



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS - CTG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – PPGEOC

FLÁVIA ARAÚJO DE ARRUDA CABRAL

**CARACTERIZAÇÃO DAS MICROFÁCIES E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS
CALCÁRIOS DO TOPO DA FORMAÇÃO CRATO, BACIA DO ARARIPE, NE DO
BRASIL**

Recife/ 2017

FLÁVIA ARAÚJO DE ARRUDA CABRAL

**CARACTERIZAÇÃO DAS MICROFÁCIES E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS
CALCÁRIOS DO TOPO DA FORMAÇÃO CRATO, BACIA DO ARARIPE, NE DO
BRASIL**

Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.

Recife/ 2017

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

- C117c Cabral, Flávia Araújo de Arruda.
Caracterização das microfácies e evolução diagenética dos calcários do topo da Formação Crato, Bacia do Araripe, NE do Brasil / Flávia Araújo Arruda. - 2017.
71 folhas, il., gráfs., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.
Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Formação Crato. 3. Calcários laminados. 4. Bacia do Araripe. I. Neumann, Virgínio Henrique de Miranda Lopes (Orientador). II. Título.
- UFPE
- 551 CDD (22. ed.) BCTG/2017-143

FLÁVIA ARAÚJO DE ARRUDA CABRAL

**CARACTERIZAÇÃO DAS MICROFÁCIES E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS
CALCÁRIOS DO TOPO DA FORMAÇÃO CRATO, BACIA DO ARARIPE, NE DO
BRASIL**

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

Aprovada em: 10/03/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Lúcia Maria Mafra Valença (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Bruno Ludovico Dihl Horn (Examinador Externo)
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - SUREG/RE

Recife/ 2017

Dedico,

À minha família e ao meu namorado que sempre acreditaram em mim.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter conseguido realizar mais uma etapa na minha vida sem ter desistido em nenhum momento.

Aos meus pais, Celina e Ricardo por toda dedicação e esforço para que eu chegasse até aqui.

A Jefferson, meu namorado, pelo carinho, amor e por estar sempre ao meu lado.

Ao professor Virgínio Neumann por ter tornando este trabalho possível e pela sua confiança, incentivo, dedicação e orientação durante este trabalho.

A professora Lúcia Valença e a Bruno Horn (Geólogo da CPRM-Recife), por terem aceitado participar da banca examinadora desta dissertação.

A geóloga da CPRM-Recife, Cleide Moura e ao professor Antônio Barbosa, por terem aceitado participar da banca como membros suplentes.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco (PPGEOC-UFPE), pela oportunidade de participar do mesmo.

A todos os professores do Departamento de Geologia (DGEO) da UFPE, por todos os conhecimentos passados desde a Graduação até agora, no mestrado.

Aos técnicos dos Laboratórios de Laminação da UFPE e da CPRM, pela confecção das lâminas petrográficas.

Ao Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas (LDN) da UFPE, em nome do professor Edval José Pinheiro Santos.

Aos Laboratórios de Mineralogia Aplicada e Gemologia e, de Estudos Metalogenéticos Aplicados da UFPE, em nome da professora Sandra de Brito e Hartmut Beurlen, respectivamente, pela aquisição de algumas fotomicrografias.

A todos os funcionários do PPGEOC e DGEO da UFPE.

A todos que de alguma forma contribuíram direta e indiretamente para que tudo isso se tornasse possível.

A FACEPE (Fundação de Amparo a Ciência e Tecnologia de PE), pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa de mestrado.

E, por fim, a Petrobras pelo total apoio financeiro no desenvolvimento desta dissertação, através do Projeto “Modelagem Geológica/ Geomecânica de Reservatório Análogo Naturalmente Fraturado, Bacia do Araripe, NE do Brasil – Projeto Crato”.

RESUMO

A Formação Crato, unidade cronocorrelata a rochas reservatórios do Pré-Sal, consiste em uma unidade litoestratigráfica associada à fase tectônica Pós-Rifte I da Bacia do Araripe, cuja extensão compreende parte dos estados do Ceará, Piauí e Pernambuco, na região nordeste do Brasil. Esta unidade apresenta espessura variando entre 20 e 70m e representa a segunda fase lacustre da fase Pós-Rifte da bacia, sendo caracterizada por seis níveis carbonáticos intercalados com rochas siliciclásticas (lutáceas e arenáceas). Este trabalho teve como objetivo estudar afloramentos da litofácies de calcário laminado do Topo da Formação Crato definindo as microfácies encontradas a partir das feições observadas em lâminas delgadas e reconhecer a história diagenética destas rochas. As técnicas aplicadas foram as análises ao microscópio óptico, Catodoluminescência e Microscópio Eletrônico de Verredura (MEV) acoplado a um espectrômetro de dispersão de comprimento de onda (WDS). Análises petrográficas permitiram observar que grande parte desses calcários laminados apresenta dominância de matriz micrítica, os quais foram classificados como calcilutitos, indicando um ambiente deposicional de baixa energia. Foram observadas micro-estruturas como, por exemplo, microfalhas, microfraturas, *microslumps* e *loop bedding*. Foi possível reconhecer sete microfácies a partir de feições texturais, estruturais e paleontológicas, são elas: calcário maciço, calcário com laminações plano-parelas, calcário com laminações onduladas, calcário com slumps, calcário com loop bedding, calcário com ostracodes e calcário com peloides. Também foram identificados processos dos diferentes estágios diagenéticos que afetam estes calcários laminados são eles: dissolução, cimentação, substituição, recristalização e compactação. Os constituintes diagenéticos encontrados nas lâminas estudadas incluem: calcita, pirita, sílica e sulfatos. A partir dos dados obtidos conclui-se que grande parte das micro-estruturas podem estar relacionadas a microsismos, provavelmente relacionados a reativação da Zona de Cisalhamento Patos. E, os constituintes diagenéticos indicam uma diagênese inicial (estágio eodiagenético) a tardia (estágio telodiagenético).

Palavras-chave: Formação Crato. Calcários laminados. Bacia do Araripe.

ABSTRACT

The Crato Formation, a chronocorrelate unit of Pre-Salt reservoir rocks, consists of a lithostratigraphic unit associated with the Post-Rift I tectonic phase of the Araripe Basin, whose extension comprises part of states of the Ceará, Piauí and Pernambuco in northeastern Brazil. This unit presents a thickness varying between 20 and 70 m and represents the second phase of the post-rift phase of the basin. It is characterized by six carbonate levels interfingering with siliciclastic rocks (*lutaceous* and *arenaceous*). The objective of this work was to study outcrops of laminated limestone lithofacies from the top of the Crato Formation, defining the microfacies found from the observed features in thin sections and to recognize the diagenetic history of these rocks. The techniques applied were the analyses in optical microscopy, cathodoluminescence and Scanning Electron Microscopy (SEM) coupled to a wavelength- dispersion spectrometer (WDS). Petrographic analyses allowed to observe that a large part of these laminated limestones present dominance of the micritic matrix, which were classified as calcilutite, indicating a low energy depositional environment. Microstructures such as micro-fault, microfractures, *microslumps* and *loop bedding* were observed. It was possible to recognize seven microfacies from textural, structural and paleontological features these are: massive limestone, limestone with flat-parallel laminations, limestone with undulated laminations, limestone with slumps, limestone with loop bedding, limestone with ostracodes and limestone with peloids. Also processes were identified from different diagenetic stages that affect these laminated limestones: cementation, dissolution, replacement, recrystallization and compaction. The diagenetic constituents found in the thin sections studied include: calcite, pyrite, silica and sulfates. From the obtained data it could be concluded that a great part of the microstructures can be related to microsisms, probably related to the reactivation of the Patos Shear Zone. The diagenetic constituents indicate an early (eogenetic stage) to late (telogenetic stage) diagenesis.

Keywords: Crato Formation. Laminated limestones. Araripe Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Imagem ilustrando a região nordeste do Brasil com destaque para a área de estudo, localizada no estado do Ceará 17*
- Figura 2 – Vias de acesso a área de estudo, o acesso na cor azul foi o utilizado para este trabalho 18*
- Figura 3 – Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM 6460 com WDS acoplado20*
- Figura 4 – Esquema mostrando a classificação de Dunham de rochas carbonáticas de acordo com suas texturas deposicionais (adaptado de Dunham, 1962) 24*
- Figura 5 – Configuração pré-deriva dos continentes Sul Americano e Africano mostrando a localização da Província Borborema. Modificado de Van Schmus et al. (1995) 25*
- Figura 6 – Província Borborema. Principais Domínios modificado de Van Schmus et al. (2008). CE – Domínio Ceará; MC – Domínio Médio Coreaú; PEAL- Domínio Pernambuco–Alagoas ; RGN – Domínio Rio Grande do Norte (SJC – Núcleo Arqueano São José do Campestre); RP– Domínio Riacho do Pontal; SD – Domínio Sergipano; SFC – Cráton São Francisco; SLC – Cráton São Luís; TD – Domínio Transversal (AP- Terreno Alto Pajeú, AM- Terreno Alto Moxotó, CB- Faixa Cachoerinha, RC- Terreno Rio Capibaribe); PAsz – Zona de Cisalhamento Patos; PEsz – Zona de Cisalhamento Pernambuco; SMASZ – Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo; TBL – Lineamento Transbrasiliano. Cidades: Fo – Fortaleza; Na – Natal; Re – Recife; Sa – Salvador. Detalhe: Distribuição geral dos granitos Brasileiros..... 27*
- Figura 7 – Esquema ilustrando as bacias fanerozoicas da região Nordeste do Brasil, com destaque para a Bacia do Araripe (retângulo preto). Legenda: A= Araripe, IG= Iguatu, J= Jatobá, P= Potiguar, PB= Paraíba, PE= Pernambuco, RP= Rio do Peixe, SA= Sergipe Alagoas, T= Tucano. Modificado de Assine, 1992..... 28*
- Figura 8 – Mapa Geológico simplificado da Bacia do Araripe 31*
- Figura 9 – Carta estratigráfica da Bacia do Araripe 32*

Figura 10 – Estratigrafia da sequência Pós-Rifte I de acordo com Assine et. al (2014) 33

Figura 11 – a) Afloramento AFL 04, na Pedreira do Aurélio, com calcário laminado intercalado com argilito (porção esbranquiçada e intemperizada); b) Calcário laminado intercalado com folhelho em afloramento na Mina Três Irmãos (AFL 03); c) Calcário maciço fraturado em afloramento localizado em Abaiara (AFL 05) 35

Figura 12 – Afloramento próximo a Mina Conceição Preta exibindo várias microfraturas preenchidas por calcita (AFL 02) 35

Figura 13 – Afloramento de calcário laminado exibindo nível de calcita em estrutura cone-em-cone (AFL 03) 36

Figura 14 – Figura exibindo pseudomorfo de halita, em forma de estrela, em afloramento de Santana do Cariri..... 36

Figura 15 – Afloramento do topo da Formação Crato, em Porteiras (AFL 08): a) Calcário laminado com suas lâminas onduladas. b) Calcário laminado silicificado exibindo uma superfície botrioidal 37

Figura 16 – Afloramento no leito do Rio da Batateira (afl 07): a) Visão geral da Brecha de falha; b) Brecha de falha com detalhe para os fragmentos de calcário laminado 37

Figura 17 – Fotomicrografias exibindo a microfácies calcário maciço (nicóis paralelos): a e b) Lama carbonática com fraturas na diagonal preenchidas por calcita; c) Lama carbonática com fratura horizontal; d) Lama carbonática com pirita framboidal 39

Figura 18 – Fotomicrografias da microfácies m2 (nicóis paralelos) onde as bandas escuras possuem calcita microcristalina, matéria orgânica e pirita. Enquanto que as lâminas claras são constituídas por calcita microcristalina sem a presença de pirita. Indício de recristalização de calcita na porção inferior (cor mais clara) na figura “c”. As manchas escuras na porção inferior da figura “d” referem-se a manganês arborescente 40

Figura 19 – Fotomicrografias do calcário com lâminas orgânicas de coloração marrom bastante crenuladas, deformadas com presença de calcita recristalizada: a, c e d: nicois paralelos; b: nicois cruzados 41

Figura 20 – Fotomicrografia do calcário laminado com “microslumps” localizado no centro da figura, destacado pelo contorno tracejado (nicois paralelos) 42

Figura 21 – Fotomicrografia do calcário laminado com “loop bedding” simples (nicois paralelos) 43

Figura 22 – Fotomicrografias da microfácies calcário com ostracodes (nicois paralelos): a) Ostracodes substituídos ora por calcita espática ora por calcita micrítica; b) Ostracode com as valvas constituídas por calcita e calcita microcristalina no seu interior; c) Ostracode com início de piritização; d) Ostracode achatado com valva desarticulada e substituído por pirita 43

Figura 23 – Fotomicrografias da microfácies calcário com peloides (nicois paralelos): a, b e c) Nível peloidal; d) Pelóide deformando laminação 44

Figura 24 – Fotomicrografias: a) microfraturas com direções variadas (nicois paralelos); b) micro fraturas horizontal sendo preenchida por matéria orgânica (M.O.) deslocando fraturas verticais mais antigas que estão preenchidas por calcita (nicois paralelos); c) fratura horizontal preenchida por calcita espática (nicois paralelos); d) imagem “c” a nicois cruzados; e) fratura preenchida por M.O. a nicois paralelos; f) imagem “e” na catodoluminescência (CL), onde é possível observar alta luminescência na matriz micrítica, fratura preenchida por M.O. sem luminescência e, outra fratura transversal a esta (visível apenas na CL, indicada pela seta) com mais alta luminescência e evidenciando gerações diferentes de calcita 45

Figura 25 – Fotomicrografias a nicois paralelos: a) Microfalha deslocando uma fratura tardia; b) Microfalha deslocando laminação do calcário e fratura preenchida por matéria orgânica; c) microfalha normal; d) microfalha normal deslocando a fratura preenchida por calcita 46

Figura 26 – Fotografia de amostra de mão, onde é possível observar diversas fraturas de cisalhamento e microfalhas normais (setas azuis) e inversas (setas verdes) que deslocam as laminações do calcário laminado. Também é possível observar fratura vugular (setas vermelhas) preenchida por sílica (parte superior esquerda)..... 47

Figura 27 – a) Amostra de mão exibindo loop bedding simples tipo 1 (setas vermelhas) e loop bedding simples tipo 2 (seta verde); b) Fotomicrografia mostrando loop bedding simples 47

Figura 28. Calcário laminado apresentando processo de dissolução, representado pela porosidade fenestral e vugular 49

Figura 29 – Fotomicrografias exibindo calcita preenchendo fraturas: a) Fraturas com espessuras distintas preenchidas por calcita a nicóis paralelos; b) Figura “a” na catodoluminescência mostrando alta luminescência tanto na lama carbonática quanto nas fraturas; c) Calcita fibrosa a nicóis paralelos; d) Figura “c” onde a calcita fibrosa apresenta alta luminescência sob catodoluminescência; e) Fratura preenchida por calcita (nicóis cruzados); e) Calcita substituindo ostracodes (centro da figura e canto inferior direito) a nicóis paralelos 50

Figura 30 – Fotomicrografias exibindo processo de piritização: a) Pirita ocorrendo de forma disseminada (nicóis paralelos); b e c) Pirita também ocorrendo de forma disseminada e substituindo bioclastos (provavelmente ostracodes) a nicóis paralelos; d) Mesma ilustração de “c” na catodoluminescência, onde a matriz micrítica encontra-se luminescente e os “pontos” com pirita, não luminescente 51

Figura 31 – Amostra de mão exibindo o processo de silicificação (porção cinza) no calcário laminado, onde é possível notar o calcário laminado na base e no topo da amostra, com ondulações na parte superior 52

Figura 32 – Fotomicrografias: a) Esferulito de calcedônia (nicóis cruzados); b) Esferulito de calcedônia e megaquartzos (nicóis cruzados); c) Calcedônia (nicóis cruzados); d) Calcedônia (nicóis paralelos); e) Calcedônia (nicóis cruzados); f) Calcedônia sob catodoluminescência, sem luminescência enquanto que a matriz micrítica apresenta alta luminescência 53

Figura 33 – Fotomicrografias dos sulfatos: a) Cristais de barita (nicois paralelos); b) Cristais de barita da letra “a” a nicois cruzados exibindo alta birrefringência; c) Cristais de barita da letra “a” sob catodoluminescência, onde é possível notar uma alta luminescência na matriz micrítica e nenhuma luminescência das baritas. d) Cristais de barita exibindo alta birrefringência (nicois cruzados) 54

Figura 34 – Fotomicrografias dos sulfatos: a) Barita a nicois paralelos; b) Barita a nicois cruzados; c) Anidrita na porção superior da imagem e barita na porção direita inferior a nicois paralelos; d) Imagem “c” a nicois cruzados; e) Gipsita e anidrita a nicois paralelos; f) Figura “e” a nicois cruzados, onde os minerais de coloração cinza são gipsita e os coloridos, de alta birrefringência, anidrita 55

Figura 35 – a) Matriz micrítica observada no MEV; b) Espectro por comprimento de onda mostrando pequenos picos (quase não detectáveis) dos elementos Ferro (Fe), Manganês (Mn), Silício (Si), Enxofre (S), Magnésio (Mg) e alto pico de Cálcio (Ca) 57

Figura 36 – Calcita: a e b) Imagem do cristal de calcita no MEV; c) Espectro por comprimento de onda mostrando pequenos picos dos elementos Ferro (Fe), Manganês (Mn), Enxofre (S), Silício (Si) e Magnésio (Mg) e um grande pico de Cálcio (Ca) 57

Figura 37 – Sílica: a e b) Imagem do cristal analisado no MEV; c) Espectro por comprimento de onda mostrando grande pico de Silício (Si) 58

Figura 38 – Barita: a) imagem geral do cristal no MEV; b) Espectro por comprimento de onda mostrando picos dos elementos Bário (Ba) e Enxofre (S) 58

Figura 39 – Barita: a) imagem geral do cristal no MEV; b) imagem mostrando o local onde foi realizada a análise no interior do cristal; c) Espectro por comprimento de onda mostrando picos dos elementos Bário (Ba) e Enxofre (S) 59

Figura 40 – Modelo da sedimentação sazonal indicando etapas de expansão, concentração evaporítica e dessecação 63

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	15
1.2	JUSTIFICATIVA	16
1.3	OBJETIVOS	16
1.4	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	16
2	MATERIAIS E MÉTODOS	17
2.1	ETAPAS DE CAMPO.....	18
2.2	ANÁLISES DE LABORATÓRIO	18
2.2.1	<i>MICROSCOPIA ÓPTICA DE LUZ TRANSMITIDA.....</i>	<i>18</i>
2.2.2	<i>CATODOLUMINESCÊNCIA</i>	<i>19</i>
2.2.3	<i>MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....</i>	<i>20</i>
2.2.4	<i>ROCHAS CARBONÁTICAS</i>	<i>21</i>
2.2.4.1	Grãos Carbonáticos	21
2.2.4.1.1	Grãos esqueléticos ou bioclastos	21
2.2.4.1.2	Grãos não- esqueléticos	21
2.2.4.1.2.1	<i>Ooide</i>	<i>21</i>
2.2.4.1.2.2	<i>Oncoide.....</i>	<i>21</i>
2.2.4.1.2.3	<i>Clastos</i>	<i>22</i>
2.2.4.1.2.4	<i>Peletes e Peloides</i>	<i>22</i>
2.2.4.1.2.5	<i>Grãos Não-Carbonáticos</i>	<i>22</i>
2.2.4.2	Matriz	23
2.2.4.3	Cimento.....	23
2.2.5	<i>CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS</i>	<i>23</i>
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	25
3.1	PROVÍNCIA BORBOREMA	25
3.2	BACIA DO ARARIPE	28
3.3	FORMAÇÃO CRATO	30
4	RESULTADOS	34
4.1	CALCÁRIO DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO	34
4.2	MICROFÁCIES DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO.....	37
4.2.1	<i>MICROFÁCIES CALCÁRIO MACIÇO (m1)</i>	<i>38</i>
4.2.2	<i>MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LAMINAÇÕES PLANO-PARALELAS (m2) ..</i>	<i>39</i>
4.2.3	<i>MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LAMINAÇÕES ONDULADAS (m3)</i>	<i>40</i>
4.2.4	<i>MICROFÁCIES CALCÁRIO COM SLUMPS (m4).....</i>	<i>41</i>
4.2.5	<i>MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LOOP BEDDING (m5).....</i>	<i>42</i>
4.2.6	<i>MICROFÁCIES CALCÁRIO COM OSTRACODES (m6).....</i>	<i>42</i>

4.2.7.	<i>MICROFÁCIES CALCÁRIO COM PELOIDES (m7)</i>	44
4.3	MICROESTRUTURAS DOS CALCÁRIOS DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO	44
4.4	EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS CALCÁRIOS DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO	47
4.4.1	<i>PROCESSOS DIAGENÉTICOS</i>	48
4.4.1.1	Dissolução	48
4.4.1.2	Cimentação	48
4.4.1.3	Substituição	49
4.4.1.3.1	Piritização	50
4.4.1.3.2	Silicificação	52
4.4.1.3.3	Sulfatização	54
4.4.1.4	Recristalização	55
4.4.1.5	Compactação	56
4.4.2	<i>MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA COM WDS ACLOPADO</i>	56
5	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	60
	REFERÊNCIAS	65

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

A Bacia do Araripe localiza-se no interior da região Nordeste do Brasil, ocupando parte dos estados de Pernambuco, Ceará e Piauí. Está instalada no Terreno Piancó- Alto Brígida (Santos *et al.*, 2004), na porção oeste do Domínio Tectônico Central da Província Borborema. Tem sua origem e evolução relacionadas aos eventos tectônicos Eocretáceos que resultaram na ruptura do Supercontinente Gondwana e consequente abertura do Oceano Atlântico Sul.

O principal objetivo do trabalho foi estudar o topo da sequência carbonática lacustre de idade Aptiana-Albiana, a Formação Crato. A qual representa um sistema lacustre que possui depósitos carbonáticos sotopostos à Formação Ipubi (unidade evaporítica) e que correspondem à fase Pós-rifte.

A Formação Crato, representa, junto com outras unidades, o Grupo Santana. Apresenta uma espessura entre 20 e 70 m e representa a segunda fase lacustre da sequência tectônica Pós-Rifte da bacia, indicando condições de baixa energia no ambiente deposicional. Esta unidade é caracterizada por níveis de depósitos de rochas carbonáticas intercalados com rochas siliciclásticas (arenitos, siltitos e folhelhos). A Formação Crato aflora, principalmente, na região NE da Chapada do Araripe, próximo aos municípios de Porteiras, Barbalha, Crato, Nova Olinda e Santana do Cariri, no Ceará.

Os calcários da Formação Crato já foram bastante estudados com ênfase em seu conteúdo fossilífero, portanto os resultados obtidos neste trabalho mostram uma nova interpretação a respeito da evolução diagenética dos calcários laminados do topo desta unidade. Além disso, o reconhecimento das microfácies, aqui definidas, permitiu um maior detalhe da litofácies de calcário laminado.

A caracterização dos carbonatos foi realizada a partir dos dados de petrografia pela microscopia óptica por luz transmitida, além do auxílio da Catodoluminescência e do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Além destas técnicas foi realizada, também, análise química pontual por WDS acoplado ao MEV para uma melhor confiabilidade dos constituintes minerais existentes nestas rochas.

Os resultados dos estudos petrográficos contribuirão para um conhecimento mais detalhado a respeito dessas rochas carbonáticas da Bacia do Araripe, e assim um melhor entendimento sobre a evolução diagenética.

1.2 JUSTIFICATIVA

Hoje, é comum buscar estudos em rochas análogas dos reservatórios do pré-sal, e a Formação Crato que ocorre exposta e é bem preservada, é um bom exemplo de como são os reservatórios que ocorrem em profundidade.

Este trabalho foi realizado na tentativa de entender algumas questões relacionadas à origem destes carbonatos do topo da Formação Crato da Bacia do Araripe. Para tanto foram estudados esses calcários laminados do topo da Formação Crato, pelo fato de existirem feições que são interpretadas como crescimento algálico, tornando-se assim semelhantes as que ocorrem nas rochas reservatórios do pré-sal e, também, a presença de estruturas que podem ser interpretadas apenas como produtos de eventos diagenéticos. Então a partir das análises petrográficas e das análises das microfácies junto com as microestruturas será feita uma interpretação sobre esse assunto.

1.3 OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivo estudar as rochas carbonáticas do topo da Formação Crato, de idade Aptiana- Albiana referente ao nível C6 (Neumann, 1999), dando ênfase nos seus aspectos litofaciológicos e petrográficos, caracterizando as microfáceis carbonáticas, para melhor entendimento de sua evolução diagenética.

Este estudo apresentará os avanços da pesquisa realizada na Bacia do Araripe, cujos resultados contribuirão com a correlação com os demais sistemas lacustres do Andar Alagoas, visto que é uma unidade carbonática aflorante, diferente de várias outras que não afloram, facilitando assim seu estudo.

1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está inserida na Bacia do Araripe que é localizada no nordeste brasileiro, mais precisamente no interior dos estados de Pernambuco e Ceará. A área foi escolhida devido a ocorrência de afloramentos do topo da Formação Crato que se localizam, principalmente, na porção setentrional da Bacia do Araripe, no estado do Ceará, nos municípios de Santana do Cariri, Crato, Arajara, Barbalha, Nova Olinda e Porteiras (Figura 1).

Nesses municípios existem várias pedreiras a céu aberto o que facilita o acesso até os afloramentos, já que estas deixam as rochas de interesse expostas.

O acesso a esta região foi obtido saindo de Recife utilizando a BR-232 até Bom Nome, distrito do município São José do Belmonte, onde se teve acesso a BR-361 passando por São José do Belmonte, posteriormente usou-se a PE-430 chegando na divisa PE-CE e depois um trecho pela CE-153. Em seguida, tem-se acesso a BR-116 passando pelo município Brejo Santo- CE, onde foi utilizada a CE-293 chegando até o município de Barbalha e, por último, a CE-060 chegando a Juazeiro do Norte-CE (Figura 2). A sede dos trabalhos de campo foi em Juazeiro do Norte, de onde saía todos os dias com destino aos municípios da área de estudo, citados anteriormente.

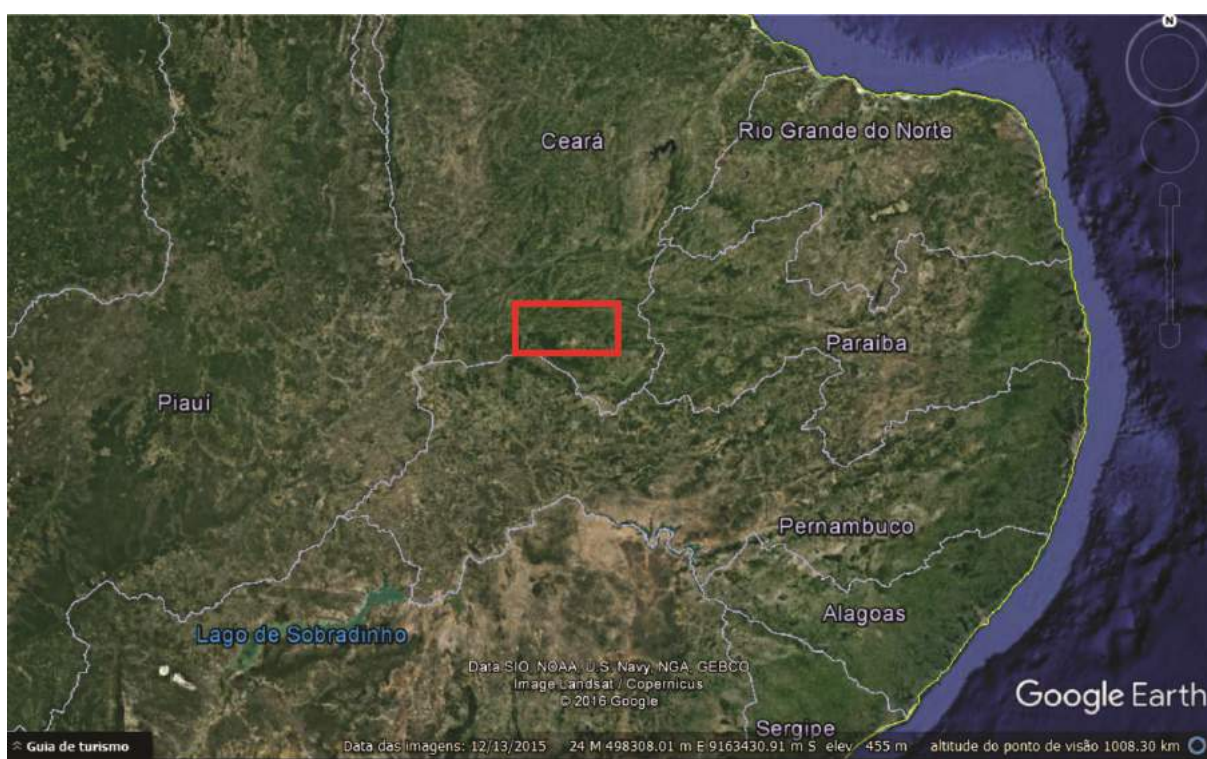


Figura 1 – Imagem ilustrando a região nordeste do Brasil com destaque para a área de estudo, localizada no estado do Ceará. Fonte: Google Earth.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi dividido em várias etapas, entre elas: levantamento bibliográfico, trabalhos de campo e análises de laboratório.

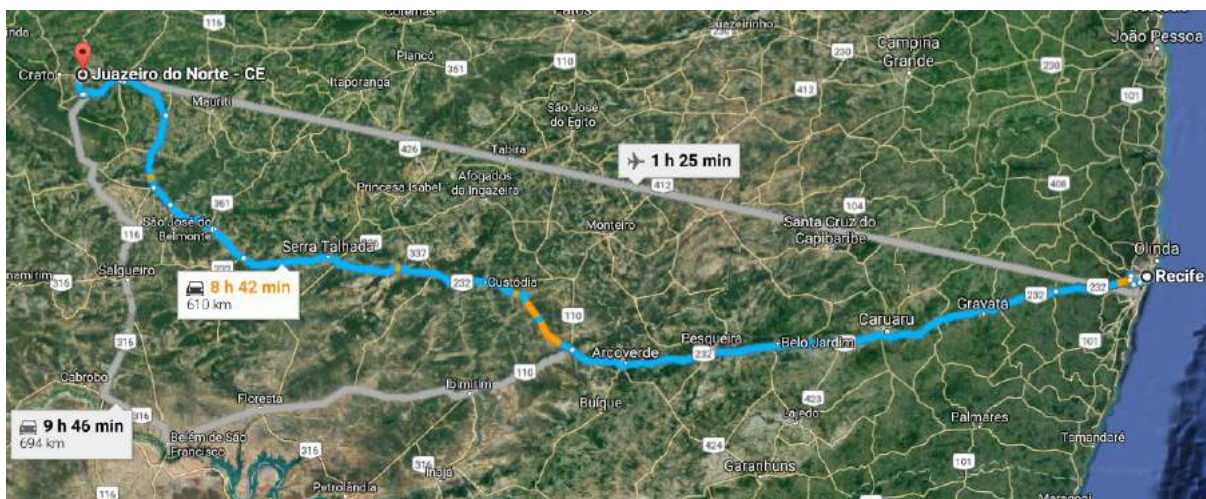


Figura 2 – Vias de acesso a área de estudo, o acesso na cor azul foi o utilizado para este trabalho. Fonte: <http://maps.google.com.br>

O levantamento bibliográfico foi realizado em todo o período de confecção desta dissertação, sendo o primeiro passo a ser executado para melhor conhecimento da área a ser estudada. Além disso, pesquisa sobre rochas carbonáticas, principalmente calcários de ambiente lacustre, litologia abordada neste trabalho e, vários outros trabalhos que abordam a Formação Crato e unidades semelhantes a esta.

2.1 ETAPAS DE CAMPO

Foram realizadas duas etapas de campo onde foram utilizados instrumentos básicos para trabalho de campo (lupa, canivete, ácido clorídrico, martelo, GPS e bússola) tendo sido estudados oito afloramentos (Tabela 1), que foram previamente selecionados de maneira que proporcionasse uma melhor visão do topo da unidade a ser estudada. Nos afloramentos foram feitas descrições sedimentológica, litológica e estrutural, além das coletas de amostras para confecção de lâminas para posterior estudo petrográfico.

2.2 ANÁLISES DE LABORATÓRIO

2.2.1 MICROSCOPIA ÓPTICA DE LUZ TRANSMITIDA

As análises de laboratório foram realizadas utilizando a descrição petrográfica das lâminas delgadas que foram confeccionadas nos Laboratórios de Laminação da UFPE e da

CPRM- Recife. Foram descritas 44 lâminas delgadas ao microscópio óptico de marca OLYMPUS, modelo BX-41 no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Geologia da UFPE. Após descrição foi realizada a aquisição de fotomicrografias a partir de uma câmera digital acoplada ao microscópio óptico. Nesta etapa foi possível descrever feições texturais e estruturais, composição mineralógica (grãos, cimento e matriz) e paleontológica, além de identificar alguns tipos de porosidade e feições diagenéticas.

A partir desses dados foi feita a classificação dos tipos de rochas carbonáticas conforme as classificações de Gabrau (1904) e Dunhan (1962).

AFLORAMENTO	LOCALIZAÇÃO		COORDENADAS	
	Município	Toponímia	LONGITUDE	LATITUDE
AFL 01	SANTANA DO CARIRI	Entrada da Cidade	418510	9206479
AFL 02	SANTANA DO CARIRI	Próximo a Mina Conceição Preta	420678	9204600
AFL 03	NOVA OLINDA	Mina Três Irmãos	422927	9213348
AFL 04	NOVA OLINDA	Pedreira do Aurélio	422475	9212179
AFL 05	ABAIARA	Próximo a Serra do Mãozinha	489590	9185532
AFL 06	ARAJARA-BARBALHA	Mina Caldas	459476	9186848
AFL 07	CRATO	Rio da Batateira	449537	9197952
AFL 08	PORTEIRAS	Oeste de Porteiras	482766	9167537

Tabela 1 – Tabela dos afloramentos estudados.

2.2.2 CATODOLUMINESCÊNCIA

A catodoluminescência foi utilizada como método complementar à petrografia convencional visto que realça feições que não são perceptíveis na microscopia óptica de luz transmitida e pelo fato de auxiliar no estudo dos processos diagenéticos, destacar a presença de fraturas e dos materiais que estão preenchendo-as, evolução da porosidade de rochas e ainda, no reconhecimento das diferentes gerações de cimentos.

As respostas de catodoluminescência são normalmente descritas como brilhantemente luminescentes, luminescentes ou não-luminescentes. Em geral, a incorporação de Mn²⁺ no retículo cristalino da calcita estimula a luminescência e incorporação de Fe²⁺ reduz ou apaga a luminescência.

As análises foram realizadas em um equipamento Cambridge Image Technology Ltd. (CITL) modelo CL8200, acoplado à um microscópio óptico, do Laboratório de Catodoluminescência no Departamento de Geologia da UFPE.

2.2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A microscopia eletrônica de varredura é utilizada em várias áreas do conhecimento, incluindo a mineralogia. O uso desta técnica vem se tornando mais frequente por fornecer informações de detalhe, com aumentos de até 300.000 vezes.

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é útil não só para o exame de texturas de sedimentos. Neste trabalho foi dada ênfase, principalmente, a identificação de elementos químicos pela análise química elementar semi-qualitativa, para determinar a presença de alguns minerais que deixaram uma incerteza em análise petrográfica convencional. Dois espectrômetros podem ser empregados para a detecção dos raios x característicos, ambos permitindo a realização de microanálises qualitativas e quantitativas. São eles o espectrômetro de dispersão de comprimento de onda (WDS), no qual cristais analisadores e difração são empregados para a discriminação dos raios X segundo o comprimento de onda da radiação (monocromador), e o espectrômetro de dispersão de energia (EDS), com discriminação de todo o espectro de energia através de um detector de estado sólido de Si (Li) ou Ge. Neste trabalho foi utilizada a técnica por WDS.

Caso os materiais não sejam eletricamente condutores, a amostra tem que ser metalizada com um filme fino de Al, Au, C ou outro metal, antes de serem colocados no compartimento. Foram analisadas três amostras as quais foram metalizadas com carbono para poder ser feito o procedimento no Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM 6460 (Figura 3) do Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas (LDN) da UFPE.

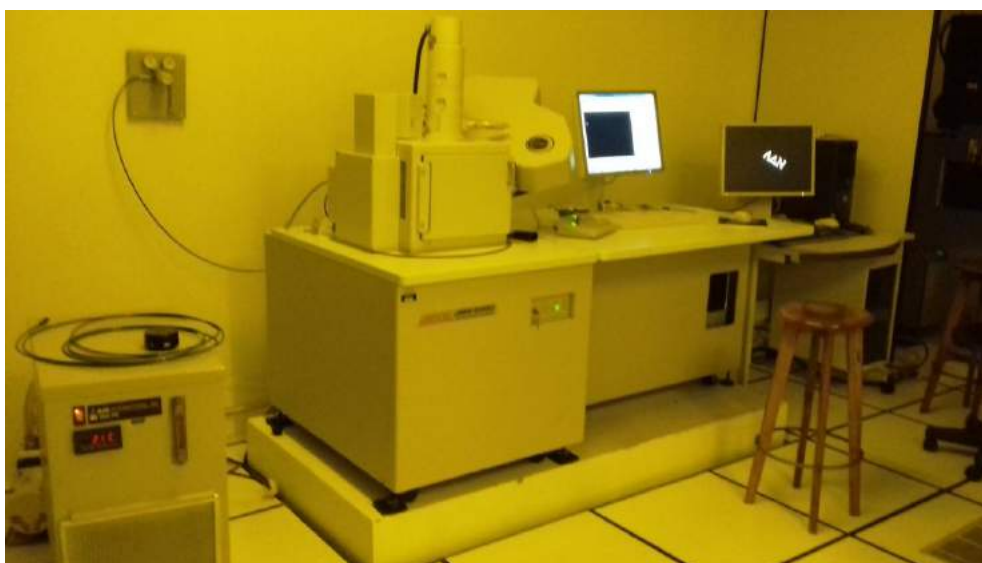


Figura 3 – Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM 6460 com WDS acoplado.

2.2.4 ROCHAS CARBONÁTICAS

A formação dos sedimentos carbonáticos ocorre essencialmente a partir de processos biológicos e bioquímicos, secundariamente por processos químicos. De maneira geral, as rochas carbonáticas são constituídas por três componentes principais: grãos carbonáticos ou aloquímicos (esqueletais e não-esqueletais), matriz e cimento.

2.2.4.1 Grãos Carbonáticos

2.2.4.1.1 Grãos esqueletais ou bioclastos

São os principais constituintes das rochas carbonáticas e englobam todos os fósseis de estruturas calcárias de organismos ou os fragmentos destas estruturas.

2.2.4.1.2 Grãos não- esqueletais

Os principais grãos não-esqueletais são os ooides, pisoides, oncoides, clastos (intraclastos e extralastos), peletes (peloides de origem fecal) e peloides e, grãos não carbonáticos, que serão detalhados abaixo.

2.2.4.1.2.1 Ooide

Grão esférico a elipsoidal, 0,25 a 2 mm de diâmetro, com um núcleo coberto por um ou mais revestimento concêntrico precipitado (camadas corticais), com orientação dos cristais constituintes de forma radial e/ou concêntrica. Os núcleos são geralmente constituídos por grãos detríticos terrígenos, fragmentos do esqueleto, ou em peletes e peloides, e os revestimentos podem ter uma variedade de composições. As estruturas maiores que 2 mm são referidas como pisoides, podendo chegar a 10 mm.

2.2.4.1.2.2 Oncoide

São grãos recobertos com lâminas carbonáticas irregulares e parcialmente sobrepostas, apresentando formas irregulares e, podendo exibir estruturas biogênicas. Esses grãos apresentar diâmetro maior que 2 mm.

2.2.4.1.2.3 *Clastos*

Os clastos estão subdivididos em dois: intra e extraclatos.

Os intraclastos são fragmentos penecontemporâneos de sedimentos carbonáticos, parcialmente litificados, que são erodidos e redepositados como um novo sedimento, geralmente próximo ou dentro da mesma sequência deposicional em que se formou (Folk, 1959 e 1962).

Os extraclastos tratam-se de grãos detríticos de sedimentos carbonáticos litificados derivados de fora da área de deposição de sedimentação atual (Folk, 1959).

2.2.4.1.2.4 *Peletes e Peloides*

A maioria dos aglomerados não tem estrutura interna e são uniformes em tamanho e forma. De acordo com Folk (1959), os peletes tratam de produtos fecais de organismos invertebrados (Folk, 1959), são caracterizados, geralmente, como grãos pequenos (tipicamente 0,03 a 0,3 mm de comprimento), esféricos a ovais e compostos de lama carbonática (micrita).

Peloides são grãos aloquímicos formados por carbonato de cálcio criptocristalino ou microcristalino, sem restrições quanto ao tamanho ou à origem dos grãos (McKee e Gutschick, 1969). O termo “peloides” permite referência aos grãos compostos de material micrítico sem a necessidade de implicar qualquer modo particular de origem, sendo assim usado para classificar grãos indefinidos. Eles podem ter sua origem relacionada a produtos fecais ou a alteração de bioclastos.

2.2.4.1.2.5 *Grãos Não-Carbonáticos*

Uma grande variedade de grãos não-carbonáticos podem ser encontrados como componentes de rochas carbonáticas. Em alguns casos, estes grãos são partículas isoladas e muito subordinadas, já em outros exemplos, podem ser importantes elementos formadores de rochas. A maioria desses minerais também pode ser encontrados como precipitados diagenéticos em rochas carbonáticas. O reconhecimento de grãos não-carbonatáticos em rochas carbonáticas é importante para a interpretação dos ambientes deposicionais e para a classificação adequada de rochas.

2.2.4.2 Matriz

A matriz microcristalina, também denominada lama carbonática ou micrita, é um dos constituintes mais comuns e abundantes em rochas carbonáticas. O termo micrita é uma tradução para o português do termo introduzido na literatura de carbonatos por Folk (1962), que definiu em inglês *micrite* como uma abreviatura de *microcrystalline calcite*. Uma das definições tradicionais considera o termo matriz ou lama carbonática todo material carbonático constituído de cristais menores que 4µm.

2.2.4.3 Cimento

Um dos constituintes mais frequentes nas rochas carbonáticas é o cimento. A cimentação ocorre quando os fluidos nos poros estão supersaturados com a fase cimentante. O cimento é sempre o preenchimento de algum espaço poroso existente na rocha. Nas rochas carbonáticas, o cimento espático, constituído originalmente de aragonita ou calcita, é o mais abundante, embora cimento de calcita microcristalina, anidrita, anquerita e sílica, entre outros, possa ocorrer. Cada um destes minerais precipita em ambiente diagenético específico e possui uma forma cristalina característica.

2.2.5 CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS

As rochas carbonáticas são classificadas, neste trabalho, de acordo com a classificação de Gabrau (1904) e Dunhan (1962).

A classificação de Grabau (1904) é baseada na granulação das rochas carbonáticas. Desta forma, a rocha pode ser dividida em três categorias: Calcilutito, quando apresentar grãos com tamanhos inferiores a 62 µm; Calcarenito, tamanho variando entre 62 µm e 2 mm e; Calcirudito acima de 2mm.

A classificação de Dunhan (1962) é baseada na textura deposicional dos sedimentos carbonáticos, com base no arranjo dos grãos e presença ou não de lama (matriz), considerando se os grãos se tocam (suportado pelos grãos) ou flutuam (suportado pela matriz). Neste caso, as rochas podem ser classificadas como mudstone, wackestone, packstone e grainstone. Além destes existem os termos adicionais que são fornecidos para estratos litificados organicamente (por exemplo, recifes e estromatólitos) e carbonatos recristalizados (Figura 4).

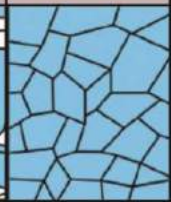
Textura deposicional reconhecível					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/ silte fino)		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz					
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Figura 4 – Esquema mostrando a classificação de Dunhan de rochas carbonáticas de acordo com suas texturas deposicionais (adaptado de Dunham, 1962).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) corresponde a região Nordeste do Brasil, correspondente a uma área de aproximadamente 450.000Km² e está delimitada pelos crátons São Francisco, a sul, e São Luiz, a norte, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias sedimentares costeiras.

Corresponde a porção oeste de uma extensa faixa orogênica Brasileira- Pan-Africana, que se estende do Brasil até a parte noroeste da África, formada a partir da convergência e colisão entre os crátons Amazônico, Oeste Africano e São Francisco- Congo (Figura 5) durante a formação de Gondwana a aproximadamente 600Ma.

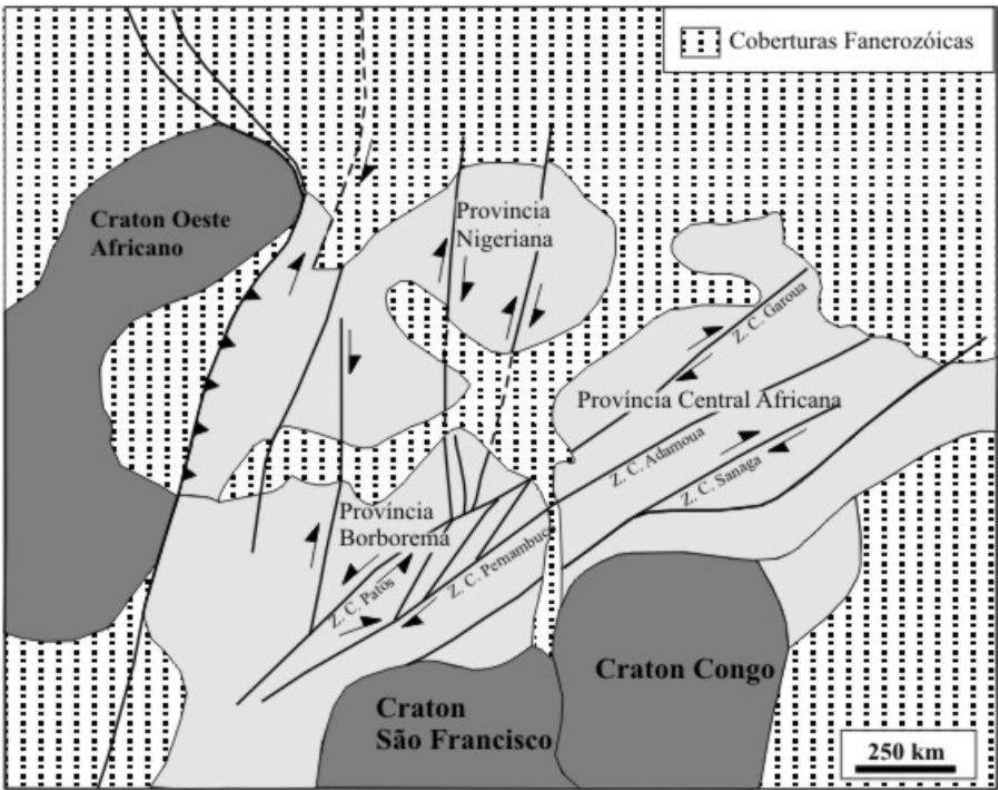


Figura 5 – Configuração pré-deriva dos continentes Sul Americano e Africano mostrando a localização da Província Borborema. Modificado de Van Schmus *et al.* (1995).

A Província Borborema é constituída por um embasamento Paleoproterozoico composto por complexos gnáissicos migmatíticos com idade de deformação no intervalo de 2,0 - 2,2 Ga, faixas de dobramentos Neoproterozoicas compostas por sequências supracrustais deformadas e metamorfizadas que circundam os complexos gnáissicos. Além de intrusões

graníticas Neoproterozoicas e extensas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente com direção predominantemente E-W e NE-SW.

Na evolução geotectônica da Província Borborema há registros de que após 2,0-2,2 Ga, o embasamento desta província alcançou condições cratônicas estáveis, registrada por sequências metavulcanossedimentares de rifteamento intracrustal e por intrusões anorogênicas (Sá *et al.* 2002 e Accioly *et al.* 2000).

Além do ciclo orogênico Paleoproterozoico, a Província Borborema foi afetada pelos ciclos Cariris Velhos e Brasileiro.

O evento Cariris Velhos de idade em torno de 1,0 Ga foi constatado segundo Santos (1995), na região central da Província Borborema. Este evento é considerado cronocorrelato a orogenia Grenviliana, e a partir disto, Santos (1995) sugeriu que a Província Borborema seria o resultado de um orógeno colisional desenvolvido a norte do Cráton São Francisco a partir de uma complexa colagem tectônica associada aos eventos orogênicos Cariris Velhos (Mesoproterozoico) e Brasileiro/ Pan-Africano (Neoproterozoico). Entretanto, outros autores apontam o Cariris Velhos como sendo uma fase de rifteamento (Van Schmus *et al.*, 2008; Guimarães *et al.*, 2012) onde teria se formado uma bacia, posteriormente deformada durante o Brasileiro. Para estes autores, os dados geoquímicos da região comprovam que o Cariris Velhos foi um evento essencialmente extensional.

Durante o Brasileiro (650 -580 Ma) a Província Borborema foi palco de intenso magmatismo granítico, metamorfismo, que alcançou condições de fácies anfibolito de alta temperatura, e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, a maioria delas associadas com zonas de cisalhamento NE- SW.

A subdivisão da Província Borborema é feita a partir das Zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos (Van Schmus *et al.*, 1995.; Brito Neves *et al.*, 2000; Van Schmus *et al.*, 2008), com trend E-W, que a dividem em três grandes domínios tectônicos: Domínio Tectônico Norte, Domínio Tectônico Central ou Domínio da Zona Transversal (Ebert, 1970; Jardim de Sá, 1994) e o Domínio Tectônico Sul. Posteriormente, Van Schmus *et al.* (2011) agruparam os principais domínios da Província Borborema em três subprovíncias: Norte, Transversal e Sul. A Subprovíncia Norte, a norte da Zona de Cisalhamento Patos. A Subprovíncia Transversal, localizada entre as Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco. E, a Subprovíncia Sul, entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e o Cráton São Francisco. (Figura 6).

A área de estudo está localizada na porção oeste da Subprovíncia Transversal da Província da Borborema.

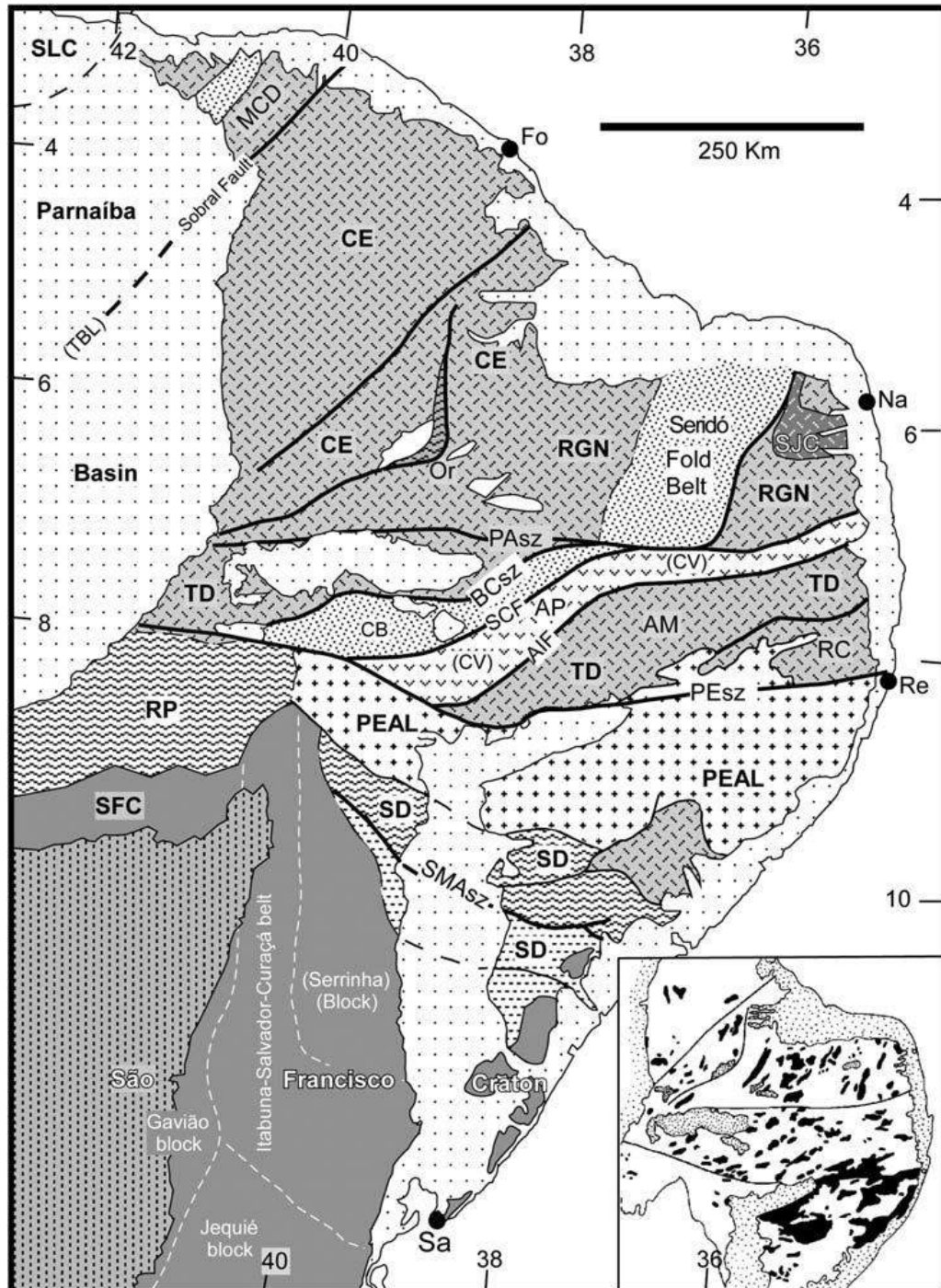


Figura 6 – Província Borborema. Principais Domínios e Terrenos. CE – Domínio Ceará; MCD – Domínio Médio Coreau; PEAL- Domínio Pernambuco-Alagoas ; RGN – Domínio Rio Grande do Norte (SJC – Núcleo Arqueano São José do Campestre); RP– Domínio Riacho do Pontal; SD – Domínio Sergipano; SFC – Cráton São Francisco; SLC – Cráton São Luís; TD – Domínio Transversal (AP- Terreno Alto Pajeú, AM- Terreno Alto Moxotó, CB- Faixa Cachoerinha, RC- Terreno Rio Capibaribe). Falhas e Zonas de Cisalhamento: AIF- Falha Afogados da Ingazeira; SCF- Falha Serra do Cabloco; BCsz- Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Canchos; PAsz – Zona de Cisalhamento Patos; PEsz – Zona de Cisalhamento Pernambuco; SMASZ – Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo; TBL – Lineamento Transbrasiliano. Cidades: Fo – Fortaleza; Na – Natal; Re – Recife; Sa – Salvador. Detalhe: Distribuição geral dos granitos Brasileiros. Fonte: Van Schmus et al. (2008)

3.2 BACIA DO ARARIPE

A Bacia do Araripe compreende uma área de 9.000 Km², distribuída entre os estados de Pernambuco, Ceará e Piauí (Figura 7), consistindo em uma das mais extensas bacias interiores do nordeste do Brasil. Sua evolução está relacionada com eventos tectônicos do Eocretáceo que resultaram na ruptura do Supercontinente Gondwana e consequente abertura do Oceano Atlântico Sul.

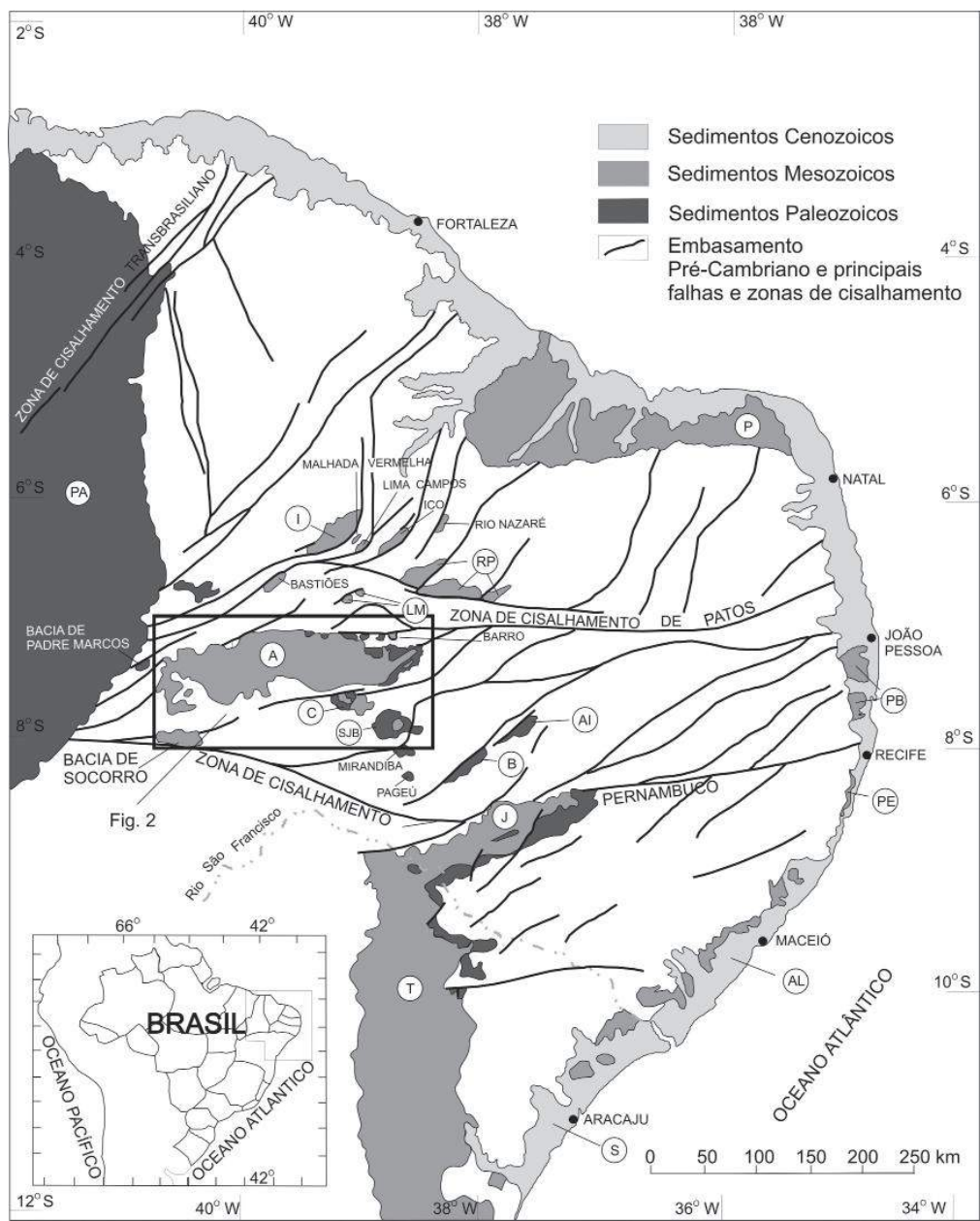


Figura 7 – Esquema ilustrando as bacias fanerozoicas da região Nordeste do Brasil, com destaque para a Bacia do Araripe (retângulo preto). Legenda: A= Araripe, IG= Iguatu, J= Jatobá, P= Potiguar, PB= Paraíba, PE= Pernambuco, RP= Rio do Peixe, SA= Sergipe Alagoas, T= Tucano. Modificado de Assine, 1992.

A configuração estrutural desta bacia recobre estratos tabulares que deram forma a Chapada do Araripe. Esta chapada encontra-se alongada na direção E-W, destacando-se na geomorfologia da Região Nordeste do Brasil. Ela é composta por unidades da Sequência Pós-Rifte da Bacia do Araripe que recobrem em discordância angular unidades mais antigas ou repousam diretamente sobre o embasamento cristalino (configuração comum na porção oeste da bacia), Figura 8.

Baseado em dados de levantamento gravimétrico obtidos por Rand e Manso (1984), podem ser destacadas duas sub-bacias subjacentes, delimitadas pelo alto estrutural Dom Leme: a sub-bacia leste (Cariri) e sub-bacia oeste (Feitoria ou Feira Nova).

De acordo com os estudos de Ponte e Appi (1990), Assine (1990, 1992) e Ponte e Ponte Filho (1996), a Bacia do Araripe pode ser subdividida em sequências ligadas por discordâncias regionais que refletem fases tectônicas distintas na bacia. Assine (2007) integrou estas diferentes propostas, identificando quatro grandes unidades limitadas por discordâncias (Figura 9):

- 1- Sequência Paleozoica representada pela sedimentação aluvial da Formação Mauriti e caracterizada por arenitos médios a grossos granodecrescentes de idade Siluro-Devoniana (Beurlen, 1962; Assine, 1992, 2007; Arai, 2006), sendo interpretada como os depósitos residuais de uma grande bacia intracratônica;
- 2- Supersequência Pré-Rifte de idade Neojurássica correspondente às formações Brejo Santo (predominantemente pelitos) e Missão Velha (arenitos grossos a finos e arenitos conglomeráticos);
- 3- Supersequência Rifte equivalente à Formação Abaiara de idade Neocomiana e formada por sucessão de arenitos descontínuos lateralmente intercalados em folhelhos calcíferos de coloração variegada (Fambrini *et al.*, 2012a);
- 4- Supersequência Pós-Rifte subdividida em duas sequências:
 - a) Sequência Pós-Rifte I, de idade Aptiana- Albiana, correspondente à Formação Barbalha e Grupo Santana (Formações Crato, Ipubi e Romualdo);
 - b) Sequência Pós-Rifte II, de idade Albiana- Cenomaniana, caracterizada por sedimentos aluviais das formações Araripina e Exu, indicativos de reativação tectônica nesse intervalo de tempo.

Neste trabalho foi adotada a proposta de Neumann e Cabrera (1999) e Assine (2007), que tem como principal diferencial a elevação dos membros Crato, Ipubi e Romualdo à categoria de formação, pelo fato destas unidades ocorrerem de forma extensa o suficiente para serem mapeadas e, como consequência desse reagrupamento, a Formação Santana foi conseqüentemente elevada à categoria de grupo (Figura 10).

3.3 FORMAÇÃO CRATO

A Formação Crato foi primeiramente denominada de Calcário Santana (Small, 1913), e teve seu status elevado para a categoria de formação pela primeira vez por Beurlen (1963). Entretanto, Beurlen (1971) voltou a chamá-la de Membro Crato, até que Martill (1993) e mais recentemente Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999) tornaram a chamá-la de Formação Crato. Atualmente existe certa divisão na literatura sobre a categoria a se enquadrar esta unidade geológica, havendo, contudo, uma maior tendência para o uso do termo formação.

A Formação Crato representa a segunda fase lacustre da Supersequência Pós-Rifte da bacia, e está constituída por seis unidades carbonáticas (denominadas informalmente de C1 a C6) de acordo com Neumann (1999) que foram geradas nas zonas centrais e marginais da bacia, que estavam protegidas do aporte sedimentar, formando corpos carbonáticos com diferentes espessuras e variadas extensão lateral. Estas seis unidades carbonáticas estão constituídas por duas litofácies: ritmito argila/carbonato e calcário laminado (Neumann, 1999).

Este pacote sedimentar caracteriza a parte inferior do Grupo Santana e tem espessura sedimentar entre 20 e 70m. Os calcários laminados que constituem esta unidade são de natureza micrítica (sedimentos químicos), que foram depositados em ambientes lacustres internos e com pouca ou quase nenhuma energia, durante o Cretáceo Inferior.

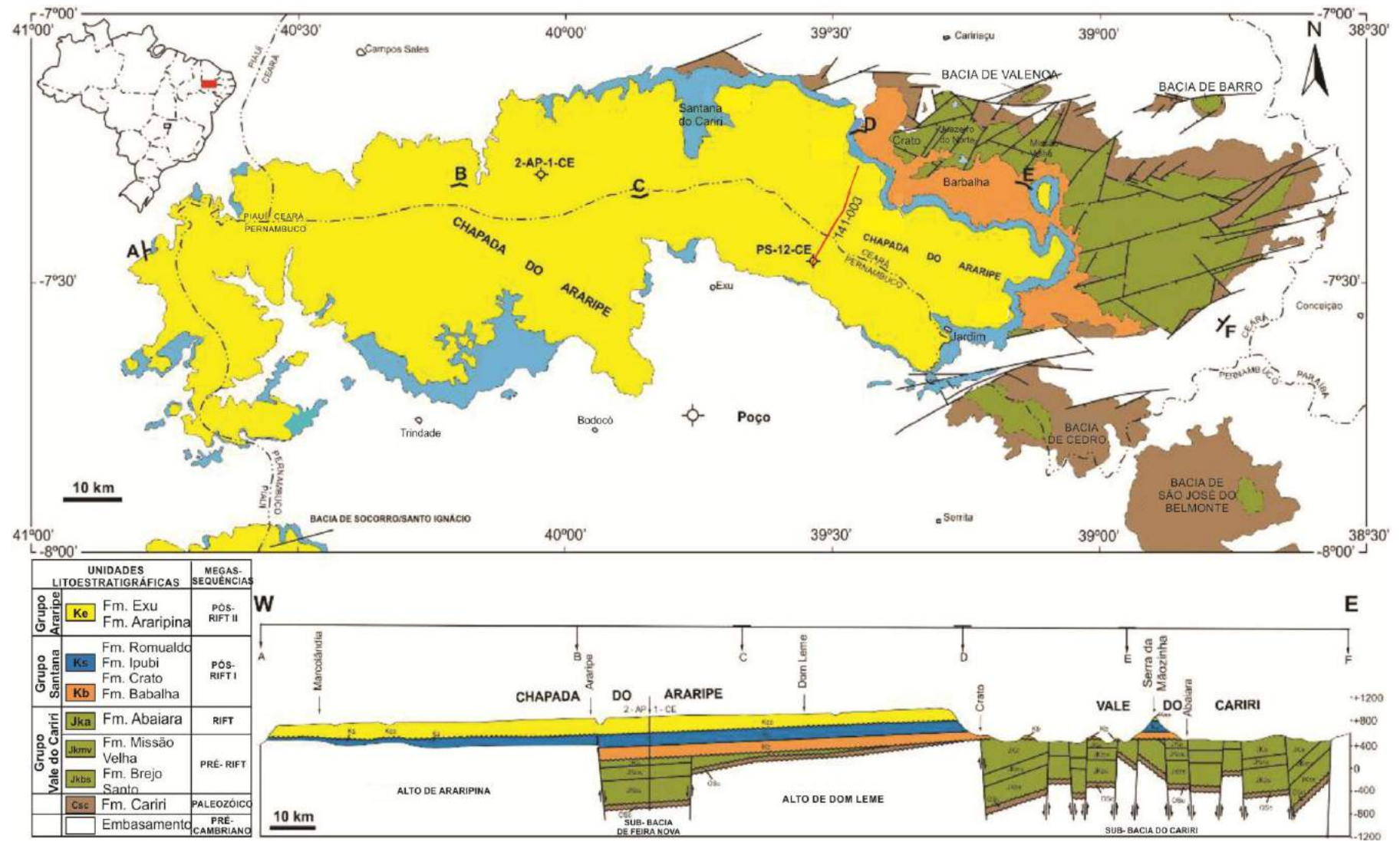


Figura 8 – Mapa Geológico simplificado da Bacia do Araripe. Fonte; Assine et al.,2014.

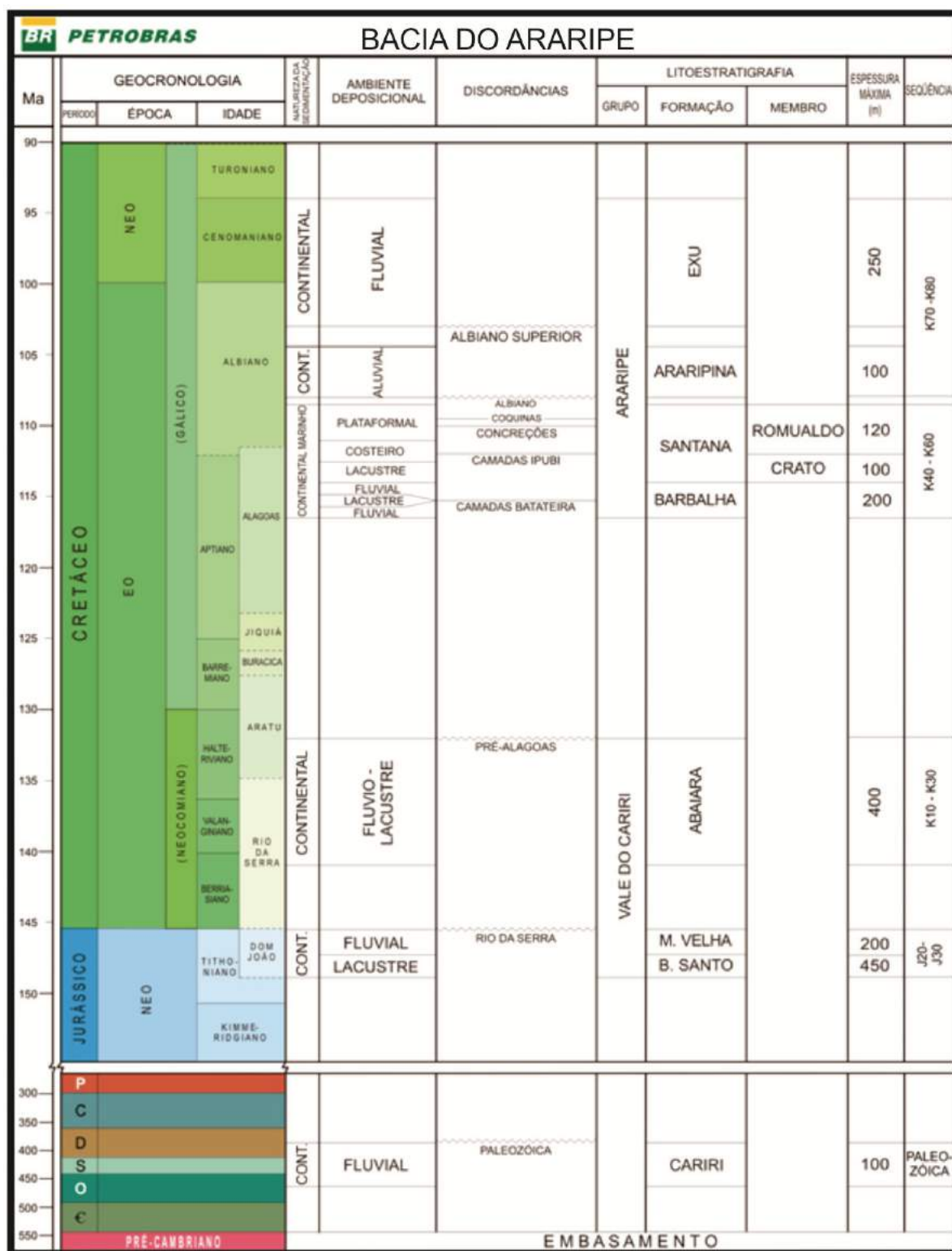


Figura 9 – Carta estratigráfica da Bacia do Araripe. Fonte: Assine (2007).

A idade da Formação Crato é considerada Aptiana Tardia, segundo ostracodes (Berthou et al., 1994) e palinomorfs (Pons et al. 1990; Coimbra et al, 2002; Batten, 2007), embora alguns dados palinológicos sugerem que poderia ser Albiana Inicial (Lima, 1978, 1980; Hashimoto et al., 1987).

Na Bacia do Araripe, a seção carbonática da Formação Crato tem sido invariavelmente considerada lacustre (Neumann, 1999; Neumann e Cabrera,1999), com exceção apenas de uma referências relatando a existência de formas marinhas de foraminíferos (Arai, 2012). Portanto, interpreta-se que, devido à posição geográfica no interior do continente, a ingressão marinha na Bacia do Araripe ocorreu com relativo atraso em relação às bacias marginais.

A própria Formação Crato consiste em várias unidades de calcários laminados intercalados com uma série de argilas, siltitos e arenitos. De acordo com Martill & Heimhofer (2007), esta unidade pode ser dividida em quatro membros diferentes, incluindo da base para o topo: Membros Nova Olinda, Caldas, Jamararu e Casa de Pedra, porém esta subdivisão não foi adotada neste trabalho.

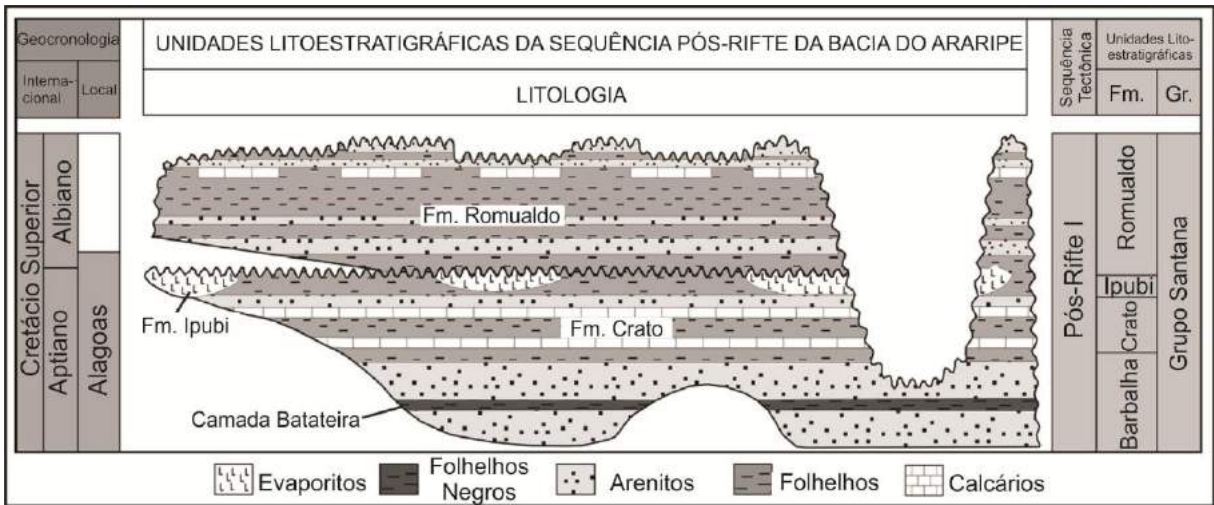


Figura 10 – Estratigrafia da sequência Pós-Rifte I de acordo com Assine et. al (2014). Retirada de Tomé (2014).

4 RESULTADOS

4.1 CALCÁRIO DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO

O estudo das rochas carbonáticas lacustres de Idade Aptiana- Albiana da Formação Crato, neste trabalho, foi iniciado com a análise sedimentológica de alguns afloramentos localizados na parte setentrional da Bacia, onde afloram o topo desta unidade (nível C6).

De maneira geral, macroscopicamente, esses calcários apresentam uma granulação fina e formam camadas tabulares horizontalizadas que, localmente, encontram-se intercalados com sedimentos terrígenos como, por exemplo, folhelho e argilito (Figuras 11a e 11b). Em sua maioria, são laminados com alternância de lâminas claras e escuras, de coloração bege e marrom respectivamente, às vezes apresentando uma coloração azulada. No entanto, eles também foram encontrados apresentando-se na forma maciça, como mostrado na figura 11c.

Em termos sedimentológicos, esses calcários são bastante monótonos, porém é possível observar em afloramentos uma variação nas espessuras.

Quanto ao aspecto estrutural, observou-se que estas rochas encontram-se bastante fraturadas, onde várias dessas fraturas/ veios encontram-se preenchidos por calcita (Figura 12) e/ou sílica em alguns afloramentos, porém algumas dessas estruturas também ocorrem sem preenchimento, mas ocorrem com menor frequência. Ainda, foi notada a presença de pequenas falhas, em sua maioria do tipo normal.

Localmente foi encontrado níveis de calcita com estrutura cone-em-cone evidenciando processo de recristalização (Figura 13).

Observou-se pseudomorfos de sal, halita com textura *hooper* (Figura 14), que são estruturas sedimentares com a morfologia da halita cristalina.

Foi possível observar presença de microporos causados por dissolução, onde é notado, macroscopicamente, que algumas vezes esses poros encontram-se preenchidos por calcita recristalizada ou por quartzo, este último podendo ocorrer em geodo.

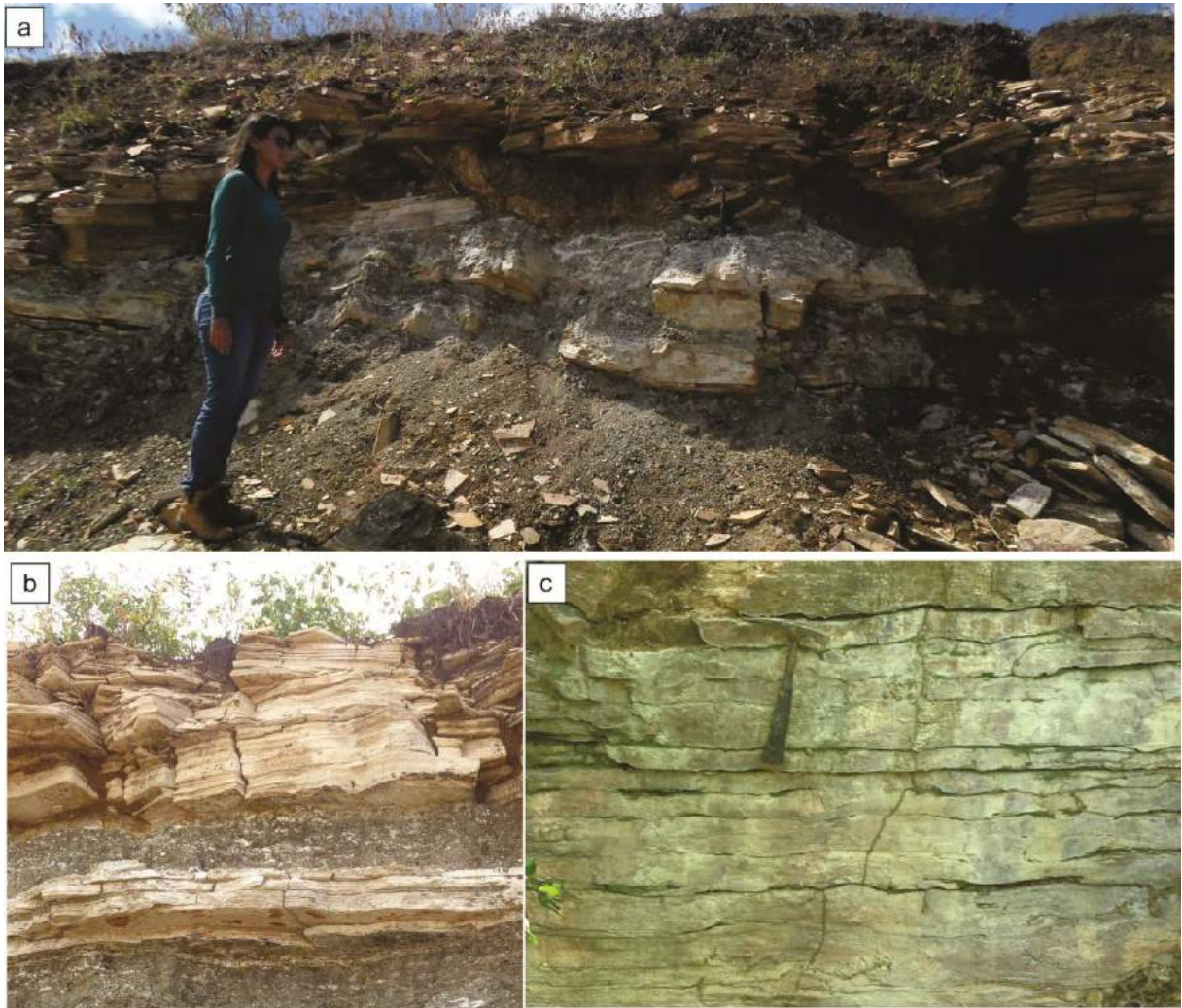


Figura 11 – a) Afloramento AFL 04, na Pedreira do Aurélio, com calcário laminado intercalado com argilito (porção esbranquiçada e intemperizada); b) Calcário laminado intercalado com folhelho em afloramento na Mina Três Irmãos (AFL 03); c) Calcário maciço fraturado em afloramento localizado em Abaiara (AFL 05).



Figura 12 – Afloramento próximo a Mina Conceição Preta exibindo várias microfraturas preenchidas por calcita (AFL 02).



Figura 13 – Afloramento de calcário laminado exibindo nível de calcita em estrutura cone-em-cone (AFL 03).



Figura 14 – Calcário laminado com pseudomorfo de halita (centro da imagem), em forma de estrela, em afloramento de Santana do Cariri (AFL 01).

Em alguns afloramentos, onde pode-se observar a superfície do topo do nível C6, foi possível notar que as lâminas dos calcários apresentavam ondulações (Figura 15a) e, em planta, uma superfície botrioidal (Figura 15b) e, além disso, apresentando processo de

silicificação, que foi observada em análise macroscópica e confirmada na microscopia, que será detalhada posteriormente.

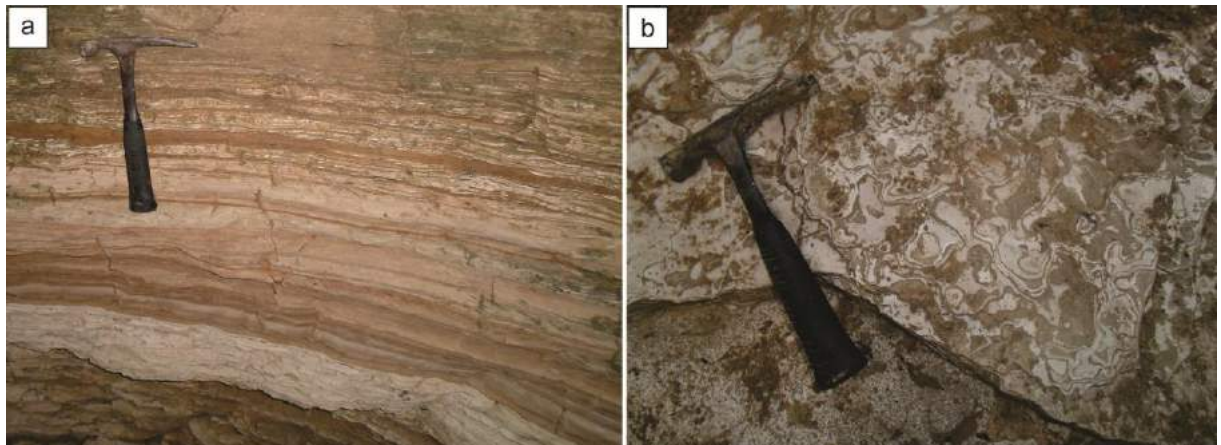


Figura 15 – Afloramento do topo da Formação Crato, em Porteiras (AFL 08): a) Calcário laminado com suas lâminas onduladas. b) Calcário laminado silicificado exibindo uma superfície botrioidal.

Em um dos afloramentos, foi encontrada uma brecha de falha com vários fragmentos de calcário laminado (Figura 16).

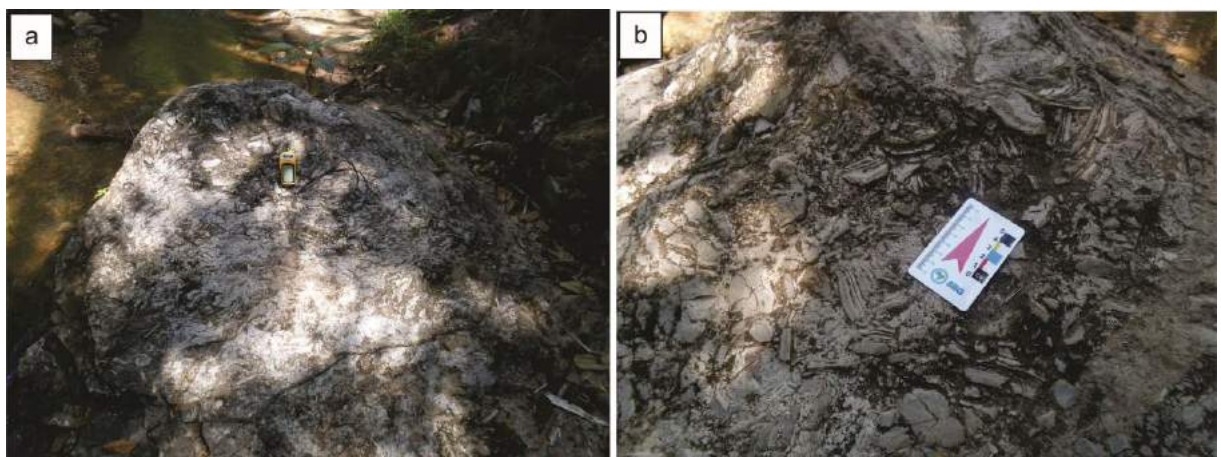


Figura 16 – Afloramento no leito do Rio da Batateira (afl 07): a) Visão geral da Brecha de falha; b) Brecha de falha com detalhe para os fragmentos de calcário laminado.

4.2 MICROFÁCIES DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO

Primeiramente, o termo “microfácies” foi definido por Brown (1943) e posteriormente por Curvillier (1952) se referindo apenas a critérios petrográficos e paleontológicos estudados em seções delgadas. Hoje, no entanto, as microfácies são consideradas o total de todos os

dados sedimentológicos e paleontológicos que podem ser descritos e classificados a partir de seções delgadas ou até mesmo amostras de mão.

Foi observada apenas uma litofácies, calcário laminado, visto que se trata apenas da porção superior da Formação Crato, neste caso, o nível C6 proposto por Neumann *et al.* (1999). Esta é a principal e mais importante litofácies carbonática que representa a Formação Crato. Está representada, neste trabalho, por calcários laminados de coloração bege a marrom e por vezes cinza a azulado, apresentando laminações plano-paralelas e, localmente, onduladas, presença de estruturas de escorregamento (micro *slumps*), microfalhas, microfraturas, *loop bedding*, ostracodes e peloides.

Embora os calcários laminados do topo da Formação Crato sejam semelhantes e monótonos, macroscopicamente, feições microscópicas permitiram caracterizá-los em sete microfácies (m1 a m7) em função da textura, estruturas e conteúdo bioclástico (Tabela 2).

MICROFÁCIES	DESCRIÇÃO
m1	MICROFÁCIES CALCÁRIO MACIÇO
m2	MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LAMINAÇÕES PLANO-PARALELAS
m3	MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LAMINAÇÕES ONDULADAS
m4	MICROFÁCIES CALCÁRIO COM SLUMPS
m5	MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LOOP BEDDING
m6	MICROFÁCIES CALCÁRIO COM OSTRACODE
m7	MICROFÁCIES CALCÁRIO COM PELOIDE

Tabela 2 – Tabela de microfácies carbonáticas do topo da Formação Crato.

4.2.1 MICROFÁCIES CALCÁRIO MACIÇO (m1)

Representada por uma lama carbonática composta por calcita micrítica, de coloração variando de bege a marrom clara, normalmente sem laminações visíveis, podendo conter pirita framboidal e manchas de óxido de ferro (Figura 17).

Ainda nesta microfácies é possível observar feições tectônicas como várias microfraturas que encontram-se preenchidas/cimentadas por calcita e/ou sílica interferindo de forma negativa para o sistema poroso. Porosidades primárias ou secundárias são comumente ausentes nesta microfácies.

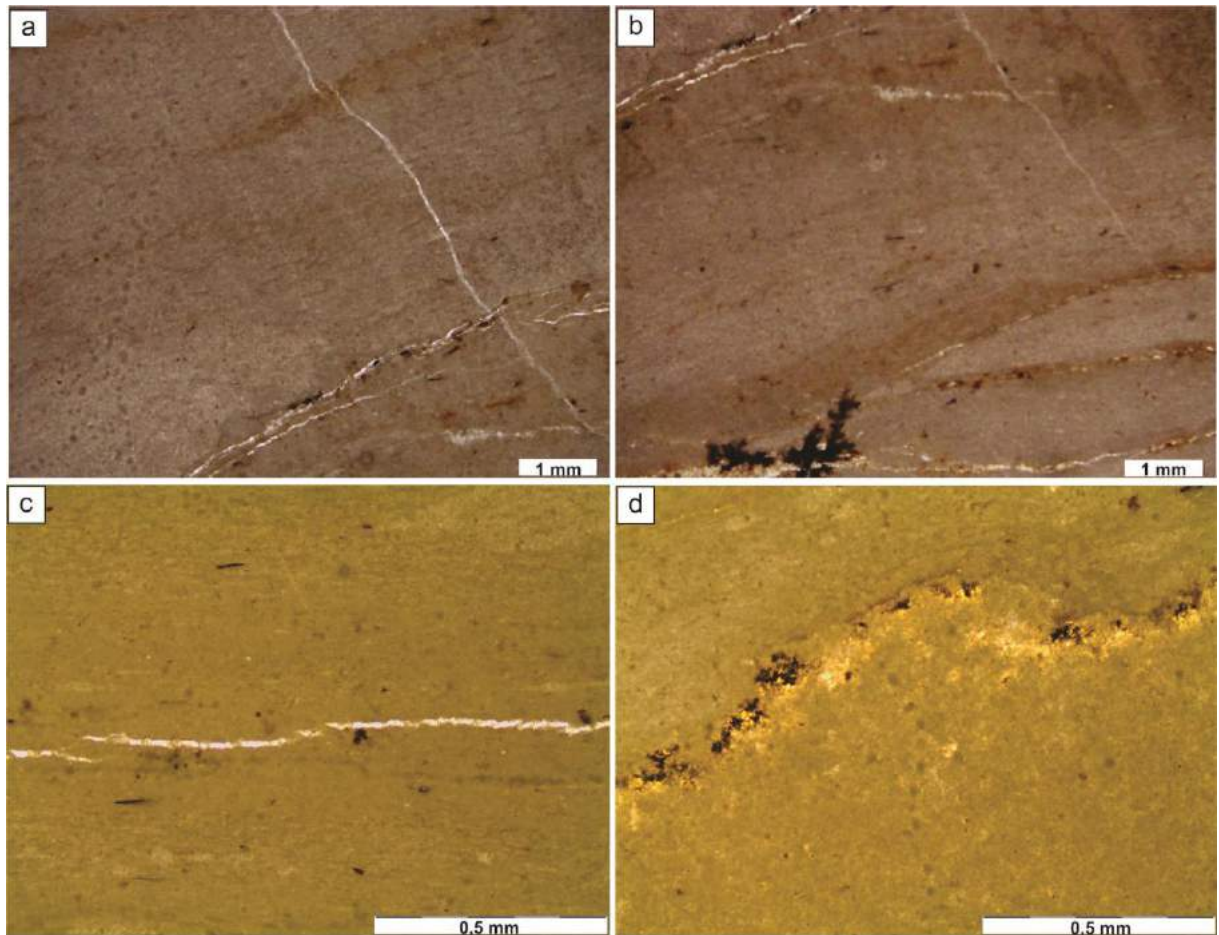


Figura 17 – Fotomicrografias exibindo a microfácies calcário maciço (nicóis paralelos): a e b) Lama carbonática com fraturas na diagonal preenchidas por calcita; c) Lama carbonática com fratura horizontal; d) Lama carbonática com pirita framboidal.

4.2.2 MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LAMINAÇÕES PLANO-PARALELAS (m2)

Esta é a microfácies de maior ocorrência nestes calcários. Ela está representada por calcário com lâminas plano-paralelas, milimétricas, com presença de matéria orgânica, minerais opacos (pirita framboidal), óxido de ferro sendo produto de alteração destes e várias microfraturas, podendo estar preenchidas ou não. As lâminas claras de coloração bege são compostas por calcita micrítica enquanto que as escuras são, na maioria das vezes, definidas pela presença desses minerais opacos, óxido de ferro e matéria orgânica (Figura 18). Também foi observada a presença de matéria orgânica, sílica e calcita preenchendo as microfraturas.

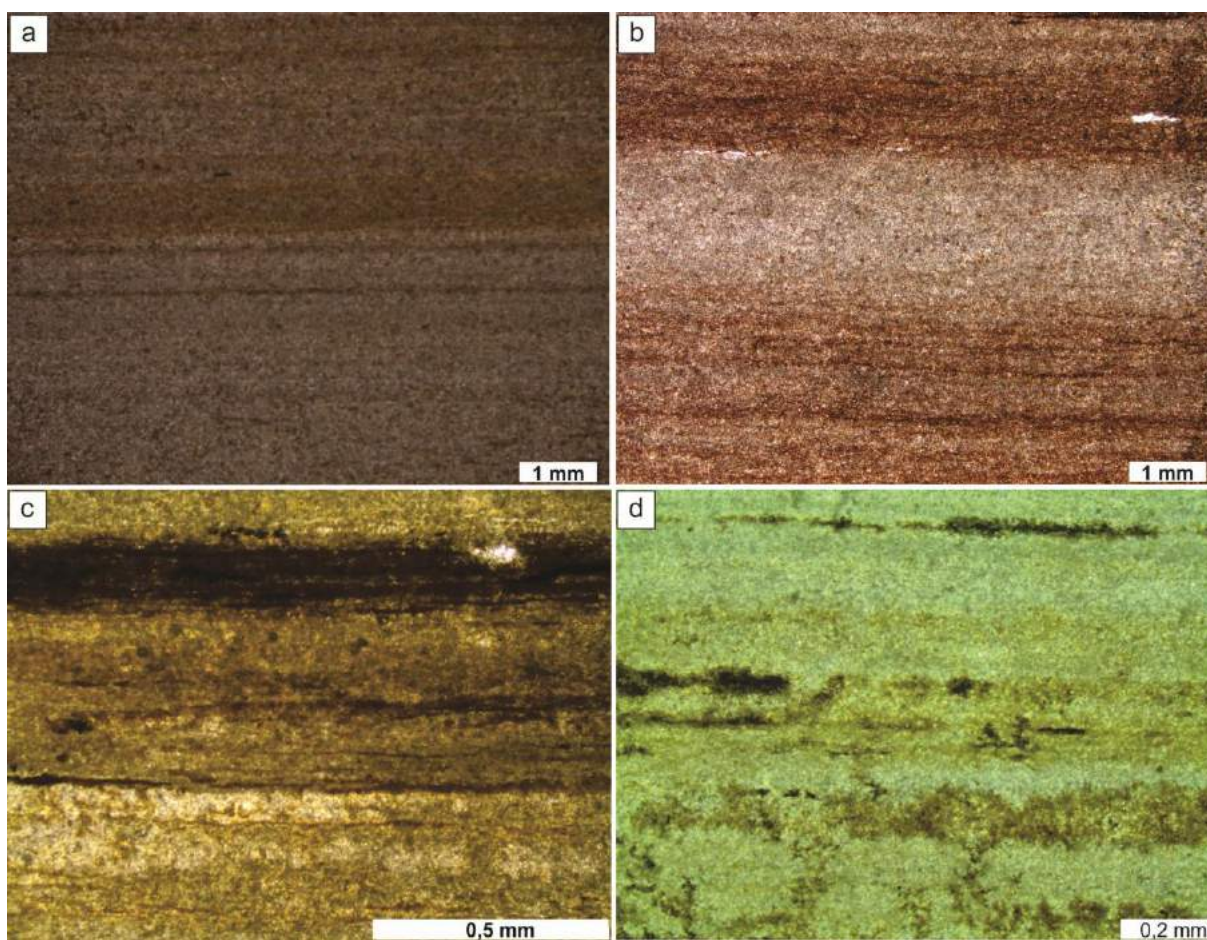


Figura 18 – Fotomicrografias da microfácies m2 (nicos paralelos) onde as bandas escuras possuem calcita microcristalina, matéria orgânica e pirita. Enquanto que as lâminas claras são constituídas por calcita microcristalina sem a presença de pirita. Indício de recristalização de calcita na porção inferior (cor mais clara) na figura “c”. As manchas escuras na porção inferior da figura “d” referem-se a manganês arborescente.

4.2.3 MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LAMINAÇÕES ONDULADAS (m3)

Esta microfácies foi encontrada em apenas dois afloramentos (AFL 07 e AFL 08), sendo estes localizados no limite entre o contato da Formação Crato com a Formação Ipubi. É caracterizada por lâminas orgânicas crenuladas, substituídas por pirita, que na maioria das vezes estão onduladas e deformadas (Figura 19).

Observa-se, ainda, a presença de pirita framboidal, óxido de ferro e várias fraturas preenchidas por calcita fibrosa.

Nesta microfácies também foram encontrados sílica (quartzo criptocristalino, megaquartzo e calcedônia) e sulfatos (gipsita, anidrita e barita) ocorrendo como substituição, que serão detalhados nos próximos subcapítulos.

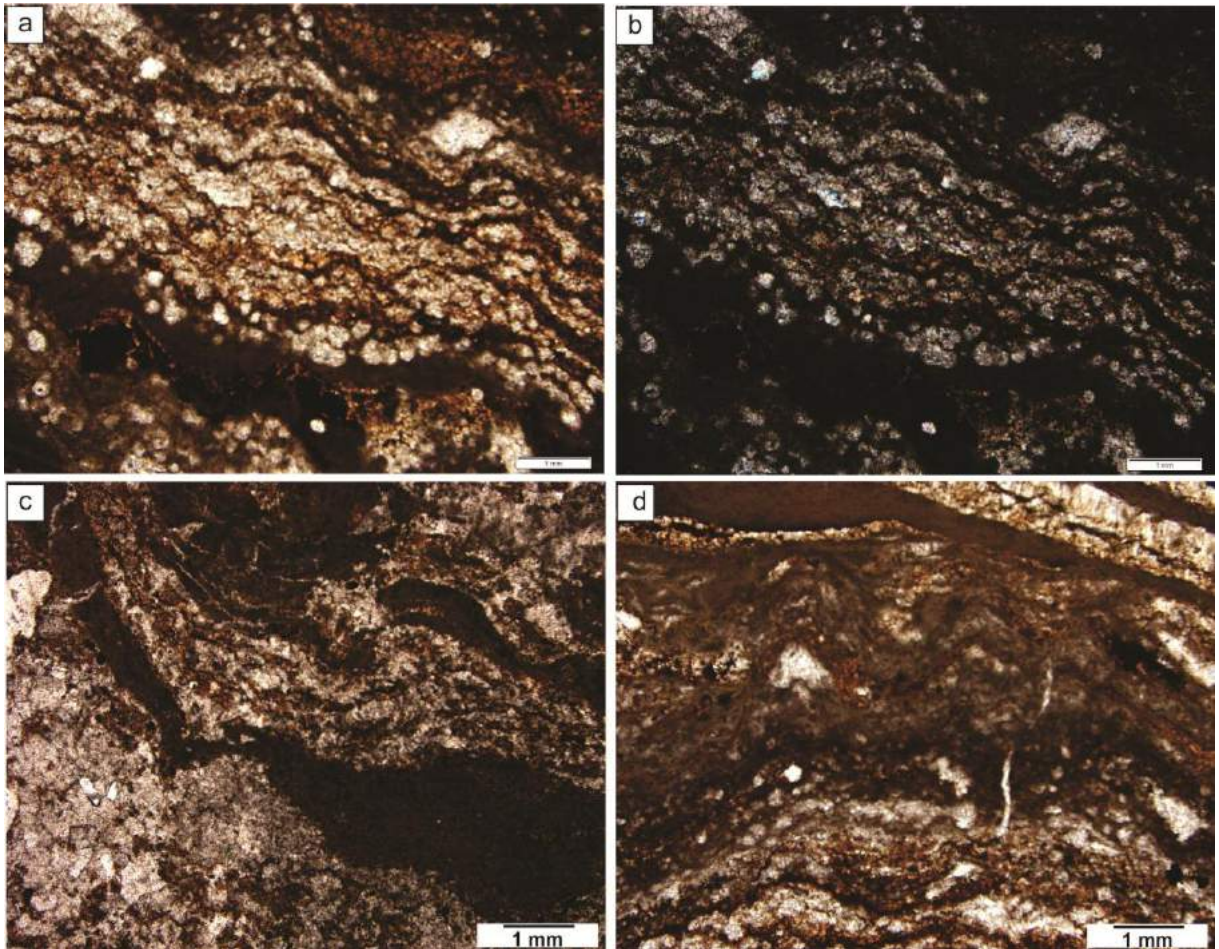


Figura 19 – Fotomicrografias do calcário com lâminas orgânicas de coloração marrom bastante crenuladas, deformadas com presença de calcita recristalizada: a, c e d: nicois paralelos; b: nicois cruzados.

4.2.4 MICROFÁCIES CALCÁRIO COM SLUMPS (m4)

Trata-se de calcário laminado, com as mesmas características da microfácies calcário laminado com lâminas plano-paralelas, porém com laminações bastante suaves e com a presença de feições de escorregamento geradas quando o sedimento ainda não estava totalmente consolidado, denominadas de *slumps*, neste caso, *microslumps* (Figura 20).

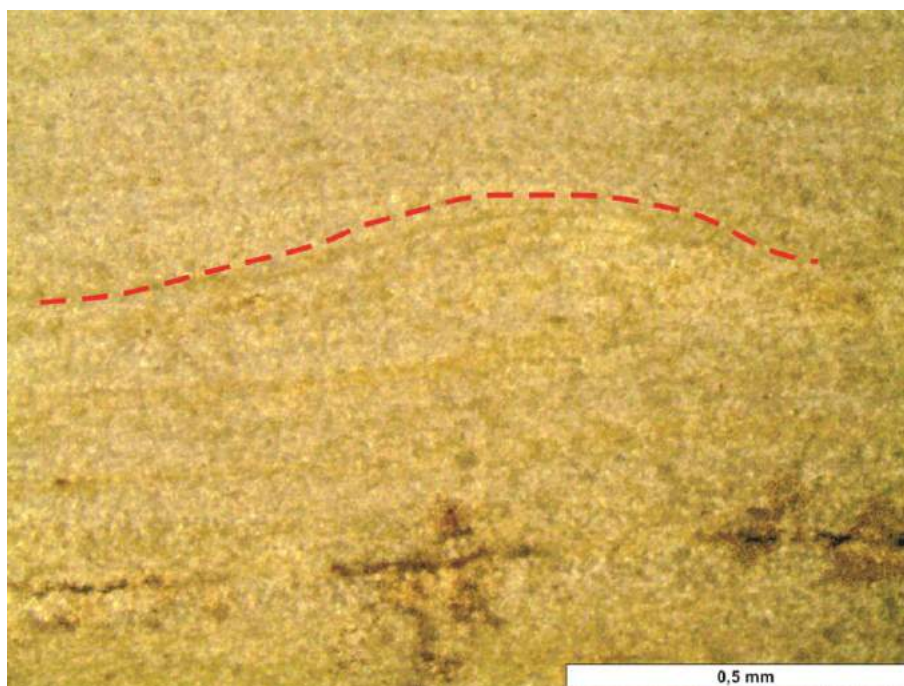


Figura 20 – Fotomicrografia do calcário laminado com “microslumps” localizado no centro da figura, destacado pelo contorno tracejado (nicóis paralelos).

4.2.5 MICROFÁCIES CALCÁRIO COM LOOP BEDDING (m5)

Nessa microfácies ocorre calcário laminado com a presença de microestruturas denominadas de *loop bedding*, que são estruturas que causam um apertamento nas lâminas semelhantes a *boudinage* sedimentar. Os *loop bedding* podem ser classificados como simples ou complexos, porém, aqui foram observados apenas *loop bedding* simples, gerados diageneticamente por sobrecarga (Figura 21). Esta estrutura foi pouco observada nas lâminas estudadas e será detalhada no próximo subcapítulo.

4.2.6 MICROFÁCIES CALCÁRIO COM OSTRACODES (m6)

Esta microfácies foi encontrada tanto nos calcários laminados quanto nos maciços. Foram observados bioclastos identificados como ostracodes que ocorrem, em sua maioria com valvas inteiras e articuladas sugerindo uma sedimentação de baixa energia, porém, localmente, apresentam feições de compactação, com valvas desarticuladas e achatadas. Esses ostracodes encontram-se substituídos por calcita micrítica e/ou espática (Figuras 22a e 22b) e, também por pirita (Figuras 22c e 22d).

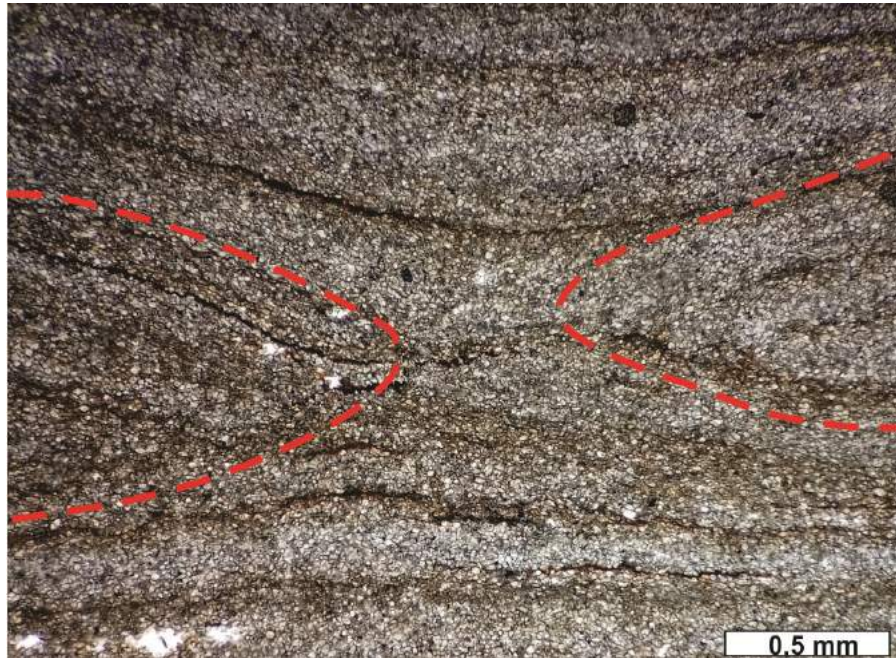


Figura 21 – Fotomicrografia do calcário laminado com “loop bedding” simples (nicóis paralelos).

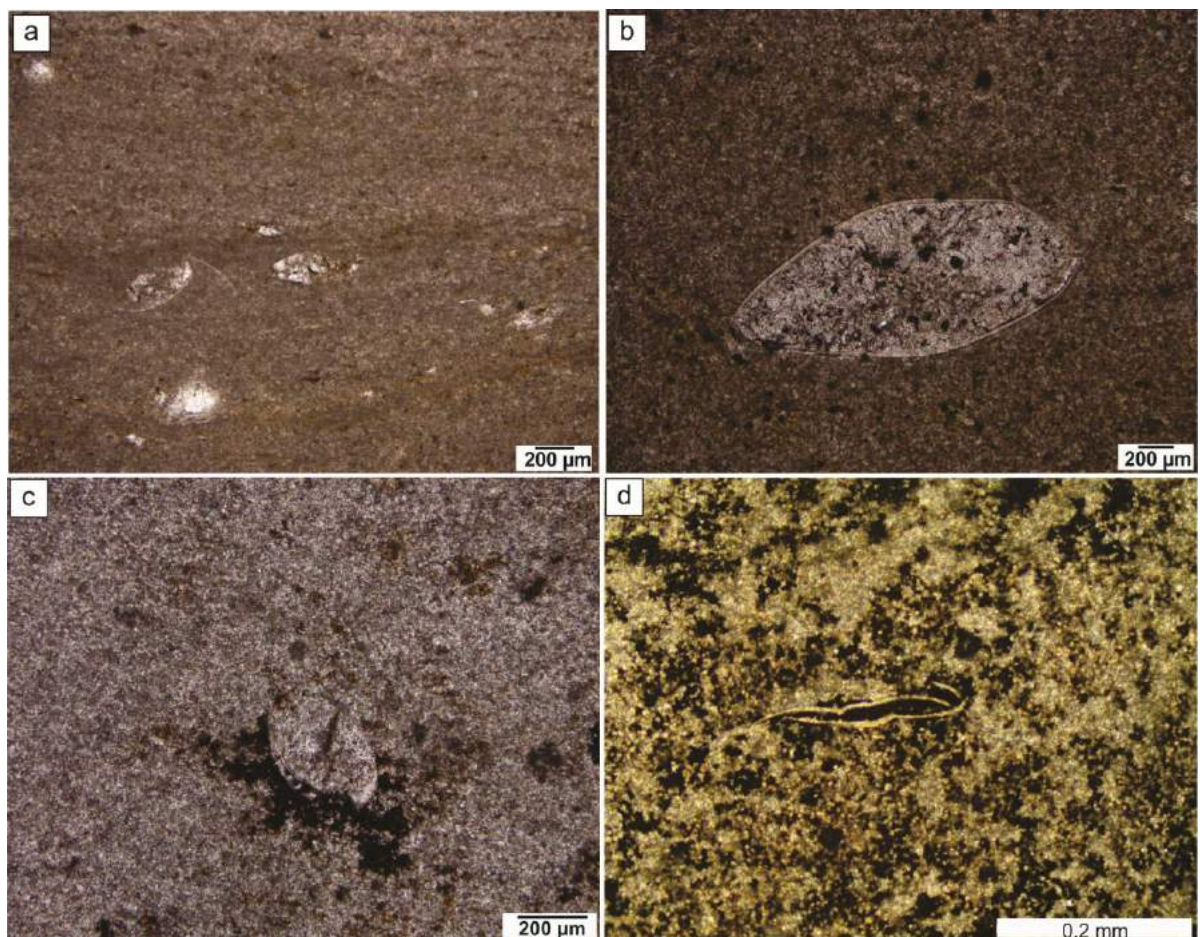


Figura 22 – Fotomicrografias da microfácies calcário com ostracodes (nicóis paralelos): a) Ostracodes substituídos ora por calcita espática ora por calcita micrítica; b) Ostracode com as valvas constituídas por calcita e calcita microcristalina no seu interior; c) Ostracode com início de piritização; d) Ostracode achatado com valva desarticulada e substituído por pirita.

4.2.7. MICROFÁCIES CALCÁRIO COM PELOIDES (m7)

Esta microfácies é pouco representada nas lâminas estudadas neste trabalho. Foi observado um nível com peloides milimétricos com formas circular e elipsoidal, distribuídos numa matriz micrítica. Esses peloides tem sua origem relacionada à alteração de bioclastos, possivelmente de ostracodes (Figura 23).

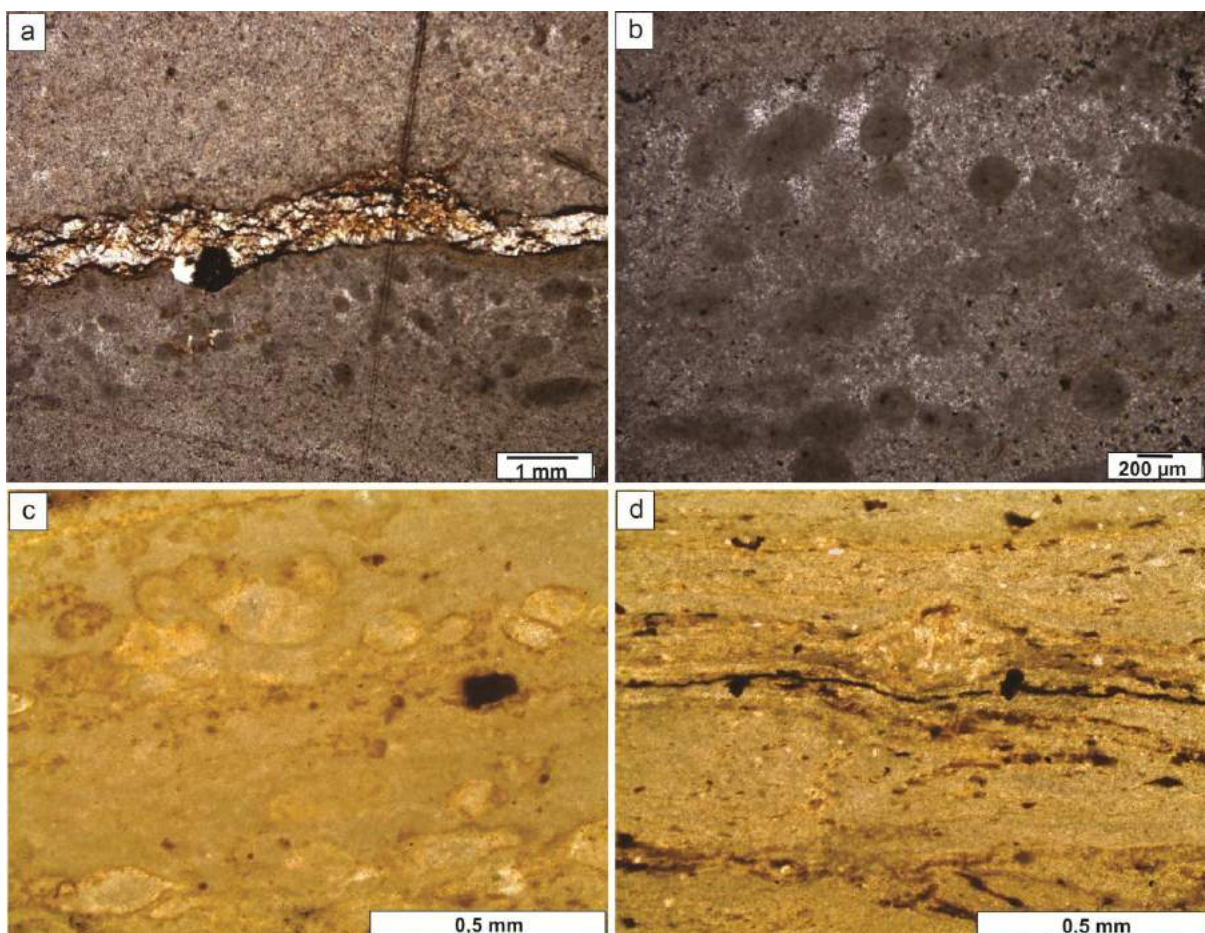


Figura 23 – Fotomicrografias da microfácies calcário com peloides (nicois paralelos): a, b e c) Nível peloidal; d) Pelóide deformando laminação.

4.3 MICROESTRUTURAS DOS CALCÁRIOS DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO

Quanto ao aspecto microestrutural foram observadas três estruturas principais, as microfalhas, as microfraturas e os *loop bedding*.

As microfraturas (Figura 24) são bastante frequentes em todas as microfácies determinadas neste trabalho, ocorrendo em várias direções e muitas vezes deslocando outras

mais antigas. Elas encontram-se, em sua maioria, preenchidas, o que faz com que estas rochas percam suas características de rochas reservatório. Entretanto, a presença de fraturas parcialmente abertas também ocorre.

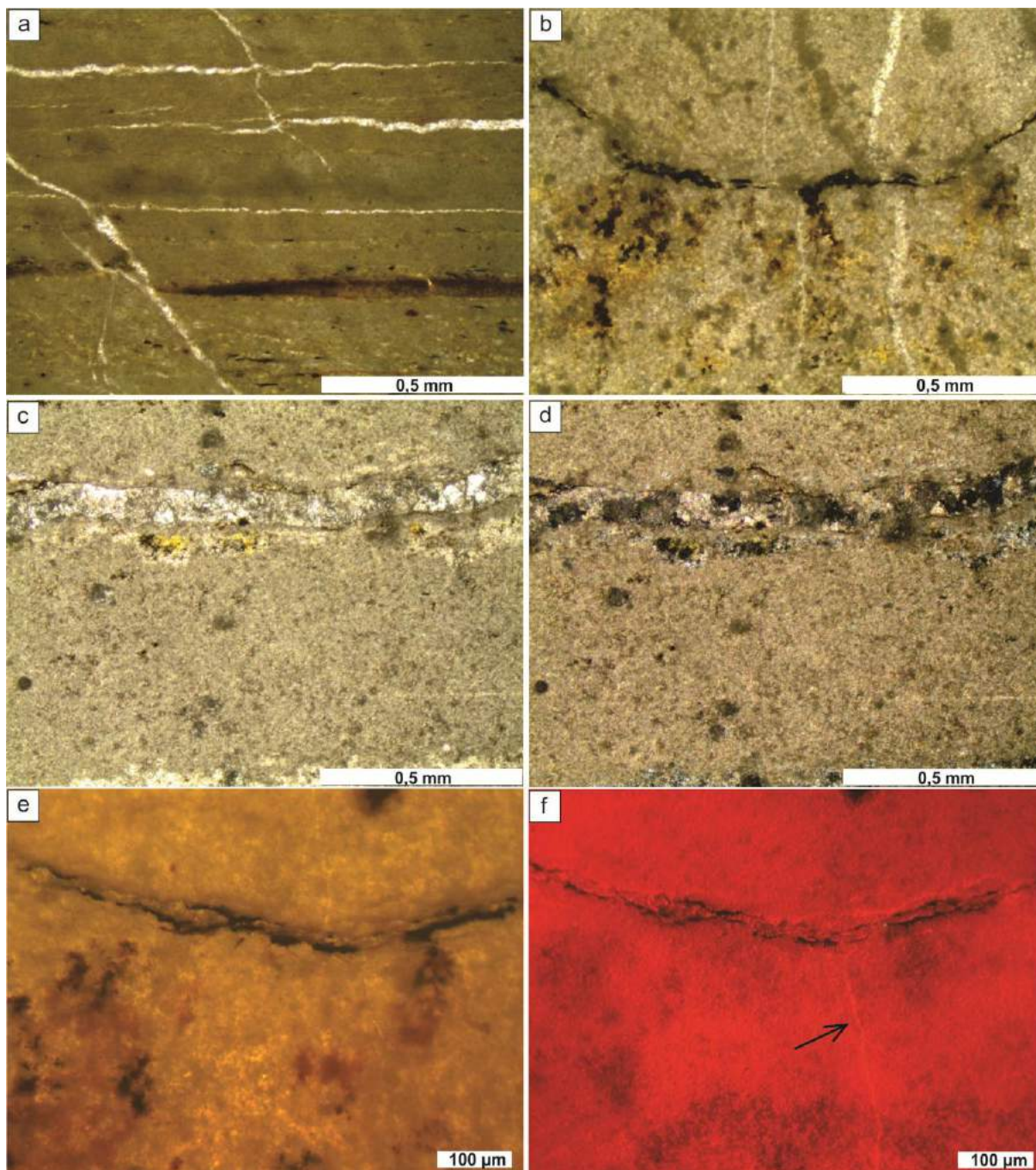


Figura 24 – Fotomicrografias: a) microfraturas com direções variadas (nicois paralelos); b) micro fraturas horizontal sendo preenchida por matéria orgânica (M.O.) deslocando fraturas verticais mais antigas que estão preenchidas por calcita (nicois paralelos); c) fratura horizontal preenchida por calcita espática (nicóis paralelos); d) imagem “c” a nicois cruzados; e) fratura preenchida por M.O. a nicois paralelos; f) imagem “e” na catodoluminescência (CL), onde é possível observar alta luminescência na matriz micrítica, fratura preenchida por M.O. sem luminescência e, outra fratura transversal a esta (visível apenas na CL, indicada pela seta) com mais alta luminescência e evidenciando gerações diferentes de calcita.

Também estão presentes várias microfalhas, em sua maioria, normais porém também ocorrem, em menor proporção, falhas inversas que descolam tanto as laminações dos calcários quanto fraturas e falhas tardias (Figuras 25 e 26).

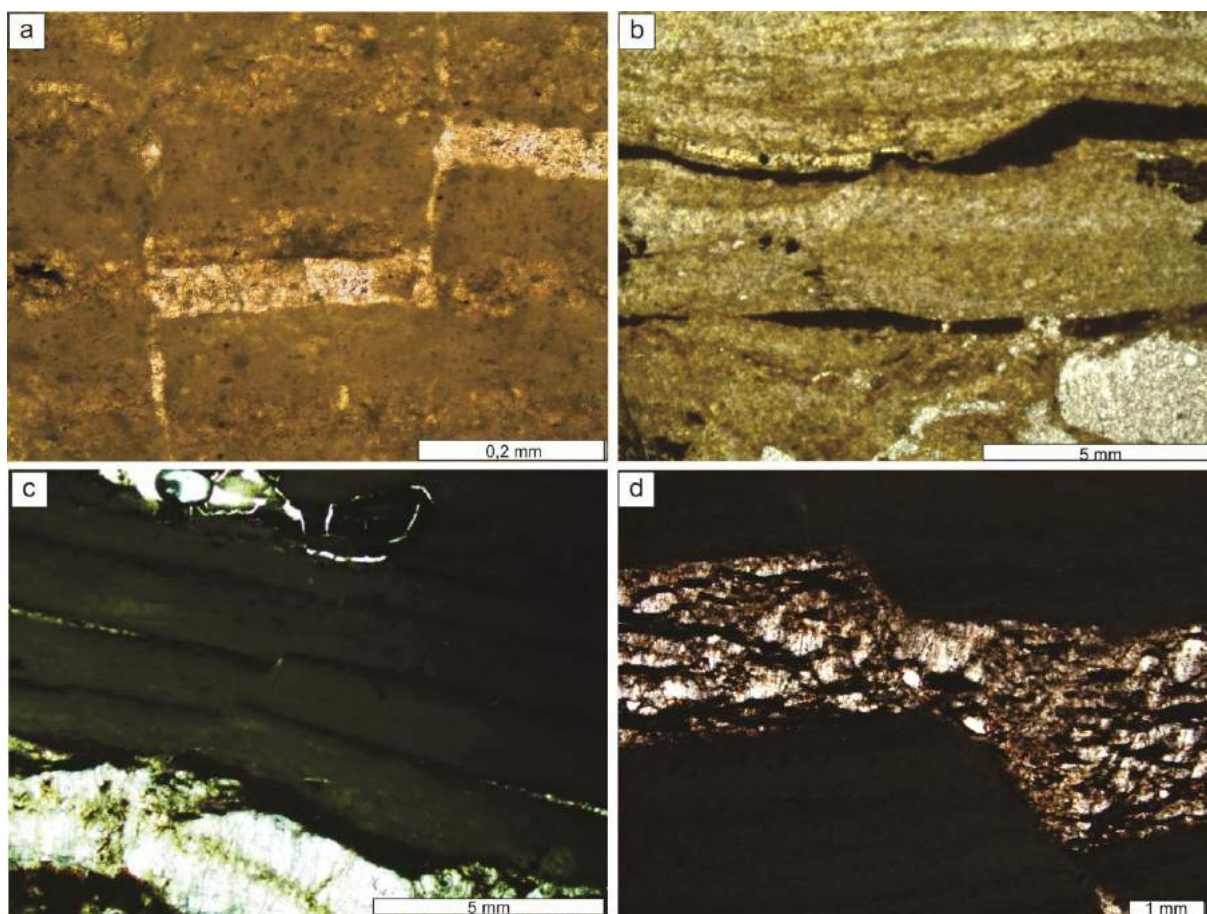


Figura 25 – Fotomicrografias a nicois paralelos: a) Microfalha deslocando uma fratura tardia; b) Microfalha deslocando laminação do calcário e fratura preenchida por matéria orgânica; c) microfalha normal; d) microfalha normal deslocando a fratura preenchida por calcita.

Loop bedding consiste em pequenos grupos de lâminas que são fortemente apertados ou que terminam em intervalos. Este tipo de acamamento tem sido ocasionalmente reconhecido em sedimentos finamente laminados, especialmente em sequências laminadas lacustres recentes e antigas. Os *loop bedding* podem revelar uma variedade de características deformacionais e são classificados em duas formas: simples e complexos.

Neste trabalho foi reconhecido apenas *loop bedding* simples, que são caracterizados por apresentarem forma de “*boudin*” e não têm relação com fraturas e/ou falhas (Figura 27). Estes são produtos de deformação puramente dúctil. Foram observados *loop bedding* simples do tipo 1 e 2, de acordo com Calvo *et al.* (1998), lâminas com terminações simétricas e com formas assimétricas, respectivamente (Figura 24).

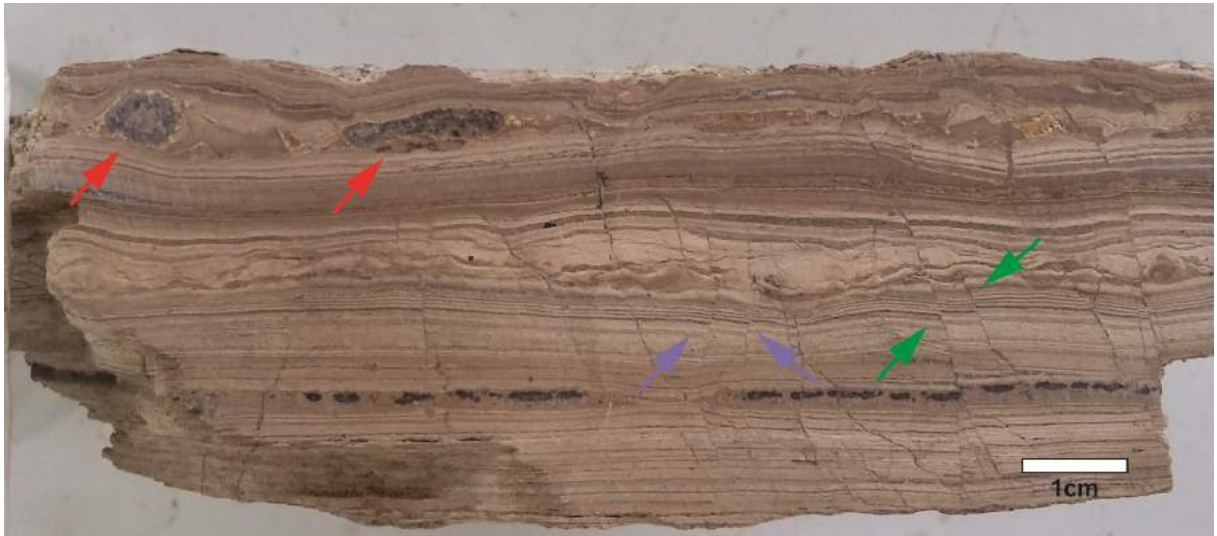


Figura 26 – Fotografia de amostra de mão, onde é possível observar diversas fraturas de cisalhamento e microfalhas normais (setas azuis) e inversas (setas verdes) que deslocam as laminações do calcário laminado. Também é possível observar fratura vular (setas vermelhas) preenchida por sílica (parte superior esquerda).

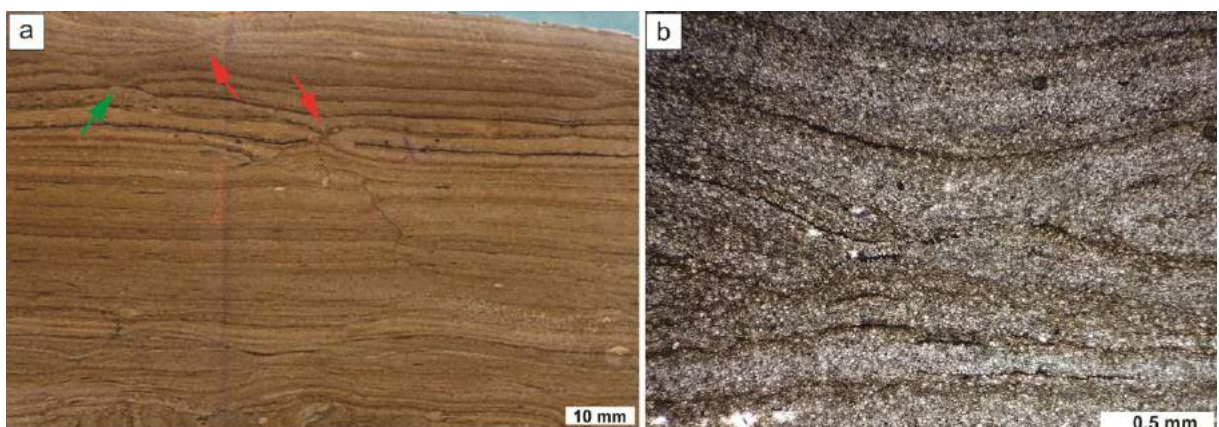


Figura 27 – a) Amostra de mão exibindo loop bedding simples tipo 1 (setas vermelhas) e loop bedding simples tipo 2 (seta verde); b) Fotomicrografia mostrando loop bedding simples.

4.4 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS CALCÁRIOS DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO

Diagênese engloba qualquer mudança física ou química em sedimentos ou rochas sedimentares que ocorre depois da deposição (excluindo processos que envolvem temperaturas e pressões altas o suficiente para serem chamados de metamorfismo). A diagênese, portanto, pode iniciar-se no fundo do mar (alteração eogenética ou singenética), continuar através do soterramento profundo (alteração mesogenética), e estender-se pelo soerguimento subsequente (alteração telogenética).

A compreensão desses processos e seus produtos tem alta importância econômica porque os critérios diagenéticos explicam muitas das propriedades petrofísicas de rochas carbonáticas e determinam o seu valor como rochas reservatório e seu uso na indústria.

4.4.1 PROCESSOS DIAGENÉTICOS

A evolução diagenética dos calcários foi estudada no presente trabalho com o uso do microscópio óptico, catodoluminescência e MEV. A diagênese envolve uma variedade de processos físicos e químicos, entre eles os mais comuns e, identificados aqui, são: dissolução, cimentação, substituição, recristalização e compactação.

4.4.1.1 Dissolução

A dissolução trata da lixiviação de minerais instáveis e sua principal feição é a geração de poros secundários. Esse processo depende principalmente do grau de saturação em CaCO_3 dos minerais carbonáticos que formam os grãos e bioclastos. Em ambiente meteórico, as águas são acidificadas pelo CO_2 atmosférico e do solo, tornando-se subsaturadas em CaCO_3 . Esta subsaturação em CaCO_3 leva à dissolução da calcita e aragonita (Moore, 1989; Tucker e Wright, 1990), o que dá origem a esses poros.

Neste trabalho, as principais feições desse processo são as porosidades secundárias que estão representadas pelos tipos vugular (com formas de vesículas) e fenestral (Figura 28), classificadas de acordo com Choquette e Pray (1970).

4.4.1.2 Cimentação

O termo trata do preenchimento dos espaços porosos nos sedimentos, sejam eles primários ou secundários, através da precipitação química de minerais. Os principais minerais que ocorrem como cimento em rochas carbonáticas são aragonita, calcita livre ou magnesiânica, gipsita-anidrita e dolomita, cada qual ocorrendo em ambiente diagenético determinado e com forma cristalográfica específica. Para que os minerais cimentantes precipitem nos poros de um sedimento ou rocha sedimentar é necessário que os fluidos intersticiais que ocupam estes poros estejam sobresaturados na espécie mineral correspondente, assim como que existam condições cinéticas adequadas para que seja viável o processo.

Nas lâminas estudadas foram encontrados cimentos de calcita, que se encontram na forma espática, prismática e fibrosa, além de sílica, ambos ocorrendo preenchendo fraturas.



Figura 28. Calcário laminado apresentando processo de dissolução, representado pela porosidade fenestral e vugular.

A calcita diagenética ocorre preenchendo fraturas e foi observada em grande parte das lâminas petrográficas estudadas (Figura 29). Ela apresenta forma blocosa e, localmente, ocorre na forma fibrosa, sendo esta uma feição de processo de dissolução e recristalização (Figura 29a e 29c). Também é possível visualizar calcita recristalizada substituindo a matriz micrítica. A calcita microcristalina também substituiu alguns bioclastos, no caso, os ostracodes (Figura 29f).

4.4.1.3 Substituição

Processo no qual ocorre substituição de um mineral por outro de composição química diferente (Tucker, 1981).

Geralmente o processo é denominado pelo nome do mineral que substitui, como por exemplo, dolomitização, silicificação, fosfatização entre outros. Nesses calcários do topo da Formação Crato foi possível observar várias fases minerais que ocorrem substituindo esses carbonatos, esses processos foram então denominados de piritização, silicificação e sulfatização.

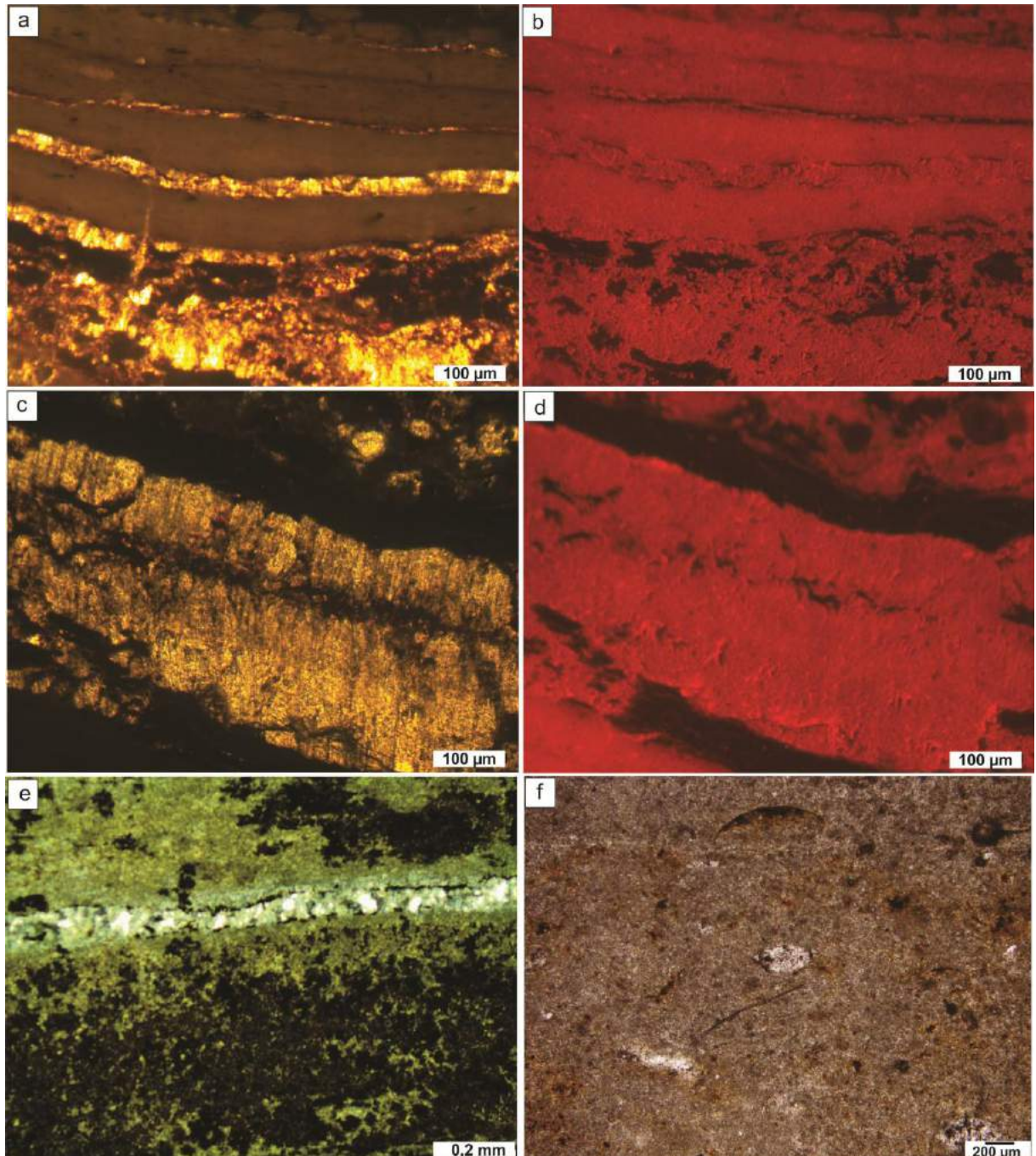


Figura 29 – Fotomicrografias exibindo calcita preenchendo fraturas: a) Fraturas com espessuras distintas preenchidas por calcita a nicóis paralelos; b) Figura “a” na catodoluminescência mostrando alta luminescência tanto na lama carbonática quanto nas fraturas; c) Calcita fibrosa a nicóis paralelos; d) Figura “c” onde a calcita fibrosa apresenta alta luminescência sob catodoluminescência; e) Fratura preenchida por calcita (nicóis cruzados); e) Calcita substituindo ostracodes (centro da figura e canto inferior direito) a nicois paralelos.

4.4.1.3.1 Piritização

Foi observada a presença de pirita (FeS_2), sulfeto de ferro mais comum encontrado em rochas carbonáticas. A presença deste mineral nestes calcários é bastante frequente em todas

as microfácies e apresenta-se como pirita microcristalina e com hábito framboidal, muitas vezes formando massas de substituição anedrais. Ocorre de forma bastante distribuída nas rochas e também substitui, localmente, matéria orgânica e alguns bioclastos, neste caso, ostracodes (Figura 30).

Pirita em rochas carbonáticas é produto de alterações diagenéticas, provavelmente relacionada a ambiente redutor anóxico. A formação dessas piritas tem relação com a grande quantidade de matéria orgânica existente no ambiente, no qual ocorre redução de sulfato. Esta evidência de piritização indica um estágio eodiagenético.

Grande parte destes calcários laminados apresentam óxido/hidróxido de ferro, podendo estar caracterizados por hematita, devido ao processo de oxidação dessas piritas, apresentando assim uma coloração avermelhada.

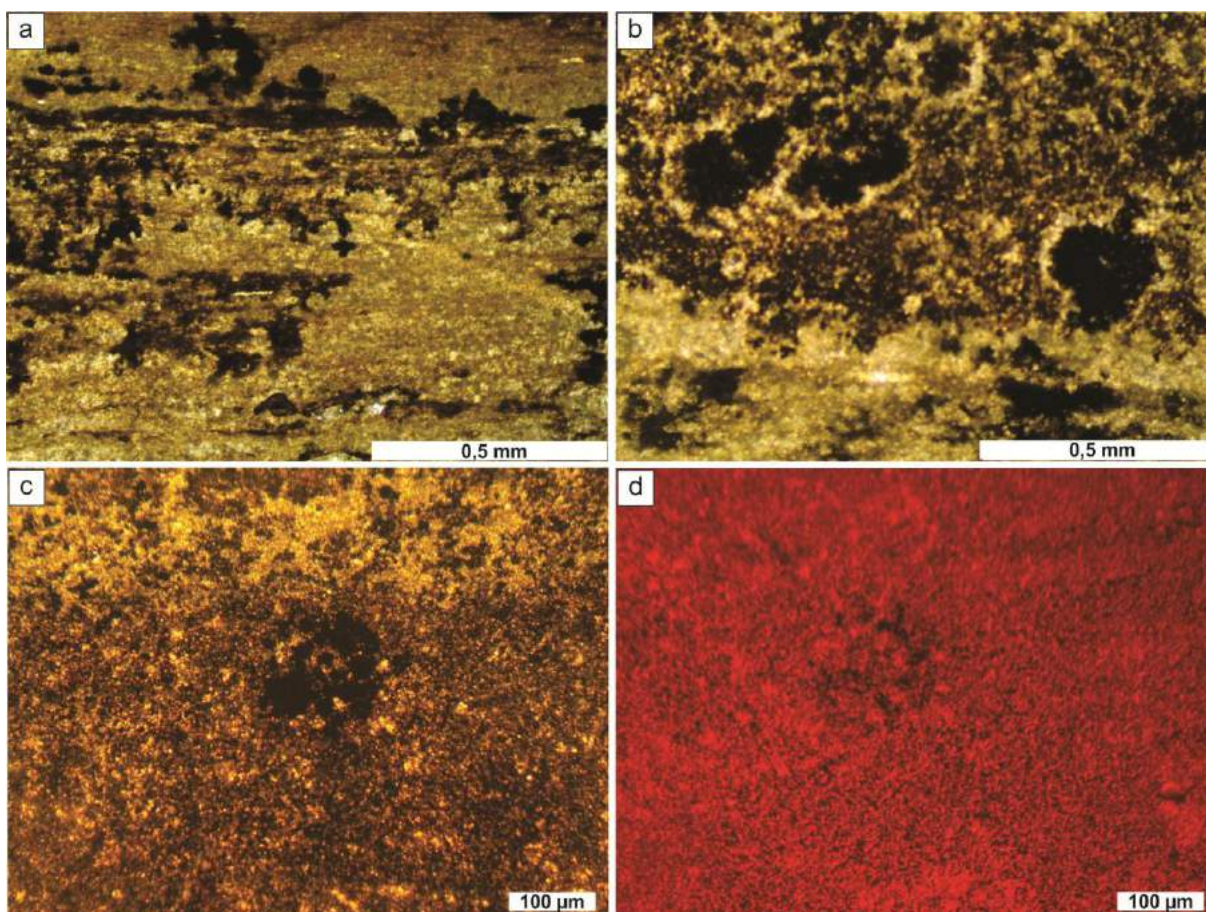


Figura 30 – Fotomicrografias exibindo processo de piritização: a) Pirita ocorrendo de forma disseminada (nichois paralelos); b e c) Pirita também ocorrendo de forma disseminada e substituindo bioclastos (provavelmente ostracodes) a nichois paralelos; d) Mesma ilustração de “c” na catodoluminescência, onde a matriz micrítica encontra-se luminescente e os “pontos” com pirita, não luminescente.

4.4.1.3.2 Silicificação

Outra fase mineral bastante presente nas lâminas delgadas é a sílica (SiO_2), que é um mineral diagenético abundante em rochas carbonáticas, podendo ocorrer como cimento ou pode ser encontrada como substituição do material original ou como sedimento alterado diageneticamente. A sílica normalmente substitui ou preenche minerais de carbonato, evaporitos e material orgânico (por exemplo, madeira petrificada).

A silicificação pode ocorrer durante a diagênese precoce ou tardia, na forma de substituição seletiva de fósseis ou através do desenvolvimento de nódulos de chert e camadas silicosas (Figura 31). A sílica pode também ocorrer como cimento em alguns calcários, cujos principais tipos de sílica diagenética são: cristais de quartzo, microquartzo e calcedônia de acordo com Tucker (1992), sendo estes encontrados aqui nesses calcários.



Figura 31 – Amostra de mão exibindo o processo de silicificação (porção cinza) no calcário laminado, onde é possível notar o calcário laminado na base e no topo da amostra, com ondulações na parte superior.

Essa precipitação ocorre quando a água dos poros encontra-se saturada em sílica, devido a uma constante circulação desse fluido saturado, por um longo período de tempo. Esse tipo de cimentação ocorre durante a eodiagênese e início da mesodiagênese porque, geralmente, as condições necessárias incluem profundidade e temperatura baixas.

É geralmente aceito que oscilações do pH em torno de um valor de cerca de 9 são um importante fator controlador da silicificação, uma vez que existe uma relação de solubilidade inversa entre a calcita e sílica. Alterações da salinidade dos fluidos de poros também induzem a precipitação de sílica.

Um requisito geoquímico e termodinâmico geral para a silicificação de carbonatos é a existência de fluídos nos poros que são supersaturados no que diz respeito à fase de sílica precipitada, e subsaturados com respeito ao mineral de carbonato dissolvidos.

Existem várias espécies diagenéticas de sílica, porém nestes calcários, foram observados quartzo criptocristalino (chert), megaquartzo e calcedônia, que se apresentam de forma fibrosa e em estruturas radiais e/ou esferulíticas (Figura 32).

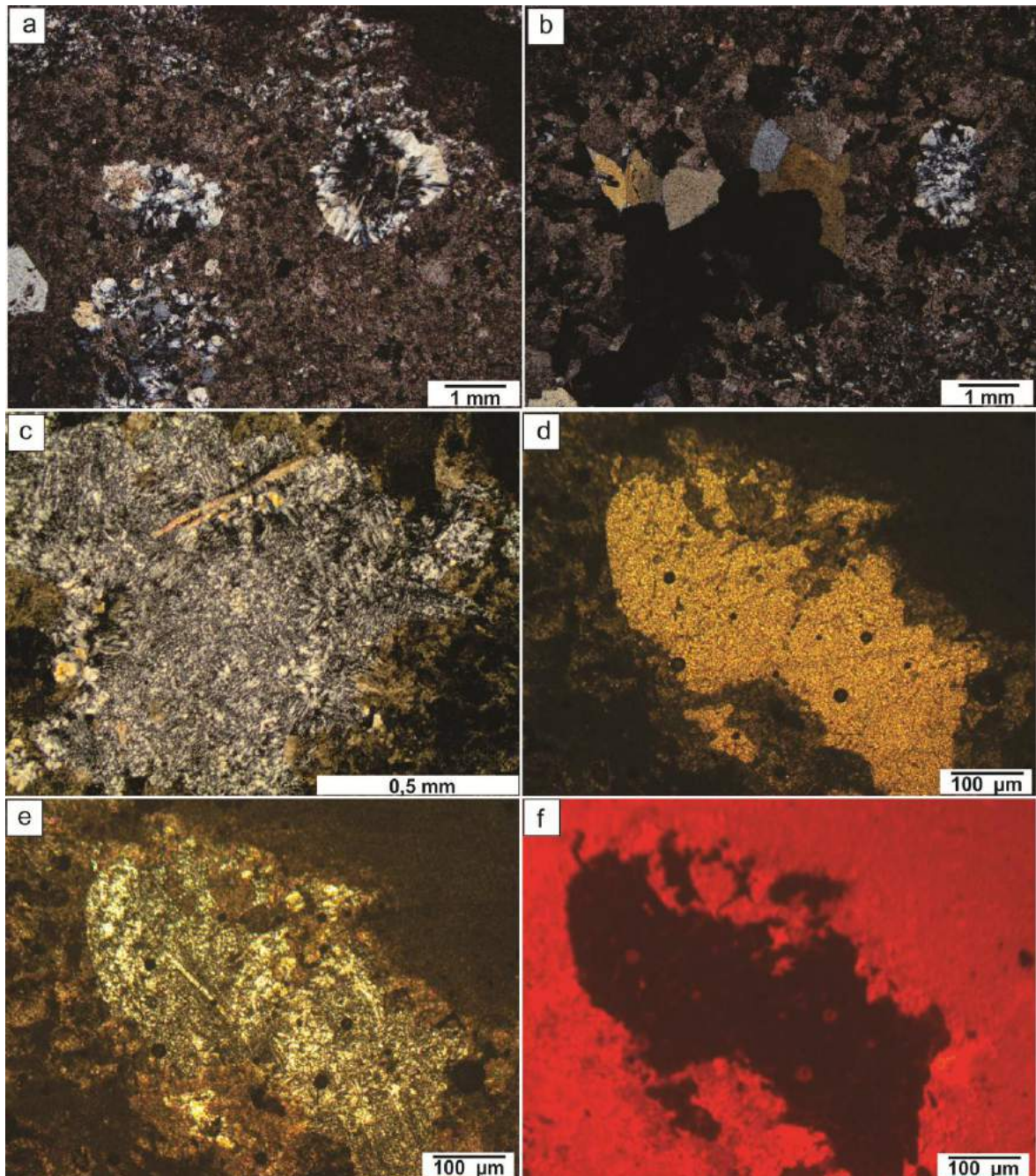


Figura 32 – Fotomicrografias: a) Esferulito de calcedônia (nicóis cruzados); b) Esferulito de calcedônia e megaquartzos (nicóis cruzados); c) Calcedônia (nicóis cruzados); d) Calcedônia (nicóis paralelos); e) Calcedônia (nicóis cruzados); f) Calcedônia sob catodoluminescência, sem luminescência enquanto que a matriz micrítica apresenta alta luminescência.

4.4.1.3.3 Sulfatização

Outros minerais que estão presentes na porção limite entre as formações Crato e Ipubi são os sulfatos. Dentro desta classe de minerais foram observados: gipsita, barita e anidrita (Figuras 33 e 34).

Esses minerais ocorrem como cristais, substituindo os carbonatos. Essa classe de mineral representa uma fase de alta evaporação no ambiente e foi primeiramente observada em microscopia óptica e posteriormente identificados e diferenciados um do outro no MEV, pois eles são bastante semelhantes e às vezes não é possível diferenciá-los apenas com a petrografia convencional.

Esses minerais estão possivelmente associados a eventos de substituição devido à ação de fluidos que percorrem os poros.

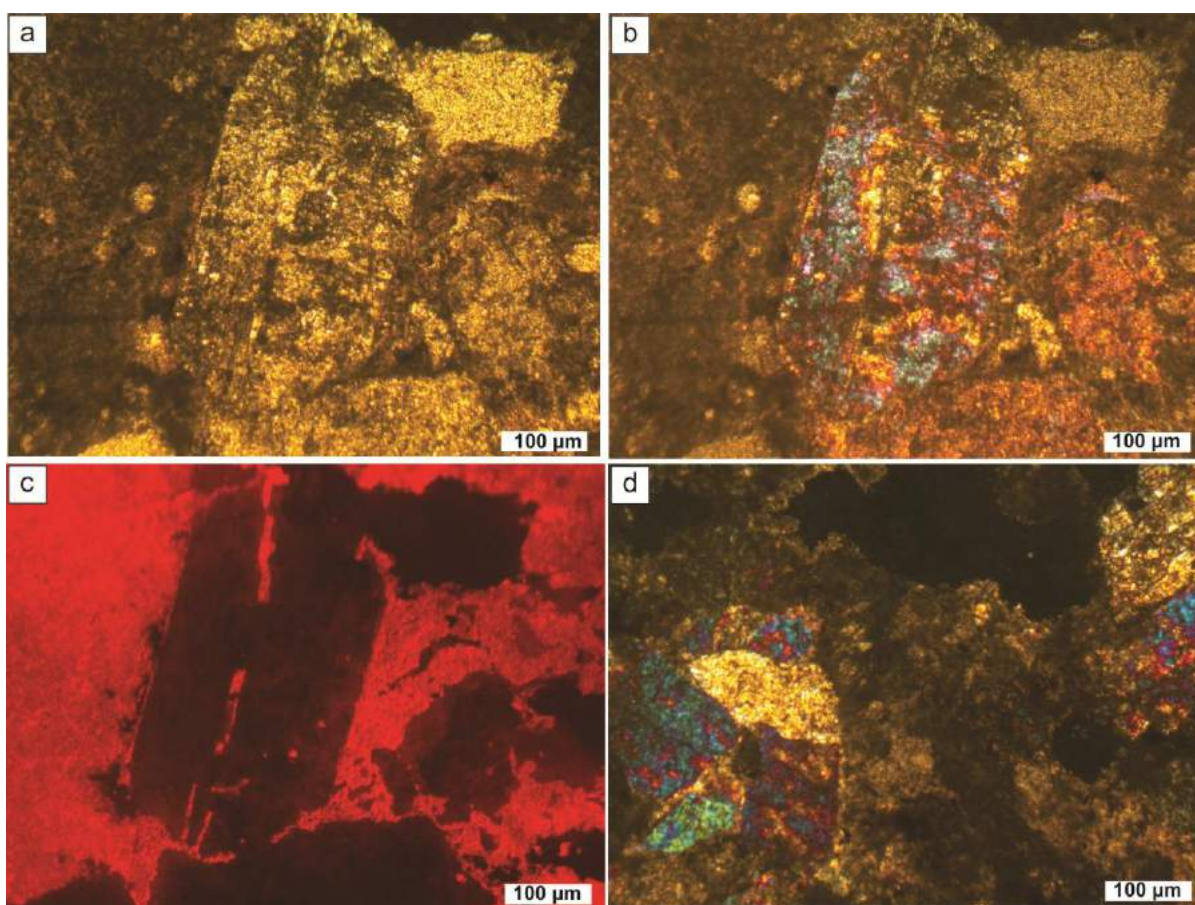


Figura 33 – Fotomicrografias dos sulfatos: a) Cristais de barita (nicois paralelos); b) Cristais de barita da letra “a” a nicois cruzados exibindo alta birrefringência; c) Cristais de barita da letra “a” sob catodoluminescência, onde é possível notar uma alta luminescência na matriz micrítica e nenhuma luminescência das baritas. d) Cristais de barita exibindo alta birrefringência (nicois cruzados).

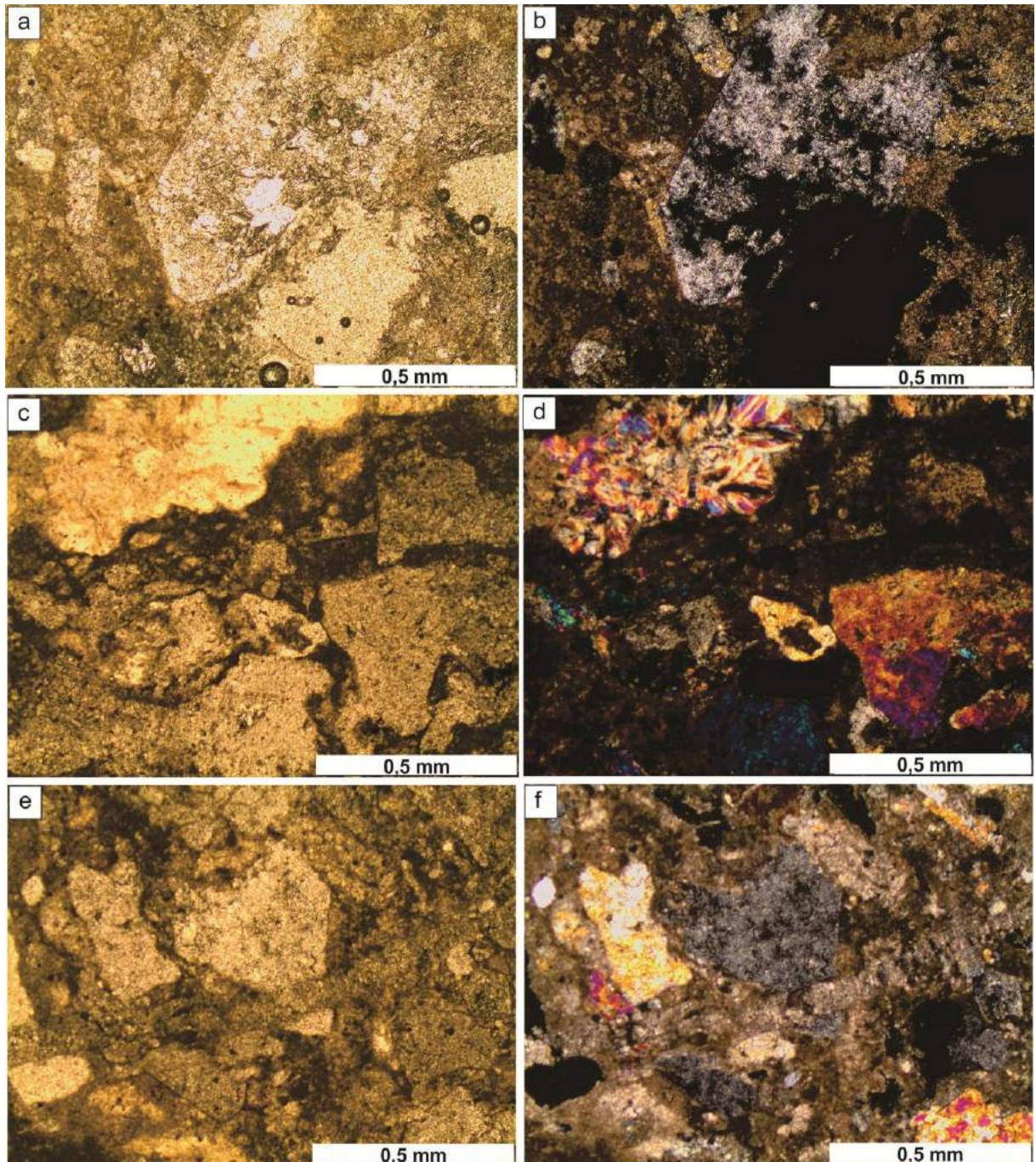


Figura 34 – Fotomicrografias dos sulfatos: a) Barita a nicois paralelos; b) Barita a nicois cruzados; c) Anidrita na porção superior da imagem e barita na porção direita inferior a nicois paralelos; d) Imagem “c” a nicois cruzados; e) Gipsita e anidrita a nicois paralelos; f) Figura “e” a nicois cruzados, onde os minerais de coloração cinza são gipsita e os coloridos, de alta birrefringência, anidrita.

4.4.1.4 Recristalização

Processo em que ocorrem mudanças na forma, tamanho do cristal, estado de deformação ou geometria sem alteração na composição mineralógica. Este evento foi observado, localmente, nesses calcários, onde houve recristalização da calcita micrítica, que

compõe a matriz das rochas, gerando calcita espática e, também, com estas calcitas ocorrendo preenchendo fraturas.

4.4.1.5 Compactação

A compactação pode ser física ou mecânica (incluindo desagramento e deformação ou reorientação de grãos) e química (dissolução principalmente ao longo de superfícies como estilólitos), de acordo com Bathurst (1986). A compactação mecânica tem início logo após a deposição enquanto que a compactação química requer, na maior parte das vezes, várias centenas de metros de soterramento (Tucker e Wright, 1990).

Foram observadas feições de compactação mecânica evidenciadas pela deformação nas laminações argilo-orgânicas, como mostrado anteriormente (Figura 19). Além da presença de algumas valvas de ostracodes desarticuladas e, às vezes, achatadas (Figura 22d).

4.4.2 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA COM WDS ACLOPADO

As análises por Microscopia Eletrônica de Varredura foram realizadas com o principal objetivo de observar feições nos minerais presentes nesses calcários, porém estas feições não ficaram tão evidentes, tornando assim as análises química elemental pontual mais eficientes, visto que alguns minerais foram melhor identificados depois de comprovar sua composição.

A análise teve como objetivo complementar as informações sobre as características mineralógicas e composicionais das lâminas descritas. Foram estudados cristais, que foram previamente estudados na petrografia convencional, sendo identificados no MEV pelo tamanho e forma, visto que estavam metalizados.

Durante a análise por dispersão de comprimento de onda (WDS), é preciso determinar os elementos a serem analisados, então foram escolhidos bário (Ba), ferro (Fe), manganês (Mn), cálcio (Ca), enxofre (S), silício (Si), magnésio (Mg) e estrôncio (Sr), com a finalidade de comprovar a presença destes elementos nas amostras escolhidas.

As principais análises realizadas foram a respeito da matriz micrítica (Figura 35), calcita (Figura 36), sílica (Figura 37) e sulfatos (Figuras 38 e 39), onde é possível observar os altos picos dos principais elementos destes constituintes diagenéticos nas figuras a seguir.

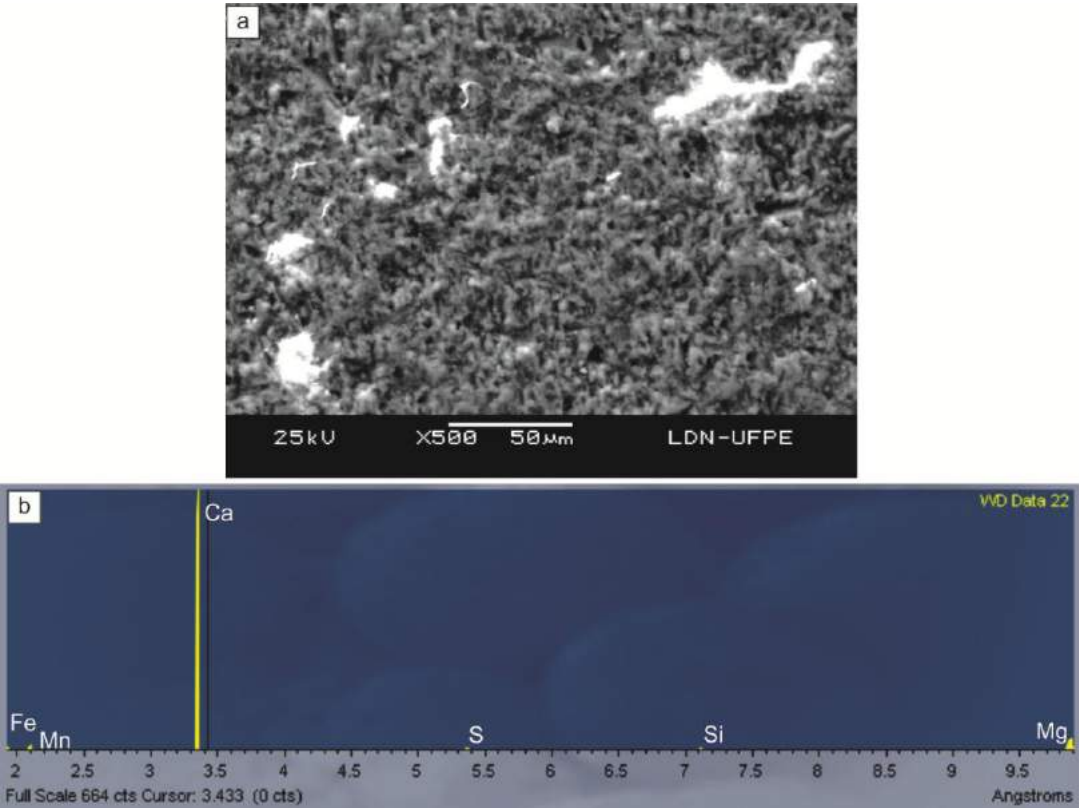


Figura 35 – a) Matriz micrítica observada no MEV; b) Espectro por comprimento de onda mostrando pequenos picos (quase não detectáveis) dos elementos Ferro (Fe), Manganês (Mn), Silício (Si), Enxofre (S), Magnésio (Mg) e alto pico de Cálcio (Ca).

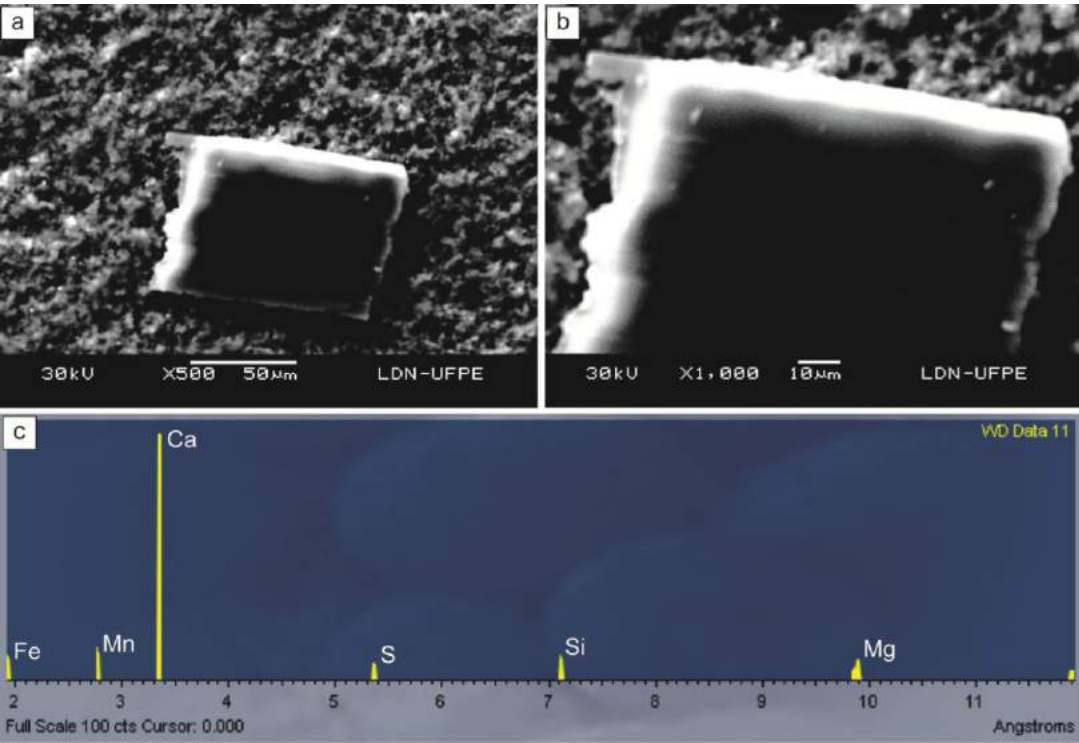


Figura 36 – Calcita: a e b) Imagem do cristal de calcita no MEV; c) Espectro por comprimento de onda mostrando pequenos picos dos elementos Ferro (Fe), Manganês (Mn), Enxofre (S), Silício (Si) e Magnésio (Mg) e um grande pico de Cálcio (Ca).

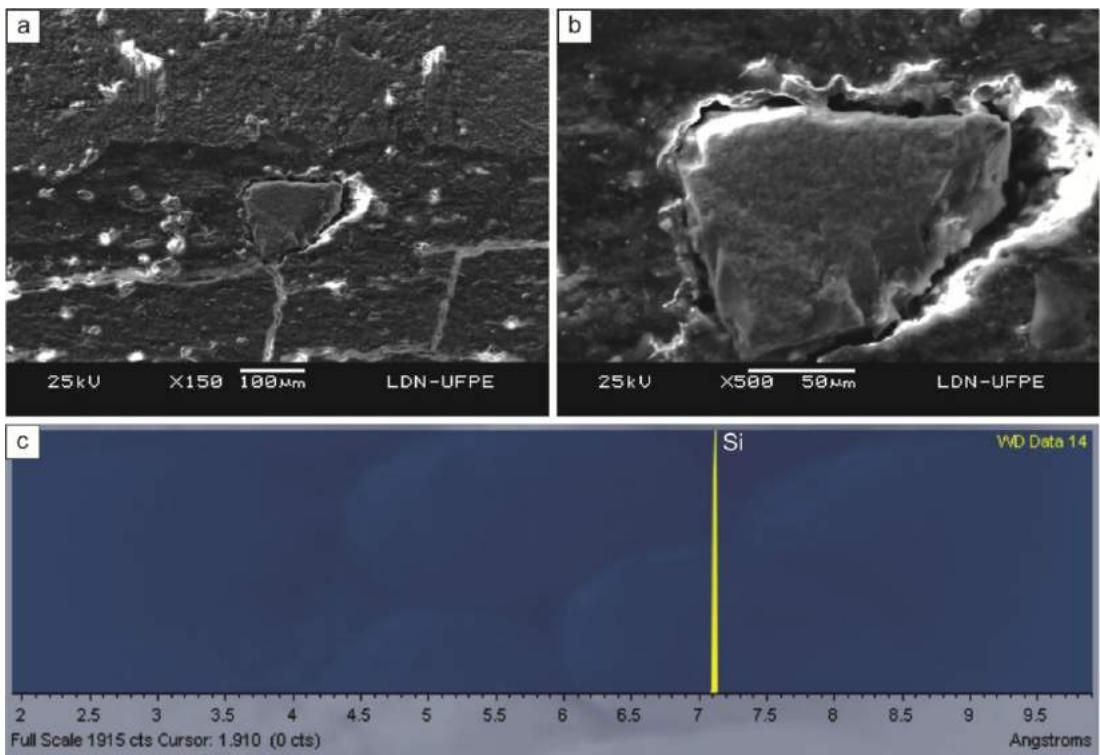


Figura 37 – Sílica: a e b) Imagem do cristal analisado no MEV; c) Espectro por comprimento de onda mostrando grande pico de Silício (Si).

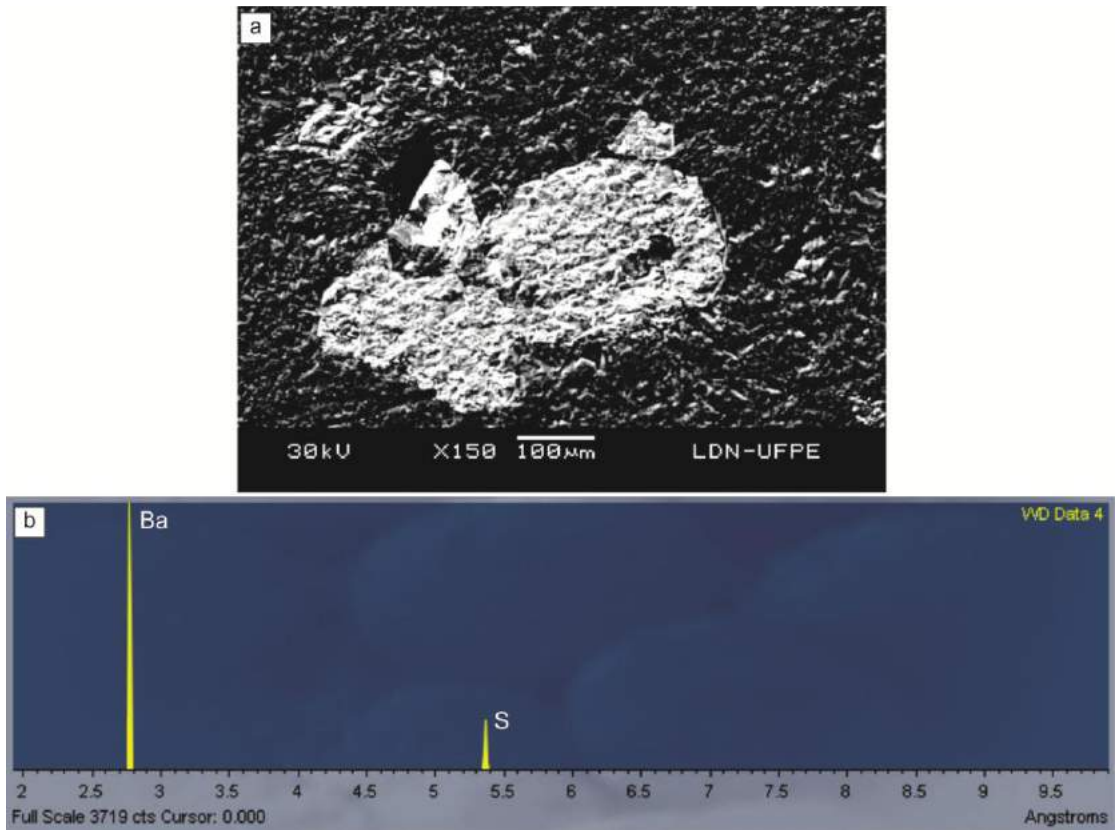


Figura 38 – Barita: a) imagem geral do cristal no MEV; b) Espectro por comprimento de onda mostrando picos dos elementos Bário (Ba) e Enxofre (S).

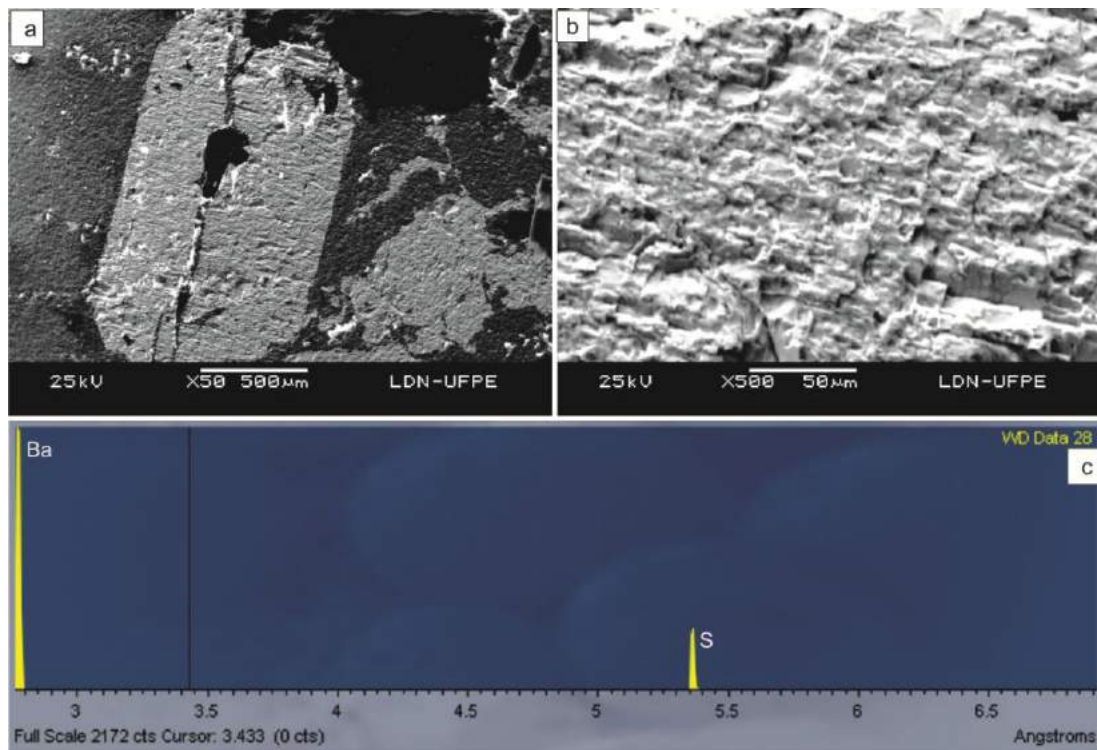


Figura 39 – Barita: a) imagem geral do cristal no MEV; b) imagem mostrando o local onde foi realizada a análise no interior do cristal; c) Espectro por comprimento de onda mostrando picos dos elementos Bário (Ba) e Enxofre (S).

5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As análises macro e microscópicas nesta pesquisa comprovaram aspectos descritos anteriormente por Neumann (1999) e Silva (2003), como a dominância de matriz micrítica, microfalhas, *microslumps* e *loop bedding*.

De maneira geral, estes calcários de ambiente lacustre com idade Aptiana- Albiana foram classificados como calcilutitos, devido à granulação, segundo a classificação de Grabau (1904). Como foi observado, esses calcários são, em sua maioria, constituídos por uma predominância de matriz micrítica com menos de 10% de grãos, podendo assim ser classificados como mudstones, de acordo com Dunham (1962).

Em todas as lâminas a luminescência desses calcários é alta, podendo estar associada a razões Mn/Fe relativamente altas, tipicamente alcançadas sob condições redutoras durante estágios iniciais a intermediários de diagênese de soterramento.

De acordo com Heimhofer *et al.* (2010) a origem dos carbonatos da Formação Crato é tradicionalmente atribuída à precipitação química associada com sedimentos clásticos finos, não afetados por qualquer mediação orgânica. Catto (2015) utilizou a presença da matriz orgânica EPS (substância polimérica extracelular) como critério diagnóstico da influência biótica na precipitação dos minerais carbonáticos dos calcários laminados da Formação Crato. Este autor identificou bactérias filamentosas, cocoides e cianobactérias e a partir da identificação desses organismos calcificados e dos subprodutos orgânicos ele definiu a gênese e os processos responsáveis pela precipitação dos carbonatos, que segundo ele todas as amostras analisadas revelaram origem relacionada à precipitação de carbonato biologicamente induzida. Neste trabalho foram observadas algumas laminações que se assemelham a esteiras algálicas, como foi mostrado na microfácies calcário com ondulações (m3), podendo assim dizer que a origem desses calcários pode estar relacionada tanto a precipitação química quanto bioinduzida por crescimento algálico.

As laminações orgânicas, na microfácies m3, são definidas por lâminas de esteiras algálicas que representam um ambiente de hipersalinidade, cuja deformação observada está relacionada ao período de dessecação e processo de compactação atuante nesses corpos lacustres.

A maior importância das rochas carbonáticas é o seu potencial para rocha reservatório, e aqui, foi observado que estas rochas aflorantes do topo da Formação Crato encontram-se bastante fraturadas, porém estas fraturas ocorrem, em sua maioria, preenchidas. Assim, como as fraturas, as porosidades vugular e fenestral também estão na maioria das vezes cimentadas. Então, neste trabalho, a respeito do potencial para rochas reservatórios, os litotipos do nível

C6 ficaram caracterizados por um baixo grau de permeabilidade e assim, sendo caracterizados, a princípio, como um mau reservatório. De acordo com Miranda (2015), a partir das características geológicas e permoporosas obtidas para os calcários laminados da Formação Crato foi possível classificá-los como um reservatório análogo naturalmente fraturado do tipo 4 (Nelson, 1987, 2001), onde a matriz possui porosidade primária média a alta e permeabilidade baixa e também possui fraturas que ocorrem preenchidas por minerais (veios) e não adicionam porosidade ou permeabilidade ao reservatório, bem como também classifica-los como possível análogo de campo para reservatórios não-convencionais do tipo *tight* (porosidade associada à microporosidade). De maneira geral, este autor considera esses calcários com uma porosidade primária média e uma permeabilidade muito baixa, além de conter famílias de fraturas preenchidas por calcita, formando barreiras hidráulicas, como foi observado aqui.

Quanto às feições estruturais observadas nestes calcários laminados, no caso, *microslumps*, *loop bedding*, micro fraturas e falhas, é possível relacioná-las aos microsismos ocorrentes na região, provavelmente relacionados à reativação da Zona de Cisalhamento Patos, localizada a norte a Bacia do Araripe. Este fato também foi observado por Silva (2003) que reconheceu três eventos deformacionais (D1, D2 e D3) nesta unidade, onde ele diz que essas microestruturas foram geradas durante o evento D1, de caráter distensional rúptil-dúctil, estão localizadas em alguns níveis pouco espessos desses calcários e que são resultantes de pequenos pulsos sísmicos. Ainda, segundo este autor, essas estruturas ocorrem dentro de alguns níveis dessas unidades carbonáticas, o que pode indicar eventos esporádicos de pulsos sísmicos em longos intervalos de tempo, já que alguns níveis não apresentam tais feições.

A diagênese foi subdividida em três estágios principais: a eodiagênese, a mesodiagênese e a telodiagênese. Portanto, com o estudo dos processos diagenéticos foi possível determinar em que fase cada evento aconteceu.

Foram observadas feições típicas da eodiagênese, como porosidade intergranular na matriz micrítica e a presença de pirita (FeS_2) microcristalina e com hábito framboidal. E ainda, nesta fase, foi observada a presença dos sulfatos nos níveis mais próximos ao contato com a Formação Ipubi.

Representando o estágio mesodiagenético, foi observado processo de dissolução dando origem a porosidade secundária dos tipos vulgar e fenestral, cimentação por sílica e calcita, processo de silicificação, onde ocorre quartzo criptocristino (chert), megaquartzo e calcedônia. Ainda nesta fase, ocorre o processo de recristalização caracterizado pelas microfraturas que muitas vezes são preenchidas (veios) por calcita blocosa ou fibrosa.

O estágio telodiagenético, está representado pela presença de óxido de ferro que foi bastante observada nestes calcários, associada à alteração das piritas por processo de oxidação

A origem da sílica pode ser, basicamente, produto de dissolução de sílica por águas meteóricas (intemperismo), dissolução de esqueletos de organismos, dissolução de grãos de quartzo, solução de pressão de grãos de quartzo e, liberação de sílica por reações entre minerais, como as que ocorrem com os argilominerais (Boggs Jr., 2009). No caso dos calcários da Formação Crato, a origem está principalmente relacionada a águas meteóricas saturadas em SiO_2 , as quais devido ao aumento de P e T dissolveram sílica, precipitando-a posteriormente nos poros.

De acordo com Martill *et al.* (2007b), a existência de pseudomorfo de halita, nesses calcários, evidencia que a bacia passou por condições de crescente aridez, onde prevaleceram condições de hipersalinidade no período de deposição dos carbonatos laminados. Esses autores reconheceram cinco tipos de morfologia dos pseudomorfos de halita. Aqui foi observado apenas o que eles chamam de tipo 1, que ocorre como um tipo de cruz e, ocasionalmente, características de estrela em uma série de círculos concêntricos em planos de bandamentos dos calcários laminados.

Os sulfatos, assim como os evaporitos de uma forma geral, se formam em ambientes com baixo aporte de terrígenos e iniciam sua precipitação em clima seco, com o aumento da evaporação e devido ao abaixamento do nível do lago, deixando as águas mais concentradas, permitindo a formação de salmouras. Os depósitos de evaporitos são produtos de ambientes áridos e, no caso da Bacia do Araripe, são representantes da Formação Ipubi. As soluções evaporíticas são altamente móveis devido à sua alta densidade, podendo assim migrar para estratos adjacentes ou subjacentes e precipitar sulfatos diagenéticos (geralmente como cristais e nódulos ou como substituições de carbonatos) em unidades que podem não estar relacionadas com ambientes áridos, evento este que ocorre no topo da Formação Crato.

De maneira geral, esses calcários do topo da Formação Crato representam um crescimento gradual na aridez e salinidade no ambiente deposicional desta unidade, onde foi observada a presença de sílica e sulfatos na sua parte mais superior que se encontra em contato com a Formação Ipubi. Além disso, foi notada a presença de esteiras algálicas, cuja presença também está ligada a alta salinidade.

A presença de pseudomorfo de halita e de sulfatos pode ser explicada pela figura 36 onde mostra um ciclo sazonal com três fases: expansão lacustre, concentração evaporítica e dessecação. A primeira fase, período úmido, tem mais aporte de água através da precipitação, escoamento superficial e água subterrânea, com baixa concentração de Na^+ e Cl^- . Posteriormente, na segunda fase, o nível do lago baixa e há um aumento da salinidade e

consequentemente precipitação de halita em forma de cristais tipo *hooper*, devido ao aumento de concentração de Na^+ e Cl^- . Por fim, ocorre a fase de dessecação, onde as crostas de precipitados evaporíticos tendem a desaparecer devido à exposição subaérea. Nesta fase é comum a deformação de tapetes microbianos devido a dessecação total dos corpos lacustres podendo explicar o porquê das lâminas orgânicas da microfácies 3 apresentarem-se onduladas e deformadas.

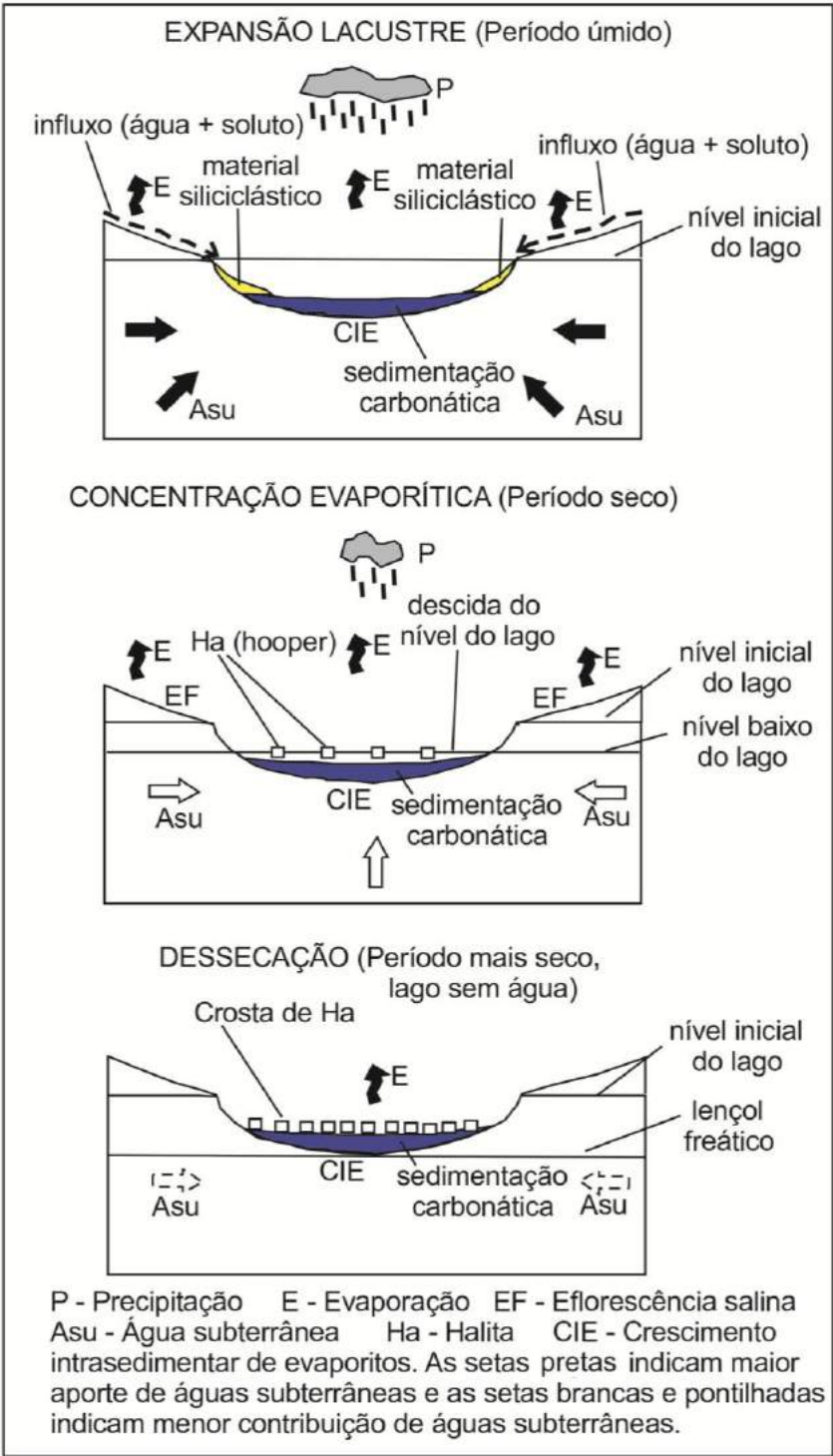


Figura 40 – Modelo da sedimentação sazonal indicando etapas de expansão, concentração evaporítica e dessecação. Fonte: Modificado de Zanor et al.2013.

Diante dos resultados obtidos neste trabalho, fica de recomendação que novas análises, principalmente, utilizando a Microscopia Eletrônica de Varredura, além de outras técnicas para análise química que, infelizmente, não foram aplicadas aqui, como por exemplo, a Fluorescência de Raio- X, Difração de Raio-X, entre outras, sejam realizadas a fim de obter mais informações e assim ter uma conclusão mais precisa a respeito dos constituintes diagenéticos presentes e a respeito da origem destes calcários laminados.

REFERÊNCIAS

- Accioly, A.C.A., McReath, I., Santos, E.J., Guimarães, I.P., Vannuci, R., Bottazzi, R. The Passira meta-anorthositic complex and its tectonic implication, Borborema Province, Brazil. *Proceedings of the 31st International Geological Congress*, International Union of Geological Sciences, Rio de Janeiro, 2000.
- Almeida, F.M., Hasuy, H., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. *Simpósio De Geologia Do Nordeste*, 8., Campina Grande, SBG, 1977, p: 363-391.
- Arai, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das Bacias Interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências* 25(1), 2006, p: 7-15.
- Assine, M.L. Sedimentação e Tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas- UNESP, 1990.
- Assine, M. L. Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 22 (3), 1992, p: 289-300.
- Assine, M.L. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15 (2), 2007, p: 371-389.
- Assine, M.L., Perinotto, J.A.J., Custódio, M.A., Neumann, V.H., Varejão, F.G., Mescolotti, P.C. Sequências deposicionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2014, v. 22, p: 3-28.
- Bathrust, R.G.C. Carbonate diagenesis and reservoir development: conversion, destruction and creation of pores. *Quarterly of Colorado School of Mines*. 81(4), 1986, p: 1-25.
- Batten, D.J. Spores and pollen from the Crato Formation: biostratigraphic and palaeoenvironmental implications. In: Martill, D.M. *et al.* (Eds), *The Crato Fossil Beds of Brazil: Window into an Ancient World*, Cambridge University Press, 2007, p: 566-573.
- Berthou, P.Y., Depeche F., Colin, J.P., Filgueira, J.B.M., Teles, M.S.L. New data on the ostracods from Crato lithologic units (lower member of the Santana Formation, Latest Aptian-

Lower Albian) of the Araripe Basin (Northeastern Brazil). *Acta Geol Leopold*, 1994, 39(2): 539-554.

Beurlen, K. A Geologia da Chapada do Araripe. *An Acad Bras Cienc* 34, 1962, p: 365-370.

Beurlen, K. Geologia e Estratigrafia da Chapada do Araripe. *XVII Congresso Brasileiro de Geologia*. Recife. SUDENE (ed) Rio de Janeiro, 1963, p: 1-47.

Beurlen, K. 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, 1971, p: 411-415.

Boggs Jr., S. *Petrology of Sedimentary Rocks*. New York, USA: Cambridge University Press, 2009, 2ed, 600p.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U.G. Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A.(eds). Rio de Janeiro. Tectonic evolution of South America, *31st International Geological Congress*, 2000, p: 151–182.

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J. O “Sistema” Pajeú-Paraíba e o “Maciço” São José do Campestre no leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 2001, 173–184.

Brown, J.S. Suggested use of the word microfacies. *Economic Geology*, 1943, v.43, p: 325.

Calvo, J. P., Pascua, M. R., Velazquez, S. M., Jimenez, S., Vicente, G. Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formation of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology*, 1998, 45, p: 279 – 292.

Catto, B. Laminites Microbiais no Membro Crato (Neoproterozoico), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, 2015, 111p.

Choquette, P.W., Pray, L.C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1970, v.54, p: 207-250.

Coimbra, J.C., Arai, M., Carreno, A.L. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe Basin, northeastern Brazil. *Geobios*, 2002, 35: 687- 698.

Cuvillier, J. Le notion de ‘microfacies’ et sés application. VIII Congresso Nazionale di Metano e Petroleo, 1952, sect. I, p: 1-7.

Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 1998, p: 221-228

Dunham, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir AAPG* 1, 1962, p: 108-121.

Dupraz, C., Visscher, P. T., Baumgartner, L. K., Reid, R. P. *Microbe mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas)*. *Sedimentology*, 2004, 51, p: 745-765.

Ebert, H. The precambrian geology of Borborema Belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte, northearten Brazil), and origin of its mineral resources. *Geol. Rundschau* 59, 1970, p: 1299-1326.

Fambrini, G.L., Buarque, B.V., Menezes-Filho, J.A.B., Valença, L.M.M., Araújo, J.T., Neumann V.H.M.L. Análise estratigráfica da Formação Abaiara (Neocomiano), Bacia do Araripe, NE do Brasil: implicações para a implantação da fase rifte das bacias fanerozóicas brasileiras. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos-SP, 2012.

Fetter, A.H. U–Pb and Sm–Nd Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceara State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of Gondwana. PhD Thesis. Lawrence, KS, USA. University of Kansas, 1999.

Folk, R. L. Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 43, 1959, p: 1-38.

Folk, R. L. Spectral subdivision of limestone types. W. E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists. Memoir* 1, 1962, p: 62 – 84.

Grabau, A. W. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist* 33, 1904, p: 228-247.

Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Brittar, S.M.B., Silva Filho. A. F., Armstrong, R. U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, 2012, p: 52-77.

Hashimoto, A.T., App, C.J., Soldan, A.L., Cerqueira, J.R. O Neo-Alagoas nas Bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. *RBG*, 1987, 17(2): 118-122.

Heimhofer, U. and Martill, D.M. The sedimentology and depositional environment of the Crato Formation. In: *The Crato Fossil Beds of Brazil – Window into an Ancient World* (Eds D.M. Martill, G. Bechly and R.F. Loveridge). Cambridge University Press, Cambridge, 2007, p: 44 – 62.

Heimhofer, U. Deciphering the depositional environment of the laminated Crato fossil beds (Early Cretaceous, Araripe Basin, North-eastern Brazil). *Sedimentology* 57 (2), 2010, p: 677-694.

Jardim de Sá, E.F. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Brasília-DF. Tese de Doutorado, IGc - Universidade de Brasília, 1994, 804p.

Kozuch, M. Isotopic and Trace Element Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil and their Bearing Tectonic Setting. USA. PhD Thesis, Kansas University, 2003, 199 p.

Lima, M.R. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 1978, 335 p.

Lima, M.R. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do nordeste do Brasil). III. Descrição sistemática dos polens da turma Plicates (Subturma Costates). *Ameghiniana*, 1980, 17: 15-47.

Martill, D.M. and Heimhofer, U. Stratigraphy of the Crato Formation. In: *The Crato Fossil Beds of Brazil – Window into an Ancient World* (Eds D.M. Martill, G. Bechly and R.F. Loveridge). Cambridge University Press, Cambridge, 2007, p: 25–43.

Martill, D., Loveridge, R., Heimhofer, U. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research* 28, 2007, p: 613-620.

McKee, E.D., R. C. Gutschick. History of the Redwall Limestone of northern Arizona: Boulder, CO, Geological Society of America Memoir 114, 1969, 726 p.

Miranda, T. S. Caracterização Geológica e Geomecânica dos Depósitos Carbonáticos e Evaporíticos da Bacia do Araripe, NE do Brasil. Tese de Doutorado, 2015, 269p.

Moore, C.H. Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developments in Sedimentology* 46. Elsevier Science, 1989, 337p.

Nelson, R. A. Fractured reservoir: turning knowledge into practice. *Soc. Pet. Eng. J.*, 1987, 39 (4), 407- 14.

Nelson, R. A. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf Professional Publishing, 2001, 352p.

Neumann, V.H.M.L. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagenesis de los Sistemas Lacustres Aptienses- Albienses e la Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de Barcelona, 1999, 244 p.

Neumann, V.H.M.L., Cabrera, L. Una Nueva Propuesta Estratigrafica para la Tectonosecuencia post-rifte de la Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. 5° Simpósio Sobre o

Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio Sobre El Cretácio de América Del Sur. Serra Negra- SP. UNESP, Rio Claro, 1999, p: 279-285.

Pons, D., Berthou, P.Y. , Campos, D.A. Quelques observations sur la palynologie de l’Aptien Supérieur et l’Albien du Bassin d’Araripe (NE du Brésil). Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 1, Crato, Atas - URCA, 1990, p: 241-252.

Ponte, F.C., Appi, C.J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. Anais - SBG, 1990, p: 211-226.

Ponte, F. C. & Ponte Filho, F. C. Estrutura Geológica e Evolução Tectônica da Bacia do Araripe. Recife, DNPM, 1996, 68 p.

Rand, H.M., Manso, V.A.V. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. CONOR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro. Anais - SBG 4, 1984, p: 2011-2016.

Sa, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 2002, 851–866.

Santos, E.J. O complexo granítico Lagoa das Pedras: Acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província da Borborema. Doctor Thesis, Universidade de São Paulo, 1995, 220 p.

Santos, E. J., Nutman, A. P., Brito Neves, B. B. Idades SHIRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Geologia USP (Série Científica)* 4(1), 2004, p: 1-12.

Silva Silva, A. L. Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre Carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe em Afloramento Seleccionados. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências – Universidade Federal de Pernambuco, 2003, 118p.

Small, H.L. Geologia e suprimento da água subterrânea no Ceará e parte do Piauí. Publicação Inspetoria de Obras Contra Secas 25, 1913, p: 1-80.

Tomé, M.E.T.R., Lima, Lima Filho, M.F., Neumann, V. H. M. L. Taxonomic studies of non-marine ostracods in the Lower Cretaceous (Aptian-lower Albian) of post-rift sequence from Jatobá and Araripe basins (Northeast Brazil): Stratigraphic implication. *Cretaceous Research*, 2014, v. 48, p: 153-176.

Tucker, M.E. *Sedimentary Petrology: an introduction*. Blackwell, Oxford, 1981, 252 p.

Tucker, M.E., Wright, V.P. *Carbonate Sedimentology*. 1. ed. Oxford, Blackwell, 1990, 482p.

Tucker, M.E. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 2a. ed. Oxford, Blackwell, 1992, 206 p.

Van Schmus, W.R., BritoNeves, B.B., Hachspacher, P., Babinski, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil, initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 1995, p: 267-288.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J. & Guimarães, I.P. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publication, 2008, v. 294, p: 69 - 99.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M. & Brito Neves, B.B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm/Nd and U e Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 2011, v. 31, p: 227 – 252.

Zanor, G.A., Piovano, E.L., Ariztegui, D., Pasquini, A.L., Chiesa, J.O. El registro sedimentario Pleistoceno tardio-Holoceno de La Salina de Ambargasta (Argentina Central): una aproximación paleolimnológica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2013, v.30, núm. 2, p: 336-354.