zou, C., Zhu, R., Wu, S. 2012. Types, characteristics, genesis and prospects of conventional and unconventional hydrocarbon accumulations: Taking tight oil and tight gas in China as an instance. *Acta Petrolei Sinica*, 33(2), 173–187.

ANEXO 1 - TABELA DOS AFLORAMENTOS LEVANTADOS EM CAMPO

Segue abaixo as planilhas dos afloramentos visitados na região da Bacia do Araripe. Este documento é composto basicamente com as informações de localização dos afloramentos e minerações de calcário laminado (Fm. Crato) e gipsita (Fm. Ipubi). O sistema cartográfico adotado foi UTM (*Universal Transversa de Mercator*), 24M e Datum WGS-84.

Afloramento	UTM_N	UTM_E	Alt (m)	Mineração	Formação
PT-01	9143097	338425	526	Campevi	Romualdo
PT-02	9143520	338352	508	Campevi	Ipubi
PT-03	9143421	338365	514	Campevi	Ipubi
PT-04	9143460	338438	509	Campevi	Ipubi
PT-05	9145592	330185	586	Serra Suposta	Ipubi
PT-06	9148936	370888	564	Rocha Nobre	Ipubi
PT-07	9204548	420538	553	Chaves	Ipubi
PT-08	9212144	420694	584	Chaves Mina 5	Ipubi
PT-09	9213808	423076	527	Pedras Cariri	Crato
PT-09A	9213698	423168	521	Pedras Cariri	Crato
PT-10	9211866	420436	582	Chaves Mina 1	Ipubi
PT-11	9212602	422984	546	Pedras Cariri	Crato
PT-12	9212278	423298	527	Três Irmãos	Crato
PT-12A	9212586	423488	530	Três Irmãos	Crato
PT-12B	9212522	423454	534	Três Irmãos	Crato
PT-13	9212444	408190	517	Joaquim Alencar	Crato
PT-13A	9212904	408642	545	Joaquim Alencar	Crato
PT-13B	9213046	408656	538	Joaquim Alencar	Embasamento
PT-14	9212416	409213	531	Antônio Felipe	Crato
PT-15	9214334	412168	482		Embasamento
PT-16	9149636	344940		Sombra da Serra	Ipubi
PT-17	9144176	338631	504	Campo Belo	Ipubi
PT-18	9144374	338688	508	Placo	Ipubi
PT-19	337873	9143288	522	Supergesso	Ipubi
PT-20	338966	9143856	528	Vale do Gesso	Ipubi
PT-21	9184038	523428	337		Cariri
PT-22	9198496	517559	497		Cariri
PT-23	9167580	482801	680		Crato/Ipubi
PT-24	9201698	484160	344		Cariri
PT-25	9202028	485995	377		Cariri
PT-26	9203110	487521	330		Cariri
PT-27	9201198	491382	337		Cariri
PT-28	9218478	422017	506		Embasamento
PT-29	9217588	422875	458		Cariri
PT-30	9209874	430569	771		Exu
PT-31	9220986	469105	706		Embasamento
PT-32	9220320	468034	610		Embasamento
PT-33	9218908	466059	445		Embasamento
PT-34	9215300	468107	469		Embasamento
PT-35	9211564	466968	411		Embasamento
PT-36	9208672	466062	439		Cariri (?)
PT-37	9207658	466197	420		Embasamento
PT-38	9216368	423864	457		Cariri
PT-39	9216358	422905	466		
PT-40	9214540	421896	511		
PT-41	9214170	421935	533		Crato
PT-42	9214076	421526	529		Crato
PT-43	9213704	421975	571	MA Oliveira	Crato
PT-44	9212132	421536	599		Ipubi

Afloramento	UTM_N	UTM_E	Alt (m)	Mineração	Formação
PT-45	9210400	418955	518		Crato
PT-46	9212982	417681	526		Crato
PT-47	9213206	417618	527		Crato
PT-48	9214010	417017	493		Crato
PT-49	9212608	422982	529		Crato
PT-50	9212634	422724	525	Ki Pedras	Crato
PT-51	9209846	417663	501		Crato
PT-52	9209744	417864	505		Crato
PT-53	9215478	417940	483		Cariri
PT-54	9202946	419042	764		
PT-55	9116466	471333	455		Embasamento
PT-56	9118459	470649	485		Embasamento
PT-57	9119828	468038	416		Embasamento
PT-58	9122573	465332	444		Embasamento
PT-59	9124952	460544	445		Embasamento
PT-60	9127638	455794	450		Embasamento
PT-61	9130430	451676	450		Embasamento
PT-62	9131700	450454	443		Embasamento
PT-63	9135764	446951	464		Embasamento
PT-64	9142062	441940	497		Embasamento
PT-65	9144291	442917	469		Embasamento
PT-66	9150048	441385	478		Embasamento
PT-67	9155870	439480	483		Embasamento
PT-68	9155017	432221	467		Embasamento
PT-69	9158060	423845	486		Embasamento
PT-70	9167288	419604	533		Embasamento
PT-71	9180175	415848	849		Arenito
PT-72	9175024	417637	580		Embasamento
PT-73	9177905	419532	647		Embasamento
PT-74	9160705	416301	497		Embasamento
PT-75	9153973	413200	506		Embasamento
PT-76	9149483	411018	513		Embasamento
PT-77	9148469	405197	862		Arenito
PT-78	9147238	405206	810		Embasamento
PT-79	9146885	405010	762		Embasamento
PT-80	9141972	400384	473		Embasamento
PT-81	9135335	393753	443		Embasamento
PT-82	9129802	397192	440		Embasamento
PT-83	9126472	390480	441		Embasamento
PT-84	9120711	415443	431		Embasamento
PT-85	9123674	414669	432		Embasamento
PT-86	9122072	418698	452		Embasamento
PT-87	9111561	424635	441		Embasamento
PT-88	9110921	420683	426		Embasamento
PT-89	9113321	414967	414		Embasamento
PT-90	9115951	408813	448		Embasamento
PT-91	9118958	403946	469		Embasamento
PT-92	9131218	377310	518		Embasamento
PT-93	9137559	371918	510		Solo residual

Afloramento	UTM_N	UTM_E	Alt (m)	Mineração	Formação
PT-94	9138162	372327	518		Arenito
PT-95	9152274	369820	592		Arenito
PT-96	9154778	368947	616		Exu
PT-97	9147800	371688	548		Solo residual
PT-98	9146314	371842	548		Embasamento
PT-99	9144302	373554	566		Embasamento
PT-100	9143281	374830	563		Embasamento
PT-101	9138724	372490	540		Embasamento
PT-102	9136640	369146	572		Embasamento
PT-103	9139997	362649	536		Embasamento
PT-104	9131700	352287	475		Embasamento
PT-105	9122190	345747	467		Embasamento
PT-106	9114394	343822	523		
PT-107					Exu
PT-108	9151562	356605	543		Exu
PT-109	9155350	352827	600		Exu
PT-110	9152645	348902	564		Embasamento
PT-111	9153160	344782	572		Embasamento
PT-112	9156873	338615	621		Embasamento
PT-113	9158275	336022	638		Embasamento
PT-114	9147245	327839	594		Ogn
PT-115	9145939	327913	609		Exu
PT-116	9140228	329472	794		Exu
PT-117	9141001	332129	649		Exu
PT-118	9132916	336489	520		Embasamento
PT-119	9139654	336196	564		Embasamento
PT-120	9147098	336295	549		Embasamento
PT-121	9161321	334793	642		Embasamento
PT-122	9171284	323948			Arenito
PT-123	9171380	324925			Embasamento
PT-124	9164343	330983	692		Embasamento
PT-125	9166423	334114			Embasamento
PT-126	9165011	334434	655		Embasamento
PT-127	9173805	358011	743		
PT-128	9176370	376533	776		
PT-129	9180188	402354	835		
PT-130	9188226	434253	869		
PT-131	9196957	443357	938		
MA-01	9215290	417077	443		Cariri
MA-02	9214740	417033	453		Embasamento
MA-03	9215451	417755	470		Cariri
MA-04	9215742	418988	468		Cariri
MA-05	9216569	418946	453		Embasamento
MA-06	9217047	418795	520		Embasamento
MA-07	9217711	418717	575		Embasamento
MA-08	9218291	418321	618		Embasamento
MA-09	9218874	417839	636		Embasamento
MA-10	9218975	417214	592		Embasamento
MA-11	9221258	420290	627		Embasamento

Afloramento	UTM_N	UTM_E	Alt (m)	Mineração	Formação
MA-12	9219901	420542	608		Embasamento
MA-13	9219201	421137	568		Embasamento
MA-14	9218607	421811	519		Embasamento
MA-15	9217804	422258	450		Cariri
MA-16	9217509	422886	451		Cariri
MA-17	9217100	423700			Cariri
MA-18	9215599	419603	445		Cariri
MA-19	9214701	420111	463		Brejo Santo
MA-20	9214309	419987	502		Crato
MA-21	9213680	420122	521		Crato
MA-22	9213192	420268	518		Crato
MA-23	9216065	421120	457		Cariri
MA-24	9215358	421147	457		Cariri
MA-25	9214803	421016	461		Cariri
MA-26	9213802	420926	502		Crato
MA-27	9213460	420819	520		Crato
MA-28	9212655	420648	557		Crato
MA-29	9212101	420661	563		Ipubi
MA-30	9216459	422373	474		Cariri
MA-31	9216120	422701	486		Brejo Santo
MA-32	9215518	422590	467		Brejo Santo
MA-33	9214860	422597	473		Brejo Santo
MA-34	9214186	422557	480		Brejo Santo
MA-35	9213873	422018	520		Crato
MA-36	9216295	423495	466		Cariri
MA-37	9216340	423822	544		Cariri
MA-38	9217987	421654	463		Embasamento
MA-39	9216712	421560	444		Cariri
MA-40	9217479	420897	453		Embasamento
MA-41	9217296	420435	458		Embasamento
MA-42	9216960	419857	455		Contato
MA-43	9217303	423687	465		Cariri
MA-44	9216862	424404	468		Cariri
MA-45	9217409	424601	500		Cariri
MA-46	9218374	424801	487		Cariri
MA-47	9219137	424790	486		Embasamento
MA-48	9215323	425752	463		Cariri
MA-49	9212839	426044	465		Cariri
MA-50	9213817	427022	473		Cariri
MA-51	9213290	428408	525		Cariri
MA-52	9213652	427642	475		Cariri
MA-53	9216669	425451	443		Cariri
MA-54	9217112	425731	452		Cariri
MA-55	9217339	426166	462		Cariri
MA-56	9217837	426660	467		Cariri
MA-57	9218129	427410	465		Cariri
MA-58	9218572	428003	500		Embasamento
MA-59	9218964	427939	500		Embasamento
MA-60	9218747	428545	473		Embasamento

Afloramento	UTM_N	UTM_E	Alt (m)	Mineração	Formação
MA-61	9218485	426990	476		Embasamento
MA-62	9219083	426881	464		Embasamento
MA-63	9219623	426723	476		Embasamento
MA-64	9220095	427853	488		Embasamento
MA-65	9219986	428396	483		Embasamento
MA-66	9220739	427656	528		Embasamento
MA-67	9221318	427994	512		Embasamento
MA-68	9221774	428281			Embasamento
MA-69	9222025	427936	449		Embasamento
MA-70	9222334	427184	445		Embasamento
MA-71	9222437	424401	606		Embasamento
MA-72	9221497	423831	600		Embasamento
MA-73	9220792	424321	649		Embasamento
MA-74	9220144	423837	671		Embasamento
MA-75	9219454	423951	652		Embasamento
MA-76	9219299	423472	645		Embasamento
MA-77	9219839	423390	661		Embasamento
MA-78	9219052	423327	621		Embasamento
MA-79	9218584	423005	559		Embasamento
MA-80	9215485	424882	467		Cariri
MA-81	9214625	424509	468		Cariri
MA-82	9210984	421672	615		Crato
MA-83	9212796	418801	569		Crato
MA-84	9213245	418797	549		
MA-85	9213798	418824	536		Crato
MA-86	9212351	418302	574		Crato
MA-87	9212802	417865	542		Crato
MA-88	9211975	420315	583		Ipubi
MA-89	9214202	426106	449		Cariri
MA-90	9213127	426962	470		Cariri
MA-91	9214322	427086	507		Cariri
MA-92	9214851	427291	467		Cariri
MA - 92	9216283	425252			Cariri
MA - 93	9216413	425243	244		Cariri
MA - 94	9216737	425670	467		Cariri
MA - 95	9216449	425930	479		Cariri
MA - 96	9222025	420335	608		Embasamento
MA - 97	9221454	420296	617		Embasamento
MA - 98	9217782	421920	448		Embasamento
MA - 99	9217873	422821	458		Cariri
MA - 100	9216833	424041			Cariri
MA - 101	9212894	428824	563		Cariri
MA - 102	9214484	425842			Cariri
MA - 103	9217577	426427	461		Cariri
MA - 104	9218339	428604	519		Embasamento
MA - 105	9218115	429241	505		Embasamento
MA - 106	9217135	430066	456		Embasamento
MA - 107	9217074	429302	475		Embasamento
MA - 108	9217043	428802	509		Embasamento

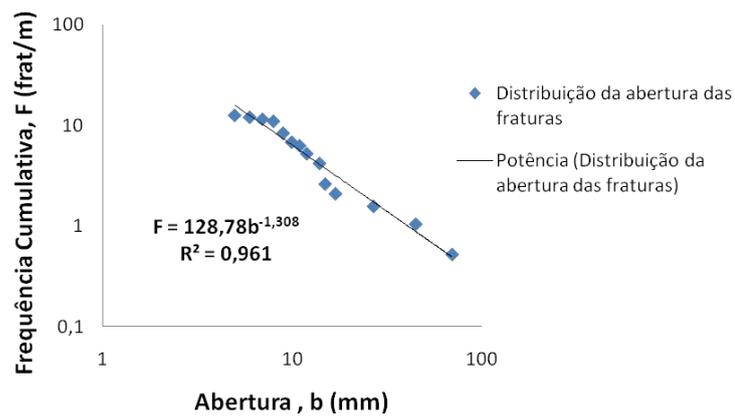
Afloramento	UTM_N	UTM_E	Alt (m)	Mineração	Formação
MA - 109	9217316	427841	482		Embasamento
MA - 110	9213627	428941	516		Cariri
MA - 111	9213968	429086	506		Cariri
MA - 112	9214546	429494	494		Cariri
MA - 113	9215208	429932	424		Embasamento
MA - 114	9211992	424647	543		Crato
MA - 115	9211304	422922	639		
MA - 116	9212228	420665	583		Romualdo
MA - 117	9214018	417014	497		
MA - 118a	9214497	416622	463		Cariri
Ma - 118b	9214497	416622	463		Cariri
MA - 118c	9214551	416545	462		Cariri
MA - 119a	9214670	418288	521		Cariri
MA - 119b	9214838	418080	495		Embasamento
MA - 119c	9214812	418119	502		Embasamento
PT-132	9170876	515515			Abaiara
PT-133	9787692	495894			Missão Velha
PT-134	9185508	489590	659		Crato
PT-135	9187372	495303	406		Abaiara
PT-136	9198724	449950	537		Crato
PT-137	9212812	425181	477		Crato/Cariri
PT-138	9198306	449774	566		Crato
PT-139	9212536	426047	486		Cariri
PT-140	9212312	425863	494		Crato
PT-141	9212162	425692	531		Crato

ANEXO 2 - TABELAS DAS *SCANLINES* REALIZADAS NAS FORMAÇÕES CRATO E IPUBI

Planilhas e gráficos (log-log) das *scanlines* realizadas na Bacia do Araripe visando a caracterização das fraturas naturais das formações Crato (calcários laminados) e Ipubi (evaporitos).

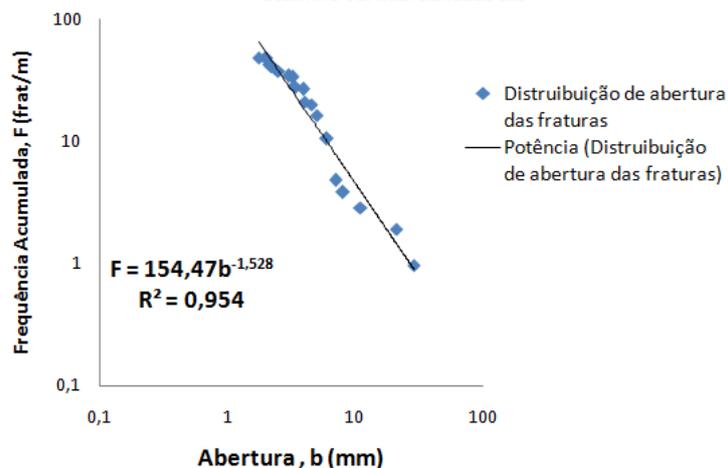
<div style="display: flex; justify-content: space-between; align-items: center;"> PLANILHA DE SCANLINE  </div>											
Município	Araripina	Localidade	Nascente Gergelim	Mina	Campevi	UTM_N	9143520	UTM_E	338852		
Geólogo(s)	Felipe/Carlos Eduardo - Bancada 1.1				Formação	Ipubi		Alt (m)	508		
Bancada	Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir (Az)	350	Extensão (m)	2		Fotos	5	
Medidas (mm)											
			Caracterização	Dir (Az)				Caracterização	Dir (Az)	Obs	
D ₁	3	Ab ₁	10			D ₃₁	245	Ab ₃₁	70		
D ₂	18	Ab ₂	12			D ₃₂	400	Ab ₃₂	27		
D ₃	15	Ab ₃	10			D ₃₃		Ab ₃₃			
D ₄	9	Ab ₄	11			D ₃₄		Ab ₃₄			
D ₅	8	Ab ₅	9			D ₃₅		Ab ₃₅			
D ₆	3,3	Ab ₆	7			D ₃₆		Ab ₃₆			
D ₇	5	Ab ₇	14			D ₃₇		Ab ₃₇			
D ₈	15	Ab ₈	14			D ₃₈		Ab ₃₈			
D ₉	13	Ab ₉	9			D ₃₉		Ab ₃₉			
D ₁₀	18	Ab ₁₀	6			D ₄₀		Ab ₄₀			
D ₁₁	3,3	Ab ₁₁	17			D ₄₁		Ab ₄₁			
D ₁₂	1,75	Ab ₁₂	12			D ₄₂		Ab ₄₂			
D ₁₃	4	Ab ₁₃	15			D ₄₃		Ab ₄₃			
D ₁₄	27	Ab ₁₄	2,15			D ₄₄		Ab ₄₄			
D ₁₅	30	Ab ₁₅	45			D ₄₅		Ab ₄₅			
D ₁₆	13	Ab ₁₆	4			D ₄₆		Ab ₄₆			
D ₁₇	20	Ab ₁₇	5			D ₄₇		Ab ₄₇			
D ₁₈	15	Ab ₁₈	8			D ₄₈		Ab ₄₈			
D ₁₉	12	Ab ₁₉	3			D ₄₉		Ab ₄₉			
D ₂₀	10	Ab ₂₀	3			D ₅₀		Ab ₅₀			
D ₂₁	10	Ab ₂₁	3			D ₅₁		Ab ₅₁			
D ₂₂	17	Ab ₂₂	3			D ₅₂		Ab ₅₂			
D ₂₃	6	Ab ₂₃	9			D ₅₃		Ab ₅₃			
D ₂₄	10	Ab ₂₄	9			D ₅₄		Ab ₅₄			
D ₂₅	30	Ab ₂₅	15			D ₅₅		Ab ₅₅			
D ₂₆	13	Ab ₂₆	5			D ₅₆		Ab ₅₆			
D ₂₇	10	Ab ₂₇	15			D ₅₇		Ab ₅₇			
D ₂₈	52	Ab ₂₈	10			D ₅₈		Ab ₅₈			
D ₂₉	18	Ab ₂₉	5			D ₅₉		Ab ₅₉			
D ₃₀	418	Ab ₃₀	9			D ₆₀		Ab ₆₀			

Densidade de fraturamento da Formação Ipubi - Mina Campevi Scanline Bancada 1.1



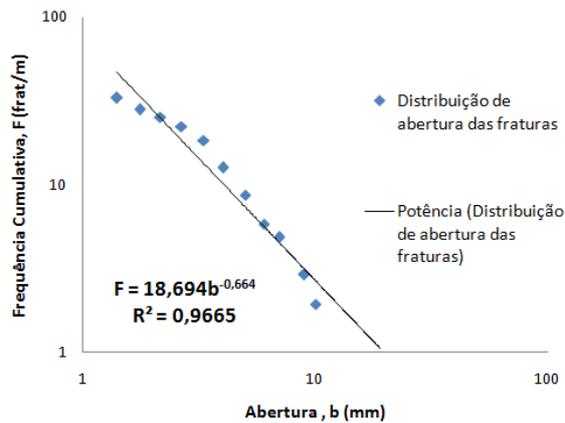
PLANILHA DE SCANLINE											
Município	Araripina	Localidade	Nascente Gergelim		Mina	Campevi		UTM_N	9143520	UTM_E	338352
Geólogo(s)	Felipe/Carlos Eduardo - Bancada 1.2				Formação		Ipubi		Alt (m)	508	
Bancada	Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir (Az)	350	Extensão (m)	1	Fotos	4	Data	18/01/2012
Medidas (mm)											
			Caracterização	Dir (Az)				Caracterização	Dir (Az)	Obs	
D ₁	195	Ab ₁	5			D ₃₁	9	Ab ₃₁	1,75		
D ₂	8	Ab ₂	4			D ₃₂	52	Ab ₃₂	29		
D ₃	10	Ab ₃	5			D ₃₃	14	Ab ₃₃	1,75		
D ₄	7	Ab ₄	7			D ₃₄	3,4	Ab ₃₄	3,9		
D ₅	6	Ab ₅	7			D ₃₅	7	Ab ₃₅	6		
D ₆	24	Ab ₆	3			D ₃₆	10	Ab ₃₆	6		
D ₇	4	Ab ₇	4			D ₃₇	2,65	Ab ₃₇	2,15		
D ₈	18	Ab ₈	8			D ₃₈	10	Ab ₃₈	6		
D ₉	12	Ab ₉	3			D ₃₉	19	Ab ₃₉	3,2		
D ₁₀	10	Ab ₁₀	2			D ₄₀	7	Ab ₄₀	1,75		
D ₁₁	7	Ab ₁₁	3			D ₄₁	8	Ab ₄₁	11		
D ₁₂	2	Ab ₁₂	5			D ₄₂	3,4	Ab ₄₂	2,65		
D ₁₃	5	Ab ₁₃	7			D ₄₃	2,15	Ab ₄₃	2,65		
D ₁₄	14	Ab ₁₄	4			D ₄₄	7	Ab ₄₄	3,4		
D ₁₅	0,75	Ab ₁₅	1,15			D ₄₅	7	Ab ₄₅	2,65		
D ₁₆	40	Ab ₁₆	3,3			D ₄₆	1,4	Ab ₄₆	6		
D ₁₇	14	Ab ₁₇	6			D ₄₇	6	Ab ₄₇	2,65		
D ₁₈	10	Ab ₁₈	7			D ₄₈	20	Ab ₄₈	4,5		
D ₁₉	10	Ab ₁₉	3,3			D ₄₉	2,2	Ab ₄₉	2,2		
D ₂₀	1,75	Ab ₂₀	1,75			D ₅₀	1,5	Ab ₅₀	1,75		
D ₂₁	1,75	Ab ₂₁	1,4			D ₅₁	6	Ab ₅₁	4		
D ₂₂	3,3	Ab ₂₂	6			D ₅₂	14	Ab ₅₂	3,3		
D ₂₃	3,3	Ab ₂₃	1,4			D ₅₃	4	Ab ₅₃	2,15		
D ₂₄	2,65	Ab ₂₄	2,15			D ₅₄	10	Ab ₅₄	2,15		
D ₂₅	1,75	Ab ₂₅	1,15			D ₅₅	28	Ab ₅₅	3,3		
D ₂₆	9	Ab ₂₆	2,15			D ₅₆	6	Ab ₅₆	3,3		
D ₂₇	2,15	Ab ₂₇	1,15			D ₅₇	4	Ab ₅₇	4		
D ₂₈	6	Ab ₂₈	21			D ₅₈	11	Ab ₅₈	5		
D ₂₉	30	Ab ₂₉	7			D ₅₉	7	Ab ₅₉	7		
D ₃₀	21	Ab ₃₀	2,15			D ₆₀	8	Ab ₆₀	4		

Densidade de fraturamento da Formação Ipubi - Mina Campevi
Scanline Vertical Bancada 1.2



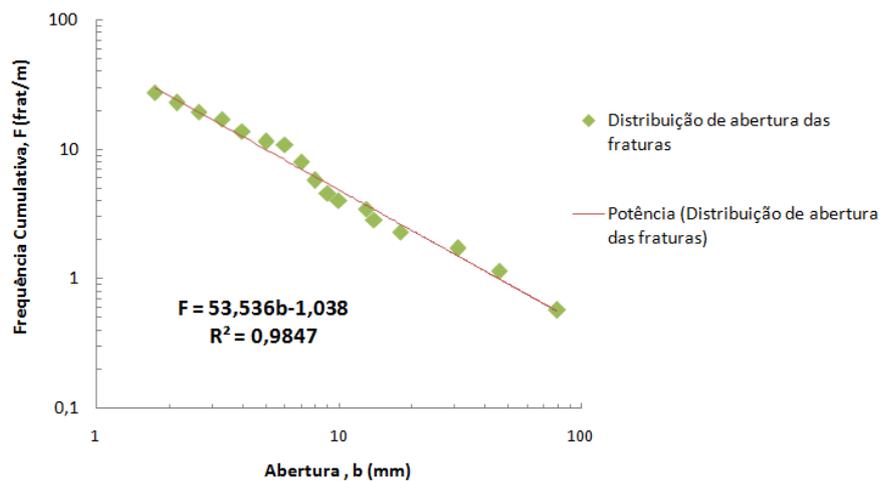
PLANILHA DE SCANLINE														
Município	Araripina		Localidade		Nascente Gergelim		Mina		Campevi		UTM_N	9143520	UTM_E	338352
Geólogo(s)	Márcio/Marcos Daniel - Bancada 1.3				Formação		Ipubi				Alt (m)	508		
Bancada	Vertical (X)	Horizontal ()		Planta ()	Dir (Az)	350	Extensão (m)	1		Fotos	5		Data	18/01/2012
Medidas (mm)														
				Caracterização	Dir (Az)					Caracterização	Dir (Az)			Obs
D ₁	21	Ab ₁	2,65			D ₃₁	18	Ab ₃₁	3,3					
D ₂	46	Ab ₂	3,3			D ₃₂	23	Ab ₃₂	1,4					
D ₃	21	Ab ₃	3,3			D ₃₃	19	Ab ₃₃	7					
D ₄	21	Ab ₄	4			D ₃₄	39	Ab ₃₄	6					
D ₅	18	Ab ₅	9			D ₃₅	15	Ab ₃₅	1,4					
D ₆	20	Ab ₆	4			D ₃₆	13	Ab ₃₆	0,215					
D ₇	14	Ab ₇	6			D ₃₇	15	Ab ₃₇	1,75					
D ₈	27	Ab ₈	5			D ₃₈	22	Ab ₃₈	2,65					
D ₉	87	Ab ₉	5			D ₃₉	75	Ab ₃₉	10					
D ₁₀	35	Ab ₁₀	2,15			D ₄₀		Ab ₄₀						
D ₁₁	8	Ab ₁₁	2,65			D ₄₁		Ab ₄₁						
D ₁₂	27	Ab ₁₂	1,75			D ₄₂		Ab ₄₂						
D ₁₃	6	Ab ₁₃	1,75			D ₄₃		Ab ₄₃						
D ₁₄	19	Ab ₁₄	5			D ₄₄		Ab ₄₄						
D ₁₅	22	Ab ₁₅	4			D ₄₅		Ab ₄₅						
D ₁₆	16	Ab ₁₆	6			D ₄₆		Ab ₄₆						
D ₁₇	21	Ab ₁₇	1,75			D ₄₇		Ab ₄₇						
D ₁₈	19	Ab ₁₈	4			D ₄₈		Ab ₄₈						
D ₁₉	5	Ab ₁₉	1,75			D ₄₉		Ab ₄₉						
D ₂₀	13	Ab ₂₀	5			D ₅₀		Ab ₅₀						
D ₂₁	13	Ab ₂₁	9			D ₅₁		Ab ₅₁						
D ₂₂	5	Ab ₂₂	4			D ₅₂		Ab ₅₂						
D ₂₃	19	Ab ₂₃	2,15			D ₅₃		Ab ₅₃						
D ₂₄	30	Ab ₂₄	4			D ₅₄		Ab ₅₄						
D ₂₅	8	Ab ₂₅	0,95			D ₅₅		Ab ₅₅						
D ₂₆	9	Ab ₂₆	2,15			D ₅₆		Ab ₅₆						
D ₂₇	8	Ab ₂₇	1,4			D ₅₇		Ab ₅₇						
D ₂₈	7	Ab ₂₈	1,4			D ₅₈		Ab ₅₈						
D ₂₉	4	Ab ₂₉	3,3			D ₅₉		Ab ₅₉						
D ₃₀	65	Ab ₃₀	19			D ₆₀		Ab ₆₀						

Densidade de fraturamento da Formação Ipubi
Mina Campevi Scanline Vertical Bancada 1.3



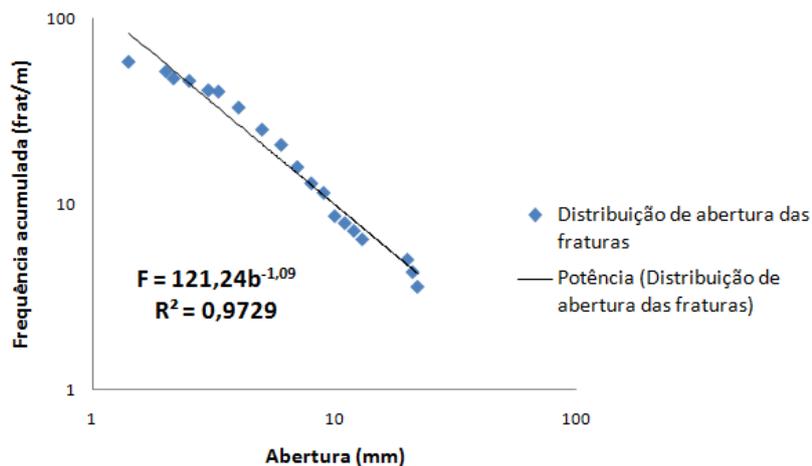
PLANILHA DE SCANLINE															
Município		Araripina		Localidade		Nascente Gergelim		Mina		Campevi		UTM_N	9143520	UTM_E	338352
Geólogo(s)		Márcio/Marcos Daniel - Bancada 1.4				Formação		Ipubi				Alt (m)		508	
Bancada		Vertical (X)	Horizontal ()		Planta ()		Dir (Az)	350	Extensão (m)	1,8	Fotos	6	Data	18/01/2012	
Medidas (mm)															
					Caracterização	Dir (Az)						Caracterização	Dir (Az)	Obs	
D ₁	26	Ab ₁	7,00				D ₃₁	15	Ab ₃₁	5					
D ₂	33	Ab ₂	1,75				D ₃₂	8	Ab ₃₂	4					
D ₃	32	Ab ₃	8,00				D ₃₃	3	Ab ₃₃	2,15					
D ₄	22	Ab ₄	2,65				D ₃₄	22	Ab ₃₄	1,15					
D ₅	22	Ab ₅	2,65				D ₃₅	1	Ab ₃₅	2,65					
D ₆	3	Ab ₆	7,00				D ₃₆	7	Ab ₃₆	2,15					
D ₇	4	Ab ₇	2,15				D ₃₇	7	Ab ₃₇	1,15					
D ₈	11	Ab ₈	2,15				D ₃₈	8	Ab ₃₈	0,65					
D ₉	5	Ab ₉	5,00				D ₃₉	4	Ab ₃₉	1,15					
D ₁₀	3	Ab ₁₀	5,00				D ₄₀	18	Ab ₄₀	0,95					
D ₁₁	28	Ab ₁₁	7,00				D ₄₁	18	Ab ₄₁	31					
D ₁₂	6	Ab ₁₂	2,65				D ₄₂	95	Ab ₄₂	46					
D ₁₃	4	Ab ₁₃	1,4				D ₄₃	50	Ab ₄₃	7					
D ₁₄	4	Ab ₁₄	2,65				D ₄₄	5	Ab ₄₄	14					
D ₁₅	27	Ab ₁₅	3,3				D ₄₅	40	Ab ₄₅	8					
D ₁₆	9	Ab ₁₆	6,00				D ₄₆	175	Ab ₄₆	80					
D ₁₇	18	Ab ₁₇	3,3				D ₄₇	225	Ab ₄₇	18					
D ₁₈	1	Ab ₁₈	0,33				D ₄₈	27	Ab ₄₈	2,65					
D ₁₉	4	Ab ₁₉	4,00				D ₄₉	44	Ab ₄₉	8					
D ₂₀	1	Ab ₂₀	4,00				D ₅₀	23	Ab ₅₀	13					
D ₂₁	15	Ab ₂₁	0,7				D ₅₁	38	Ab ₅₁	4					
D ₂₂	9	Ab ₂₂	3,3				D ₅₂	5	Ab ₅₂	9					
D ₂₃	6	Ab ₂₃	5,00				D ₅₃	14	Ab ₅₃	9					
D ₂₄	6	Ab ₂₄	4,00				D ₅₄	12	Ab ₅₄	8					
D ₂₅	1	Ab ₂₅	2,15				D ₅₅	100	Ab ₅₅	10					
D ₂₆	2	Ab ₂₆	4,00				D ₅₆	55	Ab ₅₆	7					
D ₂₇	7	Ab ₂₇	2,15				D ₅₇		Ab ₅₇						
D ₂₈	2	Ab ₂₈	2,15				D ₅₈		Ab ₅₈						
D ₂₉	8	Ab ₂₉	3,3				D ₅₉		Ab ₅₉						
D ₃₀	2	Ab ₃₀	2,15				D ₆₀		Ab ₆₀						

Densidade de fraturamento da Formação Ipubi
Mina Campevi Scanline Vertical Dir. 240 Az



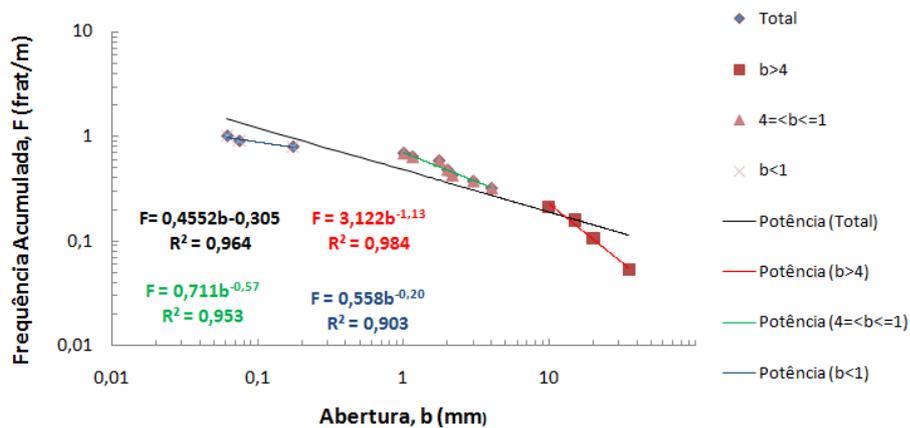
PLANILHA DE SCANLINE												
Município	Araripina	Localidade		Nascente Gergelim	Mina	Campevi		UTM_N	9143520	UTM_E	338352	
Geólogo(s)	Márcio/Marcos Daniel - Bancada 1.5				Formação	Ipubi				Alt (m)	508	
Bancada	Vertical (X)	Horizontal ()		Planta ()	Dir (Az)	350	Extensão (m)	1,3	Fotos	5	Data	18/01/2012
Medidas (mm)												
				Caracterização	Dir (Az)					Caracterização	Dir (Az)	Obs
D ₁	33	Ab ₁	5			D ₃₁	3	Ab ₃₁	2			
D ₂	13	Ab ₂	12			D ₃₂	3	Ab ₃₂	3			
D ₃	3	Ab ₃	7			D ₃₃	2	Ab ₃₃	3			
D ₄	14	Ab ₄	7			D ₃₄	1	Ab ₃₄	2			
D ₅	3	Ab ₅	10			D ₃₅	2	Ab ₃₅	1			
D ₆	6	Ab ₆	6			D ₃₆	6	Ab ₃₆	2			
D ₇	6	Ab ₇	4			D ₃₇	9	Ab ₃₇	3			
D ₈	3	Ab ₈	6			D ₃₈	0,05	Ab ₃₈	1,4			
D ₉	5	Ab ₉	7			D ₃₉	10	Ab ₃₉	2,65			
D ₁₀	31	Ab ₁₀	7			D ₄₀	2,65	Ab ₄₀	1,15			
D ₁₁	6	Ab ₁₁	4			D ₄₁	2,15	Ab ₄₁	0,75			
D ₁₂	14	Ab ₁₂	23			D ₄₂	1,15	Ab ₄₂	1,75			
D ₁₃	2	Ab ₁₃	1			D ₄₃	2,15	Ab ₄₃	7			
D ₁₄	3	Ab ₁₄	4			D ₄₄	2,15	Ab ₄₄	1,4			
D ₁₅	5	Ab ₁₅	5			D ₄₅	2,65	Ab ₄₅	0,95			
D ₁₆	5	Ab ₁₆	6			D ₄₆	2,15	Ab ₄₆	8			
D ₁₇	3	Ab ₁₇	5			D ₄₇	3,3	Ab ₄₇	2,15			
D ₁₈	17	Ab ₁₈	10			D ₄₈	8	Ab ₄₈	4			
D ₁₉	13	Ab ₁₉	3			D ₄₉	3	Ab ₄₉	4			
D ₂₀	9	Ab ₂₀	2			D ₅₀	1,15	Ab ₅₀	3,3			
D ₂₁	3	Ab ₂₁	2			D ₅₁	5	Ab ₅₁	3,3			
D ₂₂	7	Ab ₂₂	5			D ₅₂	10	Ab ₅₂	2,15			
D ₂₃	5	Ab ₂₃	4			D ₅₃	5	Ab ₅₃	0,95			
D ₂₄	1	Ab ₂₄	2			D ₅₄	2,15	Ab ₅₄	11			
D ₂₅	8	Ab ₂₅	5			D ₅₅	6	Ab ₅₅	6			
D ₂₆	1	Ab ₂₆	2			D ₅₆	13	Ab ₅₆	2,65			
D ₂₇	6	Ab ₂₇	5			D ₅₇	0,4	Ab ₅₇	5			
D ₂₈	1	Ab ₂₈	5			D ₅₈	20	Ab ₅₈	2			
D ₂₉	1	Ab ₂₉	3			D ₅₉	8	Ab ₅₉	3			
D ₃₀	10	Ab ₃₀	7			D ₆₀	22	Ab ₆₀	3			

Densidade de fraturamento da Formação Ipubi Mina Campevi Scanline Vertical Bancada 1.5

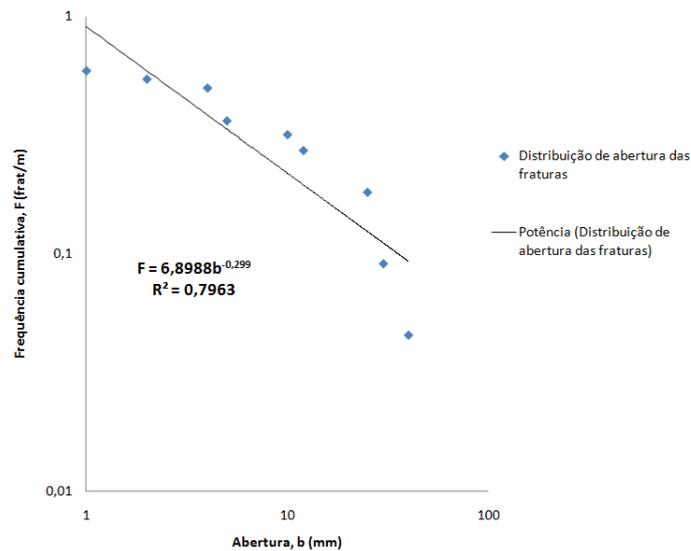


PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Nascente Gergelim	Mina	Campevi	UTM_N	9143421	UTM_E	338365	
Geólogo(s)	Tiago/Antonio - Bancada 2			Formação	Ipubi			Alt (m)	514	
Scanline	Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir (Az)	350	Extensão (m)	18,7	Fotos	12	Data
Medidas (mm)										
				Caracterização	Dir (Az)			Caracterização	Dir (Az)	Obs
D ₁	780	Ab ₁	1			D ₃₁		Ab ₃₁		
D ₂	34	Ab ₂	4			D ₃₂		Ab ₃₂		
D ₃	65	Ab ₃	2			D ₃₃		Ab ₃₃		
D ₄	35	Ab ₄	2			D ₃₄		Ab ₃₄		
D ₅	1385	Ab ₅	3			D ₃₅		Ab ₃₅		
D ₆	940	Ab ₆	1			D ₃₆		Ab ₃₆		
D ₇	930	Ab ₇	1,75			D ₃₇		Ab ₃₇		
D ₈	520	Ab ₈	2,15			D ₃₈		Ab ₃₈		
D ₉	890	Ab ₉	0,175			D ₃₉		Ab ₃₉		
D ₁₀	270	Ab ₁₀	0,075			D ₄₀		Ab ₄₀		
D ₁₁	281	Ab ₁₁	0,175			D ₄₁		Ab ₄₁		
D ₁₂	441	Ab ₁₂	1,15			D ₄₂		Ab ₄₂		
D ₁₃	1305	Ab ₁₃	0,062			D ₄₃		Ab ₄₃		
D ₁₄	1395	Ab ₁₄	10			D ₄₄		Ab ₄₄		
D ₁₅	545	Ab ₁₅	15			D ₄₅		Ab ₄₅		
D ₁₆	3370	Ab ₁₆	10			D ₄₆		Ab ₄₆		
D ₁₇	520	Ab ₁₇	0,075			D ₄₇		Ab ₄₇		
D ₁₈	3040	Ab ₁₈	35			D ₄₈		Ab ₄₈		
D ₁₉	1860	Ab ₁₉	20			D ₄₉		Ab ₄₉		
D ₂₀		Ab ₂₀				D ₅₀		Ab ₅₀		
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁		
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂		
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃		
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄		
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅		
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆		
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇		
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈		
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉		
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀		

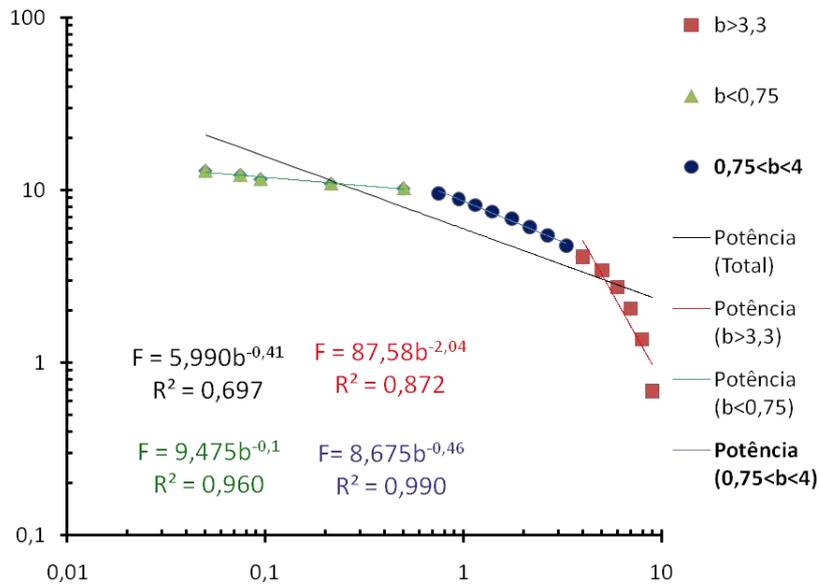
Densidade de fraturamento da Formação Ipubi Minca Campevi Scanline horizontal Dir. 350 Az



PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Nascente Gergelim	Mina	Campevi	UTM_N	9143421	UTM_E	338365	
Geólogo(s)	Tiago/Antonio			Formação	Ipubi		Alt (m)	514		
Scanline	Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir (Az)	350	Extensão (m)	22	Fotos	263-75	
Medidas (mm)										
				Caracterização	Dir (Az)			Caracterização	Dir (Az)	Obs
D ₁	1320	Ab ₁	40			D ₃₁		Ab ₃₁		
D ₂	260	Ab ₂	30			D ₃₂		Ab ₃₂		
D ₃	3700	Ab ₃	25			D ₃₃		Ab ₃₃		
D ₄	230	Ab ₄	10			D ₃₄		Ab ₃₄		
D ₅	380	Ab ₅	5			D ₃₅		Ab ₃₅		
D ₆	50	Ab ₆	4			D ₃₆		Ab ₃₆		
D ₇	4400	Ab ₇	12			D ₃₇		Ab ₃₇		
D ₈	630	Ab ₈	5			D ₃₈		Ab ₃₈		
D ₉	1030	Ab ₉	1			D ₃₉		Ab ₃₉		
D ₁₀	910	Ab ₁₀	5			D ₄₀		Ab ₄₀		
D ₁₁	4810	Ab ₁₁	30			D ₄₁		Ab ₄₁		
D ₁₂	1150	Ab ₁₂	25			D ₄₂		Ab ₄₂		
D ₁₃	2850	Ab ₁₃	2			D ₄₃		Ab ₄₃		
D ₁₄	3500	Ab ₁₄				D ₄₄		Ab ₄₄		
D ₁₅		Ab ₁₅				D ₄₅		Ab ₄₅		
D ₁₆		Ab ₁₆				D ₄₆		Ab ₄₆		
D ₁₇		Ab ₁₇				D ₄₇		Ab ₄₇		
D ₁₈		Ab ₁₈				D ₄₈		Ab ₄₈		
D ₁₉		Ab ₁₉				D ₄₉		Ab ₄₉		
D ₂₀		Ab ₂₀				D ₅₀		Ab ₅₀		
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁		
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂		
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃		
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄		
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅		
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆		
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇		
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈		
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉		
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀		

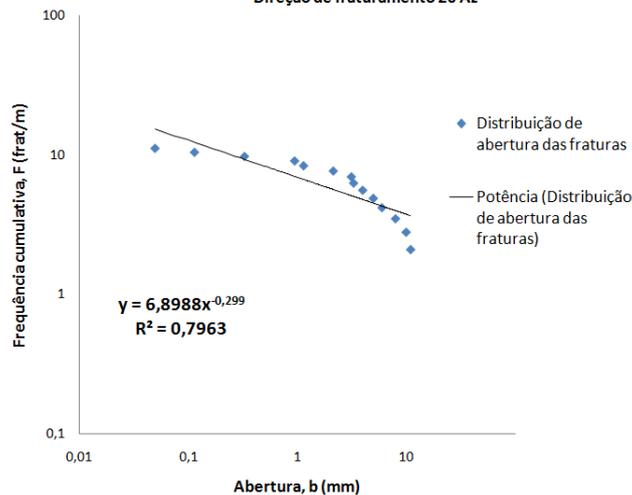


PLANILHA DE SCANLINE									
Município		Localidade		Sítio		Mina		Rocha	
Ipubi		Márcio e Marcos - Bancada 1		Baixa		Afloramento		Nobre	
Geólogo(s)						PT-06		Formação	
Scanline		Vertical (X)		Horizontal ()		Dir 25 Az		Extensão (m)	
								1.5	
								Fotos	
								Data	
								7/17/2012	
Medidas (mm)									
		Preench		Atitude				Caracterização	
								Dir (Az)	
								Obs	
D ₁	92	Ab ₁	0.215			D ₃₁	9	Ab ₃₁	0.05
D ₂	18	Ab ₂	0.215			D ₃₂	9	Ab ₃₂	0.05
D ₃	9	Ab ₃	0.095			D ₃₃	25	Ab ₃₃	3.3
D ₄	25	Ab ₄	0.215			D ₃₄	13	Ab ₃₄	6
D ₅	6	Ab ₅	0.075			D ₃₅	12	Ab ₃₅	8
D ₆	11	Ab ₆	0.05			D ₃₆	27	Ab ₃₆	1.75
D ₇	24	Ab ₇	8			D ₃₇	11	Ab ₃₇	2.15
D ₈	39	Ab ₈	5			D ₃₈	3	Ab ₃₈	2.15
D ₉	52	Ab ₉	7			D ₃₉	1	Ab ₃₉	0.75
D ₁₀	107	Ab ₁₀	0.05			D ₄₀	11	Ab ₄₀	1.15
D ₁₁	55	Ab ₁₁	0.05			D ₄₁	14	Ab ₄₁	2.15
D ₁₂	21	Ab ₁₂	0.075			D ₄₂	17	Ab ₄₂	7
D ₁₃	33	Ab ₁₃	0.095			D ₄₃	3	Ab ₄₃	1.4
D ₁₄	42	Ab ₁₄	0.215			D ₄₄	19	Ab ₄₄	0.5
D ₁₅	6	Ab ₁₅	0.215			D ₄₅	15	Ab ₄₅	2.15
D ₁₆	25	Ab ₁₆	0.05			D ₄₆	1	Ab ₄₆	3.3
D ₁₇	105	Ab ₁₇	0.05			D ₄₇	10	Ab ₄₇	2.15
D ₁₈	71	Ab ₁₈	0.05			D ₄₈	6	Ab ₄₈	4
D ₁₉	27	Ab ₁₉	4			D ₄₉	12	Ab ₄₉	3.3
D ₂₀	15	Ab ₂₀	0.05			D ₅₀	10	Ab ₅₀	1.15
D ₂₁	8	Ab ₂₁	0.05			D ₅₁	6	Ab ₅₁	9
D ₂₂	103	Ab ₂₂	0.05			D ₅₂	11	Ab ₅₂	0.95
D ₂₃	12	Ab ₂₃	0.05			D ₅₃	12	Ab ₅₃	2.15
D ₂₄	21	Ab ₂₄	0.05			D ₅₄	4	Ab ₅₄	1.75
D ₂₅	9	Ab ₂₅	0.05			D ₅₅	3	Ab ₅₅	5
D ₂₆	27	Ab ₂₆	0.05			D ₅₆	3	Ab ₅₆	1.4
D ₂₇	10	Ab ₂₇	5			D ₅₇	13	Ab ₅₇	1.15
D ₂₈	20	Ab ₂₈	1.75			D ₅₈	6	Ab ₅₈	4
D ₂₉	38	Ab ₂₉	0.05			D ₅₉	7	Ab ₅₉	6
D ₃₀	5	Ab ₃₀	0.05			D ₆₀	2	Ab ₆₀	3.3

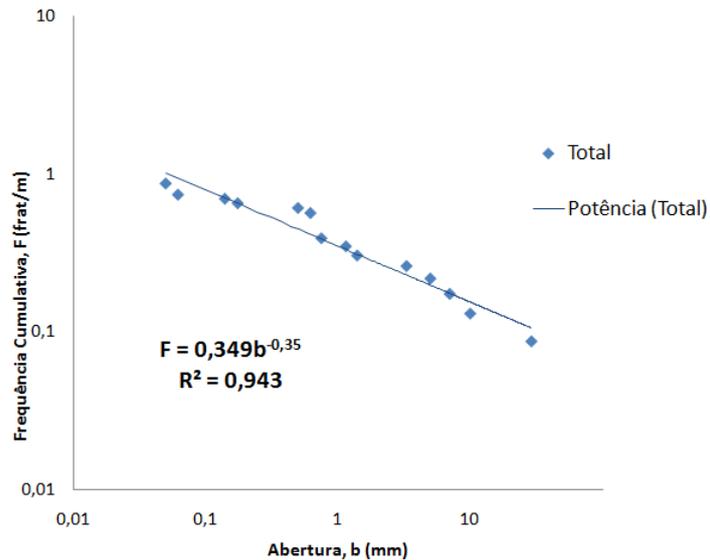


PLANILHA DE SCANLINE													
Município		Localidade		Sitio Baixa		Mina		Rocha Nobre		UTM_N	9148936	UTM_E	370888
Geólogo(s)		Márcio e Marcos - Bancada 2				Afloramento		PT-06	Formação	Ipubi	Alt (m)	564	
Scanline		Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir 20 Az	Extensão (m)		1.5	Fotos	Data	7/17/2012		
Medidas (mm)													
				Preench	Atitude					Características	Dir (Az)	Obs	
D ₁	520	Ab ₁	68			D ₃₁	5	Ab ₃₁	1.15				
D ₂	90	Ab ₂	2.15			D ₃₂	49	Ab ₃₂	4				
D ₃	28	Ab ₃	2.15			D ₃₃	33	Ab ₃₃	2.15				
D ₄	19	Ab ₄	1.15			D ₃₄	4	Ab ₃₄	3.3				
D ₅	5	Ab ₅	8			D ₃₅	3	Ab ₃₅	2.15				
D ₆	2	Ab ₆	4			D ₃₆	34	Ab ₃₆	4				
D ₇	26	Ab ₇	10			D ₃₇	1	Ab ₃₇	2.15				
D ₈	37	Ab ₈	11			D ₃₈	6	Ab ₃₈	5				
D ₉	44	Ab ₉	4			D ₃₉	11	Ab ₃₉	6				
D ₁₀	6	Ab ₁₀	2.15			D ₄₀	6	Ab ₄₀	2.15				
D ₁₁	1	Ab ₁₁	3.3			D ₄₁	1	Ab ₄₁	5				
D ₁₂	2	Ab ₁₂	1.15			D ₄₂		Ab ₄₂					
D ₁₃	1	Ab ₁₃	2.15			D ₄₃		Ab ₄₃					
D ₁₄	1	Ab ₁₄	0.95			D ₄₄		Ab ₄₄					
D ₁₅	11	Ab ₁₅	4			D ₄₅		Ab ₄₅					
D ₁₆	2	Ab ₁₆	5			D ₄₆		Ab ₄₆					
D ₁₇	3	Ab ₁₇	4			D ₄₇		Ab ₄₇					
D ₁₈	1	Ab ₁₈	2.15			D ₄₈		Ab ₄₈					
D ₁₉	2	Ab ₁₉	3.15			D ₄₉		Ab ₄₉					
D ₂₀	1	Ab ₂₀	2.15			D ₅₀		Ab ₅₀					
D ₂₁	25	Ab ₂₁	1.15			D ₅₁		Ab ₅₁					
D ₂₂	1	Ab ₂₂	6			D ₅₂		Ab ₅₂					
D ₂₃	10	Ab ₂₃	0.05			D ₅₃		Ab ₅₃					
D ₂₄	3	Ab ₂₄	0.33			D ₅₄		Ab ₅₄					
D ₂₅	4	Ab ₂₅	6			D ₅₅		Ab ₅₅					
D ₂₆	62	Ab ₂₆	0.115			D ₅₆		Ab ₅₆					
D ₂₇	22	Ab ₂₇	0.115			D ₅₇		Ab ₅₇					
D ₂₈	13	Ab ₂₈	2.15			D ₅₈		Ab ₅₈					
D ₂₉	41	Ab ₂₉	0.115			D ₅₉		Ab ₅₉					
D ₃₀	41	Ab ₃₀	73			D ₆₀		Ab ₆₀					

Distribuição de abertura das fraturas na Formação Ipubi, Mina Rocha Nobre
Direção de fraturamento 20 Az

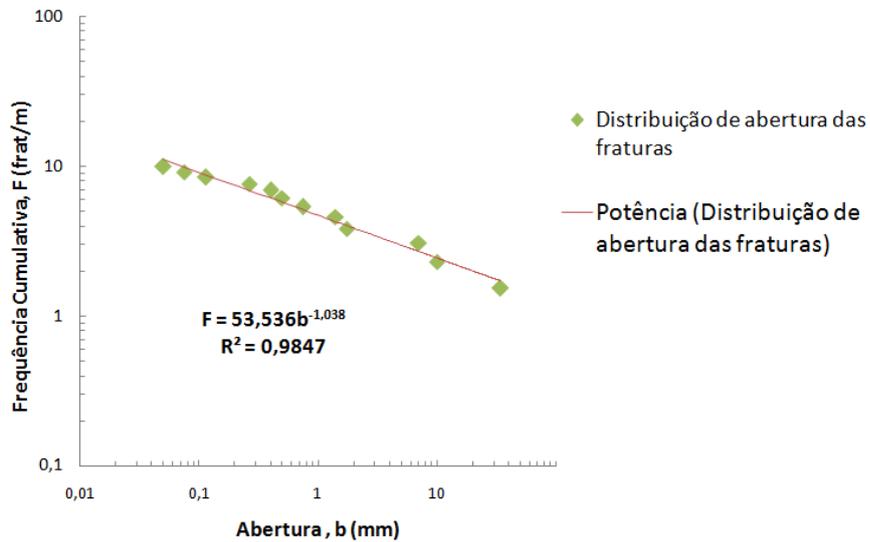


PLANILHA DE SCANLINE													
Município		Localidade		Sitio Baixa		Mina		Rocha Nobre		UTM_N	9148936	UTM_E	370888
Geólogo(s)		Márcio e Marcos - Bancada 3				Afloramento		PT-06	Formação	Ipubi	Alt (m)	564	
Scanline		Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir 150 Az	Extensão (m)		24	Fotos	Data	17/07/2012		
Medidas (mm)													
				Prench	Atitude					Caracterizaçãc	Dir (Az)	Obs	
D ₁	2406	Ab ₁	0,75			D ₃₁		Ab ₃₁					
D ₂	901	Ab ₂	10			D ₃₂		Ab ₃₂					
D ₃	2008	Ab ₃	0,62			D ₃₃		Ab ₃₃					
D ₄	411	Ab ₄	0,05			D ₃₄		Ab ₃₄					
D ₅	1361	Ab ₅	0,14			D ₃₅		Ab ₃₅					
D ₆	1731	Ab ₆	1,4			D ₃₆		Ab ₃₆					
D ₇	371	Ab ₇	0,175			D ₃₇		Ab ₃₇					
D ₈	638	Ab ₈	51			D ₃₈		Ab ₃₈					
D ₉	3070	Ab ₉	0,05			D ₃₉		Ab ₃₉					
D ₁₀	1474	Ab ₁₀	1,15			D ₄₀		Ab ₄₀					
D ₁₁	78	Ab ₁₁	0,5			D ₄₁		Ab ₄₁					
D ₁₂	141	Ab ₁₂	0,62			D ₄₂		Ab ₄₂					
D ₁₃	72	Ab ₁₃	0,62			D ₄₃		Ab ₄₃					
D ₁₄	44	Ab ₁₄	0,05			D ₄₄		Ab ₄₄					
D ₁₅	643	Ab ₁₅	0,62			D ₄₅		Ab ₄₅					
D ₁₆	2758	Ab ₁₆	3,3			D ₄₆		Ab ₄₆					
D ₁₇	559	Ab ₁₇	0,062			D ₄₇		Ab ₄₇					
D ₁₈	753	Ab ₁₈	29			D ₄₈		Ab ₄₈					
D ₁₉	1118	Ab ₁₉	5			D ₄₉		Ab ₄₉					
D ₂₀	2517	Ab ₂₀	7			D ₅₀		Ab ₅₀					
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁					
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂					
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃					
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄					
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅					
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆					
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇					
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈					
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉					
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀					



PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Rancharia		Mina	Serra Suposta	UTM_N	9145592	UTM_E	330185
Geólogo(s)	Márcio/Marcos Daniel - Bancada 1				Formação	Ipubi		Alt (m)	586	
Scanline	Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir (Az)	170	Extensão (m)	Fotos	Data	19/01/2012	
Medidas (mm)										
				Caracterização	Dir (Az)			Caracterização	Dir (Az)	Obs
D ₁	220	Ab ₁	16			D ₃₁		Ab ₃₁		
D ₂	670	Ab ₂	5			D ₃₂		Ab ₃₂		
D ₃	950	Ab ₃	14			D ₃₃		Ab ₃₃		
D ₄	620	Ab ₄	16			D ₃₄		Ab ₃₄		
D ₅	320	Ab ₅	11			D ₃₅		Ab ₃₅		
D ₆		Ab ₆				D ₃₆		Ab ₃₆		
D ₇		Ab ₇				D ₃₇		Ab ₃₇		
D ₈		Ab ₈				D ₃₈		Ab ₃₈		
D ₉		Ab ₉				D ₃₉		Ab ₃₉		
D ₁₀		Ab ₁₀				D ₄₀		Ab ₄₀		
D ₁₁		Ab ₁₁				D ₄₁		Ab ₄₁		
D ₁₂		Ab ₁₂				D ₄₂		Ab ₄₂		
D ₁₃		Ab ₁₃				D ₄₃		Ab ₄₃		
D ₁₄		Ab ₁₄				D ₄₄		Ab ₄₄		
D ₁₅		Ab ₁₅				D ₄₅		Ab ₄₅		
D ₁₆		Ab ₁₆				D ₄₆		Ab ₄₆		
D ₁₇		Ab ₁₇				D ₄₇		Ab ₄₇		
D ₁₈		Ab ₁₈				D ₄₈		Ab ₄₈		
D ₁₉		Ab ₁₉				D ₄₉		Ab ₄₉		
D ₂₀		Ab ₂₀				D ₅₀		Ab ₅₀		
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁		
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂		
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃		
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄		
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅		
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆		
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇		
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈		
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉		
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀		

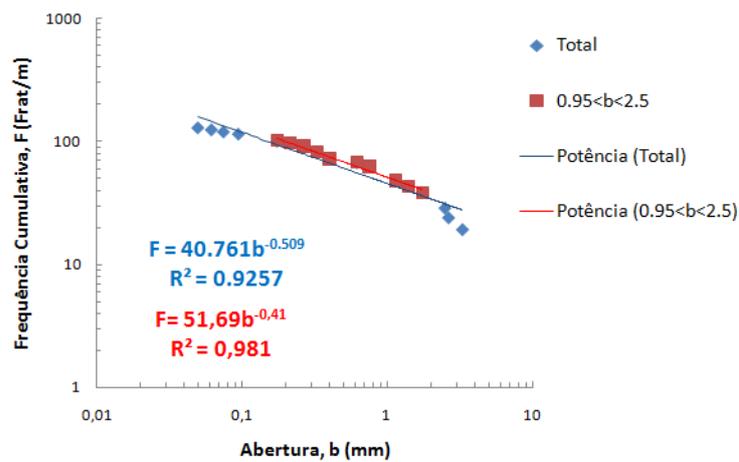
PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Rancharia		Mina	Serra Suposta	UTM_N	9145592	UTM_E	330185
Geólogo(s)	Márcio/Marcos Daniel - Bancada 2				Formação	Ipubi		Alt (m)		
Scanline	Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir (Az)	75	Extensão (m)	1,5	Fotos	Data	19/01/2012
Medidas (mm)										
	Caracterização		Dir (Az)			Caracterização		Dir (Az)		Obs
D ₁	92	Ab ₁	60			D ₃₁		Ab ₃₁		
D ₂	66	Ab ₂	7			D ₃₂		Ab ₃₂		
D ₃	167	Ab ₃	34			D ₃₃		Ab ₃₃		
D ₄	110	Ab ₄	0,75			D ₃₄		Ab ₃₄		
D ₅	115	Ab ₅	0,75			D ₃₅		Ab ₃₅		
D ₆	32	Ab ₆	0,75			D ₃₆		Ab ₃₆		
D ₇	56	Ab ₇	0,75			D ₃₇		Ab ₃₇		
D ₈	78	Ab ₈	0,5			D ₃₈		Ab ₃₈		
D ₉	52	Ab ₉	1,4			D ₃₉		Ab ₃₉		
D ₁₀	9	Ab ₁₀	0,75			D ₄₀		Ab ₄₀		
D ₁₁	8	Ab ₁₁	0,05			D ₄₁		Ab ₄₁		
D ₁₂	13	Ab ₁₂	0,5			D ₄₂		Ab ₄₂		
D ₁₃	10	Ab ₁₃	0,115			D ₄₃		Ab ₄₃		
D ₁₄	31	Ab ₁₄	0,115			D ₄₄		Ab ₄₄		
D ₁₅	39	Ab ₁₅	0,4			D ₄₅		Ab ₄₅		
D ₁₆	26	Ab ₁₆	0,265			D ₄₆		Ab ₄₆		
D ₁₇	20	Ab ₁₇	0,265			D ₄₇		Ab ₄₇		
D ₁₈	3	Ab ₁₈	0,075			D ₄₈		Ab ₄₈		
D ₁₉	52	Ab ₁₉	0,4			D ₄₉		Ab ₄₉		
D ₂₀	25	Ab ₂₀	0,75			D ₅₀		Ab ₅₀		
D ₂₁	10	Ab ₂₁	0,265			D ₅₁		Ab ₅₁		
D ₂₂	39	Ab ₂₂	0,4			D ₅₂		Ab ₅₂		
D ₂₃	22	Ab ₂₃	10			D ₅₃		Ab ₅₃		
D ₂₄	40	Ab ₂₄	0,4			D ₅₄		Ab ₅₄		
D ₂₅	39	Ab ₂₅	1,75			D ₅₅		Ab ₅₅		
D ₂₆	24	Ab ₂₆	0,4			D ₅₆		Ab ₅₆		
D ₂₇	9,2	Ab ₂₇	0,075			D ₅₇		Ab ₅₇		
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈		
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉		
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀		



PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Rancharia	Mina	Serra Suposta	UTM_N	9145592	UTM_E	330185	
Geólogo(s)	Márcio/Marcos Daniel							Alt (m)		
Scanline	Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir (Az)	70	Extensão (m)	Fotos	Data	1/19/2012	
Medidas (mm)										
				Caracterização	Dir (Az)			Caracterização	Dir (Az)	Obs
D ₁	45	Ab ₁	0.5			D ₃₁		Ab ₃₁		
D ₂	51	Ab ₂	0.175			D ₃₂		Ab ₃₂		
D ₃	230	Ab ₃	0.075			D ₃₃		Ab ₃₃		
D ₄	146	Ab ₄	0.95			D ₃₄		Ab ₃₄		
D ₅	95	Ab ₅	0.05			D ₃₅		Ab ₃₅		
D ₆	157	Ab ₆	0.095			D ₃₆		Ab ₃₆		
D ₇	224	Ab ₇	0.5			D ₃₇		Ab ₃₇		
D ₈	465	Ab ₈	2.75			D ₃₈		Ab ₃₈		
D ₉	358	Ab ₉	0.075			D ₃₉		Ab ₃₉		
D ₁₀		Ab ₁₀				D ₄₀		Ab ₄₀		
D ₁₁		Ab ₁₁				D ₄₁		Ab ₄₁		
D ₁₂		Ab ₁₂				D ₄₂		Ab ₄₂		
D ₁₃		Ab ₁₃				D ₄₃		Ab ₄₃		
D ₁₄		Ab ₁₄				D ₄₄		Ab ₄₄		
D ₁₅		Ab ₁₅				D ₄₅		Ab ₄₅		
D ₁₆		Ab ₁₆				D ₄₆		Ab ₄₆		
D ₁₇		Ab ₁₇				D ₄₇		Ab ₄₇		
D ₁₈		Ab ₁₈				D ₄₈		Ab ₄₈		
D ₁₉		Ab ₁₉				D ₄₉		Ab ₄₉		
D ₂₀		Ab ₂₀				D ₅₀		Ab ₅₀		
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁		
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂		
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃		
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄		
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅		
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆		
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇		
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈		
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉		
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀		

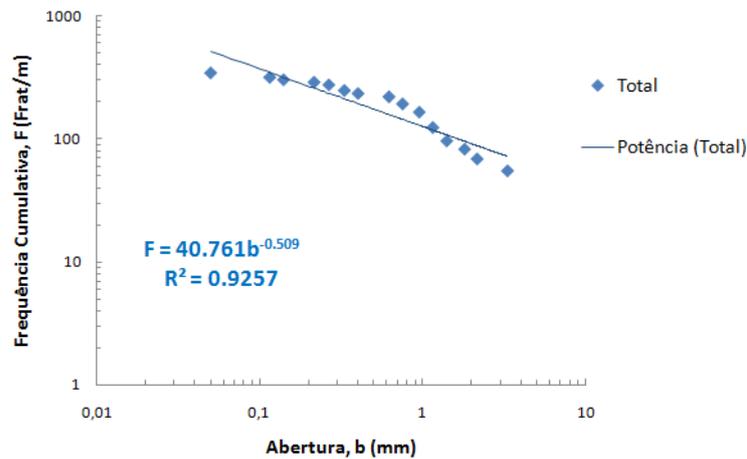
PLANILHA DE SCANLINE										
Município		Localidade		Mina		UTM_N		UTM_E		420694
Santana do Cariri		Chaves Pedra Branca		Pedra Branca		Mina 05		9212144		584
Geólogo(s)				Formação		Ipupi		Alt (m)		584
Scanline		Planta ()		Dir (Az)		Extensão (m)		Fotos		Data
Vertical ()		Horizontal (X)		310		230 mm		3266 a 69		25/04/2012
Medidas (mm) - NÍVEL DE ANIDRITA										
	Caracterização		Dir (Az)			Caracterização		Dir (Az)		Obs
D ₁	0,95	Ab ₁	0,62		D ₃₁		Ab ₃₁			
D ₂	3,3	Ab ₂	0,75		D ₃₂		Ab ₃₂			
D ₃	1,75	Ab ₃	0,095		D ₃₃		Ab ₃₃			
D ₄	0,075	Ab ₄	0,062		D ₃₄		Ab ₃₄			
D ₅	0,075	Ab ₅	0,05		D ₃₅		Ab ₃₅			
D ₆	0,33	Ab ₆	0,175		D ₃₆		Ab ₃₆			
D ₇	1,4	Ab ₇	0,265		D ₃₇		Ab ₃₇			
D ₈	1,4	Ab ₈	0,095		D ₃₈		Ab ₃₈			
D ₉	0,75	Ab ₉	0,33		D ₃₉		Ab ₃₉			
D ₁₀	0,14	Ab ₁₀	0,075		D ₄₀		Ab ₄₀			
D ₁₁	12	Ab ₁₁	0,4		D ₄₁		Ab ₄₁			
D ₁₂	8	Ab ₁₂	0,75		D ₄₂		Ab ₄₂			
D ₁₃	5	Ab ₁₃	0,265		D ₄₃		Ab ₄₃			
D ₁₄	21	Ab ₁₄	13,3		D ₄₄		Ab ₄₄			
D ₁₅	17	Ab ₁₅	0,33		D ₄₅		Ab ₄₅			
D ₁₆	28	Ab ₁₆	3,3		D ₄₆		Ab ₄₆			
D ₁₇	4	Ab ₁₇	1,75		D ₄₇		Ab ₄₇			
D ₁₈	5	Ab ₁₈	2,5		D ₄₈		Ab ₄₈			
D ₁₉	2,65	Ab ₁₉	0,095		D ₄₉		Ab ₄₉			
D ₂₀	4	Ab ₂₀	2,65		D ₅₀		Ab ₅₀			
D ₂₁	10	Ab ₂₁	3,3		D ₅₁		Ab ₅₁			
D ₂₂	3,3	Ab ₂₂	1,15		D ₅₂		Ab ₅₂			
D ₂₃	4	Ab ₂₃	1,4		D ₅₃		Ab ₅₃			
D ₂₄	9	Ab ₂₄	1,75		D ₅₄		Ab ₅₄			
D ₂₅	3,3	Ab ₂₅	19		D ₅₅		Ab ₅₅			
D ₂₆	0,95	Ab ₂₆	0,215		D ₅₆		Ab ₅₆			
D ₂₇	4	Ab ₂₇	0,75		D ₅₇		Ab ₅₇			
D ₂₈		Ab ₂₈			D ₅₈		Ab ₅₈			
D ₂₉		Ab ₂₉			D ₅₉		Ab ₅₉			
D ₃₀		Ab ₃₀			D ₆₀		Ab ₆₀			

Padrão de fraturamento da expansão da gipsita a partir da anidrita Dir. 310 Az

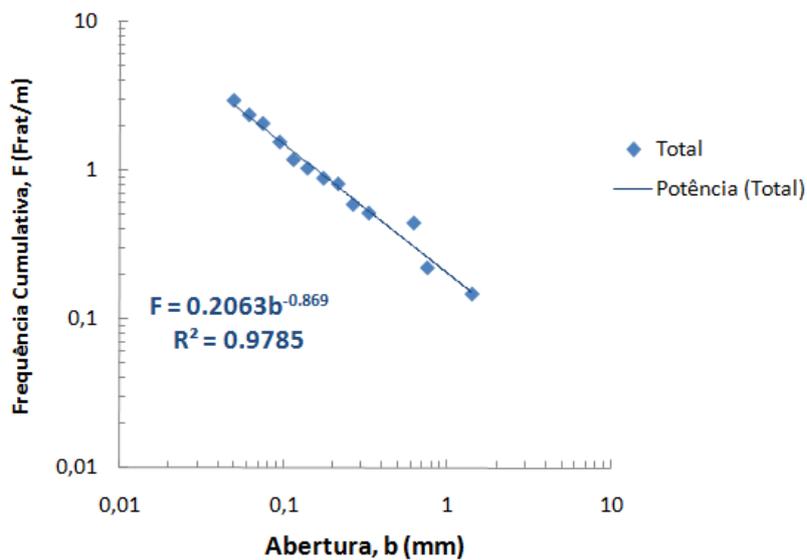


PLANILHA DE SCANLINE													
Município	Santana do Cariri		Localidade	Mineração Chaves		Mina	Pedra Branca 5		UTM_N	9212144	UTM_E	420694	
Geólogo(s)	Tiago Miranda			Formação	Ipupi			Alt (m)	584				
Scanline	Vertical (X)	Horizontal ()		Planta ()	Dir (Az)	340	Extensão (m)	10 cm	Fotos	3266 a 69		Data	25/04/2012
Medidas (mm) - ANIDRITA													
			Caracterização		Dir (Az)				Caracterização		Dir (Az)		Obs
D ₁	0,95	Ab ₁	3,3				D ₃₁			Ab ₃₁			
D ₂	2,15	Ab ₂	0,95				D ₃₂			Ab ₃₂			
D ₃	3,3	Ab ₃	0,215				D ₃₃			Ab ₃₃			
D ₄	4	Ab ₄	0,115				D ₃₄			Ab ₃₄			
D ₅	4	Ab ₅	0,4				D ₃₅			Ab ₃₅			
D ₆	0,14	Ab ₆	0,75				D ₃₆			Ab ₃₆			
D ₇	2,65	Ab ₇	0,14				D ₃₇			Ab ₃₇			
D ₈	2,65	Ab ₈	3,3				D ₃₈			Ab ₃₈			
D ₉	1,15	Ab ₉	0,62				D ₃₉			Ab ₃₉			
D ₁₀	1,75	Ab ₁₀	1,15				D ₄₀			Ab ₄₀			
D ₁₁	3,3	Ab ₁₁	0,265				D ₄₁			Ab ₄₁			
D ₁₂	0,4	Ab ₁₂	0,33				D ₄₂			Ab ₄₂			
D ₁₃	0,265	Ab ₁₃	0,95				D ₄₃			Ab ₄₃			
D ₁₄	1,75	Ab ₁₄	1,8				D ₄₄			Ab ₄₄			
D ₁₅	2,65	Ab ₁₅	4				D ₄₅			Ab ₄₅			
D ₁₆	4	Ab ₁₆	1,4				D ₄₆			Ab ₄₆			
D ₁₇	1,75	Ab ₁₇	0,05				D ₄₇			Ab ₄₇			
D ₁₈	0,75	Ab ₁₈	0,265				D ₄₈			Ab ₄₈			
D ₁₉	5	Ab ₁₉	0,05				D ₄₉			Ab ₄₉			
D ₂₀	0,75	Ab ₂₀	0,95				D ₅₀			Ab ₅₀			
D ₂₁	0,62	Ab ₂₁	0,75				D ₅₁			Ab ₅₁			
D ₂₂	0,95	Ab ₂₂	2,15				D ₅₂			Ab ₅₂			
D ₂₃	2,15	Ab ₂₃	1,15				D ₅₃			Ab ₅₃			
D ₂₄	0,62	Ab ₂₄	0,62				D ₅₄			Ab ₅₄			
D ₂₅		Ab ₂₅					D ₅₅			Ab ₅₅			
D ₂₆		Ab ₂₆					D ₅₆			Ab ₅₆			
D ₂₇		Ab ₂₇					D ₅₇			Ab ₅₇			
D ₂₈		Ab ₂₈					D ₅₈			Ab ₅₈			
D ₂₉		Ab ₂₉					D ₅₉			Ab ₅₉			
D ₃₀		Ab ₃₀					D ₆₀			Ab ₆₀			

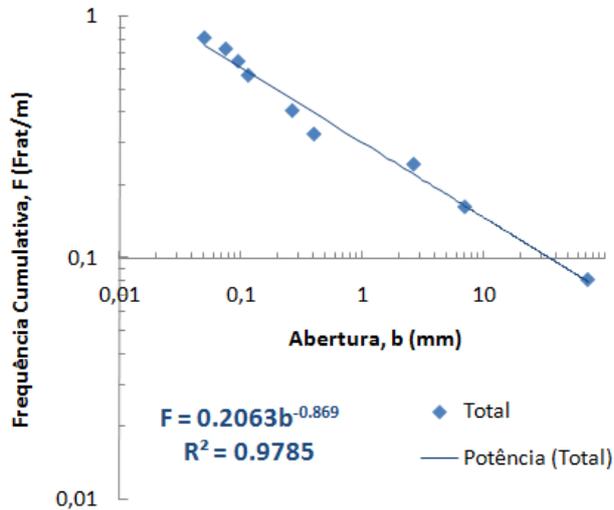
Padrão de fraturamento da expansão da gipsita a partir da anidrita Dir. 340 Az



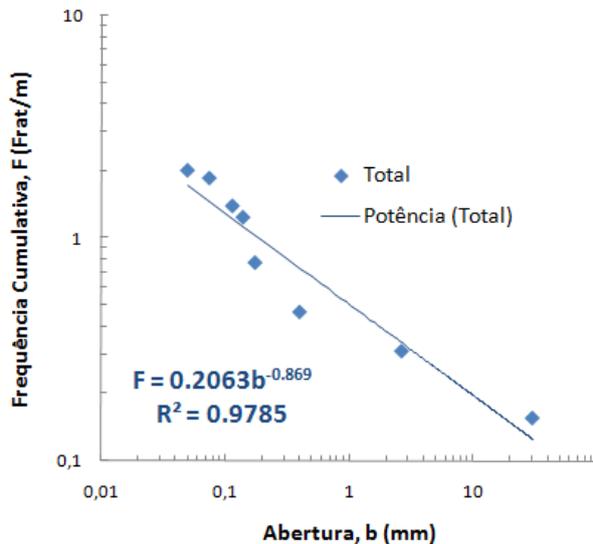
PLANILHA DE SCANLINE																					
Município		Nova Olinda		Localidade		Pedras Cariri		Mina		Pedreiras Cariri		UTM_N		9213698		UTM_E		423168			
Geólogo(s)		Antônio Barbosa/Tiago Miranda				Bancada 1		Formação		Crato						Alt (m)		521			
Scanline		Vertical ()		Horizontal (X)		Planta ()		Dir (Az)		Extensão (m)		13,3		Fotos		8		Data		26/04/2012	
Medidas (mm)																					
				Caracterização		Dir (Az)						Caracterização		Dir (Az)		Obs					
D ₁	77	Ab ₁	0,062	Fech.-Calc.		D ₃₁	157	Ab ₃₁	0,14	Fechada											
D ₂	146	Ab ₂	0,14	Fech.-Calc.		D ₃₂	409	Ab ₃₂	0,05	Fechada											
D ₃	589	Ab ₃	1,4	Fech.-Calc.		D ₃₃	555	Ab ₃₃	0,05	Fechada											
D ₄	35	Ab ₄	0,215	Fech.-Calc.		D ₃₄	440	Ab ₃₄	0,062	Fechada											
D ₅	521	Ab ₅	0,62	Fech.-Calc.		D ₃₅	500	Ab ₃₅	0,05	Fechada											
D ₆	186	Ab ₆	0,095	Fech.-Calc.		D ₃₆	165	Ab ₃₆	0,05	Fechada											
D ₇	843	Ab ₇	0,115	Fech.-Calc.		D ₃₇	1300	Ab ₃₇	0,075	Fechada											
D ₈	111	Ab ₈	0,075	Fech.-Calc.		D ₃₈	215	Ab ₃₈	0,62	Fechada											
D ₉	29	Ab ₉	0,062	Fech.-Calc.		D ₃₉	10	Ab ₃₉	0,62	Fechada											
D ₁₀	390	Ab ₁₀	0,05	Fech.-Calc.		D ₄₀	37	Ab ₄₀	0,095												
D ₁₁	1866	Ab ₁₁	0,095	Fech.-Calc.		D ₄₁	320	Ab ₄₁	final												
D ₁₂	911	Ab ₁₂	0,265	Fech.-Calc.		D ₄₂		Ab ₄₂													
D ₁₃	67	Ab ₁₃	0,33	Fech.-Calc.		D ₄₃		Ab ₄₃													
D ₁₄	100	Ab ₁₄	0,215	Fech.-Calc.		D ₄₄		Ab ₄₄													
D ₁₅	36,4	Ab ₁₅	0,75	Fech.-Calc.		D ₄₅		Ab ₄₅													
D ₁₆	22	Ab ₁₆	0,175	Fech.-Calc.		D ₄₆		Ab ₄₆													
D ₁₇	45	Ab ₁₇	10	Aberta		D ₄₇		Ab ₄₇													
D ₁₈	279	Ab ₁₈	0,215	Fechada		D ₄₈		Ab ₄₈													
D ₁₉	523	Ab ₁₉	0,05	Fechada		D ₄₉		Ab ₄₉													
D ₂₀	1035	Ab ₂₀	0,05	Fechada		D ₅₀		Ab ₅₀													
D ₂₁	105	Ab ₂₁	0,075	Fechada		D ₅₁		Ab ₅₁													
D ₂₂	421	Ab ₂₂	0,095	Fechada		D ₅₂		Ab ₅₂													
D ₂₃	539	Ab ₂₃	0,095	Fechada		D ₅₃		Ab ₅₃													
D ₂₄	227	Ab ₂₄	0,075	Fechada		D ₅₄		Ab ₅₄													
D ₂₅	65	Ab ₂₅	0,115	Fechada		D ₅₅		Ab ₅₅													
D ₂₆	75	Ab ₂₆	0,075	Fechada		D ₅₆		Ab ₅₆													
D ₂₇	29	Ab ₂₇	0,075	Fechada		D ₅₇		Ab ₅₇													
D ₂₈	171	Ab ₂₈	0,062	Fechada		D ₅₈		Ab ₅₈													
D ₂₉	74	Ab ₂₉	0,05	Fechada		D ₅₉		Ab ₅₉													
D ₃₀	61	Ab ₃₀	0,075	Fechada		D ₆₀		Ab ₆₀													



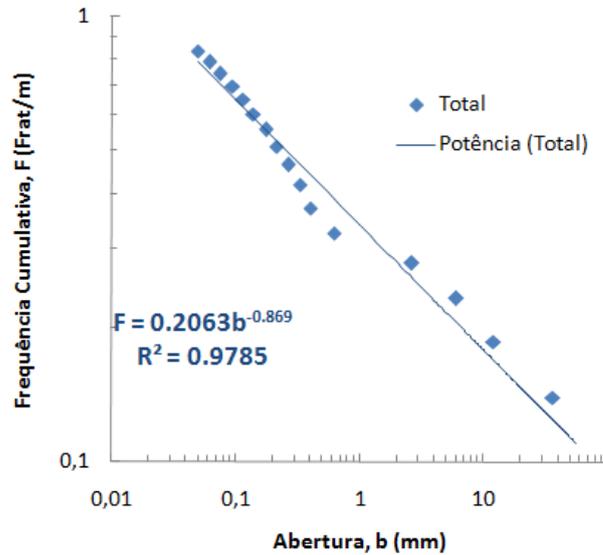
PLANILHA DE SCANLINE										
Município		Localidade		Mina		Pedras Cariri		UTM_N	UTM_E	
Nova Olinda		Pedras Cariri		Mina		Pedras Cariri		9213620	423088	
Geólogo(s)		Formação		Crato		Alt (m)		523		
Scanline		Planta (X)		Dir (Az)		Extensão (m)		Fotos		
Vertical ()		Horizontal ()		315		12		Data		
								26/04/2012		
Medidas (mm)										
				Caracterização	Dir (Az)			Caracterização	Dir (Az)	Obs
D ₁	0	Ab ₁	72	Aberta		D ₃₁		Ab ₃₁		
D ₂	1588	Ab ₂	0,05	Calcita		D ₃₂		Ab ₃₂		
D ₃	1010	Ab ₃	2,65	Calcita		D ₃₃		Ab ₃₃		
D ₄	994	Ab ₄	0,4	Calcita		D ₃₄		Ab ₃₄		
D ₅	1621	Ab ₅	0,265	Aberta		D ₃₅		Ab ₃₅		
D ₆	1127	Ab ₆	7	Aberta		D ₃₆		Ab ₃₆		
D ₇	8	Ab ₇	0,075	Fechada		D ₃₇		Ab ₃₇		
D ₈	1488	Ab ₈	0,115	Aberta		D ₃₈		Ab ₃₈		
D ₉	1986	Ab ₉	0,095	Fechada		D ₃₉		Ab ₃₉		
D ₁₀	2313	Ab ₁₀	0,115	Fechada		D ₄₀		Ab ₄₀		
D ₁₁		Ab ₁₁				D ₄₁		Ab ₄₁		
D ₁₂		Ab ₁₂				D ₄₂		Ab ₄₂		
D ₁₃		Ab ₁₃				D ₄₃		Ab ₄₃		
D ₁₄		Ab ₁₄				D ₄₄		Ab ₄₄		
D ₁₅		Ab ₁₅				D ₄₅		Ab ₄₅		
D ₁₆		Ab ₁₆				D ₄₆		Ab ₄₆		
D ₁₇		Ab ₁₇				D ₄₇		Ab ₄₇		
D ₁₈		Ab ₁₈				D ₄₈		Ab ₄₈		
D ₁₉		Ab ₁₉				D ₄₉		Ab ₄₉		
D ₂₀		Ab ₂₀				D ₅₀		Ab ₅₀		
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁		
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂		
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃		
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄		
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅		
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆		
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇		
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈		
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉		
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀		



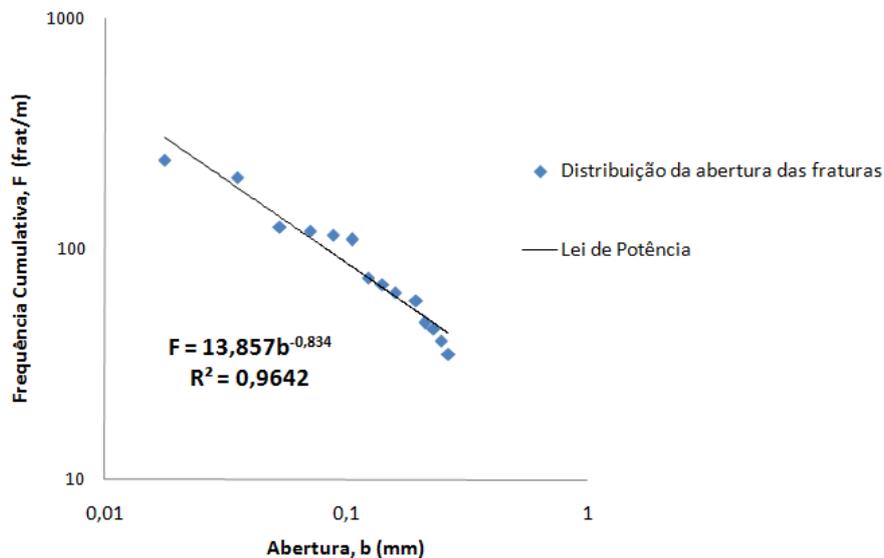
PLANILHA DE SCANLINE													
Município	Nova Olinda		Localidade				Mina	Pedras Cariri		UTM_N	9213620	UTM_E	423088
Geólogo(s)	Antônio Barbosa/Tiago Miranda - Bancada 3						Formação	Crato			Alt (m)	523	
Scanline	Vertical ()	Horizontal ()		Planta (X)	Dir (Az)	55	Extensão (m)	6,5	Fotos		Data	26/04/2012	
Medidas (mm)													
				Caracterização	Dir (Az)					Caracterização	Dir (Az)	Obs	
D ₁	284	Ab ₁	0,4	Fechada		D ₃₁		Ab ₃₁					
D ₂	14	Ab ₂	0,075	Fechada		D ₃₂		Ab ₃₂					
D ₃	17	Ab ₃	0,14	Fechada		D ₃₃		Ab ₃₃					
D ₄	18	Ab ₄	0,175	Fechada		D ₃₄		Ab ₃₄					
D ₅	1252	Ab ₅	0,115	Fechada		D ₃₅		Ab ₃₅					
D ₆	880	Ab ₆	0,175	Fechada		D ₃₆		Ab ₃₆					
D ₇	640	Ab ₇	0,14	Fechada		D ₃₇		Ab ₃₇					
D ₈	102	Ab ₈	0,05	Fechada		D ₃₈		Ab ₃₈					
D ₉	774	Ab ₉	0,14	Aberta		D ₃₉		Ab ₃₉					
D ₁₀	213	Ab ₁₀	0,075	Fechada		D ₄₀		Ab ₄₀					
D ₁₁	2172	Ab ₁₁	2,65	Fechada		D ₄₁		Ab ₄₁					
D ₁₂	6	Ab ₁₂	0,075	Fechada		D ₄₂		Ab ₄₂					
D ₁₃	46	Ab ₁₃	30	Aberta		D ₄₃		Ab ₄₃					
D ₁₄		Ab ₁₄				D ₄₄		Ab ₄₄					
D ₁₅		Ab ₁₅				D ₄₅		Ab ₄₅					
D ₁₆		Ab ₁₆				D ₄₆		Ab ₄₆					
D ₁₇		Ab ₁₇				D ₄₇		Ab ₄₇					
D ₁₈		Ab ₁₈				D ₄₈		Ab ₄₈					
D ₁₉		Ab ₁₉				D ₄₉		Ab ₄₉					
D ₂₀		Ab ₂₀				D ₅₀		Ab ₅₀					
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁					
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂					
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃					
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄					
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅					
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆					
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇					
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈					
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉					
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀					



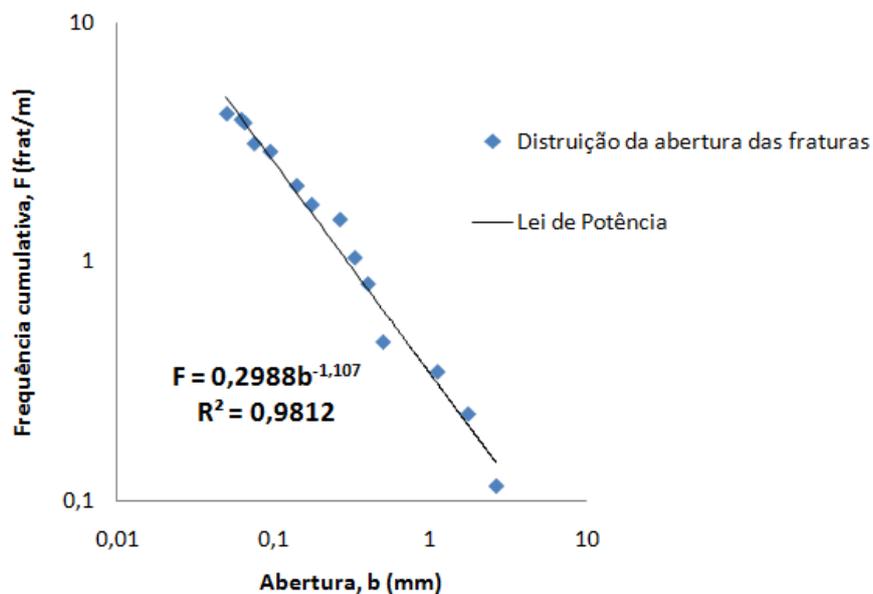
PLANILHA DE SCANLINE									
Município	Nova Olinda	Localidade		Mina	Pedras Cariri	UTM_N	9213698	UTM_E	423188
Geologia(s)	Tringa/Arantia/Virginia - Bancada 4	Formigão	Creto	Extensão (m)	23	Fotos	10	Data	27/04/2012
Scanline	Vertical ()	Horizontal ()	Plano (0)	Dir (Az)	138	Medidas (mm)			
D ₁	0	Ab ₁	36	Aberta	D ₃₁	41	Ab ₃₁	0,095	Fechada
D ₂	1140	Ab ₂	0,095	Fechada	D ₃₂	232	Ab ₃₂	12	Aberta
D ₃	1990	Ab ₃	0,115	Fechada	D ₃₃	11	Ab ₃₃	0,115	Fechada
D ₄	900	Ab ₄	2,65	Aberta	D ₃₄	149	Ab ₃₄	0,4	Fechada
D ₅	781	Ab ₅	66	Aberta	D ₃₅	224	Ab ₃₅	0,062	Fechada
D ₆	1287	Ab ₆	0,265	Fechada	D ₃₆	181	Ab ₃₆	0,095	Fechada
D ₇	246	Ab ₇	0,33	Fechada	D ₃₇	234	Ab ₃₇	0,002	Fechada
D ₈	56	Ab ₈	0,175	Fechada	D ₃₈	224	Ab ₃₈	0,062	Fechada
D ₉	150	Ab ₉	0,095	Fechada	D ₃₉	205	Ab ₃₉	0,115	Fechada
D ₁₀	171	Ab ₁₀	0,05	Fechada	D ₄₀	105	Ab ₄₀	0,115	Fechada
D ₁₁	285	Ab ₁₁	0,05	Fechada	D ₄₁	226	Ab ₄₁	0,095	Fechada
D ₁₂	431	Ab ₁₂	0,62	Fechada	D ₄₂	210	Ab ₄₂	0,075	Fechada
D ₁₃	3,3	Ab ₁₃	0,075	Fechada	D ₄₃	151	Ab ₄₃	0,05	Fechada
D ₁₄	9	Ab ₁₄	35	Aberta	D ₄₄	553	Ab ₄₄	0,05	Fechada
D ₁₅	395	Ab ₁₅	0,095	Fechada	D ₄₅	125	Ab ₄₅	0,062	Fechada
D ₁₆	103	Ab ₁₆	0,075	Fechada	D ₄₆	382	Ab ₄₆	0,002	Fechada
D ₁₇	941	Ab ₁₇	0,075	Fechada	D ₄₇	233	Ab ₄₇	0,075	Fechada
D ₁₈	726	Ab ₁₈	0,075	Fechada	D ₄₈	212	Ab ₄₈	0,075	Fechada
D ₁₉	267	Ab ₁₉	0,05	Fechada	D ₄₉	28	Ab ₄₉	0,62	Fechada
D ₂₀	36	Ab ₂₀	0,095	Fechada	D ₅₀	133	Ab ₅₀	0,062	
D ₂₁	234	Ab ₂₁	0,31	Fechada	D ₅₁	157	Ab ₅₁	0,062	
D ₂₂	5	Ab ₂₂	0,115	Fechada	D ₅₂	160	Ab ₅₂	2,65	Aberta
D ₂₃	250	Ab ₂₃	0,115	Fechada	D ₅₃	350	Ab ₅₃	0,062	
D ₂₄	865	Ab ₂₄	0,062	Fechada	D ₅₄	285	Ab ₅₄	0,115	
D ₂₅	180	Ab ₂₅	0,03	Fechada	D ₅₅	189	Ab ₅₅	0,002	
D ₂₆	469	Ab ₂₆	0,05	Fechada	D ₅₆	178	Ab ₅₆	0,095	
D ₂₇	133	Ab ₂₇	0,062	Fechada	D ₅₇	150	Ab ₅₇	6	Aberta
D ₂₈	254	Ab ₂₈	0,05	Fechada	D ₅₈	226	Ab ₅₈	0,075	
D ₂₉	304	Ab ₂₉	0,062	Fechada	D ₅₉	262	Ab ₅₉	0,215	
D ₃₀	287	Ab ₃₀	0,062	Fechada	D ₆₀	189	Ab ₆₀	0,095	
					D ₆₁	179	Ab ₆₁	0,062	
					D ₆₂	92	Ab ₆₂	0,115	
					D ₆₃	89	Ab ₆₃	0,014	
					D ₆₄	175	Ab ₆₄	0,115	
					D ₆₅	191	Ab ₆₅	0,062	
					D ₆₆	250	Ab ₆₆	0,14	
					D ₆₇	90	Ab ₆₇	0,075	
					D ₆₈	93	Ab ₆₈	0,175	
					D ₆₉	66	Ab ₆₉	0,095	
					D ₇₀	72	Ab ₇₀	0,115	
					D ₇₁	105	Ab ₇₁	0,075	
					D ₇₂	140	Ab ₇₂	0,05	
					D ₇₃	471	Ab ₇₃	0,062	
					D ₇₄	140	Ab ₇₄	0,115	
					D ₇₅	125	Ab ₇₅	0,075	



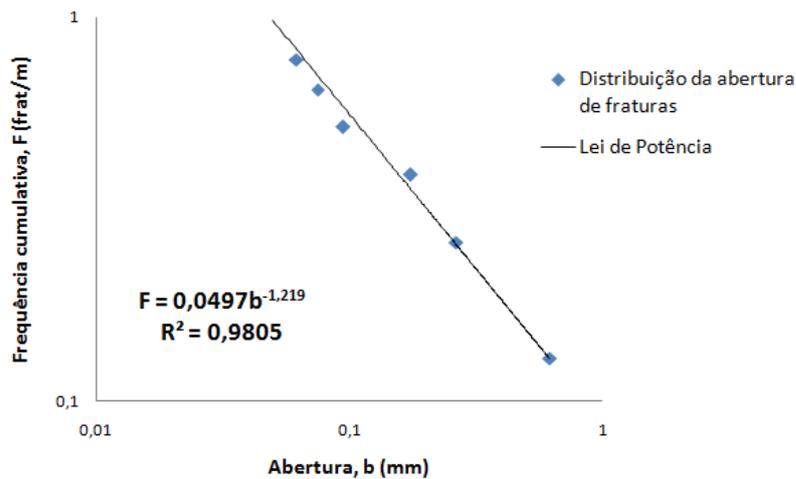
PLANILHA DE SCANLINE									
Município	Nova Olinda	Localidade	Mineração Chaves	Mina	Pedra Branca 1	UTM_N	9211866	UTM_E	420436
Geólogo(s)	Gabriel/Márcio/Tiago				Formação	Ipubi		Alt (m)	582
Scanline	Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir (Az)	80	Extensão (m)	57	Fotos	3662→82
Medidas(mm) - MacroScanlie - fraturas com abertura > 35 mm									
				Caracterização				Caracterização	Obs
D ₁	9430	Ab ₁	35	GP+A		D ₃₁		Ab ₃₁	
D ₂	3700	Ab ₂	65	GP+A		D ₃₂		Ab ₃₂	
D ₃	620	Ab ₃	205	GP+A		D ₃₃		Ab ₃₃	
D ₄	490	Ab ₄	45	GP+A		D ₃₄		Ab ₃₄	
D ₅	4750	Ab ₅	40	GP+A		D ₃₅		Ab ₃₅	
D ₆	420	Ab ₆	110	GP+A		D ₃₆		Ab ₃₆	
D ₇	3500	Ab ₇	120	GP+A		D ₃₇		Ab ₃₇	
D ₈	5370	Ab ₈	70	GP+A		D ₃₈		Ab ₃₈	
D ₉	7050	Ab ₉	48	GP+A		D ₃₉		Ab ₃₉	
D ₁₀	4450	Ab ₁₀	115	GP+A		D ₄₀		Ab ₄₀	
D ₁₁	7070	Ab ₁₁	245			D ₄₁		Ab ₄₁	
D ₁₂	520	Ab ₁₂	60			D ₄₂		Ab ₄₂	
D ₁₃	3385	Ab ₁₃	75			D ₄₃		Ab ₄₃	
D ₁₄	5580	Ab ₁₄	125			D ₄₄		Ab ₄₄	
D ₁₅	194	Ab ₁₅	65			D ₄₅		Ab ₄₅	
D ₁₆		Ab ₁₆				D ₄₆		Ab ₄₆	
D ₁₇		Ab ₁₇				D ₄₇		Ab ₄₇	
D ₁₈		Ab ₁₈				D ₄₈		Ab ₄₈	
D ₁₉		Ab ₁₉				D ₄₉		Ab ₄₉	
D ₂₀		Ab ₂₀				D ₅₀		Ab ₅₀	
D ₂₁		Ab ₂₁				D ₅₁		Ab ₅₁	
D ₂₂		Ab ₂₂				D ₅₂		Ab ₅₂	
D ₂₃		Ab ₂₃				D ₅₃		Ab ₅₃	
D ₂₄		Ab ₂₄				D ₅₄		Ab ₅₄	
D ₂₅		Ab ₂₅				D ₅₅		Ab ₅₅	
D ₂₆		Ab ₂₆				D ₅₆		Ab ₅₆	
D ₂₇		Ab ₂₇				D ₅₇		Ab ₅₇	
D ₂₈		Ab ₂₈				D ₅₈		Ab ₅₈	
D ₂₉		Ab ₂₉				D ₅₉		Ab ₅₉	
D ₃₀		Ab ₃₀				D ₆₀		Ab ₆₀	



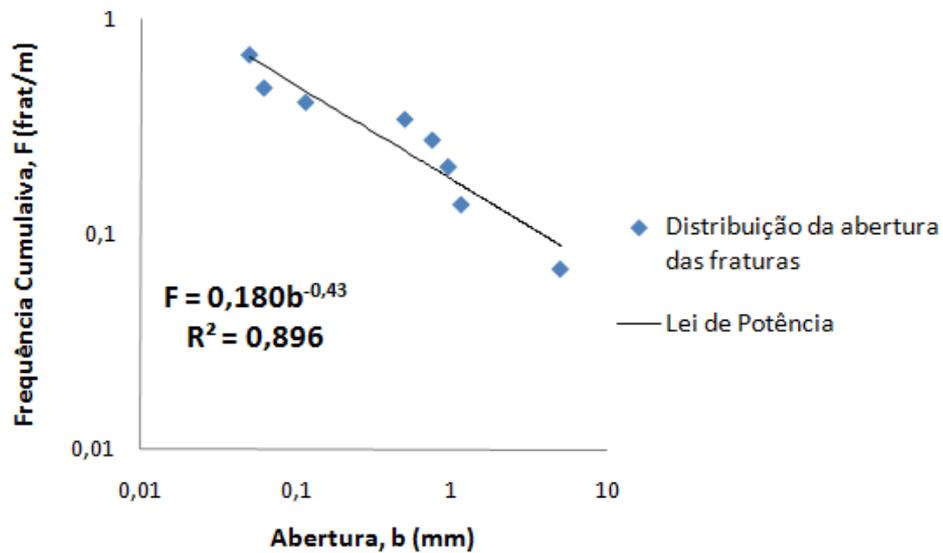
PLANILHA DE SCANLINE												
Município		Localidade		Formação		UTM_N		UTM_E		422951		
Nova Olinda		Pedra Branca		Mina		Pedras Cariri		9212606		546		
Geólogo(s)		Márcio/Carlos Eduardo/Tiago/Gabriel		Dir (Az)		Extensão (m)		Fotos		Data		
Bancada		Vertical ()		Horizontal (X)		345		8.69		7/13/2012		
Medidas (mm)												
				Caracterização	Altura				Caracterização	Altura	Obs	
D ₁	265	Ab ₁	0.05	C-Parcial	105	D ₃₁	277	Ab ₃₁	0.075	C-Parcial	35	
D ₂	3.3	Ab ₂	0.05	C-Parcial	31	D ₃₂	15	Ab ₃₂	0.075	C-Parcial	60	
D ₃	18	Ab ₃	0.075	C-Parcial	64	D ₃₃	90	Ab ₃₃	0.14	C-Parcial	190	
D ₄	0.62	Ab ₄	0.065	C-Parcial	30	D ₃₄	299	Ab ₃₄	0.175	C-Parcial	390	
D ₅	721	Ab ₅	0.05	C-Parcial	25	D ₃₅	350	Ab ₃₅	0.175	C-Parcial	260	
D ₆	53	Ab ₆	0.05	C-Parcial	130	D ₃₆	135	Ab ₃₆	0.05	C-Parcial	147	Estilólito
D ₇	3.3	Ab ₇	0.33	C-Parcial	54	D ₃₇	191	Ab ₃₇	0.33	C-Parcial	310	
D ₈	289	Ab ₈	0.095	C-Parcial	22	D ₃₈	205	Ab ₃₈	0.095	C-Parcial	75	
D ₉	445	Ab ₉	2.65	C-Parcial Ab	2300	D ₃₉	72	Ab ₃₉	0.075	C-Parcial	190	
D ₁₀	18	Ab ₁₀	0.05	C	24	D ₄₀	125	Ab ₄₀	0.05	C-Parcial	89	Estilólito
D ₁₁	470	Ab ₁₁	0.14	C	310	D ₄₁	26	Ab ₄₁	0.14	C-Parcial	19	
D ₁₂	170	Ab ₁₂	0.075	C	228	D ₄₂	331	Ab ₄₂	0.05	C-Parcial	85	
D ₁₃	163	Ab ₁₃	0.075	C	29	D ₄₃	165	Ab ₄₃	0.062	C-Parcial	90	
D ₁₄	174	Ab ₁₄	0.33	C-Parcial	255	D ₄₄	85	Ab ₄₄	0.5	C-Parcial	380	250Aa/93/340NV
D ₁₅	188	Ab ₁₅	0.4	C-Parcial	332	D ₄₅	95	Ab ₄₅	0.05	C-Parcial	105	
D ₁₆	5	Ab ₁₆	0.33	C-Parcial	60	D ₄₆	128	Ab ₄₆	0.05	C-Parcial	60	
D ₁₇	267	Ab ₁₇	0.5	C-Parcial	400	D ₄₇		Ab ₄₇				
D ₁₈	89	Ab ₁₈	0.05	C-Parcial	67	D ₄₈		Ab ₄₈				
D ₁₉	37	Ab ₁₉	0.14	C-Parcial	130	D ₄₉		Ab ₄₉				
D ₂₀	161	Ab ₂₀	0.5	C-Parcial	333	D ₅₀		Ab ₅₀				
D ₂₁	200	Ab ₂₁	0.14	C-Parcial	36	D ₅₁		Ab ₅₁				
D ₂₂	73	Ab ₂₂	0.062	C-Parcial	75	D ₅₂		Ab ₅₂				
D ₂₃	12	Ab ₂₃	0.14	C-Parcial	65	D ₅₃		Ab ₅₃				
D ₂₄	113	Ab ₂₄	0.175	C-Parcial	190	D ₅₄		Ab ₅₄				
D ₂₅	262	Ab ₂₅	0.265	C-Parcial	150	D ₅₅		Ab ₅₅				
D ₂₆	235	Ab ₂₆	1.115	C-Parcial	400	D ₅₆		Ab ₅₆				
D ₂₇	371	Ab ₂₇	1.75	C-Parcial	535	D ₅₇		Ab ₅₇				
D ₂₈	299	Ab ₂₈	0.265	C-Parcial	305	D ₅₈		Ab ₅₈				
D ₂₉	441	Ab ₂₉	0.4	C-Parcial	391	D ₅₉		Ab ₅₉				
D ₃₀	517	Ab ₃₀	0.14	C-Parcial	332	D ₆₀		Ab ₆₀				



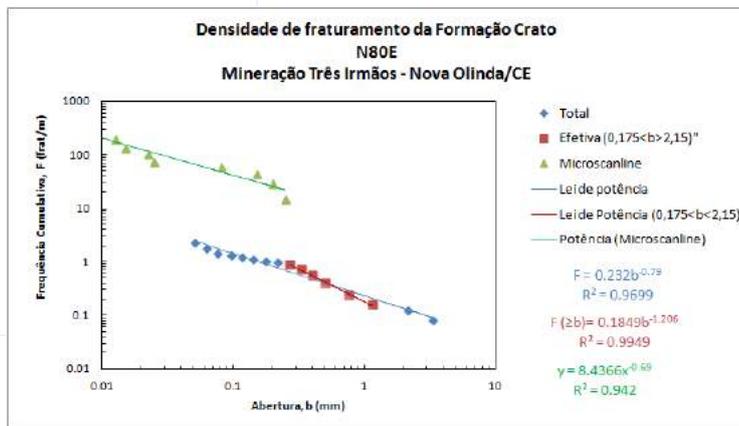
PLANILHA DE SCANLINE												
Município	Novo Clíma	Localidade			Pedra Branca		Mina	Pedras Catim		UTM_N	UTM_E	
Geólogo(s)	Márcio Trigo				Formação	Crato	Extensão (m)		Fotos	Data	13/07/2012	
Scanline	Vertical ()	Horizontal (X)			Plano ()	Dir. (Az)	350	7,82				
Medidas (mm)												
					Caracterização	Altura				Caracterização	Altura	OBS
D ₁	150	Ab ₁	0,05	C	41	D ₁₁	4	Ab ₁₁	0,05			
D ₂	16	Ab ₂	0,05	C	31	D ₁₂	5	Ab ₁₂	0,05			
D ₃	3	Ab ₃	0,05	C	46	D ₁₃	3	Ab ₁₃	0,05			
D ₄	3	Ab ₄	0,05	C	46	D ₁₄	2	Ab ₁₄	0,05			
D ₅	16	Ab ₅	0,05	C	33	D ₁₅	1,6	Ab ₁₅	0,05			
D ₆	5	Ab ₆	0,05	C	24	D ₁₆	7	Ab ₁₆	0,05			
D ₇	12	Ab ₇	0,05	C	69	D ₁₇	7	Ab ₁₇	0,05			
D ₈	21	Ab ₈	0,05	C	48	D ₁₈	1	Ab ₁₈	0,05			
D ₉	5	Ab ₉	0,05	C	19	D ₁₉	7	Ab ₁₉	0,05			
D ₁₀	20	Ab ₁₀	0,05	C	44	D ₂₀	3	Ab ₂₀	0,05			
D ₁₁	7	Ab ₁₁	0,05	C	22	D ₂₁	9	Ab ₂₁	0,05			
D ₁₂	8	Ab ₁₂	0,05	C	31	D ₂₂	3	Ab ₂₂	0,05			
D ₁₃	43	Ab ₁₃	0,05	C	27	D ₂₃	688	Ab ₂₃	0,05		63	
D ₁₄	4	Ab ₁₄	0,05	C	14	D ₂₄	190	Ab ₂₄	0,05		62	
D ₁₅	1	Ab ₁₅	0,05	C	19	D ₂₅	52	Ab ₂₅	0,05		46	
D ₁₆	9	Ab ₁₆	0,05	C	25	D ₂₆	20	Ab ₂₆	0,05		76	
D ₁₇	2	Ab ₁₇	0,05	C	24	D ₂₇	22	Ab ₂₇	0,05		16	
D ₁₈	4	Ab ₁₈	0,05	C	22	D ₂₈	6	Ab ₂₈	0,05		49	
D ₁₉	18	Ab ₁₉	0,05	C	27	D ₂₉	70	Ab ₂₉	0,062		20	
D ₂₀	2	Ab ₂₀	0,05	C	27	D ₃₀	122	Ab ₃₀	0,075		62	
D ₂₁	4	Ab ₂₁	0,05	C	42	D ₃₁	109	Ab ₃₁	0,062		50	
D ₂₂	26	Ab ₂₂	0,05	C	22	D ₃₂	101	Ab ₃₂	0,05		70	
D ₂₃	14	Ab ₂₃	0,05		29	D ₃₃	1565	Ab ₃₃	0,05		43	
D ₂₄	1	Ab ₂₄	0,05		21	D ₃₄	67	Ab ₃₄	0,05		45	
D ₂₅	1	Ab ₂₅	0,05		30	D ₃₅	170	Ab ₃₅	0,095		44	
D ₂₆	7	Ab ₂₆	0,05		22	D ₃₆	775	Ab ₃₆	0,179		18	
D ₂₇	13	Ab ₂₇	0,05			D ₃₇	18	Ab ₃₇	0,05		35	
D ₂₈	3	Ab ₂₈	0,05			D ₃₈	50	Ab ₃₈	0,05		46	
D ₂₉	15	Ab ₂₉	0,05			D ₃₉	43	Ab ₃₉	0,05		40	
D ₃₀	14	Ab ₃₀	0,05			D ₄₀	18	Ab ₄₀	0,05		56	
						D ₄₁	26	Ab ₄₁	0,05		55	
						D ₄₂	6	Ab ₄₂	0,05		35	
						D ₄₃	18	Ab ₄₃	0,05		25	
						D ₄₄	20	Ab ₄₄	0,05		30	
						D ₄₅	349	Ab ₄₅	0,365		445	
						D ₄₆	135	Ab ₄₆	0,62		925	
						D ₄₇	227	Ab ₄₇	0,05		56	
						D ₄₈	350	Ab ₄₈	0,05		30	
						D ₄₉	56	Ab ₄₉	0,062		60	
						D ₅₀	92	Ab ₅₀	0,05		50	
						D ₅₁	114	Ab ₅₁	0,05		30	
						D ₅₂	43	Ab ₅₂	0,05		60	
						D ₅₃	42	Ab ₅₃	0,05		90	
						D ₅₄	375	Ab ₅₄	0,05		40	
						D ₅₅	20	Ab ₅₅	0,05		30	
						D ₅₆	10	Ab ₅₆	0,05		36	
						D ₅₇	40	Ab ₅₇	0,05		50	
						D ₅₈	103	Ab ₅₈	0,05		45	
						D ₅₉	162	Ab ₅₉	0,05		45	
						D ₆₀	104	Ab ₆₀	0,05		30	
						D ₆₁	138	Ab ₆₁	0,05		55	
						D ₆₂	929	Ab ₆₂	0,05		80	



PLANILHA DE SCANLINE													
Município	Nova Olinda	Localidade			Pedra Branca	Mina	Pedras Cariri		UTM_N	9212606	UTM_E	422951	
Geólogo(s)	Márcio			Formação		Crato				Alt (m)	546		
Scanline	Vertical ()	Horizontal (X)			Planta ()	Dir (Az)	60	Extensão (m)	15	Fotos	Data		13/07/2012
Medidas (mm)													
				Caracterização	Dir (Az)					Caracterização	Dir (Az)	Obs	
D ₁	198	Ab ₁	0,05	C	150	D ₃₁	862	Ab ₃₁	0,05				
D ₂	809	Ab ₂	0,75	C	150	D ₃₂		Ab ₃₂					
D ₃	4055	Ab ₃	0,05	C		D ₃₃		Ab ₃₃					
D ₄	136	Ab ₄	0,062	C		D ₃₄		Ab ₃₄					
D ₅	243	Ab ₅	0,05	C		D ₃₅		Ab ₃₅					
D ₆	21	Ab ₆	0,05	C		D ₃₆		Ab ₃₆					
D ₇	22	Ab ₇	0,05	C		D ₃₇		Ab ₃₇					
D ₈	745	Ab ₈	0,062	C		D ₃₈		Ab ₃₈					
D ₉	383	Ab ₉	0,05			D ₃₉		Ab ₃₉					
D ₁₀	116	Ab ₁₀	0,05			D ₄₀		Ab ₄₀					
D ₁₁	375	Ab ₁₁	0,05			D ₄₁		Ab ₄₁					
D ₁₂	945	Ab ₁₂	0,05		160/63°/70	D ₄₂		Ab ₄₂					
D ₁₃	35	Ab ₁₃	0,05			D ₄₃		Ab ₄₃					
D ₁₄	509	Ab ₁₄	0,05			D ₄₄		Ab ₄₄					
D ₁₅	328	Ab ₁₅	0,05			D ₄₅		Ab ₄₅					
D ₁₆	89	Ab ₁₆	0,05			D ₄₆		Ab ₄₆					
D ₁₇	112	Ab ₁₇	0,05			D ₄₇		Ab ₄₇					
D ₁₈	16	Ab ₁₈	0,5			D ₄₈		Ab ₄₈					
D ₁₉	65	Ab ₁₉	0,95			D ₄₉		Ab ₄₉					
D ₂₀	77	Ab ₂₀	0,05			D ₅₀		Ab ₅₀					
D ₂₁	267	Ab ₂₁	0,115			D ₅₁		Ab ₅₁					
D ₂₂	299	Ab ₂₂	0,05			D ₅₂		Ab ₅₂					
D ₂₃	27	Ab ₂₃	0,062			D ₅₃		Ab ₅₃					
D ₂₄	7	Ab ₂₄	0,05			D ₅₄		Ab ₅₄					
D ₂₅	1495	Ab ₂₅	0,05			D ₅₅		Ab ₅₅					
D ₂₆	139	Ab ₂₆	1,15			D ₅₆		Ab ₅₆					
D ₂₇	1504	Ab ₂₇	0,05			D ₅₇		Ab ₅₇					
D ₂₈	18	Ab ₂₈	0,05			D ₅₈		Ab ₅₈					
D ₂₉	404	Ab ₂₉	0,05			D ₅₉		Ab ₅₉					
D ₃₀	135	Ab ₃₀	5			D ₆₀		Ab ₆₀					



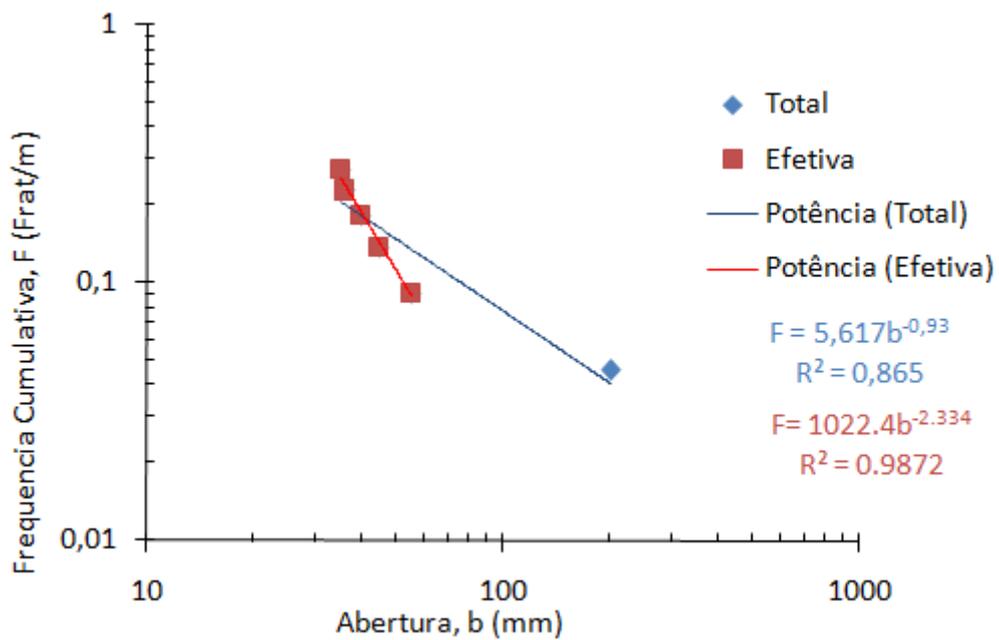
PLANILHA DE SCANLINE											
Município	Rua Olinda	Localidade	Pedreira do André		Mina	Pedreira 3 Irmãos		UTM_N	UTM_E		
Geólogo(a)	Márcio/Carlos Eduardo/Tiago/Gabriel Matos					Formação		Crato	Alt (m)		
Scanline	Vertical (V)	Horizontal (H)	Plante (P)	Dir (Ar)	60	Extensão (m)	25,55	Fotos	Data		
Medidas (mm)											
			Característica	Altura			Característica	Altura	Obs		
D ₁	1225	Ab ₁	0,05	C	172	D ₂₁	26	Ab ₂₁	0,05	C	1680
D ₂	255*	Ab ₂	0,002	C	167	D ₂₂	582	Ab ₂₂	0,75	C	50
D ₃	87	Ab ₃	0,03	C	160	D ₂₃	101	Ab ₂₃	3,8	C	
D ₄	31	Ab ₄	0,075	C	46	D ₂₄	89	Ab ₂₄	0,062	C	65
D ₅	42	Ab ₅	0,235	C	1665	D ₂₅	105	Ab ₂₅	0,33	C	55
D ₆	119	Ab ₆	0,205	C	220	D ₂₆	409	Ab ₂₆	0,075**	C	16
D ₇	157	Ab ₇	0,05	C	87	D ₂₇	29	Ab ₂₇	0,05	C	14
D ₈	3	Ab ₈	0,05	C	85	D ₂₈	85	Ab ₂₈	0,05	C	96
D ₉	25	Ab ₉	0,115	C	80	D ₂₉	25	Ab ₂₉	0,05	C	57
D ₁₀	55	Ab ₁₀	0,14	C	307	D ₃₀	152	Ab ₃₀	0,05	C	17
D ₁₁	22	Ab ₁₁	0,03	C	40	D ₃₁	184	Ab ₃₁	0,05	C	32
D ₁₂	15	Ab ₁₂	0,05	C	87	D ₃₂	3	Ab ₃₂	0,05	C	33
D ₁₃	22	Ab ₁₃	0,05	C	60	D ₃₃	17	Ab ₃₃	0,05	C	14
D ₁₄	57	Ab ₁₄	0,05	C	55	D ₃₄	274	Ab ₃₄	0,05	C	38
D ₁₅	46	Ab ₁₅	0,05	C	74	D ₃₅	38	Ab ₃₅	0,05	C	18
D ₁₆	100	Ab ₁₆	0,095	C	130	D ₃₆	9	Ab ₃₆	0,05	C	22
D ₁₇	199*	Ab ₁₇	0,05	C	28	D ₃₇	817	Ab ₃₇	0,85	C	91
D ₁₈	5	Ab ₁₈	0,062	C	170	D ₃₈	163	Ab ₃₈	0,85**	C	18
D ₁₉	82	Ab ₁₉	0,03	C	120	D ₃₉	182	Ab ₃₉	0,05	C	19
D ₂₀	18	Ab ₂₀	0,03	C	80	D ₄₀	222	Ab ₄₀	6,5	C	2004
D ₂₁	168	Ab ₂₁	0,05	C	170	D ₄₁	29	Ab ₄₁	0,05	C	49
D ₂₂	30	Ab ₂₂	0,05	C	56	D ₄₂	2	Ab ₄₂	6,4	C	722
D ₂₃	10	Ab ₂₃	0,14	C	58	D ₄₃	60	Ab ₄₃	0,85**	C	7
D ₂₄	124*	Ab ₂₄	0,05	C	8	D ₄₄	345	Ab ₄₄	0,05	C	67
D ₂₅	135	Ab ₂₅	0,05	C	242	D ₄₅	452	Ab ₄₅	0,05	C	48
D ₂₆	117	Ab ₂₆	0,05	C	34	D ₄₆	107	Ab ₄₆	0,14	C	17
D ₂₇	41	Ab ₂₇	0,05	C	28	D ₄₇	296	Ab ₄₇	0,05	C	52
D ₂₈	100	Ab ₂₈	0,03	C	80	D ₄₈	33	Ab ₄₈	0,05	C	64
D ₂₉	42	Ab ₂₉	0,062	C	23	D ₄₉	7	Ab ₄₉	0,05	C	7
D ₃₀	92	Ab ₃₀	0,75	C	1345	D ₅₀	492	Ab ₅₀	0,05	C	57
*D ₃₁	700	Ab ₃₁	0,05	C	3	D ₅₁	631	Ab ₅₁	0,075	C	51
*D ₃₂	143	Ab ₃₂	0,05	C	100	D ₅₂	23	Ab ₅₂	0,075	C	130
D ₃₃	282	Ab ₃₃	1,15	C	485	D ₅₃	1020	Ab ₅₃	0,05	C	20
D ₃₄	40	Ab ₃₄	0,05	C	25	D ₅₄	93	Ab ₅₄	0,025	C	98
D ₃₅	2	Ab ₃₅	0,05	C	45	D ₅₅	65	Ab ₅₅	0,05	C	47
D ₃₆	170	Ab ₃₆	100	C		D ₅₆	216	Ab ₅₆	0,05	C	242
D ₃₇	11	Ab ₃₇	0,03	C	320	D ₅₇	80	Ab ₅₇	0,175	C	178
D ₃₈	53	Ab ₃₈	0,062	C	142	D ₅₈	921	Ab ₅₈	0,33	C	
D ₃₉	275	Ab ₃₉	0,42	C	1880	D ₅₉	50	Ab ₅₉	6,5	C	
D ₄₀	264	Ab ₄₀	0,05	C	16	D ₆₀	10	Ab ₆₀	0,062	C	74
D ₄₁	128	Ab ₄₁	0,115	C	30	D ₆₁	22	Ab ₆₁	0,075	C	11
D ₄₂	85	Ab ₄₂	0,05	C	8	D ₆₂	274	Ab ₆₂	0,05	C	37
D ₄₃	76	Ab ₄₃	0,05	C	18	D ₆₃	24	Ab ₆₃	0,05	C	22
D ₄₄	310	Ab ₄₄	0,05	C	210	D ₆₄	54	Ab ₆₄	0,85**	C	6
D ₄₅	87	Ab ₄₅	0,075	C	280	D ₆₅	40	Ab ₆₅	0,85**	C	4
D ₄₆	12	Ab ₄₆	0,4	C	130	D ₆₆	377	Ab ₆₆	0,75	C	1127
D ₄₇	10	Ab ₄₇	2,15	C	2210	D ₆₇	89	Ab ₆₇	0,05	C	7
D ₄₈	131	Ab ₄₈	0,05	C	82	D ₆₈	217	Ab ₆₈	0,05	C	231
D ₄₉	236	Ab ₄₉	0,062	C	50	D ₆₉	98	Ab ₆₉	0,05	C	17
D ₅₀	210	Ab ₅₀	0,175	C	18	D ₇₀	216	Ab ₇₀	0,062	C	11
D ₅₁	80	Ab ₅₁	0,33	C	1305	D ₇₁	796	Ab ₇₁	0,05	C	160
D ₅₂	70	Ab ₅₂	0,05	C	48	D ₇₂	305	Ab ₇₂	0,05	C	4
D ₅₃	341	Ab ₅₃	0,05	C	40	D ₇₃	620	Ab ₇₃	0,265	C	5
D ₅₄	180	Ab ₅₄	0,075	C	202	D ₇₄	11	Ab ₇₄	0,03	C	5
D ₅₅	14*	Ab ₅₅	0,03	C	40	D ₇₅	9	Ab ₇₅	0,062	C	8
D ₅₆	509	Ab ₅₆	0,4	C	18	D ₇₆	233	Ab ₇₆	0,05	C	40
D ₅₇	345	Ab ₅₇	0,115	C	45	D ₇₇	727	Ab ₇₇	0,33	C	46
D ₅₈	212	Ab ₅₈	0,05	C	46	D ₇₈	54	Ab ₇₈	0,05	C	12
D ₅₉	150	Ab ₅₉	0,05	C	27	D ₇₉	1099	Ab ₇₉	0,05	C	58
D ₆₀	540	Ab ₆₀	0,05	C	32	D ₈₀	8	Ab ₈₀	0,05	C	276
D ₁₁₁	78	Ab ₁₁₁	0,05	C	629						
D ₁₁₂	161	Ab ₁₁₂	0,05	C	8						
D ₁₁₃	90	Ab ₁₁₃	0,05	C	61						
D ₁₁₄	7	Ab ₁₁₄	0,4	C	1577						
D ₁₁₅	45	Ab ₁₁₅	0,05	C	46						
D ₁₁₆	54	Ab ₁₁₆	0,05	C	28						
D ₁₁₇	11	Ab ₁₁₇	0,5	C	83						
D ₁₁₈	10	Ab ₁₁₈	0,05	C	48						
D ₁₁₉	6	Ab ₁₁₉	0,05	C	56						
D ₁₂₀	170	Ab ₁₂₀	0,062	C	39						
D ₁₂₁	350	Ab ₁₂₁	1,15	C							
D ₁₂₂	28	Ab ₁₂₂	0,05	C	35						
D ₁₂₃	127	Ab ₁₂₃	0,05	C	176						
D ₁₂₄	0	Ab ₁₂₄	0,03	C	220						
D ₁₂₅	21	Ab ₁₂₅	0,75	C	1014						
D ₁₂₆	252	Ab ₁₂₆	0,05	C	12						
D ₁₂₇	112	Ab ₁₂₇	0,062	C	50						
D ₁₂₈	238	Ab ₁₂₈	0,05	C	56						
D ₁₂₉		Ab ₁₂₉									



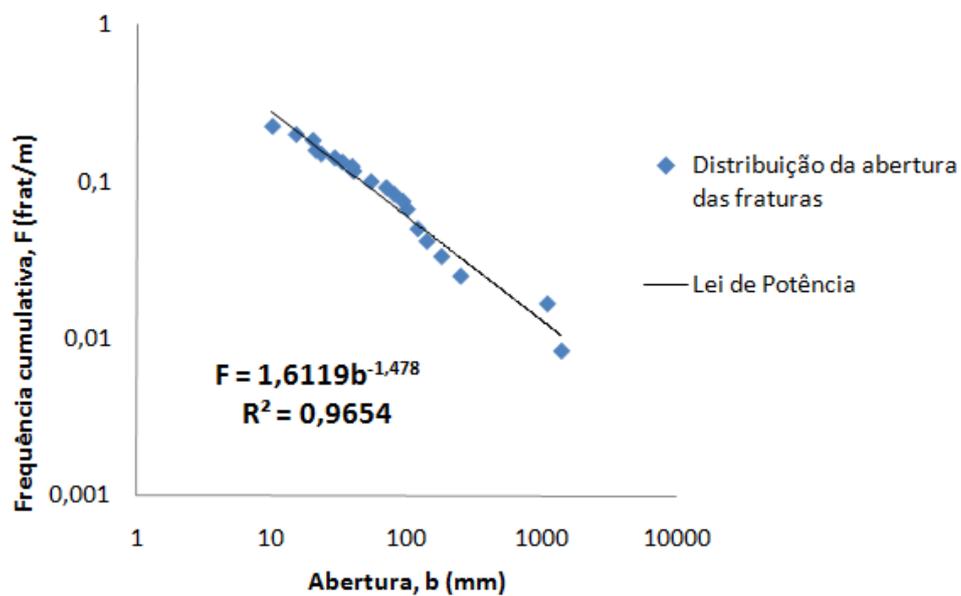
PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Morais		Mina	Sobra da Serra	UTM_N	9149636	UTM_E	344940
Geólogo(s)	Márcio e Dutí				Formação	Romualdo			Alt (m)	
Bancada	Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir (Az)	90	tensão (m)	Fotos		Data	16/07/12
Medidas (mm) Falhas normais ao longo do painel E-W										
							Caracterização	Atitude		
	D ₁	10660	Ab ₁	0,265	Óxido Fe/Mg	225/51°/315				
	D ₂	17500	Ab ₂	0,265	Óxido Fe/Mg	190/56°/280				
	D ₃	31750	Ab ₃	0,215	Óxido Fe/Mg	195/61°/285				
	D ₄	15630	Ab ₄	0,215	Óxido Fe/Mg	187/75°/277				
	D ₅	12610	Ab ₅	0,140	Óxido Fe/Mg	180/81°/270				
	D ₆	400	Ab ₆	0,75	Óxido Fe/Mg	240/55°/330				
	D ₇	600	Ab ₇	0,33	Óxido Fe/Mg	190/57°/100				

PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Morais		Mina	Sombra da Serra	UTM_N	9149336	UTM_E	344940
Geólogo(s)	Márcio e Dutí				Formação	Ipubi			Alt (m)	
Bancada	Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir (Az)	25	Extensão (m)	Fotos		Data	16/07/12
Medidas (mm) Macro Scan										
							Caracterização	Dir (Az)		
	D ₁	780	Ab ₁	12	gf + a	85/27°/175				
	D ₂	1322	Ab ₂	30	gf + a	75/22°/165				
	D ₃	840	Ab ₃	60	gf + a	75/22°/165				

PLANILHA DE SCANLINE										
Município	Araripina	Localidade	Morais	Mina	Sombra da Serra	UTM_N	9149336	UTM_E	344940	
Geólogo(s)	Márcio e Dutí		Formação		Ipubi		Alt (m)			
Bancada	Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir (Az)	25	Extensão (m)	23,6	Fotos	Data	16/07/12
Medidas (mm) MacroScan Ab > 35 mm										
						Caracterização	Atitude			Obs
	D ₁	5100	Ab ₁	36		gf+a	105/30°/195			
	D ₂	1680	Ab ₂	200		gf+a	80/70°/350			estria 15°/75
	D ₃	215	Ab ₃	35			260/45°/350			
	D ₄	1070	Ab ₄	35			170/90°			
	D ₅	3220	Ab ₅	35			170/70°/260			
	D ₆	650	Ab ₆	45						
	D ₇	420	Ab ₇	35						
	D ₈	2050	Ab ₈	40			60/50°/150			
	D ₉	560	Ab ₉	55			285/52°/15			
	D ₁₀	4980	Ab ₁₀	35			290/vert			
	D ₁₁	1370	Ab ₁₁	35			70/72°/340			estria 15°/65

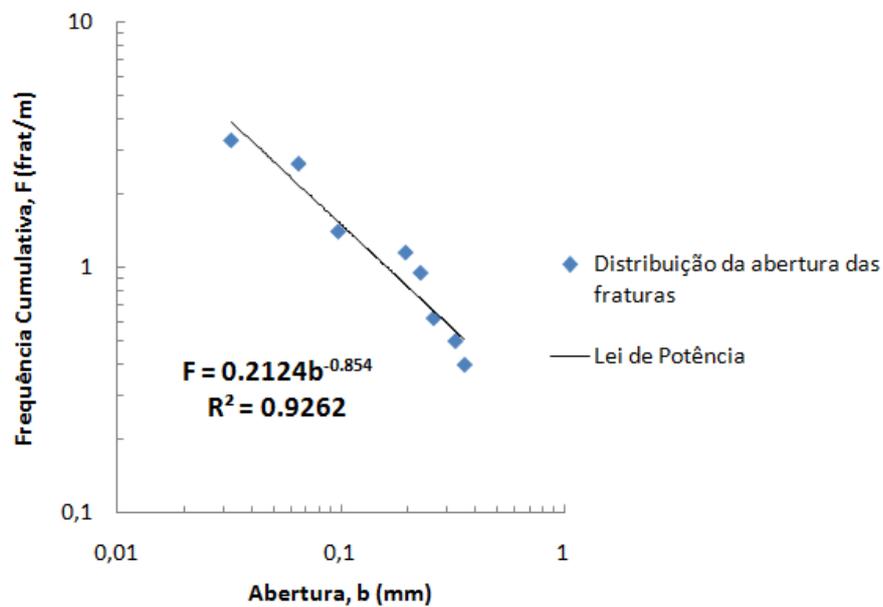


PLANILHA DE SCANLINE											
Município	Ipupi	Localidade	Sítio Baixa		Mina	Rocha Nobre		UTM_N	9148756	UTM_E	370819
Geólogo(s)	Carlos Eduardo/Márcio Alencar				Formação		Ipupi		Alt (m)	532	
Bancada	Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir (Az)	320	Extensão (m)		Fotos		Data	7/17/2012
Medidas (mm) MacroScanline											
								Caracterização	Atitude		
D ₁	0	Ab ₁	100					GF/A/Reta	40Az/80°/130		
D ₂	6100	Ab ₂	40					GF/A/Obliq.	10Az/70°/290		
D ₃	7270	Ab ₃	180					GF/A/Reta	40Az/67°/320		
D ₄	3140	Ab ₄	70					GF/A/Reta	30Az/80°/120		
D ₅	2500	Ab ₅	20					GF/A/Reta	45Az/Vert.		
D ₆	13100	Ab ₆	1400					GF/A/Ret e Obli	45Az/85°NW		
D ₇	3230	Ab ₇	20					GF/A/Reta			
D ₈	9610	Ab ₈	140					GF/A/Reta			
*D ₉	2308	Ab ₉	21					GF/A/Reta			
D ₁₀	2378	Ab ₁₀	10					GF/A/Reta			
D ₁₁	860	Ab ₁₁	29					GF/A/Obliq.			
D ₁₂	695	Ab ₁₂	39					GF/A/Obliq.			
D ₁₃	590	Ab ₁₃	10					GF/A/Obliq.			
D ₁₄	9320	Ab ₁₄	20					GF/A/Obliq.			
D ₁₅	116	Ab ₁₅	15					GF/A/Reta	55Az/85°/335		
D ₁₆	12640	Ab ₁₆	10					GF/A/Reta	55Az/85°/335		
D ₁₇	6260	Ab ₁₇	100					GF/A/Reta	90Az/71°/20N		
D ₁₈	1350	Ab ₁₈	250					GF/A/Reta	6Az/73° SE		
D ₁₉	5380	Ab ₁₉	33					GF/A/Reta	20Az/83°/110		
D ₂₀	15790	Ab ₂₀	40					GF/A/Obliq.	180Az/60°/90		
D ₂₁	1210	Ab ₂₁	120					GF/A/Obliq.			
D ₂₂	2590	Ab ₂₂	15					GF/A/Reta			
D ₂₃	620	Ab ₂₃	80					GF/A/Reta	10Az/55°/280		
D ₂₄	3700	Ab ₂₄	1100					GF/A/Obliq.	40Az/45°/130		
D ₂₅	3240	Ab ₂₅	54					GF/A/Obliq.	60Az/60°/330		
D ₂₆	800	Ab ₂₆	93					GF/A/Reta	30Az/80°/120		
D ₂₇	410	Ab ₂₇	23					GF/A/Reta	170Az/88°/80		

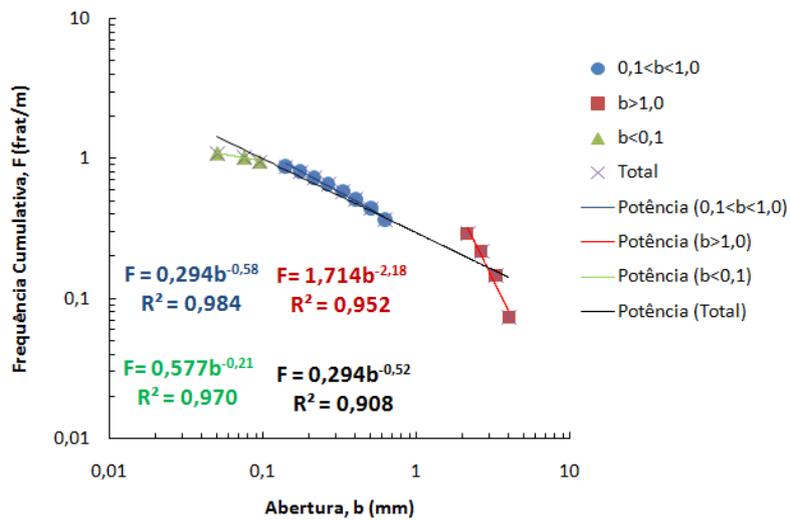


PLANILHA DE SCANLINE									
Município	Araripina	Localidade	Sítio Baixa		Mina	Rocha Nobre		UTM_N	UTM_E
Geólogo(s)	Carlos Eduardo/Márcio Alencar/Tiago Miranda			Formação		Ipupi		Alt (m)	
Bancada	Vertical (X)	Horizontal ()	Planta ()	Dir (Az)	320	Extensão (m)	Fotos	Data	7/17/2012
Medidas (mm)									
							Caracterização	Altura	
	D ₁	0	Ab ₁	30					
	D ₂	370	Ab ₂	30					
	D ₃	220	Ab ₃	80					
	D ₄	450	Ab ₄	30					
	D ₅	450	Ab ₅	10					
	D ₆	945	Ab ₆	25				30Az/34°/130	

PLANILHA DE SCANLINE											
Município	Araripina	Localidade	Sítio Lagoa do Barro		Mina	Campevi		UTM_N	338850	UTM_E	9143152
Geólogo(s)	Carlos Eduardo/Márcio Alencar			Formação		Remoalido		Alt (m)	538		
Bancada	Vertical ()	Horizontal (X)	Planta ()	Dir (Az)	80	Extensão (m)	33,89	Fotos	66→69	Data	7/18/2012
Medidas (mm)											
								Caracterização	Altitude		
	D ₁	6190	Ab ₁	1.15				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	350Az/33° SW		
	D ₂	3700	Ab ₂	0,5				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	353Az/44° SW		
	D ₃	420	Ab ₃	0,62				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	352Az/86° SW		
	D ₄	1890	Ab ₄	1,4				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	351Az/78° SW		
	D ₅	763	Ab ₅	2,65				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	352Az/67° NE		
	D ₆	1310	Ab ₆	0,4				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	325Az/72° SW		
	D ₇	560	Ab ₇	0,95				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	25Az/50° NW		
	D ₈	3560	Ab ₈	0,62				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	5Az/63° NW		
	D ₉	4800	Ab ₉	1,4				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	355Az/51° NE		
	D ₁₀	3890	Ab ₁₀	3,3				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	160Az/48° SW		
	D ₁₁	3730	Ab ₁₁	1,4				A/Siltz/Ofe e Mat. Org	355Az/38° SW		



PLANILHA DE SCANLINE											
Município	Nova Olinda	Localidade	Pedras Cariri	Mina	Três Irmãos			UTM_N	9213628	UTM_E	423113
Geólogo(s)	Tiago Miranda / Virgínio Neumann			Afl	PT 09			Alt (m)	533		
Scanline	Vertical ()	Horizontal ()	Planta (X)	Dir (Az)	50	Extensão (m)	14	Fotos	4356 - 4774	Data	21.10.12
Medidas (mm)											
						Preench	Atitude	Obs			
D ₁	1701	Ab ₁	0,075	c			160	Veio			
D ₂	75	Ab ₂	0,33	c			170/25°/260	Falha			
D ₃	900	Ab ₃	2,15	parc c			140	Junta			
D ₄	1802	Ab ₄	0,33	parc c			180/35°/90	Falha			
D ₅	358	Ab ₅	0,095	c			160	Veio			
D ₆	403	Ab ₆	2,15	c			160	Veio			
D ₇	263	Ab ₇	0,33	c			135	Veio			
D ₈	470	Ab ₈	0,14	c			170	Veio			
D ₉	1314	Ab ₉	4	ab			150	Junta			
D ₁₀	157	Ab ₁₀	0,5	ab			160	Junta			
D ₁₁	4	Ab ₁₁	0,62	ab			160	Junta			
D ₁₂	60	Ab ₁₂	0,095	ab			155	Junta			
D ₁₃	1352	Ab ₁₃	0,4	c			140	Veio			
D ₁₄	49	Ab ₁₄	3,3	parc c			140	Junta			
D ₁₅	36	Ab ₁₅	2,15	parc c			120	Junta			
D ₁₆	21	Ab ₁₆	0,62	c			130	Veio			
D ₁₇	267	Ab ₁₇	0,265	c			140	Veio			
D ₁₈	235	Ab ₁₈	0,62	c			140	Veio			
D ₁₉	200	Ab ₁₉	0,095	c			160	Veio			
D ₂₀	158	Ab ₂₀	0,175	ab			110/65°/20	Falha			
D ₂₁	360	Ab ₂₁	0,05	c			90/20°/270	Falha			
D ₂₂	146	Ab ₂₂	0,175	c			112	Veio			
D ₂₃	230	Ab ₂₃	0,215	c			114	Veio			
D ₂₄	300	Ab ₂₄	0,14	c			90	Veio			
D ₂₅	139	Ab ₂₅	0,05	c			100/25°/280	Falha			
D ₂₆	205	Ab ₂₆	0,075	ab			120	Junta			
D ₂₇	929	Ab ₂₇	2,65	c			160	Veio			
D ₂₈	839	Ab ₂₈	0,05	c			270/50°/90	Falha			
D ₂₉	633	Ab ₂₉	0,095	c			160	Veio			



PLANILHA DE SCANLINE											
Município	Nova Olinda	Localidade	Pedras Cariri		Mina	Três Irmãos		UTM_N	9213628	UTM_E	423113
Geólogo(s)	Tiago Miranda / Virgínio Neumann				Afl	PT 09	Formação	Crato	Alt (m)	533	
Scanline	Vertical ()	Horizontal ()	Planta (X)	Dir (Az)	140	Extensão (m)	14	Fotos	Data	21.10.12	
Medidas (mm)											
						Preenchimento	Atitude	Obs			
	D ₁	0	Ab ₁	0.14	c		50	Veio			
	D ₂	71	Ab ₂	0.175	c		50	Veio			
	D ₃	2870	Ab ₃	0.33	c		0	Veio			
	D ₄	75	Ab ₄	0.05	c		130/25	Falha			
	D ₅	326	Ab ₅	0.5	c		70	Veio			
	D ₆	1340	Ab ₆	0.05	c		50	Veio			
	D ₇	87	Ab ₇	8	ab		45	Junta			
	D ₈	5750	Ab ₈	2.15	ab		45	Junta			
	D ₉	138	Ab ₉	0.33	c		45	Veio			