



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

MÁRCIO LIMA ALENCAR

**CARACTERIZAÇÃO DOS ESTILÓLITOS VERTICAIS DO NÍVEL SUPERIOR DOS  
CALCÁRIOS LAMINADOS DA FORMAÇÃO CRATO, BORDA NORTE DA BACIA  
DO ARARIPE**

RECIFE  
2018

MÁRCIO LIMA ALENCAR

**CARACTERIZAÇÃO DOS ESTILÓLITOS VERTICAIS DO NÍVEL SUPERIOR DOS  
CALCÁRIOS LAMINADOS DA FORMAÇÃO CRATO, BORDA NORTE DA BACIA  
DO ARARIPE**

Dissertação apresentada à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geociências.

**Área de Concentração:** Geologia Sedimentar e Ambiental

**Orientador:** Profº. Dr. José Antonio Barbosa.

**Coorientador:** Profº. Dr. Tiago Siqueira Miranda.

RECIFE  
2018

Catálogo na fonte  
Bibliotecária Valdicéa Alves, CRB-4 / 1260

A368c Alencar, Márcio Lima.

Caracterização dos estilólitos verticais do nível superior dos calcários laminados da Formação Crato, borda norte da bacia do Araripe/ Márcio Lima. Alencar - 2018.

126folhas.

Orientador: Profº. Dr. José Antonio Barbosa.

Coorientador: Profº. Dr. Tiago Siqueira Miranda.

Dissertação ( Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Geociências, 2018.

Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Bacia do Araripe. 3. Laminitos. 4. Estilólitos Verticais 5. Pressão Hidrostática. I. Barbosa, José Antonio (Orientador). II. Miranda, Tiago Siqueira.(Coorientador).III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2018-110

MÁRCIO LIMA ALENCAR

**CARACTERIZAÇÃO DOS ESTILÓLITOS VERTICAIS DO NÍVEL SUPERIOR DOS  
CALCÁRIOS LAMINADOS DA FORMAÇÃO CRATO, BORDA NORTE DA BACIA  
DO ARARIPE**

José Antônio Barbosa (Orientador)  
Tiago Siqueira Miranda (Co-orientador)

Aprovado em 23 de Janeiro de 2018

---

José Antônio Barbosa (Orientador)

---

Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann

---

Francisco César Costa Nogueira

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente, eu quero agradecer aos meus pais, José e Margarida, por acreditarem em mim, pelo apoio incondicional que sempre me deram nas decisões difíceis e nas horas de desânimo.

Gostaria de agradecer aos meus irmãos, Natália e Marcelo, que fortalecemos nossos elos familiares ao longo desses anos de trabalho.

Agradeço aos Professores Antônio e Tiago pela paciência e zelo durante sua orientação.

Agradeço ao Professor Igor Gomes, e ao Laboratório de Métodos Computacionais em Geomêcnica (LMCG), do Departamento de Engenharia Civil da UFPE, pelo apoio e discussões sobre o tema da pesquisa.

Agradeço à professora Lucia por ter acompanhado esta pesquisa durante as análises diante o microscópio eletrônico de varredura.

Agradeço à Lizzy e Gabriel pela participação e discussão durante importantes etapas de campo.

Um agradecimento especial aos colegas que fazem parte da minha rotina do dia a dia: Carlos Eduardo “Duty”, Felipe, Hewerton, Bruno, Lília, Osvaldo, Germano, Esteban, Artur, e Jefferson. O que seria dos meus dias na UFPE sem a contribuição de cada um desses camaradas?

Agradeço ao CNPQ pela bolsa de estudos durante o período de mestrado.

Agradeço também à PETROBRAS pelo financiamento deste trabalho por meio de um projeto de cooperação em P&D FADE/UFPE/PETROBRAS.

*“Não se trabalha quando se faz o que gosta.”*

Autor desconhecido

## RESUMO

O presente estudo investigou as características e a origem dos estilólitos verticais de pequenas dimensões, que ocorrem nos calcários laminados da Formação Crato, Bacia do Araripe. Esta pesquisa foi motivada pela importância deste tipo de feição para a caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos, e pelo fato de que os laminitos da Formação Crato representam um exemplo análogo à fácies de reservatórios do intervalo pré-sal. A abordagem do tema se baseou no estudo detalhado de campo, incluindo a investigação da distribuição estratigráfica das estruturas, e aspectos morfológicos de centenas de ocorrências. Foi aplicada a técnica de *scanline* linear, para avaliar os padrões de distribuição (frequência, clusterização). Também foram levantados perfis de resistência mecânica *in situ* com esclerômetro. Análise petrográfica foi conduzida para definir as características microscópicas e processos diagenéticos (luz transmitida, catodoluminescência e MEV). Os estilólitos apresentam uma combinação de três padrões: retangular, com picos e ondulado, e estão distribuídos em duas famílias principais: set 1 com *trend* NE-SW com espaçamento clusterizado, e set 2 com *trend* NW-SE, e espaçamento sem clusterização. A relação temporal dos estilólitos e outras estruturas sin e pós-deposicionais indicam que estes se formaram durante o início da meso-diagênese, quando o soterramento alcançou centenas de metros. Os estilólitos são posteriores a formação das estruturas produzidas por sismicidade e anteriores a formação de estruturas rúpteis como os veios de calcita e gipsita. Os estilólitos são mais frequentes em camadas que apresentam maior resistência mecânica, e menor permeabilidade. As evidências sugerem que sua origem se deveu ao aumento de pressão hidrostática localizado em determinados níveis do calcário laminado, controlados pela presença de heterogeneidades, baixa permeabilidade da rocha e a formação de selo competente sobre os calcários.

Palavras chaves: Bacia do Araripe. Laminitos. Estilólitos Verticais. Pressão Hidrostática.

## ABSTRACT

This study aimed the characteristics and origin of small vertical stylolites that occur in the laminated limestones of the Crato Formation, Araripe Basin. The study was motivated by the fact that stylolites represents important features for the characterization of hydrocarbon reservoirs, and the Crato laminites represent an analogue for reservoir facies of the Pre-salt interval. The study was based in a detailed investigation of outcrops, including the stratigraphic distribution of the structures, and morphological aspects of hundreds of occurrences. The linear scanline technique was applied to evaluate the distribution patterns of the stylolites (frequency, clustering). The investigation also included the acquisition of *in situ* mechanical strength measures through the use of sclerometer (Shmidt Hammer). Petrographic analyses were performed to define microscopic characteristics and diagenetic processes (transmitted light, cathodoluminescence and MEV). The stylolites show a combination of three patterns: rectangular, peaks and wavy, and they occur distributed in two main families: set 1 trending NE-SW, that shows clusterization, and, set 2 trending SE-NW, with no clusterization. The relationship of stylolites with other depositional and post-depositional features showed that they formed during the beginning of the meso-diagenesis, when the burial reached a few hundreds of meters. Stylolites formed after the structures induced by seismic activities (seismites), and before the brittle structures - vertical and horizontal veins filled with calcite and gypsum. Stylolites are more frequent in beds that present higher mechanical strength and low permeability. Evidences suggest that the origin of stylolites is related to the creation of local increase of hydrostatic pressure in some laminites levels, controlled by the presence of heterogeneities, the low permeability of the rock, and the formation of a competent seal over the laminites bed.

Keywords: Araripe Basin. Laminites. Vertical Stylolites. Hydrostatic Pressure.

## SUMÁRIO

|         |                                                                                        |    |
|---------|----------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1       | INTRODUÇÃO.....                                                                        | 10 |
| 1.1     | <b>Apresentação</b> .....                                                              | 10 |
| 1.2     | <b>Objetivos</b> .....                                                                 | 11 |
| 1.2.1   | Objetivo geral .....                                                                   | 11 |
| 1.2.2   | Objetivos específicos.....                                                             | 11 |
| 1.3     | <b>Justificativa</b> .....                                                             | 11 |
| 1.4     | <b>Materiais e métodos</b> .....                                                       | 13 |
| 1.4.1   | Caracterização macroscópica e microscópica da morfologia dos planos estilolíticos..... | 13 |
| 1.4.2   | Tratamento dos dados morfológicos dos estilólitos .....                                | 15 |
| 1.4.3   | Caracterização petrográfica .....                                                      | 15 |
| 1.4.3.1 | <i>Análise petrográfica e de catodoluminescência</i> .....                             | 15 |
| 1.4.3.2 | <i>MEV Com WDS Acoplado</i> .....                                                      | 17 |
| 1.5     | <b>Extração de atributos de resistência mecânica</b> .....                             | 18 |
| 1.6     | <b>Localização da área</b> .....                                                       | 20 |
| 1.7     | <b>Estilólitos em rochas carbonáticas</b> .....                                        | 21 |
| 1.7.1   | Introdução .....                                                                       | 21 |
| 1.7.2   | Histórico e definição.....                                                             | 22 |
| 1.7.3   | Processo de dissolução por pressão .....                                               | 22 |
| 1.7.4   | Classificação dos estilólitos.....                                                     | 26 |
| 1.7.4.1 | <i>Classificação morfológica dos estilólitos</i> .....                                 | 26 |
| 1.7.4.2 | <i>Classificação espacial dos estilólitos</i> .....                                    | 27 |
| 1.7.5   | Implicações para o fluxo de fluidos.....                                               | 29 |
| 2       | ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO .....                                            | 30 |
| 2.1     | <b>Província borborema</b> .....                                                       | 30 |
| 2.2     | <b>Bacia do araripe</b> .....                                                          | 31 |
| 2.2.1   | A Formação Crato .....                                                                 | 34 |
| 2.2.1.1 | <i>Estruturas de deformação sin-deposicionais nos laminitos</i> .....                  | 36 |
| 2.2.1.2 | <i>Estruturas diagenéticas nos laminitos</i> .....                                     | 41 |
| 2.2.1.3 | <i>Estruturas rúpteis pós-deposicionais nos laminitos</i> .....                        | 43 |
| 2.2.1.4 | <i>Eventos deformacionais dos calcários da formação crato</i> .....                    | 46 |
| 3       | RESULTADOS .....                                                                       | 48 |
| 3.1     | <b>Estruturas sin-sedimentares</b> .....                                               | 48 |
| 3.2     | <b>Estruturas diagenética que formam níveis de heterogeneidade nos laminitos</b> ...   | 52 |
| 3.3     | <b>Petrografia dos laminitos</b> .....                                                 | 55 |

|             |                                                                                                         |     |
|-------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>3.4</b>  | <b>Análise macroscópica dos estilólitos verticais</b> .....                                             | 59  |
| 3.4.1       | Aspectos morfológicos dos estilólitos verticais.....                                                    | 59  |
| 3.4.2       | Relações espaciais dos estilólitos verticais.....                                                       | 61  |
| 3.4.3       | Distribuição espacial e estratigráfica dos estilólitos verticais .....                                  | 63  |
| <b>3.5</b>  | <b>Parâmetros morfológicos dos estilólitos verticais</b> .....                                          | 65  |
| <b>3.6</b>  | <b>Análise do padrão de densidade dos estilólitos</b> .....                                             | 68  |
| <b>3.7</b>  | <b>Resultados da análise microscópica dos estilólitos</b> .....                                         | 68  |
| 3.7.1       | Análise petrográfica dos estilólitos .....                                                              | 68  |
| 3.7.2       | Análise ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).....                                               | 74  |
| 3.7.3       | Análise de catodoluminescência (CL).....                                                                | 77  |
| <b>3.8</b>  | <b>Relação temporal dos estilólitos com outras estruturas dos laminitos da Formação Crato</b> .....     | 80  |
| 3.8.1       | Relações com horizontes de loopbeddings e de concreções calcárias.....                                  | 81  |
| 3.8.2       | Faturas de cisalhamento sin-sedimentares .....                                                          | 82  |
| 3.8.3       | Veios verticais e horizontais.....                                                                      | 85  |
| <b>3.9</b>  | <b>Distribuição dos estilólitos em relação aos perfis de resistência mecânica dos laminitos</b> .....   | 86  |
| <b>3.10</b> | <b>Relações espaciais entre os estilólitos e as demais estruturas dos laminitos</b> .....               | 88  |
| <b>4</b>    | <b>DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b> .....                                                                   | 91  |
| <b>4.1</b>  | <b>Classificação morfológica</b> .....                                                                  | 91  |
| <b>4.2</b>  | <b>Parâmetros morfológicos</b> .....                                                                    | 91  |
| <b>4.3</b>  | <b>Aspectos petrográficos e químicos dos estilólitos</b> .....                                          | 94  |
| <b>4.4</b>  | <b>Relações espaciais dos estilólitos</b> .....                                                         | 96  |
| <b>4.5</b>  | <b>Relação entre os estilólitos e as heterogeneidades dos laminitos</b> .....                           | 97  |
| <b>4.6</b>  | <b>Relação temporal dos estilólitos com feições sin-sedimentares e diagenéticas dos laminitos</b> ..... | 98  |
| <b>4.7</b>  | <b>Mecanismo de geração dos estilólitos verticais nos laminitos</b> .....                               | 106 |
| <b>5</b>    | <b>CONCLUSÕES</b> .....                                                                                 | 109 |
| <b>5.1</b>  | <b>Considerações finais</b> .....                                                                       | 109 |
| <b>5.2</b>  | <b>Sugestões</b> .....                                                                                  | 111 |
|             | <b>REFERÊNCIAS</b> .....                                                                                | 112 |

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 Apresentação

A presente pesquisa teve como foco a caracterização de estruturas de dissolução por pressão (estilólitos) que ocorrem em depósitos de calcários laminados (laminitos), no nível C6, topo da Formação Crato, e que apresentam orientação perpendicular ao acamamento dos depósitos. Esta unidade estratigráfica faz parte da sucessão de estratos de origem lacustre que compõem o registro da fase pós-rifte da Bacia do Araripe (Neumann, 1999). O estudo foi realizado em afloramentos naturais e exposições de minerações abrangendo a região das cidades de Santana do Cariri e Nova Olinda, Estado do Ceará. O estudo realizou uma investigação sistemática da ocorrência e características dos estilólitos, que possuem planos verticais, por meio de análise de sua distribuição estratigráfica, formas de ocorrências, e de seus aspectos morfológicos e diagenéticos por meio de análise petrográfica. Também foram observados os aspectos estruturais, e a relação dos estilólitos com outras feições sin-deposicionais e pós-deposicionais, o que possibilitou a investigação sobre as origens dessas estruturas e sua relação com os processos de soterramento. Alguns dados de resistência mecânica foram coletados in situ, e foi realizada uma interpretação sobre a variação deste parâmetro com a distribuição das estruturas.

O desenvolvimento da pesquisa permitiu entender aspectos importantes sobre a origem dessas estruturas nos laminitos, e propor um modelo que relaciona a sua formação com processos precoces e tardios que afetaram os laminitos. Desta forma também foi possível contribuir com o conhecimento sobre os estilólitos, que representa uma feição importante na caracterização de reservatórios, em rochas calcárias desta natureza.

A realização deste trabalho contou com o apoio de dois projetos de pesquisa intitulados: a) Modelagem Geológica/Geomecânica de Reservatório Análogo Naturalmente Fraturado, Bacia do Araripe, NE do Brasil – "Projeto Crato", que foi realizado entre os anos de 2015 e 2017 (FADE/UFPE/PETROBRAS); e, b) Ferramentas Computacionais para Caracterização e Análise de Sistemas Naturalmente fraturados – "Projeto Azimute" que foi desenvolvido entre os anos de 2014 e 2016 (FADE/UFPE/PETROBRAS).

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo geral**

Investigar de forma sistemática a ocorrência de estruturas de dissolução, estilólitos verticais, presentes no topo laminitos calcários, nível C6, da Formação Crato, objetivando a proposta de um modelo para a sua origem e que contemple as relações dessas estruturas com outras feições sin-deposicionais e pós-deposicionais que ocorrem nos depósitos.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

Dentro do escopo geral da pesquisa foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- 1 - Realizar a caracterização das estruturas de dissolução por pressão nos calcários laminados da Formação Crato, através de análise macroscópica em afloramentos e em exposições de minas artesanais. Descrever a ocorrência espacial das estruturas nos depósitos, de forma a entender se existe algum fator de controle relacionado à estratigrafia dos depósitos;
- 2 - Realizar análise das características microscópicas dos estilólitos como a morfologia, relação com feições diagenéticas, efeito de cimentação tardia e dissolução associadas, e relações com a matriz circundante;
- 3 - Caracterizar a relação temporal dessas estruturas com outras estruturas sin-sedimentares (deformacionais e sedimentares), e pós-deposicionais (deformacionais e diagenéticas) que ocorrem nos calcários laminados;
- 4 - Aplicar ferramentas de caracterização de sistemas de fraturas para definir efeitos de densidade e padrão de ocorrência (aleatoriedade e clusterização) dos planos estilolíticos;
- 5 - Propor um modelo para a origem dos estilólitos com base nas informações obtidas e no quadro de processos, deposicionais, diagenéticos e tectônicos, envolvidos na evolução da sucessão pós-rifte a qual pertencem os depósitos em questão;

## **1.3 Justificativa**

Reservatórios formados por rochas calcárias abrigam atualmente cerca de 60% das reservas convencionais de petróleo e gás conhecidas (BURCHETTE, 2012; ELSHERIF *et al*, 2016, MAZZULLO, 2006). Devido a sua origem predominantemente bioquímica, os carbonatos apresentam na maior parte dos casos baixa porosidade e permeabilidade deposicional, o que pode ser alterado durante sua evolução diagenética quando processos de formação de porosidade secundária ocorrem (LONGMAN, 1980; MAZZULLO, 2004). Estruturas de dissolução (estilólitos, vugs, e feições de carstificação) são comuns devido à natureza reativa das rochas calcárias em relação aos fluidos de formação. Os estilólitos, que na maioria dos casos correspondem a estruturas formadas durante a diagênese, apresentam importância no que diz respeito ao desenvolvimento econômico de rochas calcárias como reservatórios de hidrocarbonetos. Destacam-se reservatórios de grande importância como os de Khuff no Campo de Ghawar (HASSAN, 2007), na Arábia Saudita, e o campo de Dukhan, localizado no Qatar (KOEPNICK, 1988). Estilólitos podem desempenhar um papel de barreiras de fluxo, quando a dissolução resulta na formação de zonas de cimentação, normalmente formadas paralelamente ao acamamento com dimensões de alguns a dezenas de metros (HEAP *et al*, 2014; PAGANONI *et al*, 2016; MARTIN-MARTIN *et al*, 2017). No entanto, os planos estilolíticos podem também representar zonas de incremento de porosidade e permeabilidade, devido a processos de dissolução e reativação mecânica, assim como ocorre em relação a fraturas e falhas abertas (HEAP *et al*, 2014; MARTIN-MARTIN *et al*, 2017).

Os calcários laminados da Formação Crato tem sido utilizados para a realização de estudos que objetivam tratar estes depósitos como análogos de reservatório em relação à litofácies que compõem reservatórios do intervalo pré-sal das Bacias de Santos e Campos, na margem sudeste do país (CATTO *et al.*, 2016; MIRANDA, 2015; SANTOS *et al*, 2016; ZIHMS, 2017).

Outro fator importante, motivador do estudo aqui realizado, diz respeito ao fato de que de forma geral os estilólitos representam planos de dissolução gerados por pressão causada pelo soterramento, e em geral apresentam orientação paralela ao acamamento. Estilólitos verticais, perpendiculares ao acamamento em geral apresentam origem relacionada a processos tectônicos, especialmente em ambientes compressoriais (RAILSBACK & ANDREWS, 1995; EBNER *et al*, 2010), e por isso são em algumas classificações denominados de estilólitos tectônicos (RAILSBACK & ANDREWS, 1995; EBNER, 2010). Os depósitos portadores dos estilólitos estudados fazem parte do período pós-rifte da bacia e

por isto é importante verificar sua relação com possíveis eventos tectônicos tardios, fato que não foi abordado até o presente.

Pelos motivos apresentados acima, o presente estudo possui relevância tanto como uma contribuição ao estudo de estruturas de dissolução por pressão, quanto ao estudo dos depósitos em questão, e ao estudo de fenômenos importantes para a caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos.

## **1.4 Materiais e métodos**

### **1.4.1 Caracterização macroscópica e microscópica da morfologia dos planos estilolíticos**

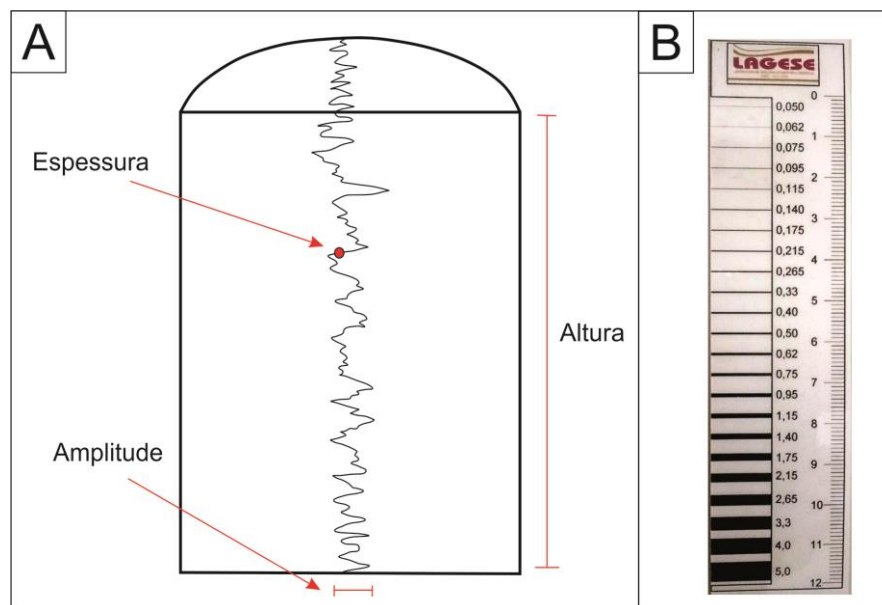
O estudo dos planos de estilólitos nas exposições estudadas foi feito com o auxílio de bussólas, trenas, réguas marcadores e lupas de bolso. Foram realizadas medições da orientação dos planos, de seu comprimento vertical, e das características morfológicas, elementos anatômicos, dos planos. Estes elementos representam a sua espessura, amplitude dos elementos e a altura dos contornos (Fig. 1A), e dão ao plano um aspecto rugoso em seções transversais.

Para o estudo dos planos em escala microscópica foi realizada coleta de amostras contendo estilólitos, que foram separadas, cortadas e fotografadas. Os planos de corte das amostras foram feitos de forma perpendicular ao plano estilolítico, para contemplar o estudo de seus elementos anatômicos. Este procedimento objetivou garantir que as medições dos elementos anatômicos das estruturas fossem os mais efetivos possíveis. As leituras dos elementos anatômicos dos planos foram executadas em laboratório com o auxílio de um microscópio digital, da marca Dino-Lite 5MP USB AM7013MZT4, com capacidade de aumento de 200x (Fig. 2). A amplitude e a espessura de um único estilólito varia ao longo de sua extensão (altura), então foram realizadas 6 medições aleatórias das amplitudes e espessuras de cada plano e em seguida uma média dos valores. Este procedimento foi adotado com o propósito de obter um valor médio dos parâmetros ao invés de tendências máximas ou mínimas.

Com o objetivo de estudar padrões de frequência de ocorrência (densidade por metro), e parâmetros intrínsecos dos planos foi adotada a técnica de varredura linear (scanline linear),

aplicada ao estudo de sistemas de fraturas (famílias de fraturas). As medidas foram tomadas nas exposições a partir da marcação de linhas aleatórias, conforme a metodologia proposta por Ortega *et al* (2006). As leituras dos planos foi feita com o auxílio de uma régua comparadora (Fig. 1B). Esta régua possui valores espaçados em escala logarítmica entre 0,05 e 5 mm, e foi elaborada com o objetivo de facilitar o agrupamento das medidas coletadas para o posterior tratamento estatístico, que se baseia na correlação entre os valores de abertura dos planos e do espaçamento entre suas bordas (ORTEGA *et al*, 2006; SANTOS *et al*, 2015).

Figura 1 – A) desenho esquemático destacando os elementos anatômicos de uma estrutura estilolítica: espessura, amplitude e altura. B) régua comparadora utilizada na tomada de medidas dos planos conforme a técnica de varredura linear (*scanlines*) (ORTEGA *et al.*, 2006).



Fonte: Próprio autor

Figura 2 – Microscópio digital da marca Dino-Lite 5MP USB AM7013MZT4, que permite a visualização da amostra com aumento de até 200 vezes, e aquisição de imagens digitais.



Fonte: Dino-Lite ([www.dino-lite.com](http://www.dino-lite.com))

#### 1.4.2 Tratamento dos dados morfológicos dos estilólitos

Os valores de amplitude, espessura, altura e espaçamentos dos estilólitos foram tratados com o objetivo de se obter o coeficiente de variação (CV) (HOOKER, 2013; MIRANDA, 2015), respeitando suas respectivas distribuições. Estes autores consideraram valores de  $CV < 1$  como um efeito de regularidade na população dos elementos analisados, enquanto que um  $CV > 1$  implica na ocorrência de irregularidade nas populações estudadas.

O Coeficiente de Correlação de Pearson é usado para identificar o grau de influência ou de associação entre duas variáveis (ARAÚJO *et al*, 2016). Este método de estudo de relação entre duas variáveis foi utilizado para investigação da dependência entre os elementos anatômicos dos estilólitos. Para saber se os resultados obtidos representam um efeito real e não serem simplesmente ao acaso, foi estabelecido um nível de significância para a probabilidade de erro, este valor é  $P=0,05$  (RAILSBACK, 1997).

#### 1.4.3 Caracterização petrográfica

##### 1.4.3.1 Análise petrográfica e de catodoluminescência

Para o estudo petrográfico foram confeccionadas 30 laminas delgadas, polidas e superpolidas. As lâminas foram analisadas através de um microscópio de luz transmitida (Zeiss/Axio Scope A1) no Laboratório de Catodoluminescência (CL), do Departamento de Geologia (Fig. 3). Também foi realizada a análise das lâminas a partir da técnica de catodoluminescência (CL), com um equipamento de CL (CITL MK-5) acoplado ao microscópio petrográfico (Fig. 3). O método de CL é bastante útil para o estudo de rochas carbonáticas porque permite a caracterização do cimento carbonático e de feições que não são claramente observadas na análise por luz transmitida. O método de CL também permite a identificação de crescimento secundário de minerais, a definição de zonação, e auxílio na identificação da composição de minerais carbonáticos (BOGGS & KRINSLEY, 2006).

De acordo com Scholle & Scholle (2003), a CL fornece informações a respeito da distribuição espacial de elementos traços, particularmente  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$ , na composição de minerais de calcita e de dolomita, e no cimento constituinte da matriz que se forma a partir de processos de substituição. Os íons de  $\text{Mn}^{2+}$  quando incorporados à rede cristalina de minerais como calcita estimulam a luminescência enquanto que íons de  $\text{Fe}^{2+}$  ao serem incorporados reduzem ou extinguem completamente a luminescência. A alta luminescência está relacionada à alta razão Mn/Fe nos minerais carbonáticos, e esta característica está associada a condições redutoras durante os estágios iniciais e intermediários da diagênese. Por outro lado, a baixa luminosidade está relacionada a uma baixa razão de Mn/Fe, e geralmente está associada à formação de cimento secundário, ou substituição de minerais, durante estágios intermediários e tardios do processo diagenético.

Figura 3 – Microscópio petrográfico modelo Zeiss/Axio Scope A1, com o equipamento de catodoluminescência acoplado, modelo MK5 fabricado pela empresa CITL - Cambridge Tech.



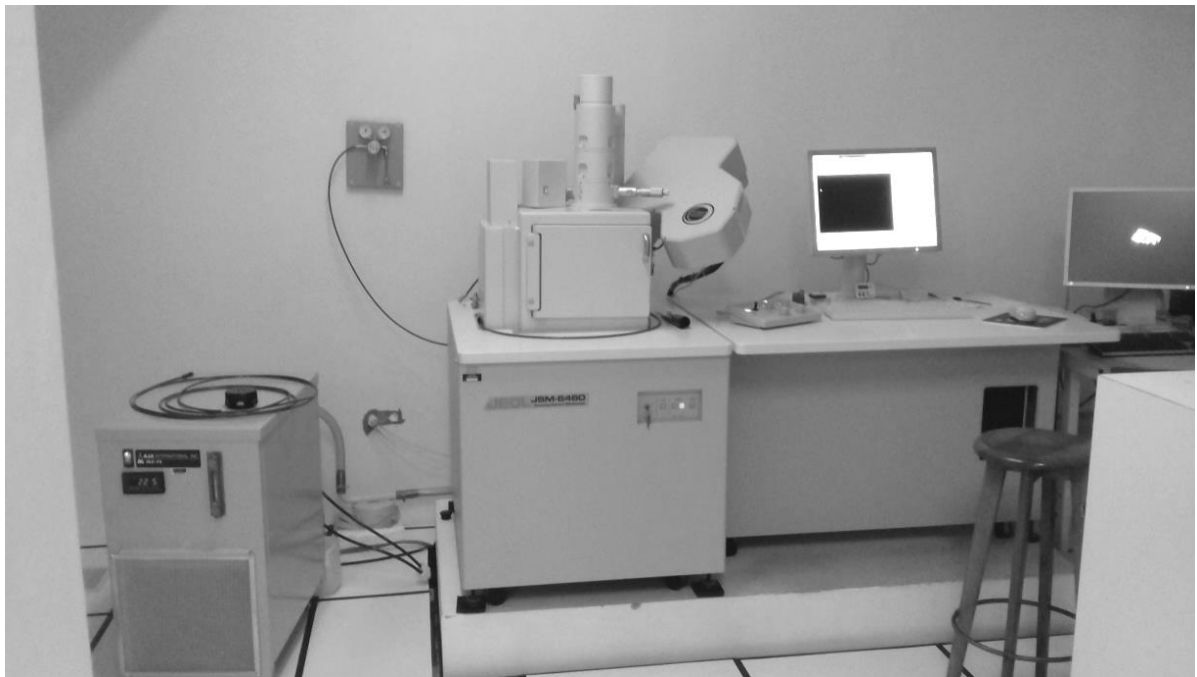
Fonte: Próprio autor.

#### 1.4.3.2 MEV Com WDS Acoplado

Segundo Reed (1996), o microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens com ampliação e resolução altas. Este tipo de microscópio é usado para imagear a superfície das amostras, e permite a aquisição de imagens tridimensionais em tons de cinza. Os equipamentos permitem a obtenção de imagens cuja resolução chega até 300.000 vezes. O MEV é um dos instrumentos mais usados para a realização de análises microestruturais de objetos sólidos. O funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons através da aplicação de um diferencial de potencial (que pode variar entre 0,5 a 30KV) na superfície dos materiais analisados. A interação do feixe de elétrons com a amostra faz com que os elétrons percam energia por dispersão e absorção, o que cria a emissão de feixes secundários formados por elétrons secundários (SE), e elétrons retro espalhados (BSE ou *backscattering electrons*). Também ocorre a emissão de raios-x e radiação eletromagnética (infravermelho e ultravioleta). Também foram realizadas análises da

composição elemental das amostras a partir da técnica de WDS, Espectrômetro de Comprimento de Onda Dispersivo (Wavelength Dispersive Spectroscopy – WDS), por meio do equipamento acoplado ao MEV (Fig. 4).

Figura 4 – Microscópio eletrônico de Varredura (MEV) modelo JSM-6460 fabricado pela JEOL Ltd., instalado no Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas (LDN) que faz parte do Departamento de Engenharia eletrônica, CTG-UFPE.



Fonte: Próprio Autor.

### 1.5 Extração de atributos de resistência mecânica

Para auxiliar na análise da distribuição vertical dos estilólitos nos calcários laminados foram realizados dois perfis de alta resolução, com escalas de 1:40 e 1:10, com a aquisição de dados de resistência mecânica *in situ* ao longo dos perfis. Estes perfis foram executados em frentes de lavra na mineração 3 Irmãos, região de Nova Olinda. Os dados de resistência mecânica de rocha e elasticidade efetiva foram obtidos por meio de um esclerômetro (*Schmidt Hammer* – Tipo L, de baixa energia de impacto: 0,735Nm), que também é utilizado para determinação de valores de resistência em concreto. Foi empregado um equipamento da empresa Proceq (VILES *et al*, 2011) (Fig.5). Um esclerômetro permite obter uma estimativa

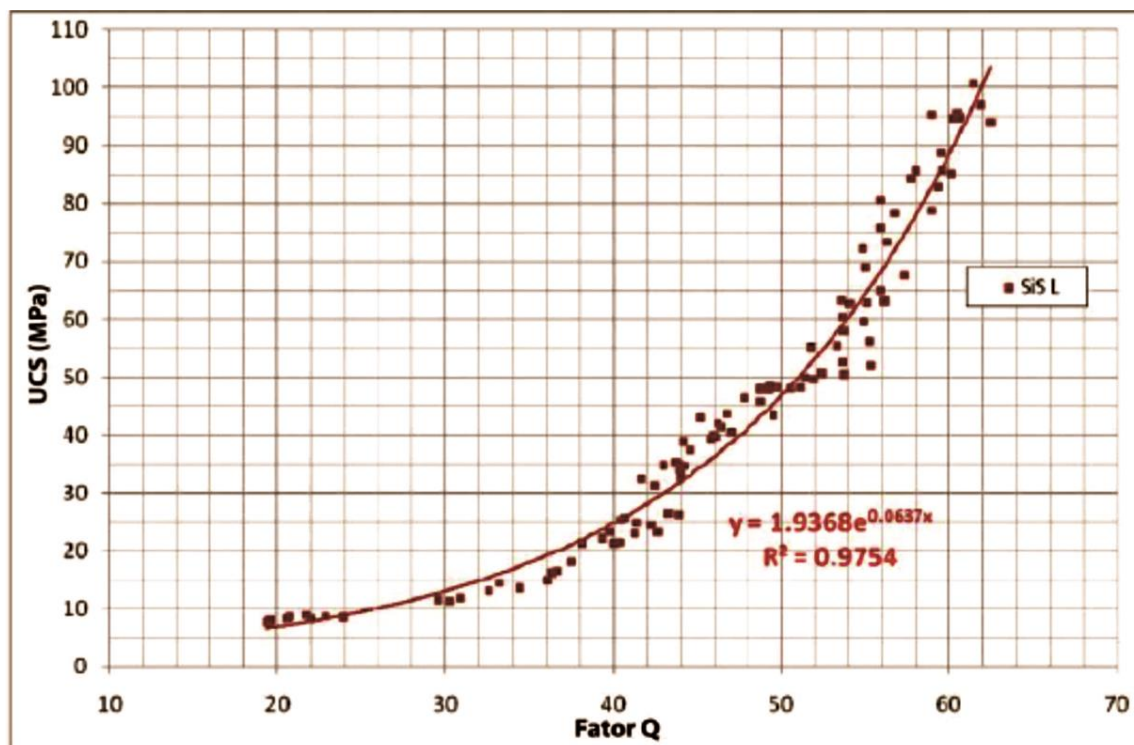
de rigidez do material por meio da conversão da energia de impacto, descarregada por um êmbolo, em energia de deformação. Este tipo de equipamento é utilizado para obter parâmetros mecânicos de rochas em relação ao efeito de compressão uniaxial. Os dados são estabelecidos em UCS (Uniaxial Compressive Strength), que podem ser convertidos para parâmetros como o módulo de young (AYDIN & BASU, 2005; VILES *et al*, 2011). A obtenção de uma medida de rigidez é feita por meio da média de 12 leituras executadas no mesmo ponto, ou célula, do perfil (AYDIN & BASU, 2005). Os valores de rigidez da rocha são fornecidos pelo equipamento como coeficiente de rebote (Q) e, posteriormente, podem ser convertidos para MPa (*MegaPascal*) de acordo com o gráfico da Figura 6.

Figura 5 – Utilização de um esclerômetro para a realização de uma leitura, efetuada por meio do impacto do embolo na superfície da rocha, em um perfil vertical.



Fonte: Próprio autor.

Figura 6 – Gráfico que mostra a correlação entre o coeficiente de rebote (Fator Q), e valores de resistência mecânica em UCS (Proceq Group).

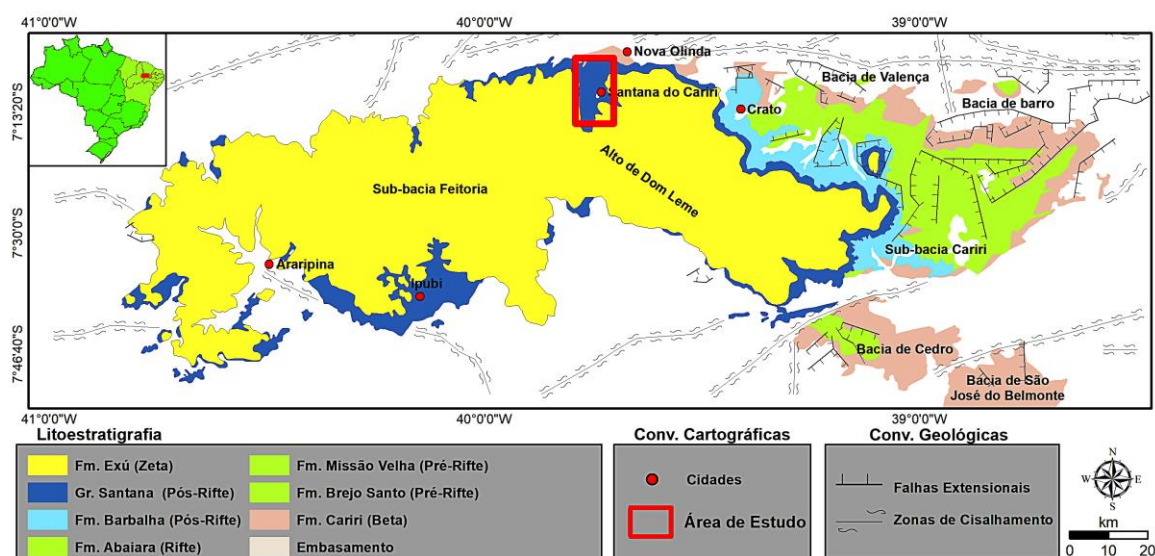


Fonte: Proceq.

## 1.6 Localização da área

A área de estudo encontra-se localizada no nordeste do Brasil, na microrregião do Cariri, entre dois municípios do Estado do Ceará: Santana do Cariri e Nova Olinda (Fig.7). Estes dois municípios estão a uma distância de aproximadamente 540 km de Fortaleza, Capital do Ceará, e aproximadamente 650 km de Recife, Capital de Pernambuco. Esta área foi escolhida para a realização do estudo devido à ocorrência de excelente acesso aos afloramentos de calcário laminado. Estes afloramentos chegam a alcançar até 20 metros de altura e até centenas de metros de exposição lateral, e são produto da formação de lavras a céu aberto devido ao desenvolvimento mineiro voltado para a exploração do calcário laminado, que produz revestimento de piso para a construção civil.

Figura 7 – Mapa da Bacia do Araripe com destaque para a área de estudo (retângulo branco) localizada entre os municípios de Nova Olinda e Santana do Cariri.



Fonte: Modificado de Fabin *et al* (2017).

## 1.7 Estilólitos em rochas carbonáticas

### 1.7.1 Introdução

Este capítulo apresenta uma revisão da literatura que trata das estruturas de dissolução por pressão em rochas calcárias. Os aspectos considerados mais importantes aqui tratados foram: formação, tipológicos, espaciais e hidrodinâmicos.

Na literatura internacional existem alguns termos que são usados para se referir a estruturas formadas por efeito de dissolução por pressão: estilólitos (*stylolites*), antifaturas (*anticracks*), clivagem espaçada (*spaced cleavage*), sutura (*seam*), bandas de compactação (*compaction bands*) (MARSHAK AND ENGELDER, 1985; MOLLEMA AND ANTONELLINI, 1996). A maior parte dos exemplos é representada por planos de dissolução paralelos ao acamamento. Estilólitos que apresentam orientação vertical em relação ao acamamento são designados pelos seguintes termos: estilólitos verticais, transversais ou tectônicos (PARK & SCHOT, 1968). O termo estilólito tectônico alude à interpretação de que

a formação de planos de dissolução verticais implica na existência de esforços compressoriais horizontais maiores do que o efeito da carga de soterramento, em geral, de origem tectônica (MARSHAK & ENGELDER, 1985; PARK & SCHOT, 1968).

### 1.7.2 Histórico e definição

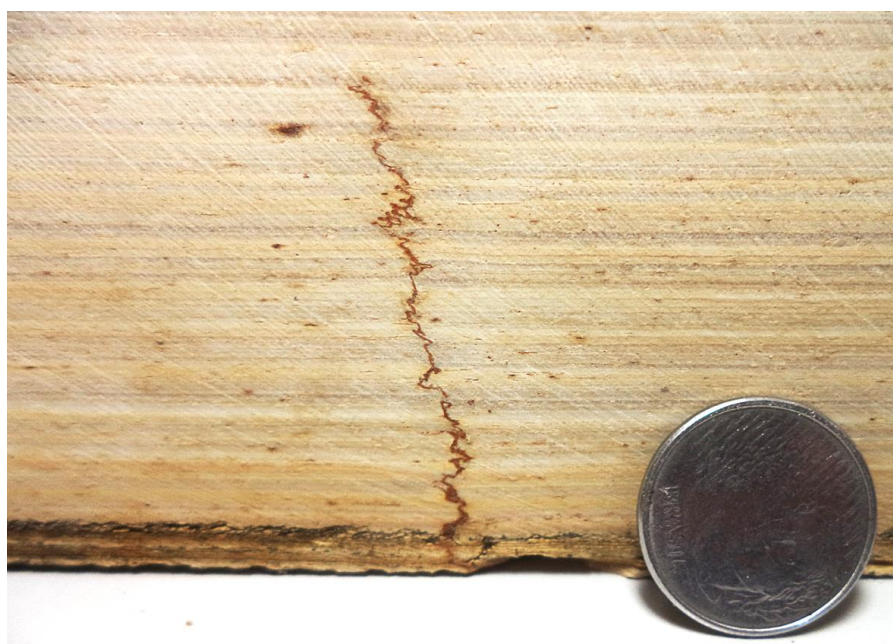
As primeiras observações a respeito da natureza e origem dos estilólitos suscitaram definições controversas. As primeiras interpretações se mostraram equivocadas quando estas estruturas foram comparadas a fósseis de árvores por Mylius (1751), ou foram chamadas de *Schwielen* (palavra alemã usada para calos), quando foram consideradas de origem orgânica (EATON, 1824, p. 134), ou quando sua origem foi atribuída a cristalizações de sais (VANUXEM, 1838).

O conceito estabelecido conforme o estudo sistemático dos estilólitos é de que estes representam planos, ou interfaces, rugosas preenchidos por material insolúvel oriundo da dissolução da rocha encaixante e que se acumula no plano de dissolução (EBNER *et al*, 2009; RAILSBACK, 1995). A evolução do conhecimento sobre estas estruturas permitiu a proposição de duas principais teorias a respeito de sua formação: 1) a teoria de Fuchs (1894), que propõe que os estilólitos são o resultado da dissolução por pressão de minerais que compõem as rochas cuja matriz está litificada. Ou seja, a origem representa um processo pós-deposicional e diagenético. Este sugere que elementos como os argilominerais presentes nos planos de dissolução (sutura) representam os constituintes insolúveis que faziam parte da fábrica da rocha dissolvida; e, 2) de acordo com Shaub (1939), os estilólitos representam estruturas primárias (deposicionais), formadas quando os sedimentos foram submetidos a pressão quando ainda apresentavam regime plástico, e estavam sujeitos a ação de fluxo influenciado pela variação de pressão. Nas últimas décadas a teoria de que os planos de estilolitização tem origem em processos que ocorrem após a deposição, quando a rocha está consolidada, e é influenciado por processos diagenéticos firmou-se como a hipótese mais aceita (GRATIER, 1985; KOEHN *et al*, 2016; MERINO, 1992; REYNAUND, 1992).

### 1.7.3 Processo de dissolução por pressão

A dissolução de componentes minerais produzida pelo efeito de aumento de pressão é causada pelo aumento localizado de pressão o que faz com que os cristais em contato, especialmente de minerais reativos, na presença de fluídos intersticiais passem pela desagregação de sua estrutura cristalina. O esforço localizado promove a dissolução e os íons são transportados pelo fluido intersticial, o que pode ocasionar a precipitação de minerais em outros locais (EVANS & ELMORE, 2006; FOSSEN, 2012). Desta maneira, o processo de dissolução por pressão pode ser descrito em três etapas (DE BOER, 1997b): dissolução por pressão em pontos de tensão específicos, difusão dos fluidos para zonas com baixa pressão e precipitação. O esforço, tensão, que dá origem a este processo pode ter sua origem no peso, carga, criado pelo continuo soterramento da rocha (KOEHN *et al*, 2016; PARK & SHOT, 1968), ou através do encurtamento horizontal ocasionado por tensões externas que produzem a compressão da rocha hospedeira (JAMICIC, 2002; KOEHN *et al*, 2016; MARSHAK & ENGELDER, 1985; NELSON, 1981; PARK & SHOT, 1968; RISPOLI, 1981). O produto da dissolução por pressão é uma superfície com feições endentadas que apresentam amplitudes variáveis denominadas de estilólitos (Fig. 8).

Figura 8 – Fotografia de uma estrutura estilolítica em amostra de laminito da Formação Crato. A estrutura apresenta orientação do plano de dissolução perpendicular ao acamamento das lâminações, e também as características endentações com variado grau de amplitudes.



Fonte: Próprio Autor.

De acordo com Merino (1992), a dissolução por pressão está intimamente relacionada com o processo de auto-organização, que trata da ação autônoma executada por um sistema que assume uma organização espontânea a partir da influência exercida por um agente externo, que neste caso é a tensão/pressão. Ainda de acordo com esse autor, toda auto-organização precisa de um *feedback* positivo, ou seja, o *output* do sistema controla a sua taxa de evolução/operação. Quando uma rocha é submetida a tensões são geradas zonas de pressão diferenciais que estão associadas, possivelmente, a variação na porosidade (regiões mais porosas são regiões de maior pressão devido ao fato de que os grãos relacionados apresentam menor quantidade de superfícies de contato). Então, estas zonas apresentam maior suscetibilidade ao processo de dissolução por pressão (DE BOER, 1977a, 1977b MERINO, 1992). Os solutos gerados em zonas de alta pressão que passam por processo de dissolução, podem precipitar-se novamente, na forma de cimento, em regiões proximais, aumentando a superfície de contato entre os grãos, e desta forma reduzindo a porosidade e gerando outras zonas com menor pressão de poro (MERINO, 1992).

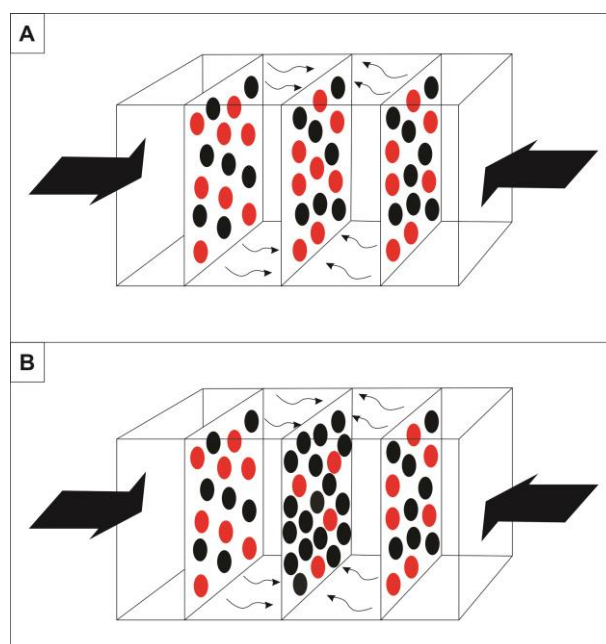
Alguns fenômenos geológicos podem ser descritos como processos de auto-organização (MERINO, 1992): bandas de oxidação, criadas pelo acúmulo de minerais, em arenitos; formação de concreções e nódulos em folhelhos e em rochas calcárias; bandamentos e foliações de rochas metamórficas; e, em especial, estruturas de dissolução por pressão.

Conforme descrito de forma esquemática na Figura 9, a acumulação de minerais insolúveis nos planos de estilolitização, a partir do fenômeno de auto-organização (Merino, 1992), pode ser descrita da seguinte forma: uma matriz rochosa é constituída por minerais M (pontos vermelhos) e minerais N (pontos pretos), e o grau de solubilidade por pressão de  $M > N$ . Conforme a rocha é submetida à pressão, ocorrerá a dissolução dos minerais M no plano central do esquema, o que criará uma região com maior ocorrência de minerais menos solúveis, minerais N.

Raynaund & Schaffhauser (1992) estudaram a formação de estilólitos sob dois aspectos: a) sistema fechado, em que o processo da dissolução-deposição obedece um padrão progressivo de deformação em que é mantida uma distancia constante entre o núcleo estilolítico e a região de cimentação. Esta região de cimentação foi tratada por Gratier *et al* (1987) como zona de deposição. Quando as condições deste sistema atingem um limite de saturação ocorre à formação de fraturas (*tension gashes*) paralelas à direção de encurtamento,

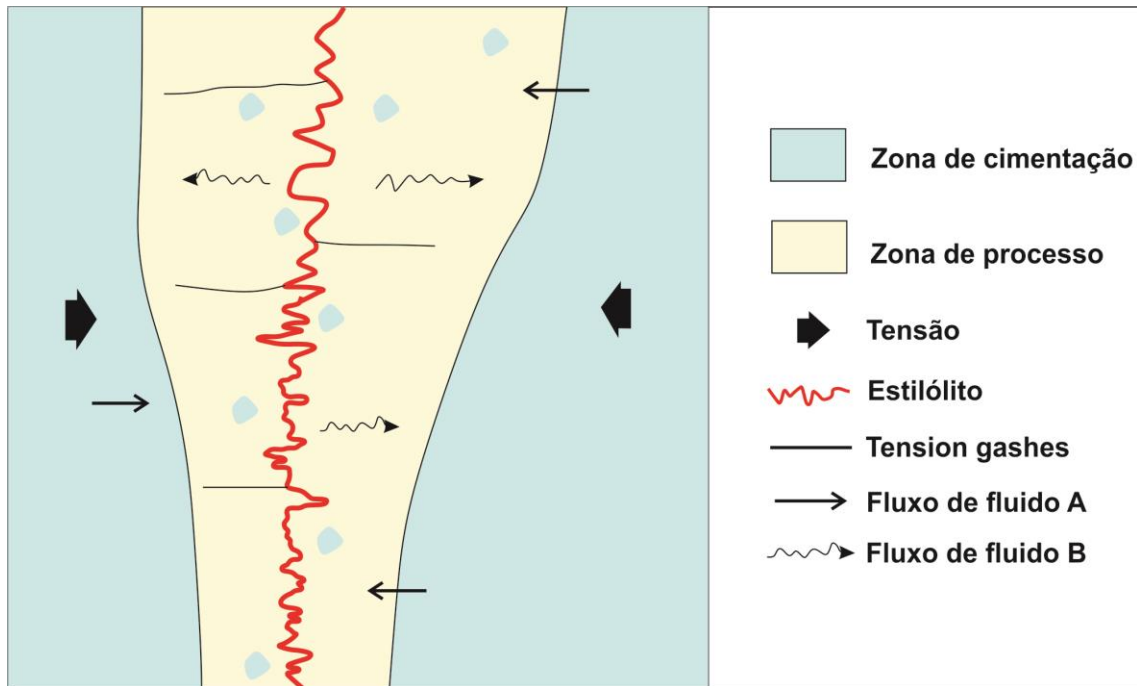
e perpendiculares ao plano estilolítico (MERINO, 1992; RAYNAUND & SCHAFFHAUSER, 1992); e, b) sistema aberto, que compreende o plano estilolítico como uma zona de drenagem, o que induziria uma alta taxa de cristalização no interior deste plano de estilolitização/dissolução. Esse tipo de cristalização não obedeceria à regularidade de um sistema fechado e criaria regiões de deposição diferenciadas (GRATIER *et al*, 1987). Segundo Raynaund & Schaffhauser (1992), no sistema aberto observa-se a influência externa a zona de formação do plano como, por exemplo, a formação de espécies minerais que não existem na rocha encaixante. A Figura 10 mostra um esquema que representa a formação da zona de influência relacionada à formação do plano de estilolitização e seus elementos. O material da rocha que é dissolvido e transportado pelos fluidos durante o processo pode ter dois destinos: dá origem a precipitação nas proximidades do plano (veios ou poros), ou é lixiviado para fora da zona de influência do sistema (EVANS & ELMORE, 2006).

Figura 9 – Esquema mostrando o processo de criação de planos estilolíticos (plano central) a partir da presença de um campo de tensões (setas pretas maiores). A matriz é composta por minerais que apresentam maior (pontos vermelhos - M) e menor (pontos pretos - N) grau de solubilidade por pressão. A) início do processo de dissolução, conforme o grau de solubilidade dos minerais na região adjacente ao plano central, B) com o avanço do processo de dissolução, e o deslocamento de fluidos para a região central (setas pretas menores), esta se torna mais abundante em minerais menos solúveis ao regime de pressão estabelecido.



Fonte: Modificado de Merino (1992).

Figura 10 – Desenho representativo de uma zona de estilolitização, destacando a zona de processo, onde ocorrem as deformações associadas à formação do plano estilolítico. As linhas de fluxo A são referentes aos fluidos da dissolução causada pelo atrito dos minerais e são controlados pelas tensões locais. As linhas de fluxo B representam os fluidos que migram da superfície estilolítica em direção a rocha encaixante, cimentando as regiões proximais.



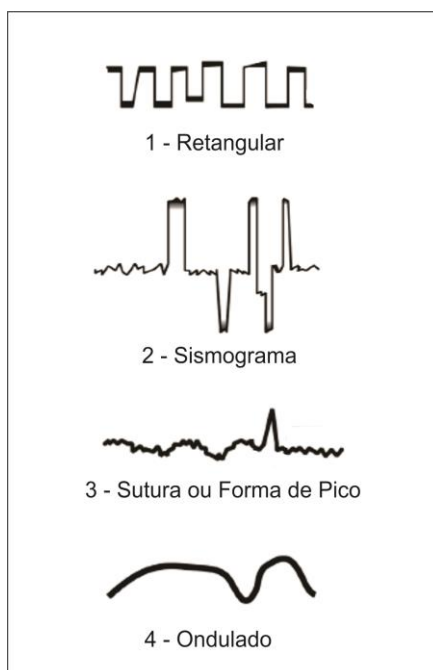
Fonte: Modificado de Raynaud & Schaffhauser (1992).

#### 1.7.4 Classificação dos estilólitos

##### 1.7.4.1 Classificação morfológica dos estilólitos

Para a classificação morfológica dos estilólitos estudados foi usada a classificação de Koehn (2016), que apresenta uma síntese de trabalhos anteriores que trataram a classificações destas estruturas (ALSHARHAN & SAAD, 2000; BUXTON & SIBLEY, 1981 PARK & SCHOT, 1968; VANDEGINSTE & JOHN, 2013). Esta proposta também se baseou em observações de campo e em simulações numéricas. Segundo o autor os estilólitos podem ser divididos em quatro tipos, conforme a morfologia das endentações que formam o plano (Fig. 11): 1) retangular, 2) sismograma, 3) sutura ou forma de pico e 4) ondulado.

Figura 11 – Representação esquemática para classificação morfológica dos estilólitos de acordo com a irregularidade do plano de dissolução: 1) retangular, 2) sismograma, 3) sutura ou forma de pico e 4) ondulado.



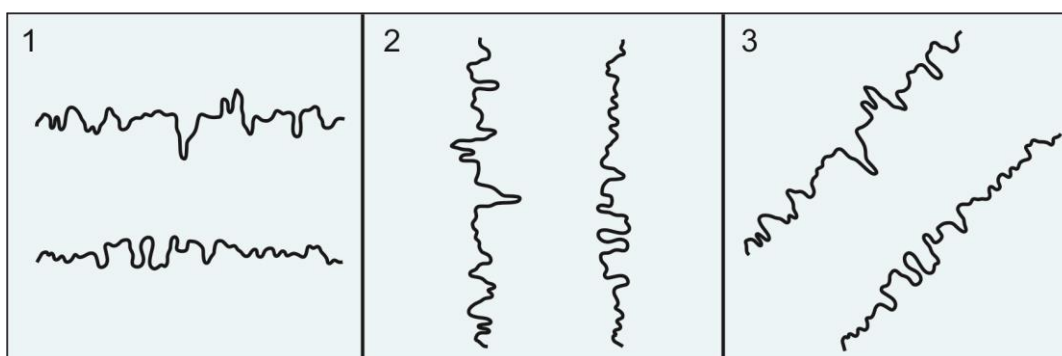
Fonte: Modificado de Koehn (2016).

#### 1.7.4.2 Classificação espacial dos estilólitos

De maneira geral, os estilólitos podem ser classificados em três tipos, conforme a sua relação com o plano de acamamento da rocha (PARK & SCHOT, 1968): paralelos, verticais e oblíquos ao acamamento. Quando os estilólitos ocorrem paralelos ao acamamento são chamados de estilólitos horizontais ou diagenéticos e sua origem está relacionada à compactação causada pela sobrecarga da coluna sedimentar durante o soterramento (KOEHN, 2016; VANDEGINSTE & JOHN, 2013). Estilólitos verticais ao acamamento representam estruturas de dissolução por pressão formadas, de forma geral, por esforços tectônicos com direções paralelas ou aproximadamente paralelas à superfície da terra (EBNER, 2010; KOEHN, 2016; RAILSBACK & ANDREWS, 1995). Nos casos em que as superfícies estilolíticas encontram-se oblíquas ao acamamento da rocha estas recebem a denominação de eslicólitos (*slikolites*). Em geral, essas estruturas estão relacionadas a regiões que passam por compressão local geradas nas irregularidades dos planos de falhas, à medida que estes se deslocam (GRATIER *et al*, 2005; FOSSEN, 2012; SIMON, 2007).

Conhecer o posicionamento espacial dos estilólitos é importante para a caracterização de reservatórios, por exemplo, porque a presença destas estruturas podem impactar na permeabilidade da rocha: quando o fluxo de fluidos é paralelo ao plano estilolítico a permeabilidade é maior, enquanto que a permeabilidade sofre redução quando o fluxo de fluido é perpendicular ao plano dos estilólitos (HEAP *et al*, 2014; NELSON, 1981). A Figura 12 apresenta um desenho esquemático da classificação dos estilólitos em relação ao acamamento.

Figura 12 – Desenho esquemático mostrando o comportamento geral dos planos estilolíticos em relação ao acamamento. 1) estilólitos horizontais ao acamamento; 2) estilólitos verticais ao acamamento e 3) estilólitos oblíquos ao acamamento.



Fonte: Modificado de Park & Schot (1968).

Outro aspecto importante em relação à ocorrência de planos de estilolitização em rochas diz respeito ao espaçamento entre os mesmos. De maneira geral, quanto maior a tensão aplicada à rocha hospedeira maior a quantidade e a densidade dos planos de estilolitização (MARSHAK & ENGELDER, 1985). Segundo Merino (1983, 1992), o espaçamento das estruturas estilolíticas está relacionado a um processo de auto-organização que é influenciado pela presença de campos de pressão, o que dá origem a estilólitos em regiões mais porosas, e também faz com que estes apresentem um espaçamento regular.

De acordo com Railsback (1998) o espaçamento dos estilólitos apresenta orientação aleatória e/ou é governado pela presença de estruturas pré-existentes (RAILSBACK & ANDREWS, 1995). Este autor é contrário à proposição da orientação influenciada por meio de processo de auto-organização. Este autor argumentou ainda que a teoria de Merino pode ser aplicada localmente, mas não em um contexto geral. Também Gratier (1987), argumentou

que o espaçamento dos planos de estilolitização pode estar relacionado à presença de heterogeneidades na rocha.

#### 1.7.5 Implicações para o fluxo de fluidos

O processo de estilolitização é importante na formação de reservatórios de hidrocarbonetos, e para o processo de extração de fluidos, porque este representa um fator modificador dos campos de permeabilidade e porosidade das rochas (KOEPNICK, 1988; PAGANONI *et al*, 2016; VANDEGINSTE & JOHN, 2013). Os estilólitos podem exercer um papel importante no controle da migração de fluidos através da modificação e redistribuição da porosidade da rocha (MERINO, 1992; PAGANONI *et al*, 2016).

Quando os estilólitos ocorrem paralelos ao acamamento, em geral eles desempenham a função de barreiras impermeáveis (RAILSBACK, 1995), enquanto que os estilólitos verticais assumem o papel de formação de compartimentos dentro dos reservatórios (RAILSBACK, 1995). Além disso, como já foi mencionada, a orientação espacial dos planos estilolíticos exerce influencia no fluxo de fluidos (HEAP *et al*, 2014).

A alteração dos parâmetros hidrodinâmicos causada pela presença de estilólitos se dá de duas maneiras: 1) os componentes insolúveis da rocha matriz (por exemplo, argilominerais, óxidos, matéria orgânica, pirita, quartzo) se concentram no plano estilolítico e causam uma redução da porosidade e da permeabilidade (BURGESS, 1985; KOEHN *et al*, 2012; RAILSBACK, 1995); 2) a própria estrutura pode servir de canal de fluxo, porque formam uma interface com maior permeabilidade, permitindo que fluidos se movimentem ao longo de sua extensão (BRAITHWAITE, 1988; EREN, 2005; KOEHN, 2012, 2016; HEAP *et al*, 2014).

## 2 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 Província borborema

A Província Borborema (PB) está localizada no Nordeste do Brasil e tem aproximadamente 450.000 km<sup>2</sup> de extensão (Fig. 13). Esta província corresponde a um domínio geotectônico nos quais fenômenos de natureza termiais, tectônicos e magmáticos, atuaram de forma intensa para sua formação. Estes fenômenos influenciaram de forma importante rochas de idade arqueana e proterozoica que foram retrabalhadas e deformadas pelo ciclo orogênico Neoproterozoico Brasileiro (ALMEIDA, 1977; BRITO NEVES, 2000). O desenvolvimento da PB tem sido desenvolvido por décadas o que resultou em inúmeros debates e proposições a respeito de sua gênese. De maneira geral, acredita-se que os fenômenos atuantes (deformações e metamorfismo) foram causados por colisões entre os crátons Oeste africano, Amazônico e São Francisco/Congo, porém, não há ainda consenso no que diz respeito às hipóteses que sugerem que os Crátons estavam separados por grandes oceanos, ou se os mesmos configuravam um único bloco continental (NEVES *et al*, 2014).

A PB é limitada pelo Cráton São Francisco ao Sul, com a Bacia do Parnaíba a Oeste, e a Norte e Leste por bacias sedimentares marginais que se formaram a partir da formação do Atlântico Sul (MATOS, 1992, 1999). A PB é compartimentada em três grandes sub-domínios, são eles: Domínio Norte, Domínio da Zona Transversal e Domínio Sul. Estes três sub-domínios são limitados por duas principais zonas de cisalhamento de extensão continental: a Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA), e a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) (BRITO NEVES *et al*, 2000).

A PB apresenta um enorme sistema de zonas de cisalhamentos que pode ser dividido em dois domínios principais: Ocidental e Oriental. Cada um desses domínios apresenta seus sub-conjuntos de zonas de cisalhamento que se formaram durante diferentes estágios de formação da PB. O Domínio Ocidental é composto pelas zonas de cisalhamento Granja, Sobral, Senador-Pompeu, Tatajuba e Potengi/Farias Brito. Enquanto que o Domínio Oriental é composto por um complexo sistema estrutural com duas zonas de cisalhamento predominantes: ZCPA e ZCPE (VAUCHEZ, 1995). A ZCPA é comumente dividida em dois segmentos principais, as zonas de cisalhamento Patos (ramo Oeste) e Campina Grande (ramo Leste) (NEVES, 2003). Da mesma forma, a ZCPE é também dividida em dois segmentos, a

zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, e Pernambuco Leste (NEVES & MARIANO, 1999).

A partir do Fanerozóico eventos geotectônicos importantes também afetaram a PB. Durante o Paleozoico, ocorreram à formação de bacias sedimentares interiores, como a Bacia do Parnaíba, cujo mecanismo de formação é atribuído ao desenvolvimento de sinéclises. Os depósitos destas bacias paleozóicas recobriram parcialmente a PB quando a mesma ainda fazia parte de um supercontinente. Durante o Mesozoico, ocorreu a separação entre as placas Sulamericana e Africana, e a formação de bacias marginais ao longo da plataforma continental, além de um novo ciclo de formação de bacias interiores no interior da PB (MATOS, 1992). Outro evento geológico relevante é representado pelo soerguimento da PB durante o Cenozóico (JARDIM DE SÁ *et al*, 2005, MORAIS NETO, 1999; OLIVEIRA & MEDEIROS, 2012), de acordo com esses autores o processo de soerguimento, e consequente denudação, ocorreu a partir do Cenozóico e causou erosão do registro das bacias interiores, inclusive a Bacia do Araripe (PEAULVAST & BÉTARD, 2015). Este processo de erosão foi responsável pela atual morfologia da bacia com sua chapada.

## 2.2 Bacia do araripe

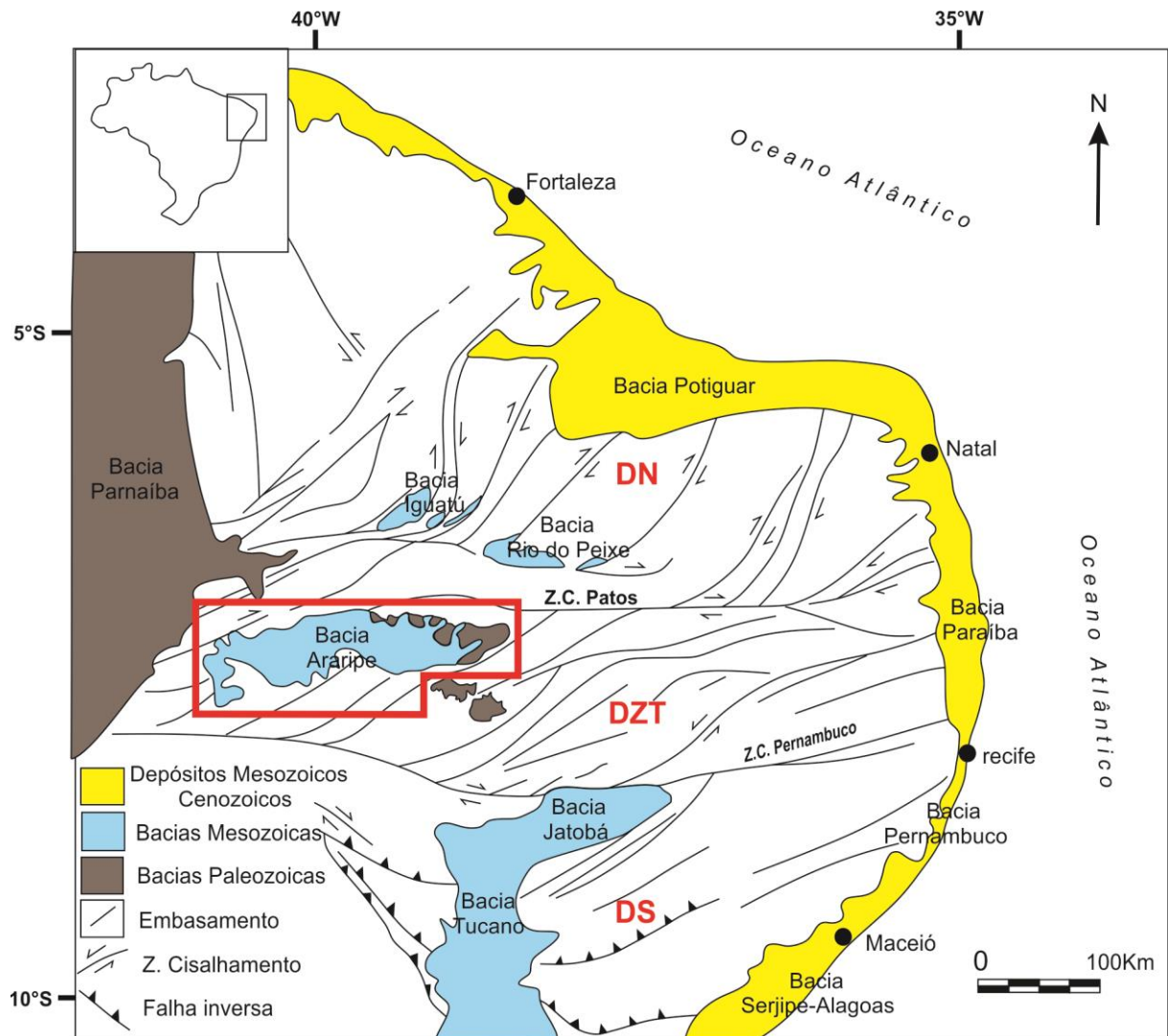
A Bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do Nordeste do Brasil, com área de aproximadamente 9.000 km<sup>2</sup>, e está localizada no Domínio da Zona Transversal, ao Sul da ZCPA (Fig. 13). A sucessão sedimentar desta bacia é composta por depósitos com idades que variam desde o Paleozoico Inferior até o Mesozoico Superior, e seu embasamento é formado por rochas de terrenos Pré-Cambrianos (ALMEIDA, 1977; ASSINE 1992, 2007; BRITO NEVES *et al*, 2000).

A Bacia do Araripe se destaca no contexto geomorfológico da região onde está localizada devido à formação da Chapada do Araripe, que é composta por formações do Cretáceo Superior (ASSINE, 1992, 1994). A Chapada do Araripe representa um domínio geomorfológico positivo, tabular e em forma de *cuesta*, com eixo maior na direção E-W e mergulho suave para oeste (ASSINE, 2007; PEAULVAST, 2015).

Segundo Ponte e Ponte Filho (1996) a Bacia do Araripe é dividida em duas sub-bacias: Sub-bacia Feitoria, a Oeste e Sub-bacia Cariri, a Leste (CASTRO & CASTELO BRANCO; 1999). Essas sub-bacias são compartimentadas por um conjunto de *grábens* e *horsts*, e o *horst*

central, denominado Dom Leme, representa o divisor estrutural entre esses dois depocentros. Os *horsts* e *grábens* são limitados por falhas normais com direção predominante NE, e secundariamente NW (PONTE E PONTE FILHO, 1996). Existe um conhecimento maior sobre a sucessão sedimentar da Sub-bacia Feitoria, devido à perfuração do poço estratigráfico 2-AP-1-CE, executado pela PETROBRAS em 1986. Este poço foi localizado sobre o depocentro gravimétrico da sub-bacia, que possui uma cobertura sedimentar de aproximadamente 1.600m (ASSINE, 2007).

Figura 13 – Mapa da Província Borborema com a localização das principais bacias interiores, e faixa costeira das bacias marginais. Os Domínios da PB, são limitados pelas principais Zonas de Cisalhamento: Domínio Norte (DN), Domínio da Zona Transversal (DTZ) e Domínio Sul. O polígono em vermelho assinala os domínios atuais da Bacia do Araripe.



Fonte: Modificado de Matos (1992).

Existem várias proposições para a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Araripe, que foram construídas ao longo do processo histórico de estudo da mesma (ASSINE, 1992; PONTE & API, 1990). Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999), distinguiram cinco tectono-sequências para a Bacia do Araripe: Beta (Paleozoico), Pré-rifte (Jurássico) Rifte (Cretáceo Inferior), Pós-rifte (Cretáceo Superior) e Zeta (Cenozóico). A sequência beta corresponde a Formação Cariri; a sequência pré-rifte corresponde às formações Brejo Santo e Missão Velha; a sequência rifte é formada pela Formação Abaiara; a sequência pós-rifte é representada pelas formações Barbalha (Rio da Batateira), Crato, Ipubi, Romualdo, Araripina e Exu; e a sequência Zeta é representada por coberturas recentes aluvio-coluvionares.

Assine (2007) dividiu a sucessão pós-rifte em duas sequências: pós rifte I, que seria composta pelas Formações Barbalha (Rio da Batateira), Membro Crato, Camadas Ipubi e Membro Romualdo; e, pós-rifte II, que seria composta pelas formações Araripina e Exu. Assine *et al* (2014), propuseram uma revisão estratigráfica para a tectono-sequência pós-rifte I, sugerindo uma nova interpretação da coluna estratigráfica da Bacia do Araripe. Esta nova interpretação da sucessão pós-rifte I eleva a condição do Membro Crato para Formação Crato, Camadas Ipubi para Formação Ipubi e Membro Romualdo para Formação Romualdo. O presente estudo adotou esta proposição mais recente da coluna estratigráfica que trata a sequência de depósitos que contem os laminitos estudados como uma Formação (Fig. 14).

A evolução da bacia do Araripe, em especial para os eventos tectônicos envolvidos, tem sido assunto de debate entre autores recentes que proporam novas hipóteses para a evolução desta bacia. Miranda *et al* (2014) e Miranda (2015), propuseram que possivelmente uma fase tectônica responsável pela formação dos depósitos paleozóicos pode ter sido influenciada por um regime do tipo *pull apart*, que pode ter se sobreposto, ou não, a fase interpretada como de sinéclise. Marques *et al* (2014) propuseram que a bacia teria passado por um processo de inversão tectônica, evidenciado pela formação da chapada do Araripe que representa um relevo positivo regional, durante o Cenozóico. Entretanto, Peaulvast & Bétard (2015) sugeriram que a formação da chapada está associada a um processo de arqueamento regional e denudação periférica dos domínios da bacia.

Figura 14 – Carta estratigráfica da Bacia do Araripe adotada para este trabalho.

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

Fonte: Neumann & Assine (2015).

### 2.2.1 A Formação Crato

Esta unidade foi inicialmente definida como Calcário de Santana por SMALL (1913). Posteriormente, na década de 60, estes depósitos foram denominados de Formação Crato, por Beurlen (1962, 1963, 1971). Para este trabalho, será empregado o termo Formação Crato conforme proposto por Neumann (1999) e por Neumann & Assine (2015), para se referir à unidade litoestratigráfica que contem os laminitos estudados.

A Formação Crato é composta por depósitos de idade Aptiano-Albiano (COIMBRA *et al*, 2002) formados em um sistema flúvio-lacustre (ASSINE, 2007), que dominou as regiões proximais na fase pós-rifte da Bacia do Araripe. De acordo com Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999), esta Formação é composta por seis intervalos de calcários laminados, denominados de C1 a C6, da base para o topo, intercalados com folhelhos calcíferos, siltitos, arenitos e margas. Os intervalos de calcários laminados se tornam progressivamente mais espessos, e mais extensos em área, da base para o topo da sequencia. O nível C6 pode

alcançar cerca de 20 m, em afloramentos e no registro de subsuperfície identificado por meio de poços estratigráficos (NEUMANN, 1999).

As litofácies que compõem os laminitos da Formação Crato são constituídas essencialmente por calcita de baixo teor de magnésio que compõem rochas micríticas, rítmicas de coloração bege, creme e cinza (NEUMANN, 1999).

Nas exposições das minerações os depósitos da porção basal do nível C6 é composta por laminitos de coloração cinza, e os laminitos da porção superior apresentam coloração bege, amarelada, ou esbranquiçada. Estudos anteriores sugeriram que esta diferenciação possivelmente seria causada devido à alteração meteórica dos calcários pela exposição dos depósitos, o que poderia produzir a coloração bege-amarelada da porção superior (NEUMANN, 1999; MIRANDA, 2015). Os laminitos acinzentados apresentam maior porosidade e menor rigidez, enquanto que os laminitos bege possuem menor porosidade e maior rigidez (TORRES *et al*, 2016). Entretanto, OSÉS *et al* (2016) sugeriram que a variação de cor possui origem deposicional. O estudo se baseou na investigação de parâmetros de preservação de peixes fósseis que ocorrem em ambas as litologias, e sugeriram que os laminitos de cor cinza apresentam uma taxa de sedimentação maior do que os calcários de cor amarela, e que isto implicou em variação das condições de anoxia. O estudo sugere que em ambos os casos os efeitos de preservação estão diretamente relacionados às condições de eodiagênese (OSÉS *et al*, 2017).

Neumann (1999) e Silva *et al* (2002) estudaram os calcários laminados da Formação Crato e diferenciaram cinco microfácies: Sm1 – caracterizada por lamina centimétricas, planas ou plano onduladas, com presença de pequenas concreções; Sm2 – caracterizada por lâminas , planas ou plano-onduladas, com ocorrência de loop beddings; Sm3 – representada por calcarenitos peloidais com esteiras algálicas; Sm4 – diferenciada pela ocorrência de lamina onduladas e plano-onduladas e pela presença de *slumps*; Sm5 – caracterizada por lâminas centimétricas, planas ou plano-ondulada, com presença de concreções, convoluções e microfalias; e, Sm6 – distinguida por lamina centimétricas, planas e plano-onduladas, com microffóseis e ostracodes. Catto (2015), e Catto *et al* (2016), estudaram os depósitos de laminito em testemunhos do poço 1-PS-11-CE, e propuseram que estes compreendem quatro microfácies: nodular, drusiforme, laminar e rítmica.

A origem dos calcários laminados da Formação Crato ainda é motivo de debate. Os primeiros trabalhos sugeriram que a gênese destes calcários estava ligada a taxa de

evaporação somada à redução do aporte de água doce no corpo lacustre, com subsequente saturação e precipitação química, causando desta forma a deposição destas rochas (Neumann, 1999). Heimhofer (2010) sugeriu que os laminitos foram formados a partir da precipitação de calcita autigênica oriunda da parte superior da coluna de água do lago. Conforme a proposição, a precipitação foi induzida pela atividade de algas e bactérias, e não por organismos de natureza bentônica que intermediam a produção de carbonato de cálcio. Entretanto, Catto (2016) destacou a existência de estruturas que sugere a precipitação a partir de substância polimérica extracelular (EPS), e impressões microscópicas que sugerem a atuação de bactérias filamentosas, cocoides e cianobactérias. Este autor propôs que a origem dos laminitos estaria ligada a precipitação bioinduzida de carbonato de cálcio. Heimhofer *et al* (2010), propôs ainda que a variação na coloração das lâminas está relacionada à sua composição química, onde as lâminas mais claras apresentam baixas concentrações de Fe e S, enquanto as lâminas mais escuras apresentam altas concentrações de Fe e S (Fig. 15).

A Formação Crato apresenta um variado conteúdo fossilífero, composto por ostracodes, crustáceos, aracnídeos, peixes ósseos, lagartos, pterossauros e plantas (ASSINE, 2007). A ausência de fósseis marinhos é mencionada como uma evidência para a dominância de um sistema continental (ASSINE, 2007). Pela excelente preservação de uma enorme quantidade de fósseis, tridimensional, e inclusive de partes moles, a Formação Crato é classificada como uma jazida Fossilífera Lagerstätte (MARTILL *et al*, 2007, 2008; MARTILL & FREY, 1998).

#### 2.2.1.1 Estruturas de deformação sin-deposicionais nos laminitos

Algumas estruturas sin-sedimentares ocorrem de forma abundante nos laminitos da Formação Crato: *loopbeddings* e lamina convolutas, estruturas de escape de fluídos e falhas. Essas estruturas deformacionais indicam a influência de processos sin-tectônicos, com variados graus de energia.

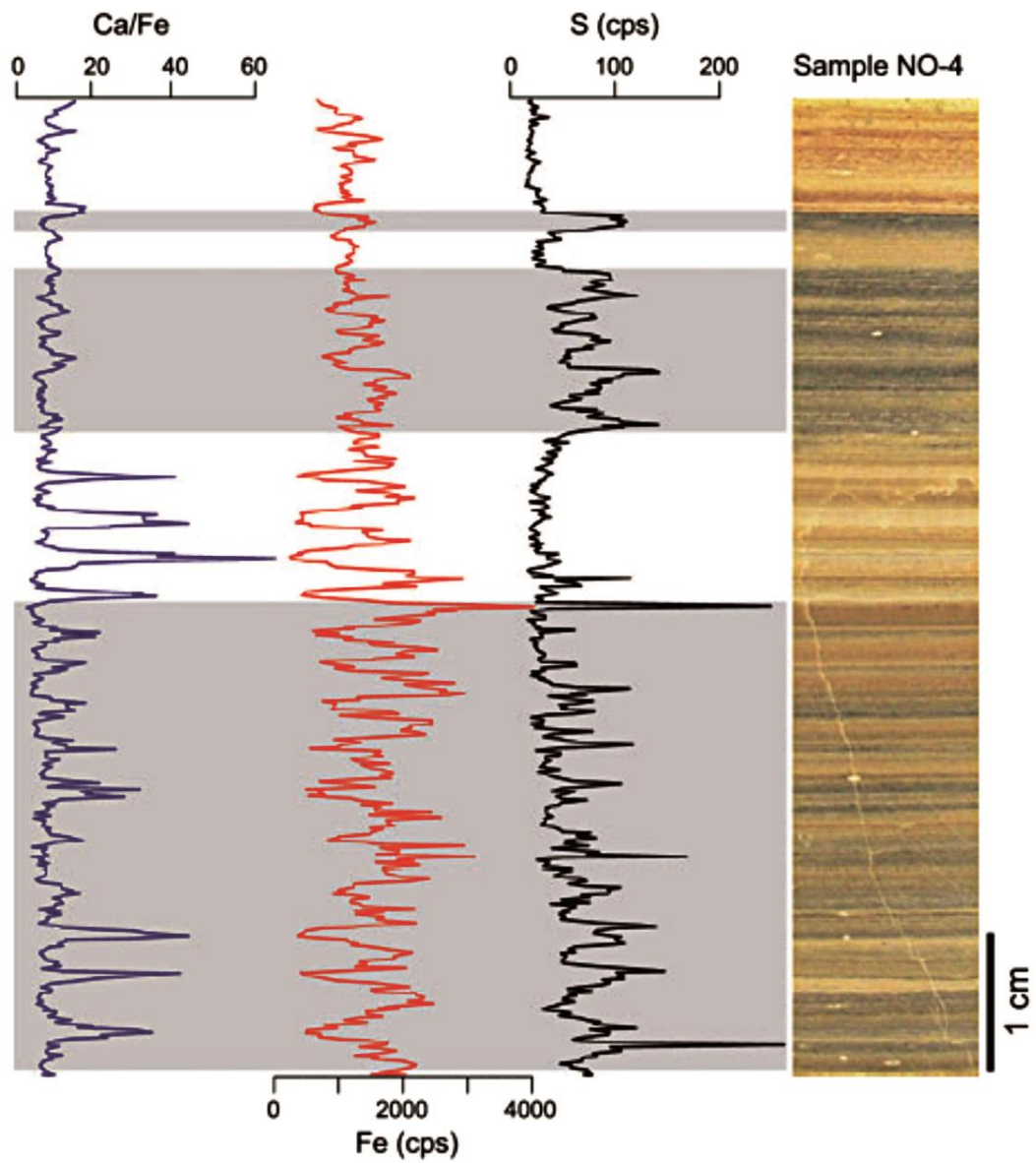
Os *loopbeddings* representam estruturas sin-sedimentares, frequentes em laminitos de origem lacustre, caracterizados pela deformação local de grupos de lamina que sofreram constrição e rompimento da laminação. Este processo ocorre em depósitos não litificados, ou que apresentam muito baixo grau de litificação (CALVO *et al*, 1998). Ainda de acordo com este autor, essas estruturas podem ser classificadas em quatro tipos, de acordo com o grau de

litificação das lâminas quando ocorreu o evento de deformação (Fig. 16): tipo 1 – formado a partir de deformação dúctil; tipo 2 – apresenta lâminas desagregadas próximas da região de rompimento (*neck*), sugerindo que já apresentavam algum grau de litificação quando foram submetidos à deformação; e, tipos 3 e 4 – são considerados *loopbeddings* complexos por que apresentam microfalhas nas regiões que sofreram rompimento, sugerindo que durante sua formação a rocha já estava apresentava um grau de litificação compatível com a geração de estruturas rúpteis.

Rodriguez-Pascua *et al* (2000), e Calvo *et al* (1998), comprovaram que *loopbeddings* estão associados ao registro de sismos de baixa magnitude em sedimentos de fundo de lagos. A relação com sismitos é um fator importante, e normalmente estes ocorrem associados a um variado número de outras estruturas.

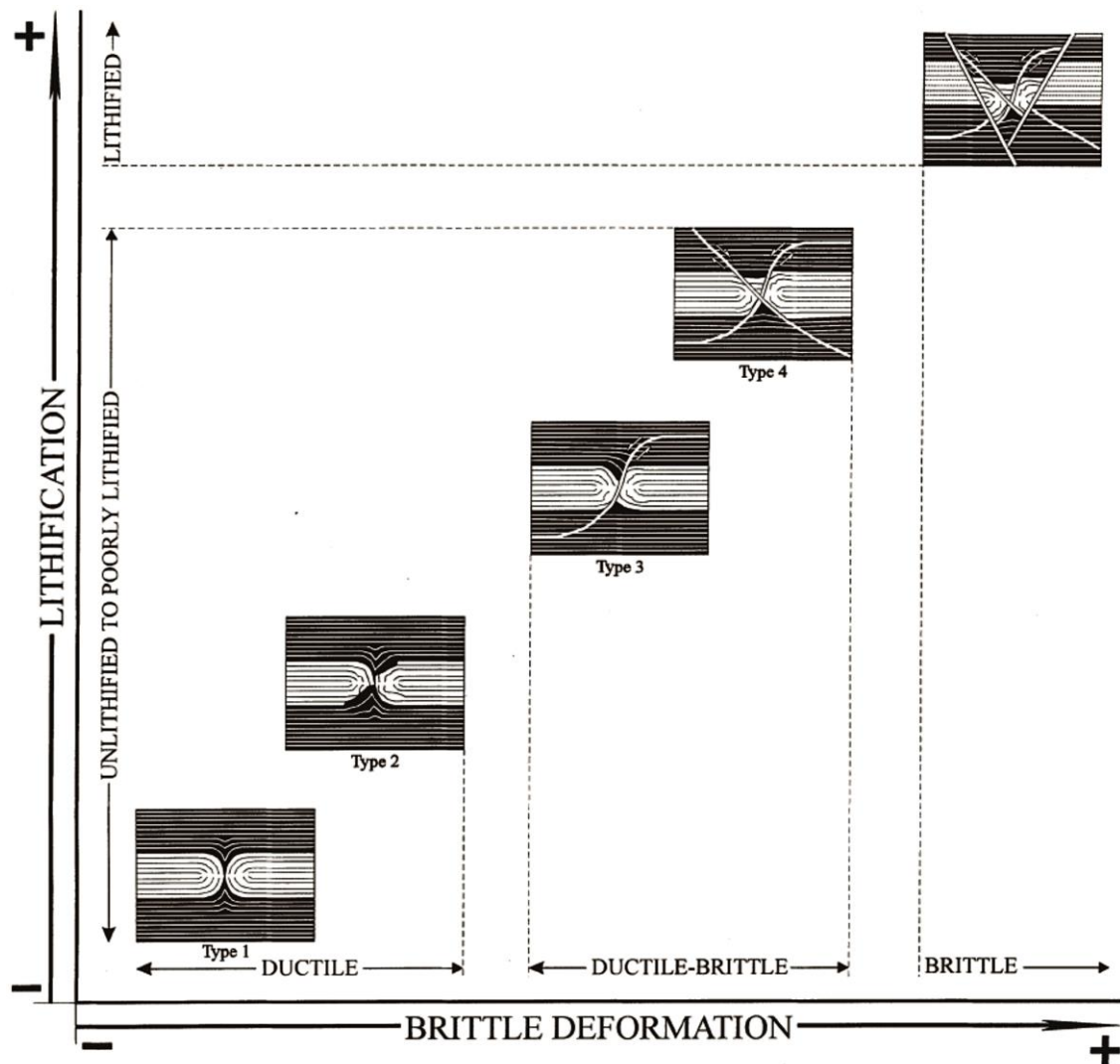
Lâminas convolutas (Fig. 17) representam estruturas formadas quando os sedimentos estão inconsolidados, e ocorre o deslizamento de partes da massa de sedimentos influenciado pela força da gravidade. Desta forma, os planos da estratificação assumem formas contorcidas que se assemelham a dobramentos (NEUWERTH *et al*, 2006; TOPAL & OZKUL, 2014).

Figura 15 – Resultados de micro-fluorescência de raios-X realizadas em amostra de calcário laminado de uma Pedreira de Nova Olinda, CE. Segundo os gráficos, as maiores contagens de Fe e S estão restritas às lâminas escuras.



Fonte: Heinhofer *et al* (2010).

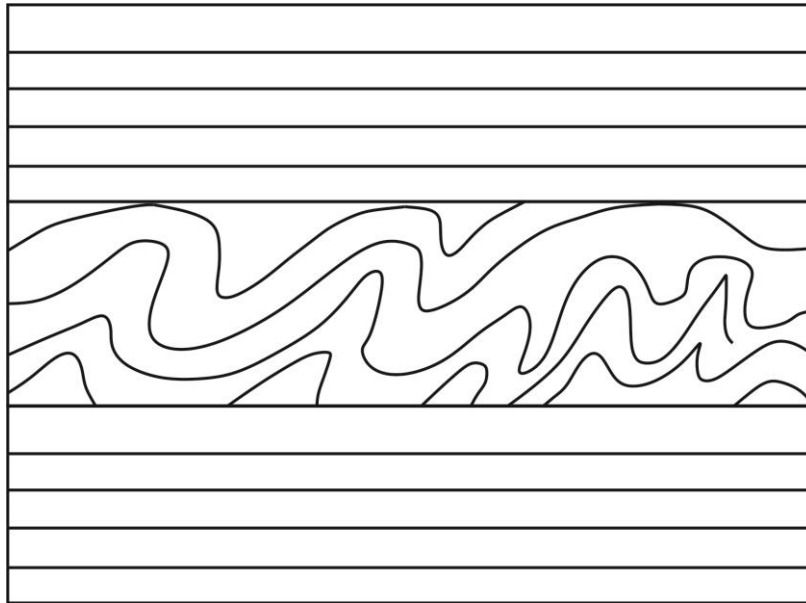
Figura 16 – Esquema de correlação entre a morfologia de estruturas do tipo *loopbedding* e o estado de litificação da rocha hospedeira durante a sua formação.



Fonte: Calvo *et al* (1998).

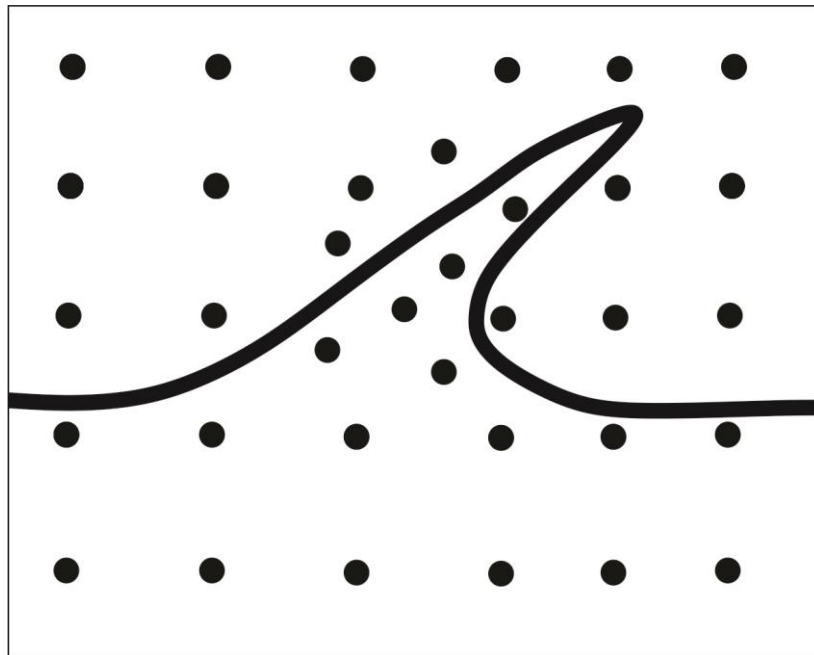
As estruturas de escape de fluido (Fig. 18) se formam a partir da injeção de material inconsolidado devido a processos de fluidização local (OWEN, 1996; NEUWERTH *et al*, 2006). A geração desse tipo particular de feição geralmente é acompanhada pela formação de uma "cauda" alongada que a diferencia de uma estrutura em chama (NEUWERTH *et al*, 2006).

Figura 17 – Modelo esquemático de estrutura convoluta, formada a partir do dobramento de lâminas plano-paralelas.



Fonte: Próprio autor.

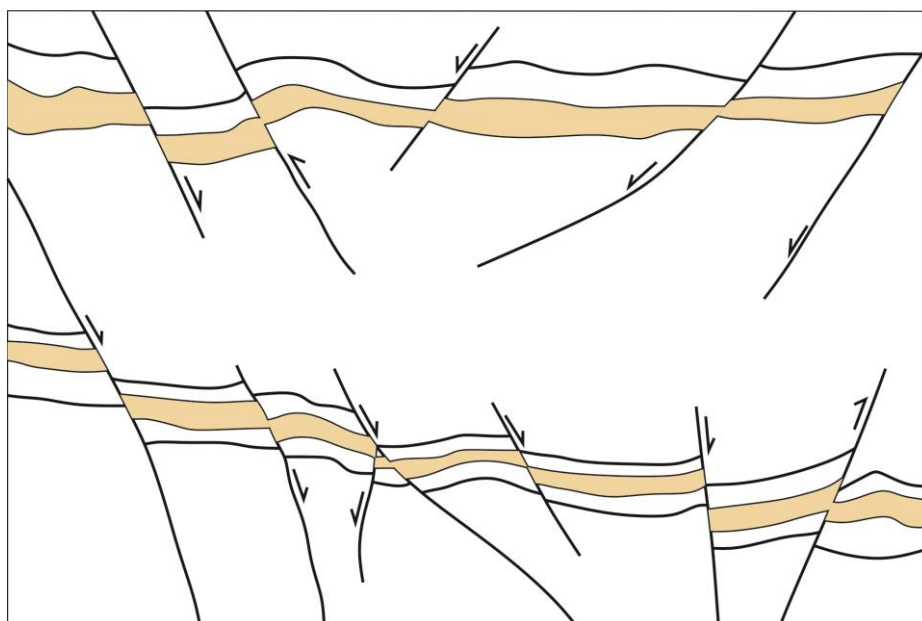
Figura 18 – Modelo esquemático estrutura de escape de fluídos, formada pela deformação de camadas devido a processo de fluidização. A deformação gera a injeção de material ascendente. Destaque para a morfologia em cúspide.



Fonte: Próprio autor.

Falhas sin-sedimentares são estruturas de caráter dúctil-rúptil cuja natureza está ligada a indução de comportamento coesivo quando a pressão de poro não é suficiente para liquefazer os sedimentos, ou ainda quando os sedimentos se encontram inconsolidados ou parcialmente consolidados (NEUWERTH *et al*, 2006; TOPAL & OZKUL, 2014). A condição plástica na qual os sedimentos se encontram permite a instalação de falhas normais e reversas (Fig. 19), de acordo com o grau de compactação diferencial, e instabilidade local, que a rocha inconsolidada apresenta (NEUWERTH *et al*, 2006). Miranda (2015) interpretou as falhas sin-sedimentares dos laminitos da Formação Crato como eo-diagenéticas, caracterizadas por regime dúctil.

Figura 19 – Desenho esquemático de conjunto de falhas sin-deposicionais, normais e inversas, deslocando camadas de rochas estratificadas e parcialmente litificada.



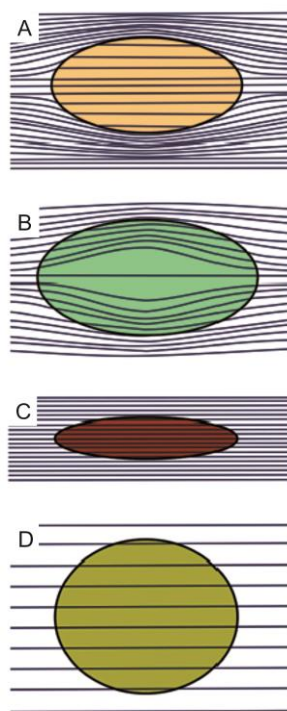
Fonte: Modificado de Topal & Ozkul (2014).

#### 2.2.1.2 Estruturas diagenéticas nos laminitos

Concreções calcárias são estruturas comuns em rochas sedimentares de todas as idades. Estas representam corpos esféricos e/ou elípticos que se formam dentro da fábrica da

rocha hospedeira, e representam zonas com um maior grau de cimentação e maior resistência mecânica (MARSHALL & PIRRIE, 2013). As concreções calcárias se formam devido à cimentação precoce de porções da rocha, ainda durante os primeiros estágios de soterramento, e a eo-diagênese. Desta forma, essas estruturas sedimentares podem registrar a evolução geoquímica das águas dos poros e as mudanças na temperatura ao longo da precipitação precoce do cimento carbonático nos poros da rocha hospedeira, e consequentemente, podem fornecer informações importantes a respeito das condições iniciais e finais do soterramento (HEIMHOFER *et al*, 2017). Concreções em rochas laminadas (calcários, folhelhos calcíferos) representam um importante potencial de investigação dos efeitos de compactação sofridos por estas rochas (Fig. 20), ao registro do efeito progressivo de redução do volume da rocha relacionado à deformação das laminações (LASH & BLOOD, 2004).

Figura 20 – Desenho esquemático associando o desenvolvimento de concreções em relação a compactação dos sedimentos. A) concreção formada durante a diagênese precoce, a formação antecede o processo de compactação; B) concreção formada durante a diagênese precoce, mas que apresenta um processo de expansão durante a compactação; C) concreção formada após a compactação dos sedimentos, o aspecto elíptico acentuado é característico de concreções em *mudstone*; D) concreção formada após a compactação dos sedimentos, o aspecto esférico é característico de concreções em arenitos.



Fonte: Modificado de Marshall & Pirrie (2013).

### 2.2.1.3 Estruturas rúpteis pós-deposicionais nos laminitos

As estruturas rúpteis pós-deposicionais são representadas por fraturas extensionais, juntas e veios, que são abundantes no intervalo de laminitos estudados (C6). Os veios são divididos em: a) veios verticais, que correspondem a estruturas rúpteis preenchidas por calcita ou por gipsita, caracterizados como veios sintaxiais (MIRANDA, 2015; MCKINNON, 2017), e antitaxiais, respectivamente. Os planos dessas estruturas verticais apresentam um padrão sistemático de fraturas ortogonais (MIRANDA *et al*, 2012; 2014); b) veios horizontais que são representadas por estruturas paralelas ao acamamento, sintaxiais e antitaxiais, com preenchimento de calcita e gipsita fibrosa, respectivamente (MIRANDA, 2015; MCKINNON, 2017). Miranda (2015) sugeriu que os veios horizontais e verticais teriam origem no processo de denudação dos depósitos da bacia, e consequente alívio de pressão sofrido pelos depósitos da sucessão pós-rifte. Este autor descreveu as juntas como estruturas abertas, sem preenchimento, ou parcialmente preenchidas por calcita e gipsita, e sugeriu que as juntas tiveram origem a partir do processo de exposição recente dos depósitos o que teria induzido a reabertura, e incrementado o processo de dissolução, dos veios verticais.

McKinnon (2017) estudou as estruturas rúpteis sin e pós deposicionais que ocorrem nos laminitos. Essa autora sugeriu que os veios horizontais e verticais preenchidos por gipsita teriam se formado ainda durante os primeiros estágios de soterramento, quando os depósitos poderiam ainda estar parcialmente inconsolidados, e que as fraturas de cisalhamento sin-deposicionais seriam contemporâneas a tardias em relação aos veios paralelos preenchidos por gipsita. A autora sugeriu que os veios de gipsita verticais seriam tardios aos veios horizontais de gipsita e as falhas. Em relação aos estilólitos, essa autora sugere que as relações por ela observadas entre veios de gipsita verticais e horizontais e fraturas é ambíguo, entretanto ela sugere que os estilólitos seriam mais jovens do que os veios verticais de gipsita. A autora sugere que os estilólitos seriam mais antigos do que os veios verticais de calcita, e inferiu que alguns estilólitos podem ter sido reabertos como veios de calcita. Por fim, a autora sugere que as juntas que apresentam aberturas centimétricas, e que cortam todo o conjunto de laminitos, foram formadas pela exposição subaérea dos depósitos. Este fato, segundo a autora, é reforçado pelo fato de haver espeleotemas de origem calcítica e gipsífera que se formaram na presença de ar, indicando que estas estavam em superfície abertas e preenchidas pelo ar

atmosférico. Um dos aspectos a ser considerado sobre a proposição de origem para os veios horizontais e verticais preenchidos por gipsita descritos por McKinnon (2017) é o fato de que estes foram encontrados apenas nos 4 metros do topo da sucessão de laminitos (C6), de coloração amarelada, que ocorrem na Mina Três Irmãos, na região de Nova Olinda. Portanto, a interpretação a respeito de sua origem e relação com outras estruturas é limitada. A Autora destaca ainda, conforme descrito neste trabalho, que os veios verticais de calcita, as falhas (shear fractures) sin-deposicionais, e as juntas ocorrem em todos os afloramentos e em toda a sucessão do nível C6, e em outros intervalos de calcário da Formação Crato.

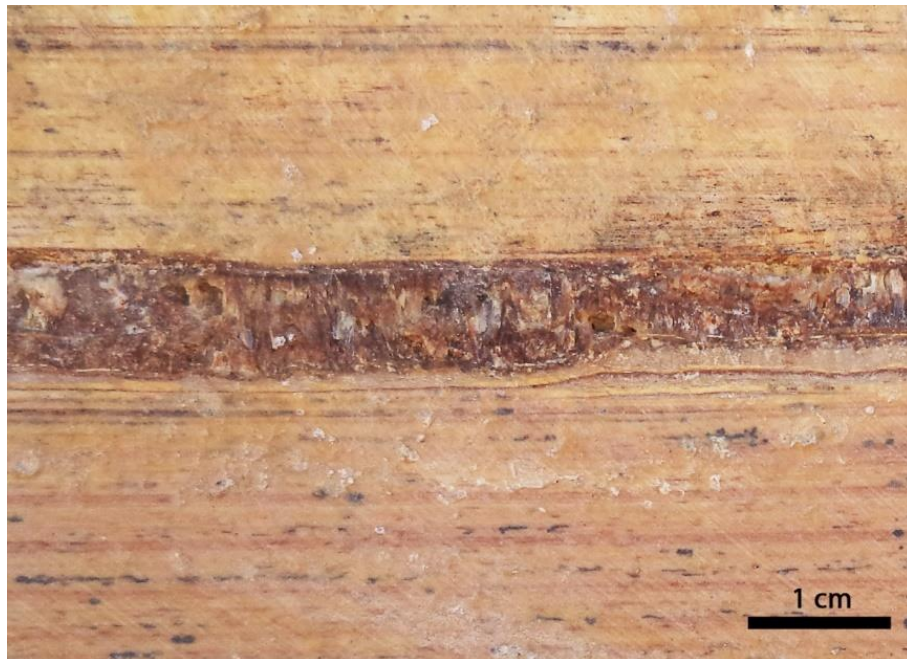
As figuras 21, 22 e 23 apresentam exemplos de estruturas rúpteis que ocorrem na Formação Crato.

Figura 21 – Veios verticais preenchidos por calcita, cortando as lâminas da sucessão de laminitos do nível C6.



Fonte: Próprio autor.

Figura 22 – Veio horizontal (*bed-parallel*) preenchido por gipsita fibrosa, que ocorre na porção superior do nível C6, na Mina Três Irmãos.



Fonte: Próprio autor

Figura 23 – Juntas extensionais que cortam todo o conjunto de estratos do nível C6, parcialmente preenchidas por espeleotemas compostos por calcita e gipsita que se formaram em ambiente subaéreo nas paredes da estrutura. Abertura da junta é de ~10 centímetros.

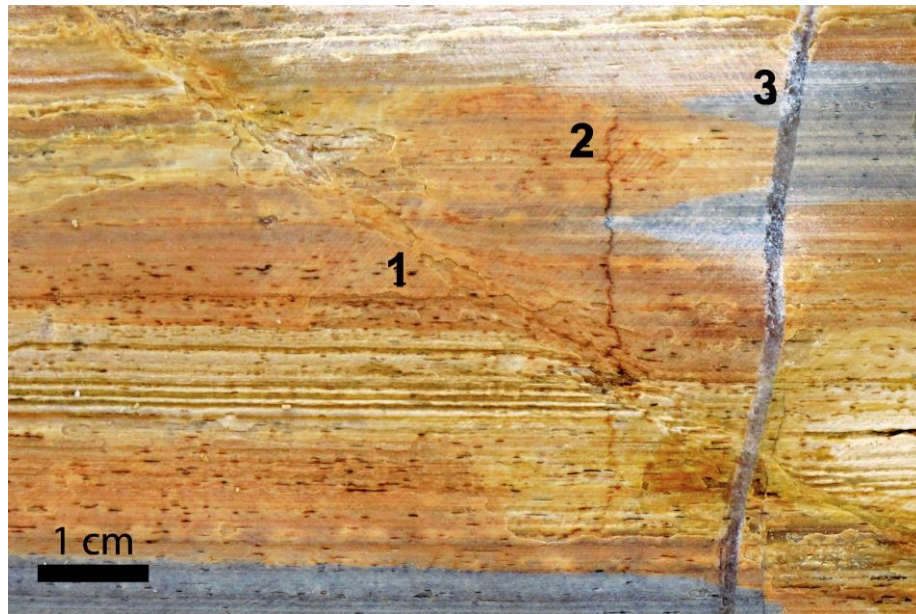


Fonte: Próprio autor.

#### 2.2.1.4 Eventos deformacionais dos calcários da formação crato

Silva (2003) reconheceu três principais eventos de deformação nos intervalos de calcários laminados posicionados na porção superior da Formação Crato (C5 e C6), na seguinte ordem: a) D1 - representaria um estágio distensional de natureza rúptil-dúctil que gerou estruturas de pequeno porte como falhas normais, *slumps* e *loop beddings*. Estas estruturas ocorrem em níveis de deformação separados por outros sem perturbação, indicando eventos episódicos, associados a pulsos sísmicos, separados por períodos de quiescência sísmica; b) D2 - Corresponderia a um regime de inversão localizada da bacia, e este teria criado uma compressão das rochas desta Formação durante o final da deposição dos depósitos da Formação Crato. O autor sugere que teria ocorrido soerguimento relacionado a inversão; c) D3 - este marcaria o fim da inversão tectônica e o retorno de regime distensivo, o que teria criado a reativação de falhas inversas, criadas no evento D2, que foram reativadas como falhas normais. Entretanto, Miranda (2015), sugeriu que estes depósitos experimentaram um único regime tectônico de natureza extensional, com direção dominante WNW-ENE, o qual gerou falhas normais de pequeno rejeito (shear fractures - fraturas de cisalhamento), cuja deformação dos estratos apresenta componente rúptil-dúctil. Este autor sugeriu ainda que a criação dessas falhas normais foi responsável pela criação de pontos locais de compressão, o que acabou dando origem aos estilólitos encontrados nos calcários laminados (Fig. 24). Conforme descrito por este autor, os veios e juntas verticais que ocorrem nos calcários laminados representam estruturas tardias que cortam as fraturas de cisalhamento. Este sugeriu que os veios horizontais, preenchidos por gipsita e por calcita, foram formados a partir do alívio de pressão ocasionado pela exumação da Formação Crato (MIRANDA, 2015).

Figura 24 – Exemplo de estruturas de natureza rúptil/rúptil-dúctil que ocorrem nos laminitos da Formação Crato: 1) fraturas de cisalhamento; 2) estilólitos verticais; 3) veios syntaxiais.



Fonte: Modificado de Miranda *et al* (2014).

### 3 RESULTADOS

Foram investigadas de forma detalhada as estruturas sin-sedimentares abundantes nos depósitos estudados, as concreções calcárias e os estilólitos verticais. O estudo levou em consideração a relação temporal entre essas estruturas, que foram menos estudadas nos laminitos em questão, em relação ao conhecimento que já existe sobre as falhas normais, veios e juntas (MIRANDA, 2015; SANTOS *et al.*, 2015; MCKINNON, 2017).

#### 3.1 Estruturas sin-sedimentares

Na área de estudo, o intervalo C6 de calcários laminados representa o intervalo mais espesso onde as atividades de exploração mineira são realizadas, e por esse motivo a atividade mineira resulta em grandes exposições dos laminitos. As exposições apresentam dezenas de metros de extensão, e apresentam espessuras variadas entre 3 e 15 metros. Em termos de aspecto, as principais litofácies são formadas por laminitos de cor cinza escuro, e laminitos de cor creme a bege, e amarelados, no topo do intervalo de laminitos (Figs. 25A e 25B). Osés *et al* (2017) estudaram o efeito de fossilização de vertebrados e invertebrados nos laminitos de cor cinza e bege, e demonstraram que os laminitos cinza ocorrem na base do intervalo C6 e são capeados pelos laminitos de cor bege. Existe uma variação em termos de conteúdo siliciclástico que diferencia ambos. Os laminitos de cor bege são finamente laminados (0,5 mm) e compostos por lâminas de microesparito intercaladas com poucas lâminas escuras que contêm argilominerais, e algumas lentes de material orgânico. Os laminitos de cor cinza são compostos por lâminas de 1 a 3 mm, compostas por microesparito com lâminas onduladas de cor cinza escura ricas em pirita, que também contêm material escuro relacionado a matéria orgânica e argilominerais. Estes autores sugerem que a diferença entre os laminitos reside na taxa de sedimentação, que foi maior durante a deposição dos laminitos de cor cinza da base do intervalo. Osés *et al* (2017) sugerem que as taxas de sedimentação eram mais altas durante a deposição dos laminitos cinza, o que resultou no processo de formação de querogênio durante a preservação dos fósseis, e taxas menores durante a deposição dos laminitos de cor bege, o que resultou na oxidação do abundante conteúdo de pirita formado nos depósitos devido ao

efeito de anoxia que predominava no lago. A variação na taxa de sedimentação teria sido controlada por fatores climáticos (úmido x árido).

De qualquer forma, o topo do nível C6, tanto nas minas quanto em afloramentos naturais, exibe intenso aspecto de carstificação, e halos de alteração devido à percolação de fluídos meteóricos em fraturas e juntas, e estes apresentam uma coloração amarelada (MIRANDA, 2015; MCKINNON, 2017), o que pode gerar confusão em relação à variação faciológica, evidenciada pela cor, descrita por Osés *et al* (2017). De fato, mudanças na taxa de sedimentação podem ter influenciado na formação da fábrica rochosa, e das propriedades mecânicas dos laminitos, o que poderia ter também influenciado a distribuição das estruturas deformacionais sin e pós-deposicionais. Este fato que foi levado em conta no presente estudo.

As laminações apresentam geometria planar, plano-ondulada e ondulada. A laminação apresenta alternância de cores claras e escuras. Conforme Heinhofer *et al* (2010) esta variação de cor reflete variações hidroquímicas do lago quando os sedimentos foram depositados: as cores claras indicam condições deposicionais com baixa concentração de Fe e S, já as cores mais escuras indicam maiores concentrações de Fe e S. (Figs. 25C e 25D).

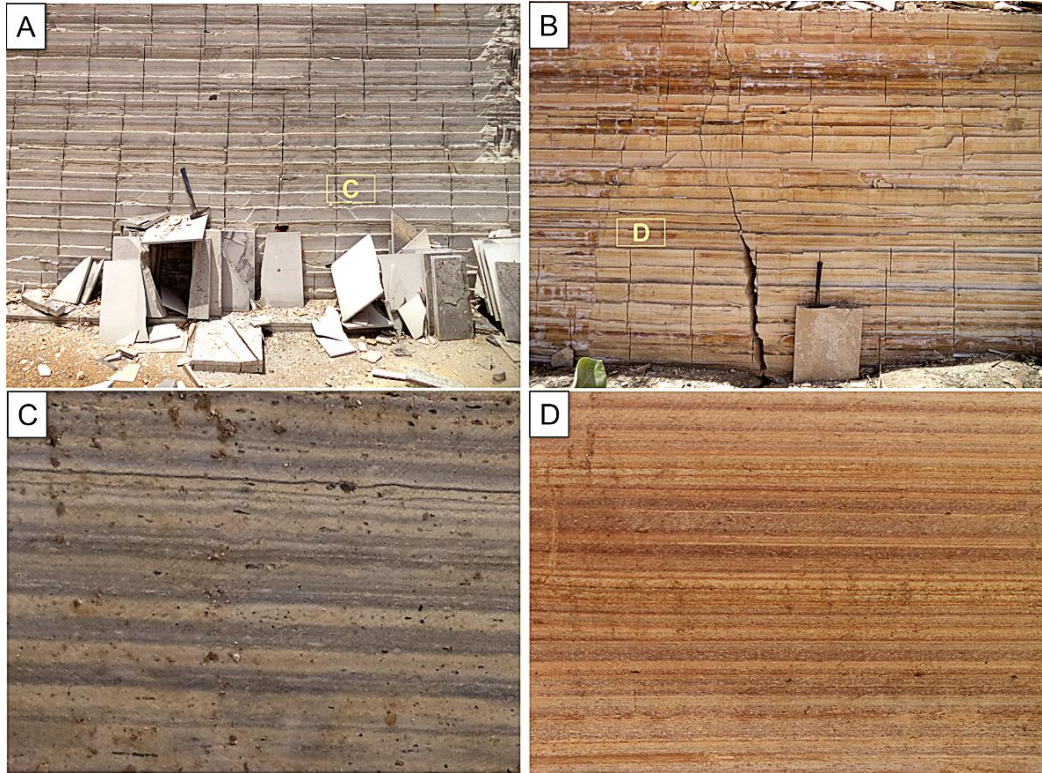
As lamina que compoem os laminitos apresentam estruturas do tipo *loopbedding*, que consistem em conjuntos de lamina que sofreram efeito de constrição local, o que deu origem a “*necks*”, e também gerou descontinuidade lateral destas ao longo do acamamento. Essas estruturas ocorrem em níveis isolados do acamamento, e possivelmente, foram geradas por eventos de sismicidade, de baixa intensidade, que afetaram os depósitos quando estes ainda estavam inconsolidados (CALVO *et al*, 1998). A região interna destas estruturas mostra evidência dos rompimentos das lâminas, enquanto que a região externa do intervalo perturbado mostram ondulações suaves, o que gerou estruturas do tipo *pinch-and-swell* (MARTIN-CHIVELET *et al*, 2011 (Fig. 26).

Outras estruturas de origem sin-sedimentar relacionadas à atuação de abalos sísmicos de baixa intensidade que afetaram depósitos inconsolidados representam níveis de lâminas com deformação convoluta e estruturas de escape de fluídos.

O presente estudo documentou abundante quantidade de níveis de convoluções, que ocorrem confinadas em níveis específicos, intercalados com níveis de lâminas que não apresentam estruturas de deformação. Estes níveis portadores de convoluções apresentam espessura centimétrica, e uma enorme continuidade lateral, dezenas a centenas de metros. As estruturas formam geometrias de domos, anticlinais e sinclinais, cujos eixos se apresentam

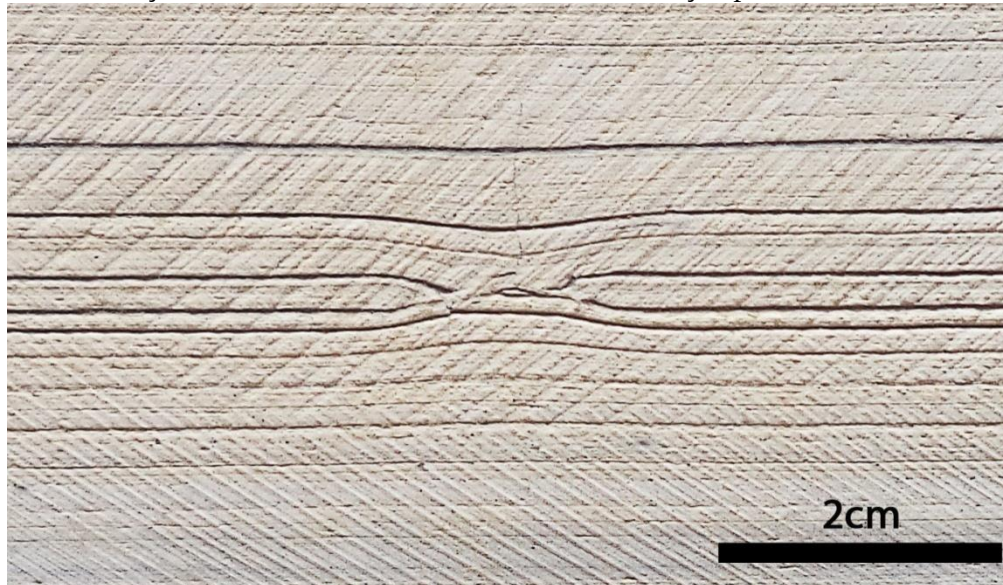
paralelos ao acamamento (Fig. 27). Devido ao processo de deformação, os níveis apresentam efeito de espessamento e afinamento local, e contatos erosivos com as superfícies basais das camadas sobrepostas.

Figura 25 – Exposições de calcários laminados do intervalo C6 da Formação Crato, Mina Três Irmãos, Nova Olinda. A) calcário cinza e B) calcário creme/bege. C e D mostram detalhes da fácies rítmica em ambos os tipos de laminitos mostrados em A e B.



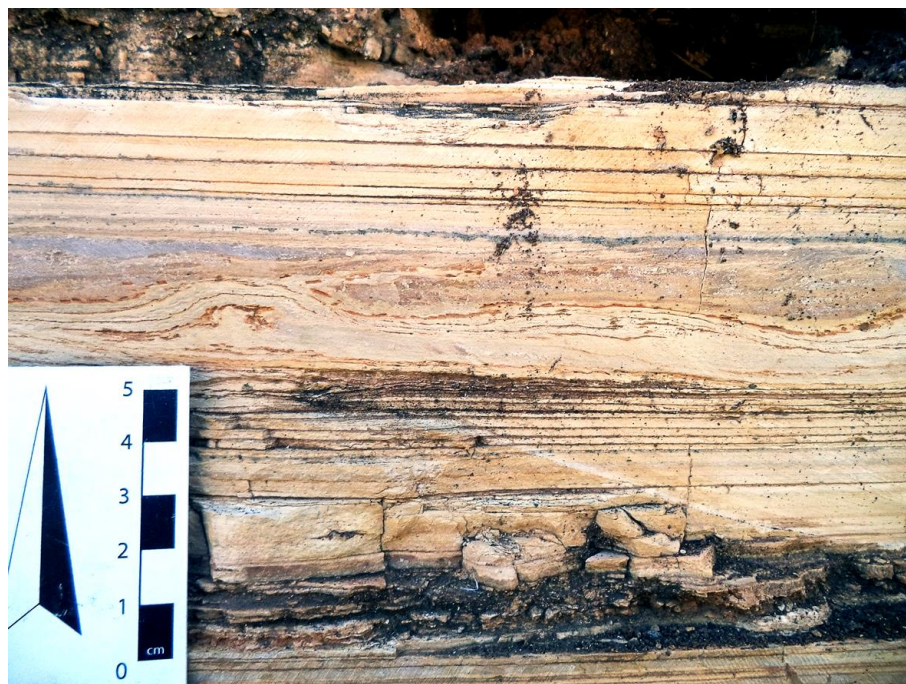
Fonte: Próprio autor.

Figura 26 – *Loopbedding* milimétrico deformando laminações de calcilutitos. Notar o interior da estrutura onde as laminações tem sua continuidade interrompida, enquanto que as bordas apresentam ondulações suaves e contínuas definindo uma feição *pinch-and-swell*.



Fonte: Próprio autor.

Figura 27 – Estrutura convoluta confinada entre laminações não-perturbadas. Destaque para domo simétrico à esquerda.



Fonte: Próprio autor.

Um nível de estruturas de escape de fluídos foi bem documentado nos laminitos de cor bege, em uma camada de aproximadamente 12 centímetros de espessura (Fig. 28). O detalhe da estrutura de escape na Figura 28 mostra uma estrutura formada pela injeção de material de cor marrom em camadas sobrepostas de cor bege, por efeito de fluidização das lâminas que foram dobradas e completamente obliteradas localmente (NEUWERTH *et al*, 2006). As lâminas da camada injetada exibe convolução, dobras e falhas. Conforme NEUWERTH (2006), esse tipo de estrutura é formado pelo processo de fluidização local das lâminas inferiores, que é causado pelo transporte de fluídos para regiões superiores do acamamento causado pela instabilidade de pressão de poros no sedimento inconsolidado.

### **3.2 Estruturas diagenética que formam níveis de heterogeneidade nos laminitos**

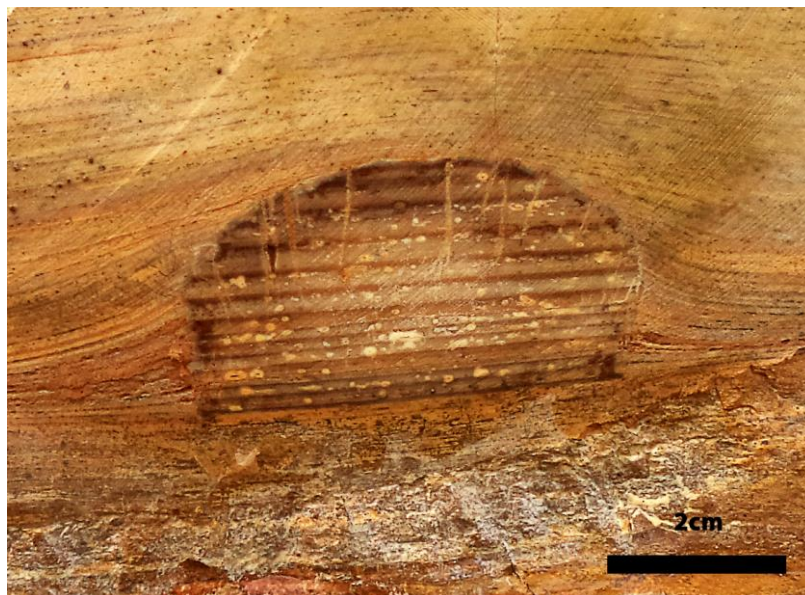
As concreções carbonáticas encontradas, principalmente na porção superior do intervalo C6, representam em termos macroscópicos estruturas concêntricas compostas por calcita micrítica. De forma geral, observa-se que as lâminas que compõem a matriz adjacente sofrem uma deformação com afinamento da espessura destas ao redor das estruturas concrecionais. Este fato indica o efeito de compactação sofrido pela rocha, e a compactação diferencial que ocorreu com a concreção devido ao processo de cimentação precoce que deu origem a essas estruturas durante a eo-diagênese (Fig.29) (MARSHALL & PIRRIE, 2013). O interior da concreção, mostrado na Figura 28, mostra a preservação do padrão de laminações da matriz adjacente dentro do corpo da concreção. Como no caso ilustrado, observa-se a ocorrência de enxames de veios verticais na parte superior externa da estrutura.

Figura 28 – Detalhe de uma estrutura de escape de fluidos. A camada inferior, de coloração marrom-avermelhada, sofreu um processo de liquefação e as lâminações foram dobradas e obliteradas. O material foi injetado na forma de um pequeno dique, que atravessou o conjunto de laminações superior, de coloração bege-amarelada.



Fonte: Próprio autor.

Figura 29 – Detalhe de uma concreção carbonática que ocorre nos laminitos da Formação Crato. As laminações apresentam-se dobradas ao redor da estrutura devido ao processo de compactação diferencial, criado pela cimentação precoce da região que formou a concreção. Os pontos amarelos representam poros criados por dissolução relacionados à exposição das rochas (telo-diagênese).



Fonte: Próprio autor.

Os estilólitos representam estruturas centimétricas que ocorrem em ambas às litofácies dos laminitos no intervalo C6, cinza e bege (MIRANDA, 2015). Esta pesquisa observou estilólitos horizontais e verticais ao acamamento nos laminitos. Os estilólitos horizontais, paralelos ao acamamento são raros, o material relacionado à sutura, que em geral apresenta espessura milimétrica, apresenta coloração marrom. Os estilólitos horizontais apresentam morfologia ondulada e raras ocorrências de colunas (Fig. 30). As poucas ocorrências de estilólitos horizontais observadas ocorrem próximas a níveis de *loopbeddings*. Os estilólitos horizontais são tratados como estruturas diagenéticas, devido à dissolução criada pelo efeito de compactação e migração de fluídos, conforme discutido anteriormente (KOEHN, 2016; VANDEGINSTE & JOHN, 2013). Os estilólitos verticais ocorrem concentrados em alguns níveis, possuem comprimento de poucos centímetros, e serão descritos em detalhe nos capítulos a seguir.

Figura 30 – Estilólito horizontal com espessura milimétrica e morfologia ondulada. A amplitude das ondulações também é milimétrica. A seta preta indica uma coluna, com maior amplitude, em meio à morfologia ondulada.



Fonte: Próprio autor.

### 3.3 Petrografia dos laminitos

Foram analisadas 30 lâminas delgadas, confeccionadas a partir das amostras de laminitos que continham estilólitos verticais, para a caracterização petrográfica das estruturas e da matriz adjacente. As amostras foram coletadas nos depósitos de laminitos de coloração acinzentada e bege-amarelada. Os laminitos de cor cinza são compostos por lâminas com espessura que variam de 40 a 90  $\mu\text{m}$ , e os laminitos de cor bege são compostos por lâminas que apresentam espessuras entre 30 e 60  $\mu\text{m}$  (Fig. 31). Algumas ondulações sugerem que as lâminas compostas de micrito possuem certa contribuição algálica em sua origem (MIRANDA, 2015; CATTO *et al*, 2016). No entanto, algumas lâminas de coloração escura demonstram clara contribuição de siliciclastos detríticos e de matéria orgânica na fábrica dos laminitos.

A matriz dos laminitos é composta essencialmente por cristais romboédricos de calcita, com dimensões de aproximadamente 2-4  $\mu\text{m}$  (micrito), e pouca quantidade de cristais de calcita subeudral (Fig.32). Pela dimensão dos cristais estes calcários podem ser classificados como micrito ou *mudstone*, segundo Folk (1962) e Dunham (1962), respectivamente.

Cristais de pirita ocorrem de forma abundante e apresentam dois hábitos cristalinos: a) cristais esferoidais/framboidais com dimensões que chegam a atingir 3 $\mu\text{m}$ , e representam a componente textural secundária, e b) cristais cúbicos com dimensões que atingem aproximadamente 2 $\mu\text{m}$ , que ocorrem substituindo os cristais de calcita e representam o principal aspecto textural observado (Fig. 32). Os cristais de pirita ocorrem de forma mais abundante em algumas lâminas, acompanhando o acamamento, que em geral apresentam enriquecimento em matéria orgânica (Fig.33). Quanto à ocorrência de diferentes hábitos de cristais de pirita, a presença de cristais esferulíticos sugere que o processo de sulfetização ocorreu ao mesmo tempo em que os sedimentos foram acumulados. Já a ocorrência de cristais cúbicos de pirita indica processos de sulfetização mais tardios, ou seja, quando os sedimentos já se encontravam sobre efeito de processos meso-diagenéticos (WILKIN, 1996; SUITS & WILKIN, 1998; ROYCHOUDHURY, 2003).

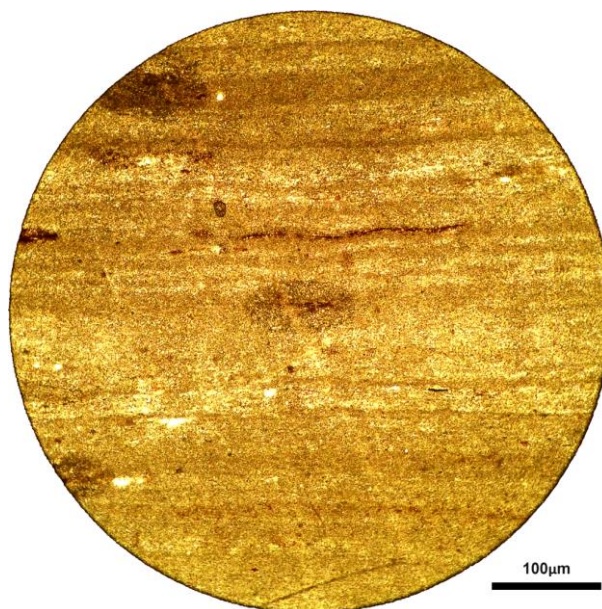
A análise da porosidade nas lâminas revelou que nas lâminas constituídas por calcita micrítica, com menor conteúdo de matéria orgânica e sulfetos, a porosidade é maior. Por outro

lado, nas lamínas onde ocorre maior conteúdo de matéria orgânica e sulfetos, a porosidade é menor, e possivelmente isso se deve ao menor efeito de dissolução da matriz (Fig. 33).

A análise petrográfica também mostrou que nas lâminas ocorrem filamentos microscópicos de cor marrom, ondulados, de origem biogênica, eventualmente fosfatizados. Esse material filamentoso, possivelmente de origem algálica, também sofreu substituição por pirita anedral, indicando processo de sulfetização (Fig. 34). A presença de pirita sugere, conforme discutido por WILKIN (1996) e SUITS & WILKIN (1998), a prevalência de condições anóxicas no ambiente de deposição. Estas condições, possivelmente sofriam incremento devido a variação na taxa de deposição de sedimentos, como proposto por Osés *et al* (2017). Também foi observado importante conteúdo de óxido de ferro substituindo a matriz micrítica, possivelmente devido a processos mais tardios, de influência meteórica, e também substituindo os cristais de pirita (Fig. 35). Osés *et al* (2017), sugeriu que a taxa de deposição influenciou a preservação da pirita em camadas onde o processo de formação de querogênio foi mais importante, devido à taxas de soterramento mais altas, e onde as taxas foram mais baixas a transformação da pirita em óxido foi o processo mais importante na diagênese.

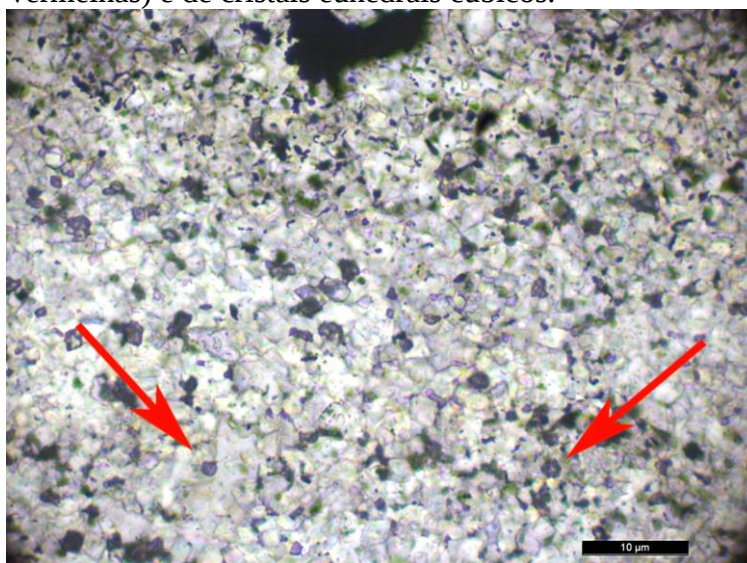
Os laminitos da Formação Crato, apresentam porosidade variável, entre 4 e 22%, com um valor médio em torno de 12% (MIRANDA *et al*, 2016; MCKINNON, 2017), e baixos índices de permeabilidade, com valores entre 0,0 a 0,09 e média de 0,004 mD (MIRANDA *et al*, 2016; MCKINNON, 2017). Miranda (2015) demonstrou que a porosidade está relacionada à dissolução isolada intercristal, o que resulta em uma baixíssima permeabilidade, e que conforme a classificação de Lucia (1995, 2007), esta corresponderia ao tipo microporosidade, dominada pelo tamanho dos cristais na matriz.

Figura 31 – Fotomicrografia a nicóis paralelos destacando aspectos gerais da matriz micrítica dos laminitos de cor bege. A matriz compacta é formada pelos finos cristais de calcita micrítica. Alguns extraclastos, compostos por material biogênico é observado de forma concordante com a laminação, devido ao efeito de compactação. Também são abundantes *pelets* fecais e carapaças de ostracodes.



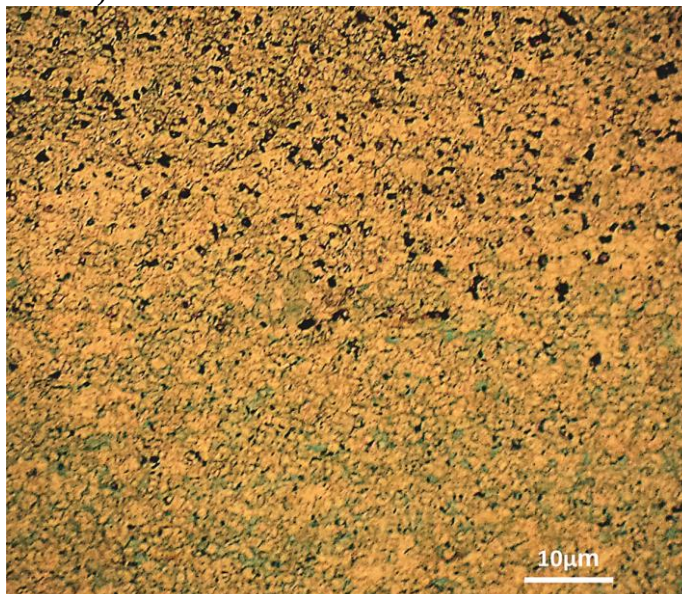
Fonte: Próprio autor

Figura 32 – Fotomicrografia a nicóis paralelos destacando aspectos da matriz micrítica dos laminitos de cor cinza. Os abundantes cristais de pirita, de cor escura, ocorrem com hábito esferulítico (setas vermelhas) e de cristais euhedrais cúbicos.



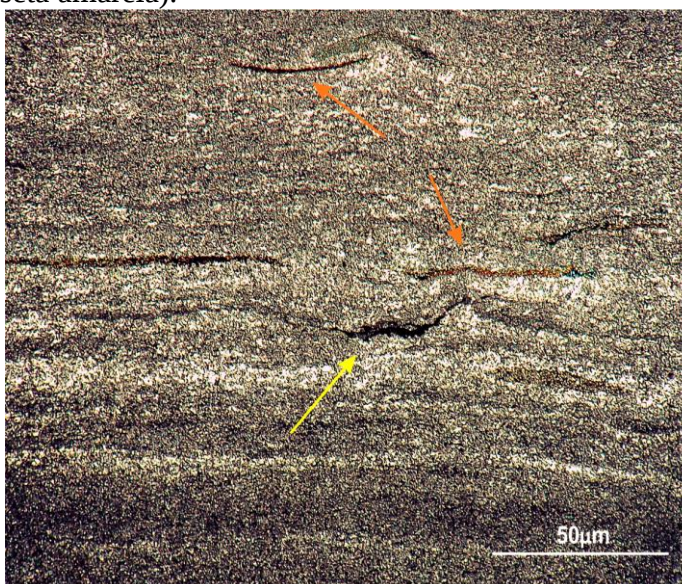
Fonte: Próprio autor.

Figura 33 – Fotomicrografia a nicóis paralelos destacando aspectos da matriz micrítica do laminito cinza. Detalhe de região de contato entre uma lâmina com alta concentração de cristais de pirita (parte superior - pontos escuros), e lâmina com menor concentração desses componentes (parte inferior). Destaque para maior porosidade na lâmina predominantemente micrítica (poros de cor azul).



Fonte: Próprio autor.

Figura 34 – Fotomicrografia a nicóis paralelos com detalhes da matriz dos laminitos de cor cinza. Observam-se filamentos ondulados de origem biogênica e microfósseis, eventualmente fosfatizados (setas laranja). Localmente ocorre à substituição parcial ou total da matéria orgânica por pirita (seta amarela).



Fonte: Próprio autor.

Figura 35 – Fotomicrografia a nicóis paralelos destacando aspectos da matriz micrítica de laminito bege. Detalhe de uma zona de dissolução da matriz micrítica, onde também ocorreu a precipitação de óxido de ferro que substituiu a matriz e cristais de pirita.



Fonte: Próprio autor.

### 3.4 Análise macroscópica dos estilólitos verticais

#### 3.4.1 Aspectos morfológicos dos estilólitos verticais

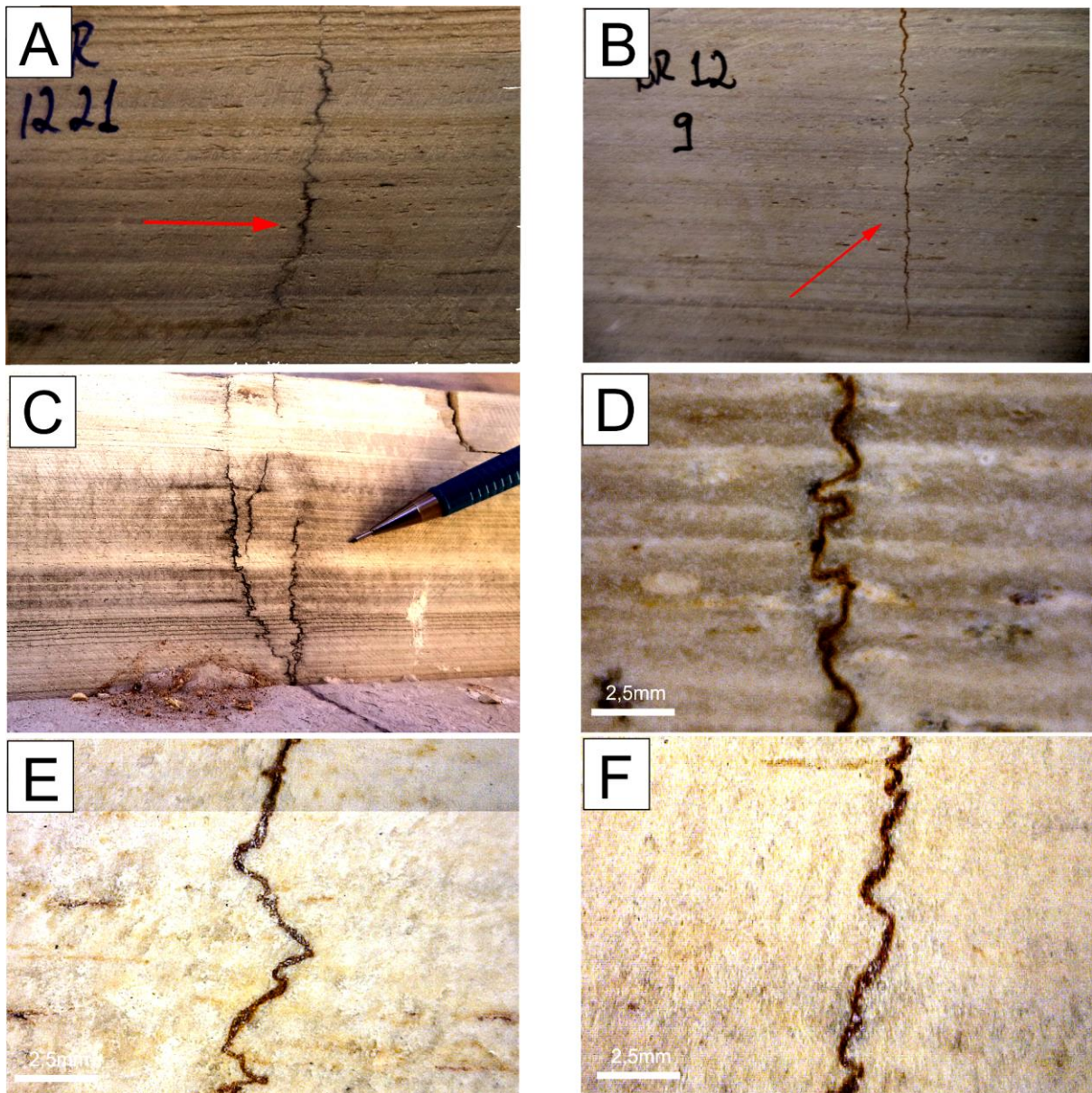
De acordo com a natureza física da rocha hospedeira, da composição química dos fluídos intersticiais originais, da magnitude e atitude dos esforços geradores e de heterogeneidades presentes na matriz afetada, os planos de crescimento dos estilólitos exibem morfologias que se propagam de maneiras específicas, o que permite caracterizar e classificar essas estruturas (GRATIER *et al*, 1987; KOEHN *et al*, 2016).

Os estilólitos que ocorrem nos laminitos da Formação Crato apresentam planos centrais, cicatriz da interface de dissolução, com coloração cinza escuro e marrom (Fig. 36 A, B e C). A espessura da sutura é milimétrica, e os planos apresentam uma geometria de propagação segundo linhas rugosas preenchidas principalmente por calcita, óxido de ferro e pirita.

De forma geral, os estilólitos estudados apresentam um plano com rugosidade ondulado (Fig. 36F), cujas ondulações apresentam amplitude e comprimento milimétricos. A propagação do plano estilolítico ocorreu de forma irregular, com saltos entre as lâminas, o que foi possivelmente causado pela variação na resistência mecânica entre estas.

Os estilólitos estudados também apresentam outros dois aspectos morfológicos secundários: a presença de endentações na forma de colunas retangulares, e a ocorrência de picos com amplitude maior do que a média das ondulações (Fig. 36 D, E). Interpretou-se que essa diferença resultou da variação das propriedades micro-mecânicas do meio de propagação do plano de estilolitização. É comum a ocorrência de mais de um tipo morfológico no mesmo plano estilolítico, o que cria um aspecto híbrido ou multiforme destes. É comum o mesmo plano estilolítico exibir colunas retangulares seguidas de picos ao longo das ondulações, embora essas morfologias não sejam dominantes (Fig. 36D), e a formação do contorno retangular foi claramente controlada pela variação da laminação.

Figura 36 – Aspectos morfológicos, em macro e microescala, dos planos estilolíticos. A) e B) estilólitos centimétricos (seta vermelha), em laminitos de cor cinza e bege, respectivamente; C) plano estilolítico apresentando bifurcação ao se propagar através dos laminitos de cor cinza; D) estilólito com morfologia composta, dominadamente ondulada mas com a presença de colunas retangulares, controladas pela variação das lâminas; E) plano estilolítico com morfologia sinuosa e destaque para uma forma de pico de maior amplitude; F) plano estilolítico com morfologia ondulada, apresentando pequenos picos.

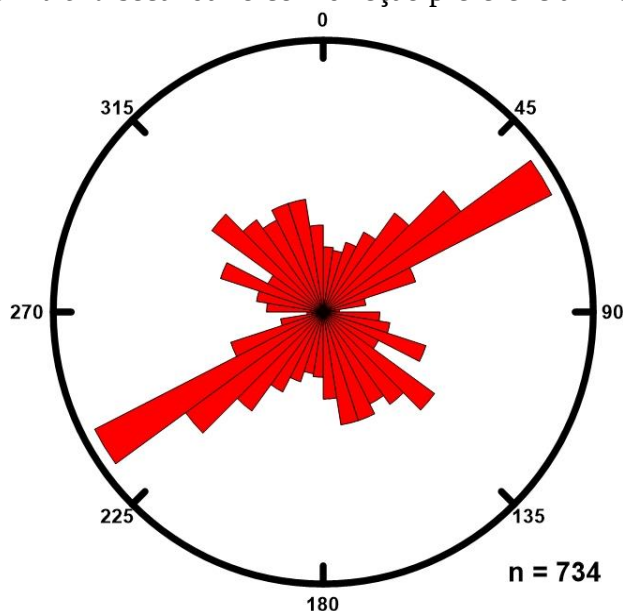


Fonte: Próprio autor.

#### 3.4.2 Relações espaciais dos estilólitos verticais

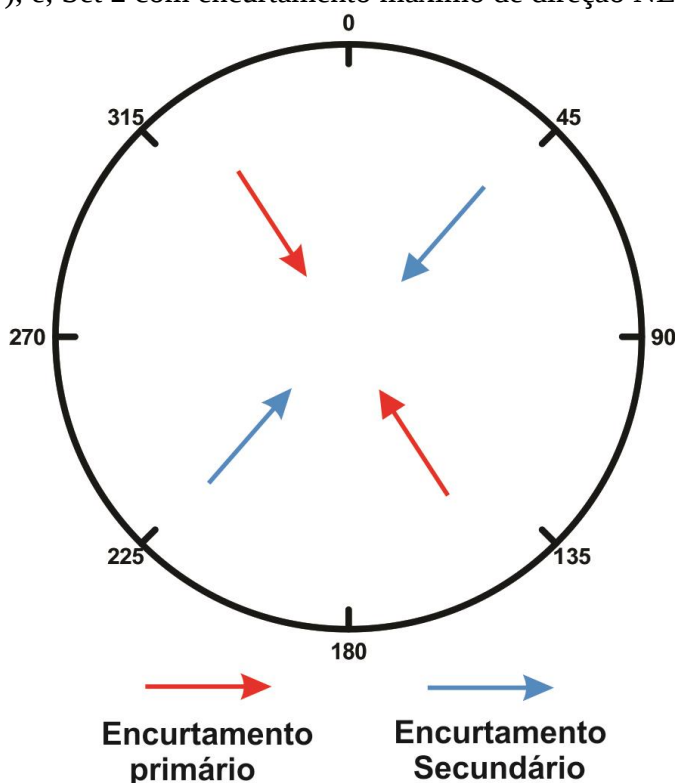
Os estilólitos estudados apresentam planos verticais e subverticais, perpendiculares, ao acamamento dos laminitos. As medidas das atitudes dos estilólitos revelaram que os planos estão distribuídos em duas famílias bem definidas (Fig. 37): set 1 - que é o principal, e possui direção NE-SW, com valores de aproximadamente 60Az, e, set 2 - que é secundário, e apresenta direção predominante NW-SE, com valores que se concentram em aproximadamente 310Az. O set 1 apresenta maior frequência de estruturas observadas, o que indica maior intensidade de esforços, enquanto que o set 2 apresenta uma variação maior das direções medidas (Fig. 37), o que poderia refletir uma rotação da direção do stress, ou, o que também é provável, a influência de anisotropia sistemática no processo de formação dos estilólitos neste set. Para cada direção preferencial do plano estilolítico existe um vetor  $\Phi_1$  perpendicular que indica a direção do esforço responsável pela formação das estruturas (Fig.38). O estudo de paleotensores em estruturas estilolíticas permite identificar a variação dos campos de tensão geradores. Entretanto, a pesquisa optou por não realizar esta leitura devido ao fato de que possivelmente as tensões geradoras foram de ordem local, e influenciadas por heterogeneidades também locais.

Figura 37 – Diagrama de roseta indicando as direções principais dos planos estilolíticos encontrados nos calcários laminados. O Set 1 apresenta um *trend* principal NE-SW, enquanto que o Set 2 apresenta um *trend* secundário com direção preferencial NW-SE.



Fonte: Próprio autor.

Figura 38 – Diagrama que indica as direções dos esforços perpendiculares aos dois *trends* principais dos planos estilolíticos: Setas vermelhas = Set 1 com encurtamento máximo NW-SE, (direção NE-SW), e, Set 2 com encurtamento máximo de direção NE-SW.



Fonte: Próprio autor.

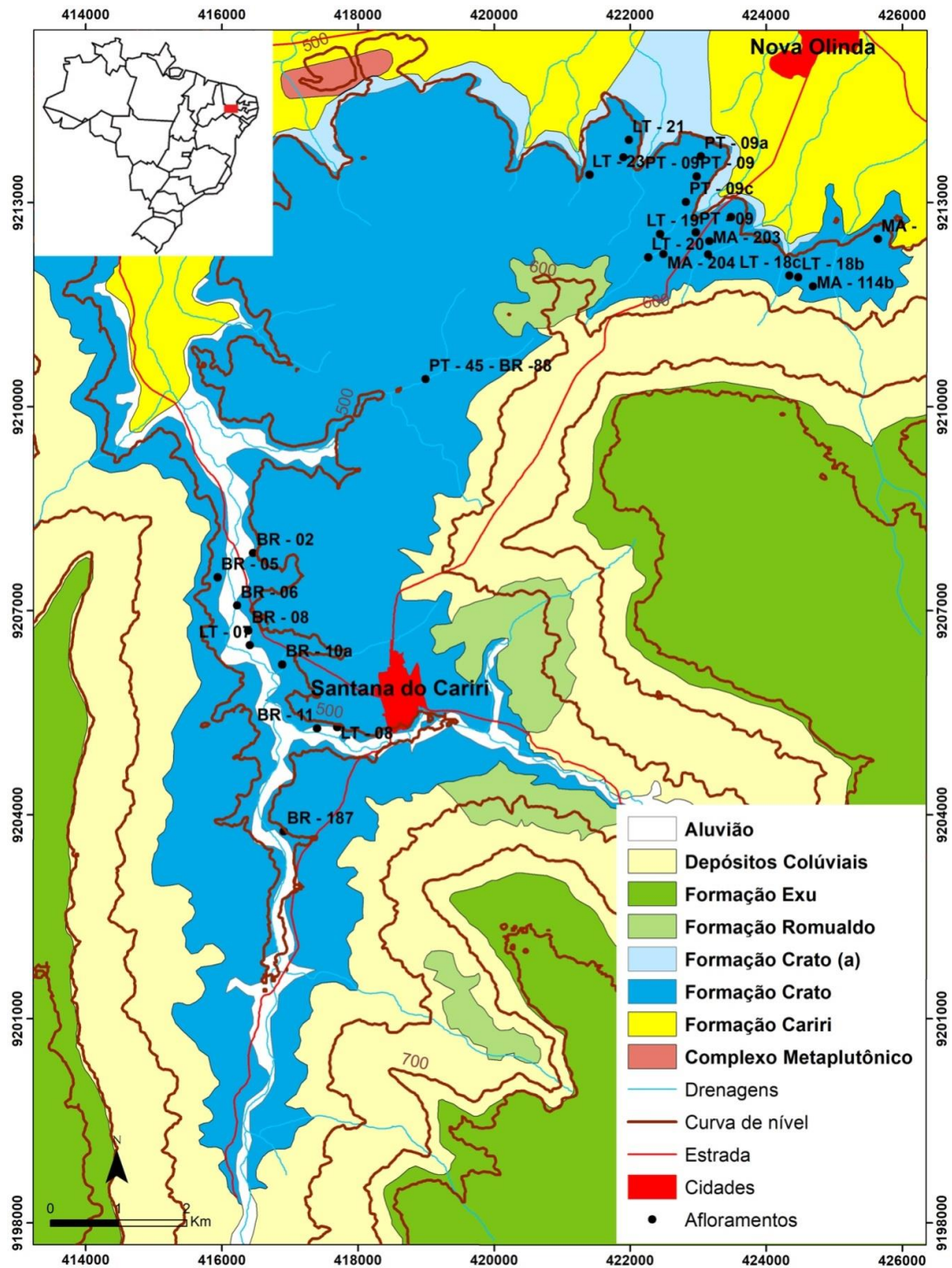
### 3.4.3 Distribuição espacial e estratigráfica dos estilólitos verticais

Os estilólitos ocorrem em depósitos de laminitos nas regiões nordeste e centro-sul da área de estudo, no último intervalo de calcários laminados (C6) da Formação Crato. Foram realizadas observações nestes afloramentos com o objetivo de verificar a distribuição horizontal e vertical das estruturas nestes depósitos aflorantes.

A investigação revelou que do ponto de vista horizontal, os estilólitos ocorrem em todos os afloramentos de calcários laminados do nível C6, difundidos nas porções aflorantes ao longo das minerações da região de Santana do Cariri e Nova Olinda (Fig. 39).

As minerações de calcário laminado na área de estudo estão posicionadas nas encostas e no fundo de vales entre altitudes de 485 e 542m. A investigação observou que os planos estilolíticos ocorrem distribuídos verticalmente em todo o intervalo aflorante, ou seja, com mais de 50 m de espessura de rocha.

Figura 39 – Mapa geológico da área de estudo, localizada na região da borda norte da Bacia do Araripe, próximo aos municípios Santana do Cariri e Nova Olinda. Os círculos pretos indicam os locais de coleta de dados em afloramentos distribuídos ao longo de pedreiras e afloramentos naturais. Os estilólitos ocorrem entre as cotas 485 e 542m determinando uma espessura de mais de 50 metros de rocha.



Fonte: Próprio autor.

### 3.5 Parâmetros morfológicos dos estilólitos verticais

A espessura, a amplitude e a altura dos contornos do plano estilolítico representam os atributos mais importantes da morfologia dessas estruturas, e estes foram utilizados como parâmetros de classificação. Os estilólitos aqui estudados foram classificados com base na análise de parâmetros mensurados nas estruturas em campo e em amostras coletadas e analisadas em laboratório. Para a classificação foi utilizada a proposta de Railsback (1997), e os atributos morfológicos obtidos estão descritos na Tabela 1.

As espessuras dos planos estilolíticos apresentam amplitudes de 0,450mm com valores entre um máximo de 0,5 mm e um mínimo de 0,050 mm. A média das espessuras apresenta valor de 0,153mm com desvio padrão (DP) de 0,081 mm e um coeficiente de variação (CV) de 53,130%. As amplitudes dos picos das endentações dos estilólitos apresentam valores máximos e mínimos de 1,266 mm e 0,062 mm, respectivamente. A média do atributo amplitude foi 0,621 mm, enquanto que o DP apresentou valor de 0,312 mm resultando em um CV de 50,33%. A altura dos estilólitos possui uma amplitude de comprimento de 213,0 mm, com valores de 220,0 mm e 7,0 mm para máximos e mínimos, respectivamente. A média das alturas foi de 75,950 mm enquanto o DP apresentou valor de 45,96, e conseqüentemente o coeficiente de variação apresentou valor de 60,52%, indicando certa regularidade deste parâmetro. A altura dos estilólitos é produto da união de vários segmentos menores que se conectam uns aos outros devido à propagação do plano de dissolução, criando a sutura que concentra a drenagem (ZHOU & AYDIN, 2012; NENNA & AYDIN, 2011; SMITH, 1999; MARDON, 1988; TAPP & COOK, 1988).

Foi realizado um exercício de correlação dos atributos morfológicos medidos das estruturas (espessura, amplitude e altura das estruturas), com o objetivo de compreender a relação entre estas (Tabela 2). A espessura e a amplitude mostraram uma boa correlação ( $r = 0,772$ ) (Fig. 40A), indicando a existência de certa proporcionalidade entre os dois parâmetros. Os atributos de altura e a amplitude mostraram correlação moderada ( $r = 0,678$ ) (Fig. 40B). A correlação entre os atributos de altura e espessura também mostraram uma correlação moderada ( $r = 0,538$ ) (Fig. 40C).

Todas as análises de Correlação de Pearson apresentaram significado estatístico satisfatório, com os valores de  $p < 0,05$  (valores de  $p$  na Tabela 2).

Tabela 1 – Medidas de dispersão dos atributos morfológicos dos estilólitos da Formação Crato (mm).

| Atributo                | Média | Desvio Padrão (DP) | Coeficiente de Variação (CV) (%) | Mínimo | Máximo | Amplitude |
|-------------------------|-------|--------------------|----------------------------------|--------|--------|-----------|
| Espessura               | 0,153 | 0,081              | 53,130                           | 0,050  | 0,500  | 0,450     |
| Amplitude (endentações) | 0,621 | 0,312              | 50,330                           | 0,062  | 1,266  | 1.204     |
| Altura                  | 75,95 | 45,96              | 60,52                            | 7,0    | 220,0  | 213,0     |

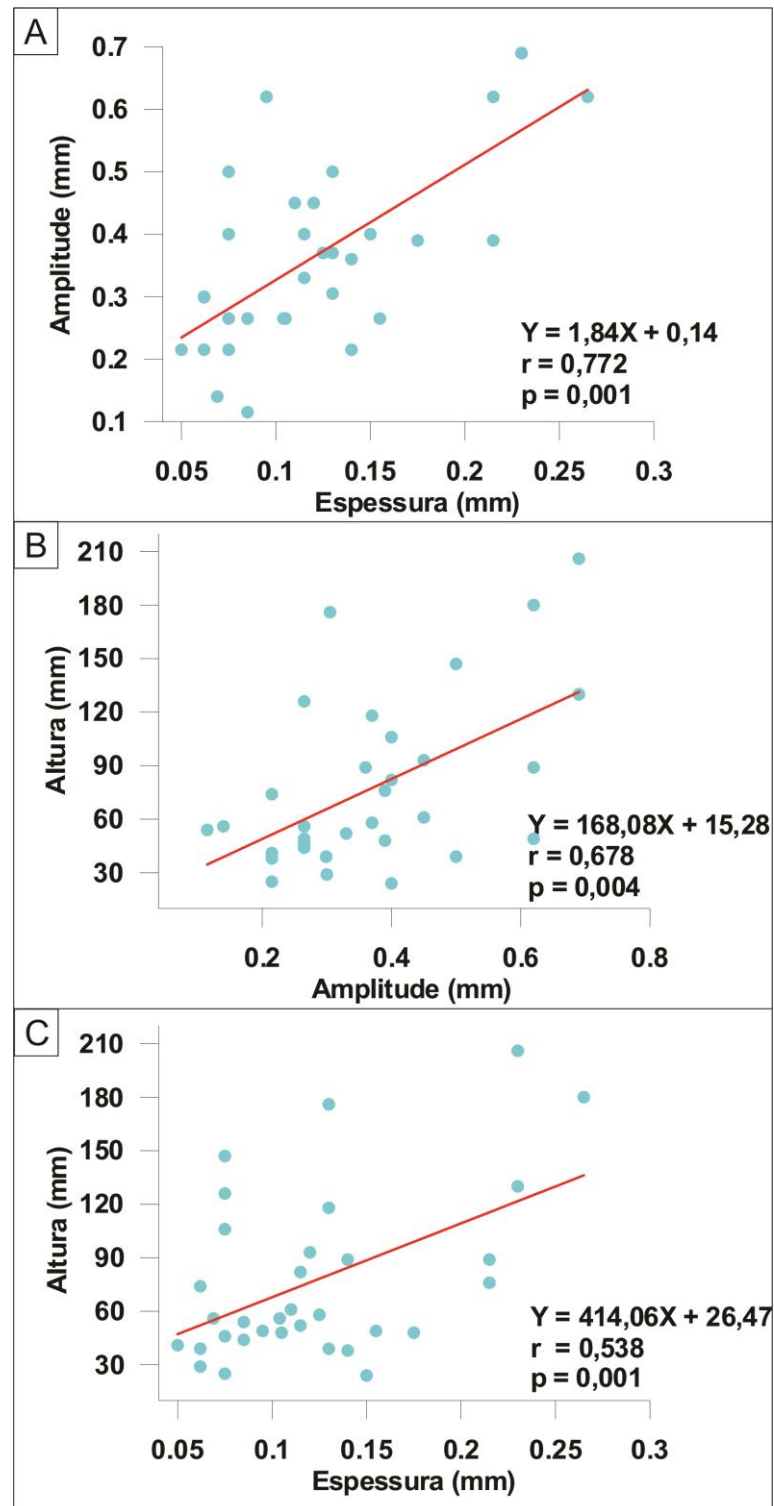
Fonte: Próprio autor.

Tabela 2 – Correlação de Pearson para alguns parâmetros morfológicos dos estilólitos estudados.

| Parâmetros Morfológicos | Coeficiente de Pearson (r) | Hipótese (p) |
|-------------------------|----------------------------|--------------|
| Espessura e Amplitude   | 0,772                      | 0,001        |
| Altura e Amplitude      | 0,678                      | 0,004        |
| Espessura e Altura      | 0,538                      | 0,001        |

Fonte: Próprio autor.

Figura 40 – Gráficos com a Correlação de Pearson para os parâmetros morfológicos (espessura, amplitude e altura). Todos os parâmetros apresentam correlação positiva moderada.



Fonte: Próprio autor.

### 3.6 Análise do padrão de densidade dos estilólitos

A técnica de varredura linear de atributos de sistemas de fraturas (ORTEGA, 2006; MIRANDA *et al*, 2012, 2014), foi aplicada para o estudo da densidade de distribuição dos estilólitos. O levantamento foi realizado a partir da leitura dos atributos de espaçamento entre os limites externos da sutura dos estilólitos e de suas espessuras, ao longo de uma mesma linha de varredura (*scanline*). Conforme proposto por esta abordagem (MIRANDA *et al*, 2012; 2014), após a identificação dos principais *trends*, a linha de leitura é posicionada de forma perpendicular ao *strike* dos *trends* (set 1 NE-SW, e set 2 NW-SE). O set 1, *trend* principal, mostrou uma densidade de estilólitos por metro linear de aproximadamente 3,2. A média do espaçamento foi de 318,8 mm. O coeficiente de variação foi de 135,4%. Estes valores de CV indicam que os estilólitos ocorrem de forma irregular, mas que neste *trend* ocorrem agrupamentos dos planos (*clusters*) (HOOKER, 2013; MIRANDA, 2015). O set 2, *trend* secundário, apresentou uma densidade de estilólitos por metro linear de aproximadamente 3,8. A média de espaçamento entre os planos foi de 260,2 mm, e o coeficiente de variação foi de 86,47%. Este valor de CV indica que os estilólitos do set 2 ocorrem distribuídos de forma mais regular, e apresentam menor tendência de forma *clusters*. Estes resultados sugerem que os planos do *trend* principal apresentam uma maior influência de algum fator de controle em sua geração, que orientou as estruturas e a clusterização, ao passo que o *trend* secundário apresenta menor influência desse fator.

### 3.7 Resultados da análise microscópica dos estilólitos

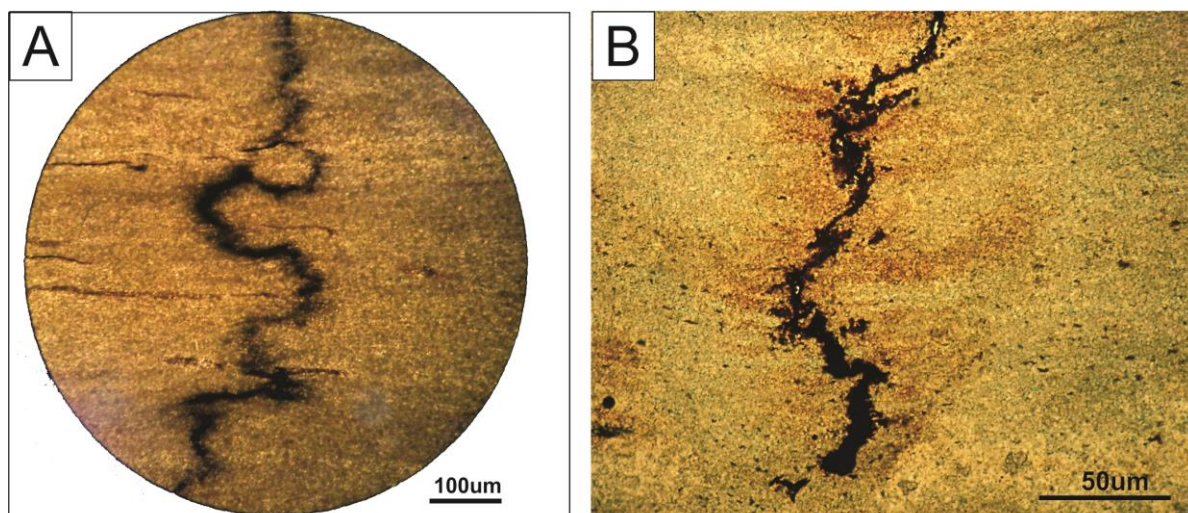
#### 3.7.1 Análise petrográfica dos estilólitos

Nesta seção serão mostrados os principais resultados obtidos das características petrográficas a partir de uma caracterização microscópica de lamina delgadas, incluindo mineralogia, química, textura e relação com porosidade.

Através da microscopia de luz transmitida foi possível dimensionar a estrutura estilolítica e analisar componentes mineralógicos relacionados a estas. Os laminitos de cor cinza apresentam planos estilolíticos de coloração cinza escuro com morfologia formada por trechos retangulares e ondulados. Os planos de sutura são compostos por cristais de calcita

micrítica romboédrica, que tiveram o papel de componente solúvel, enquanto que o material menos solúvel é composto principalmente por cristais de pirita esferulítica e cúbica. Os planos de sutura dos estilólitos dos laminitos de cor bege apresentam cores marrom e marrom-escuro, e também são compostos por calcita e óxido de ferro oriundo da alteração de cristais de pirita (Fig. 41). A ocorrência de óxido de ferro nos planos estilolíticos dos laminitos de cor bege podem ser o resultado da circulação de fluídos meteoríticos durante a telo-diagênese.

Figura 41 – Fotomicrografia de estruturas estilolíticas em nicóis paralelos. A) foto da superfície de uma lâmina delgada de amostra do laminito cinza, mostrando o plano estilolítico de cor escura devido a concentração de cristais de pirita; e, B) fotomicrografia de um estilólito em amostra de laminito bege. O plano de sutura apresenta cor escura devido à concentração de finos cristais de pirita. Localmente ocorre a substituição da pirita em óxido de ferro, o que pode ser o resultado de alteração meteórica, durante a telo-diagênese.



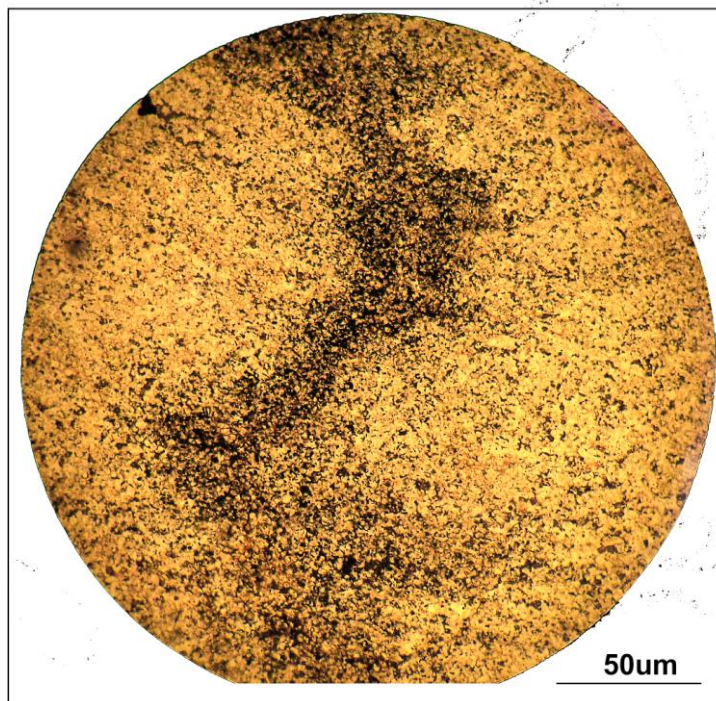
Fonte: Próprio autor.

A superfície estilolítica atua como uma região onde o fluxo de fluídos sob maior pressão aumenta a possibilidade de dissolução de minerais menos estáveis, e onde minerais menos solúveis da matriz adjacente acabam por se concentrar, e este processo pode criar concentrações anômalas de minerais ao longo dos planos de sutura dos estilólitos (AL-BASSAM & FOUAD, 2012; SCHUWANDER *et al*, 1981) (Fig. 42). Os estilólitos dos laminitos estudados mostram uma concentração de cristais de pirita. Estes cristais apresentam os mesmos hábitos e dimensões dos cristais que se formaram na matriz da rocha, possivelmente a partir da eo-diagênese. O que sugere que a formação dos estilólitos se deu

sob as mesmas condições diagenéticas durante a meso-diagênese. Observou-se também que o núcleo estilolítico também apresenta preenchimento formado por calcita micrítica neoformada (Fig. 43), o que pode indicar que as condições de cristalização a partir dos fluídos que percolaram pela sutura (EVANS AND ELMORE, 2006; MEIKE AND WENK, 1988), não eram muito diferentes dos fluídos intersticiais que permitiram a formação da calcita micrítica original que deu origem a matriz da rocha. Caso a formação de calcita nos planos tivesse ocorrido em condições muito diferentes das da eo-diagênese, a partir de soterramento mais expressivo, o cimento calcítico possivelmente apresentaria diferença mais significativa.

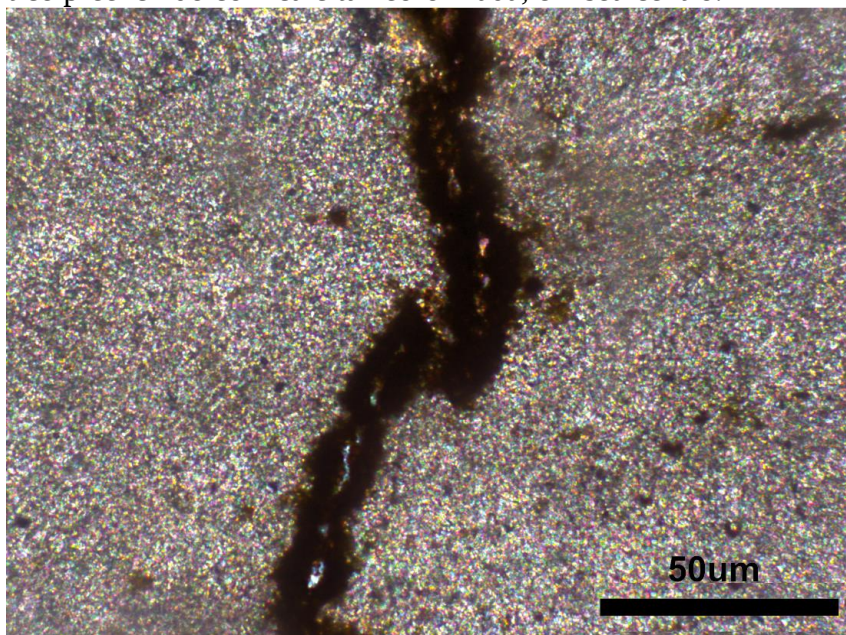
Observou-se uma variação na espessura dos planos estilolíticos, o que pode indicar uma variação na magnitude do esforço que gerou as estruturas de forma local. Um aspecto importante observado em relação aos planos estilolíticos dos laminitos, tanto de cor cinza quanto de cor bege, é a ocorrência de descontinuidades dos planos de estilolitização, resultando na formação de segmentos desconectados dos planos. Nos laminitos bege, no espaço entre os segmentos dos planos estilolíticos as lâminas exibem zonas de concentração de óxido de ferro. Este efeito sugere que a percolação de fluídos não foi efetiva em algumas regiões, o que gerou a retenção de fluídos e a precipitação de óxidos (Fig.44). Ou, a percolação tardia de fluídos meteóricos nos planos estilolíticos gerou essa concentração de óxidos. De qualquer forma, o fato relevante é que a pressão que gerou os planos estilolíticos não foi efetiva o suficiente para criar planos contínuos de dissolução, e permitiu apenas a movimentação de fluídos de forma muito local, no sentido vertical, possivelmente entre lâminas mais permeáveis (Fig.44). Estruturas estilolíticas, quando representam zonas cimentadas, podem atuar como barreiras em relação à passagem de fluídos (RAILSBACK, 1995), mas a ocorrência de descontinuidades reduz esse efeito, uma vez que os trechos da matriz inalterados mantêm condições permo-porosas distintas do plano compactado (Fig. 44).

Figura 42 – Fotomicrografia mostrando uma superfície estilolítica, em amostra de laminito cinza (nicóis paralelos). O plano é formado por finos cristais de calcita micrítica neoformada, similar aos que compoem a matriz, e finos cristais de pirita que se concentraram no plano devido ao efeito de compactação-dissolução.



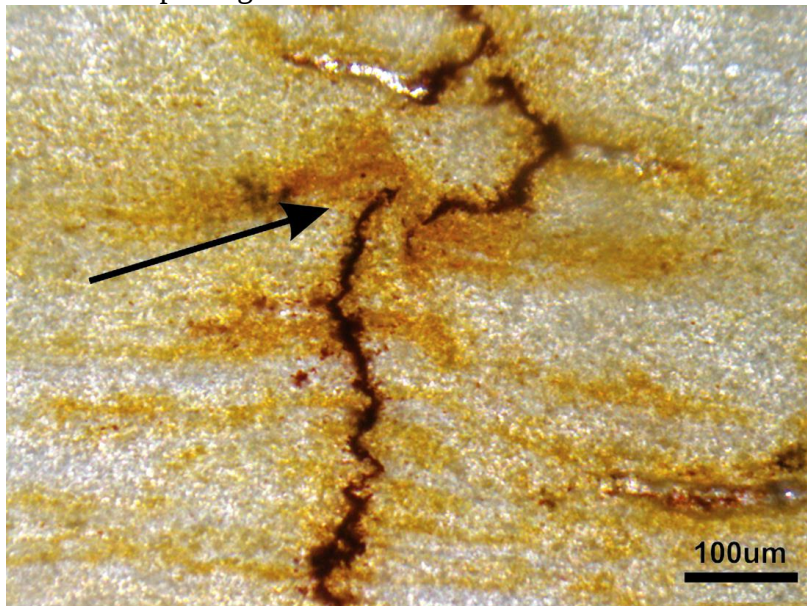
Fonte: Próprio autor.

Figura 43 – Fotomicrografia de estilólito nos laminitos bege (nicóis cruzados). Observar núcleo estilolítico preenchido com calcita neoformada, em seu centro.



Fonte: Próprio autor.

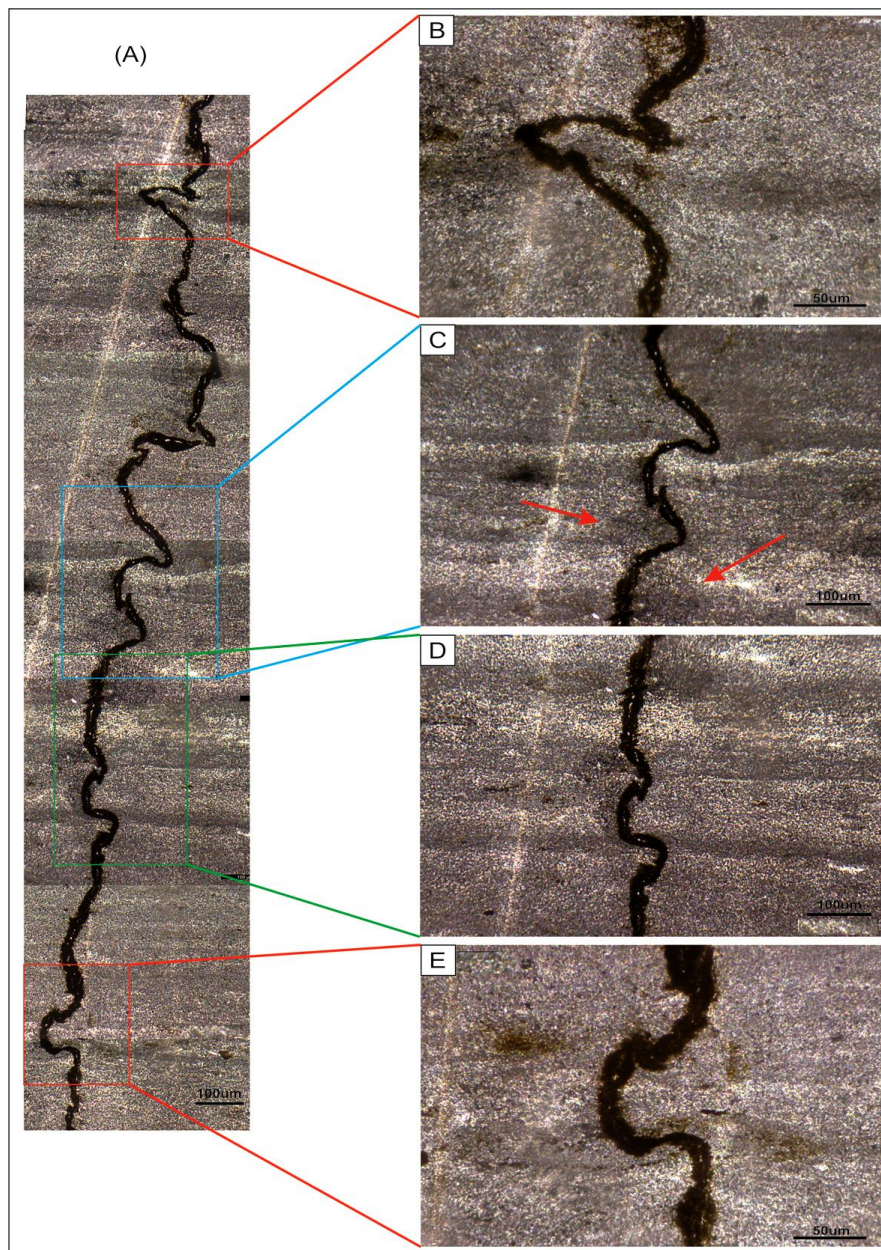
Figura 44 – Fotomicrografia de um plano estilolítico, em amostra de laminito bege (nicóis paralelos), apresentando uma descontinuidades do plano na matriz micrítica (seta preta). Notar "halos" de oxidação ao longo do plano, inclusive no trecho descontínuo, o que sugere a passagem de fluídos em etapa diagenética tardia.



Fonte: Próprio autor.

A observação do comportamento de propagação dos planos estilolíticos em escala microscópica revelou que a morfologia da sutura foi influenciada pelas lâminas que compõem a rocha. A forma das endentações, retangulares, em forma de picos ou onduladas, obedece à espessura das lâminas. Neste sentido fatores intrínsecos da matriz, como permeabilidade, porosidade, densidade e resistência mecânica, podem ter controlado a morfologia, e a extensão da propagação dos planos estilolíticos (Fig. 45). Sugere-se que a mudança nos planos foi controlada principalmente pela permeabilidade e pela rigidez das lâminas. O efeito de anisotropia das camadas resultou nos pontos de deflexão, ou continuidade vertical, das suturas (Fig. 45B). Em alguns casos a variação no plano de propagação mostra mudanças de 90°, criando contornos retangulares à medida que o plano passa por diferentes lâminas (Fig. 45D e 45E), o que em parte explica o padrão misto encontrado. Quando o comportamento das lâminas é ondulado a deflexão na propagação dos planos estilolíticos tende a formar ângulos oblíquos a laminação, ou seguir o padrão sinuoso, e em seguida continuar de forma perpendicular a laminação, formando padrões retangulares (Figs. 45B e 45C). A propagação dos planos também tende a contornar heterogeneidades microscópicas como microfósseis ou pequenas zonas de recristalização (Fig. 45C).

Figura 45 – A) análise morfológica de um estilólito em lâmina delgada (amostra de laminito bege), mostrando controle da laminação na propagação e na morfologia do plano (nicóis paralelos); B) detalhe mostrando deflexão do plano estilolítico em ângulo oblíquo a laminação; C) detalhe mostrando a deflexão do plano ao passar por uma ondulação e por microfósseis (setas vermelhas); D) mudança do plano em ângulos de 90° criando um contorno retangular do plano ao passar por laminações de cor escura (mais porosas); E) mudança no plano de propagação, com mudança de 90°, ao passar por lâmina de cor clara, criando um contorno retangular.



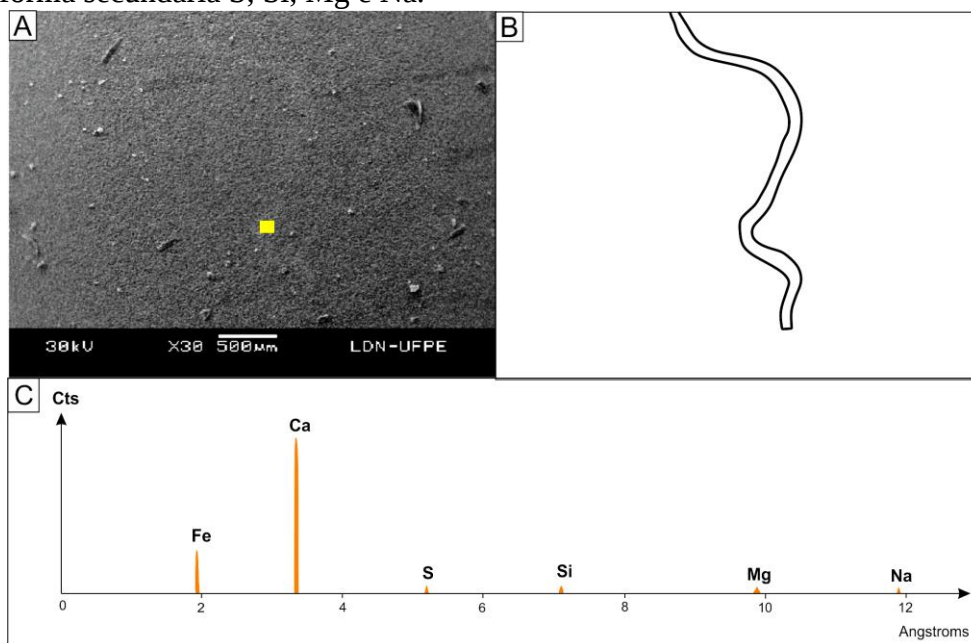
Fonte: Próprio autor.

### 3.7.2 Análise ao microscópio eletrônico de varredura (MEV)

A microscopia de varredura eletrônica com WDS acoplado foi usada para verificar a morfologia das estruturas, e obter algumas informações qualitativas sobre os componentes minerais associados ao seu preenchimento. A observação ao MEV revelou que a zona que representa o plano estilolítico destaca-se por apresentar um brilho mais intenso em relação à matriz (Fig. 46A). A análise qualitativa com base no WDS (Fig. 46C), realizada na lâmina PT-09 (calcário bege), mostrou que a composição química do material presente no núcleo do plano estilolítico é dominada por Ca e Fe, e de forma secundária por S, possivelmente relacionado à pirita. Mas também foi detectado pequeno conteúdo de Si e Na, que podem estar associados à siliciclastos detríticos. A presença de pequeno conteúdo de Mg pode estar relacionada a ocorrência de calcita magnesiânica neoformada, ou a presença de dolomita formada pela substituição da calcita durante etapas diagenéticas (Fig. 47).

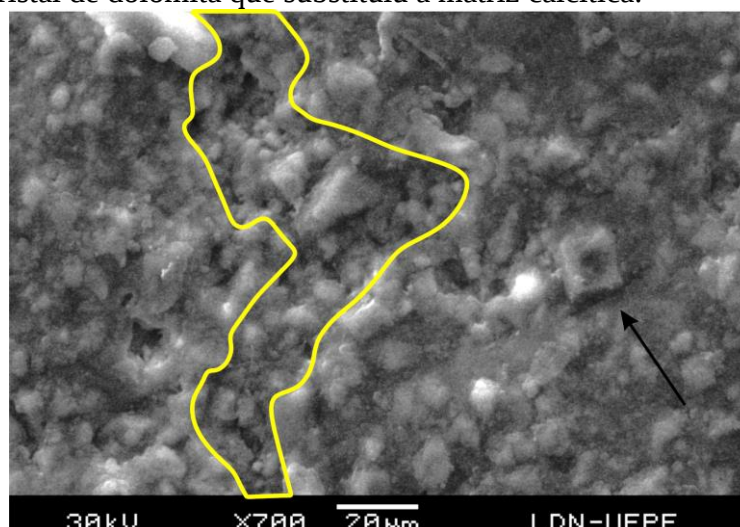
Observações mais detalhadas ao MEV mostraram que a textura de preenchimento do plano estilolítico é semelhante ao que se verifica na matriz, com uma textura homogênea formada por finos cristais de calcita micrítica. Novamente, isto sugere que a formação do estilólito ocorreu em condições de fluídos intersticiais próximas a eo-diagênese quando a calcita micrítica da matriz foi formada. A análise do núcleo do plano estilolítico revelou que este apresenta maior porosidade, microporosidade com diâmetros entre 2 e 5µm, do que a matriz circundante, o que pode ter resultado de percolação de fluídos em etapas tardias da diagênese (PEACOCK *et al*, 2017), ao longo da região dos estilólitos (Fig. 48). Apesar de apresentar uma porosidade maior, não foi possível definir se esta porosidade está relacionada a uma maior permeabilidade do plano estilolítico em relação à matriz. O aspecto compacto, praticamente sem porosidade da matriz ao redor do plano estilolítico pode ser o resultado de um efeito expressivo da cimentação ao redor do plano, na zona de influência do estilólito com a redução da porosidade e da permeabilidade (BOER, 1977b; EVANS & ELMORE, 2006; PEACOCK *et al*, 2017). Nas regiões descontínuas dos planos estilolíticos os segmentos não estilolitizados apresentam a textura da matriz inalterada, sem a formação de poros (Fig. 49).

Figura 46 – Análise de plano estilolítico ao MEV. A) imagem da matriz do laminito, cuja textura homogênea é composta pelos finos cristais de calcita, e o núcleo estilolítico composto também por cristais de calcita micrítica. O plano estilolítico é formado por finos cristais que se apresentam mais brilhantes do que a matriz; B) desenho esquemático do contorno do plano estilolítico visto na imagem A; C) Análise da composição química (WDS) do material que compõe o núcleo estilolítico (quadrado amarelo em A), onde se destacam os elementos Ca, e Fe, e de forma secundária S, Si, Mg e Na.



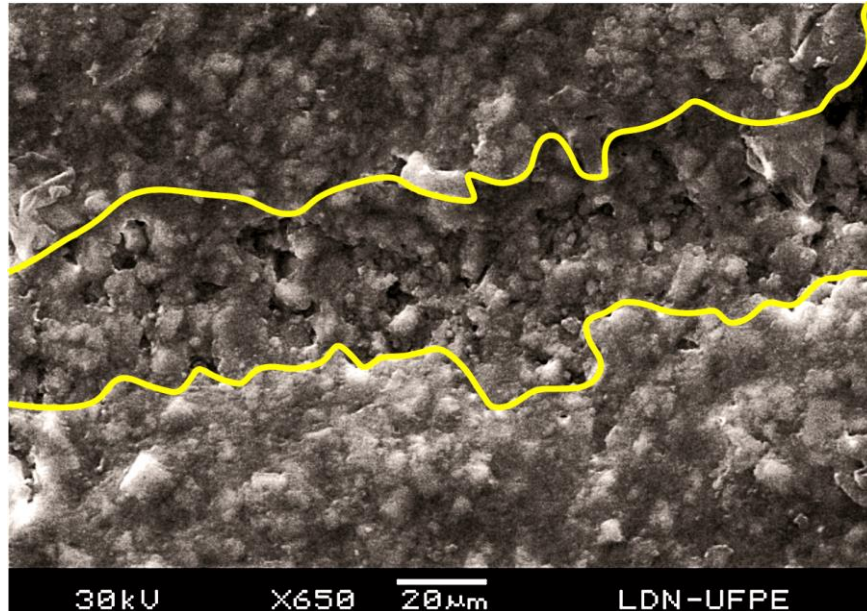
Fonte: Próprio autor

Figura 47 – Fotomicrografia de um plano estilolítico (linhas amarelas) composto por finos cristais de calcita micrítica. Os cristais apresentam hábitos euédricos e subédricos. A seta preta indica um cristal de dolomita que substituiu a matriz calcítica.



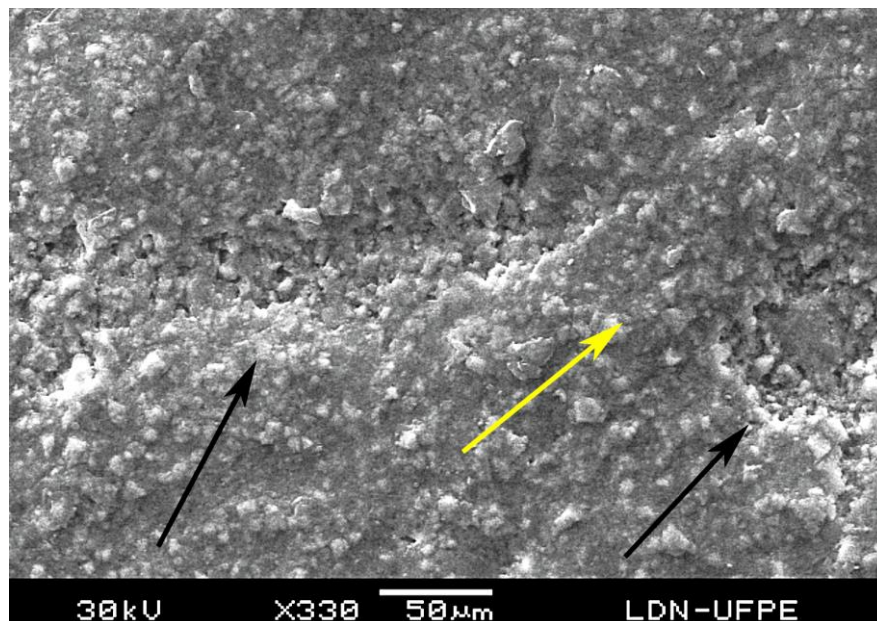
Fonte: Próprio autor.

Figura 48 – Imagem que mostra detalhe do plano estilolítico composto por finos cristais de calcita e pirita. Observa-se a ocorrência de microporosidade no preenchimento com diâmetro de  $\sim 3$  a  $5\text{ }\mu\text{m}$ . A matriz adjacente apresenta-se bem mais compacta e sem a mesma porosidade.



Fonte: Próprio autor.

Figura 49 – Fotomicrografia mostrando superfície estilolítica (setas pretas) e região de descontinuidade (seta amarela). A textura da região descontínua apresenta o mesmo aspecto da matriz, não sofrendo deformação e apresentando ausência de microvulgs.



Fonte: Próprio autor.

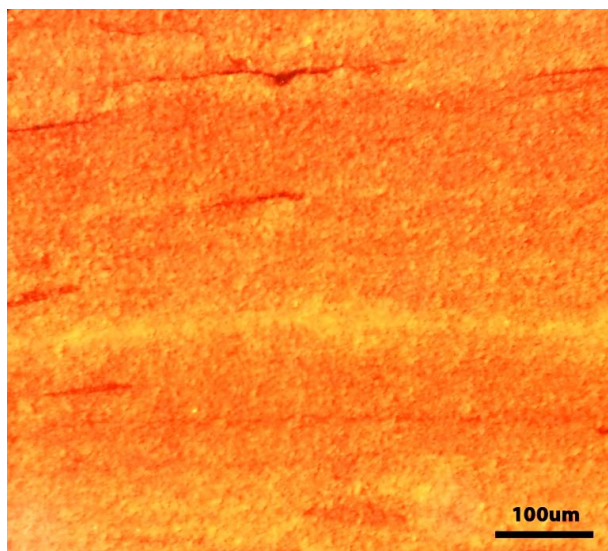
### 3.7.3 Análise de catôdluminescência (CL)

A análise das lâminas delgadas a partir da CL revelou que a matriz dos laminitos apresenta moderada a alta luminescência, de coloração alaranjada, com lâminas e regiões localizadas de coloração amarelada de maior luminescência, o que pode indicar calcita pouco ferrosa, com maior teor de Mn e menor de Fe (Figs. 50 e 51). Lentes com maior conteúdo de siliciclasticos e matéria orgânica apresentam coloração escura, marrom, e menor luminescência devido ao conteúdo de Fe. Localmente se observa ao longo das lâminas pontos escuros e eventualmente amorfos, o que indica a presença de matéria orgânica, pirita e fosfato (Figs. 50 e 51).

A região mais externa do plano de estilolitização é caracterizada por uma baixa luminescência da matriz, coloração marrom escuro ou até mesmo não luminescente. Esta faixa de baixa ou nenhuma luminescência indica a presença de minerais com baixa razão  $Mn^{+2}/Fe^{+2}$ , o que confirma a influência dos cristais de pirita, em especial nos laminitos de cor cinza (Fig. 51). A mesma zona de baixa luminescência é observada ao longo dos planos de estilolitização nos laminitos de cor bege, neste caso devido à presença de halos de deposição de óxido de ferro (Fig. 52). Estes efeitos corroboram a possibilidade de que o Fe presente nas adjacências dos planos estilolíticos teve origem na percolação de fluídos nestes planos em etapa tardia da diagênese - o que reforça o fato de que o plano estilolítico atuou como um condutor de fluídos.

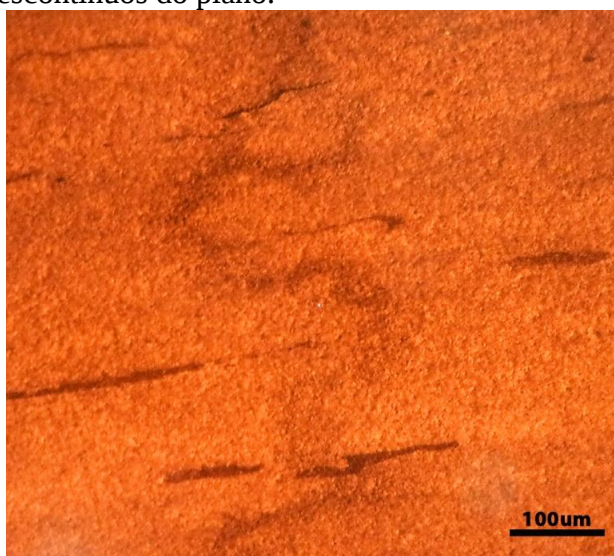
Alguns dos planos estilolíticos estudados revelaram a formação de calcita mais magnesiana em seu núcleo, com maior luminescência e de cor laranja amarelada (Fig. 53), o que sugere a substituição da calcita nesta zona devido à percolação de fluídos em etapa tardia a sua formação. Regiões também nas adjacências dos planos, e na região de descontinuidade destes, exibem cimento de calcita neoformada magnesiana (Fig. 54). Todos estes aspectos indicam a circulação tardia de fluídos e a substituição local da matriz original e do cimento no núcleo dos planos estilolíticos por calcita magnesiana, pouco ferrosa.

Figura 50 – Fotomicrografia da matriz de laminito cinza sob CL. Devido à composição dominante de calcita observa-se a alta luminescência da matriz, com coloração laranja-avermelhada. A tendência para o vermelho indica composição mais ferrosa. E também ocorrem lâminas e regiões com calcita mais magnesiana, de cor laranja-amarelada (mais ricas em  $Mn^{+2}$  e menos em  $Fe^{+2}$ ). As regiões não luminescente indicam a presença de matéria orgânica, de pirita, e carapaças e outros bioclastos fosfatizados.



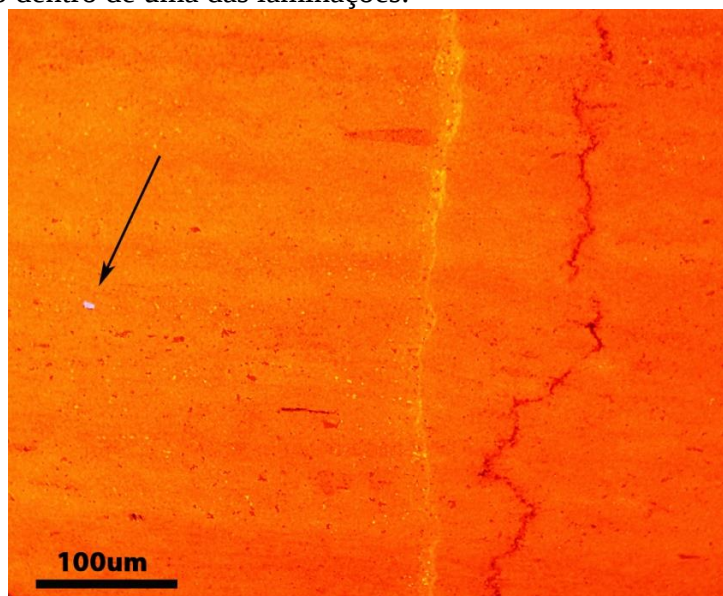
Fonte: Próprio autor.

Figura 51 – Fotomicrografia de estilólito em laminitos cinza sob CL. Observar o plano estilolítico com morfologia retangular, destacado pela baixa luminescência causada pela presença de cristais de pirita. Alguns trechos do plano apresentam pouca alteração da matriz, indicando os trechos descontínuos do plano.



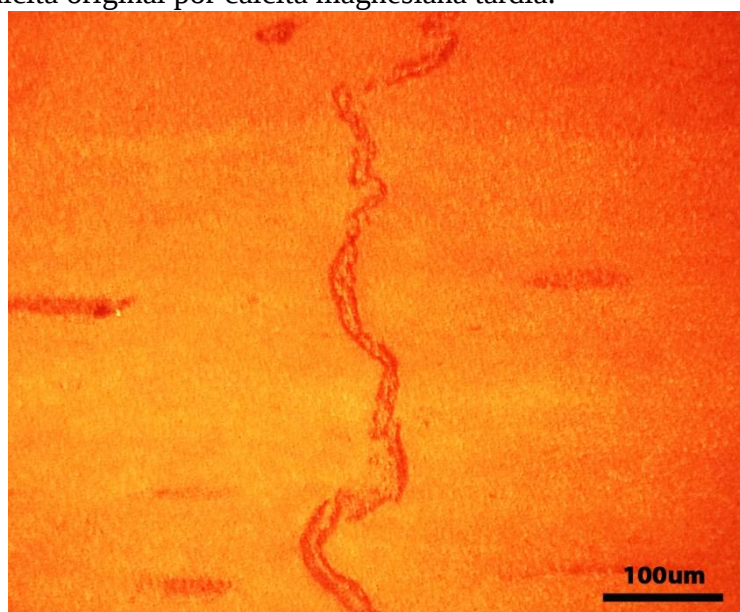
Fonte: Próprio autor.

Figura 52 – Fotomicrografia de estilólito em laminito bege sob CL. O plano estilolítico, no lado esquerdo é marcado pelo preenchimento do núcleo com baixa luminescência e cor avermelhada a marrom escuro. O plano estilolítico exibe vários trechos de descontinuidade, onde prevalecem as características da matriz. Paralelo ao estilólito ocorre um veio de calcita caracterizado pela cor amarelada e alta luminescência. A seta preta indica a presença de um cristal de feldspato dentro de uma das lâminações.



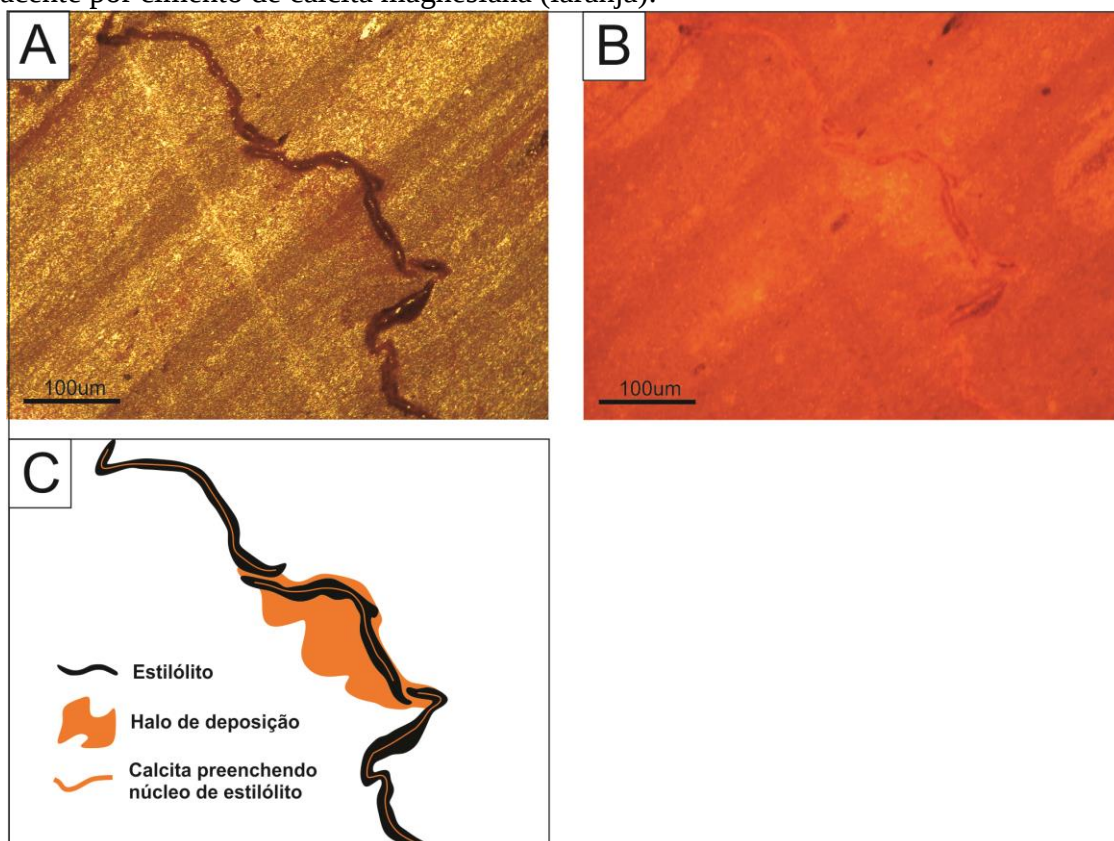
Fonte: Próprio autor.

Figura 53 – Fotomicrografia de estilólito em laminitos bege sob CL. Observa-se a presença de calcita secundária no núcleo do plano estilolítico, o que sugere a percolação de fluídos e a substituição da calcita original por calcita magnesiana tardia.



Fonte: Próprio autor.

Figura 54 – Fotomicrografia de estilólito em laminito bege sob CL. A) fotomicrografia (nicóis paralelos) de um estilólito com trechos descontínuos; B) imagem da lâmina vista em A sob CL. O núcleo estilolítico é preenchido por calcita neoformada. Uma região adjacente ao plano também mostra uma alteração da matriz original caracterizada pela presença de calcita de cor laranja-amarelada, magnesiana. C) Desenho esquemático mostrando a interpretação do plano estilolítico (preto) e a formação de zona de substituição do núcleo do plano e de região adjacente por cimento de calcita magnesiana (laranja).



Fonte: Próprio autor.

### 3.8 Relação temporal dos estilólitos com outras estruturas dos laminitos da formação crato

Conforme descrito antes, os laminitos da Formação Crato apresentam estruturas sin-deposicionais e pós-deposicionais de deformação, além de estruturas diagenéticas. As estruturas sin-deposicionais representam fraturas de cisalhamento, *loopbeddings*, lâminas convolutas e estruturas de escape de fluídos. As estruturas pós-deposicionais de deformação são representadas por veios verticais e horizontais de calcita, veios de gipsita, e juntas tardias.

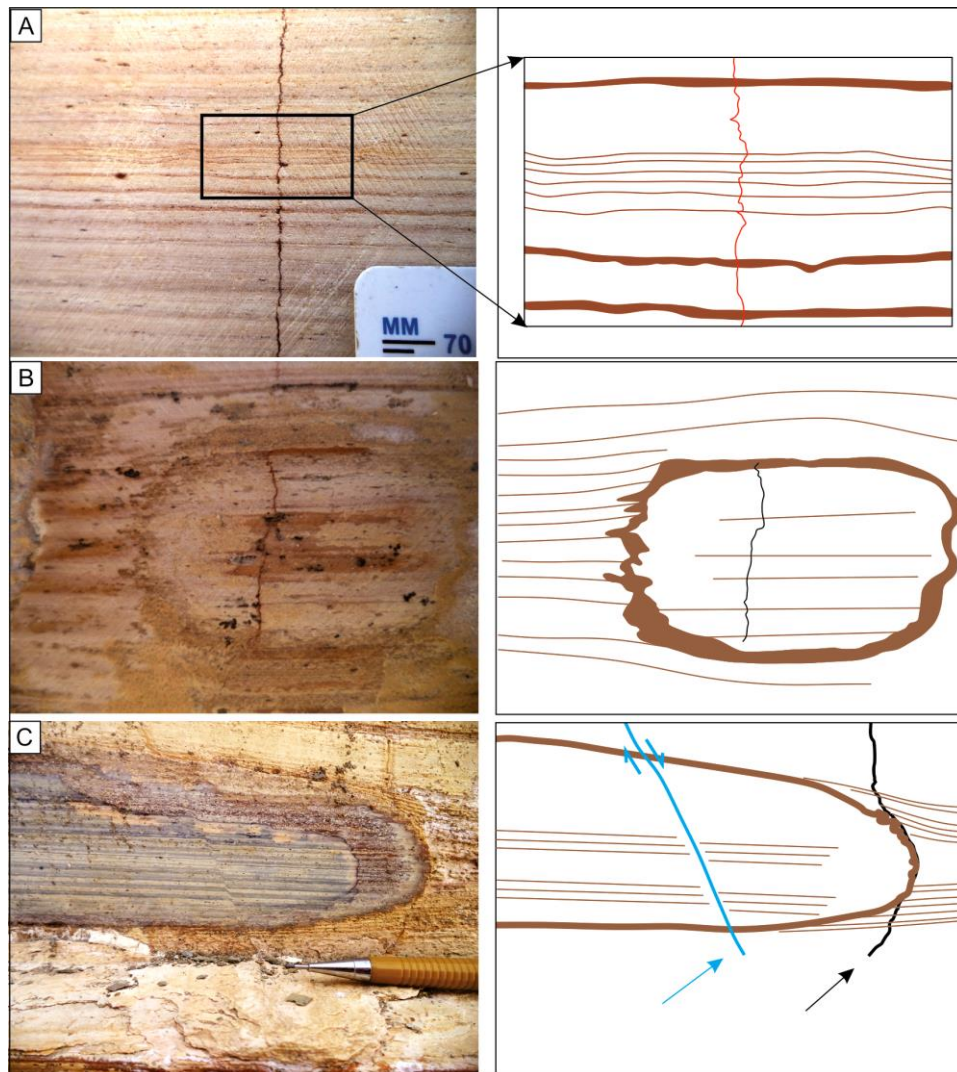
Além destas ocorrem estruturas diagenéticas, representadas por concreções calcárias na matriz dos laminitos. Os níveis convolutos, de *loopbeddings*, e de concreções apresentam extensa continuidade lateral.

### 3.8.1 Relações com horizontes de *loopbeddings* e de concreções calcárias

Os níveis de *loopbeddings* se formaram quando os depósitos ainda apresentavam comportamento plástico, durante a diagênese precoce (CALVO *et al*, 1998), quando os depósitos ainda estavam sob soterramento muito raso. De forma geral a investigação de campo revelou que quando os estilólitos atravessaram os níveis onde ocorrem as estruturas de *loopbedding* os planos estilolíticos sofreram redução de amplitude, provavelmente devido a uma variação na resistência da rocha que compõe estes níveis (Fig. 55A). Desta forma é possível sugerir que os estilólitos se formaram em etapa tardia a formação dos níveis de *loopbeddings*, quando a rocha estava litificada. Da mesma forma, observa-se que as demais estruturas associadas à deformação rúptil-dúctil dos laminitos (lâminas convolutas, estrutura de escape de fluídos), induzida por sismicidade, também se encaixam nessa condição de terem se formado em condições de diagênese precoce, próximas da superfície.

O estudo de campo também revelou a ocorrência de estilólitos confinados no interior de algumas concreções calcárias (Fig. 55B) e também desviando tais estruturas (Fig. 55C), o que sugere que a formação destes foi posterior à formação das concreções. As relações também indicam que os estilólitos se formaram nessas estruturas posteriormente a sua cimentação, em etapa mais avançada da diagênese, quando as estruturas estavam litificadas. Do ponto de vista geomecânico, as concreções carbonáticas são consideradas como elementos que aumentam a rigidez da rocha (MARSHALL& PIRRIE, 2013), o que certamente deve ter influenciado no processo de implantação dos estilólitos, coincidindo com zonas onde houve redução da porosidade, baixa permeabilidade, e aumento na pressão de fluído nos poros. Conforme a geometria dos estilólitos indica, é possível que sua formação tenham resultado no processo de fluxo de regiões internas da concreção, para a parte exterior adjacente, possivelmente com menor pressão de poros. A Figura 55C também mostra que a formação das fraturas de cisalhamento ocorreu posterior à formação dos níveis de concreções carbonáticas.

Figura 55 – Relação dos estilólitos com níveis de *loopbeddings*, convolutos e de concreções calcárias. A) estilólito que cortou um nível de lâminas com deformação do tipo *loopbedding*. Observa-se no desenho esquemático que a amplitude da sinuosidade diminui no trecho de lâminas deformadas; B) exemplo de um estilólito cuja extensão está confinada ao interior de uma concreção. É possível que o estilólito tenha se formado em seu interior devido ao aumento de pressão de poros, e redução da permeabilidade; C) estilólito (seta preta) que sofreu deflexão ao se propagar de forma adjacente a concreção. Notar a falha (seta azul) sin-sedimentar que atravessou as lâminas adjacentes e as lâminas no interior da concreção.



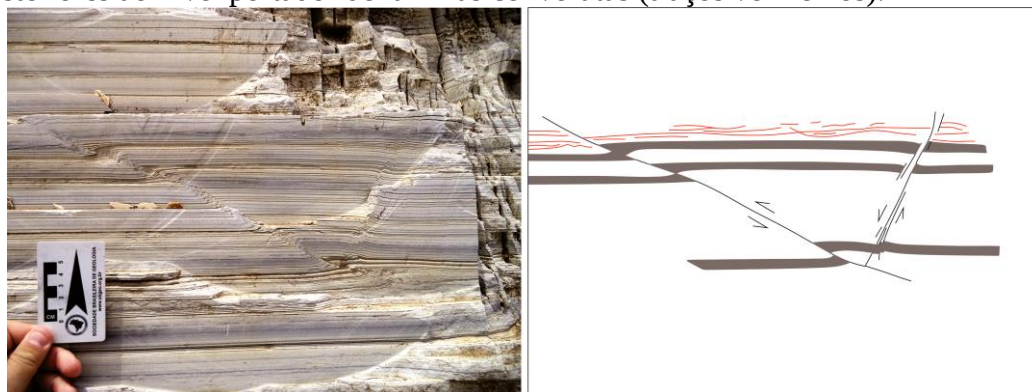
Fonte: Próprio autor.

### 3.8.2 Fraturas de cisalhamento sin-sedimentares

De acordo com Miranda (2015) as fraturas de cisalhamento que ocorrem nos calcários laminados da Formação Crato são estruturas sin-sedimentares, com cinemática normal, formadas quando os laminitos ainda se encontravam inconsolidados sobre regime plástico. Este tipo de estrutura tem sua origem na deformação mecânica de sedimentos lacustres produzidos por efeito de sismicidade de baixa energia (OWEN *et al*, 2011). As fraturas de cisalhamento nos laminitos apresentam regime misto, ou seja, apresentam componentes normal ou inverso, no mesmo plano de ruptura ou em planos próximos. Segundo Fossen (2012), falhas inversas em regime extensional podem se formar por colapso gravitacional desde que os depósitos apresentem condições plásticas, o que possibilita este comportamento. A Figura 56 mostra planos de fratura de cisalhamento que se formaram nos laminitos, e que apresentam geometria local normal e reversa dos seus componentes. Estas estão associadas à instabilidade dos depósitos, com deformação local, na maior parte dos casos caracterizada como falhas normais com rejeito milimétrico, mas que também apresentam acomodação do volume por meio de regime inverso com arrasto normal.

A Figura 56 também mostra que a formação das fraturas de cisalhamento ocorreu de forma posterior à formação do nível de lâminas convolutas, também criado por sismicidade (OWEN *et al*, 2011). Isto sugere que os eventos, dependendo da magnitude produziram feições isoladas, ainda contemporâneas, em um mesmo período em que os depósitos sob pouco soterramento apresentavam plasticidade.

Figura 56 – Foto de fraturas de cisalhamento (shear fracture) formadas em um regime rúptil-dúctil quando os depósitos ainda não estavam totalmente consolidados. O plano do lado esquerdo apresenta componente inverso, com rejeito milimétrico. O plano formado do lado direito apresenta componente normal com rejeito milimétrico. Notar que os planos de falhas são posteriores ao nível portador de lâminas convolutas (traços vermelhos).



Fonte: Próprio autor.

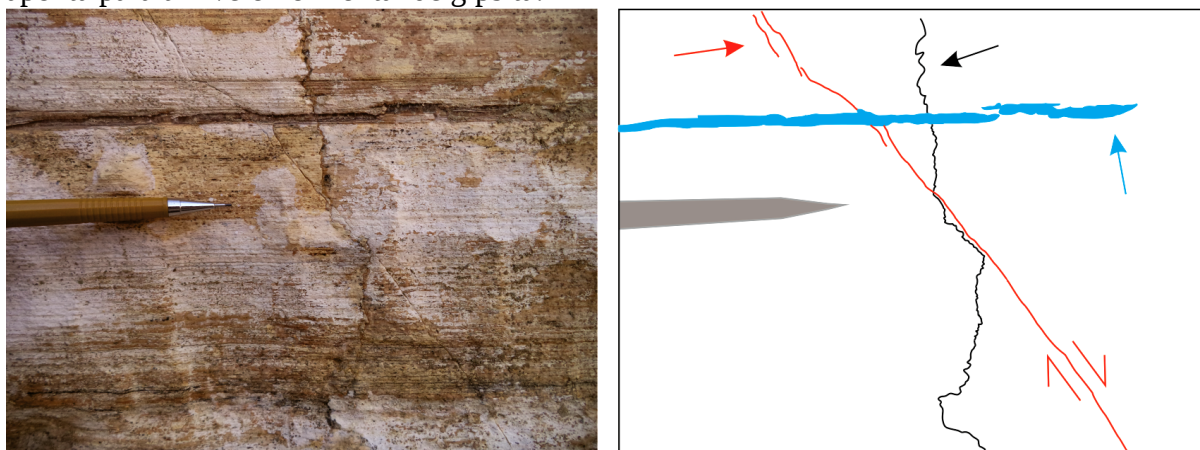
Os estilólitos verticais estudados também apresentam relações com as fraturas de cisalhamento. A análise dos afloramentos mostrou que os planos de fraturas de cisalhamento ocorrem formando *grábens* de amplitude métrica, e que planos estilolíticos ocorrem em horizontes na parte interna inferior desses *grábens*. Neste caso, é possível que a formação desses *grábens* tenha criado trechos locais com maior pressão de fluídos (MIRANDA, 2015) (Fig. 57), relacionados a camadas com menor permeabilidade, inclusive camadas com laminações convolutas ou portadoras de concreções. Argumenta-se ainda que com o aumento do soterramento, o fluído pressurizado nestes locais não encontrou possibilidade de migração lateral, e passou a surgir zonas de deslocamento vertical entre as lâminas, o que gerou o processo de dissolução e a formação dos planos de suturas estilolíticas de pequeno comprimento. A Figura 58 exhibe a relação espacial de um plano estilolítico vertical (76 Az) com um plano de *shear fracture* (falha normal) (66°/36 Az). Observa-se que a propagação do plano estilolítico sofreu uma deflexão ao encontrar o plano da falha, tornando-se paralelo a este por alguns centímetros, e depois voltou a assumir orientação vertical novamente. Sugere-se com base na relação das morfologias dos planos que a propagação do estilólito foi influenciada pela presença do plano da falha normal, portanto o estilólito é posterior à falha.

Figura 57 – Foto mostrando um par de fraturas de cisalhamento formando um "*gráben*". Em um horizonte formado por laminações na porção inferior central do graben ocorrem dois estilólitos verticais (setas pretas). As atitudes dos estilólitos são: 30Az/subvertical e 35Az/subvertical. As atitudes das falhas são: 44°/56Az e 55°/253Az.



Fonte: Próprio autor.

Figura 58 – Relação temporal entre um plano estilólítico (seta preta) e um plano de fratura de cisalhamento (seta vermelha). Conforme mostrado no desenho esquemático à propagação do plano estilólítico foi influenciada pela presença anterior do plano da falha. O plano do estilólito que é vertical sofre deflexão ao encontrar a falha, e assume uma orientação inclinada por alguns centímetros, e em seguida assume orientação vertical novamente. A seta azul aponta para um veio horizontal de gipsita.



Fonte: próprio autor.

Uma vez que a formação dos estilólitos implica um processo diagenético relacionado a um aumento da pressão de poro, devido ao soterramento mais efetivo, e que o processo de sua formação resulta de dissolução, e não há evidências de deformação plástica associada, sugere-se que os estilólitos se formaram em etapa diagenética mais avançada, posterior a deformação plástica que deu origem aos *loopbedings*, laminação convoluta, estrutura de escape de fluídos e *shear fractures* sin-deposicionais. Neste sentido, dois aspectos podem ter concorrido para a formação dos estilólitos verticais como estruturas induzidas pelo aumento de pressão hidrostática, o aumento do soterramento e a persistência de abalos sísmicos que acabariam por tensionar as falhas já existentes e criar picos de pressão local, onde as pressões de poros já estavam elevadas.

### 3.8.3 Veios verticais e horizontais

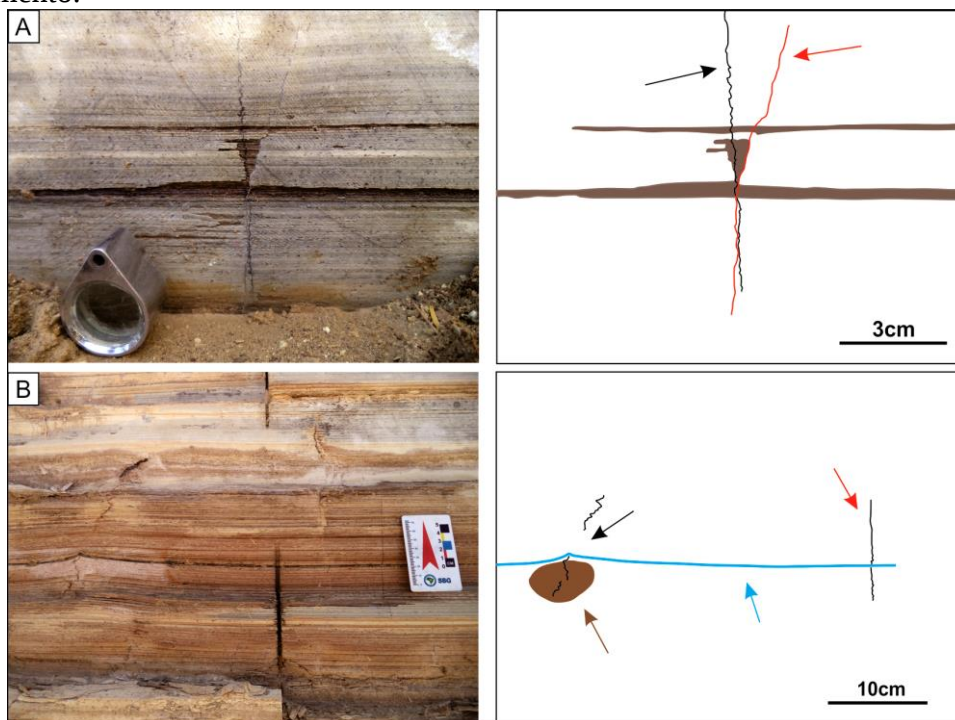
Conforme mencionado na introdução, os laminitos também são portadores de veios verticais e horizontais, preenchidos por calcita e por gipsita fibrosa (Miranda, 2015). A presente investigação também tratou da possível relação entre os estilólitos e essas estruturas com o objetivo de entender a relação temporal entre eles. A Figura 59A mostra um exemplo

da relação entre um plano estilolítico e um veio vertical preenchido por calcita. Este caso sugere que a propagação do veio vertical foi influenciada pela presença anterior do plano estilolítico, pois o veio calcítico apresenta, na porção superior da foto, um plano sub-vertical e ao encontrar o estilólito o plano tona-se vertical, sugerindo uma captura da inclinação pelo plano do estilólito. A atitude do veio é  $74^{\circ}/298$  Az, e a atitude do estilólito é de  $76$  Az/subvertical. Isto sugere que o veio é posterior ao plano de estilolitização, e aproveitou o plano de fraqueza produzido pelo estilólito. A Figura 59B mostra a relação entre dois estilólitos centimétricos e um veio horizontal (seta azul), preenchido por gipsita fibrosa, que recebe a denominação de "beef" (COBBOLD *et al.*, 2013). Um dos planos estilolíticos (seta vermelha), à direita, apresenta verticalidade do plano de propagação acima e abaixo do veio horizontal. Neste caso o estilólito é interrompido pelo veio de gipsita, não há evidência de sua propagação através do material de preenchimento, e o plano de propagação continua a partir do limite superior do veio. Isso indica que o veio de gipsita se formou de maneira posterior a formação do plano estilolítico. Outro estilólito à esquerda (seta preta), apresenta atitude subvertical, e está confinado a regiões de formação de concreções, onde ocorreu a cimentação e litificação precoce da rocha. A compactação deformou a camada, na região sobre a concreção, na qual o veio horizontal se formou posteriormente. Neste caso, os planos estilolíticos, dentro da concreção e acima desta, não atravessam o veio horizontal. As relações sugerem que a concreção se formou primeiro, depois os estilólitos, e posteriormente o veio horizontal.

### **3.9 Distribuição dos estilólitos em relação aos perfis de resistência mecânica dos laminitos**

Com o intuito de compreender as relações entre a ocorrência dos estilólitos e a variação do parâmetro de resistência mecânica dos laminitos foi executado um perfil estratigráfico de alta resolução, na escala de 1:40 (Fig. 60A), com 8 m de comprimento, ao longo do qual foram extraídas medidas de resistência aparente por meio de ensaios *in situ* com um esclerômetro (Schmidt Hammer) (Figura 60B). A análise da resistência da rocha medida ao longo do perfil vertical apresentou média de 102,02 MPa, com valor máximo de 331,107 e mínimo de 5,219 MPa.

Figura 59 – Relação dos estilólitos com veios horizontais e verticais de calcita e gipsita; A) exemplo de interseção entre um plano estilolítico (seta preta) e um veio vertical de calcita (seta vermelha). A deflexão sofrida pelo veio ao interceptar o estilólito indica que o mesmo é posterior ao plano de estilolitização; B) planos estilolíticos verticais e sua relação com um veio horizontal (seta azul) de gipsita. Na parte direita o plano estilolítico (seta preta) foi separado pela formação do veio de gipsita. A esquerda existe um plano estilolítico (seta preta) confinado a região da concreção, e um segundo plano subvertical na região superior adjacente a concreção. O plano inferior não atravessa o veio horizontal, e nem deforma o seu preenchimento.



Fonte: Próprio autor.

De acordo com o perfil estratigráfico, os estilólitos ocorrem principalmente na parte inferior da seção. O intervalo onde os estilólitos são mais frequentes também representa o intervalo onde ocorrem as estruturas de convolução e os níveis de concreções carbonáticas. Os níveis de maior ocorrência dos estilólitos estão entre 1,2 e 2,4 m da seção elaborada, e estes apresentam um valor médio de resistência de 172,2 MPa. O intervalo médio do perfil estratigráfico entre 4 e 6 m apresenta a menor concentração de estilólitos. Neste nível os estilólitos não estão associados a estruturas sedimentares (como ocorre no nível inferior), porém neste intervalo os veios horizontais são frequentes. A média de resistência da rocha apresentada neste intervalo é de 92,1 MPa, o que indica que a rocha é menos rígida neste

intervalo do que no intervalo que mostra maior concentração de estilólitos. Estes resultados sugerem um forte controle da rigidez na distribuição dos estilólitos verticais.

O intervalo superior do perfil estratigráfico entre 6 e 8m, não apresenta ocorrência de estruturas estilolíticas. A partir deste nível o laminito sofre uma pequena redução na granulação e foi percebida a ausência de estruturas sedimentares, havendo apenas a ocorrência de veios horizontais. Este intervalo apresenta menor resistência mecânica possuindo média de 29,6 MPa. Este efeito pode ter sido causado por alterações meteóricas, ou pela maior presença de matéria orgânica (Miranda, 2015), ou pela ocorrência de argila nos estratos.

É possível, no caso estudado, tratar os planos centimétricos de estilolitização como *stratabound*, restrito a determinados *layers* de laminitos que possuem os maiores valores de resistência mecânica. Para refinar a análise da rigidez foi escolhido um intervalo do perfil em que foi realizado um levantamento de detalhe dos valores de resistência, na escala de 1:10, com 0,7 m de comprimento (Fig. 60C). Neste levantamento, a resistência apresentou um valor médio de 184,3 MPa, com valor máximo de 278,9 e mínimo de 125,2 MPa.

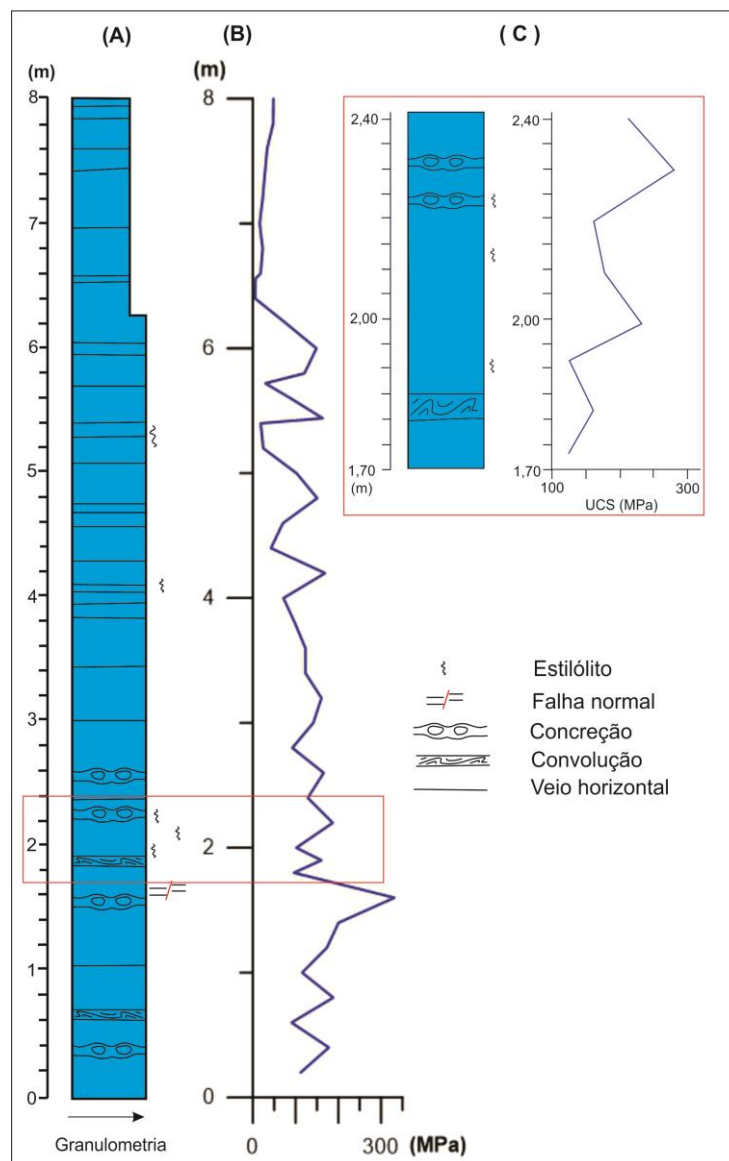
### 3.10 Relações espaciais entre os estilólitos e as demais estruturas dos laminitos

A Figura 61 apresenta uma síntese do comportamento espacial, principais *trends* das direções das famílias de estruturas estudadas nos laminitos do nível C6 da Formação Crato. Os veios verticais em geral são preenchidos por calcita recristalizada, possuem aberturas milimétricas a centimétricas e são estruturas abundantes nos laminitos. Estas estruturas ocorrem em dois *trends* principais, set 1 com *trend* NNW-SSE, que é o principal, e o set 2, com direção NE-SW, de caráter secundário (Fig. 61B).

As fraturas de cisalhamento, falhas normais de pequeno rejeito, representam pares de planos conjugados com intensidade de mergulho de aproximadamente 45°. Estas falhas foram geradas por eventos sísmicos, e não apresentam preenchimento. Em alguns casos, quando estas foram reativadas e alteradas por fluídos meteóricas, estas apresentam trechos preenchidos por calcita. As fraturas de cisalhamento apresentam um *set* principal com *trend* NNW-SSE, e outros dois *sets* secundários com direções NNE-SSW e ENE-WSW (Fig. 61C). As falhas normais que apresentam rejeitos normais e inversos, geradas por eventos sísmicos nos depósitos inconsolidados, apresentam rejeitos milimétricos a centimétricos. Algumas dessas falhas inversas possuem baixo ângulo (~20°), enquanto outros planos apresentam

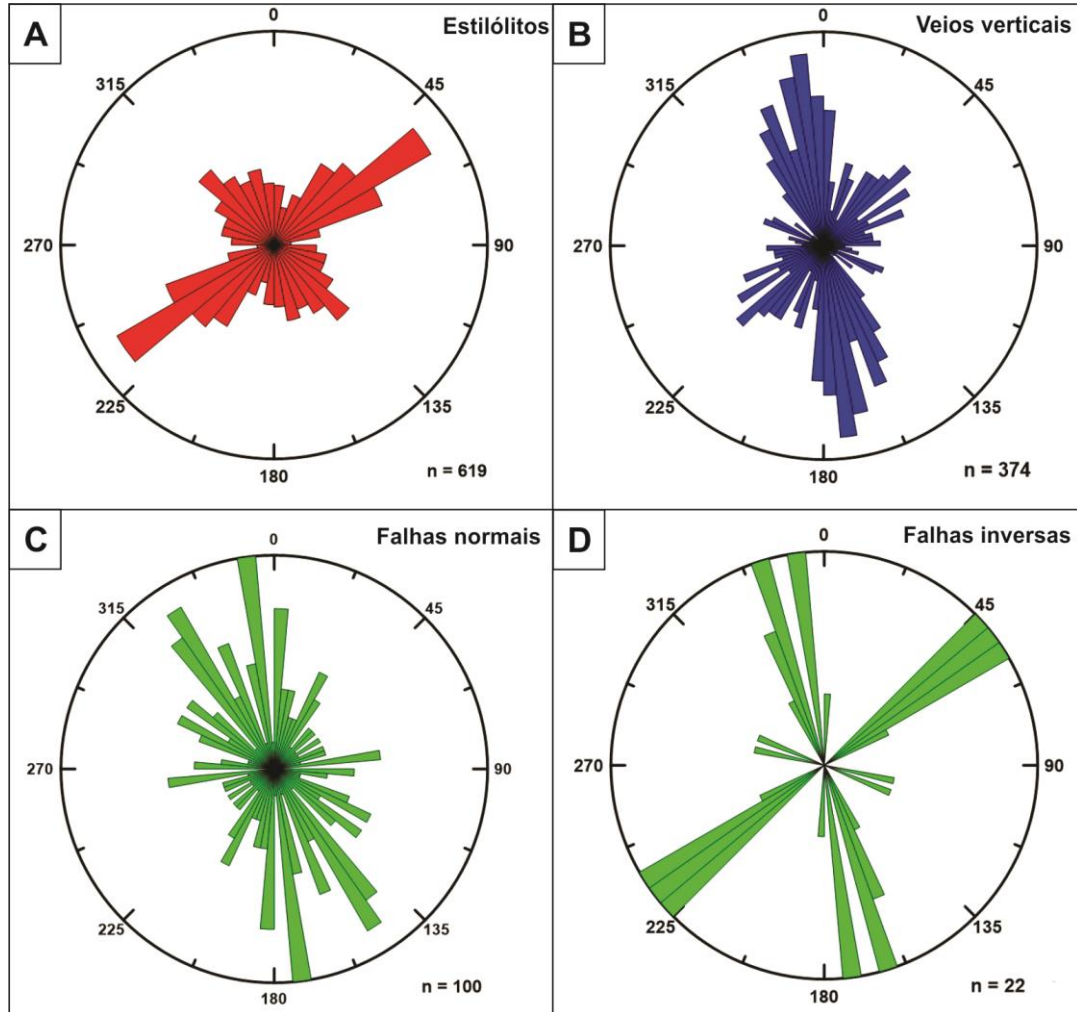
intensidade de mergulho de aproximadamente 45°. Estas estruturas apresentam dois sets predominantes em relação à direção de ocorrência: set 1 com *trend* NE-SW, principal, e o set 2 com *trend* NNW-SSE, que é secundário em termos de ocorrência (Fig. 61D).

Figura 60 – A) perfil estratigráfico em escala 1:40 mostrando a relação entre as ocorrências dos estilólitos com outros tipos de estruturas em laminitos de cor bege. Verificou-se uma maior correlação entre os estilólitos e os intervalos onde ocorrem falhas sin-deposicionais, laminações do tipo *loopbedding* e concreções calcárias. B) A linha azul escura mostra a variação de valores de resistência medidos *in situ* (MPa). Os valores de resistência mecânica (MPa) apresentam uma redução em direção ao topo; C) intervalo do perfil em escala 1:10.



Fonte: Próprio autor.

Figura 61 – Diagramas de roseta mostrando o comportamento dos planos das estruturas que ocorrem nos laminitos. A) direções preferencias dos planos estilólíticos, set1 NE-SW e set 2 NW-SE; B) direções preferenciais dos planos dos veios verticais, set 1 NNW-SSE e set 2 NE-SW; C) direções dos planos de falhas normais, set 1 NNW-SSE, e set 2 com *trend* NNE-SSW e ENE-WSW; D) direções dos planos de falhas com rejeito inverso, set 1 com *trend* NE-SW, e set 2 com *trend* NNW-SSE.



Fonte: Próprio autor.

## 4 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 4.1 Classificação morfológica

Conforme a análise dos aspectos morfológicos descritos nos resultados, os estilólitos descritos nos laminitos foram classificados em três tipos (KOEHN *et al.*, 2016), correspondendo aos padrões retangular, de sutura ou formas de pico e ondulada. Cada um destes tipos morfológicos apresenta uma influência como barreira ou conduto para o fluxo de fluídos na rocha (BURGUESS & PETER, 1985; HEAP, 2014). O padrão retangular apresenta contornos colunares que podem desempenhar um duplo papel em relação ao fluxo de fluidos, eles podem atuar tanto como barreiras quanto como condutos para fluidos através da destruição dos selos. Este formato também é o mais indicado para quantificar o efeito de dissolução da matriz, sofrido pela rocha hospedeira (KOEHN *et al.*, 2016). O padrão do tipo sutura ou em forma de pico normalmente está associado a planos estilolíticos que desempenham papel de selante quando minerais insolúveis geram uma camada impermeável no plano de estilolitização. Este tipo de morfologia está associado a processos mais intensos de dissolução. O papel de selante deste padrão de estilólito pode ser modificado quando esta morfologia causar e/ou sofrer um rompimento do núcleo selante por onde os fluidos podem mover-se (KOEHN *et al.*, 2016). O padrão ondulado está associado a uma menor intensidade de dissolução, pois apresenta os menores valores de amplitudes dos picos, e estes tendem a ser constantes. Este tipo de estilólito não apresenta mudança abrupta na direção de propagação que possibilitem a ruptura da continuidade do estilólito e a redução de seu efeito como zona de barreira impermeável. Desta maneira, suas propriedades impermeabilizantes dependem apenas da concentração de material insolúvel que a estrutura for capaz de coletar durante o processo.

### 4.2 Parâmetros morfológicos

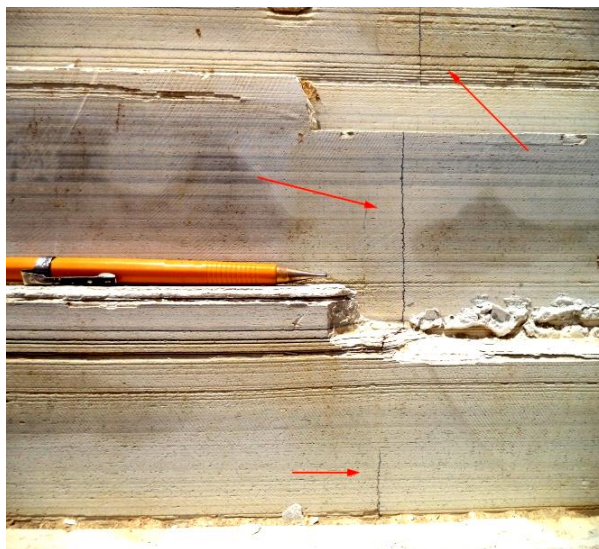
Apesar do CV mostrar um alto grau de homogeneidade na espessura dos estilólitos, existe variações importantes desse parâmetro. Estas variações podem estar associadas a duas razões: 1) devido à propagação dos estilólitos através de zonas com variação significativa de rigidez/resistência mecânica e de permeabilidade; e, 2) devido a uma variação local na

intensidade das tensões horizontais envolvidas no desenvolvimento da estrutura (NELSON, 1981).

A amplitude dos planos estilolíticos apresentou um valor de  $CV < 1$ , o que implica em um alto grau de homogeneidade, que indica que ao longo da extensão do corpo estilolítico os pontos entre um pico e um vale possuem distâncias com valores próximos da média. A amplitude é um parâmetro que também pode ser usado para a estimativa de compactação sofrida pela rocha no processo de estilolitização (BENEDICTO & SCHULTZ, 2010; SEMYRKA *et al*, 2015). Segundo a média da amplitude encontrada para os laminitos da Formação Crato, os planos estilolíticos apresentam um encurtamento mínimo de aproximadamente 0,621mm.

Os estilólitos com grandes extensões podem se formar a partir da conexão de vários segmentos menores que se conectam uns aos outros através da propagação (ZHOU & AYDIN, 2012; NENNA & AYDIN, 2011; SMITH, 1999; MARDON, 1988; TAPP & COOK, 1988). Quanto maior o esforço compressional maior a energia de propagação e maior a altura dos planos, o que resulta em uma maior conexão entre os mesmos (NELSON, 1981). Dessa forma, a média apresentada pela altura dos estilólitos estudados nos laminitos reflete a baixa conexão vertical entre os mesmos. A descontinuidade observada nos planos estilolíticos sugere que o esforço gerador dos mesmos não foi suficiente para promover uma propagação contínua dos planos através das lâminas de calcário. A pequena extensão dos planos dos estilólitos estudados sugere que estes foram criados por aumento de pressão local, entre conjuntos de camadas, e que o deslocamento de fluídos, acompanhado de dissolução, resultou de um mecanismo de redução de pressão muito local. Os resultados obtidos sugerem que os esforços produzidos pelo aumento de pressão responsáveis pelo desenvolvimento dos estilólitos nos laminitos foram de baixa intensidade. A Figura 62 exemplifica uma ocorrência de planos estilolíticos que possuem a mesma direção (~325Az), mas mostram descontinuidade vertical centimétrica. Os esforços que resultaram na dissolução não foram suficientes para conectar todos os planos em uma única estrutura.

Figura 62 – Estilólitos verticais (setas vermelhas), com direção similar ( $\sim 325\text{Az}$ ), alinhado verticalmente, mas que demonstram a desconexão dos planos, possivelmente devido ao acúmulo de pressão muito localizado entre as camadas.



Fonte: Próprio autor.

O forte grau de associação entre a espessura e a amplitude reflete um aspecto importante do desenvolvimento dos planos estilolíticos. O valor de  $r = 0,772$ , para a correlação entre amplitude e espessura dos estilólitos estudados, mostra similaridade com dados de estilólitos verticais estudados por Railsback (1993) e Andrews & Railsback (1997) em rochas calcárias. De acordo com estes autores, este tipo de estilólito normalmente está relacionado a rochas sobre regime compressivo, com forte tensor de encurtamento. Isto sugere que localmente, o padrão de compressão local, mostra similaridade, embora no caso dos laminitos, não ocorram estilólitos de grande extensão e não haja evidências de compressão tectônica criada por eventos de magnitude regional.

Segundo Benedicto & Schultz (2010), que estudaram estilólitos horizontais em calcários lacustres micríticos na Bacia de Gubbio, é possível inferir um efeito de proporcionalidade, maior ou menor, entre os parâmetros de amplitude e altura dos planos de estilolitização em relação a sua proximidade com zonas de deformação tectônica (falhas de grande extensão, por exemplo). No caso dos estilólitos estudados nos laminitos, observou-se uma relação de proporcionalidade positiva para esses fatores, embora os depósitos portadores não tenham sido afetados por deformação tectônica regional. As únicas estruturas presentes na sucessão estudada são as fraturas de cisalhamento sin-sedimentares. Desta forma, não é

possível utilizar o efeito dessa relação conforme proposto para se estimar a proximidade das estruturas com zonas de deformação. A aplicação do fator de Correlação de Pearson para estes parâmetros morfológicos ( $r=0,678$ ) sugere que outros fatores possam estar envolvidos com a gênese dos estilólitos, tais como: a baixa intensidade de esforço compressional, que justificaria os pequenos valores de altura dos estilólitos e/ou uma variação na heterogeneidade da rocha que justificaria o comportamento variável da amplitude (ROLLAND *et al*, 2012).

De acordo com a análise do Coeficiente de Person, nenhum dos três elementos espessura, amplitude e altura, desempenham papel mais importante que o outro na morfologia, e que esta possivelmente foi controlada por outros aspectos da própria rocha.

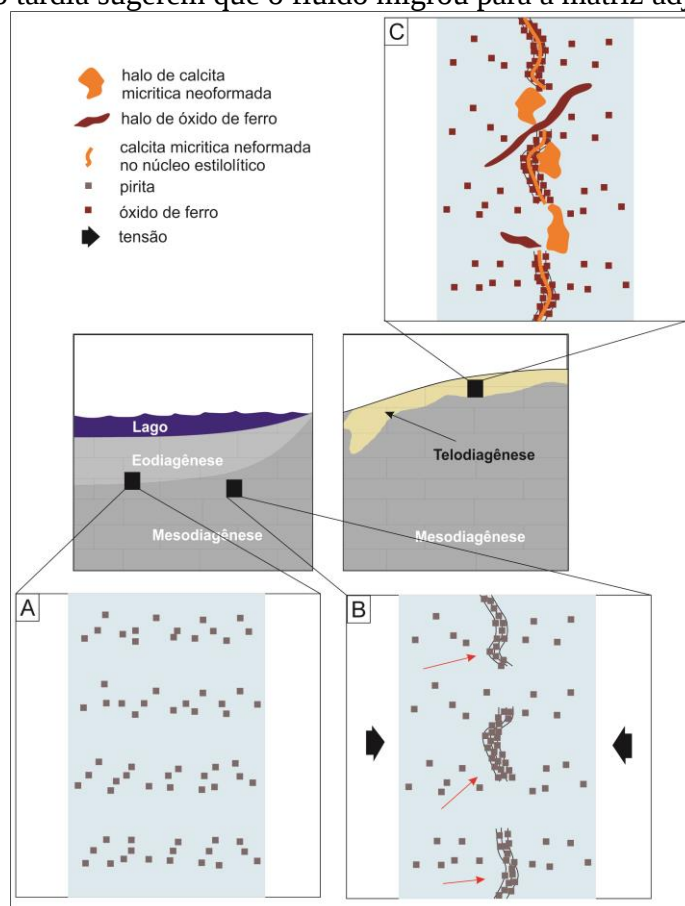
#### **4.3 Aspectos petrográficos e químicos dos estilólitos**

De forma geral, em termos macroscópicos, os laminitos que compoem o intervalo C6 são compostos por duas litofacies representadas por laminitos de coloração cinza, porção inferior, e coloração bege-amarelada, porção superior. Estas facies apresentam variações em termos de espessura das laminações, conteúdo de matéria orgânica e de óxido de ferro. Osés *et al* (2016), sugeriu que a variação no processo de fossilização de peixes fósseis nas duas litofacies indica que o calcário cinza possivelmente manteve condições anóxicas, redutoras, devido a uma maior taxa de sedimentação, enquanto que a deposição do laminito bege ocorreu sob condições que permitiram a alteração de pirita em óxido de ferro. Isto resultou em uma maior concentração de betume e pirita no calcário de cor cinza. A litofacie bege, por fazer parte da porção superior do intervalo, foi mais afetada pelo processo de alteração meteórica que ocorreu devido à exumação da sucessão sedimentar e a erosão das formações superpostas à Formação Crato (MIRANDA, 2015).

A análise petrográfica mostrou que a concentração de cristais de pirita na zona de influência do plano estilolítico, além da formação de calcita no centro do plano de dissolução, poderia aumentar o aspecto impermeável das estruturas na fábrica da rocha (BURGUESS AND PETER, 1985; HEAP, 2014) (Fig. 63B). A formação dos estilólitos resultou na expulsão dos fluídos intersticiais contidos no plano de estilolitização, por meio de fluxo ou por difusão (RAYNAUND & SCHAFFHAUSER, 1992; SCHAFFHAUSER *et al*, 1990). Estes fluídos tendem a percorrer o plano estilolítico, e também a invadir regiões adjacentes, porosas, onde há menor pressão (MERINO, 1992; RAILSBACK, 1993). Este processo

resultou na dissolução na área de influência do estilólito, e na recristalização em outras regiões, devido ao transporte de fluídos. Este processo resultou no balanço local de pressão (GRATIER, 1987), que não evoluiu a valores elevados o suficiente para gerar pequenas fraturas de alívio perpendiculares ao plano estilolítico (*tension gashes*) (EREN, 2005; NELSON, 1981; RAYNAUND & SCHAFFHAUSER, 1992; RISPOLI, 1981). Durante a telo-diagênese, a presença de calcita neoformada no núcleo estilolítico indica que as estruturas serviram como conduto para fluxo de fluídos ricos em carbonatos de cálcio (BRAITHWAITE, 1988; EVANS AND ELMORE, 2006; HEAP, 2014; MEIKE AND WENK, 1988; ZHOU & ZENG, 2014) (Fig. 63C).

Figura 63 – Desenho esquemático mostrando a evolução diagenética dos estilólitos. A) calcário laminado cinza, com concentração de cristais de pirita nas laminações; B) formação de estilólitos descontínuos em laminito cinza (setas vermelhas). Destaque para a concentração de cristais de pirita na estrutura; C) Laminitos em ambiente telo-diagenético. A presença de calcita neoformada indica que os estilólitos serviram como conduto de fluídos, enquanto que halos de cimentação tardia sugerem que o fluido migrou para a matriz adjacente.



Fonte: Próprio autor.

Estilólitos por natureza desempenham o papel de um plano onde os fluídos percolantes, saturados em íons, podem concentrar a formação de minerais oriundos da composição da rocha hospedeira (HASSAN, 2007). A análise qualitativa da composição do material de preenchimento dos estilólitos, com o auxílio de WDS, indicou a dominância dos elementos Ca e Fe, devido à dominância de calcita micrítica que preencheu as estruturas, inclusive calcita neoformada durante a telodiagênese, e a presença de óxidos e sulfetos. Também foram encontrados em menor representatividade os elementos S, Si, Mg e Na, o que pode estar associado a presença de siliciclastos detríticos, e de minerais como halita pouco conhecidos nos laminitos (CATTO, 2015). De forma isolada, a análise ao MEV revelou a ocorrência de cristais de dolomita dentro da área de influência dos estilólitos, o que pode responder pela ocorrência de Mg. O Na pode estar associado à presença de halita, cuja ocorrência rara já foi descrita nesta Formação, e também pode fazer parte de siliciclastos detríticos. O Mg, por sua vez, pode estar associado a presença de calcita magnesiânica, tardia, ou presença de raros cristais de dolomita ou também no pequeno conteúdo de siliciclastos detríticos. Como a análise não detectou a presença de Al é possível que a contribuição de argilominerais seja pequena. A detecção de S pode estar associada à presença de pirita e/ou a existência matéria orgânica.

#### **4.4 Relações espaciais dos estilólitos**

Estilólitos tectônicos são citados na literatura como produtos de eventos envolvendo regimes compressionais (JAMICIC, 2002; MARSHAK & ENGELDER, 1985; NELSON, 1981; PARK & SHOT, 1968; RISPOLI, 1981) e são excelentes indicadores de paleotensões (PETIT & MATTAUER, 1995; EBNER *et al*, 2010). Entretanto, a análise das relações dos estilólitos do intervalo C6 revelou que estes foram gerados por efeito bastante local de aumento de pressão, que resultou em dissolução ao longo de planos verticais, devido à impossibilidade de migração lateral dos fluídos nas laminações com baixa permeabilidade. A investigação dos planos de estilolitização revelou que estes se formaram de acordo com dois principais *trends* de direção contemporânea. O primeiro *trend* (set 1) possui direção NE-SW (~60Az) e responde pela maior abundância de planos estilolíticos, e o set 2 apresenta uma

considerável distribuição nas direções, mas com uma maior frequência no *trend* NW-SE (~310Az).

A análise da distribuição dos planos estilolíticos com base na técnica de scanline revelou que o Set 1 (NE-SW) apresenta menor regularidade de distribuição linear ( $CV > 1$ ), com a formação de *clusters*. O set 2 apresenta maior regularidade na distribuição, e não apresenta clusterização ( $CV < 1$ ). Os esforços gerados pelo aumento de pressão interna foram controlados por esforços na direção perpendicular aos planos, no caso do set 1 a compressão seria SE-NW, e para o set 2 seria NE-SW. Os esforços de compressão que geraram o set 1 foram dominantes, e os planos do set 2, correspondem a um efeito de acomodação secundário. Conforme demonstrado pelo estudo, os planos estilolíticos apresentam uma relação com as falhas sin-sedimentares (normais e inversas) geradas durante a eo-diagênese. O *trend* principal dos estilólitos ocorre de forma paralela aos planos das fraturas sin-sedimentares inversas, e estas podem ter criado zonas de confinamento e aumento de pressão das camadas, conforme descrito a seguir.

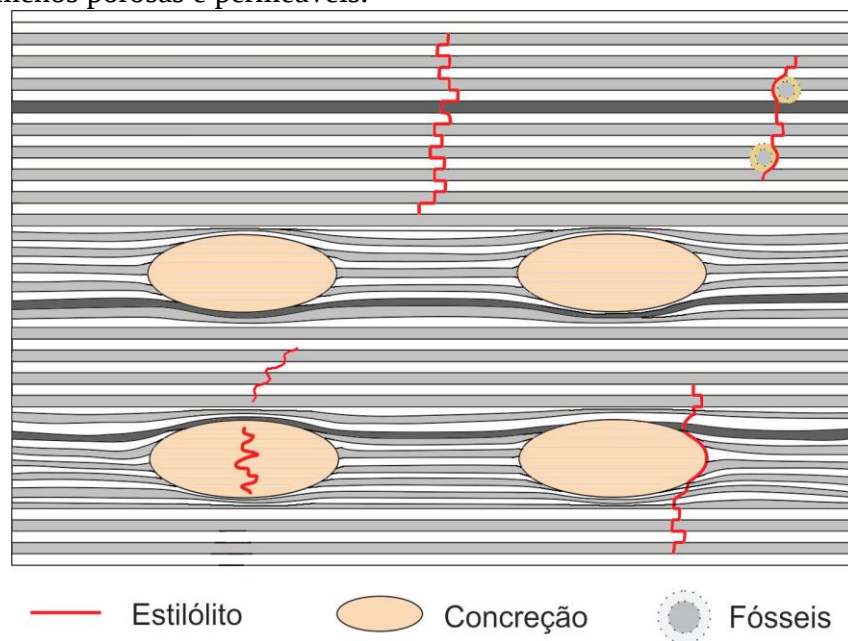
#### **4.5 Relação entre os estilólitos e as heterogeneidades dos laminitos**

Os resultados obtidos pela realiação de perfis de propriedades físicas dos laminitos revelaram que existe uma variação significativa em termos de resistência mecânica, que está relacionada de forma geral a variação faciológica entre os laminitos cinza e bege. Esta variação está relacionada a mudanças nos parâmetros de permeabilidade, porosidade, cimentação e conteúdo mineralógico. Estes elementos que contrastam a competência da rocha podem impedir a propagação vertical de estruturas (GROSS & EYAL, 2007; SHACKLETON *et al*, 2005), o que pode proporcionar o confinamento das estruturas em camadas específicas (*stratabound*). E também podem ser fatores que controlam a forma com que os estilólitos se propagam (Fig. 64). O contraste de rigidez nas regiões onde ocorrem planos estilolíticos é superior a 0,4, o que sugere que a estratigrafia mecânica da rocha hospedeira possui propriedades que permitiriam que estruturas rúpteis, como veios, se propaguem através dos estratos (SHACKLETON *et al*, 2005). Porém, os estilólitos não se propagaram verticalmente de forma eficiente, e estes ocorrem confinados em algumas camadas. Desta forma, visto que a rigidez da rocha não impediria a propagação dos planos estilolíticos, sugere-se que o desenvolvimento de estilólitos verticais de pequena extensão foi controlado de forma

primordial pela variação de permeabilidade e cimentação precoce, que impedia a movimentação vertical dos fluídos. Este aspecto também indica que a compressão apresentou um componente local importante.

Os estilólitos apresentam uma maior concentração em zonas nas quais a resistência da rocha possui maior rigidez local, associada à cimentação precoce, e consequentemente menor porosidade (GRATIER, 1987). O aumento da rigidez está diretamente associado à ocorrência de níveis e camadas com heterogeneidades, como por exemplo, níveis convolutos e de concreções calcárias. Entretanto, caso sua origem estivesse associada à compressão tectônica regional, os laminitos permitiriam que estes se propagassem ao longo de toda a sucessão. A ocorrência descontínua dos planos sugere o transporte de fluídos entre conjuntos de camadas com menor porosidade/permeabilidade e maior pressão de poros, para camadas mais porosas e com menor pressão de poros.

Figura 64 – Desenho esquemático mostrando a mudança de direção de propagação dos estilólitos ao longo das laminações e heterogeneidades dos laminitos, e o seu confinamento em camadas menos porosas e permeáveis.



Fonte: Próprio autor.

#### 4.6 Relação temporal dos estilólitos com feições sin-sedimentares e diagenéticas dos laminitos

As estruturas do tipo *loopbeddings* indicam deformação plástica ainda quando o sedimento se encontrava inconsolidado, por meio do estiramento das lâminas e do rompimento de regiões internas de menor competência (MARTIN-CHIVELET *et al*, 2011). De forma geral, essas estruturas estão relacionadas à atividade sísmica gerada em um regime extensional (CALVO *et al*, 1998; MARTIN-CHIVELET *et al*, 2011; PASCUA *et al*, 2000) (Fig. 65A). As laminações convolutas e estruturas de escape de fluídos (Fig. 65B). ocorrem em níveis isolados, intercalados com níveis que não apresentam nenhuma perturbação. A pequena espessura dos níveis convolutos e a extensa continuidade lateral sugerem um baixo gradiente de deposição o que não permite sugerir que essas estruturas teriam sido geradas por escorregamentos. De fato, essas estruturas foram criadas por eventos de sismicidade de baixa intensidade que produziram processos de liquefação, com a redução da viscosidade e o aumento da mobilidade do sedimento (CALVO *et al*, 1998; MARTIN-CHIVELET *et al*, 2011; PASCUA *et al*, 2000) (Fig. 65A). Os sedimentos encontravam-se inconsolidados, o que permitiu o rearranjo da massa de sedimentos e a deformação interna da laminação existente (NEUWERTH, 2006). A espessura centimétrica das estruturas encontradas sugere um mecanismo de desencadeamento instantâneo como um tremor (NEUWERTH, 2006; MARTIN-CHIVELET *et al*, 2011) (Fig. 65B). Desta forma, sugere-se que durante estágios iniciais de deposição dos laminitos, quando os mesmos se encontravam em estado parcial de consolidação, com poucos metros de soterramento, os sedimentos passaram por deformação induzida por sismicidade o que deu origem a estruturas confinadas, com poucos centímetros de espessura, limitadas acima e abaixo por camadas de rocha não perturbadas. Segundo Owen (2001), os processos de liquefação em rocha siliciclástica desenvolvem-se em sedimentos com profundidade de até 10 metros.

Considerando o aspecto morfológico, e de compactação, das concreções calcárias (Fig. 65A e B), argumentamos que estas se formaram de forma contemporânea, ou muito próxima em termos temporais, aos processos de formação de sismitos. O processo de cimentação precoce pode também ter sido induzido por fenômenos físico-químicos relacionados à evolução hidrológica do ambiente, com condições anóxicas e salinas. Contudo, estes aspectos não foram tratados por esta pesquisa. A presença dessas estruturas causou um aumento diferencial na resistência da rocha, induzidos pela cimentação e concomitante redução da porosidade, o que criou barreiras horizontais para o fluxo de fluido no interior da rocha, que de forma geral já apresentava baixa permeabilidade.

Conforme demonstrado por este estudo, as fraturas de cisalhamento sin-sedimentares se formaram um pouco depois dos sismitos (loopbeddings, convoluções, estruturas de escape de fluidos), e concreções. Embora essas estruturas tenham se formado devido à ocorrência de novos eventos sísmicos, é possível que estas representem o efeito dos sismos em depósitos sob uma maior quantidade de soterramento, que já havia passado por processos de liquefação, e ainda apresentava certo grau de plasticidade. Este novo processo causou o descolamento de camadas dentro da matriz dos laminitos, entre regiões com diferentes graus de cimentação precoce e de consolidação, o que criou feições distensivas e compressivas, tais como falhas e anticlinais de arrasto (Fig. 65C). A criação precoce de níveis de lâminas convolutas, de concreções, *loopbeddings*, assim como horizontes de estruturas de escape de fluídos, criou barreiras horizontais de alta continuidade lateral. Em seguida a criação de falhas métricas, ainda em regime rúptil-dúctil, criou-se barreiras verticais, sub-verticais, ao deslocamento lateral de fluídos. Estes compartimentos criaram o efeito de bolsões de fluído pressurizado, em uma rocha de permeabilidade muito baixa. Com o aumento do soterramento, ocorreu a progressão da litificação e o aumento da pressão de poros nas camadas e lâminas. Devido à presença de barreiras horizontais e verticais, o transporte de fluídos possivelmente passou a ocorrer entre as lâminas, de regiões de maior para regiões com menor pressão. Este processo deve ter ocorrido em regiões onde a pressão acabou sendo focalizada como no interior dos grabens, formados pelas falhas normais e anticlinais de arrasto (Fig. 65D). Este processo de aumento de pressão local, dentro de compartimentos formados por heterogeneidades deposicionais e dúctil-rúpteis, pode ter sofrido incremento pontual devido à persistência de sismicidade, que ao atingir os bolsões de pressão poderia criar pulsos instatâneos de pressão, que induziriam o deslocamento forçado de fluídos na direção de menor tensão, vertical, entre as lâminas, e dissolução gerando os estilólitos de pequena extensão.

A sismicidade associada com a origem dos sismitos não está necessariamente associada à reabertura da bacia, mas a sismicidade provocada pelo processo de rifteamento que se desenvolvia na margem do nordeste brasileiro. Os laminitos da Formação Crato são de idade Aptiano-Albiano e pertencem à fase pós-rifte da bacia do Araripe, este mesmo período representa o final da fase rifte na margem do nordeste brasileiro (CAIXETA *et al*, 2014). Durante o quaternário, processos de deformação sin-deposicional são observados nas bacias marginais devido à sismicidade que ocorrem ao longo das zonas de cisalhamento do nordeste,

amplamente documentada nas ultimas décadas (GANDINI *et al*, 2014; ROSSETTI *et al*, 2011a, b) .

Em etapas posteriores, quando os laminitos já se encontravam completamente litificados ocorreu à formação de estruturas rúpteis, os veios verticais de calcita (Fig. 65E), e ainda posteriormente veios verticais e horizontas de gipsita. A formação destes veios implica um processo de aumento de pressão, que favoreceu a abertura de fraturas que foram preenchidas por fluídos saturados a partir dos quais ocorreu a precipitação de minerais. Argumenta-se que a geração dos veios de calcita e gipsita ocorreu em momentos distintos devido à diferença do preenchimento, principalmente, relacionada à circulação de fluídos com diferentes propriedades químicas, condições de pressão e temperatura. Cobbold *et al* (2013), a partir de um amplo estudo de veios formados em rochas terrígenas (folhelhos) e calcárias, afirmaram que temperaturas típicas para a formação de veios de gipsita fibrosa chegam até a 60°C, para calcita ficam entre 70 e 120°C, e veios de quartzo ocorrem entre 200 e 350°C. Conforme estes autores, os veios são resultantes de fraturamento produzido por tração, e dilatação vertical, que ocorrem de forma contemporânea com a formação de cimento fibroso. Os autores também sugerem que três mecanismos estão envolvidos: 1 - esforço produzido por recristalização, 2 - pressão produzida pelo processo de geração de hidrocarbonetos e exsudação, e pelo fraturamento produzido pela sobrepressão de fluídos. Os autores argumentam que para veios formados sobre quilômetros de soterramento, a sobrepressão de fluídos é o principal mecanismo envolvido. Bons *et al* (2012), também realizaram uma revisão dos mecanismo microscópicos relacionados à formação de veios, e demonstraram que os veios, também tratados como hidrofraturas móveis, ocorrem após a formação das rochas portadoras, quando estas estão completamente litificadas. Os autores também demonstraram que os veios estão intimamente relacionados à mecânica de fraturas. Os veios se iniciam como fraturas, embora alguns veios se iniciem como fraturas e depois evoluam sem o processo de fraturamento. Bons *et al* (2012), também mostraram como os veios podem evoluir por meio do processo de *crack-seal*, onde a partir da primeira geração de crescimento de cristais, a ocorrência de fechamento parcial do veio pode permitir novos pulsos de abertura e de precipitação mineral. Meng *et al* (2017) descreveram mecanismos de geração de veios de calcita fibrosa em folhelhos marinhos jurássicos do Reino Unido, e também sugerem que a composição isotópica dos mesmos demonstra que estes se formaram sob soterramento expressivo, como fraturas hidráulicas, na zona metanogênica. Os mesmos mecanismos,

envolvendo soterramento e aumento de pressão em rochas de baixa permeabilidade, que levam a processos de fraturamento hidráulico também foram descritos por vários trabalhos para a geração de veios de gipsita (RUSTICHELLI *et al.*, 2016; PHILIP, 2008; YOUNG & CHAN, 2017), e de calcita fibrosa (ZANELLA *et al.*, 2015). Gindre-Chanu *et al.* (2015), também sugerem que veios de gipsita fibrosa, eventualmente formados pela hidratação de anidrita, possuem sua gênese associada a processos da meso-diagênese ou telo-diagênese.

Conforme a revisão da literatura sugere, e os aspectos observados em campo no presente estudo, propõe-se que os veios de gipsita e de calcita se formaram em estágios avançados da meso-diagênese, ou da telo-diagênese. É possível que o alívio de pressão do soterramento tenha ocorrido durante o Cenozoico, com o soerguimento contínuo da bacia e a erosão das formações que capeiam os depósitos da Formação Crato, incluindo os depósitos das unidades Ipubi e Romualdo. Argumenta-se que em um momento inicial de formação o alívio de pressão tenha permitido a dilatação vertical dos depósitos, o que permitiu aos fluídos contido sobre pressão nas camadas de baixa permeabilidade, calcários e folhelhos, passar por um processo de fraturamento hidráulico disseminado, o que inicialmente produziu a formação dos veios de calcita. Com o incremento do soerguimento, e de processos ligados a telo-diagênese, como a circulação de fluídos mais superficiais, é possível que os evaporitos da unidade Ipubi tenham fornecido o enriquecimento em sulfato necessário a formação dos veios de gipsita fibrosa.

Estudo recente em carbonatos plataformais da Bacia Potiguar, Formação Jandaíra, tratou da ocorrência de estilólitos sub-horizontais e veios verticais (BERTTOTTI *et al.* 2017). O estudo sugeriu que os veios de calcita se formaram a partir da dissolução da matriz devido ao soterramento, em torno de 900m, e a circulação de fluídos oriundos de formações arenosas subjacentes. A proposição deste mecanismo é reforçada pela análise isotópica e estrutural dos veios.

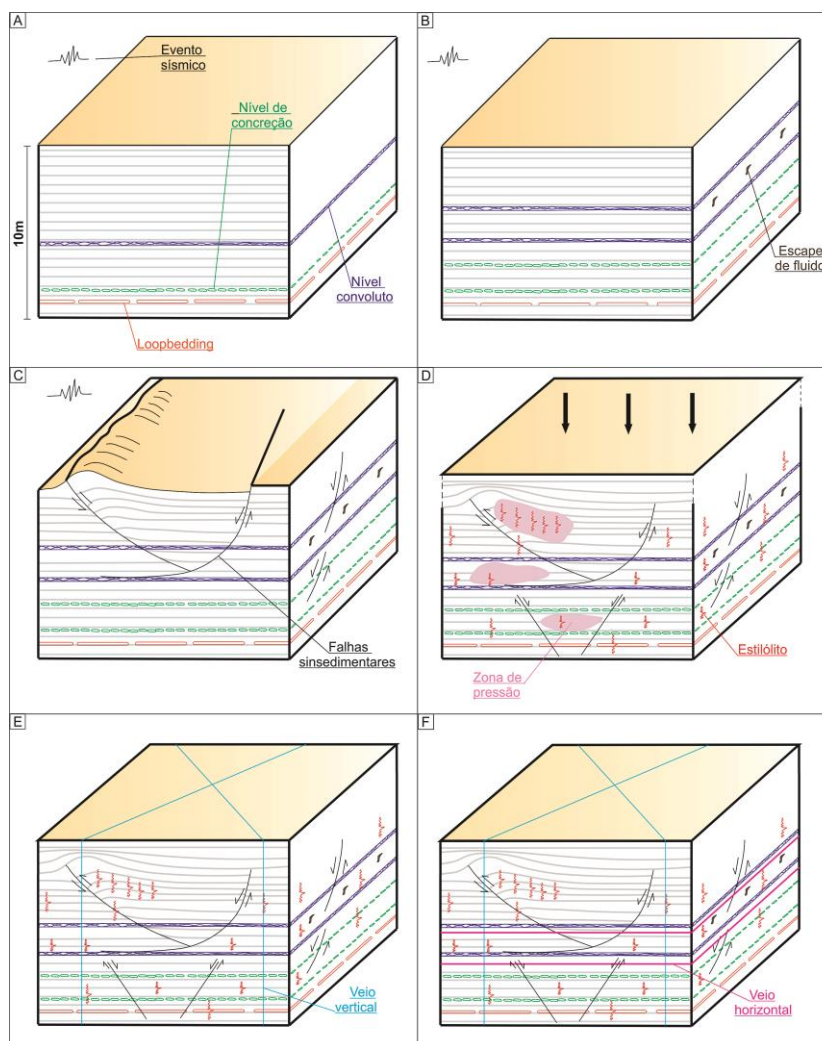
Recentemente Mckinnon (2017), sugeriu que os veios de gipsita fibrosa, horizontais e verticais, teriam se formado em etapas iniciais da diagênese, inclusive anterior a formação de concreções calcárias e das fraturas de cisalhamento e falhas, induzidas por sismicidade. Conforme o que foi discutido acima, o presente estudo não considerou esta proposição, embora mais estudos relativos às características microtectônicas e químicas dos veios de calcita e gipsita sejam necessários.

Após a formação dos veios, ocorreu um incremento da exposição dos estratos, que levou a formação de juntas que cortaram toda a sucessão de laminitos, em condições subaéreas, que acabaram preenchidas por calcita e gipsita a partir de fluídos ricos em carbonato e em sulfato, sobre efeito de processos metóricos, que ainda estão em andamento na bacia. Processos telo-diagenéticos que afetaram a Formação Crato incluem também silicificação, na forma de chert em silcretes, e preenchimento de fraturas subaéreas (CABRAL, 2017). Essas estruturas demonstram a continua ação do efeito de dilatação e tração exercida nos estratos pelo processo de soerguimento regional e erosão dos depósitos da fase pós-rifte (MIRANDA, 2015).

A partir das informações obtidas, e considerando o histórico de evolução tectono-estratigráfico e diagenético dos depósitos estudados, foi elaborado um modelo esquemático que tentou enquadrar a relação de formação temporal dos estilólitos verticais com as demais estruturas presentes nos laminitos da Formação Crato (Fig. 65).

Os gráficos das Figuras 66 e 67 ilustram a relação dos processos, conforme o modelo proposto (Fig. 65). A Figura 66 apresenta os principais processos ocorridos durante a evolução diagenética dos laminitos. A Figura 67 apresenta os processos principais e sua relação com os regimes deformacionais.

Figura 65 – Modelo esquemático que mostra as etapas de evolução deposicional e diagenética dos laminitos da Formação Crato. O modelo relaciona os processos e produtos conforme a evolução dos laminitos. Em especial destaca-se a formação dos estilólitos. A) eventos de sismicidade criaram laminações convolutas, loopbeddings, em camadas com poucos metros de soterramento. Nesta etapa, de forma precoce, formam-se os horizontes de concreções; B) com o aumento do soterramento, a pressão de fluídos aumenta em camadas limitadas por níveis de concreções e sismitos, onde a redução da porosidade e permeabilidade foi maior; C) com o aumento do soterramento os níveis antes afetados por sismicidade e fluidização, respondem a novos eventos de sismicidade com a formação de falhas, em regime rúptil-dúctil; D) o soterramento atinge níveis maiores, possivelmente de centenas de metros, e os depósitos estão consolidados. Neste cenário, o aumento de pressão em bolsões de confinamento criados pelas falhas e pelos horizontes de concreções e de sismitos, resulta na formação dos estilólitos, entre camadas de permeabilidade variável; E) durante a meso-diagênese, o alívio de pressão vertical e horizontal criado pelo soerguimento e erosão dos depósitos da fase pós-rifte, permite a formação de fraturas por tração e dilatação, que dão origem aos veios de calcita; F) em etapa mais avançada da meso-diagênese, ou início da telo-diagênese, o fraturamento hidráulico dá origem à formação de veios horizontais de gipsita.



Fonte: Próprio autor.

Figura 66 – Resumo das relações entre os principais processos ocorridos durante a evolução diagenética dos laminitos.

| Processos em formação      | Etapas diagenéticas | Eodiagênese                                                                       | Mesodiagênese                                                                      |                                                                                      | Telodiagênese                                                                         |
|----------------------------|---------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
|                            |                     |                                                                                   | Inicial                                                                            | Tardia                                                                               |                                                                                       |
| <i>Loopbeddings</i>        |                     |  |                                                                                    |                                                                                      |                                                                                       |
| <i>Slumps</i> /convoluções |                     |  |                                                                                    |                                                                                      |                                                                                       |
| Escape de fluidos          |                     |  |                                                                                    |                                                                                      |                                                                                       |
| Falhas sin-sedimentares    |                     |  |                                                                                    |                                                                                      |                                                                                       |
| Concreções                 |                     |  |                                                                                    |                                                                                      |                                                                                       |
| Estilólitos verticais      |                     |                                                                                   |  |                                                                                      |                                                                                       |
| Veios verticais            |                     |                                                                                   |                                                                                    |   |                                                                                       |
| Veios horizontais          |                     |                                                                                   |                                                                                    |  |                                                                                       |
| Dolomitização              |                     |                                                                                   |                                                                                    |                                                                                      |  |
| Silicificação              |                     |                                                                                   |                                                                                    |                                                                                      |  |
| Dissolução                 |                     |                                                                                   |                                                                                    |                                                                                      |  |
| Juntas                     |                     |                                                                                   |                                                                                    |                                                                                      |  |
| Reabertura de veios        |                     |                                                                                   |                                                                                    |                                                                                      |  |

Fonte: Próprio autor.

Figura 67 – Resumo dos principais processos observados nos laminitos da Formação Crato e sua relação com os regimes deformacionais.

| Regime de deformação<br>Estruturas   | Dúctil | Dúctil-rúptil | Rúptil |
|--------------------------------------|--------|---------------|--------|
| <i>Loopbeddings</i>                  | ●      |               |        |
| <i>Slumps</i> /convoluções           | ●      |               |        |
| Escape de fluidos                    | ●      |               |        |
| Compactação diferencial (concreções) | ●      |               |        |
| Falhas sin-sedimentares              |        | ●             |        |
| Estilólitos verticais                |        |               | ●      |
| Veios verticais                      |        |               | ●      |
| Veios horizontais                    |        |               | ●      |
| Juntas                               |        |               | ●      |
| Reabertura de veios                  |        |               | ●      |

Fonte: Próprio autor.

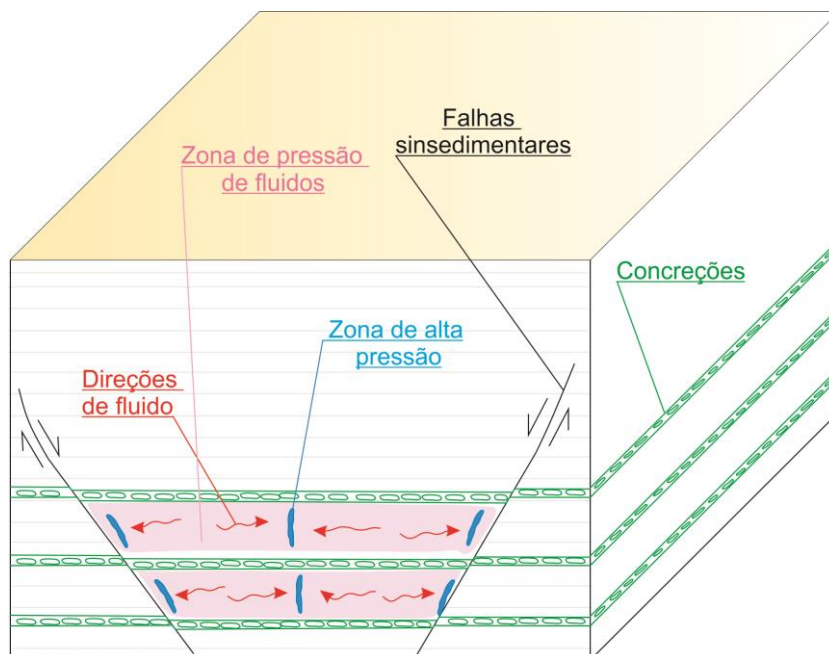
#### 4.7 Mecanismo de geração dos estilólitos verticais nos laminitos

De acordo com literatura, estilólitos verticais são interpretados como de origem tectônica (EBNER, 2010; JAMICIC, 2002; MARSHAK & ENGELDER, 1985; NELSON, 1981; PARK & SCHOT, 1968), produzidos por regimes compressivos. Entretanto, nesta pesquisa assumimos que os estilólitos verticais dos laminitos da Formação Crato, possuem origem diagenética, uma vez que nos laminitos estudados não há evidências de estruturas formadas a partir de eventos tectônicos de grande magnitude (ASSINE 2007; MIRANDA, 2015).

Estima-se que o soterramento dos laminitos da Formação Crato não tenha sido expressivo. Dados disponíveis de inclusões fluidas analisadas a partir de calcita recristalizada nos veios e na matriz dos calcários (BEURLIN, *et al* 2005), indicaram que estes não experimentaram temperaturas maiores do que 60°C. Estes dados sugerem que os laminitos sofreram soterramento máximo em torno de 1,5 km. A análise de depósitos da formação sobreposta, Ipubi, apontam para soterramento máximo em torno de 900 metros (SANTOS, 2017; SILVA, 1988).

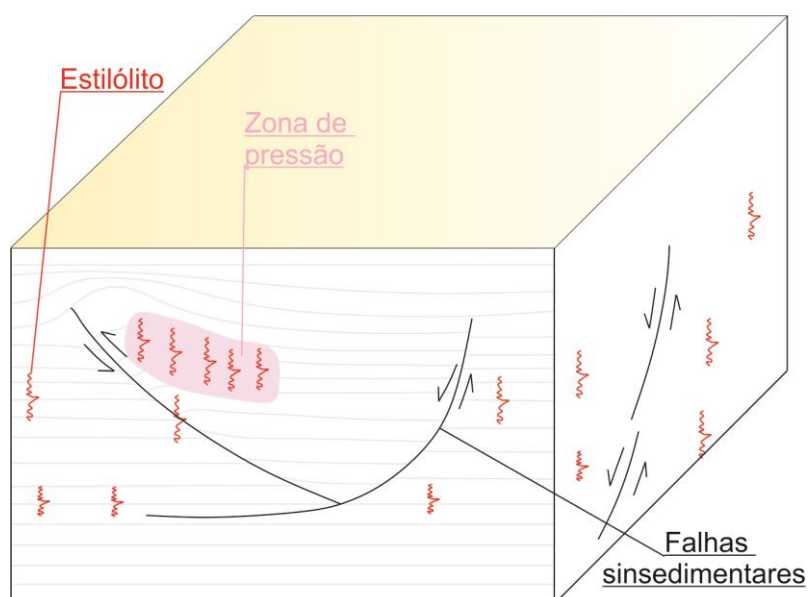
Conforme proposto no modelo da Figura 68, as tensões horizontais responsáveis pela formação dos estilólitos verticais se formaram devido ao aumento de pressões de fluidos localizadas em zonas compartimentadas por feições diagenéticas e deformacionais. Os níveis de concreções atuaram como selos (MARSHALL & PIRRIE, 2013), o que criou um aumento na pressão dos fluidos. Além do mais, as fraturas de cisalhamento apresentam planos selados, sem a ocorrência de preenchimento (MIRANDA, 2015), e sua relação temporal é posterior aos níveis de concreções. Estas feições criaram compartimentos isolados, em uma rocha com baixa permeabilidade original, que promoveram o aumento da pressão de poros e formação de tensões locais, responsáveis pela formação dos estilólitos verticais (Fig. 69). É possível que devido ao aumento de pressão gerado pela ação de estruturas criadas de forma precoce na diagênese, os estilólitos verticais tenham sido gerados no final do regime dúctil, e início do regime rúptil, quando a tensão interna não poderia mais ser assimilada por meio de deformação plástica.

Figura 68 – Bloco diagrama mostrando a compartimentação causada pelas concreções e fraturas de cisalhamento/falhas sin-sedimentares. Este processo criou zonas de pressão anômala de poros. O efeito de transporte vertical entre as laminações concluiu o efeito de dissolução ao longo das suturas que permitiu o fluxo.



Fonte: Próprio autor.

Figura 69 – Bloco diagrama mostrando a relação das fraturas de cisalhamento sin-sedimentares e a formação de estilólitos verticais. Os estilólitos estão localizados onde as falhas apresentam rejeito inverso, gerando zonas de pressão com regime compressivo, local, associado a acomodações sofridas pela redução de volume.



Fonte: Próprio autor.

## 5 CONCLUSÕES

### 5.1 Considerações finais

A partir dos dados analisados nesta pesquisa chegaram-se as seguintes conclusões:

- Os estilólitos verticais ocorrem no topo da Formação Crato e possuem dois *sets* com direções principais: *set* 1 com *trend* NE-SW e, *set* 2 com *trend* NW-SE;
- Segundo a distribuição horizontal e vertical, os estilólitos ocorrem em todo o nível de laminitos C6, que possui uma espessura de aproximadamente 57 metros;
- De acordo com a classificação de Koehn (2016), os estilólitos verticais dos calcários da Formação Crato apresentam morfologias do tipo 1, 3 e 4 que correspondem a estilólitos retangulares, estilólitos do tipo sutura ou em forma de pico e estilólitos do tipo ondulado, respectivamente;
- A microscopia mostrou que os planos estilolíticos são compostos por cristais de pirita concentrados principalmente na parte mais externa do plano. Estes planos também contêm cristais de calcita neoformada no núcleo da estrutura. Os cristais de pirita, menos solúveis, assumiram o papel de componente selante. A presença de cimento mais jovem do que o da matriz na adjacência dos estilólitos sugere que os planos estilolíticos serviram de conduto para a migração de fluidos em etapas tardias da diagênese;
- Os halos de cimentação tardia compostos por calcita neoformada, e óxido de ferro, existentes na adjacência de alguns estilólitos são provenientes de fluidos ricos em carbonatos de cálcio que migraram de regiões de alta pressão (provavelmente do núcleo do estilólito) para regiões de menor pressão. A ausência de estruturas do tipo *tension gashes*, perpendiculares aos planos estilolítico, indica que as pressões não foram elevadas;
- As análises por meio de WDS da região dos estilólitos indicaram que as estruturas estilolíticas são compostas pelos seguintes elementos químicos: Fe, Ca, S, Si, Mg e Na. O Fe e o Ca apresentaram as maiores contagens. O Fe está associado à concentração de cristais de pirita, e de óxido de ferro, oriundo da alteração da pirita em etapas diferentes da diagênese. A presença de calcita no núcleo estilolítico está relacionada à neoformação de cristais de calcita, durante a sua formação, e por calcita magnesiana em etapa tardia, possivelmente na telodiagênese;

- Pelo fato de terem se formado após a instalação das fraturas de cisalhamento, os estilólitos são estruturas associadas à meso-diagênese, ou seja, são estruturas mais novas do que as estruturas formadas devido a eventos de sismicidade (eo-diagênese) e também são mais novos do que os níveis de concreção. Por outro lado, as relações de interseção indicam que os estilólitos são mais antigos do que os eventos rúpteis responsáveis pela formação dos veios verticais e horizontais;
- A amplitude dos estilólitos apresenta alto grau de regularidade ao longo de suas extensões. Os valores de amplitude que se afastam da média se devem a variações locais nas tensões atuantes ou devido ao controle exercido por heterogeneidades. A altura também apresenta alto grau de regularidade, o que reflete a sua descontinuidade vertical causada por baixa intensidade dos esforços geradores. A altura e a amplitude estão diretamente associadas sugerindo que os estilólitos podem ter se desenvolvido próximos a zonas de maiores tensões;
- O espaçamento horizontal dos planos estilolíticos apresenta comportamento distinto para as duas famílias encontradas. Os estilólitos do *trend* primário, mais frequentes, NE-SW, tendem a se apresentarem *clusterizados*, ou seja, apresentam regiões com maior concentração de estilólitos, sugerindo que as tensões envolvidas com sua formação sejam de maiores magnitudes. Os estilólitos do *trend* secundário, NW-SE, apresentam-se com espaçamento regular, sem a ocorrência de enxames, sugerindo que estes se formaram de forma secundária;
- As regiões que apresentam maior resistência à compressão uniaxial estão associadas à presença de estruturas convolutas e concreções calcárias, e são nestas regiões que ocorrem a maior concentração de estilólitos com menores espaçamentos verticais. Regiões em que os estilólitos ocorrem com maior espaçamento vertical apresentam menores valores de rigidez, e estas regiões não estão associadas com estruturas sin-sedimentares ou concreções;
- As variações na propagação no crescimento vertical dos estilólitos são causadas por dois motivos: 1) as laminações dos calcários apresentam alternâncias de competência/rigidez bem como de permeabilidade. As lâminas com maior concentração de pirita e menor porosidade representam os locais de maior resistência mecânica. Este efeito de variação das lâminas foi responsável pela mudança de direção na propagação dos planos estilolíticos, e variação na morfologia dos mesmos. 2) a ocorrência de outros constituintes da matriz micrítica (nódulos, intraclastos, *pellets* e fósseis), também foi responsável pelo controle de propagação dos planos;

- As tensões horizontais responsáveis pela formação dos estilólitos estão relacionadas à formação de compartimentos, em etapas diagenéticas precoces, formados por níveis horizontais de concreções calcárias e por fraturas de cisalhamento/falhas. Esses compartimentos impediram a migração vertical e horizontal de fluidos, gerando zonas de alta pressão de poros. Com o incremento do soterramento, a migração vertical de fluidos em regiões específicas entre as laminações deu origem à formação de suturas estilolíticas de pequenas dimensões. A baixa permeabilidade dos depósitos foi certamente um fator importante para o processo de aumento da pressão de fluidos nos poros, e geração dos estilólitos;
- os estilólitos dos laminitos da Formação Crato não podem ser considerados como barreiras para fluxo de fluido devido ao seu pequeno comprimento vertical, e ao fato de que os planos são descontínuos. Durante a telo-diagênese as estruturas estilolíticas serviram como condutos para o transporte de fluidos com influência meteórica que causaram dissolução do núcleo do plano estilolítico e porosidade secundária (microporosidade). O caso estudado mostra que os planos estilolíticos não representariam heterogeneidades como barreiras impermeáveis em reservatórios, e que eventualmente poderiam aumentar a porosidade e a permeabilidade localmente;

## 5.2 Sugestões

- Para pesquisas futuras recomenda-se fazer uma análise das estruturas do tipo *soft-deformation* (sismitos), o que permitiria compreender melhor os mecanismos de deformação e liquefação dos estratos;
- Também é importante a realização de estudos mais detalhados da química do preenchimento dos veios, o que permitiria comprovar a sua relação com etapas tardias da diagênese, e qual o grau de soterramento experimentado pelos depósitos;

## REFERÊNCIAS

- Al-Bassam, K. S. and Fouad, S. F. A. Tectonic Classification and Geochemical Significance of Stylolites in the Kometan Formation (Turonian) in Dokan Area, Sulaimaniyah, NE Iraq. *Iraqi Bulletin of Geology and Mining*. 2012. 8(3): 53-73.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 6: 363-392.
- Alsharhan, A., Sadd, J. L.. 2000. Stylolites in Lower Cretaceous Carbonate Reservoirs. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 69: 185–207.
- Andrews, L.M.; L.B. Railsback 1997. Controls on Stylolite Development: Morphologic, Lithologic, and Temporal Evidence from Bedding-parallel and Transverse Stylolites from the US Appalachians. *Journal of Geology*, 105, 1: 59-73.
- Araújo, R. F., Caran, G. M., SOUZA, I. V. P.. 2016. Orientação Temática e Coeficiente de Correlação para Análise Comparativa entre Altimetrics e Citações. *Em Questão*, 22:184-200.
- 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. *Brazilian Journal of Geology*, 24 (4): 223-232.
- Assine, M. L. 2007. Bacia do Araripe, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 19:371-389.
- Assine, M. L., Perinotto, J. A. J., Custódio, M. A., Neumann, V. H., Varejão, F. G., Mescolotti, P. C.. 2014. Sequências Depositionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 22:3-28.
- Aydin, A., Basu, A.. 2005. The Schmidt Hammer in rock Material Characterization. *Engineering Geology*, 81: 1-14.
- Benedicto, A., & R. Schultz. 2010. Stylolites in Limestones: Magnitude of Contractional Strain Accommodated and Scaling Relationships. *Journal Structural Geology*, 32:1250–1256.
- Bertotti, G., Graaf, S de, Bisdom, K., Oskam, B., Vonhof, H. B., Bezerra, F. H. R., Reijmer, J. J. G., Cazarin, C. L.. 2017. Fracturing and Fluid Flow During Post-rift Subsidence in Carbonates of the Jandaíra Formation, Potiguar Basin, NE Brazil. *Basin Research*, 29:836-853.

- Beurlen, K.. (1962). A Geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 34(3): 365-370.
- Beurlen, K.. (1963). Geologia e Estratigrafia da Chapada do Araripe. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 17:47.
- 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.
- Beurlen, H., Neumann, V. H., Silva, M. R. R. da. 2005. Aplicação de Estudo de Inclusões Fluidas a Análise do Potencial Petrolífero nas Rochas Carbonáticas Mesozoicas da Chapada do Araripe, NE do Brasil. In: XXI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. *Boletim dos Resumos Expandidos*, 19:242-245.
- Boggs, S., Jr. & Krinsley, D. 2006. Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. New York, Cambridge University Press, 165 p.
- Bons, P. D., Elburg, M. A., Gomez-Rivas, E.. 2012. A Review of the Formation of Tectonic Veins and Their Microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43: 33-62.
- Buxton, T. M., Sibley, D. F. 1981. Pressure Solution Features in a Shallow Buried Limestone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 19-26.
- Braithwaite, C. J. R.. 1989. Stylolites as Open Fluid Conduits. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 93-96.
- Breesch, L., Swennen, R., Dewever, B., Mezini, A.. 2007. Deposition and Diagenesis of Carbonate Conglomerates in the Kremenara Anticline, Albania: a Paragenetic Time Marker in the Albanian Foreland Fold-and-thrust Belt. *Sedimentology*, 54: 483–496. doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00835.x
- 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.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, e. J., Campos Neto, M. C., Kozuch, M. O.. 1995. Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Perspectivas e Implicações. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 279-296.

- Burgess, C. J. & Peter, C. K.. 1985. Formation, Distribution, and Prediction of Stylolites as Permeability Barriers in the Thamama Group, Abu Dhabi: Middle East Oil Technical Conference and Exhibition. doi:10.2118/13698-MS.
- Burchette, T. P.. 2012. Carbonate Rocks and Petroleum Reservoirs: a Geological Perspective from the Industry. Geological Society, London, Special Publications, first published October 16, 2012; doi 10.1144/SP370.14.
- Braithwaite, C.J.R., 1989, Stylolites as Open Fluid Conduits: Marine and Petroleum Geology, 6: 93–96, doi:10.1016/0264-8172(89)90078-0.
- Cabral, F. A. A.. 2017. Caracterização das Microfácies e Evolução Diagenética dos Calcários do Topo da Formação Crato, Bacia do Araripe, NE do Brasil. Dissertação de mestrado.
- Caixeta, J. M., Ferreira, T. S., Machado Jr., D.L., Teixeira, J. L., Romeiro, M. A. T.. 2014. Albian Rift Systems in the Northeastern Brazilian Margin: An Example of Rifting in Hyper-Extended Continental Crust. Adapted from extended abstract prepared in conjunction with oral presentation given at AAPG International Conference & Exhibition, Istanbul, Turkey, September 14-17.
- Calvo, J.P., Rodriguez-Pascua, M.A., Martín-Velasquez, S., Jimenez, S., De Vicente, G.. 1998. Microdeformation of Lacustrine Laminite Sequences from Late Miocene Formations of SE Spain: an Interpretation of Loopbedding. *Sedimentology*, 45: 279–292.
- 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.
- Catto, B.. 2015. Laminitos Microbiais no Membro Crato (Neoaptiano), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. 111p.
- Catto, B., Jahnert, R. J., Warren, L. V., Varejão, F. G., Assine, M. L.. 2016. The Microbial Nature of Laminated Limestones: Lessons from the Upper Aptian, Araripe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 341: 304-315. Doi: 10.1016/j.sedgeo.2016.05.007.
- 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 and Petroleum Geology*, 43: 1-20.
- Coimbra, J. C., Arai, M., Carreño, A. L., 2006. Biostratigraphy of Lower Cretaceous Microfossils from the Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Geobios, Paris*, 35: 687-698.

- Dantas, E. L., Van Schmus W. R, Hackspacher P. C., Fetter A. H., Brito Neves B. B., Cordani U.G., Norman Z. P., Williams I. S.. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil: Remnants of the Oldest Crust in South America. *Precambrian Research*, 130: 113-137.
- De Boer, R. B. (1977a). On the Thermodynamics of Pressure Solution — Interaction Between Chemical and Mechanical Forces. *Geochim Cosmochim Acta*, 41: 249–256. Doi: 10.1016/0016-7037(77)90232-0
- De Boer, R. B. (1977b). Pressure solution: Theory and Experiments. *Tectonophysics*, 39: 287–301. Doi: 10.1016/0040-1951(77)90101-9
- 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.
- Eaton, A.. 1824. Report on the District Adjoining the Erie Canal. *Geology of New York*, p.134.
- Ebner, M., Koehn, D., Toussaint, R., Renard, F.. (2009a). The Influence of Rock Heterogeneity on the Scaling Properties of Simulated and Natural Stylolites, *Journal of Structural Geology*, 31(1): 72–82, doi:10.1016/j.jsg.2008.10.004.
- Ebner, M., Toussaint, R., Schmittbuhl, J., Koehn, D., Bons, P., 2010. Anisotropic Scaling Of Tectonic Stylolites: A Fossilized Signature of the Stress Field? *Journal of Geophysical Research*, 115, B06206 | DOI: 10.1029/2009JB006985.
- Eren, M.. 2005. Origin of Stylolite Related Fractures in Atoka Bank Carbonates, Eddy Country, New Mexico, U.S.A. *Carbonates and Evaporites*, 20:42-49.
- Elsherif, A., Gzara, K., Ibrahim, H and Krafft, J. 2016. Facies Analysis and Permeability Estimation in Late Cretaceous Giant Carbonate Reservoir using LWD Technology: A Case Study in Sabriyah Field, North Kuwait. Adapted from extended abstract based on oral presentation given at AAPG GEO 2016, The 12th Middle East Geosciences Conference and Exhibition March 7-10, 2016, Manama, Bahrain.
- Evans M. A., Elmore R.D.. 2006. Fluid Control of Localized Mineral Domains in Limestone Pressure Solution Structures. *Journal of Structural Geology*, 28(2): 284-301.
- Fabin, C. E. G. S. O., Correia Filho, O. J., Alencar, M. L., Barbosa, J. A., Miranda, T. S., Neumann, V. H., Gomes, I. F., Ribeiro, F. S.. 2017. Stratigraphic Relations of the Ipubi

Formation: Siliciclastic-Evaporitic Succession of the Araripe Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*.

Ferreira, V. P., Sial, A. N., & Jardim de Sá, E. F.. 1998. Geochemical and Isotopic Signatures of Proterozoic Granitoids in Terranes of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*. 11: 439-455.

Fetter, A. H., Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Arthaud, M. H.. 2000. U-Pb and Sm-Nd Geochronological Constraints on the Crustal Evolution and Basement Architecture of Ceara State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Existence of the Paleoproterozoic Super Continent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(1):102-106

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* in: Fossen, H.. Tradução Fábio R. D. de Andrade. São Paulo: *Oficina de Textos*. Pg 168.

Fossen, H.. 2012. *Geologia Estrutural* in: Fossen, H.. Tradução Fábio R. D. de Andrade. São Paulo: *Oficina de Textos*.. Pg 248-249.

Fossen, H.. 2012. *Geologia Estrutural* in: Fossen, H.. Tradução Fábio R. D. de Andrade. São Paulo: *Oficina de Textos*.. Pg 490-491.

Fuchs, T.. 1894. Ueber die Natur und Entstehung der Stylolithen. *Stizungsber. d. k.Akad. d. Wjss Math. - nat. Kl. Wien*, Bd. 103: 673-688.

Gandini, R., Rossetti, D. de F., Neto, R. G., Bezerra, F. H. R., Goés, A. M.. 2014. Neotectonic Evolution of the Brazilian Northeastern Continental Margin Based on Sedimentary Facies and Ichnology. *Quaternary Research* 82: 462-472.

Gindre-Chanu, L., Warren, J. K., Puigdefabregas, C., Sharp, I. R., Peacock, D. C. P., Swart, R., Poulsen, R., Ferreira, H., Henrique, L.. 2015. Diagenetic Evolution of Aptian Evaporites in the Namibe Basin (South-West Angola), 62:204-233.

Gratier, J. P.. (1987). Pressure Solution-Deposition Creep and Associated Tectonic Differentiation in Sedimentary Rocks, In: Jones ME, Preston RM (eds) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, 29:25–38.

- Gratier, J. P., Muquet, L., Hassam, R., Renard, F. (2005). Experimental Microstylolites in Quartz and Modeled Application to Natural Stylolitic Structures, *Journal Structural Geology*, 27(1): 89–100, doi:10.1016/j.jsg.2004.05.007.
- Gross, M.R., Eyal, Y. 2007. Throughgoing Fractures in Layered Carbonate Rocks. *GSA Bulletin*, 119(11/12): 1387-1404.
- Gurgel, S. P. P., Bezerra, F. H. R., Corrêa, A. C. B., Marques, F. O., Maia, R. P.. 2013. Cenozoic Uplift and Erosion of Structural Landforms in NE Brazil. *Geomorphology*. 186:68-84.
- Hassan, M.. 2007. Stylolite Effect on Geochemistry, Porosity and Permeability: Comparison Between a Limestone and a Dolomite Sample from Khuff-B Reservoir in Eastern Saudi Arabia. *The Arabian Journal for Science and Engineering*, 32.
- Heap, M.J., Baud, P., Reuschlé, T., Meredith, P.G.. 2014. Stylolites in Limestones: Barriers to Fluid Flow? *Geology*. 42: 51–54.
- 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.
- Heimhofer, U.; Meister, P.; Bernasconi, S. M.; Ariztegui, D.; Martill, D. M.; Rios-Netto, A. M.; Schwark, L. 2017. Isotope and Elemental Geochemistry of Black Shale-Hosted Fossiliferous Concretions from the Cretaceous Santana Formation Fossil Lagerstätte (Brazil). *Sedimentology*, 64: 150-167.
- 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.
- Jamicic, D.. 2002. The Relationship Between Tectonic Stylolites and Fold Morphology in Limestone of the “Croatica Deposits” (Croatia). *Geologica Croatica*. 55/1: 79-81.
- Jardim de Sá, E. F., Vasconcelos, P. M., Saadi, A., Galindo, A. C., Lima, M. G., & Oliveira, M. J.. 2005. Marcos Temporais para a Evolução Cenozoica do Planalto da Borborema. In: SBG/Núcleo Paraná, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10º, Curitiba, Boletim de Resumos Expandidos, 160-162.
- Koehn, D., Ebner, M., Renard, F., Toussaint, R., Passchier, C.W., 2012. Modelling of Stylolite Geometries and Stress Scaling. *Earth and Planet Science Letter*, 341: 104–113.

- Koehn, D., Rood M. P., Beaudoin N., Chung P., Bons P. D., Gomez-Rivas E.. 2016. A New Stylolite Classification Scheme to Estimate Compaction and Local Permeability Variations. *Sedimentary Geology*, 346: 60-71.
- Koepnick, R. B.. 1988. Significance of Stylolite Development in Hydrocarbon Reservoirs with an Emphasis on the Lower Cretaceous of the Middle East. *Geologic Society. Malaysia*, 22:23-43.
- Lash, G. G. & Blood, D. 2004. Geochemical and Textural Evidence for Early (shallow) Diagenetic Growth of Stratigraphically Confined Carbonate Concretions, Upper Devonian Rhinestreet Black Shale, Western New York. *Chemical Geology*, 206(3): 407-424.
- Longman, M.W., 1980, Carbonate Diagenetic Textures from near Surface Diagenetic Environments. *AAPG Bulletin*, 64:461-487.
- 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.
- Mardon, D., 1988. Localization of Pressure Solution and the Formation of Discrete Solution Seams, Ph.D. Dissertation, Texas A & M University.
- Marshak, S. & Engelder, T.. 1985. Development of Cleavage In Limestones of a Fold-Thrust Belt in Eastern New York: *Journal of Structural Geology*, 7: 345–359, doi:10.1016/0191-8141(85)90040-9.
- Martill, D.M., Frey, E., 1998. A New Pterosaur Lagerstätte in N. E. Brazil (Crato Formation, Aptian, Lower Cretaceous): Preliminary Observations. *Oryctos*, 1: 79-85.
- Martín-Martín, J. D., Gomez-Rivas E., Gómez-Gras, D., Travé, A., Ameneiro, R., Koehn, D., and Bons, P. D. 2017. Activation of Stylolites as Conduits for Overpressured Fluid Flow in Dolomitized Platform Carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, 459.
- Martill, D.M., 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.
- Martill, D. M., Loveridge, R. F., Heimhofer, U.. 2008. Dolomite Pipes in the Crato Formation Fossil Lagerstätte (Lower Cretaceous, Aptian), of Northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 29: 78-86.

- McKinnon, E. 2017. Structural Diagenesis of Bed-Parallel and Bed-Normal Fractures, Cretaceous Crato Formation Carbonate Rocks, NE Brazil. [M.S. thesis]: Austin, University of Texas 153p.
- Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F. H. R., de Castro, D. L.. 2014. The Araripe Basin in NE Brazil: An Intracontinental Graben Inverted to a High-Standing Horst. *Tectonophysics*, 630: 251-264.
- Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Kietzmann, D.A., 2011. Earthquake Induced Soft-Sediment Deformation Structures in Upper Jurassic Open-Marine Microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sedimentary Geology*, 235: 210–221
- Marshall, J. D., & Pirrie, D.. 2013. Carbonate Concretions - explained. *Geology Today*, 29(2): 53-62.
- Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11(4): 766-791.
- 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*. Geological Society, London, Special Publication, 153: 55-73.
- Mazzullo, S.J., 2004. Overview of Porosity Evolution in Carbonate Reservoirs. *Kansas Geology Society Bulletin*, 79: 20–28.
- Merino, E., 1992. Self-Organization in Stylolites. *American Scientist*, 80: 466-473.
- Meike, A., Wenk, H.R., 1988. A TEM Study of Microstructures Associated with Solution Cleavage in Limestone. *Tectonophysics*, 154: 137–148.
- Meng, Q., Hooker, J., Cartwright, J.. 2017. Early Overpressuring in Organic-rich Shales During Burial: Evidence from Fibrous Calcite Veins in the Lower Jurassic Shales-with-Beef Member in the Wessex Basin, UK. *Journal of the Geological Society*, 174: 869-882.
- Miranda, T.S., Magalhães, J.G., Barbosa, J.A., Correia, O.F., Alencar, M. L.. 2014a. Araripe Basin, NE Brazil: A Rift Basin Implanted Over a Previous Pull-Apart System? In: *Atlantic Conjugate Margin Conference*, St John's, Canada.
- Miranda, T. S., Barbosa, J. A., Gale, J., Marrett, R., Gomes, I. F., Neumann, V. H., Matos, G. C., Correia Filho, O. J., Alencar, M. L.. 2014. Natural Fracture Characterization in Aptian Carbonates, Araripe Basin, NE Brazil. In: *76th EAGE Conference & Exhibition, Amsterdam*. Abstracts book, 88-92.

- Miranda, T., Barbosa, A., Gomes, I., Soares, A., Santos, R., Matos, G., McKinnon, E., Neumann, V., Marrett, R.. 2016. Petrophysics and Petrography of Aptian Tight Carbonate Reservoir, Araripe Basin, NE Brazil. 78<sup>th</sup> EAGE Conference & Exhibition 2016. Vienna, Austria, 30 May, 2016.
- Miranda, T. S., Barbosa, J. A., Gomes, I. F., Neumann, V. H., Santos, R. F. V. C., Matos, G. C., Guimaraes, L. J. N., Florencio, R. Q., Alencar, M. L.. 2012. 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.. 2015. Caracterização Geológica e Geomecânica dos Depósitos Carbonáticos e Evaporíticos da Bacia do Araripe, NE Brasil. Tese de Doutorado. 259p.
- Mollema, P. N. & Antonelli, M. A.. 1996. Compaction Bands: A Structural Analog for Anti-Mode I cracks in Aeolian Sandstone. Tectonophysics, 267: 209-228.
- Nelson, R. A.. 1981. Significance of Fracture Sets Associated with Stylolite Zones. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 65: 2417–2425.
- Nenna, F., Aydin, A.. 2011. The Formation and Growth of Pressure Solution Seams in Clastic Rocks: A Field and Analytical Study. Journal of Structural Geology, 33: 633-643.
- Neumann, V. H. & Cabrera, L. 1999. Una Nueva Propuesta Estratigráfica para la Tectonosecuencia Post-Rifte de la Cuenca de Araripe, Noroeste de Brasil. In: Bol. 5º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio Sobre el Cretácico de América del Sul. Serra Negra-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 279-285.
- Neumann, V. H. 1999. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagenesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albienses de la Cuenca de Araripe. Tese de Doutorado. 244p.
- Neumann, V. H. & Cabrera, L. 1999. Una Nueva Propuesta Estratigráfica para la Tectonosecuencia Post-Rifte de la Cuenca de Araripe, Noroeste de Brasil. In: Bol. 5º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio Sobre el Cretácico de América del Sul. Serra Negra-SP. UNESP, Rio Claro. 279-285.
- 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.

- Neuwerth, R., Suter, F., Guzman, C. A., and Gorin, G. E. 2006. "Soft-Sediment Deformation in a Tectonically Active Area: the Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia)," *Sedimentary Geology*, 186: 67–88.
- Neves, S.P., Bruguier, O., da Silva, J.M.R., Mariano, G., da Silva Filho, A.F., Teixeira, C.M.L., From Extension to Shortening: Dating the Onset of the Brasiliano Orogeny in Eastern Borborema Province (NE Brazil), *Journal of South American Earth Sciences* (2014), doi: 10.1016/j.jsames.2014.06.004.
- 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.
- Nogueira, F. C. C., Marques, F. O., Bezerra, F. H. R., de Castro, D. L., Reinhardt A. Fuck. 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics*, 644-645: 92-107.
- Oliveira, R.G.; Medeiros, W. E de. 2012. Evidences of Buried Loads in the Base of the Crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer Admittance Estimates. *Journal of South America Earth Sciences*, 37:60-76
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araujo, M. N. C.. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a Complete Plate Tectonic Cycle in Western Gondwana. *Precambrian*, 181: 64–84.
- 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.
- Osés, G.L., Petri, S., Voltani, C. G., Prado, G. M. E. M., Galante, D., Rizzuto, M. A., Rudnitzki, I. D., Dilva, E. P., Rodrigues, F., Rangel, E. C., Sucerquia, P. A., Pacheco, M. L. A. F.. (2016). Deciphering the Preservation of Fossil Insects: a Case Study from the Crato Member, Early Cretaceous of Brazil. *Scientific Reports*, 7(1): 1468. doi: 10.1038/s41598-017-01563-0.
- Owen, G., 1996. Experimental Soft-Sediment Deformation Structures Formed by the Liquefaction of Unconsolidated Sands and Some Ancient Examples. *Sedimentology*, 43: 279–293.
- Owen, G. & Moretti, M.. 2011. Identifying Triggers for Liquefaction-induced Soft-sediment Deformation in Sands. *Sedimentary Geology*, 235: 141-147.

- Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P.. 2011. Recognizing Triggers for Soft-sediment Deformation: Current Understanding and Future Direction. *Sedimentology Geology*, 235: 133-140.
- Paganoni, M., Al Harethi, A., Morad, D., Morad, S., Ceriani, A, Mansurbeg, H, Suwaidi, A. Al, Al-Aasm, I. S., Ehrenberg, S. N., Sirat, M.. 2016. Impact of stylolitization on Diagenesis and Reservoir Quality: A Case Study from an Early Cretaceous Reservoir in a Giant Oilfield, Abu Dhabi, United Arabia Emirates. *Sedimentary Geology*. 335: 70-92.
- Park, W. C., Schot, E.H., 1968. Stylolites: Their Nature and Origin. *Journal Sedimentology Petrology*, 38(1): 175–191.
- Peaulvast, 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.
- Philipp, S. L.. Geometry and Formation of Gypsum Veins in Mudstones at Watchet, Somerset, SW England. *Geology Magazine*, 145: 831-844.
- PONTE, F. C. & APPI, C. J. 1990. Proposta de Revisão da Coluna Litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, Natal, SBP. 211-226.
- Peacock, D. C. P., Korneva, I., Nixon, C. W., Rotevatn, A.. 2017. Changes of Scaling Relationships in Evolving Population: The Exemple of “Sedimentar Stylolites”. *Journal of Structural Geology*, 96: 118-133
- Petit, J. P., Mattauer, M.. 1995. Paleostress Superimposition Deduced from Mesoscale Structure in Limestone: the Matelles Exposure, Languedoc, France. *Journal of Structural Geology*, 17: 245-256.
- Ponte F.C. & Ponte Filho F.C. 1996. Estrutura Geológica e Evolução Tectônica da Bacia do Araripe. Recife, DNPM, 68 p.
- Railsback, L. B.. 1993a. Constrasting Styles of Chemical Compaction in the upper Pennsylvanian Dennis Limestone in the Midcontinent Region, U.S.A.. *Journal Of Sedimentary Petrology*, 63: 61-72.
- Railsback, L. B.. 1993b. Lithologic Controls on Morphology of Pressure-dissolution Surfaces (Stylolites and Dissolution Seams) in Paleozoic Carbonate Rocks From the Mideastern United States. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 513-522.
- Railsback, L. B., Andrews, L. M.. 1995. Tectonic Stylolite in the ‘Undeformed’ Cumberland Plateau of South Tennessee. *Journal of Structural Geology*, 17: 911-915.

- Railsback, L.B., 1998, Evaluation of Spacing of Stylolites and its Implications for Self-organization of Pressure Dissolution. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 2–7.
- Raynaud, S., Carrio-Schaffhauser, E., 1992. Rock Matrix Structures in a Zone Influenced by a Stylolite. *Journal of Structural Geology*, 14(8-9): 973-980.
- Reed, S. J. B.. 1996. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*, New York, Cambridge University Press. 201 p.
- Rispoli, R., 1981. Stress-fields About Strike-slip Faults Inferred from Stylolites and Tension Gashes. *Tectonophysics*, 75: 29–36.
- Rolland, A., R. Toussaint, P. Baud, J. Schmittbuhl, N. Conil, D. Koehn, F. Renard, J.-P. Gratier (2012), Modeling the Growth of Stylolites in Sedimentary Rocks, *Journal Geophysics Research*, 117: B06403, doi:10.1029/2011JB009065.
- Rodriguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., de Vicente, G., Gómez-Gras, D., 2000. Soft sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in Lacustrine Sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and Their Potential use as Indicators of Earthquake Magnitudes During the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135, 117–135.
- Roychoudhury A. N., Kostka J. E., Van Cappellen P.. 2003. Pyritization: a Palaeoenvironmental and Redox Proxy Reevaluated. *Estuar Coast Shelf Sci*, 57: 1183–1193.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Valeriano, M.M., Andrades Filho, C.O., Mittani, J.C.R., Tatum, S.H., Brito-Neves, B.B.. 2011a. Late Quaternary Sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Implications for the Interplay Among Landform, Sea Level and Tectonics in Eastern South America Passive Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300: 191–204.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Brito-Neves, B.B.. 2011b. Sediment Deformation in Miocene and Post-Miocene Strata, Northeastern Brazil: Evidence For Paleoseismicity in a Passive Margin. *Sedimentary Geology* 235, 172–187.
- Rustichelli, A., Celma, di C., Tondi, E., Baud, P., Vinciguerra, S.. 2016. Fibrous Gypsum Veins as Diffuse Features and Within Fault Zones: the Case Study of the Pisco Basin (Ica desert, southern Peru). *Journal of the Geological Society*, 173: 405-418.
- Sá, J. M., Bertrand, J. M., Leterrir, J., Macedo, M. H. F.,. 2002. Geochemistry and Geochronology of Pré-Brasilean Rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 14:851-866.

- Sá, J.M., McReath, I., Letterrier, J.. 1995. Petrology, Geochemistry and Geodynamic Setting of Proterozoic Igneous Suites of the Orós Fold Belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *J. South America Earth Science*, 8(3/4):299-314.
- Santos, R. F. V. C., Miranda, T.S., Barbosa, J.A., Gomes, I.F., Matos, G.C., Gale, J., Neumann, V.H., Guimarães, L.J. 2015. Characterization of Natural Fracture Systems: Analysis of Uncertainty Effects in Linear Scanline Results. *AAPG Bulletin*, 99(12): 2203-2219. doi: 10.1306/05211514104
- Santos, F. H. dos; Azevedo, J. M. de, Nascimento Junior, D. R. do, Souza, A. C. B. de, Mendes, M., Bezerra, I., Lima Verde, S.. 2017. Análise de Fácies e Petrografia de uma seção do Membro Crato em Nova Olinda (CE): Contribuições à História Depositional e Diagenética do Neopartiano na Bacia do Araripe. *Geologia USP. Série Científica*, 17: 3.
- Schwander HW, Burgin A, Stern WB (1981) Some Geochemical Data on Stylolites and Their Host Rocks. *Eclogae Geologicae Helveticae Acta*, 74:217–224.
- Scholle, P. A. & Scholle . 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, AAPG Memoir 77.
- Schaffhauser, E. C., Raynaud, S., Latière, H. J., Mazerolle, F.. 1990. Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, *Geological Society Special Publication*, 54: 193-199.
- Shaub, B. M. 1937. The Origin Cone-in-cone and its Bearing on the Origin of Concretion and Septaria: *American Journal Science*, 34: 331-344.
- Semyrka, G., Gancarz, M., Mikolajewski, Z.. 2015. Reconstruction of the Pre-compactional Thickness of the Zechstein Main Dolomite in Northwest Poland. *Geologos* 21:303–314. doi: 10.1515/logos-2015-0022.
- 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 Paulo-SP. UNESP, Rio Claro. Pg 37-41.
- Simon, J. L.. (2007). Analysis of Solution Lineations in Pebbles: Kinematical vs. Dynamical Approaches. *Tectonophysics*, 445(3/4): 337–352, doi:10.1016/j.tecto.2007.09.003.
- Small, H. L.. (1913). *Geologia e Suprimento de Água Subterrânea no Ceará e Parte do Piauí*. Publicação Inspetoria de Obras Contra Secas, 25:1-80.
- Stockdale, P., B.. 1922. Stylolites: Their Nature and Origin. *Indiana University Studies*, 55:1-97.

- Shackleton, J. R., Cooke, M. L., Sussman, A.J.. 2005. Evidence for Temporally Changing Mechanical Stratigraphy and Effects on Joint-network Architecture. *Geology*, 33:101–104; doi: 10.1130/G20930.1.
- 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.
- Silva, A. L.. 2002. Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre Carbonático (Aptiano-Albiano) da Bacia do Araripe em Afloramentos Seleccionados. Dissertação de Mestrado. 188p.
- Smith, J. V.. 1999. Three-dimensional Morphology and Connectivity of Stylolites Hyperactivated During Veining. *Journal of Structural Geology*, 22:59-64.
- Suits, N. S., & Wilkin, R. T. (1998). Pyrite Formation in the Water Column and Sediments of a Meromictic Lake. *Geology (Boulder)*, 26(12): 1099–1102.
- Tapp, B. & Cook, J..1988. Pressure Solution Zone Propagation in Naturally Deformed Carbonate Rocks. *Geology*, 16: 182-185.
- Topal, S. & Özkul, M. 2014. Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in the Kolankaya Formation, Denizli Basin (SW Turkey). *The Scientific World Journal*, 13. DOI: 10.1155/2014/352654
- Vanuxem, L.. 1838. *Geology of New York*. Second Ann. Rept., 271.
- Vandeginste, V. & Cédric M. J. 2013. Diagenetic Implications of Stylolitization In Pelagic Carbonates, Canterbury Basin, Offshore New Zealand, *Journal of Sedimentary Research*, 83: 226-240.
- Vaucherz. A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V.. 1995. The Borborema Shear Zone System, NE Brazil, 1995. *Journal of South American Earth Science*, 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.
- Wasantha, P. L. P., Konietzky, H., Weber, F. 2017. Geometric Nature of Hydraulic Fractured Propagation in Naturally-Fractured Reservoirs. *Computer and Geotechnics*, 83:209-220
- Wilkin, R. T., Barnes, H. L., & Brantley, S. L. (1996). The Size Distribution of Framboidal Pyrite in Modern Sediments: an Indicator of Redox Conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(20): 3897–3912.

- Young, B. W., and M. A. Chan (2017), Gypsum Veins in Triassic Moenkopi Mudrocks of Southern Utah: Analogs to Calcium Sulfate Veins on Mars. *Journal Geophysics Research Planets*, 122: 150–171, doi:10.1002/2016JE005118.
- Zanella, A., Cobbold, P. R., Ruffet, G., Leanza, H. A.. 2015. Geological Evidence for Fluid Overpressure, Hydraulic Fracturing and Strong Heating During Maturation and Migration of Hydrocarbons in Mesozoic rocks of the Northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 62:229-242.
- Zhou, X. & Aydin, A. 2012. Mechanics of the Formation of Orthogonal Sets of Solution Seams, and Solution Seams and Veins and Parallel Solution Seams and Veins. *Tectonophysics*, 532-535: 242–257.
- Zhou, X. & Zeng, Z.. 2014. The Development of Stylolites in Carbonate Formation: Implication for CO<sub>2</sub> Sequestration. *Acta Geologica Sinica*, 88:238-24.
- Zihms, S. G., Miranda, T., Lewis, H., Barbosa, J. A., Neumann, V. H., Souza, J. A. B., Cruz Falcão, da T.. 2017. Crato Formation laminites – a Representative Geomechanical Pre-salt Analogue? 5th Atlantic Conjugate Margins Conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 22<sup>th</sup> – 25<sup>th</sup> August 2017.