



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

GERMANO MÁRIO SILVA RAMOS

ANÁLISE DE CONCREÇÕES COMO FERRAMENTA PARA O ESTUDO DE TAXAS
DE COMPACTAÇÃO EM CALCÁRIOS LAMINADOS:
Aplicação à evolução diagenética de rochas reservatórios

Recife

2020

GERMANO MARIO SILVA RAMOS

ANÁLISE DE CONCREÇÕES COMO FERRAMENTA PARA O ESTUDO DE TAXAS
DE COMPACTAÇÃO EM CALCÁRIOS LAMINADOS:

Aplicação à evolução diagenética de rochas reservatórios

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

Orientador: Prof. Dr. José Antônio Barbosa.

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

Recife

2020

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

- R175a Ramos, Germano Mário Silva.
Análise de concreções como ferramenta para o estudo de taxas de compactação em calcários laminados: aplicação à evolução diagenética de rochas reservatórios / Germano Mário Silva Ramos. - 2020.
123 folhas, il.
- Orientador: Prof. Dr. José Antônio Barbosa.
Coorientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.
- Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2020.
Inclui Referências e Apêndices.
1. Geociências. 2. Bacia do Araripe. 3. Laminitos. 4. Concreções calcárias.
5. Taxa de compactação. I. Barbosa, José Antônio (Orientador). II. Neumann, Virgínio Henrique de Miranda Lopes (Coorientador) III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2022-81

GERMANO MÁRIO SILVA RAMOS

ANÁLISE DE CONCREÇÕES COMO FERRAMENTA PARA O ESTUDO DE
TAXAS DE COMPACTAÇÃO EM CALCÁRIOS LAMINADOS:

Aplicação à evolução diagenética de rochas reservatórios

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

Aprovada em: 20/10/2020

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Antônio Barbosa (Orientador)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Tiago Siqueira de Miranda (Examinador Interno)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. José Agnelo Soares (Examinador Externo)

Universidade Federal de Campina Grande

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por que permitiu que tudo isso acontecesse, ao longo de minha vida, e não somente nestes anos como mestrando, mas que em todos os momentos foi, é, e sempre será o maior mestre que alguém pode conhecer.

À universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia e ao programa da Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC), seu corpo docente, direção e administração que oportunizaram a janela que hoje vislumbro um horizonte superior, eivado pela acendrada confiança no mérito e ética aqui presentes.

Ao Prof. Dr. José Antônio Barbosa, pela orientação, apoio e suporte no pouco tempo que lhe coube. Pelas suas correções, incentivos e sincera amizade.

Ao Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann por ter aceitado co-orientar este trabalho, ter sido sempre solícito e ter contribuído muito, com ideias e sugestões para aprimorar este trabalho.

Aos meus pais pelo amor, incentivo e apoio incondicional. Por não medir esforços para que eu chegasse até esta etapa de minha vida, investindo na minha educação independentemente da situação financeira e emocional.

Também aproveito a oportunidade para agradecer aos amigos e companheiros de trabalho do “Projeto Crato”, por fazerem parte da minha formação e que vão continuar presentes em minha vida com certeza. São eles: Araly, Osvaldo, Marcio, Gabriel Topan e Alcione.

Agradeço também à PETROBRAS que por meio do projeto de cooperação em PD&I FADE/UFPE/PETROBRAS, intitulado: Análise Comparativa entre Modelos Geológicos de Sistemas Fraturados (Calcários Laminados), Executados com Base nos Métodos de Levantamento de Pseudopoços e de Varredura de Superfícies em Afloramentos Análogos, N° ANP - 20644-1, financiou esta pesquisa.

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”. (KING, 1968)

RESUMO

Foram investigadas as características e a origem das concreções calcárias, que ocorrem no nível C6 de calcários laminados da Formação Crato, Bacia do Araripe. O estudo foi motivado pela importância deste tipo de feição para a análise de taxas de compactação, e em particular à similaridade física dos laminitos estudados com fácies de *mudstone* laminado que compõem reservatórios do intervalo pré-sal. A abordagem incluiu a investigação detalhada de afloramentos em minerações: aspectos morfológicos, classificação, distribuição estratigráfica, continuidade lateral dos níveis portadores, e o efeito de compactação por meio do estudo da geometria das laminações/concreções. Também foram realizadas amostragens de material das concreções e dos laminitos, para estudo de microscopia de luz transmitida com catodoluminescência e MEV com apoio de EDS. Foram extraídos dados de isótopos de C e O dos laminitos portadores e das concreções para o estudo de processos diagenéticos. A aquisição de perfis de resistência mecânica *in situ* (*Schmidt hammer*), bem como de perfis de raios gama, permitiu estabelecer correlações espaciais entre propriedades mecânicas e a distribuição das estruturas. Os resultados obtidos, através de análises, mostraram que foram desenvolvidos dois tipos de concreções, classificadas eo-diagenéticas e meso-diagenéticas ou, segundo Marshall e Pirrie (2013), concreções tipo “A” e tipo “C”. O primeiro tipo se refere a heterogeneidades formadas no soterramento muito raso antes da compactação dos depósitos. Estas ocorrem na porção inferior do nível C6. O segundo tipo, por sua vez, é referente àqueles que foram desenvolvidos após a compactação na meso-diagênese, e ocorrem na porção média e superior do nível de laminitos. A formação das concreções eo-diagenéticas foi causada pela substituição da matriz calcítica por SiO₂, e pela cimentação precoce da porosidade primária por sílica microcristalina. A origem da sílica possivelmente está relacionada ao movimento de fluídos dos paleoaquíferos da Formação Cariri. A análise estatística dos parâmetros morfológicos mostrou que os laminitos apresentam uma taxa de compactação de cerca de 39,5%, o que está de acordo com estudos experimentais para efeitos de soterramento.

Palavras-chave: Bacia do Araripe; laminitos; concreções calcárias; taxa de compactação.

ABSTRACT

Characteristics and origin of carbonate concretions that occur in the C6 level of laminated limestones of Crato Formation, Araripe Basin, is presented. The study was motivated by the applicability of this type of structure for investigating compaction rates, and due to the physical similarities between these rocks and laminated mudstone facies that occur in reservoirs of pre-salt interval. The approach included a detailed investigation of outcrops in quarries, morphological aspects, classification, stratigraphic distribution, lateral continuity of concretion-bearing beds, and the estimation of compaction rates based on the geometries of concretions/laminites. The collection of samples allowed the execution of petrographic analyses aided by cathodoluminescence, and SEM analysis supported by EDS. C and O stable isotope data extracted from laminites and concretions samples allowed observation of diagenetic effects. Acquisition of in situ unconfined compressional strength data (Schmidt Hammer), and gamma-ray data, from laminites and concretions, helped to define correlations between mechanical behavior and diagenetic processes. Results showed occurrence of two types of concretions: 1 - eogenetic structures, formed before the compaction of deposits due to the early cementation of pores, which occur in the basal portion of the C6 level, 2 - mesogenetic structures, which formed after compaction and occur in the intermediary and upper portion of the laminites succession, or according to Marshall and Pirrie (2013), type "A" and type "C" concretions. The formation of eogenetic concretions was caused by the early cementation of pores by micro quartz and substitution of the micrite matrix by quartz cement. The silica origin in the interstitial fluid is possibly linked to the fluid flow from the underlying paleo-aquifers of the Cariri Formation. Statistical analysis of morphological parameters showed that the laminites present a compaction rate of approximately 39,5%, which is in agreement with experimental studies about burial effects.

Keywords: Araripe Basin; laminites; limestones concretions; compaction rates.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Amostra de laminito da Formação Barra Velha, obtido de testemunho de poço perfurado na Bacia de Santos (Farias, 2018) 19
- Figura 2 - Foto das brocas do tipo “copo” que foram utilizadas, acopladas a uma furadeira para retirada de amostras das seções verticais, nos afloramentos visitados. As brocas possuem Ø de 35 mm e 40 mm 23
- Figura 3 - Detalhes do processo de extração de amostras, com brocas tipo copo nos painéis verticais. 24
- Figura 4 - A) Modelo de formação de uma concreção eo-diagenética, em rocha laminada. B) Concreção na qual foram realizadas seções para a medição do efeito de compactação em áreas diferentes da estrutura. 26
- Figura 5 - A) Microscópio petrográfico da marca Leica, modelo DM750P, com câmera digital acoplada de marca Leica, modelo DFC310 FX. B) Equipamento de catodoluminescência acoplado a um microscópio petrográfico de marca Leica. C) Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com WDS e D) EDS acoplados. 29
- Figura 6 - Imagem de duas amostras em fase de preparação para utilização nas análises de isótopos estáveis de C e O. 30
- Figura 7 - A) Gamaespectrometro de marca RS-230 BGO Super-SPEC. B) Utilização do gamespectrometro durante uma das etapas de campo. C) Digital Schmidt Hammer da marca Proceq D) Utilização de um esclerômetro para a realização de um perfil de resistência mecânica através da coleta de dados in situ. 32
- Figura 8 - Ensaios mecânicos realizados com amostras do calcário laminado. 33
- Figura 9 - Mapa de localização da área de estudo (retângulo vermelho) situado próximo às cidades de Santana do Cariri e Nova Olinda, na Bacia do Araripe. 34
- Figura 10 - Exposição de uma das superfícies verticais de calcário laminado que fazem parte da Formação Crato, região de Nova Olinda, CE. 36
- Figura 11 - Análise de XRF, elementos Ca, Fe e S, realizada em amostras de laminitos da Fm. Crato, região de Nova Olinda (Heimhofer *et al.*, 2010). 37

Figura 12 - Gráfico de correlação contendo dados de porosidade versus permeabilidade (ar) dos calcários laminados da Formação Crato.	38
Figura 13 - Estruturas rúpteis que ocorrem nos níveis de calcários laminados no topo da Formação Crato.	40
Figura 14 - Estruturas rúpteis dos calcários laminados.	42
Figura 15 - Estruturas e feições diagenéticas que ocorrem no nível de calcários laminados C6.	43
Figura 16 - Modelo geológico com a disposição das unidades pós-rifte na borda norte da Bacia do Araripe.	44
Figura 17 - Modelo esquemático de classificação de concreções sedimentares conforme Marshall & Pirrie (2013), e fotos de exemplos do registro geológico	46
Figura 18 - Fotos de concreções formadas nos laminitos do nível C6.	49
Figura 19 - Concreção em forma de domo observadas em pavimento exposto em mineração na região de Nova Olinda	50
Figura 20 - Exemplo de uma superfície vertical de exposição em mineração, onde se observa vários níveis de laminitos, portadores de concreções, na região de Nova Olinda	50
Figura 21 - Análises das amostras da Fm. Crato vistas através do MEV	51
Figura 22 - Feições dômicas que ocorrem nos laminitos na região de Santana do Cariri.	53
Figura 23 - Imagens de MEV de amostras dos laminitos:	54
Figura 24 - Localização da região de estudo, com a área das duas minerações onde foram localizados os afloramentos de estudo.	55
Figura 25 - Painéis e pseudo-poços executados nas minerações.	56
Figura 26 - Perfis estratigráficos 01 e 02 realizados no painel vertical na Mineração do Idemar - painel 1.	58
Figura 27 - Petrofácies definidas nos laminitos de coloração amarela.	59
Figura 28 - Petrofácies definidas nos laminitos de coloração cinza.	59
Figura 29 - Heterogeneidades deposicionais e diagenéticas encontradas nos perfis 01 a 04 do painel 1.	61
Figura 30 - Gráficos mostrando o comportamento da tensão (Mpa) versus deformação das rochas carbonáticas submetidas ao ensaio de compressão uniaxial.	63
Figura 31 - Perfis de dados de resistência mecânica obtidos com Schmidt Hammer, tipo L e tipo N.	64

Figura 32 - Perfis gamaespectrométricos realizados nos perfis das minas Idemar e William.	66
Figura 33 - Fotomicrografia de lâminas confeccionadas a partir de amostras dos laminitos.	68
Figura 34 - Aspectos morfológicos das concreções calcárias dos laminitos da Formação Crato.	70
Figura 35 - A) Exemplo de concreção eo-diagenética formada antes da compactação dos laminitos. Este corresponde ao tipo “A”. B) Exemplo de concreção alongada, de seção elíptica, que se formou após a deposição dos sedimentos.	71
Figura 36 - Concreções calcárias do tipo A utilizadas para o cálculo de compactação.	74
Figura 37 - Resultados para do estudo de correlação (Pearson) entre taxas de compactação, posição estratigráfica e morfologia das concreções eo-diagenéticas. para as taxas de compactação, parâmetros morfológicos	75
Figura 38 - Fotomicrografias do contato entre a borda da zona cimentada das concreções e os laminitos adjacentes.	77
Figura 39 - Micrografias da amostra TCLW1, coletada na mina do William, apresentando veios de calcita com substituição parcial de sílica na periferia de uma concreção.	78
Figura 40 - Imagem de MEV com EDS das laminações do interior de uma concreção (amostra C. Int).	82
Figura 41 - Imagens de MEV da amostra TT 11, que foi coletada na interface entre laminitos e uma estrutura de concreção.	82
Figura 42 - Imagens de amostras de concreção e dos laminitos.	83
Figura 43 - Imagem de MEV com apoio de EDS da amostra TC 3-4, coletada na mineração do Idemar, mostrando o contato entre a matriz micritica adjacente e a matriz na área do nódulo concrecional (a linha tracejada marca a fronteira da concreção).	84
Figura 44 - A) Mosaico imagens de MEV do contato entre uma concreção e os laminitos adjacentes da amostra vista na figura 43 (a linha amarela tracejada marca o contato). B) Mosaico de microfotografias de MEV com mapeamento de EDS, mostrando a influência de Si na matriz a esquerda (ciano), e de Ca mostrado em magenta, à direita.	85

Figura 45 -	Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados em importantes reservatórios de carbono na crosta e na superfície terrestre	86
Figura 46 -	Gráfico cross-plot dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para amostras de laminitos e de concreções.	87
Figura 47 -	Tipos de concreções do nível C6. Ambas foram encontradas no painel 1, Mina do Idemar.	90
Figura 48 -	Imagem backscattering de duas amostras de laminitos onde ocorreu o processo de substituição da calcita por sílica.	92
Figura 49 -	Modelo para a origem dos fluídos que produziram o enriquecimento de sílica nos laminitos da Formação Crato.	95
Figura 50 -	Modelo proposto para o processo de formação das concreções nos depósitos de laminitos do nível C6, a partir de processos deposicionais, tectônicos e químicos, que resultaram na cimentação de sílica em estágios precoces da diagênese das rochas.	96
Figura 51 -	A) Trend de compactação dos laminitos da Formação Crato (linha vermelha) com gráficos reunidos de outras publicações da literatura (linhas cinza) para a litologia carbonática (Kim; Lee; Lee, 2018). B) Porosidade média vs. profundidade para reservatórios carbonáticos localizados ao redor do mundo (Ehrenberg; Nadeau, 2005).	101
Figura 52 -	Perfis de petrofácies e medidas de resistência mecânica adquiridas com Schmidt Hammer do Tipo L e Tipo N. As faixas em azul demarcam as petrofácies portadoras de concreções nos perfis.	102
Figura 53 -	A) Foto da superfície vertical localizada em uma mina desativada no povoado de Inhumas, Santana do Cariri, CE. B) Foto da superfície vertical evidenciando o controle deposicional de formação das concreções	103
Figura 54 -	Modelo esquemático que mostra as etapas de evolução deposicional e diagenética dos laminitos da Formação Crato.	106
Figura 55 -	Quadro resumo dos processos relacionados a evolução diagenética dos laminitos do nível C6 da Formação Crato.	107

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	APRESENTAÇÃO	15
1.2	OBJETIVOS DA PESQUISA	16
1.2.1	Objetivos gerais	16
1.2.2	Objetivos específicos	16
1.3	JUSTIFICATIVA	17
1.4	CONTEXTO GEOLÓGICO	19
1.5	MATERIAIS E MÉTODOS	21
1.5.1	Caracterização macroscópica e microscópica das concreções calcárias	21
1.5.2	Tratamento dos dados morfológicos das concreções	24
1.5.3	Caracterização Petrográfica	26
1.5.3.1	Análise Petrográfica e de Catodoluminescência	26
1.5.3.2	Análise de MEV com EDS Acoplado	26
1.5.3.3	Análises químicas – Isótopos Estáveis de C e O, e Fluorescência de Raios-X	28
1.5.3.4	Gamaespectrometria	29
1.6	PERFIS DE RESISTÊNCIA MECÂNICA	30
1.7	ENSAIOS MECÂNICOS	31
2	LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO	32
2.1	FORMAÇÃO CRATO	33
2.2	HETEROGENEIDADES DOS DEPÓSITOS DE LAMINITOS	38
2.3	CONCREÇÕES EM DEPÓSITOS SEDIMENTARES	43
2.3.1	Definição	43
2.3.2	Histórico do Estudo sobre Concreções	45
2.3.3	As concreções da Formação Crato	48
3	RESULTADOS	53
3.1	DESCRIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO	53
3.2	DADOS DE RESISTÊNCIA MECÂNICA E DE GAMAESPECTROMETRIA	59
3.3	ANÁLISE MACROSCÓPICA DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS DA FORMAÇÃO CRATO	66

3.3.1	Aspectos morfológicos das concreções calcárias	66
3.3.2	Parâmetros morfológicos e espaciais em afloramento das concreções calcárias	68
3.3.3	Análise do padrão das taxas de compactação nos laminitos da Formação Crato.	70
3.4	RESULTADOS DA ANÁLISE MICROSCÓPICA DAS CONCREÇÕES	73
3.4.1	Análise petrográfica e de catodoluminescência das concreções calcárias.	73
3.4.2	Análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV)	76
3.4.3	Resultado das análises de isótopos estáveis de C e O e de Fluorescência de Raios-X	82
4	DISCUSSÕES	85
4.1	CLASSIFICAÇÃO MORFOLÓGICA DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS	85
4.2	MODELO DE FORMAÇÃO DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS NOS LAMINITOS	88
4.3	RELAÇÃO DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS COM A TAXA DE COMPACTAÇÃO NOS LAMINITOS.	94
4.4	RELAÇÃO ENTRE AS CONCREÇÕES CALCÁRIAS E OUTRAS HETEROGENEIDADES DOS LAMINITOS.	98
4.5	RELAÇÃO DOS NÍVEIS PORTADORES DE CONCREÇÕES COM FEIÇÕES DIAGENÉTICAS	99
4.6	RELAÇÃO TEMPORAL DOS ESTILÓLITOS COM FEIÇÕES SIN-SEDIMENTARES E DIAGENÉTICAS DOS LAMINITOS.	101
5	CONCLUSÕES	105
5.1	SUGESTÕES	106
	REFERÊNCIAS	107
	APENDICE A - TABELA CONTENDO OS VALORES COM OS CÁLCULOS DAS TAXAS COMPACTAÇÃO DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS PRESENTES NA FORMAÇÃO CRATO.	120
	APENDICE B - TABELA DE DADOS DAS ANÁLISES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C E O OBTIDAS NA AMOSTRAGEM DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS.	122
	APENDICE C - TABELA CONTENDO OS RESULTADOS DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X.	123

1 INTRODUÇÃO

A presente pesquisa teve como foco a caracterização de heterogeneidades diagenéticas, que ocorrem como nódulos, normalmente denominadas de concreções (MARSHALL & PIRRIE, 2013; RAISWELL, 1971), no nível C6 de calcários laminados da Formação Crato (NEUMANN, 1999), Bacia do Araripe. Concreções, de origem calcítica ou silicosa, podem alcançar dimensões de milímetros a metros, e são comuns em depósitos lacustres e marinhos, calcários e siliciclásticos como folhelhos, margas, calcários maciços e arenitos e siltitos calcíferos (MARSHALL & PIRRIE, 2013).

1.1 APRESENTAÇÃO

A Formação Crato faz parte da sucessão de estratos de origem lacustre que compõem o registro da fase pós-rifte da Bacia do Araripe (NEUMANN, 1999). O estudo foi realizado em afloramentos naturais e exposições de minerações que abrangem a região das cidades de Santana do Cariri e Nova Olinda, CE. Durante a pesquisa foi realizada uma investigação sistemática da ocorrência dessas estruturas no intervalo de laminitos, que chega a alcançar cerca de 8 a 12 m de espessura na região. Além disso, como objetivo principal, a pesquisa utilizou as concreções como parâmetro para calcular as taxas de compactação as quais os depósitos foram submetidos. O estudo permitiu caracterizar essas estruturas de forma sistemática, tratar a sua origem e sua distribuição estratigráfica no intervalo de laminitos. Também foram consideradas a relação das concreções com outras feições sin-deposicionais e pós-deposicionais, o que possibilitou estabelecer relações temporais dos efeitos diagenéticos. O estudo teve seu foco mais importante na utilização das concreções para avaliar o processo de soterramento dos laminitos, e determinar as taxas de compactação que afetaram esses depósitos. Este tipo de análise é realizado com concreções que se formam precocemente, na eo-diagênese, pois sua formação permite preservar o estado original dos estratos antes da compactação produzida pelo soterramento profundo. O estudo da origem das concreções revelou o papel da cimentação de sílica na formação de nódulos em etapa precoce da diagênese, que foram investigados para a verificação das taxas de compactação.

A abordagem incluiu: a descrição de exposições em minerações, a realização de perfis estratigráficos de alta resolução nos laminitos, a coleta de amostras dos laminitos e das concreções, e a preparação de lâminas que foram empregadas na análise petrográfica com apoio de catodoluminescência (CL). Também foram realizadas análises em equipamento de MEV

com apoio de EDS em lâminas e fragmentos de rocha. Foram confeccionados perfis de resistência mecânica a partir de medições *in situ*, bem como perfis de raios gama, o que permitiu verificar a relação destes parâmetros com a distribuição das estruturas. Dados de isótopos de C e O foram extraídos dos laminitos e das concreções, o que permitiu estabelecer algumas questões sobre os processos diagenéticos envolvidos. A pesquisa permitiu entender aspectos importantes sobre a origem dessas estruturas dentro do nível C6, e desta forma, propor um modelo para sua formação em relação aos processos de deposição e de diagênese precoce e tardios. De igual importância, foi possível comprovar que essas estruturas podem ser utilizadas para a determinação de taxas de compactação para este tipo de rocha, o que permitiu contribuir para os procedimentos de cálculo de taxas de compactação de rochas que são utilizados em softwares de simulação de bacias. O trabalho também permitiu estabelecer as relações entre as concreções e outros tipos de estruturas de natureza sin-deposicionais e pós-deposicionais, além de estabelecer as relações entre variações mecânicas das rochas e a distribuição das concreções.

Foi proposto um modelo para a formação das concreções, que envolve mecanismos de transporte de fluídos enriquecidos em sílica, para os laminitos do nível C6, e como sua formação está associada à formação de anisotropias mecânicas nos depósitos de calcários laminados estudados.

1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA

Aqui serão apresentados os objetivos da pesquisa realizada nos laminitos da Formação Crato.

1.2.1 Objetivos gerais

Investigar as características das concreções encontradas nos laminitos do nível C6 da Formação Crato. Estudar sua origem e distribuição estratigráfica nos laminitos, e verificar se as concreções eo-diagenéticas podem ser utilizadas para calcular/estimar as taxas de compactação dos depósitos, como é feito para outras litologias como folhelhos.

1.2.2 Objetivos específicos

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

1- Investigar o processo de formação das concreções, e sua evolução diagenética em termos físicos e químicos, classificar os tipos de concreções existentes;

2 - Estudar o efeito de compactação dos laminitos a partir do efeito de compactação das laminações que formaram as concreções eo-diagenéticas e os laminitos adjacentes. Analisar a geometria e aspectos de preservação precoce das laminações, conforme proposto na literatura para outros tipos de litologia para comprovar se o cálculo de compactação pode ser executado para este tipo de rocha;

3 - Realizar um estatístico de alguns parâmetros dos depósitos como padrões de acamamento, tipos de estruturas relacionadas, frequência de ocorrência das concreções, dimensões das concreções, e as taxas de compactação ao longo da sucessão;

4 – Construir um modelo para o processo de formação das concreções nos laminitos.

1.3 JUSTIFICATIVA

O interesse pelo aproveitamento de reservatórios carbonáticos (de óleo e gás) tem sofrido um enorme incremento nas últimas duas décadas. Estima-se que mais de 60% das reservas atuais de óleo, e mais de 40% das reservas de gás estão contidas em reservatórios compostos por rochas calcárias. No Oriente Médio, cerca de 70% das reservas de óleo e cerca de 90% das reservas de gás ocorrem neste tipo de reservatório (SCHLUMBERGER, 2017, DASGUPTA; MUKHERJEE, 2020). Em especial destaca-se a grande importância da província existente na margem sudeste da plataforma brasileira, bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, cujo potencial petrolífero provado na última década é da ordem de dezenas de bilhões de barris, com uma produção atual de mais de 1.000.000 boed (JOHANN & MONTEIRO, 2016). As principais acumulações dessa província ocorrem em rochas calcárias, abaixo da camada de evaporitos Aptianos, cuja sucessão é conhecida como Pré-Sal. Além disso, essa província também possui reservatórios em rochas calcárias no intervalo pós-sal. Os reservatórios do pré-sal são principalmente compostos por três grandes grupos de rochas calcárias: laminitos, coquinas e biolitos (TERRA *et al.*, 2010; MUNIZ & BOSENCE, 2015; JOHANN & MONTEIRO, 2016). O Alto custo para a execução de poços limita a quantidade de sondagens na região dos campos em águas profundas e ultraprofundas, e conseqüentemente, limita a obtenção de amostras e de dados de perfis geofísicos de poços (BOYD *et al.*, 2015). Uma alternativa para o avanço na construção de modelos geológicos/numéricos mais realistas dos reservatórios é o uso de rochas aflorantes que apresentam características (texturais, mecânicas, químicas) semelhantes às rochas que podem ser utilizadas como análogos físicos

dos reservatórios em subsuperfície - análogos de reservatórios (THOMPSON *et al.*, 2015; MENEZES *et al.*, 2016).

Uma enorme campanha de busca por rochas análogas às rochas que compõem os reservatórios do pré-sal tem sido desenvolvida. Estes análogos permitirão ter uma melhor concepção dos modelos geológico/físico (sedimentologia, diagênese, sistemas de porosidade desenvolvidos por efeito de carstificação e fraturamento, petrofísica) dos mesmos, resultando em menor incerteza, melhores simulações numéricas e ganho econômico a longo prazo. Em relação a presente proposta, destacam-se os estudos realizados nos calcários laminados (laminitos) do nível C6 da Formação Crato, Grupo Santana, da Bacia do Araripe (ASSINE, 1992, 2007; ASSINE *et al.*, 2014), que tem proposto a utilização destes como análogos físicos às fácies de laminitos do intervalo pré-sal (CATTO *et al.*, 2016; SANTOS *et al.*, 2016; MIRANDA *et al.*, 2016; ZIHMS *et al.*, 2017).

Os laminitos do intervalo pré-sal, mais especificamente da Formação Barra Velha, apresentam laminações claras e escuras que formam ritmitos e variam de centímetros a milímetros (FARIAS, 2018). Estes laminitos possuem geometria que varia de planar a ondulada (Figura 1). A ocorrência de laminitos crenulados pode indicar uma origem microbial, no entanto conforme Lima e De Ros (2019), estes representariam microestilólitos. Os minerais constituintes mais abundantes são a calcita e a dolomita, com a menor participação de argilominerais, matéria orgânica e alguns grãos siliciclásticos (quartzo, biotita e muscovita). Alguns níveis se apresentam intensamente silicificados, e exibem porosidade secundária devido a dissolução, que também foi parcialmente preenchida por cimento de sílica e cimento carbonático. Pirita framboidal e microcristalina também são comuns, assim como barita radiada.

Figura 1 - Amostra de laminito da Formação Barra Velha, obtido de testemunho de poço perfurado na Bacia de Santos (Farias, 2018).



Fonte: Farias (2018)

A substituição da calcita por dolomita e sílica, varia desde a modificação seletiva até a modificação total das laminações. Esferulitos calcíticos e estruturas nodulares esparsas são comuns. As fases diagenéticas mais comuns que causaram a substituição de constituintes primários e diagenéticos, foram formação de cimento microcristalino, blocoso e mosaico fino de calcita e dolomita; sílica microcristalina; calcedônia fibrosa; e cimento de quartzo. A porosidade nos laminitos é baixa e os poros são principalmente de origem secundária devido a dissolução na matriz. Há formação de poros nas laminações, onde sua porosidade costuma ser do tipo intercristalina entre calcita blocosa, contendo também a presença de cimento de quartzo. Essa constatação é reforçada pela presença de microfraturas que se encontram parcialmente preenchidas por calcita e quartzo (LIMA e DE ROS, 2019).

Os laminitos da Formação Crato apresentam principalmente matriz microcristalina de calcita (micrito), com formação local de dolomita diagenética, e processo de silicificação (NEUMANN, 1999; MIRANDA, 2015; CABRAL, 2017; WARREN *et al.*, 2017; CABRAL *et al.*, 2019). O topo do nível C6, apresenta processos que sugerem redução da lâmina d'água e possivelmente processos de exposição subaérea com a geração de calcretes e silcretes (NEUMANN, 1999, ASSINE *et al.*, 2014; CABRAL, 2017; CABRAL *et al.*, 2019).

Os laminitos apresentam variada quantidade de estruturas rúpteis, sin-deposicionais e diagenéticas (falhas sin-deposicionais de pequeno porte, veios horizontais e verticais de calcita

e gipsita) (MIRANDA *et al.*, 2012, 2018; SANTOS *et al.*, 2015), e de heterogeneidades sin-deposicionais e diagenéticas (concreções calcárias, cristais de pirita, dolomitização e silificação locais, *loop beddings*, laminações convolutas, estruturas de escape de fluídos e estilólitos) (NEUMANN, 1999; MIRANDA *et al.*, 2012; SANTOS *et al.*, 2015; MIRANDA *et al.*, 2018; ALENCAR, 2018). As heterogeneidades representam feições que podem controlar uma ou mais propriedades intrínsecas de rochas reservatório (porosidade, permeabilidade, densidade, tortuosidade), em volumes e escalas específicas (FITCH *et al.*, 2015). O estudo das heterogeneidades de pequena escala é de grande importância para a caracterização de reservatórios, pois estas contribuem de forma essencial para o delineamento da qualidade dos reservatórios (FITCH *et al.*, 2015), e também é importante a realização de modelos preditivos do fluxo de fluídos durante o processo de recuperação/injeção.

1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

Esta pesquisa realizou um estudo detalhado das concreções calcárias que ocorrem nos laminitos da Formação Crato (NEUMANN, 1999; CATTO *et al.*, 2016; HEIMHOFER *et al.*, 2017; WARREN *et al.*, 2017). Nenhum estudo específico sobre essas estruturas foi realizado até o presente, especificamente sobre a sua origem e características. Esse tipo de estrutura apresenta potencial para o controle de anisotropias mecânicas e de propriedades como permeabilidade e porosidade, e por isso este estudo contribuiu para o melhor entendimento deste aspecto em rochas tratadas como análogos de reservatórios calcários naturalmente fraturados. Mesmo a origem dos laminitos calcários, cuja espessura pode chegar a dezenas de metros, e que ocorrem nas regiões de borda da bacia, é motivo de debate (NEUMANN, 1999; MARTILL, 1988; HEIMHOFER *et al.*, 2010; CATTO *et al.*, 2016). A Formação Crato apresenta cerca de 50-70 m de espessura em poços, e é constituída de níveis de margas, folhelhos, arenitos calcíferos, e calcários laminados. A unidade Crato apresenta seis níveis de calcários laminados (C1 a C6), que ocorrem intercalados com outras litologias como margas argilitos e siltitos calcíferos, e apresentam espessura que varia de decímetros a vários metros (NEUMANN, 1999; NEUMANN E CABRERA, 2002; NEUMANN *et al.*, 2003). Os níveis de laminitos apresentam aumento em área e espessura desde a base da unidade (C1), até o topo desta (C6). Esta pesquisa foi realizada no nível C6 porque este intervalo apresenta a maior espessura de laminitos, e ótimas exposições com dezenas a centenas de metros em afloramentos naturais e minerações na região da borda norte da bacia.

Concreções calcárias representam porções cimentadas de depósitos sedimentares. Devido ao processo de cimentação precoce em alguns casos, estas representam regiões com litificação mais intensa, e maior resistência mecânica dentro dos estratos (ECHARRI *et al.*, 2004; MARSHALL & PIRRIE, 2013). Também representam feições importantes para a caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos porque formam zonas de anisotropia mecânica e de permeabilidade (DUTTON *et al.*, 2000; 2002; NYMAN *et al.*, 2014).

A ocorrência de concreções é mais comum em arenitos e folhelhos, e por esse motivo os estudos sobre sua origem e relação com a evolução diagenética das rochas hospedeiras é mais comum nestas litologias (MARSHALL & PIRRIE, 2013). Uma das aplicações mais importantes no estudo das concreções é em relação à influência das mesmas nas rochas hospedeiras, levando em consideração o fato de que a cimentação precoce forma zonas mais rígidas, tornando os níveis menos susceptíveis aos processos de compactação através da rápida litificação do sedimento (RAISWELL & FISHER, 2000; DAY-STIRRAT *et al.*, 2008). O processo tem o potencial de preservar feições deposicionais e entre as informações que podem ser preservadas, destaca-se a possibilidade de inferir as taxas de compactação que afetaram os estratos portadores das concreções durante processos posteriores de soterramento profundo (LASH & BLOOD, 2004).

A alta frequência dos estratos portadores de concreções no nível C6, aliada a boa representatividade desses depósitos nos afloramentos próximos a cidade de Nova Olinda, motivou o interesse por este estudo. E desta forma foi possível testar e avaliar a aplicação dos resultados a determinação das taxas de compactação neste tipo de litologia durante as etapas mais avançadas de soterramento e diagênese.

As taxas de compactação resultantes do processo de aumento de pressão por soterramento, que envolve a saída de fluídos e a redução da porosidade inicial, representam um importante parâmetro para a caracterização de rochas reservatórios (TOBIN & SCHWARZER, 2014). Vários softwares de simuladores de bacias utilizam valores estimados com base na literatura e em experimentos para definir as taxas de compactação a partir das informações fornecidas por poços. Estas simulações permitem reconstruir processos de evolução do soterramento e desta forma produzir estimativas do efeito de redução da porosidade de características físicas da coluna sedimentar (pressão litoestática, pressão de poro). A utilização de dados de poços e outros dados geofísicos permite construir modelos e produzir estimativas de informações como volume de hidrocarbonetos gerados, efeito do fluxo térmico e efeito da maturação térmica (ENGLISH *et al.*, 2016).

O estudo das taxas de compactação foi feito com base na análise da geometria e volume das estruturas em relação aos laminitos adjacentes que não passaram pelo processo de compactação vertical por soterramento. A pesquisa conseguiu demonstrar a aplicação deste tipo de estudo e desta forma, complementar as demais informações normalmente utilizadas para definir processos ligados ao soterramento como a termometria baseada em componentes da matéria orgânica, inclusões fluídas e presença de minerais autigênicos, comumente utilizados para estimar o grau de soterramento de depósitos sedimentares. É possível utilizar as concreções em calcários laminados para estimar taxas de compactação, redução de volume e de porosidade.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção serão apresentados os materiais e métodos utilizados na pesquisa.

1.5.1 Caracterização macroscópica e microscópica das concreções calcárias

A pesquisa foi realizada em dois painéis (superfícies verticais) de afloramentos que foram selecionados em minerações na região da borda norte da bacia. Nestas superfícies foi realizado um trabalho de varredura e descrição de todas as estruturas existentes, apoiada pela aquisição de fotografias e imagens de alta resolução. Desta forma foi possível recriar todas as relações espaciais estratigráficas das estruturas deposicionais e diagenéticas presentes no nível C6. Um painel foi descrito na Mineração Idemar, e um outro foi descrito na Mineração William, também conhecido como três irmãos. A localização dos painéis foi a seguinte: Painel 1 – 422459 E, 9212590 S e altitude 504 metros. Painel 2 – 422980 E, 9213423 S e altitude de 508 metros acima do nível do mar. Sobre os dois painéis foram realizadas descrições de seções estratigráficas, na escala de 1:1, para as quais foi utilizado o critério de petrofácies proposto por Araújo (2020), que representa uma análise dos estratos com base em aspectos sedimentológicos e diagenéticos que é bastante aplicado na caracterização de rochas reservatórios devido a influência diagenética nas condições de fluxo. A descrição dos perfis e dos painéis foi realizada com o apoio de máquina fotográfica de alta resolução, trenas, marcadores, régua, níveis de bolha, régua comparadora (*comparator*) para a medição da abertura de veios e a realização de scanlines lineares para estudo das propriedades de sistemas de fraturas conforme a metodologia de Ortega, *et al.* (2006). A preparação das superfícies e a varredura/mapeamento foi feita com o apoio de escadas de alumínio e cordas. Antes do trabalho de descrição e fotografia, os painéis foram limpos com vassouras e pincéis, em seguida foram limpos com máquina de jato d'água

para a remoção de superfícies de alteração, sedimentos e outros tipos de cobertura que pudessem impedir a visualização das estruturas na superfície dos painéis verticais.

A extração de amostras foi realizada com o auxílio de martelos, talhadeiras e marretas, e a retirada de plugues foi realizada com o apoio de gerador à gasolina e o uso de furadeira com brocas do tipo copo (Figura 2). Este procedimento permitiu a retirada sistemática de amostras dos laminitos e das estruturas como concreções e níveis de laminações convolutas. Foram utilizadas brocas diamantadas especiais de 35 mm e 40 mm de diâmetro. Os plugues e amostras foram utilizados para a produção de lâminas delgadas para posterior análise em microscópio de luz transmitida e MEV. As amostras também foram utilizadas para a análise de isótopos, realização de ensaios mecânicos e petrofísicos. Ao todo, foram obtidos 42 plugues nas superfícies verticais dos painéis estudados e em pavimentos, onde os níveis de concreção estavam expostos nas mesmas minerações (Figura 3).

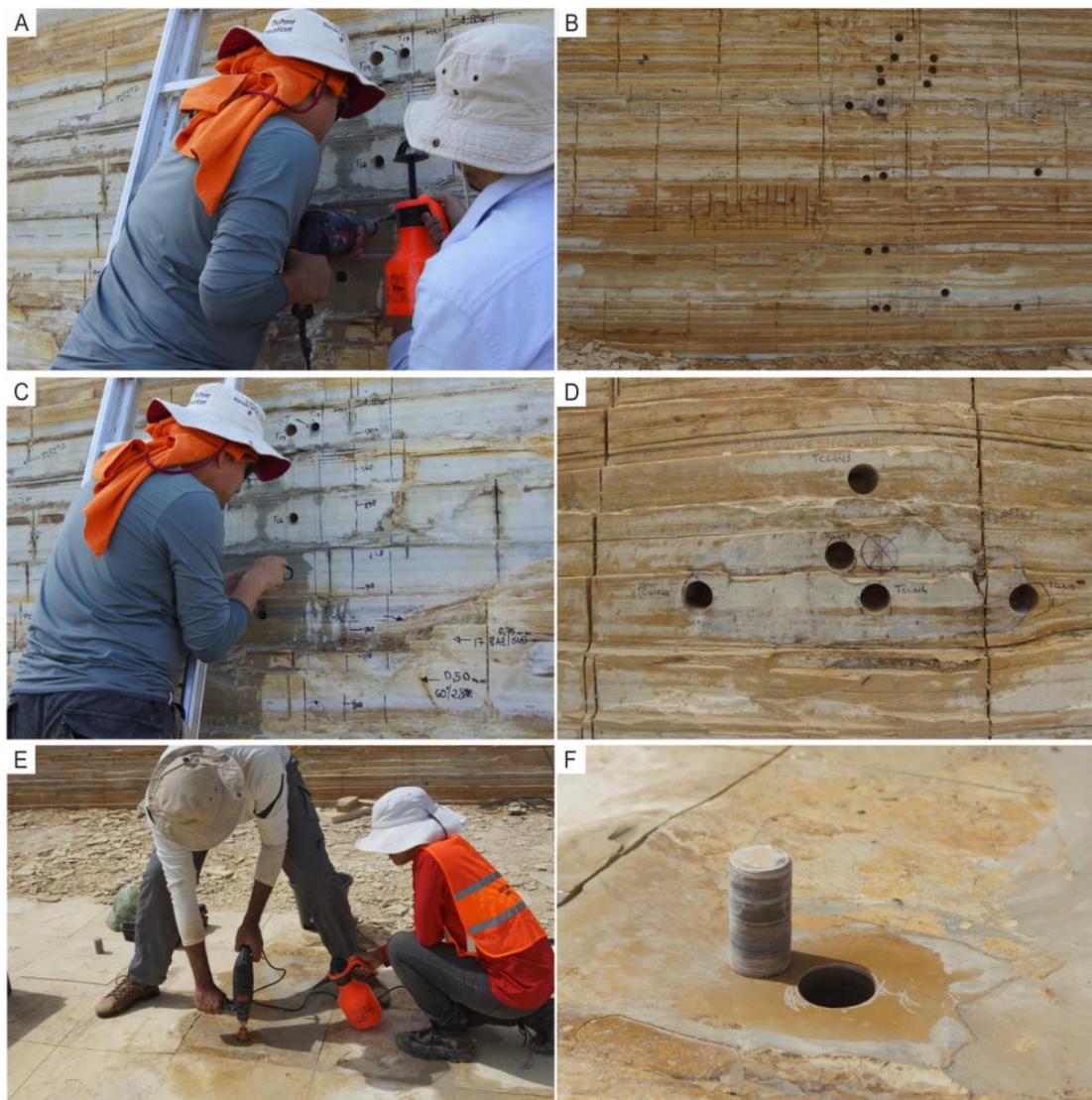
Para o procedimento de cálculo sobre as taxas de compactação, foram obtidas imagens de alta resolução das concreções e suas proximidades com uma máquina fotográfica digital Sony Alpha SLT-A77, onde foram processadas e posteriormente analisadas com apoio de software para desenho de precisão (AutoCAD 2019).

Figura 2 - Foto das brocas do tipo “copo” que foram utilizadas, acopladas a uma furadeira para retirada de amostras das seções verticais, nos afloramentos visitados. As brocas possuem \varnothing de 35 mm e 40 mm.



Fonte: O autor (2020)

Figura 3 - Detalhes do processo de extração de amostras, com brocas tipo copo nos painéis verticais. A a D) extração de plugues de laminitos e concreções, E a F) extração de plugues em pavimentos.



Fonte: O autor (2020)

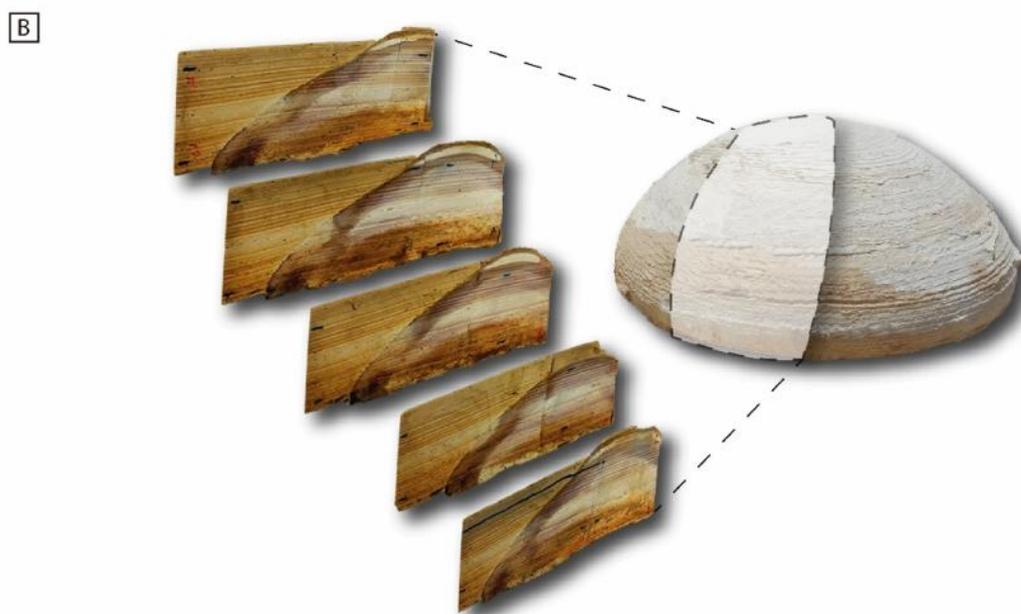
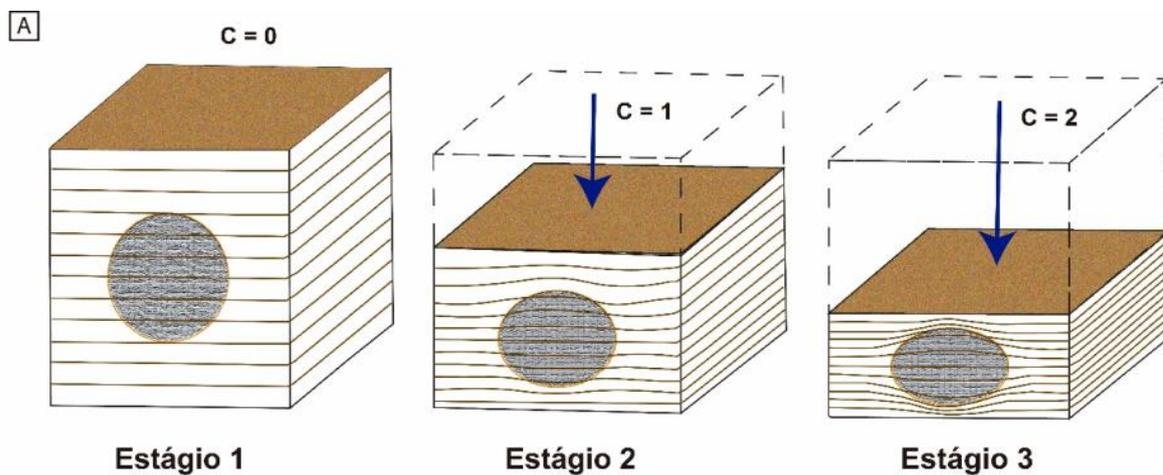
Para a caracterização de feições microscópicas das concreções, foi realizada a extração de plugues/amostras na parte interior, na interface das estruturas concrecionais e nos laminitos imediatamente próximos a elas (Figura 3D). A partir dessas amostras foram confeccionadas lâminas delgadas para estudo em microscópio petrográfico e de MEV/EDS. Esta etapa buscou a caracterização de aspectos microfaciológicos, texturais e mineralógicos das concreções e dos níveis de laminitos portadores destas.

1.5.2 Tratamento dos dados morfológicos das concreções

A partir da obtenção de imagens de alta resolução das concreções eo-diagenéticas, foi feito um estudo descritivo da geometria e das laminações adjacentes nas camadas portadoras. As dimensões das estruturas e espessuras das lâminas, foram analisadas de forma quantitativa para a realização dos cálculos das taxas médias de compactação dos depósitos. O mecanismo de preservação precoce dessas concreções permite estimar a redução de volume dos estratos adjacentes as estruturas concrecionais, devido ao efeito de compactação que reduziu a espessura das lâminas de *mudstone*. O estudo da formação das estruturas permite revelar informações sobre a relação temporal entre deposição dos laminitos e o crescimento das concreções (BLOME; ALBERT, 1985; TARR, 1921). A análise das taxas de compactação foi realizada da relação de espessura das laminações dentro e fora das heterogeneidades, assumindo que os nódulos formados durante a eodiagênese preservaram a espessura original, ou muito próxima do original, devido a formação em condições de soterramento muito raso, sem compactação efetiva. A redução do volume das lâminas nas proximidades das concreções demonstra o efeito da compactação, e estas aparecem dobras ao redor da estrutura (Figura 4A).

Para esta etapa considerou-se que a redução de volume das lâminas que formaram a concreção foi relativamente a mesma em qualquer parte da concreção, em sua porção mais externa ou em porções de seu interior. Para tanto, foi realizada a análise de uma concreção, por meio da realização de vários cortes ao longo da estrutura, e a medição da espessura das lâminas de forma proporcional desde sua periferia até a região interna, com o objetivo de verificar se as taxas de compactação nas partes mais externas eram diferentes do que ocorreu no interior das concreções. (Figura 4B).

Figura 4 – A) Modelo de formação de uma concreção eo-diagenética, em rocha laminada, demonstrando o efeito de preservação da espessura sin-deposicional das lâminas devido a cimentação precoce da estrutura. Os estágios 1, 2 e 3 são graduais de compactação entre a deposição e o soterramento. $C = 0, 1$ e 2 representam a pressão criada pela sobrecarga sedimentar. B) Concreção na qual foram realizadas seções para a medição do efeito de compactação em áreas diferentes da estrutura, para verificar se o efeito de preservação das lâminas varia em relação as regiões internas/periféricas da estrutura.



Fonte: O autor (2020)

1.5.3 Caracterização Petrográfica

Aqui serão apresentados aspectos referentes à caracterização petrográfica utilizada nesta pesquisa.

1.5.3.1 Análise Petrográfica e de Catodoluminescência

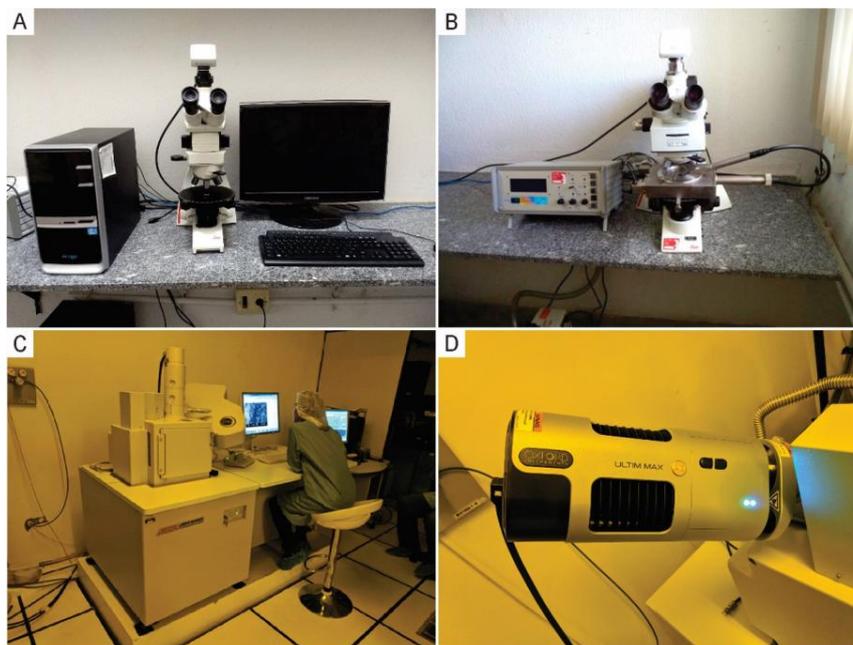
Para o estudo petrográfico foram confeccionadas 21 lâminas delgadas. A descrição petrográfica foi realizada e um microscópio ótico da marca Leica, modelo DM750P (Figura 5A). Após a descrição foram feitas aquisições de fotomicrografias utilizando uma câmera digital acoplada ao microscópio ótico de marca Leica, modelo DFC310 FX. As fotomicrografias foram utilizadas para a descrição de feições microfaciológicas, texturais e mineralógica, feições de porosidade e aspectos diagenéticos. A Catodoluminescência (CL) (Figura 5B), foi utilizada como método complementar à análise petrográfica, para a análise de feições que não são plenamente definidas pela análise petrográfica de luz transmitida convencional, como a existência de feições autigênicas e cimentos de origem carbonática de diferentes gerações (HIATT, *et al.* 2014). O efeito da CL, nos minerais pode ser descrito como brilhantemente luminescente, luminescente ou não-luminescente. A incorporação do Mn^{2+} no retículo cristalino da calcita estimula a luminescência e a incorporação do Fe^{2+} , reduz ou anula a luminescência (LEE *et al.*, 2005; SCHOLER, 2003). As análises de CL foram realizadas em um equipamento da marca Cambridge Image Technology Ltd. (CITL) modelo CL8200, acoplada a um microscópio ótico modelo Zeiss/Axio Scope A1.

1.5.3.2 Análise de MEV com EDS Acoplado

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) (Figura 5C) é um equipamento muito utilizado por diferentes áreas científicas, pois, o uso desta técnica oferece informações detalhadas de diferentes amostras analisadas, com aumentos de até 300.000 vezes, sendo um dos instrumentos mais usados para a realização de análises microestruturais de objetos sólidos, inclusive nas geociências. Sua utilidade dentro da mineralogia, especificamente, não se restringe somente ao exame de texturas sedimentares, como também, pode ser empregado de forma integrada com EDS para a identificação de aspectos químicos, elementar semi-quantitativa e de componentes minerais que desempenham a função de cimento nas rochas sedimentares (DUARTE *et al.*, 2003). A operação do MEV baseia-se na emissão de feixes de

elétrons através da aplicação de um diferencial de potencial (podendo variar entre 0,5 a 30kV) na superfície de materiais analisados. A interação do feixe de elétrons com a amostra faz com que os elétrons percam energia por dispersão e absorção, criando uma emissão de feixes de elétrons secundários (SE), e elétrons retro-espalhados (BSE ou backscattering electrons). Também ocorre a emissão de raios-x e radiação eletromagnética (infravermelho e ultravioleta). O EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) consiste em um espectrômetro acoplado ao MEV (Figura 5D), que usa a energia radioativa para fazer a análise do material proposto (RITCHIE *et al.*, 2012). Para este trabalho foram analisados 12 pedaços de amostras e 4 lâminas polidas, que foram metalizadas com carbono. O equipamento utilizado foi o Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM 6460 (Figura 5 C e D) acoplado com EDS da Oxford Instruments, modelo ULTIM MAX 40, pertencente ao Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas (LDN) da UFPE. A análise por meio de EDS permitiu a obtenção de informações sobre a composição química das amostras para os elementos químicos mais comuns: Fe, Mn, Ca, S, Si e C. Especial atenção foi dada aos elementos Ferro e Enxofre, devido a presença de pirita (FeS_2) e de óxidos (Fe_2SO_3) nos laminitos, conforme descrito por outros autores (NEUMANN *et al.*, 2003; HEIMHOFER *et al.*, 2017). Também, o estudo das concentrações de Mg e de Si, permitiram definir a ocorrência de processos como dolomitização e silicificação. O conteúdo das concentrações de carbono foi importante para definir a importância da matéria orgânica nos laminitos.

Figura 5 – A) Microscópio petrográfico da marca Leica, modelo DM750P, com câmera digital acoplada de marca Leica, modelo DFC310 FX. B) Equipamento de catodoluminescência acoplado a um microscópio petrográfico de marca Leica. C) Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com WDS (Wavelength Dispersive Spectroscopy) e D) EDS acoplados. O MEV encontra-se instalado no Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas (LDN) do Departamento de Engenharia Eletrônica, UFPE.



Fonte: O autor (2020)

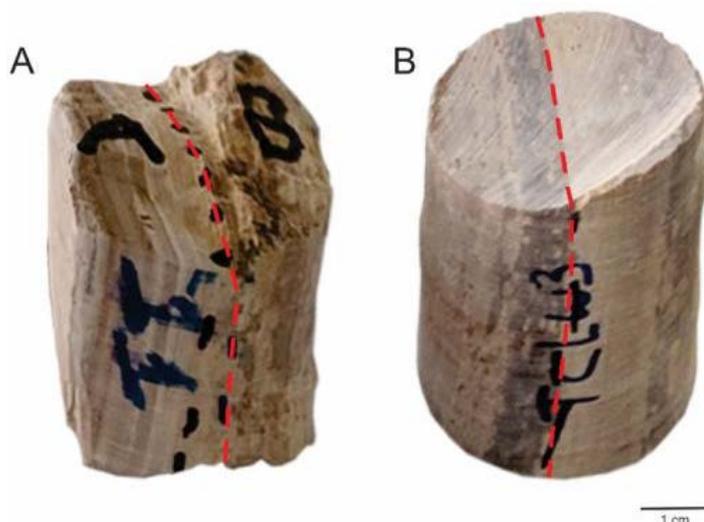
1.5.3.3 Análises químicas – Isótopos Estáveis de C e O, e Fluorescência de Raios-X

Foram realizadas análises referentes ao conteúdo de isótopos estáveis para os elementos carbono e oxigênio. Além disso foram feitas análises químicas por fluorescência de Raios-X para a composição elementar de 21 amostras. Os exemplares foram coletados nas pedreiras do William e Idemar. As amostras, plugues e blocos, foram selecionadas e pulverizadas para os ensaios, que por sua vez, foram realizados no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE), da Universidade Federal de Pernambuco. O processo de seleção das amostras levou em consideração a exclusão de exemplares com algum indicador de alteração diagenética (Figura 6A) e questões como a coloração dos laminitos (Figura 6B) (laminitos de cor bege a amarelo, e laminitos de coloração cinza a esverdeado), que conforme discutido na literatura, indica condições diferentes que atuaram nos depósitos durante a eodiagênese (OSÉS *et al.*, 2016). Amostras de laminações apresentando diferentes cores dentro do mesmo objeto, foram separadas e analisadas individualmente. As análises de isótopos foram realizadas conforme o seguinte procedimento: A extração do CO₂ (gás) foi obtida a partir da reação das amostras em pó (20 mg) com o ácido ortofosfórico (100%), a 25°C, por 24 horas. O CO₂ liberado após a limpeza criogênica, foi posteriormente analisado em um espectrômetro de massa da marca

ThermoFinnigan Delta V Advantage. Em seguida os resultados foram reportados em valores de notação permil (‰), na escala VPDB para o carbono e em VPDB, e V-SMOW para o oxigênio. As incertezas das medições ficaram na faixa de $\pm 0,1\%$ para os valores detectados de carbono e oxigênio.

As análises de fluorescência de Raio-X obedeceram aos seguintes procedimentos: uma porção de cada amostra foi colocada em uma estufa para secar a 110°C e então levada a uma mufla, a 1000°C , por 2 horas, para determinação de perda ao fogo. Foram feitas pérolas fundidas usando tetraborato de lítio como fundente. As pérolas foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raios X Rigaku modelo ZSX Primus II, equipado com tubo de Rh e 7 cristais analisadores, pelo método de curvas de calibração, que foram construídas com materiais de referências internacionais.

Figura 6 - Imagem de duas amostras em fase de preparação para utilização nas análises de isótopos estáveis de C e O. A) Amostra TT11 foi coletada no contato entre uma concreção e o laminito adjacente. Foram pulverizadas partes das duas porções de forma separada, com o objetivo de analisar os isótopos de C e O separadamente. B) Amostra TCLW3 representa a transição entre uma concreção e os laminitos adjacentes (diferença de coloração).



Fonte: O autor (2020)

1.5.3.4 Gamaespectrometria

Para a execução de perfis de gamaespectrometria, foi utilizado um gama-espectrômetro portátil de marca RS-230 BGO Super-SPEC (Figura 7A), para realizar levantamentos *in situ* (Figura 7B). Foi possível medir a contagem total de raios gama, além dos valores produzidos de forma separada pelos elementos potássio (K), tório (Th) e urânio (U) (Ehrenberg; Svana, 2001). Os perfis de raios gama são utilizados para definir informações sobre a litologia, e sobre

o conteúdo de argilominerais e evaporitos presentes em uma sucessão rochosa (GHASEMI-NEJAD *et al.*, 2015). As informações sobre as concentrações de K, U e Th podem ser utilizadas para uma avaliação indireta de diversos parâmetros, como conteúdo em minerais de argila, variação no tamanho do grão, porosidade, composição modal dos arenitos e conteúdo em carbono total, entre outros (SÊCO; DUARTE; PEREIRA, 2015). Os perfis de raios gama foram produzidos a partir da leitura realizada diretamente nos laminitos das seções estratigráficas, com pontos espaçados entre 15 e 20 centímetros e uma configuração de 300 segundos para aquisição dos resultados em cada ponto. Os resultados de radiação do gama total foram expressos em unidades de contagens por segundo (cps).

1.6 PERFIS DE RESISTÊNCIA MECÂNICA

Também foram realizados seis perfis nas seções estratigráficas para a aquisição de dados de resistência mecânica *in situ*. Sua execução foi efetuada em frentes de lavra nas minerações do William e Idemar. Os dados de resistência mecânica foram obtidos por meio da aplicação de esclerômetros (*Schmidt Hammer*) da marca Proceq, modelo Rock Schimdt (Figura 7C). Dois modelos foram utilizados, um do tipo L e um do tipo N. O esclerômetro do tipo L possui baixa energia de impacto com valor de 0,735 Nm, e o Tipo N possui uma energia maior de impacto de 2.205 Nm. Este tipo de equipamento é comumente utilizado para a verificação de resistência em concreto (BROZOVSKY; BODNAROVA; BROZOVSKY, 2019). O uso do esclerômetro permite obter uma estimativa de rigidez do material por meio da conversão da energia de impacto, descarregada por um embolo em energia de deformação (Figura 7D). Os dados são estabelecidos em UCS (Uniaxial Compressive Strength), que podem ser convertidos para parâmetros como o módulo de Young (KATZ; RECHES; ROEGIERS, 2000; AYDIN & BASU, 2005; VILES *et al.*, 2011). Para cada coleta de valores *in situ*, foram realizadas 10 leituras diferentes, aproximadamente no mesmo ponto (AYDIN & BASU, 2005). Os valores de rigidez da rocha são fornecidos pelo equipamento como coeficiente de rebote (Q), e podem ser convertidos para Mega Pascal (MPa), conforme formulações do próprio equipamento e da literatura (ROEGIERS, 2000; AYDIN; BASU, 2005; BUYUKSAGIS; GOKTAN, 2007; KATZ; RECHES; VILES *et al.*, 2011).

Figura 7 – A) Gamaespectrometro de marca RS-230 BGO Super-SPEC utilizada nas etapas de campo para aquisição de dados de radiação gama presente nos carbonatos da Fm. Crato. B) Utilização do gamespectrometro durante uma das etapas de campo. C) Digital Schmidt Hammer da marca Proceq D) Utilização de um esclerômetro para a realização de um perfil de resistência mecânica através da coleta de dados *in situ*.

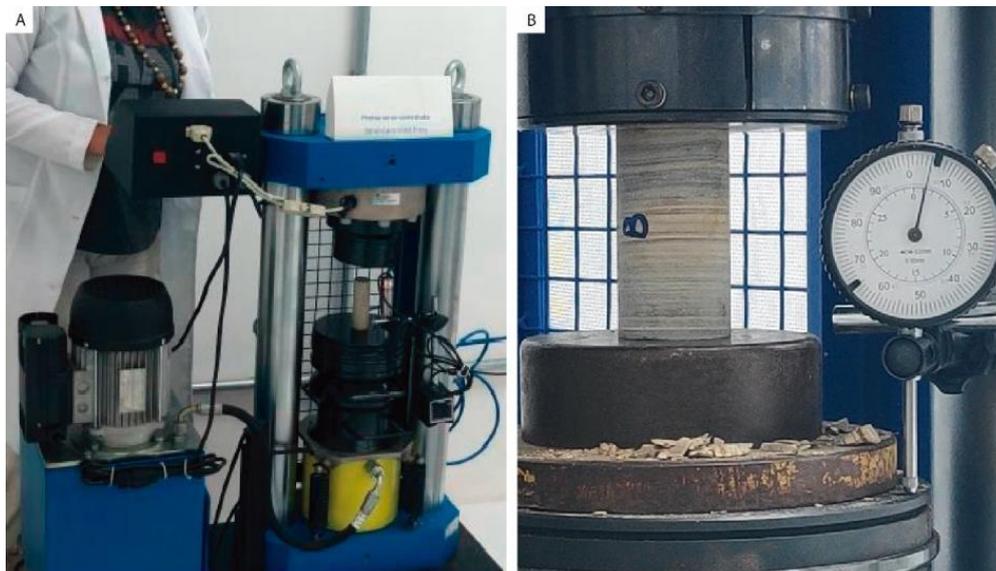


Fonte: O autor (2020)

1.7 ENSAIOS MECÂNICOS

Foram realizados ensaios para caracterização de alguns parâmetros mecânicos das rochas analisadas em plugues com \varnothing 38mm (Figura 8A). Para definir os padrões de comportamento à compressão simples ou UCS (*Uniaxial Compressive Strength*) os plugues foram submetidas a uma tensão vertical (σ_1) crescente, sem tensão confinante ($\sigma_3 = 0$), distribuída de modo uniforme em toda a seção transversal do corpo de prova (Figura 8B) em prensa servo controlada com capacidade de 100 ton. A prensa tem um sistema controlado por um motor que aciona uma plataforma à velocidade controlada de 0,122 mm/min, onde o corpo de prova fica entre essa referida plataforma, localizada na base da prensa, e um pistão ligado à célula de carga. A tensão vertical (σ_1) é aplicada e a amostra vai gradativamente sendo comprimida até ocorrer sua ruptura. Dos plugs coletados em campo, 30 foram destinados ao ensaio uniaxial que aconteceu nos laboratórios de Geotecnia do DECIV-UFPE e Geomecânica da UFPE.

Figura 8 - Ensaios mecânicos realizados com amostras do calcário laminado. A) detalhe da prensa para ensaios de compressão uniaxial localizada no LGEOMEC-UFPE, B) detalhe de um plugue durante o processo de ensaio.

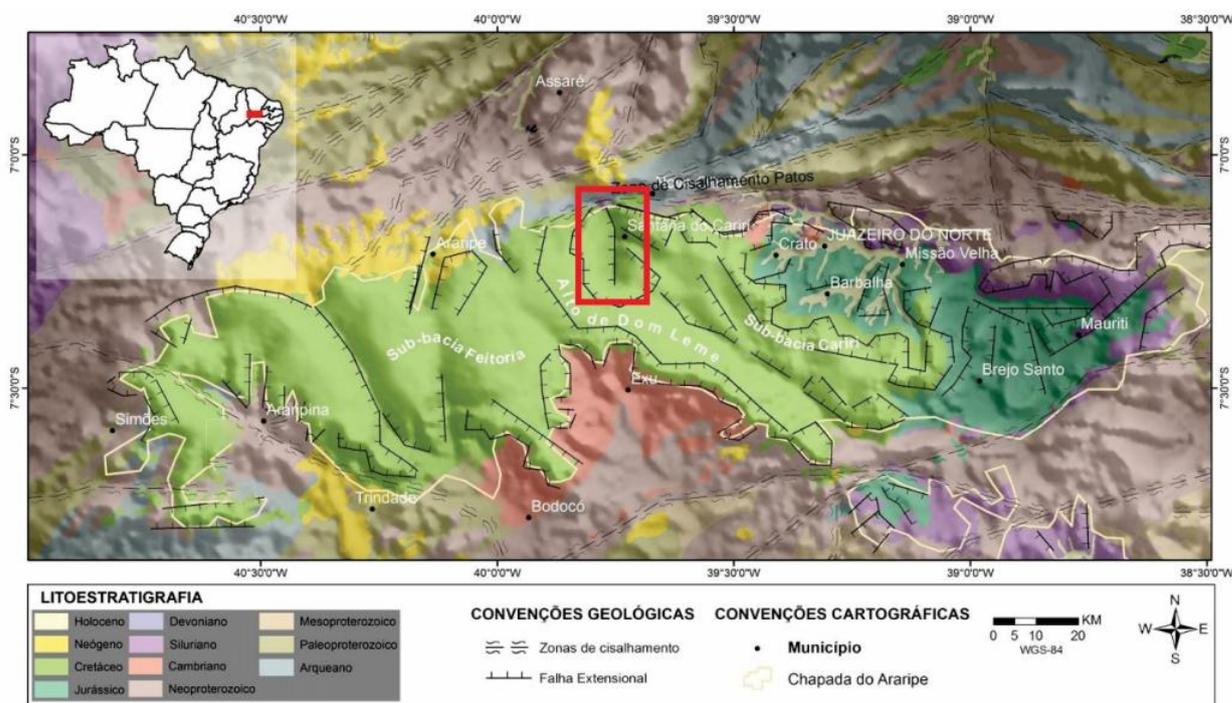


Fonte: O autor (2020)

2 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO

Á área estudada (Figura 9) está localizada no nordeste do Brasil, entre as cidades de Santana do Cariri e Nova Olinda, CE. Nesta região, na borda norte da Bacia do Araripe, ocorrem minerações semimecanizadas onde é feita a extração de lavras do calcário laminado e de gipsita. As minerações onde ocorrem os calcários laminados apresentam ótimas exposições em pavimentos e superfícies verticais. Os pavimentos são preparados através do uso de ferramentas de corte, sem a utilização de materiais explosivos, o que reduz processos de alteração antropogênicos. Os afloramentos chegam a alcançar 25 metros de altura por centenas de metros de exposição lateral.

Figura 9 - Mapa de localização da área de estudo (retângulo vermelho) situado próximo às cidades de Santana do Cariri e Nova Olinda, na Bacia do Araripe. Mapa simplificado da região da Bacia do Araripe sobre o modelo digital de terreno (SRTM).



Fonte: Modificado de Miranda (2015)

2.1 FORMAÇÃO CRATO

Esta unidade foi inicialmente definida como Calcário de Santana por Small (1913). Posteriormente, na década de 60, estes depósitos foram denominados de Membro Crato, por Beurlen (1962, 1963, 1971). Para este trabalho, será adotado o termo “Formação Crato” conforme a proposta empregada por Neumann (1999) e Neumann & Assine (2015), para se referir à unidade litoestratigráfica que contém os sets de laminitos estudados. A Formação Crato é composta por depósitos de idade Aptiano-Albiano (COIMBRA *et al*, 2002) formados em um sistema flúvio-lacustre (NEUMANN, 1999; ASSINE, 2007), que dominou as regiões proximais na fase pós-rifte da Bacia do Araripe. De acordo com Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999), esta Formação possui seis níveis de calcários laminados, denominados de C1 a C6, da base para o topo, intercalados com folhelhos calcíferos, siltitos, arenitos e margas. Os níveis de calcários laminados se tornam progressivamente mais espessos, e mais extensos em área, da base para o topo da sequência. O nível C6 pode alcançar cerca de 12 a 15 m, em afloramentos e no registro de subsuperfície identificado por meio de poços estratigráficos (NEUMANN, 1999). As litofácies que compõem os laminitos da Formação Crato são constituídas

essencialmente por calcita micritica de baixo teor de magnésio. Os laminitos são compostos por laminações milimétricas a centimétricas, que formam ritmos de coloração alternada claro-amarelo e escuro-cinza (NEUMANN, 1999). As laminações são em geral plano-paralelas, mas apresentam localmente padrão suavemente ondulado a convoluto (MIRANDA *et al.*, 2018).

Nas exposições do nível C6 nas minerações observa-se a dominância de laminitos de coloração acinzentada, formando porções com alguns metros de espessura e camadas com laminações de coloração predominantemente bege a amarelada (ARAÚJO, 2020). Os corpos de calcário laminados podem ser acessados em minerações artesanais na região norte da bacia, na forma de exposições com boa continuidade lateral e com extensões que variam de dezenas a centenas de metros, podendo alcançar uma espessura de 10 a 15 metros (Figura 10A). Acima das exposições do nível C6 ocorrem níveis delgados de calcário maciço e calcário margoso intercalados com argilitos calcíferos (Figura 10B). Estudos anteriores sugeriram que esta diferenciação possivelmente seria causada devido à alteração meteórica dos calcários pela exposição dos depósitos, o que poderia produzir a coloração bege-amarelada. Por outro lado, laminitos com pouca ou nenhuma alteração, apresentariam a coloração mais acinzentada (NEUMANN, 1999; MIRANDA, 2015). Segundo (TORRES *et al.*, 2016), os laminitos acinzentados apresentam menor porosidade e maior rigidez, enquanto que os laminitos bege-amarelados possuem maior porosidade e menor rigidez. Entretanto, Osés *et al.* (2016) sugeriram que a variação de cor possui origem deposicional. O estudo se baseou na investigação de parâmetros de preservação dos peixes fósseis que ocorrem em ambas as litologias, sugerindo que os laminitos de coloração cinza se formaram sob uma taxa de sedimentação maior do que os calcários de coloração bege-amarelada, tendo implicado em uma variação nas condições de anoxia e preservação de matéria orgânica. O estudo sugere que em ambos os casos os efeitos de preservação estão diretamente relacionados às condições de eodiagênese (OSÉS *et al.*, 2017).

Figura 10 – Exposição de uma das superfícies verticais de calcário laminado que fazem parte da Formação Crato, região de Nova Olinda, CE. Superfícies verticais como o ilustrado na foto são obtidas através do corte semimecanizado por pedreiras artesanais que exercem atividades extrativistas na região. A) Nível C6 de calcários laminados. B) sucessão de camadas de calcário, margas e argilitos calcíferos que ocorrem intercalados com os corpos de laminitos.



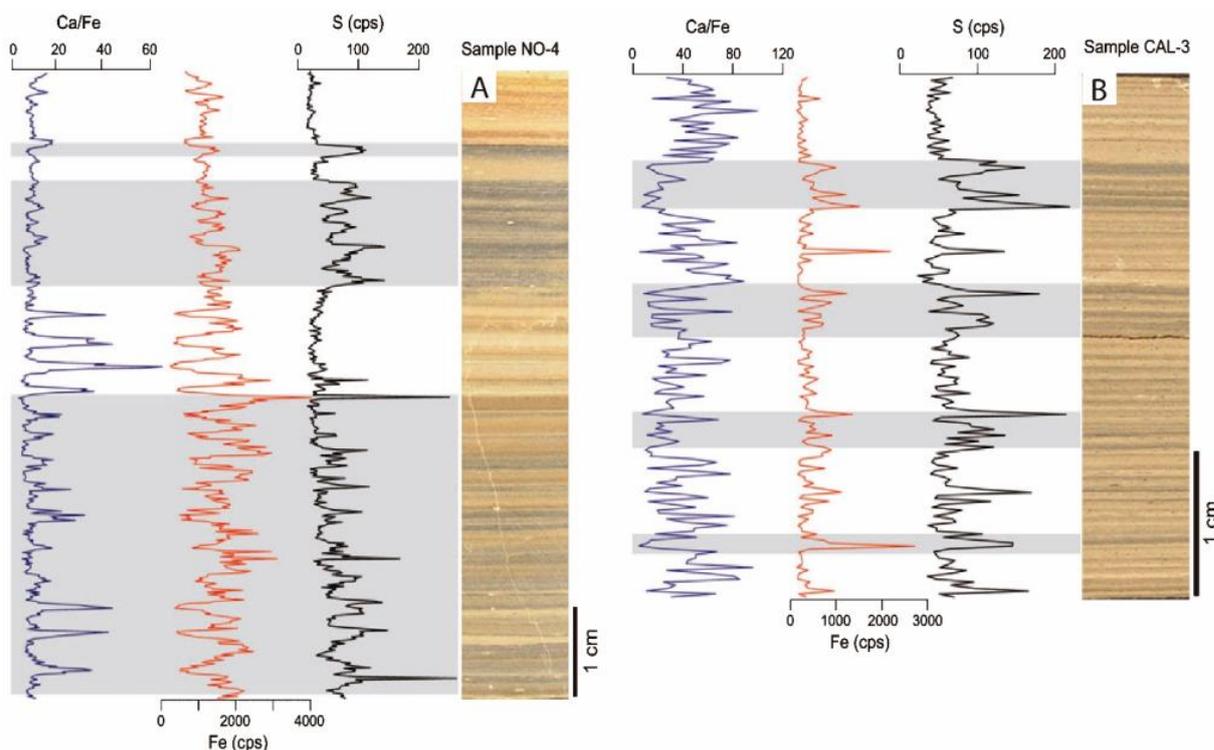
Fonte: O autor (2020)

Neumann (1999) e Silva *et al* (2002) estudaram os calcários laminados da Formação Crato e propuseram a existência de seis *microfácies*: Sm1 – caracterizada por lamina centimétricas, planas ou plano-onduladas, com presença de pequenas concreções; Sm2 – caracterizada por lâminas planas ou plano-onduladas, com ocorrência de *loop beddings*; Sm3 – representada por calcarenitos peloidais com esteiras algálicas; Sm4 – formada por lamina onduladas e plano-onduladas com a presença de *slumps*; Sm5 – caracterizada por lâminas centimétricas, planas ou plano-ondulada, com presença de concreções, convoluções e microfalhas; e, Sm6 – composta por lamina centimétricas, planas e plano-onduladas, com microfosséis e ostracodes. Catto (2015) e Catto *et al* (2016), estudaram os depósitos de laminitos através da análise de testemunhos do poço 1-PS-11-CE (Projeto Santana), onde propuseram que estes compreendem quatro *microfácies*, sendo eles: nodular, drusiforme, laminar e rítmica.

A origem dos calcários laminados da Formação Crato ainda é motivo de debate. Os primeiros trabalhos realizados sobre esses depósitos propuseram que a gênese do material carbonático estaria relacionada com a taxa de evaporação, somada à redução do aporte de água doce no corpo lacustre, com subsequente saturação e precipitação química (NEUMANN, 1999). Heimhofer *et al.* (2010) sugeriram que os laminitos foram formados a partir da

precipitação de calcita autigênica oriunda da parte superior da coluna de água do lago, em condições de lago restrito, anóxico e com alta salinidade, tendo pouco aporte de água doce e de terrígenos. Conforme esta proposição, a precipitação foi induzida pela atividade de algas e bactérias e não por organismos de natureza bentônica, que intermediariam a produção do carbonato de cálcio. Entretanto, Catto (2016) destacou a existência de estruturas microscópicas, sugerindo que a formação da calcita pode ter tido sua origem na precipitação de substância polimérica extracelular (EPS), produto de atividade microbial. Estes autores também sugeriram que a ocorrência de impressões microscópicas estaria ligada à atuação de bactérias filamentosas, cocóides e cianobactérias. Como proposta, os autores defendem que os laminitos da Formação Crato teriam sua origem na precipitação bioinduzida de carbonato de cálcio. Heimhofer *et al* (2010), propôs ainda que a variação na coloração das lâminas estaria relacionada à sua composição química. As lâminas mais claras apresentariam baixas concentrações de Fe e S e valores com maior razão de Ca/Fe, enquanto as lâminas mais escuras apresentariam altas concentrações de Fe e S e conseqüentemente valores de Ca/Fe mais baixos (Figura 11).

Figura 11 - Análise de XRF, elementos Ca, Fe e S, realizada em amostras de laminitos da Fm. Crato, região de Nova Olinda (Heimhofer *et al.*, 2010). A) laminitos onde dominam lâminas mais escuras, o que lhe confere coloração acinzentada. B) laminitos com predominância de lâminas de cor amarela. Observar o maior efeito de ritmicidade dos laminitos de coloração dominante amarela.

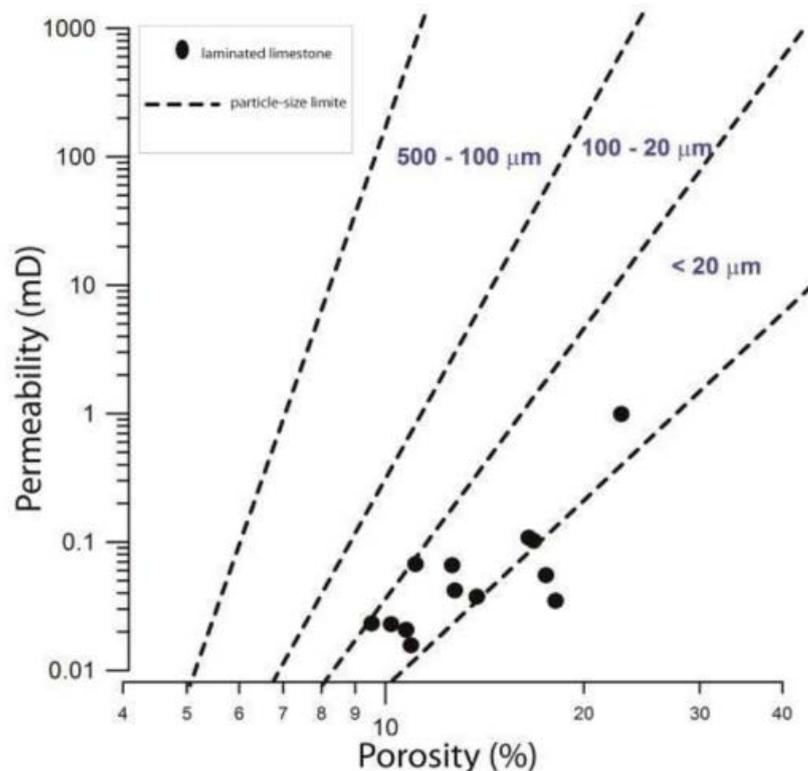


Fonte: Heimhofer *et al.* (2010)

A Formação Crato apresenta um variado conteúdo fossilífero, composto por ostracodes, crustáceos, aracnídeos, peixes ósseos, lagartos, pterossauros e plantas (ASSINE, 2007). A ausência de fósseis marinhos é mencionada como uma evidência para a dominância de um sistema continental ou transicional (ASSINE, 2007; ASSINE *et al.*, 2014). Pela excelente preservação de uma enorme quantidade de fósseis, com preservação tridimensional de estruturas biológicas e tecidos moles, a Formação Crato é classificada como uma jazida do tipo Fossil Lagerstätte (MARTILL *et al.*, 2007, 2008; MARTILL & FREY, 1998).

Quanto à sua porosidade, os laminitos da Formação Crato apresentam uma variação de 4 a 22%, com média de 12%, embora o aumento esteja relacionado com a exposição dos depósitos e ação de águas meteóricas, durante a telo-diagênese. Os valores de permeabilidade variam de 0,0 a 0,09 mD, com média de 0,04 mD (MIRANDA *et al.*, 2016, 2018). A matriz dos calcários laminados é composta predominantemente por calcita micrítica, com ocorrência de dolomita e sílica, e conforme análises existentes apresenta tamanho dos grãos predominantemente $< 20 \mu\text{m}$ (Figura 12).

Figura 12 - Gráfico de correlação contendo dados de porosidade versus permeabilidade (ar) dos calcários laminados da Formação Crato. Os dados foram comparados conforme a relação entre porosidade e tamanho de grãos constituintes da matriz (Lucia, 1995)

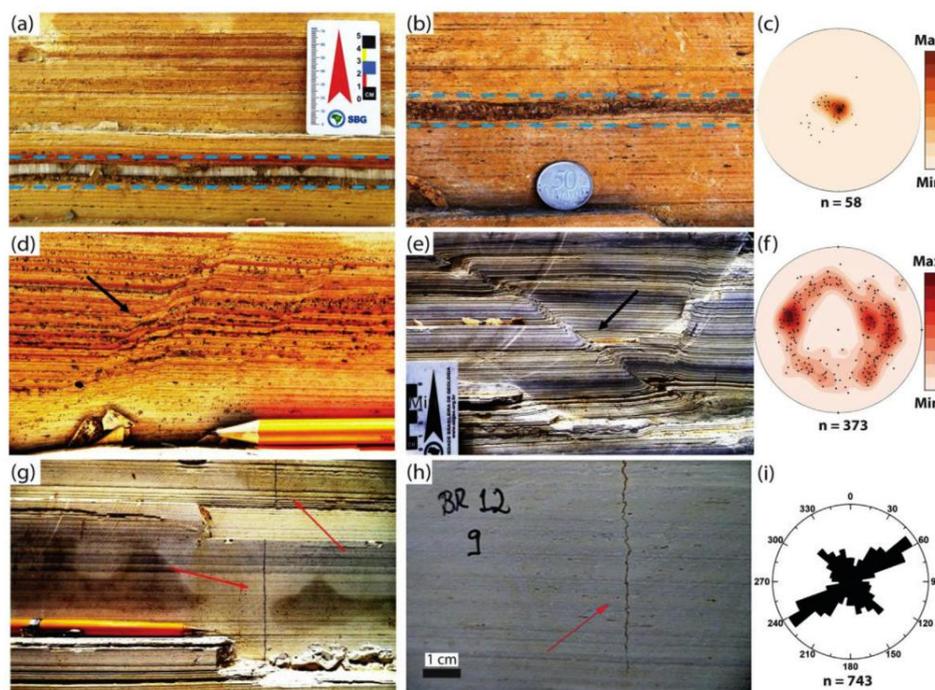


Fonte: Miranda *et al.* (2016)

2.2 HETEROGENEIDADES DOS DEPÓSITOS DE LAMINITOS

Os depósitos de laminitos apresentam estruturas que são associadas a processos sin-deposicionais, tais como: *loop beddings*, microslumps, convoluções e ondulações, *hydraulic pipes* e estruturas de escape de fluídos. Contam também com a apresentação de processos estabelecidos nos primeiros estágios de diagênese, quando estes estavam inconsolidados e com apenas poucos metros de soterramento, sendo eles: microfalhas, *loop beddings* e *shear fractures*. As *shear fractures* apresentam-se em pares conjugados, com direção preferencial N5E e mergulho moderado variando de 20° a 75° para ESE e WNW (Figura 13 a 15). Os veios horizontais ocorrem paralelos a laminação, a qual apresenta mergulho suave entre 2° e 6° para ESE. As juntas tardias, que se apresentam em grande parte abertas ou parcialmente preenchidas por material recristalizado, calcita e gipsita, apresentam direções principais N60E, N90E e N30W e mergulho vertical a sub-vertical (Figura 13 a 15). A interação das juntas com estruturas mais antigas, veios e fraturas de cisalhamento, deu origem a processos de carstificação com a formação de vugs de dimensões milimétricas a centimétricas, e também pequenas cavernas (Miranda *et al.*, 2018). Os estilólitos apresentam dimensões de poucos centímetros (Alencar *et al.*, 2018), possuindo orientação vertical a sub-vertical à laminação e direção preferencial N50E a N60E (Alencar, 2018). A maior parte dessas estruturas está associada a eventos de sismicidade que afetaram os depósitos recém-depositados e inconsolidados (NEUMANN, 1999; SILVA & NEUMANN, 2003; SILVA, 2003; MIRANDA *ET AL.*, 2018; ALENCAR, 2018).

Figura 13 - Estruturas rúpteis que ocorrem nos níveis de calcários laminados no topo da Formação Crato. a) e b) veios de calcita e gipsita, respectivamente, c) estereograma com as atitudes dos planos de laminação e dos veios concordantes com estes, d) e e) *shear fractures*, f) estereograma dos planos de fraturas de cisalhamento, g) e h) estilólitos, e i) diagrama de roseta dos planos estilólíticos.



Fonte: Miranda *et al.* (2018)

Os *loop-beddings* bem como as laminações convolutas, ocorrem em conjuntos de laminações com boa continuidade lateral e intercalados entre conjuntos de laminações sem nenhuma deformação. Os laminitos também apresentam conjuntos de laminações portadores de concreções calcárias, de origem diagenética, que representam zonas com intensa litificação e boa continuidade lateral. As concreções podem apresentar dimensões de alguns centímetros até decímetros (NEUMANN, 1999; ALENCAR, 2018). Também ocorrem outras feições de origem diagenética, como níveis com concentração de cristais de tamanho milimétrico a centimétrico de pirita, que podem ocorrer de forma isolada ou formar acumulações amalgamadas dentro das laminações (ALENCAR, 2018). Outros tipos de heterogeneidades de natureza rúptil também ocorrem nos laminitos: estilólitos verticais ao acamamento, de tamanho centimétrico, veios horizontais e verticais preenchidos por calcita, e veios apenas horizontais preenchidos por gipsita (MIRANDA *et al.*, 2018; ALENCAR *et al.*, 2018). Essas estruturas ocorreram durante o processo de soterramento em níveis mais profundos (meso-diagênese). Os depósitos também exibem a ocorrência de juntas, de abertura centimétrica, subverticais a verticais, formadas pelo processo de exumação e exposição dos depósitos, induzido pelo processo de soerguimento do embasamento e denudação da sucessão sedimentar da bacia

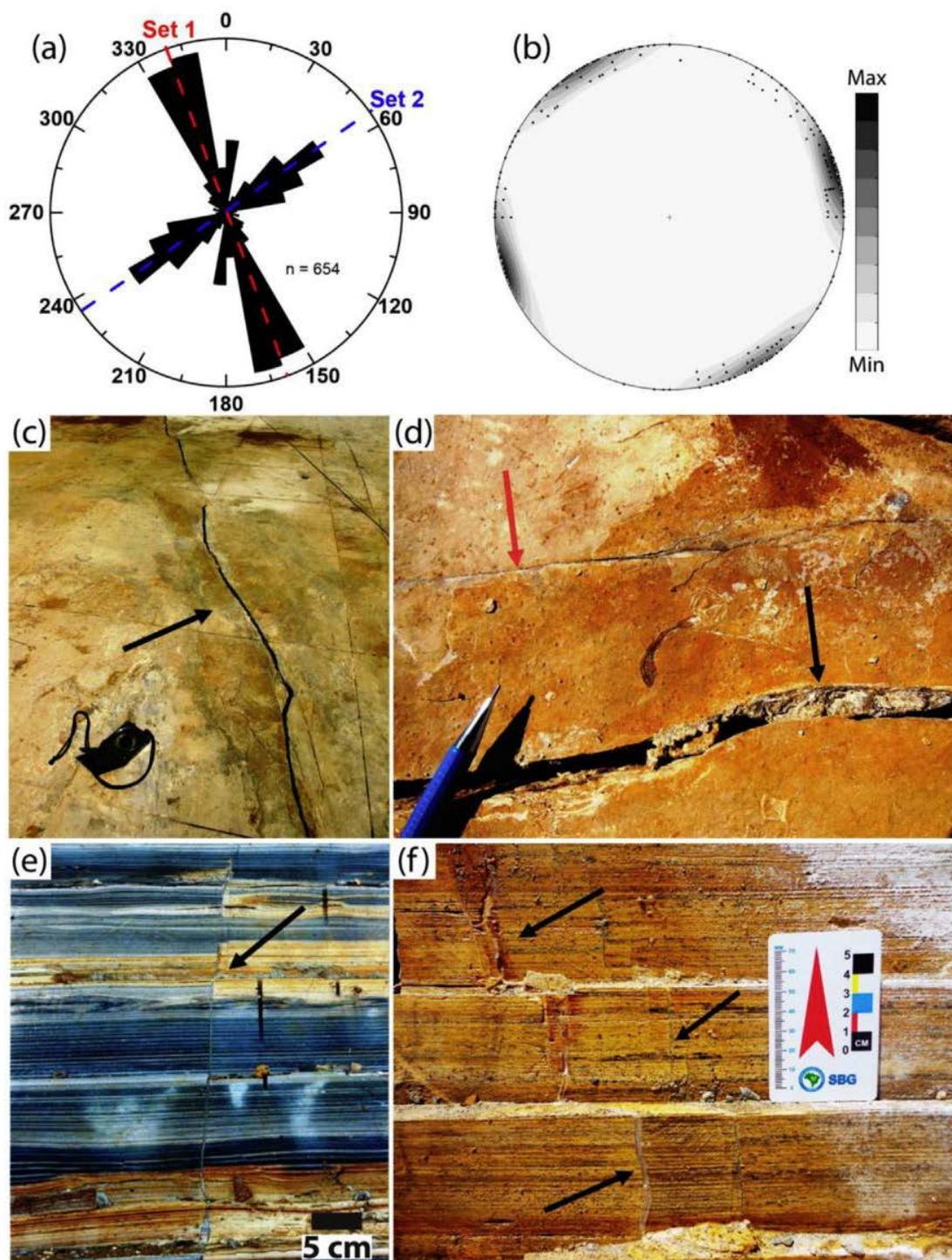
(PEULVAST; BÉTARD, 2015). Desta forma observa-se que os laminitos da Formação Crato apresentam diversos tipos de heterogeneidades, tanto formadas durante o processo de deposição de diagênese precoce, quanto durante a meso-telodiagênese (incluindo processos de deformação rúptil):

Deposicionais (eo-diagênese) - Camadas convolutas, microfalhas, *shear fractures* (fraturas cisalhantes), escape de fluídos, *loop beddings*. Estas estruturas se formaram quando a rocha ainda apresentava comportamento dúctil em variados graus e foram possivelmente induzidas por sismicidade, relacionada à atividade tectônica nas zonas de cisalhamento que cortam a bacia (ALENCAR, 2018) (Figura 13 a 15). A ocorrência de *breccia pipes* (MARTILL, 2008), formadas pela injeção de água/fluídos quando os laminitos ainda estavam inconsolidados aponta, juntamente com a presença de sismitos, para a forte influência de abalos durante a evolução dos laminitos (Figura 16).

Rúpteis (Meso-Diagênese) - Os estilólitos verticais foram interpretados como estruturas de pequena escala, produzidas pelo aumento da pressão de poro nas camadas de baixa permeabilidade, na qual pode ter ocorrido uma influência da sismicidade (ALENCAR, 2018). Essas estruturas podem representar o efeito da deformação em um estágio de solidificação inicial da rocha com redução crescente da porosidade devido ao soterramento. Os veios horizontais e verticais representam um estágio de deformação induzida pelo aumento da pressão de fluído em estágio mais avançado de soterramento, com a solidificação total da rocha e a redução máxima de porosidade. Estes possivelmente foram produzidos também pelo aumento da pressão de fluídos, confinados na unidade calcária (ALENCAR, 2018), sobreposta por camadas de folhelhos e evaporitos da unidade Ipubi (FABIN *et al.*, 2018) (Figura 13 a 15).

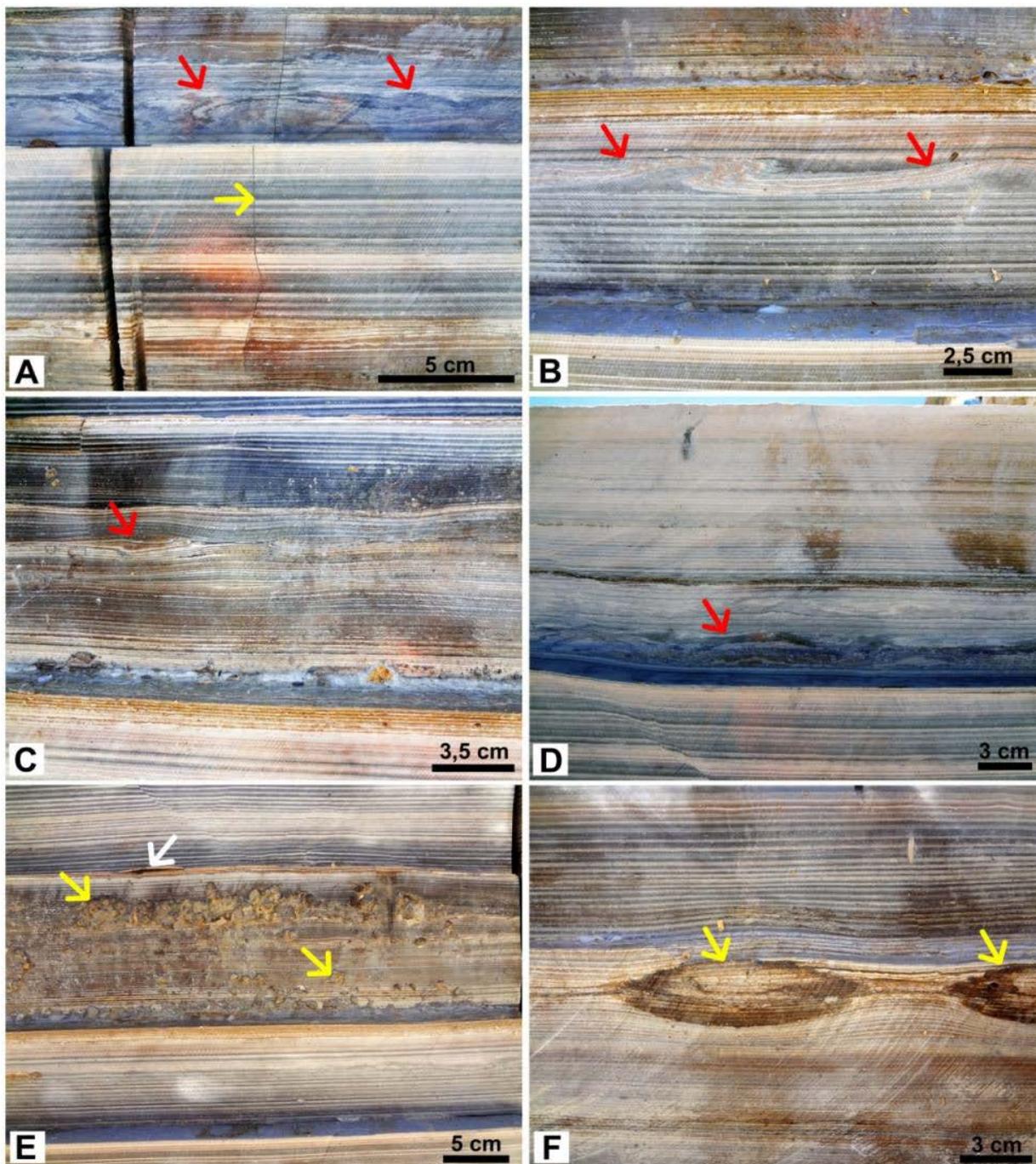
Rúpteis (telo-diagênese) - As juntas abertas ou parcialmente preenchidas foram produzidas pelo soerguimento e exposição da porção superior da Formação Crato, em especial do nível C6, conforme descrito para a borda norte da bacia. Essas estruturas permitiram o aumento da ação de águas meteóricas o que produziu feições de carstificação ao longo das juntas e estruturas rúpteis mais antigas, o que deu origem a vugs de escala milimétrica, centimétrica e também cavernas (MIRANDA *et al.*, 2018) (Figura 13 a 15).

Figura 14 - Estruturas rúpteis dos calcários laminados. a e b) diagrama de rosetas e estereograma com as atitudes dos dois principais sets de veios e juntas que ocorrem nos laminitos do nível C6. c) junta tardia aberta, d) junta parcialmente preenchida por calcita. e) junta tardia aberta, f) junta parcialmente preenchida por calcita.



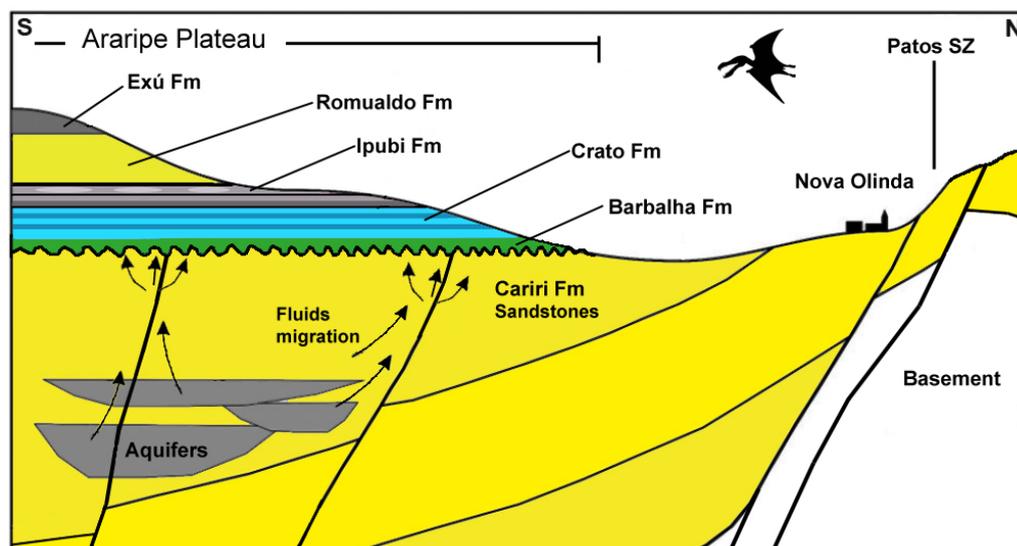
Fonte: Miranda *et al.* (2018)

Figura 15 - Estruturas e feições diagenéticas que ocorrem no nível de calcários laminados C6. A) nível de laminações convolutas cortado por um veio de calcita, B) Nível de laminações convolutas mostrando contato abrupto com laminações paralelas, C) detalhe de nível com laminações convolutas e onduladas, D) nível com laminações convolutas e uma fratura de cisalhamento (shear fracture), E) nível com nódulos de pirita framboidal, (setas amarelas), e nível de dissolução (seta branca), F) nível com concreções calcárias e laminação ondulada.



Fonte: O autor (2020)

Figura 16 - Modelo geológico com a disposição das unidades pós-rifte na borda norte da Bacia do Araripe. A formação de breccia pipes conforme proposto por Martill (2008) teria origem na ascensão de fluídos a partir dos aquíferos formados nos arenitos da Formação Cariri, sobre os quais foram depositadas as rochas calcárias da Fm. Crato, em um sistema de sag-rift.



Fonte: Modificado de Martill (2008)

2.3 CONCREÇÕES EM DEPÓSITOS SEDIMENTARES

Nas rochas sedimentares é muito comum a ocorrência de corpos concrecionais de formas e dimensões variáveis.

2.3.1 Definição

Nas rochas sedimentares é muito comum a ocorrência de corpos concrecionais de formas e dimensões variáveis. Esses corpos recebem normalmente a denominação de nódulos ou concreções, que significa em geologia, acumulação de material em volta de um núcleo ou sobre uma superfície. São formados por precipitação ou segregação de minerais originando corpos esféricos e/ou elípticos dentro da fábrica da rocha hospedeira, representando zonas com um maior grau de cimentação e maior resistência mecânica (MARSHALL & PIRRIE, 2013). Estes nódulos ou concreções apresentam composição química/mineralógica variadas: de sílex, de gipsita, de carbonato ou de ferro. Também apresentam uma ampla variedade de formas, desde subsféricas até elipsoidal (mais comum), discoidais e alongadas. Sua estrutura interna pode variar de maciça até finamente laminada (TARR, 1921; KINDLE, 1923; RAISWELL, 1971; MARSHALL & PIRRIE, 2013). As concreções formadas a partir do cimento de carbonato de cálcio (calcita) representam a forma mais comum no registro, porém o carbonato

de ferro (siderita) é particularmente habitual em sedimentos não-marinhos. Fases ricas em magnésio e mistas (compostas por dolomita ou a ankerita, por exemplo) e minerais menos comuns também podem ocorrer (MARSHALL & PIRRIE, 2013).

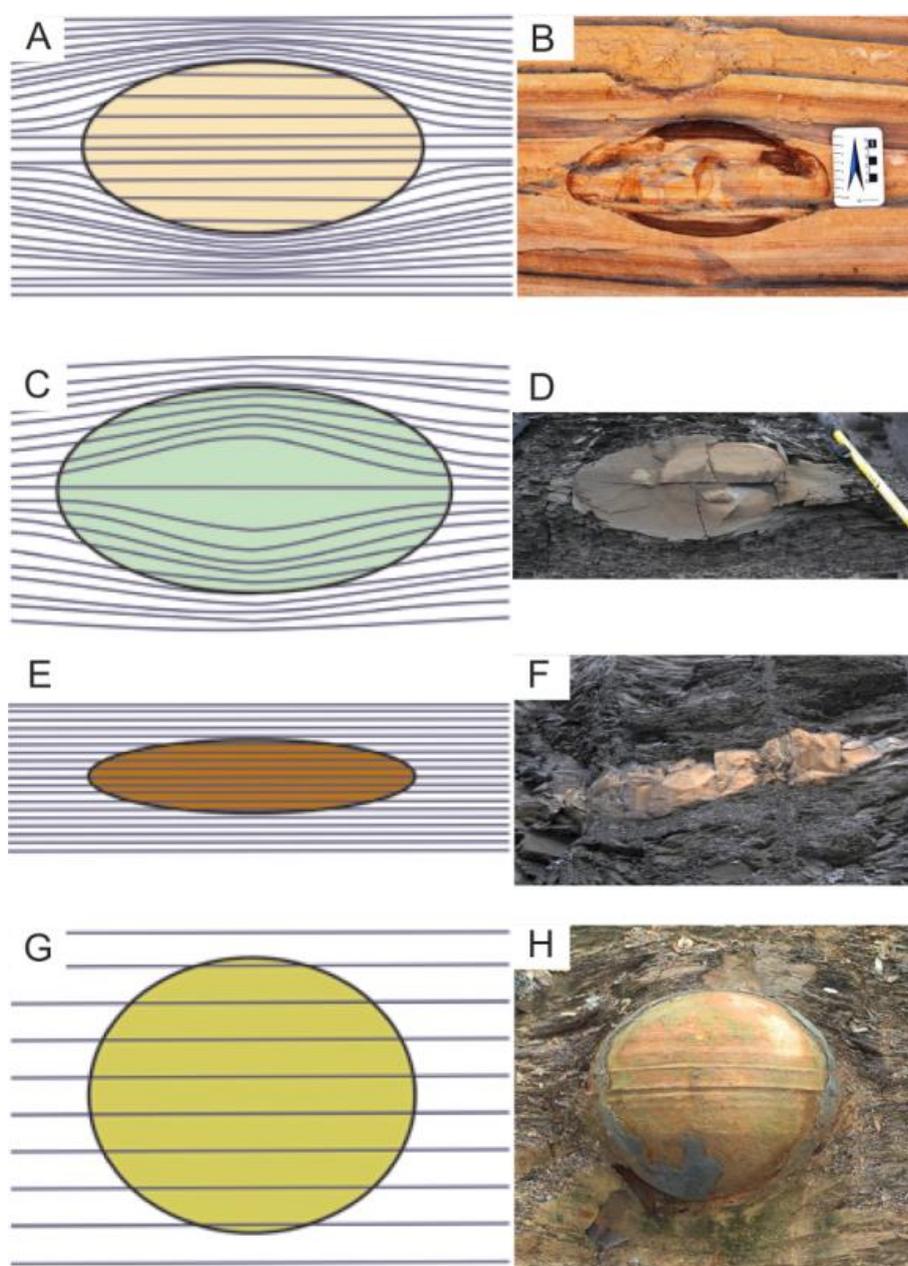
As concreções calcárias se formam devido à cimentação precoce de porções da rocha, ainda durante os primeiros estágios de soterramento, na eo-diagênese. Desta forma, essas estruturas sedimentares podem registrar a evolução geoquímica das águas intersticiais, presente nos poros dos sedimentos recém-depositados. O estudo das concreções calcárias também pode auxiliar na definição das mudanças da temperatura dos fluídos intersticiais, ao longo do processo de precipitação precoce do cimento carbonático, nos poros da rocha hospedeira. Desta forma, o material pode fornecer informações importantes a respeito das condições iniciais e finais do soterramento (HEIMHOFER *et al*, 2017). Concreções em rochas laminadas (calcários e folhelhos calcíferos) representam um importante potencial na investigação dos efeitos de compactação sofridos por estas rochas (Figura 17), por causa do registro do efeito progressivo de redução do volume da rocha, relacionado à compactação diferencial das laminações (LASH & BLOOD, 2004).

Essa pesquisa resolveu adotar o critério de classificação das concreções calcárias propostas por Marshall & Pirrie (2013). Em suas pesquisas as concreções calcárias foram classificadas segundo o seu formato, deformação das laminações dentro e fora da concreção, e a litologia na qual o nódulo se encontra. A classificação ficou da seguinte maneira: Tipo A – concreção formada durante a diagênese precoce. São estruturas formadas no início do processo diagenético, enquanto os sedimentos ainda estavam sendo depositados (Figura 17A). Tipo B – concreção formada durante a diagênese precoce, mas que apresenta um processo de expansão durante a compactação. Estas apresentam o mesmo estado temporal da concreção do tipo A, mas que teve o seu processo de expansão iniciado mais tardiamente, ou seja, enquanto os sedimentos já estavam sendo compactados (Figura 17C). Tipo C – concreção formada após a compactação dos sedimentos. Estruturas formadas depois da sedimentação e compactação e que teve o seu crescimento fortemente influenciado pela sobrecarga dos sedimentos hospedados pela rocha hospedeira. Esse tipo de concreção é mais comum em argilitos (Figura 17E). Tipo D – concreção formada após a compactação dos sedimentos. Estas apresentam mesmo processo da concreção do tipo C, porém, aqui, é levado em consideração a litologia (arenitos) da rocha hospedeira para justificar a sua forma esférica (Figura 17G).

Nas concreções do tipo C e D a preservação do conteúdo fossilífero acontece de forma mais rara do que nas concreções do tipo A e B, e a diferença de espaço entre as camadas dentro

e fora são bem menores, pois não houve tempo suficiente de evolução da concreção em relação à sua rocha hospedeira (MARSHALL & PIRRIE, 2013).

Figura 17 – Modelo esquemático de classificação de concreções sedimentares conforme Marshall & Pirrie (2013), e fotos de exemplos do registro geológico. A) concreção formada durante a diagênese precoce, a formação antecede o processo de compactação das laminações; B) Foto de uma concreção do tipo A, formada antes da compactação dos laminitos, Formação Crato. C) concreção formada durante a diagênese precoce, mas que apresenta um processo de expansão durante a compactação; D) Foto de uma concreção do tipo C, localizada nos argilitos da Selmaneset Member em Edgeoya, Svalbard. E) concreção formada após a compactação dos sedimentos. O aspecto elíptico acentuado é característico de concreções em *mudstones*; F) Concreção do tipo E, formada nos folhelhos negros de Fort Payne Formation, Kentucky. G) concreção formada após a compactação dos sedimentos, o aspecto esférico é característico de concreções formadas em arenitos. H) Foto de uma concreção do tipo G, Concreção esférica, formada após a compactação em Woodford Formation, Ohio.



Fonte: Modificado de Marshall & Pirrie (2013)

2.3.2 Histórico do Estudo sobre Concreções

O estudo sobre a origem e processos de formação das concreções ainda representa um quebra-cabeças geológico. As pesquisas até então realizadas sempre buscaram compreender os mecanismos de formação e as diferenças resultantes do processo evolutivo entre as concreções e a litologia da rocha hospedeira.

O primeiro registro na literatura sobre essas heterogeneidades foi feito por Newberry (1873), que tratou das concreções localizadas nas proximidades da cidade de Worthington, Ohio. Este autor, afirmou que os corpos foram formados sin-geneticamente com a litologia ao redor, e a curvatura do material da rocha hospedeira foi fruto do encolhimento (redução de volume) e compactação dos sedimentos circundantes. Clifton (1957) faz referencia ao trabalho de Orton (1878) que mencionou essas concreções e notou a variedade de minerais e fósseis, frequentemente contidos dentro das estruturas. Orton, aparentemente, aceitou a teoria de origem singenética de Newberry.

Bassler (1908) no artigo “*The formation of geodes with remarks on the silicification of fossil*”, afirmou que os geodos apresentam similaridades morfológicas com as concreções, porém com uma composição diferente. Berner (1968), escreveu sobre as concreções carbonáticas formados pela decomposição de matéria orgânica. Em seu artigo este afirmou que é comum a presença de fósseis bem preservados de organismos ancestrais, incluindo materiais carbonizados e tecidos substituídos por minerais (BERNER, 1968). Berner defendeu que as concreções fossilíferas são produtos da decomposição bacteriana dos organismos originais e que as mesmas tiveram um importante papel na precipitação do carbonato de cálcio (CaCO_3) nas rochas portadoras desse tipo de estrutura.

Raiswell and Fisher (2000), fizeram uma revisão sobre os mecanismos de crescimento das concreções e sua influência na composição isotópica química, e propuseram duas formas de crescimento para essas heterogeneidades: o crescimento pervasivo e o crescimento concêntrico. Dong *et al.* (2008), a partir de pesquisa realizada em concreções carbonáticas da Formação Doushantuo (551 Ma), do sul da China sugeriram que as características mineralógicas, texturais e a composição de carbono orgânico revelam que sua formação ocorreu durante a eodiagênese (soterramento raso) em folhelhos ricos em matéria orgânica.

Yoshida *et al.* (2015) estudaram concreções carbonáticas que ocorrem em formações neógenas em Yatsuo, Japão, e sugeriram que as concreções esféricas isoladas, estão associadas com fósseis (*Fissidentalium* spp), e que foram formadas a partir de carbono originado dos tecidos moles dos corpos de organismos não esqueléticos depositados com baixo potencial de

preservação. Heimhoffer *et al.* (2017) estudaram as concreções carbonáticas que ocorrem dentro dos folhelhos ricos em matéria orgânica da Formação Romualdo, que está posicionada acima dos estratos evaporítico-terrígenos da Formação Ipubi, e carbonático-terrígenos da Formação Crato, e observaram que na maioria delas há um conteúdo fóssil. Em especial eles estudaram uma concreção contendo peixe fóssil e analisaram o crescimento com análises de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) e fluorescência de raios-X (FRX). Os autores concluíram que os valores de C e O indicam, que o crescimento da concreção, acontece em várias etapas conforme a profundidade de soterramento aumenta, resultando em um sistema complexo de assinaturas geoquímicas formadas durante os vários estágios diagenéticos.

Kellner (1996a; 1996b), Wellnhofer; Kellner (1991), possuem um amplo estudo nas concreções da Formação Romualdo em busca de fósseis bem preservados. Os resultados compreendem a constatação de concreções contendo pedaços de tecidos e material ósseo bem preservados em seus interiores, contendo espécimes que vão de vertebrados terrestres (KELLNER, 1996a) a aéreos (KELLNER, 1996B; WELLNHOFER; KELLNER, 1991). Álamo *et. al.*, (2007) propôs uma classificação para as concreções do Grupo Santana da Bacia do Araripe, afim de uniformizar a terminologia das referidas heterogeneidades. Essa proposta objetivou o auxílio em futuros estudos estatísticos, geográficos, geoquímicos e tafonômicos buscando o fornecimento de visões no cenário deposicional da Bacia do Araripe. Álamo *et. al.*, (2007) procurou classificar as concreções do Grupo Santana através do número de espécimes e posição do fóssil contido nas concreções, dimensionalidade, relação matriz/fóssil, forma, estrutura e texturas sedimentares. Fara *et al.*, (2005) analisou 233 concreções da Formação Romualdo e constatou que a distribuição estratigráfica dos nódulos é bem heterogênea. Segundo o artigo, a densidade das concreções varia de 0,8 a 15 concreções/m³, apresentando um comportamento bimodal na sua orientação, sendo essas, principalmente na direção NW-SE e secundariamente N-S. O artigo sugere que as concreções da Formação Romualdo foram formadas em uma paleocorrente de baixa energia, onde estas, também preservaram material fóssil em seus interiores.

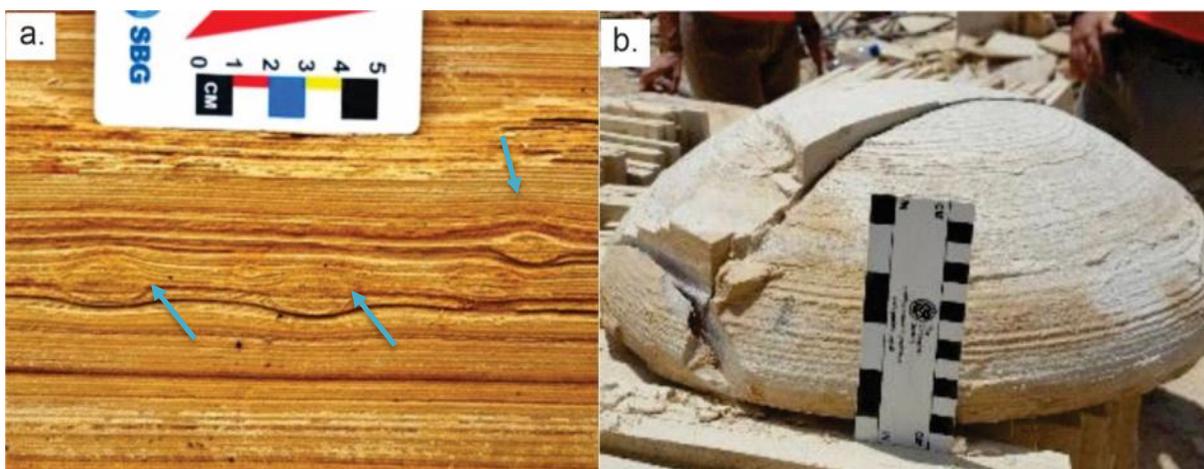
Martill, M. (1988) e Martill, M. *et. al.* (2008) também estudaram os peixes fósseis contidos nas concreções calcárias da Formação Romualdo. A pesquisa foi realizada com base na investigação da morte em massa dos peixes, levando em consideração a salinidade em paleoambiente marinho. Esses artigos mencionam que a fosfatização precoce, durante o soterramento, favoreceu a preservação dos tecidos animais dentro das concreções calcárias. Tais artigos sugerem que a morte em massa dos peixes contido nas concreções, possivelmente

teria ocorrido por causas relacionadas a intoxicação ou desoxigenação da água provocada por organismos microbiais, aumento da temperatura e/ou salinidade do paleoambiente.

2.3.3 As concreções da Formação Crato

As estruturas identificadas como concreções nos laminitos da Formação Crato, foram tratadas como heterogeneidades genéticas e apresentam dimensões milimétricas a centimétricas (Figura 18 A e B). Essas estruturas também apresentam forma predominantemente discoide a dômica (Figura 19), e ocorrem em várias camadas na sucessão de laminitos que formam os níveis C6. As concreções costumam ocorrer em níveis estratigráficos posicionados entre camadas sem concreções, que apresentam alta continuidade lateral nos afloramentos (Figura 20).

Figura 18 - Fotos de concreções formadas nos laminitos do nível C6. a) concreções centimétricas e com forma ovalada, e b) concreção com dezenas de centímetros, e forma dômica.



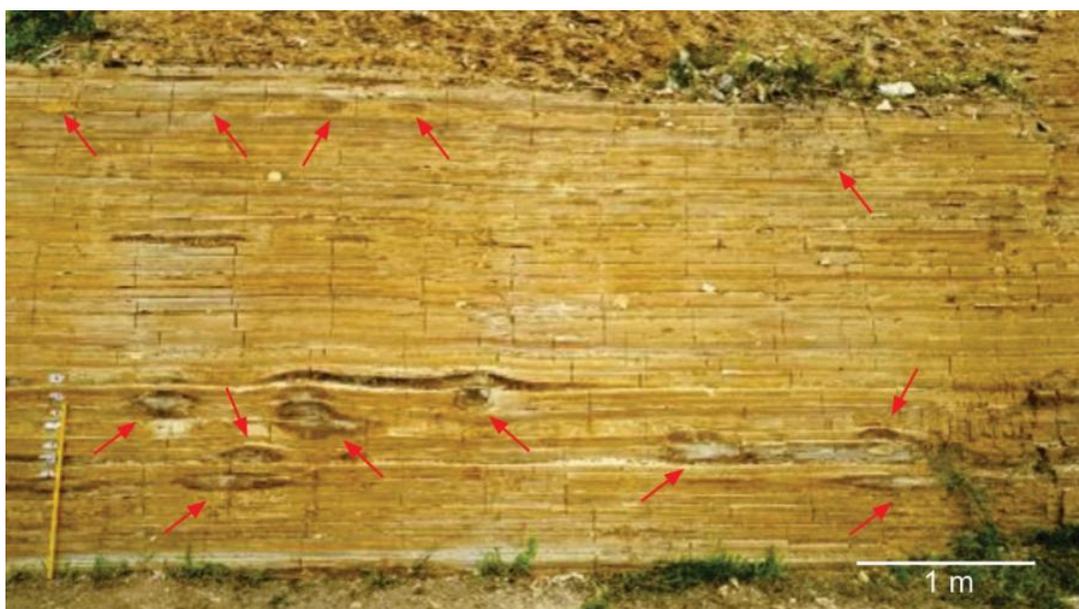
Fonte: O autor (2020)

Figura 19 – Concreção em forma de domo observadas em pavimento exposto em mineração na região de Nova Olinda.



Fonte: O autor (2020)

Figura 20 - Exemplo de uma superfície vertical de exposição em mineração, onde se observa vários níveis de laminitos (indicado pelas setas vermelhas), portadores de concreções, na região de Nova Olinda.

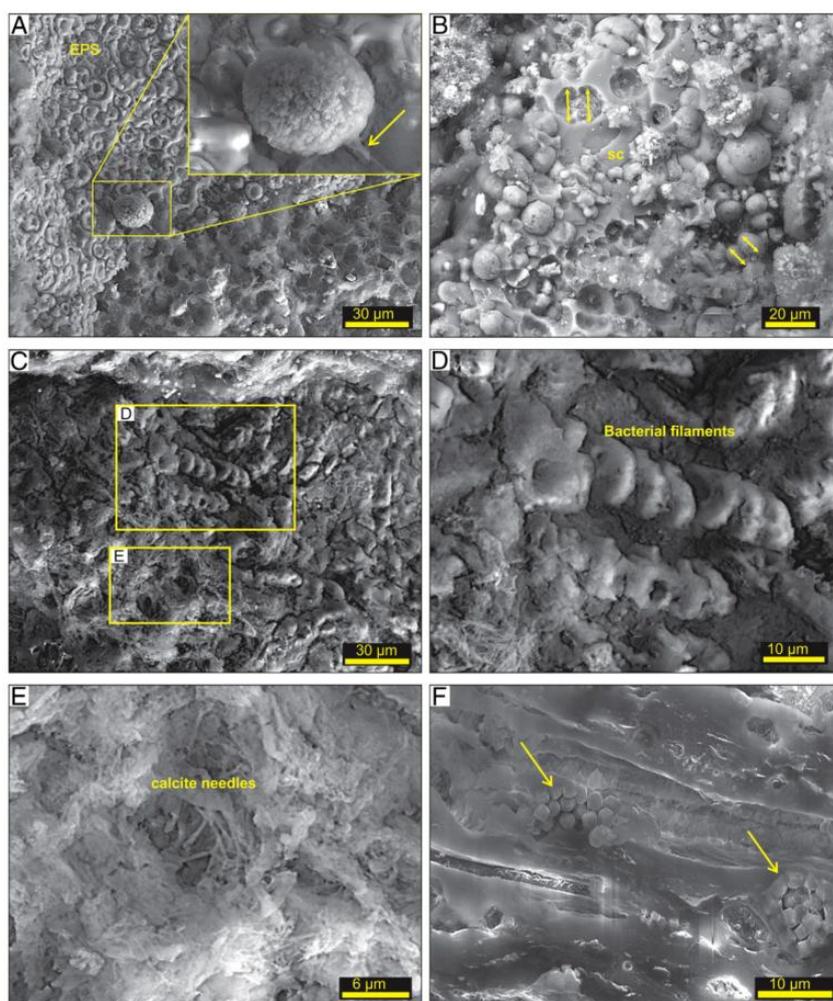


Fonte: O autor (2020)

Estudos recentes realizados sobre os laminitos da Formação Crato (CATTO *et al.*, 2016; WARREN *et al.*, 2017), propuseram que algumas estruturas nodulares seriam evidência de estruturas estromatolíticas. Catto *et al.* (2016), propuseram que algumas dessas estruturas, tratadas como concreções na Formação Crato, seriam estromatólitos com base em características descritas pelos autores, tanto em escala de afloramento, quanto em análises petrográficas e de MEV. Conforme ainda esses autores, análises da estrutura microscópica dos

laminitos indicaram evidências de atividade biológica na forma de estruturas, que indicam a influência de cianobactérias. Além disso, a presença de alguns minerais poderia indicar reações metanogênicas oxidantes produtoras de calcita e pirita. Foram verificadas a presença de cócoides calcificados e filamentos, além da constatação de ocorrência de biofilmes calcificados, que teriam se formado a partir de compostos de substâncias exopoliméricas (EPS) e “agulhas” de calcita (Figura 21).

Figura 21 - Análises das amostras da Fm. Crato vistas através do MEV – A) Formas circulares interpretadas como calcificação de EPS, associadas a estruturas fibrosas radiais com filamentos (seta amarela). B) Pares conjugados de esferas calcíticas de tamanhos iguais, sugerindo uma divisão celular. C) Filamentos calcificados entre minerais argilosos. D) Detalhe de filamentos bacterianos calcificados. E) Detalhe das “agulhas” de calcita. F) Clusterização de pirita framboidal entre os biofilmes (setas amarelas).

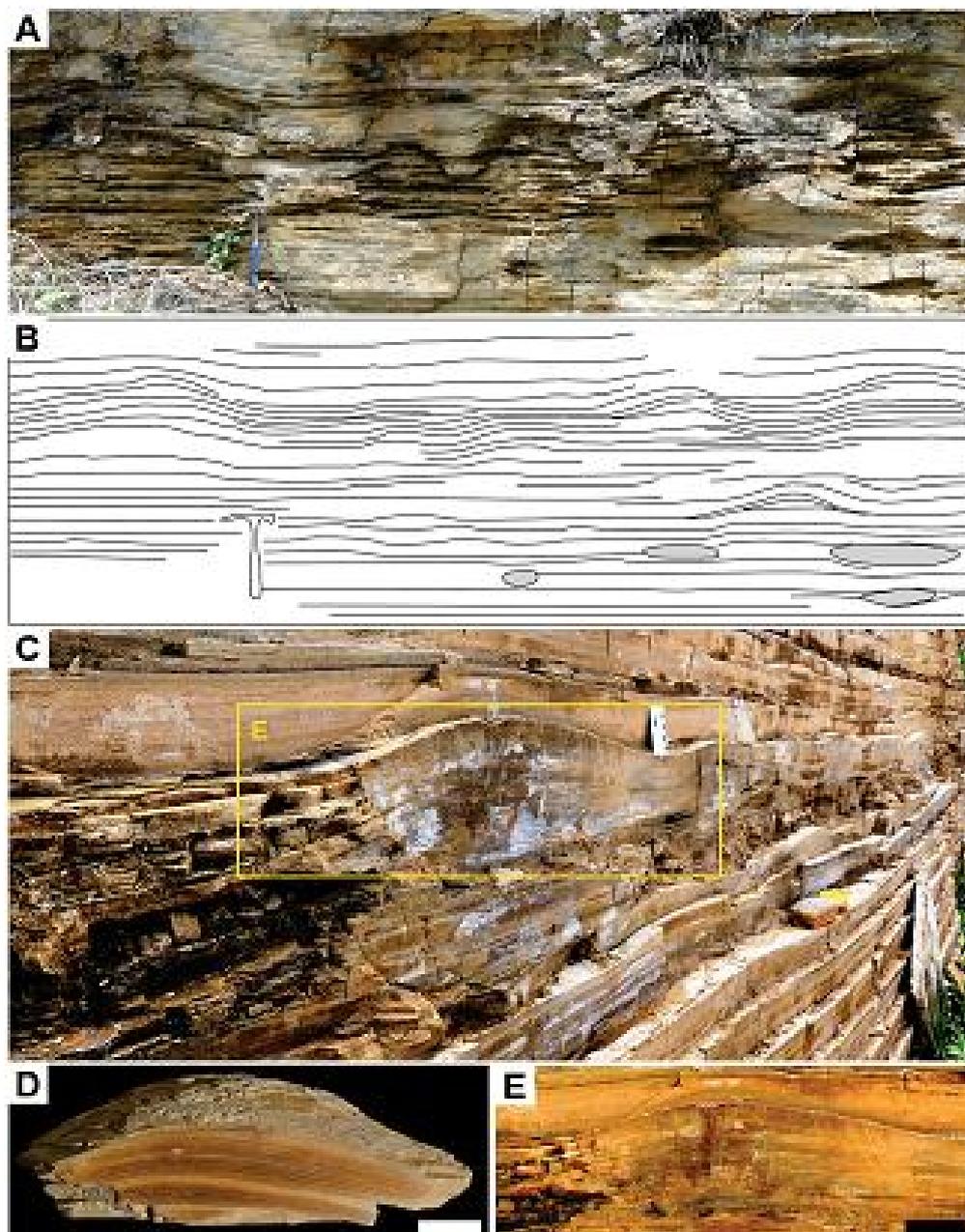


Fonte: Modificado de Catto (2016)

Warren *et al.* (2017) enfatizaram também, com base em análises de aspectos microfaciológicos, que as estruturas tratadas como concreções e ondulações observadas nos laminitos, seriam estruturas de origem microbial e estromatolíticas. Conforme esses autores,

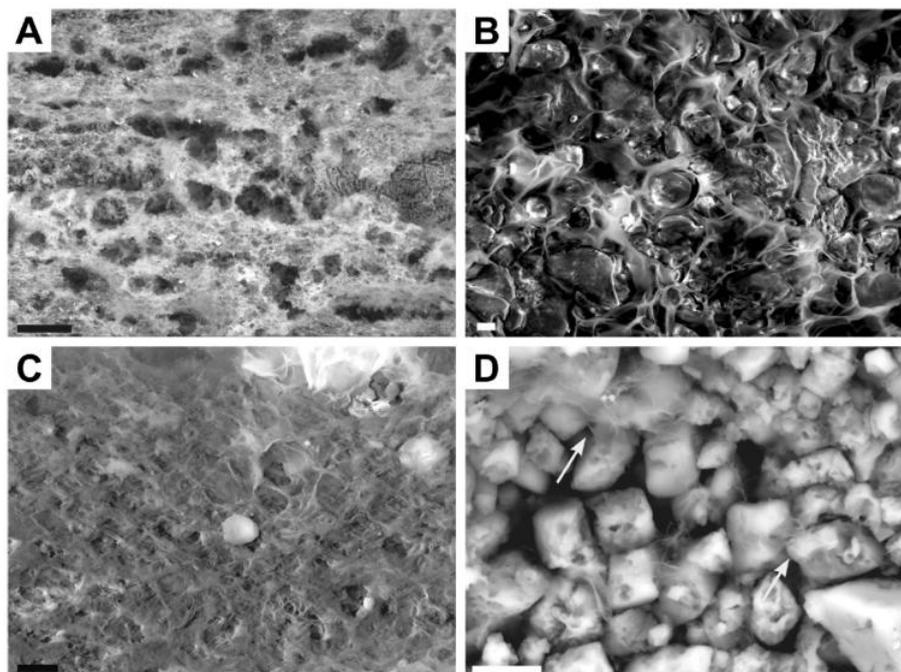
existiriam sete níveis de estromatólitos em afloramentos na região de Nova Olinda e três na região de Santana do Cariri. Conforme esses autores, um dos níveis de microbialitos consiste de domos descontínuos baixos, com 25 cm de altura por 50 cm de comprimento, que estão separados por uma laminação horizontal (Figura 22 A e B). Estes domos apresentam um baixo relevo (Figura 22 C a E) e uma orientação de crescimento vertical fracamente curvado no sentido S e SE. Os domos são ligeiramente assimétricos e coalescem localmente. Cada estrutura tem um perfil de convexidade de baixa a moderada com lâminas planas (Figura 22D), que ocasionalmente grada de forma lateral para lâminas horizontalizadas (Figura 22A a C). Dentro dos domos, a porosidade vugular é bastante comum, porém sendo a porosidade fenestral a mais abundante entre as lâminas. Warren *et al.* (2017) também realizou análises de MEV e constatou a presença de estruturas semelhantes às que Catto *et al.* (2016) sugeriu como evidência de atividade microbial, tais como, estruturas esféricas interpretadas como registro de microrganismos cocóides preservados, que tiveram origem em material de EPS e filamentos interpretados como registro de cianobactérias (Figura 23).

Figura 22 - Feições dômicas que ocorrem nos laminitos na região de Santana do Cariri. A) Observam-se a presença de cavidades nas proximidades dos microbialitos. B) Representação esquemática de “a”. C) Vista lateral, mostrando ao menos dois domos de tamanho médio intercalados nos calcários laminados. D) Corte polido da estrutura dômica. E) Detalhe de “c” mostrando o baixo relevo dômico. O martelo nas figuras mede 25 cm. A escala em “c” mede 10 cm e em “d” e “e” mede 5 cm.



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

Figura 23 - Imagens de MEV de amostras dos laminitos: A) Múltiplas camadas de matriz EPS calcificada. B) Detalhe da estrutura “honey-comb” calcificada interpretada como origem em material de EPS. C) Cocóides preservados dentro de uma estrutura interpretada como EPS. D) Grãos de calcita em sua forma romboédrica associados a filamentos interpretadas como células filamentosas de cianobactérias formados em matriz EPS silicificados entre os cristais eudrais da calcita (seta branca).



Fonte: Modificado de Warren *et al* (2017)

A ocorrência de estruturas estromatolíticas ocorrem no topo do nível C6, conforme constatado pelos trabalhos citados e pelo mapeamento dos afloramentos feitos por esta pesquisa. Conforme mencionado por Warren *et al* (2017) a formação de estruturas estromatolíticas representa parte da contribuição carbonática, e o presente permitiu comprovar que algumas estruturas formadas nos laminitos representam concreções sedimentares.

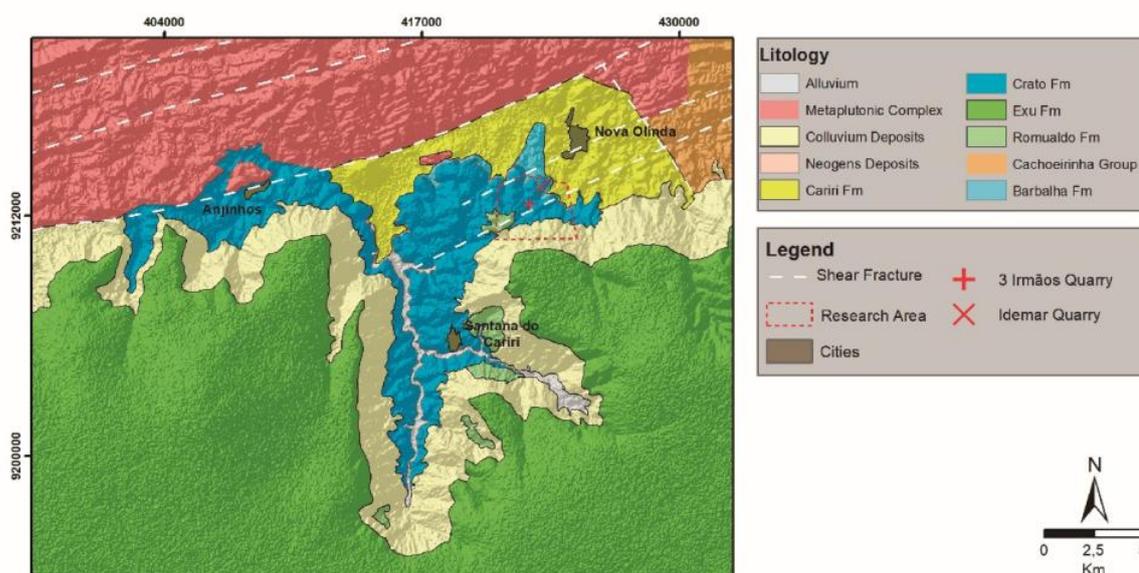
3 RESULTADOS

Aqui serão descritos os resultados obtidos em campo.

3.1 DESCRIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO NÍVEL C6 DA FORMAÇÃO CRATO

A área de coleta das informações se concentrou em minerações de calcários laminados, localizadas entre as cidades de Santana do Cariri e Nova Olinda (Figura 24). Este trabalho foi realizado nas minerações do William e do Idemar, que localmente, também é conhecida como Mineração três irmãos (Figura 25).

Figura 24 - Localização da região de estudo, com a área das duas minerações onde foram localizados os afloramentos de estudo. A área tracejada em vermelho está ilustrada na Figura 25. As linhas brancas são referidas *shear fractures* presentes na região.



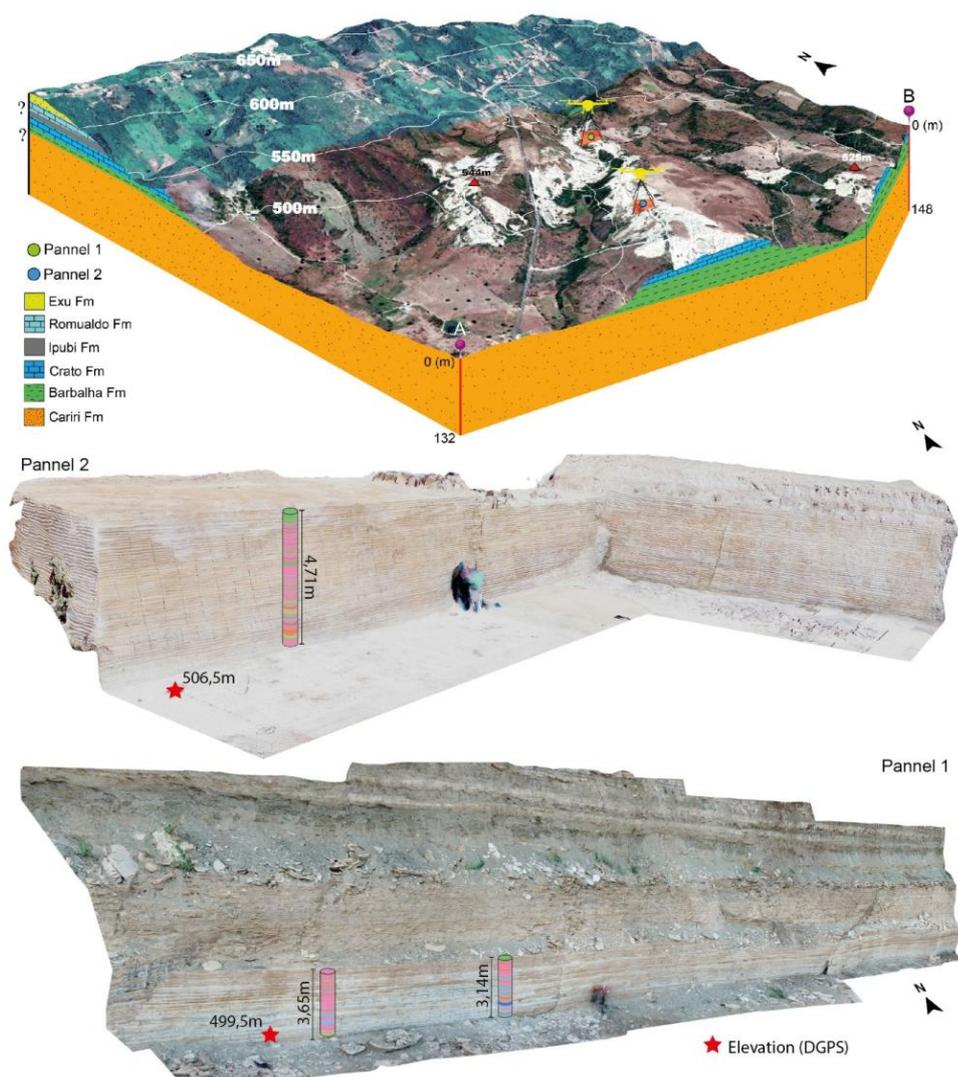
Fonte: O autor (2020)

A partir da seleção de afloramentos de calcários laminados nas minas, foram realizados 06 perfis estratigráficos no nível C6, quatro na Mina Idemar e dois perfis na Mina do William (Figura 25).

A descrição da sucessão de laminitos nas seções estratigráficas foram feitas de forma a simular uma seção de poço, em uma faixa vertical de 20 cm de largura (Figura 26). O levantamento das seções estratigráficas, denominadas pseudo-poços, foram baseadas em aspectos sedimentológicos, diagenéticos, deposicionais, estruturais e texturais dos laminitos. A aplicação do conceito de petrofácies é uma importante ferramenta na elaboração de modelos

análogos de reservatórios de hidrocarbonetos (BATISTA *et al.*, 2018; DE ROS; GOLDBERG, 2007; ROCHA, 2018). As petrofácies de reservatório são definidas pela descrição sistemática de estruturas deposicionais, texturas e composição primária essencial, fatores que controlam a porosidade e permeabilidade originais das rochas sedimentares, juntamente com os processos e produtos diagenéticos que afetam a distribuição atual da porosidade e permeabilidade das rochas (DE ROS; GOLDBERG, 2007; ROCHA, 2018). Por apresentarem certa proporção de atributos petrográficos-chave, as petrofácies podem ser utilizadas para a calibração e representação tridimensional em modelos de reservatório, que são consistentes com as características petrofísicas, assinaturas sísmicas e perfis geofísicos para representação da qualidade de reservatórios análogos (ROCHA, 2018).

Figura 25 - Painéis e pseudo-poços executados nas minerações. Acima, bloco diagrama com a localização dos dois painéis nas minerações, posicionadas em elevações diferentes na escarpa da chapada. O painel 1 se refere a mina do Idemar. O painel 2 é a mina do Willian, localmente conhecido como Mina Três Irmãos.



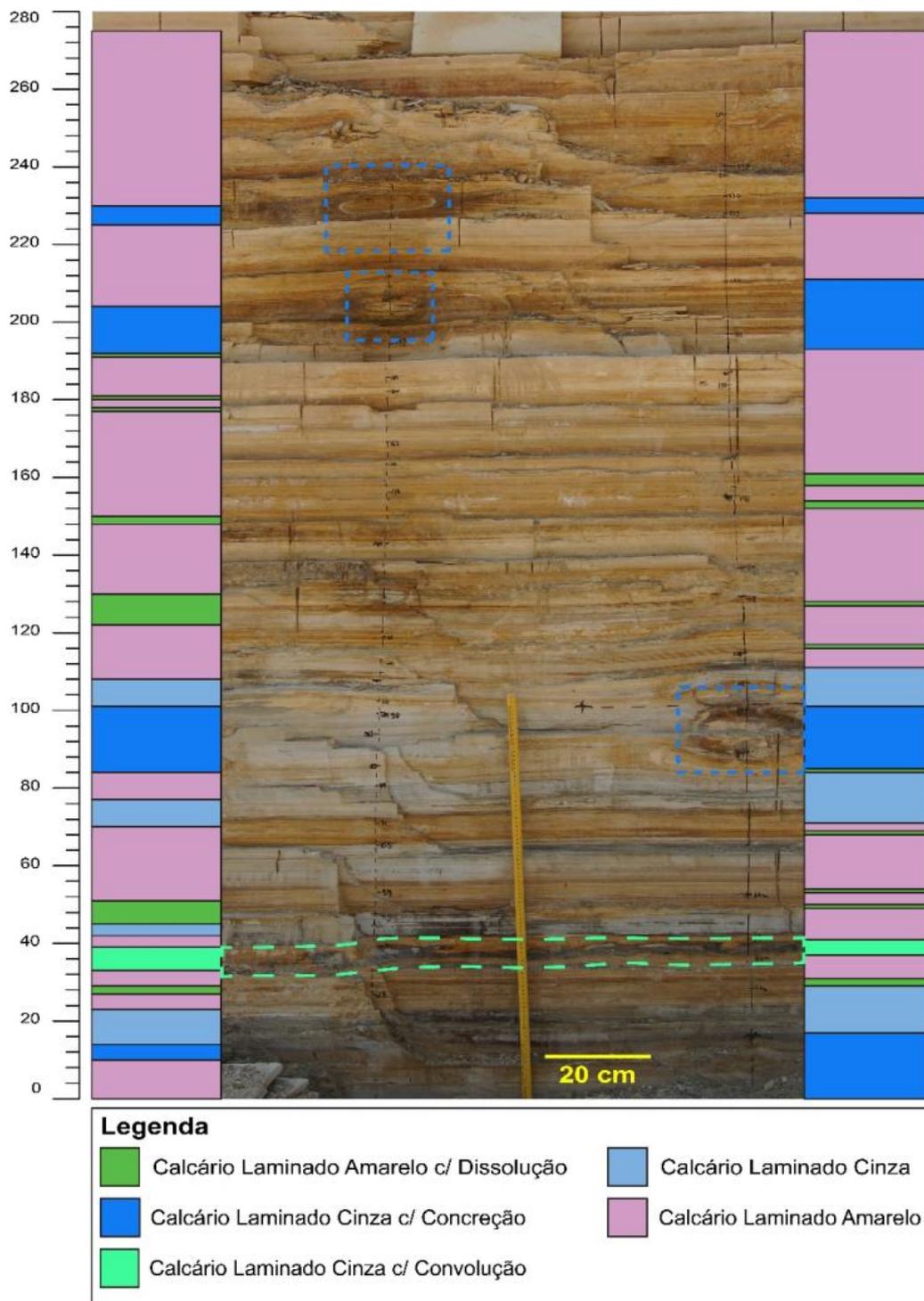
Fonte: O autor (2020)

A descrição sistemática das petrofácies definidas por essa pesquisa nos perfis dos pseudo-poços, permitiu a identificação de feições e atributos de maior impacto sobre as propriedades mecânicas e físicas dos calcários laminados. Foi realizada uma definição inicial de petrofácies para os laminitos, que foi comparada com outros dados obtidos durante a pesquisa, incluindo parâmetros petrofísicos, mecânicos e petrográficos (Figura 27 e 28) (ARAÚJO, 2020). A descrição das seções estratigráficas foi baseada por meio da classificação e identificação de treze petrofácies que compõem o nível C6 dos calcários laminados, segundo a classificação proposta por Araújo (2020). No caso dos laminitos foram considerados aspectos da deposição, padrões da laminação e a presença de lâminas convolutas, cor e processos diagenéticos como dissolução e a presença das concreções. Foi considerado o limite de 5 mm para definição do intervalo de petrofácies nos perfis estratigráficos. A relação de fácies, aspectos sedimentológicos e feições da rocha que representam variação em propriedades intrínsecas de reservatórios (porosidade, permeabilidade, densidade ou propriedades mecânicas), apresenta importante aplicação para o entendimento de unidades de fluxo em rochas reservatórios (DE ROS; GOLDBERG, 2007; KADKHODAIE; KADKHODAIE, 2018).

Portanto, as petrofácies adotadas neste trabalho para a descrição das seções estratigráficas, propostas por Araújo (2020), foram nomeadas da seguinte maneira:

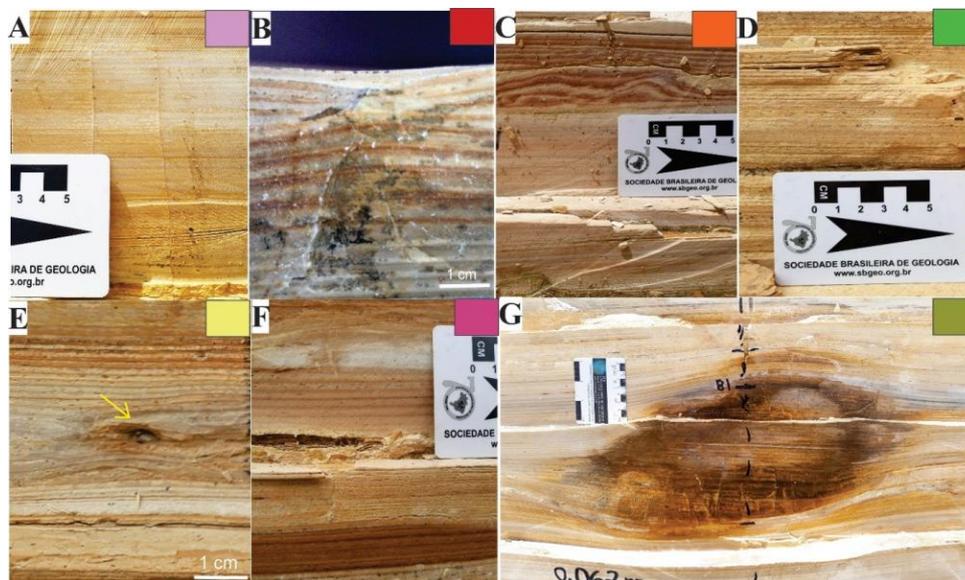
1. Petrofácies CLA: Calcário laminado Amarelo (Figura 27A)
2. Petrofácies CLALB: Calcário Laminado Amarelo com *Loopbeddings* (Figura 27B)
3. Petrofácies CLACV: Calcário Laminado Amarelo com Convolução (Figura 27C)
4. Petrofácies CLAD: Calcário Laminado Amarelo com Dissolução (Figura 27D)
5. Petrofácies CLAVUG: Calcário Laminado Amarelo com *Vugs* (Figura 27E)
6. Petrofácies CLAGP: Calcário Laminado Amarelo com Veio de Gipsita (Figura 27F)
7. Petrofácies CLACON: Calcário Laminado Amarelo com Concreção (Figura 27G)
8. Petrofácies CLC: Calcário Laminado Cinza (Figura 28A)
9. Petrofácies CLCLB: Calcário Laminado Cinza com *Loopbeddings* (Figura 28B)
10. Petrofácies CLCCV: Calcário Laminado Cinza com Convolução (Figura 28C)
11. Petrofácies CLCD: Calcário Laminado Cinza com Dissolução (Figura 28D)
12. Petrofácies CLCVUG: Calcário Laminado Cinza com *Vugs* (Figura 28E)
13. Petrofácies CLCCON: Calcário Laminado Cinza com Concreção (Figura 28F)

Figura 26 - Perfis estratigráficos 01 e 02 realizados no painel vertical na Mineração do Idemar - painel 1. Neste intervalo do nível C6, considerado basal, de acordo com o controle de altimetria, foram encontrados 3 níveis portadores de concreções. A figura mostra a imagem do afloramento, e os perfis estratigráficos a esquerda e a direita. A descrição das petrofácies exemplifica a boa continuidade lateral das características dos laminitos. A linha tracejada em verde sinaliza o nível convoluto e a linha tracejada em azul sinaliza concreções calcárias encontradas nas descrições.



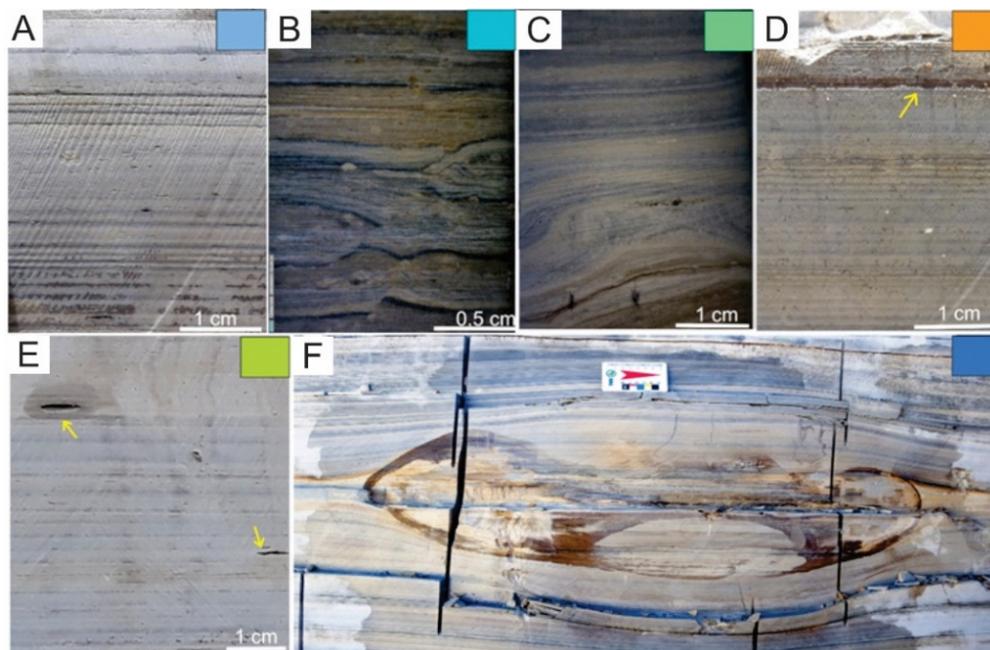
Fonte: O autor (2020)

Figura 27 - Petrofácies definidas nos laminitos de coloração amarela. A) CLA - Calcário Laminado Amarelo, B) CLALB - Calcário Laminado Amarelo com *Loopbeddings* tipo simples, C) CLACV - Calcário Laminado Amarelo com Convolução, D) CLAD - Calcário Laminado Amarelo com Dissolução. As setas amarelas indicam os níveis de dissolução, E) CLAVUG - Calcário Laminado Amarelo com *Vugs*, F) CLAGP - Calcário Laminado Amarelo com Veio de Gipsita, G) CLACON - Calcário Laminado Amarelo com Concreção.



Fonte: Araújo (2020)

Figura 28 - Petrofácies definidas nos laminitos de coloração cinza. A) CLC- Calcário Laminado Cinza maciço, B) CLCLB- Calcário Laminado Cinza com *Loopbeddings* tipo III complexa, C) CLCCV- Calcário Laminado Cinza com Convolução, D) CLCD- Calcário Laminado Cinza com Dissolução (setas amarelas), E) CLCVUG- Calcário Laminado Cinza com *Vugs* (setas amarelas), F) CLCCON- Calcário Laminado Cinza com Concreção.

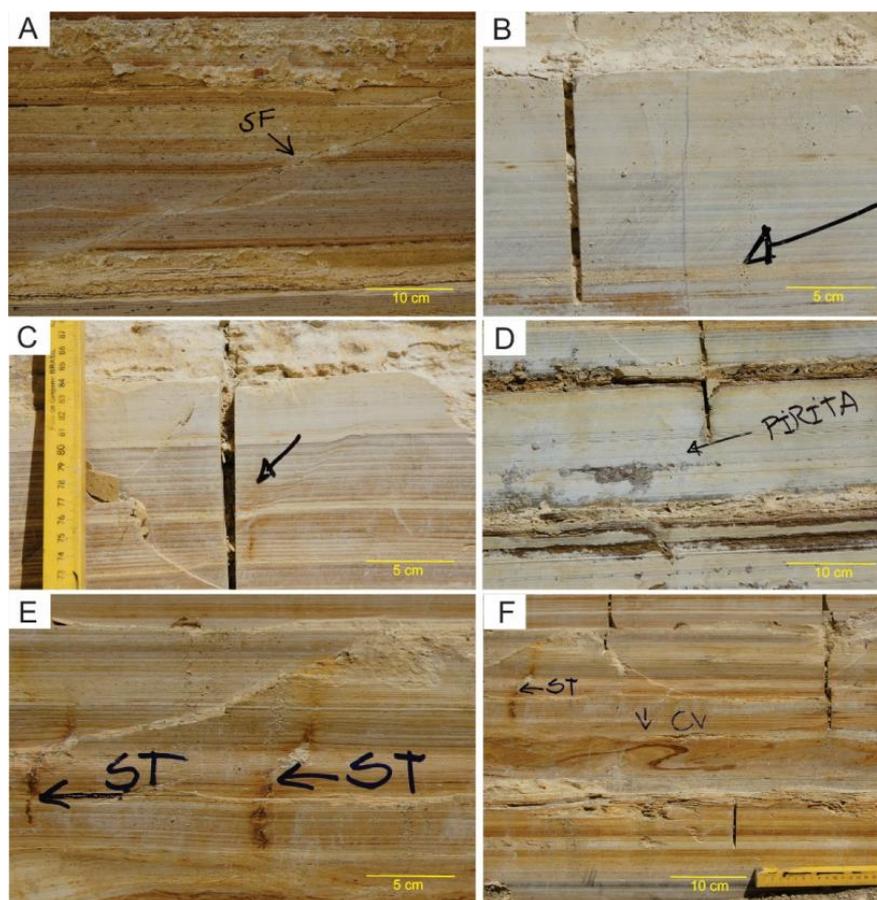


Fonte: Araújo (2020)

A Figura 26 mostra dois perfis estratigráficos realizados na Mina do Idemar, afastados cerca de 60 cm. Estes foram utilizados para observar a variação lateral das petrofácies em relação aos intervalos de laminitos portadores de concreções, assim como outras heterogeneidades de origem deposicional e diagenética.

De forma geral, os calcários estudados apresentam matriz compacta composta basicamente por micrito calcítico e substituição local da matriz por dolomita e sílica. Os laminitos apresentam alternância de lâminas claras e escuras, e conforme Heimhofer *et al* (2010), a coloração escura está associada a presença de Fe e S. A pirita ocorre de forma frequente como microcristais ou formando agregados com cristais milimétricos euedricos. Também é comum a presença de óxidos de ferro em zonas de alteração, ou devido a oxidação dos cristais de pirita. As lâminas apresentam espessura milimétrica a centimétrica. Localmente apresentam ondulações ou espessamento suave. Não foram observadas feições de crenulação (FARIAS, 2018). Nos locais de descrição dos perfis também foram encontradas heterogeneidades de origem rúptil, como *shear fractures* e veios preenchidos por calcita e por gipsita. Também foram encontradas heterogeneidades formadas durante o processo de deposição como laminações convolutas e *loop beddings*. Feições de dissolução, como lâminas afetadas por micro-vugs e zonas de alteração das laminações originais, com dissolução parcial ou total, também foram descritos nos laminitos (Figura 29).

Figura 29 – Heterogeneidades deposicionais e diagenéticas encontradas nos perfis 01 a 04 do painel 1. A) *Shear fracture*; B) Veios preenchidos com calcita. C) *Shear fracture*. D) Presença de pirita nos laminitos. E) Estilólitos. F) Convoluções e estilólitos.



Fonte: O autor (2020)

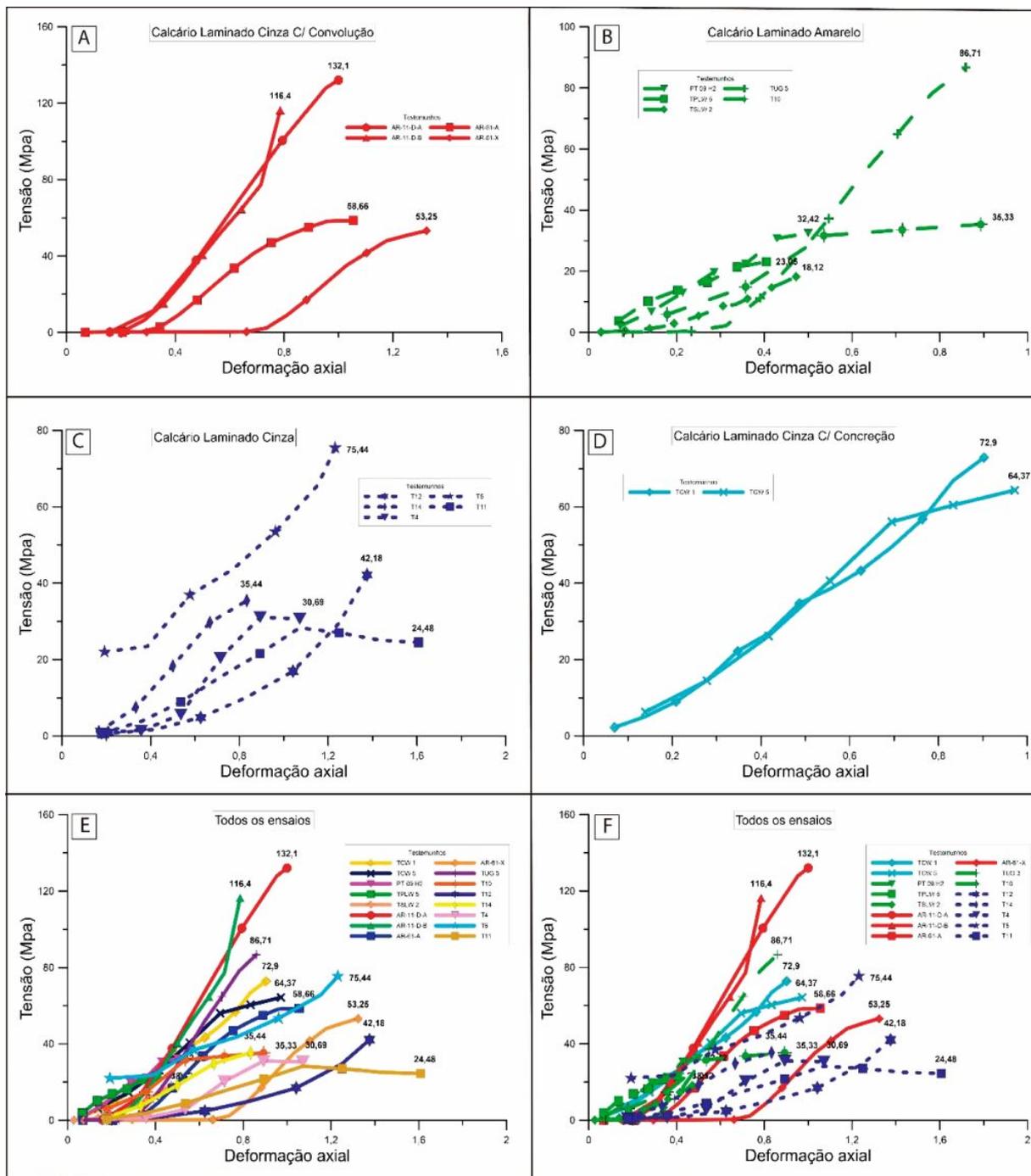
3.2 DADOS DE RESISTÊNCIA MECÂNICA E DE GAMAESPECTROMETRIA

A Figura 30 apresenta os resultados dos ensaios de compressão uniaxial realizados com plugues dos laminitos. Os gráficos para a evolução da tensão *versus* deformação mostram as informações obtidas para quatro grupos distintos de depósitos – laminitos cinza e laminitos amarelos, e laminitos com estruturas convolutas e concreções. O valor máximo médio, valor de ruptura das amostras, foi de aproximadamente 56,34 Mpa, valor que corresponde ao range esperado para rochas carbonáticas (CHESHOMI; SHESHDE, 2013; JIN-MING; CHANG-HONG; HAI-PING, 2010; KATZ; RECHES; ROEGIERS, 2000).

Observa-se na Figura 30 que os maiores valores de tensão para ruptura foram alcançados pelas amostras de laminitos com estruturas convolutas (Figura 30A). Algumas amostras apresentaram um comportamento elástico maior, devido ao atraso na resposta da tensão dos plugs em relação à deformação axial, o que indica que estas absorveram mais energia antes de

apresentar dano expressivo. As respostas obtidas pelos plugues de calcário laminado amarelo (Figura 30B) refletem a sua baixa resistência à compressão, o que é esperado devido a sua característica mais friável comparado as outras petrofácies. O plugue TUG 3 apresentou valor de ruptura mais alto do que o normal, o que pode ser explicado por uma fina zona de cimentação mais rígida em seu interior, conseqüentemente, deixando a amostra mais resistente à compressão. Já as amostras extraídas dos calcários laminados cinzas obtiveram os maiores valores de deformação como resposta ao ensaio de compressão (Figura 30C). As amostras do calcário laminado cinza com concreção (Figura 30D) mostraram comportamento semelhante durante os ensaios e valores relativamente altos explicado por sua maior rigidez, provinda da cimentação precoce de sílica, conforme discutido adiante.

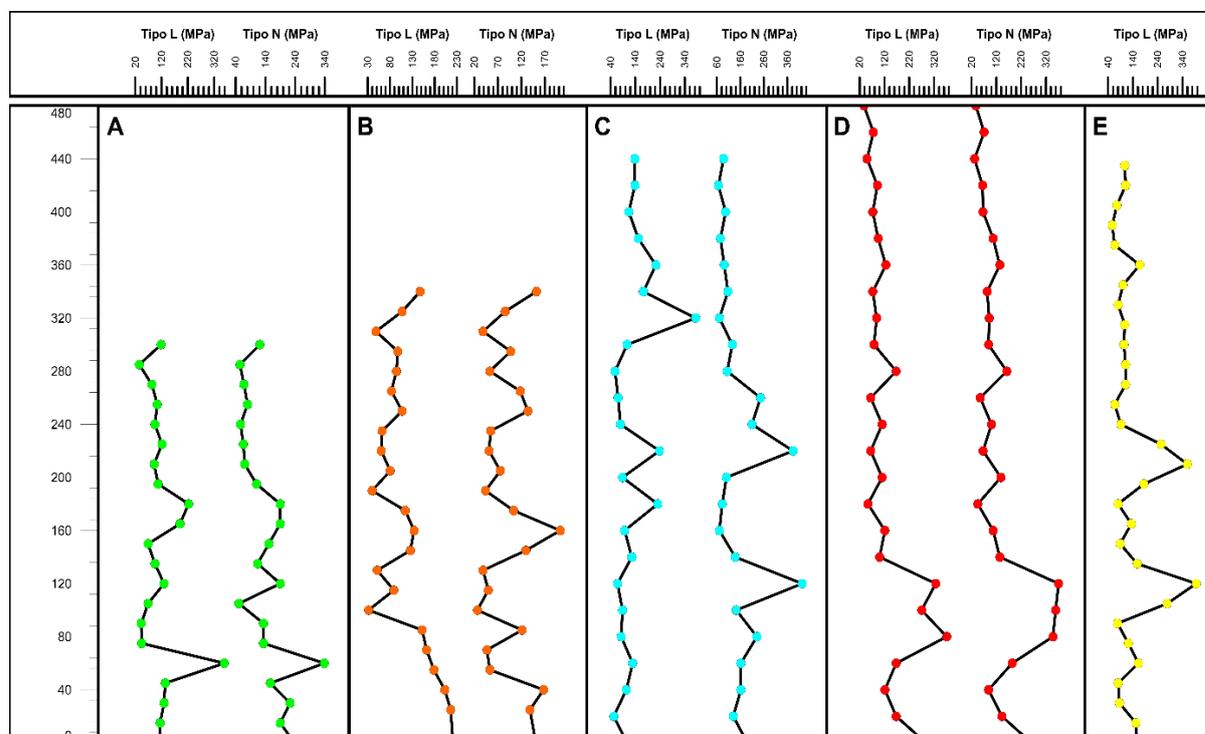
Figura 30 - Gráficos mostrando o comportamento da tensão (Mpa) *versus* deformação das rochas carbonáticas submetidas ao ensaio de compressão uniaxial. A) Resultado para as amostras retiradas do calcário laminado cinza com convolução. B) Resultado para as amostras retiradas do calcário laminado amarelo. C) Resultado para as amostras retiradas do calcário laminado cinza. D) Resultado para as amostras retiradas do calcário laminado cinza com concreção. E) Gráfico com a reunião dos resultados uniaxiais de todas as amostras. F) Gráfico com a reunião dos resultados uniaxiais de todas as amostras separadas por petrofácies.



Fonte: O autor (2020)

Os valores de resistência a compressão (UCS) obtidos com esclerômetro *Schmidt Hammer*, tipo L e Tipo N, nos perfis dos pseudo-poços, revelaram valores no intervalo de 31,9 a 383 Mpa, com um valor médio de 123,16 Mpa, para o Schmidt Hammer do tipo L. Os ensaios com o esclerômetro Tipo N mostraram valores entre 26,1 a 422,7 Mpa, com um valor médio de 122,49 Mpa. Estes resultados mostraram uma pequena tendência de redução de resistência da base para o topo (Figura 31) do intervalo, sugerindo uma influência ligada a maior cimentação e níveis de heterogeneidades com boa continuidade lateral nas zonas médias e basais do nível C6 de laminitos. Outra tendência de maior resistência, possivelmente também ligada a zona de cimentação, pode ser verificada entre os níveis de aproximadamente 50 cm a 2 metros de altura nos perfis (Figura 31). A variação dos valores observada nos dois perfis executados com esclerômetros *Schmidt Hammer*, possivelmente está associada a presença de micro-heterogeneidades e/ou processos diagenéticos (Figura 31), embora as curvas apresentem comportamento similar.

Figura 31 – Perfis de dados de resistência mecânica obtidos com *Schmidt Hammer*, tipo L e tipo N. A) Perfil de medidas para o perfil do poço 1 da mina do Idemar. B) Perfil de medidas com para o poço 2 da mina do Idemar. C) Perfil de medidas para o perfil 1 da mina do William. D) Perfil de medidas para o poço 2 da mina do William. E) Perfil de medidas para o poço 3 da mina do William.

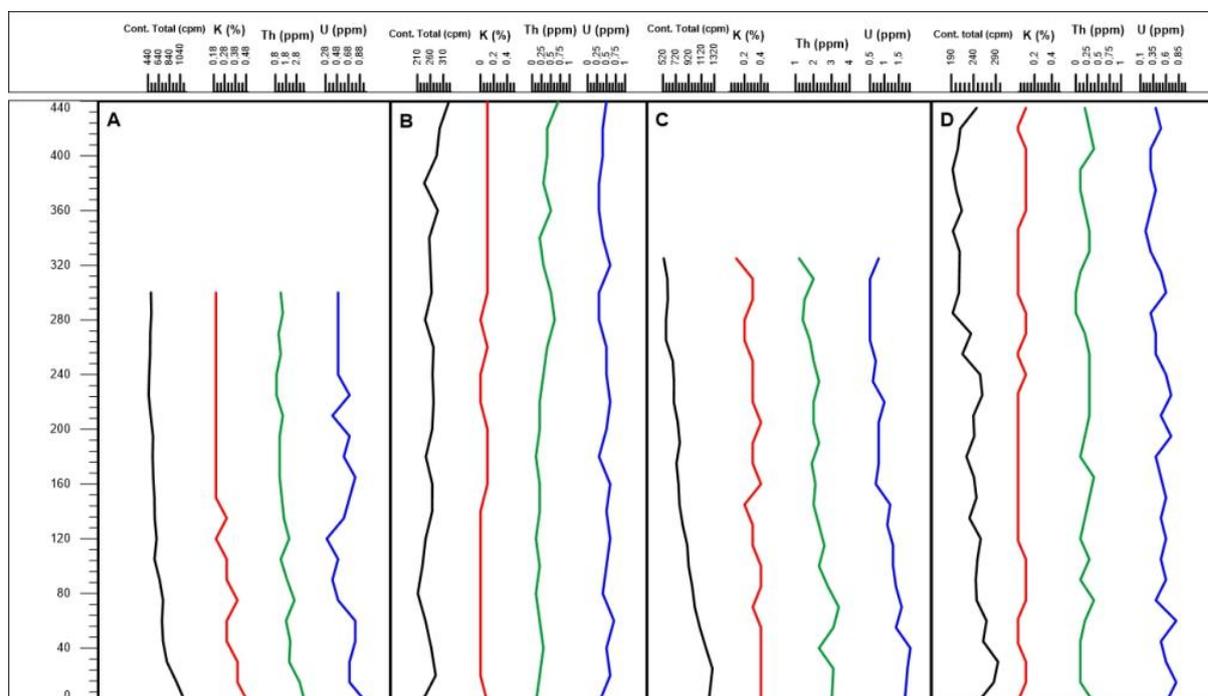


Fonte: O autor (2020)

Os perfis de medidas de raios gama nos dois painéis estão mostrados na Figura 32. No painel localizado na mina do Idemar, foram realizados dois perfis gamaespectrométricos com leituras a cada 15 cm entre. Os dados valores de contagem total variaram entre 451,6 a 1291,3 cpm, com uma tendência de diminuição dos valores da base para o topo do nível C6 (Figura 32). A redução é maior entre os intervalos 1m – 1,40m, passando para uma diminuição gradual até o topo de cada perfil (Figura 32). Os perfis dos canais de Urânio, Potássio e Tório apresentaram valores semelhantes, porém com algumas diferenças pontuais mais expressivas entre os perfis. O canal de urânio apresenta uma tendência no poço 2 de redução de valores da base para o topo (variando de 0,6 ppm a 1 ppm), acompanhando a curva de contagem total, enquanto que a resposta obtida para o poço 1 apresenta uma tendência mais linear em todo o perfil (Figura 32). O canal de Potássio apresentou valores muito baixos entre 0,2% a 0,5% no poço 1 e 0,1% a 0,4% no poço 2. O canal de Tório apresentou valores que variaram entre 0,9 ppm a 3,6 ppm, com tendência de diminuição da base para o topo. Todas as curvas apresentaram alguns valores pontuais elevados, possivelmente devido a alguma heterogeneidade local. Nos intervalos entre 0,60, 1,20 e 2,10 metros, a variação nos valores dos três canais está correlacionada com a mudança de petrofácies (Figura 32).

No painel do William o comportamento do perfil de raios gama para o nível C6 apresentou diferenças em relação ao padrão observado para os perfis no painel da Mina do William. Os valores de contagem total variaram de 211,5 até 331,9 cpm, sem a tendência de valores menores no topo da seção como foi encontrado nos perfis da Mina Idemar. Os perfis para os canais de U, Th e K apresentaram um comportamento relativamente linear com alguns valores mais elevados em torno das profundidades de 1,70 e 2,80 metros (Figura 32).

Figura 32 - Perfis gamaespectrométricos realizados nos perfis das minas Idemar e William. A e C) Perfis dos poços 1 e 2 da mina do Idemar, respectivamente. B e D) Perfis gamaespectrométricos dos poços 1 e 2 da mina do William, respectivamente.



Fonte: O autor (2020)

3.2 PETROGRAFIA DOS LAMINITOS

Foram analisadas 20 lâminas delgadas, confeccionadas a partir de amostras dos laminitos adjacentes as concreções e das partes internas de concreções. Também foram confeccionadas lâminas de amostras da zona de transição entre a região das concreções e os laminitos adjacentes. Este procedimento permitiu investigar as variações composicionais entre as laminações no interior das concreções e as laminações que não passaram pelo processo de cimentação precoce. As amostras foram coletadas em diversos tipos de concreções, bem como nos laminitos de coloração bege e cinza.

Os laminitos de cor cinza são compostos por lâminas que variam de 40 a 90 μm de espessura. Já os laminitos de cor bege apresentam lâminas cuja espessura variam de 30 a 60 μm . A matriz dos laminitos é composta predominantemente por cristais de calcita com formas romboédricas, cujas dimensões variam de 2 a 4 μm (micrito) (Figura 33). A matriz apresenta pouca quantidade de cristais de calcita subeudral. Segundo as classificações de Folk (1962) e Dunham (1962), os laminitos podem ser classificados como biomicrito fossilífero ou *mudstone*, respectivamente, devido a relação matriz e grãos, principalmente grãos bioclasticos.

Cristais de pirita aparecem de forma abundante, geralmente associados à presença de matéria orgânica (Figura 33). Este mineral ocorre na forma microcristalina ou formando agregados de pirita framboidal. Estes ocorrem no interior das lâminas acompanhando a orientação do acamamento das mesmas. Os cristais que ocorrem na forma microcristalina, pequenos cristais isolados (com aprox. 10 µm) ou formando agregados com aspecto framboidal, criam aspecto de textura esferulítica. Isto sugere um processo de sulfetização contemporânea à deposição dos sedimentos (WILKIN, 1996; SUITS & WILKIN, 1998; ROYCHOUDHURY, 2003).

No estudo petrográfico também foi constatada a presença de filamentos microscópicos de cor marrom, ondulados, de origem biogênica (NEUMANN *et al.*, 2003; NEUMANN, *et al.*, 2003). Esse material, provavelmente original de macroalgas, sofreu substituição por pirita, o que também indica um processo de sulfetização precoce. A presença comum de pirita em algumas lâminas, conforme demonstrado por Heimhofer *et al* (2017), sugere que o material foi depositado em condições anóxicas e redutoras (WILKIN, 1996; SUITS & WILKIN, 1998), que que variavam ciclicamente com condições de menor anoxia.

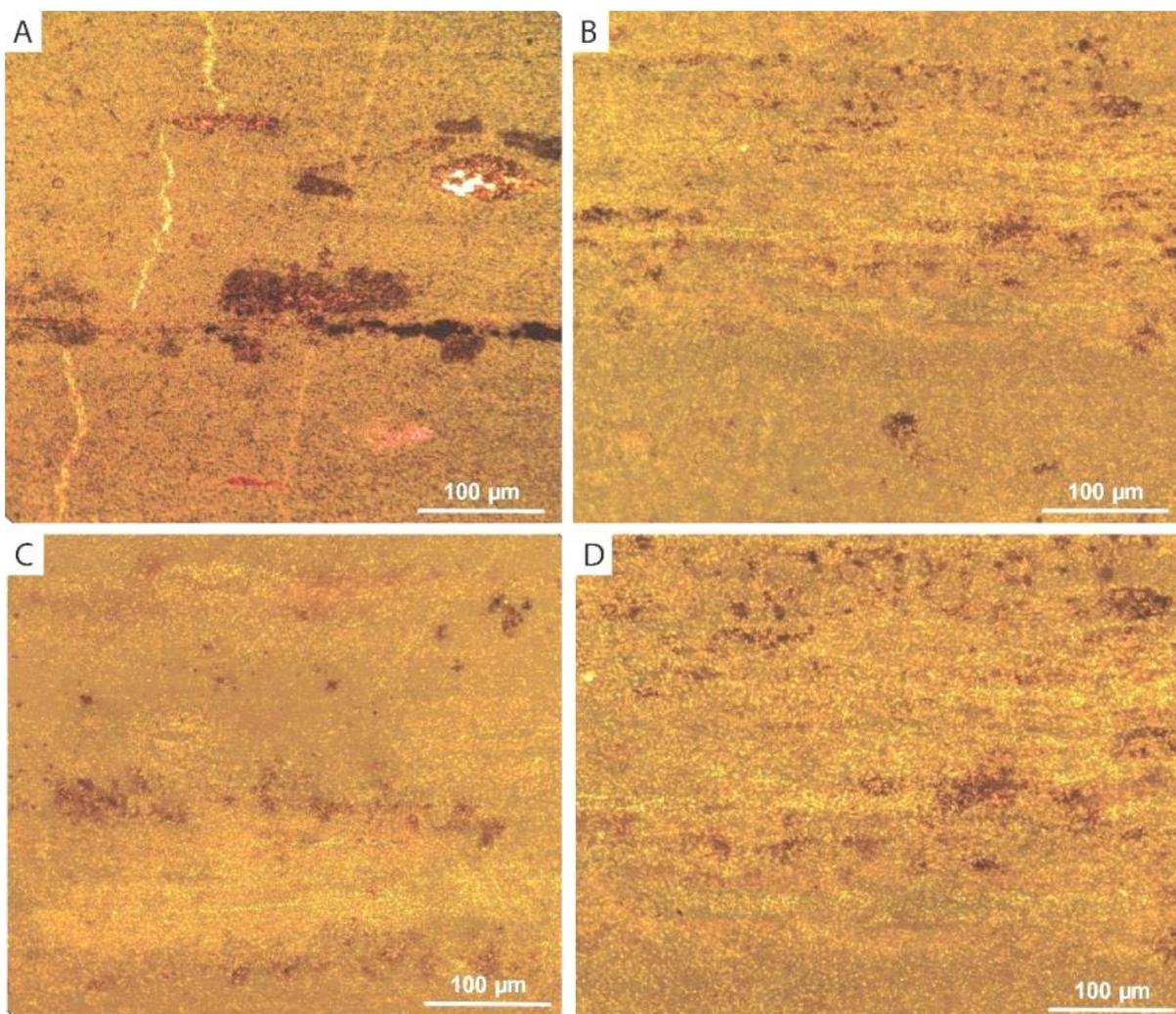
Também foi constatada a presença frequente de óxido de ferro substituindo a matriz micrita, o que indica uma substituição por processos tardios de influência meteórica. O fato de os minerais de óxido de ferro ocorrerem de forma mais frequente em lâminas específicas ou na forma de halos ao redor de planos de estilolitização, ou de fraturas, indica que estas regiões possuíam maior permeabilidade e por isso permitiram a passagem de fluídos em etapas de diagênese tardia quando fluídos meteóricos percolaram nestes depósitos.

Osés *et. al.* (2017), sugeriu que a taxa de deposição influenciou a preservação da pirita em camadas onde o processo de formação de querogênio ocorreu de forma mais significativa. Taxas mais altas de deposição propiciaram um maior potencial de preservação da matéria orgânica e permitiram de manutenção de condições de anoxia nos sedimentos recém-depositados. As lâminas depositadas em períodos caracterizados por menores taxas de sedimentação, experimentaram condições de oxigenação que criaram um menor potencial de preservação da matéria orgânica depositada junto com os sedimentos.

Segundo Miranda *et. al.* (2016, 2018) e Mckinnon (2017), os laminitos da Formação Crato apresentam valores de porosidades que variam entre 4 e 22%, com média de 12%. Já a permeabilidade apresenta índices que compreendem valores entre 0,0 a 0,09 mD com média de 0,004 mD. Miranda (2015) demonstrou que a porosidade dessas rochas é dominada por microporosidade intercristalina < 5µm, de grãos isolados, o que conseqüentemente resulta em

uma baixíssima permeabilidade. Conforme (1995, 2007), os laminitos seriam classificados como calcários com microporosidade relacionada ao tamanho dos cristais da matriz.

Figura 33 - Fotomicrografia de lâminas confeccionadas a partir de amostras dos laminitos. A) Aspecto da laminação muito fina e matriz constituída por micrito. Alguns componentes de origem biótica (fragmentos de algas e de animais como peixes e ostracodes) ocorrem dispersos na matriz, e em geral apresentam processos de piritização (cor escura), e substituição por calcita espática. Agregados de pirita orientados com a laminação foram regiões distintas, apresentam oxidação tardia. B) Laminações plano-paralelas em laminito de coloração bege. A espessura das lâminas varia de 50 a 100 μm . Finos cristais de pirita ocorrem no centro da imagem. C) Lâminas que exibem diferença em termos da textura da matriz, e formação de finos cristais de pirita na interface entre as lâminas. As lâminas também exibem uma ondulação muito suave. D) detalhe de laminação vista em C, com variação da cimentação que modificou a textura das lâminas. Presença de cristais de pirita e óxidos.



Fonte: O autor (2020)

3.3 ANÁLISE MACROSCÓPICA DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS DA FORMAÇÃO CRATO

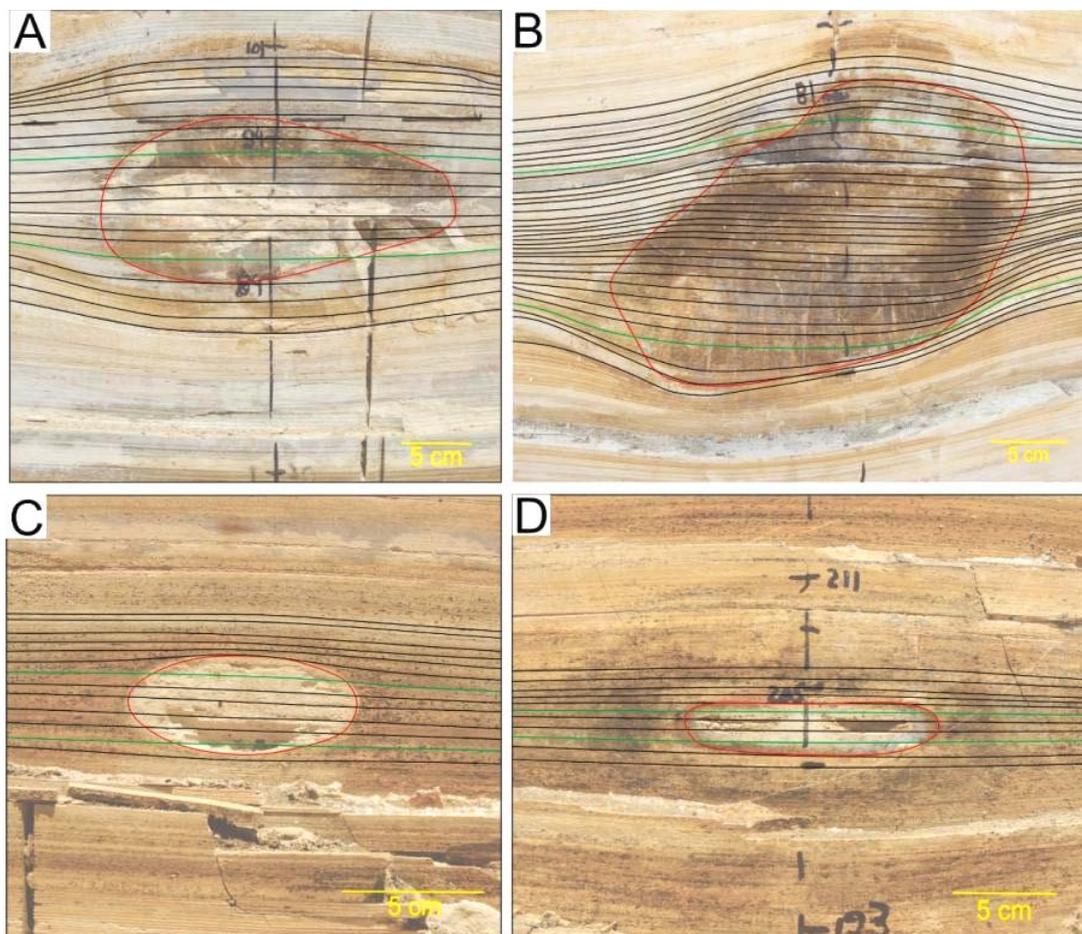
Aqui serão discutidos aspectos relacionados a análise macroscópica das concreções calcárias analisadas durante este estudo.

3.3.1 Aspectos morfológicos das concreções calcárias

As concreções que ocorrem nos laminitos da Formação Crato apresentam formas que variam desde corpos arredondados até formas mais achatadas/ovaladas (Figura 34). Em relação ao padrão referente à forma das concreções, conforme a estratigrafia do intervalo, observou-se que existe diferença de tamanho, forma e coloração das estruturas. Os níveis mais inferiores dos painéis analisados de ambas as minas apresentam concreções maiores, as quais apresentam valores de resistência mecânica mais elevada do que as concreções que estão localizadas em níveis mais superiores. A coloração das concreções varia de acinzentada a marrom (Figura 34 A e B). Na porção superior dos painéis analisados, as concreções apresentam dimensões menores e apresentam maior efeito de alteração tardia por causa da meteorização. Também apresentam em geral coloração amarela (Figura 34C e 19D). As concreções analisadas na porção superior também apresentaram outro aspecto morfológico secundário, que é a presença de carstificação, levando a uma conseqüente menor preservação das laminações no interior das concreções na parte superior da sucessão (Figura 34C e D).

Nas superfícies verticais dos afloramentos analisados o padrão de ocorrência das concreções em relação à morfologia, no qual as concreções mais basais se apresentaram mais preservadas, cimentadas e com suas laminações interiores preservadas, se comparadas com as concreções mais superiores. A mudança de formato entre os nódulos reflete o contexto deposicional do ambiente quando estas foram formadas.

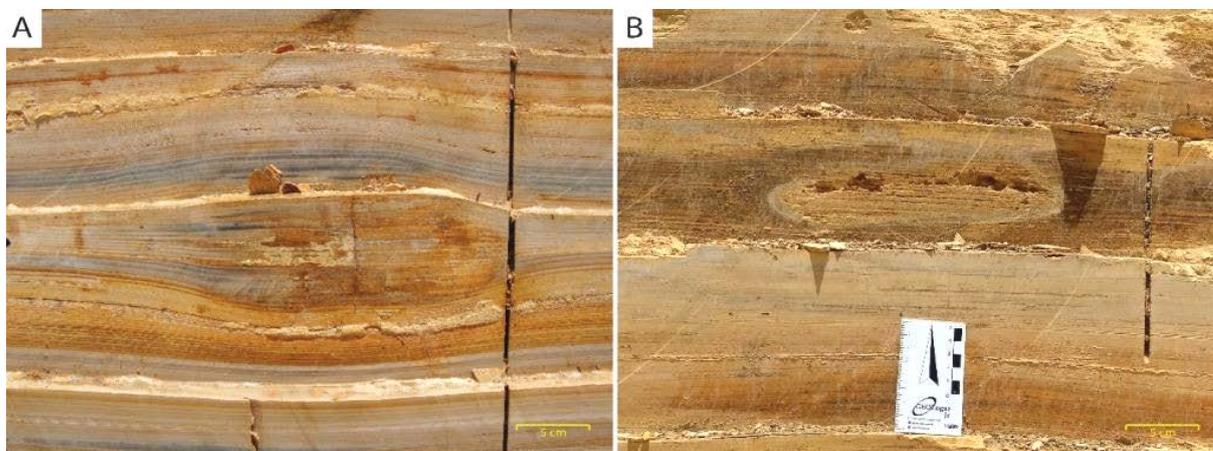
Figura 34 - Aspectos morfológicos das concreções calcárias dos laminitos da Formação Crato. A) concreção com seção elíptica, B) concreções com seção semicircular irregular. A e B apresentam coloração marrom, boa preservação das laminações internas e estavam localizadas na base do nível C6, C) Pequena concreção com seção elíptica, de cor amarela, D) concreção com seção elíptica, de cor amarela. Em C e D As laminações internas foram alteradas por processos diagenéticos, com a dissolução e formação de carste. Ambas, C e D, foram localizadas na porção superior do nível C6.



Fonte: O autor (2020)

Conforme a classificação proposta por Marshall e Pirrie (2013), a maioria das concreções observadas nos laminitos do nível C6 são do tipo A (Figura 35A), que por sua vez, são classificadas como concreções de origem eo-diagenética, formadas antes da compactação dos laminitos (Figura 35B). Porém, na parte superior dos paredões, foi possível constatar a presença de concreções do tipo C, ou seja, concreções formadas após a deposição carbonática. Ainda, segundo Marshall e Pirrie (2013), a diferença entre as concreções do tipo A e B, onde ambas foram formadas durante a eo-diagenese, se encontra no comportamento das lâminas dentro das concreções, onde as do tipo A se aproximam mais do conteúdo analisado por esta pesquisa.

Figura 35 – A) Exemplo de concreção eo-diagenética formada antes da compactação dos laminitos. Este corresponde ao tipo “A”, conforme Marshal e Pirrie (2013). B) Exemplo de concreção alongada, de seção elíptica, que se formou após a deposição dos sedimentos. Nestas estruturas não há deformação significativa nos laminitos. A concreção apresenta carstificação em seu interior devido à percolação de fluidos meteóricos.



Fonte: O autor (2020)

3.3.2 Parâmetros morfológicos e espaciais em afloramento das concreções calcárias

A análise das características morfológicas das concreções (largura e espessura), levou em conta a relação de sua posição nos perfis estratigráficos, em especial no Painel 1. Foram descritas para essa etapa 47 concreções. A tabela com a relação dos atributos é mostrada no Anexo 2. As informações foram relacionadas e em seguida as estruturas foram separadas em classes. Para a classificação foi utilizada a proposta de Sellés-Martínez (1996). A descrição estatística dos atributos morfológicos e os valores de média de espaçamento horizontal dos níveis portadores de concreções estão descritos na Tabela 1.

A espessura das concreções (eixo menor quando a estrutura apresenta forma elíptica), variou de cerca de 2,3 cm até 43,2 cm. A média dos valores de espessura foi de cerca de 10,9 cm, com desvio padrão (DP) de 7,7 cm, e coeficiente de variação (CV) de 71,1%. A largura dos nódulos (eixo maior nas estruturas elíptica) apresentou dimensões que variaram de 5,10 cm a 77,63 cm. A média do fator largura foi de 29,81 cm, enquanto o DP apresentou valor de 15,63 cm e o CV exibiu valor de 51,76%. A posição dos horizontes portadores de concreções foi tomada a partir da base da seção dos perfis estratigráficos. Os intervalos ou conjunto de lâminas portadoras de concreções, estão posicionados entre as profundidades de 12,8 cm até 259,7 cm. A média de distância entre os níveis de concreções foi de 131,7 cm, com um DP da ordem de 67,1 cm e um CV de 50,93%. A morfologia das concreções depende das características de empacotamento dos grãos contidos na rocha hospedeira, pois este aspecto pode influenciar o processo de fluxo de fluido através desses corpos durante o soterramento (SELLÉS-

MARTÍNEZ, 1996; MARSHALL & PIRRIE, 2013). A Tabela 2 mostra o resultado da correlação entre os dois atributos morfológicos analisados e a posição estratigráfica das concreções. Os fatores de espessura e largura não mostraram correlação direta ($r = 0,160$) (Figura 37A), indicando que há independência entre estes. Os atributos de largura e profundidade na seção também não apresentaram uma correlação significativa ($r = 0,25$) (Figura 37B), indicando assim que a largura não depende do posicionamento na sucessão. Da mesma forma, o fator espessura e a posição na seção estratigráfica também não mostraram correlação expressiva ($r = -0,200$) (Figura 37C), indicando que não ocorreu um controle da posição estratigráfica na rocha hospedeira em relação a espessura das estruturas. Todas as análises feitas a partir da Correlação de Pearson indicaram uma relação estatística pouco expressiva, $p > 0,05$ (Tabela 2).

Tabela 1 - Avaliação estatística dos atributos morfológicos das concreções elípticas (espessura e largura), e do posicionamento estratigráfico na sucessão estratigráfica do painel 1 e 2.

Atributo	Média (cm)	Desvio Padrão (DP) (cm)	Coefficiente de Variação (CV) (%)	Mínimo (cm)	Máximo (cm)
Espessura	10,9	7,7	71,1	2,3	43,2
Largura	29,81	15,63	51,76	5,1	77,63
Pos. Estrat.	131,7	67,1	50,93	12,8	259,7

Fonte: O autor (2020)

Tabela 2 - Resultado da correlação de Pearson para os parâmetros morfológicos (espessura e largura), e posição estratigráfica dos níveis de concreções.

Parâmetros Morfológicos e espaciais	Coefficiente de Pearson (r)	Hipótese (p)
Espessura e Largura	0,160	0,281
Largura e Pos. Estrat.	-0,250	0,185
Espessura e Pos. Estrat.	-0,200	0,280

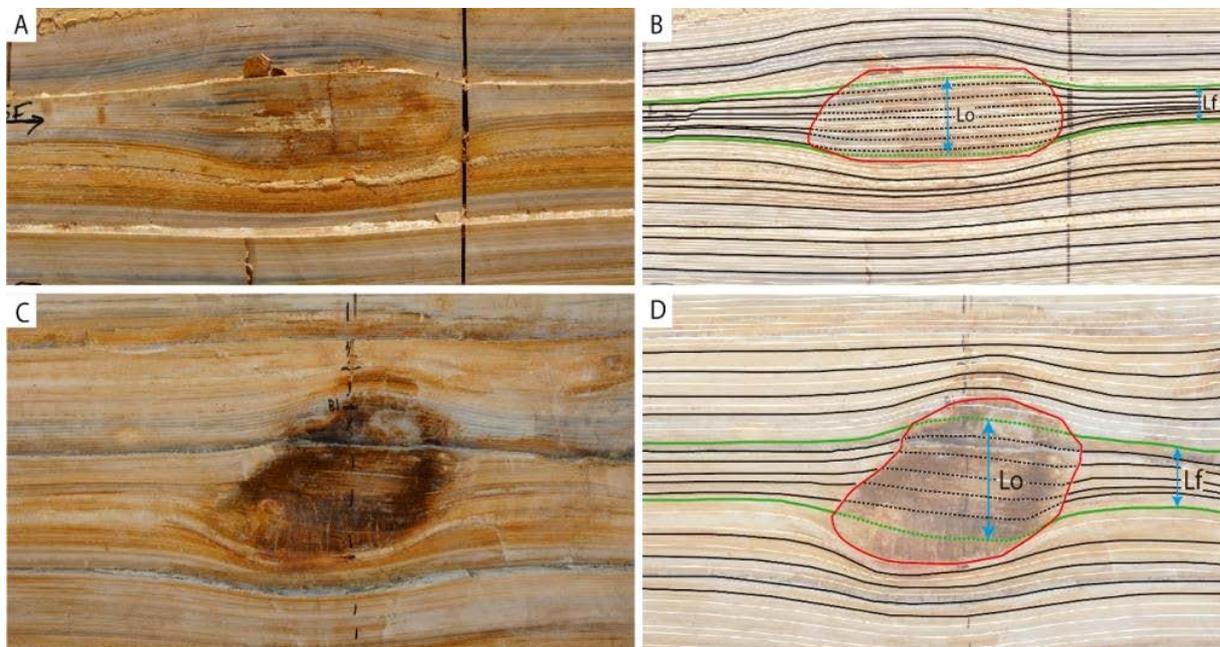
Fonte: O autor (2020)

3.3.3 Análise do padrão das taxas de compactação nos laminitos da Formação Crato

A taxa de compactação é uma função do aumento gradual da tensão efetiva, produzida pelo soterramento, à medida que os fluidos contidos nos poros escapa, é expulso, o que permite a redução na pressão de poro remanescente. Este mecanismo permite que seja estabelecido um equilíbrio da pressão hidrostática (GERALD V. M., 2011; CROIZÉ; RENARD; GRATIER, 2013; KOCHMAN; MATYSZKIEWICZ, 2013; CILONA *et al.*, 2014; KIM; LEE; LEE, 2018; DASGUPTA; MUKHERJEE, 2020) A redução do volume da rocha, de forma geral, envolve a saída da água e outros fluídos dos poros e a aproximação dos grãos. A quantidade de redução do volume depende de vários fatores intrínsecos à natureza e a quantidade de porosidade primária da rocha (RAISWELL, 1971; KIM; LEE; LEE, 2018; DASGUPTA; MUKHERJEE, 2020). A metodologia de investigação das taxas de compactação às quais os laminitos foram submetidos se baseou na medição das laminações dentro e fora das áreas de concreção. O efeito de preservação do volume das laminações (espessura das lâminas tabulares) na área das concreções em relação ao volume das mesmas lâminas imediatamente fora da zona de cimentação precoce pode ser quantificado a partir da continuidade destas (Figura 34).

O estudo foi conduzido com a escolha das concreções, a realização de fotos de alta resolução e a discretização das laminações para a posterior medição das espessuras destas dentro das zonas de concreção. As concreções selecionadas para esta parte do estudo, do tipo A, estavam localizadas tanto na parte basal quanto na parte superior da sucessão de laminitos do nível C6 (Figura 36). Ao todo, foram calculadas as taxas de compactação de 47 concreções calcárias, utilizando a diferença entre os valores da laminação original (L_0), preservada dentro da concreção, e os valores de espessura da laminação no exterior a esses corpos, cujo sofreu alteração no seu formato, devido aos efeitos da compactação (L_f) (Figura 36 B e D).

Figura 36 - Concreções calcárias do tipo A utilizadas para o cálculo de compactação. A) e C) Concreção calcárias eo-diagnéticas utilizadas para o cálculo da influência das taxas de compactação nos laminitos. B) e D). Processo de *tracing*, reconstrução da geometria, das laminações das concreções. As linhas de cor preta representam as laminações adjacentes ao intervalo portador. As linhas de cor verde representam as laminações de topo e base do intervalo portador, utilizadas para realização do cálculo.



Fonte: O autor (2020)

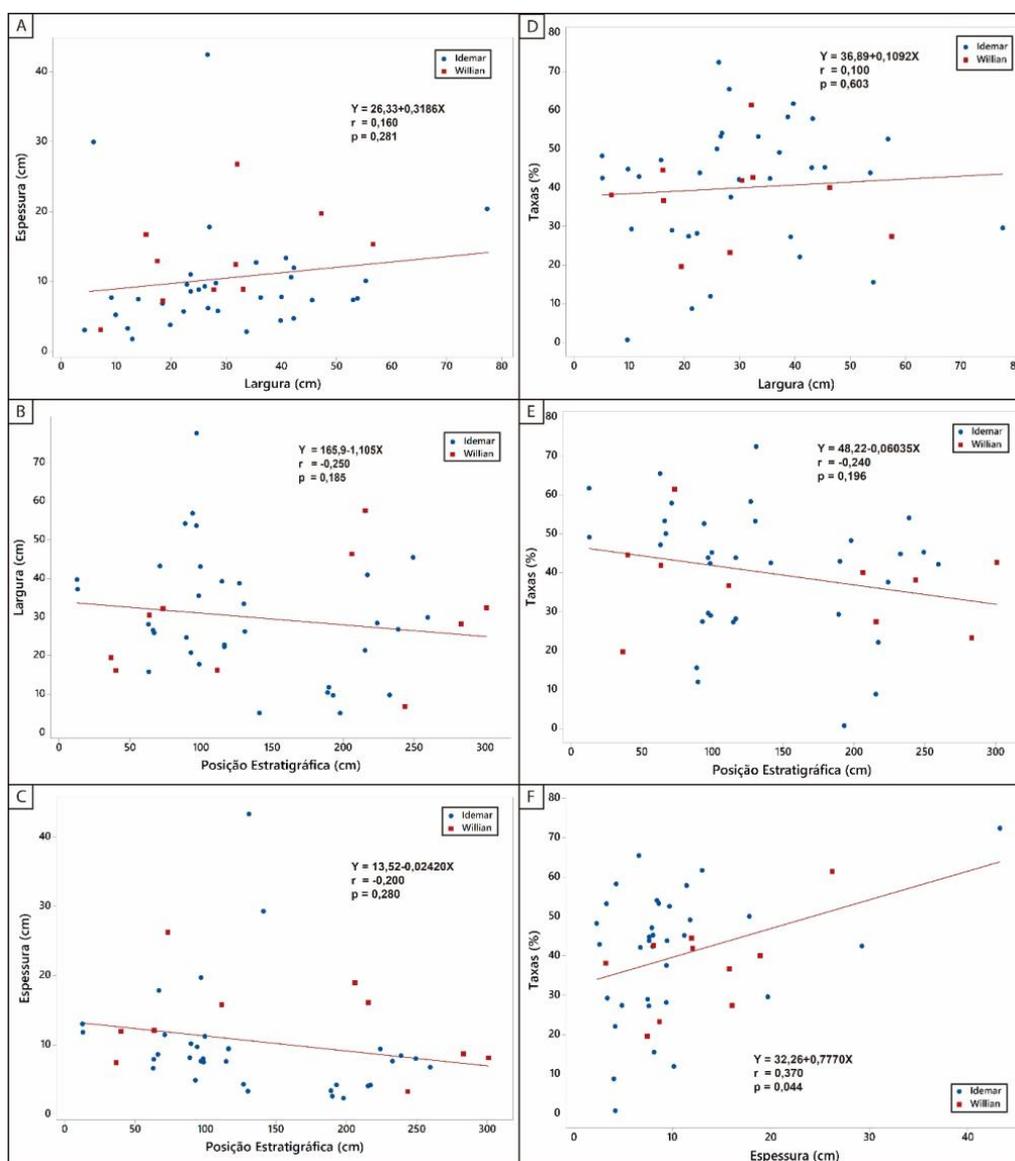
Os resultados mostraram valores de redução do volume das lâminas no intervalo portador de até 72%. Entretanto, o valor médio encontrado na amostragem geral foi de 39,50% (Ver anexo 1). Também foi realizado o tratamento estatístico para relacionar as taxas de compactação em função da largura, espessura e posição estratigráfica das concreções. Os resultados desta etapa do estudo (Tabela 3), não mostraram correlação evidente (Figura 37). As taxas de compactação não demonstraram correlação significativa com a largura das concreções ($r = 0,100$) (Figura 37D), nem com suas posições estratigráficas ($r = -0,24$) (Figura 37E), sugerindo que a deformação dos laminitos não depende diretamente da extensão lateral ou profundidade ao qual o nódulo se encontra nos laminitos. Porém, os resultados mostraram uma correlação positiva quando comparadas as taxas de compactação com a espessura das concreções ($r = 0,370$) (Figura 37F), sugerindo que a deformação dos laminitos varia com o eixo vertical da heterogeneidade.

Tabela 3 - Resultado da correlação de Pearson para as taxas de compactação relacionadas com a espessura, largura e posição estratigráfica das concreções carbonáticas.

Parâmetros Morfológicos e espaciais	Coefficiente de Pearson (r)	Hipótese (p)
Taxa e Largura	0,100	0,603
Taxa e Pos. Estrat.	-0,240	0,196
Taxa e Espessura	0,370	0,044

Fonte: O autor (2020)

Figura 37 – Resultados para do estudo de correlação (Pearson) entre taxas de compactação, posição estratigráfica e morfologia das concreções eo-diagenéticas. de para as taxas de compactação, parâmetros morfológicos.



Fonte: O autor (2020)

3.4 RESULTADOS DA ANÁLISE MICROSCÓPICA DAS CONCREÇÕES

Esta seção visa apresentar os resultados obtidos durante a pesquisa.

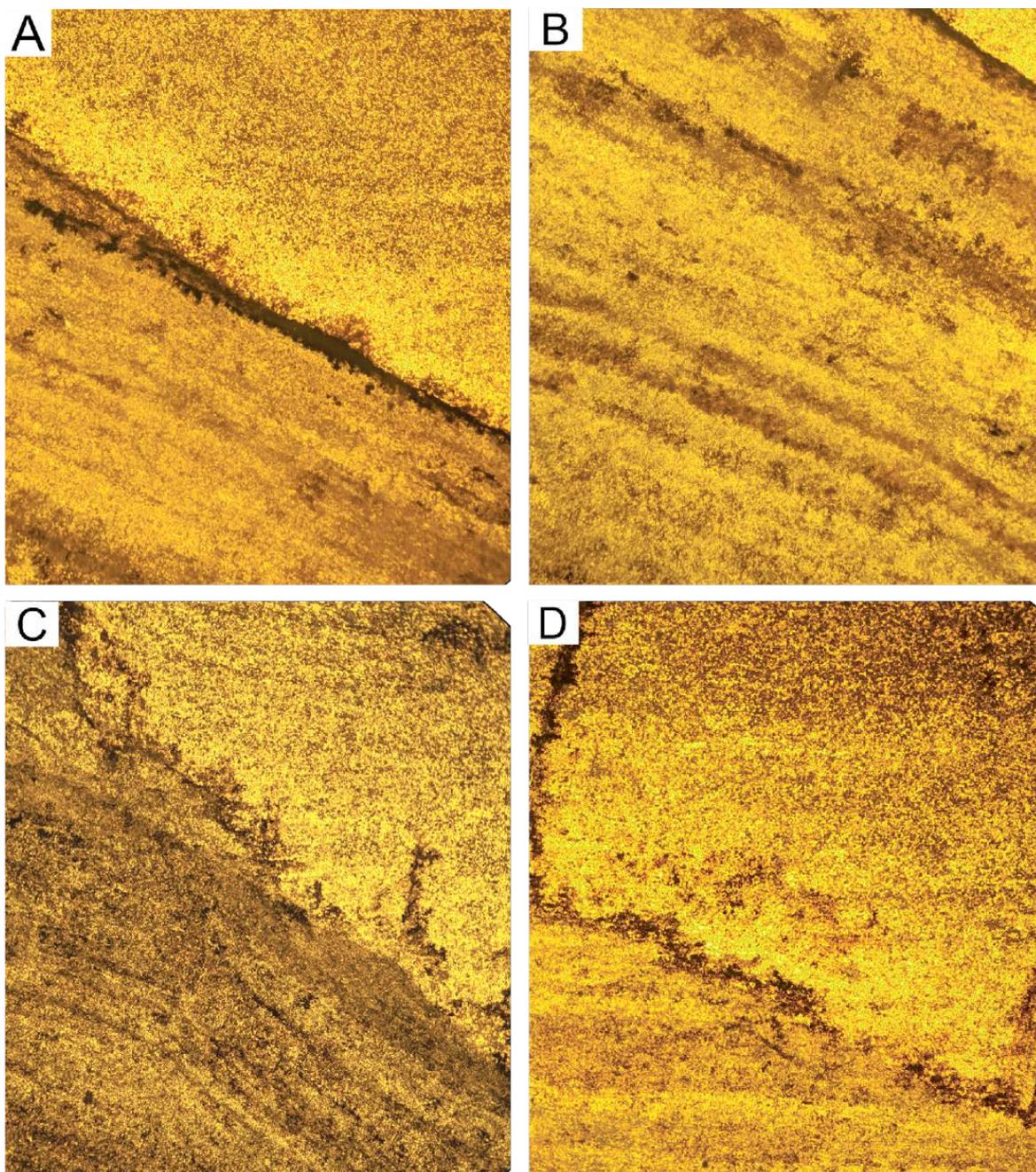
3.4.1 Análise petrográfica e de catodoluminescência das concreções calcárias

A análise petrográfica de uma zona de transição entre a estrutura concrecional e os laminitos adjacentes, amostra TC 3-4, coletada na mina do Idemar, permitiu definir vários aspectos que influenciaram a formação das estruturas. Por exemplo, aspectos texturais e mineralógicos da estrutura e dos laminitos compactados (Figura 38A). Na micrografia vista na Figura 38A, observa-se que há uma diferença na coloração das lâminas dentro da área da concreção (marrom). Mesmo dentro da heterogeneidade, existe alternância entre lâminas mais claras e mais escuras, o que indica um aspecto precoce da deposição que foi preservado, conforme também nas laminações fora das áreas concrecionais. No contato da borda da zona cimentada ocorre concentração de microcristais de pirita, onde o efeito de formação local de pirita na eo-diagênese foi intensificado. O ângulo entre as zonas das laminações foi criado pelo efeito da compactação diferencial. Depois da concreção ter sido cimentada completamente, provocando um maior enrijecimento em relação à sua rocha hospedeira, os sedimentos depositados posteriormente foram deformados em função do nódulo.

Também na Figura 38B é possível observar que as lâminas no interior da concreção apresentam uma coloração marrom mais escura e com zonas de concentração de microcristais de pirita e óxidos (Figura 38B). A coloração marrom sugere uma maior concentração de óxidos dentro da estrutura concrecional. As lâminas de micrito que estão fora da zona concrecional apresentam coloração mais clara (bege) (Figura 38A e 38D). As laminações também apresentam na zona de borda da concreção um aspecto ondulado que não está presente no interior da estrutura (Figura 38C). De forma geral, a zona de borda da concreção apresenta um halo de concentração de óxidos e de microcristais de pirita. Também é comum a presença de microestilólitos que se formaram de forma perpendicular ao acamamento dos laminitos (Figura 38D). Os planos estilólíticos, produzidos por pressão durante a meso-diagênese apresentam oxidação, possivelmente devido a circulação tardia de fluídos na fase eo-diagenética, conforme proposto por Alencar (2018). Além disso, a formação local de estilólitos, ao redor das concreções pode significar a alternância de regimes de fluxo, e permeabilidade entre as concreções e as laminações adjacentes. A forma como os micro-estilólitos ocorre ao redor da

concreção também sugerem um mecanismo local de aumento de pressão e não necessariamente um mecanismo estrutural regional (Alencar, 2018).

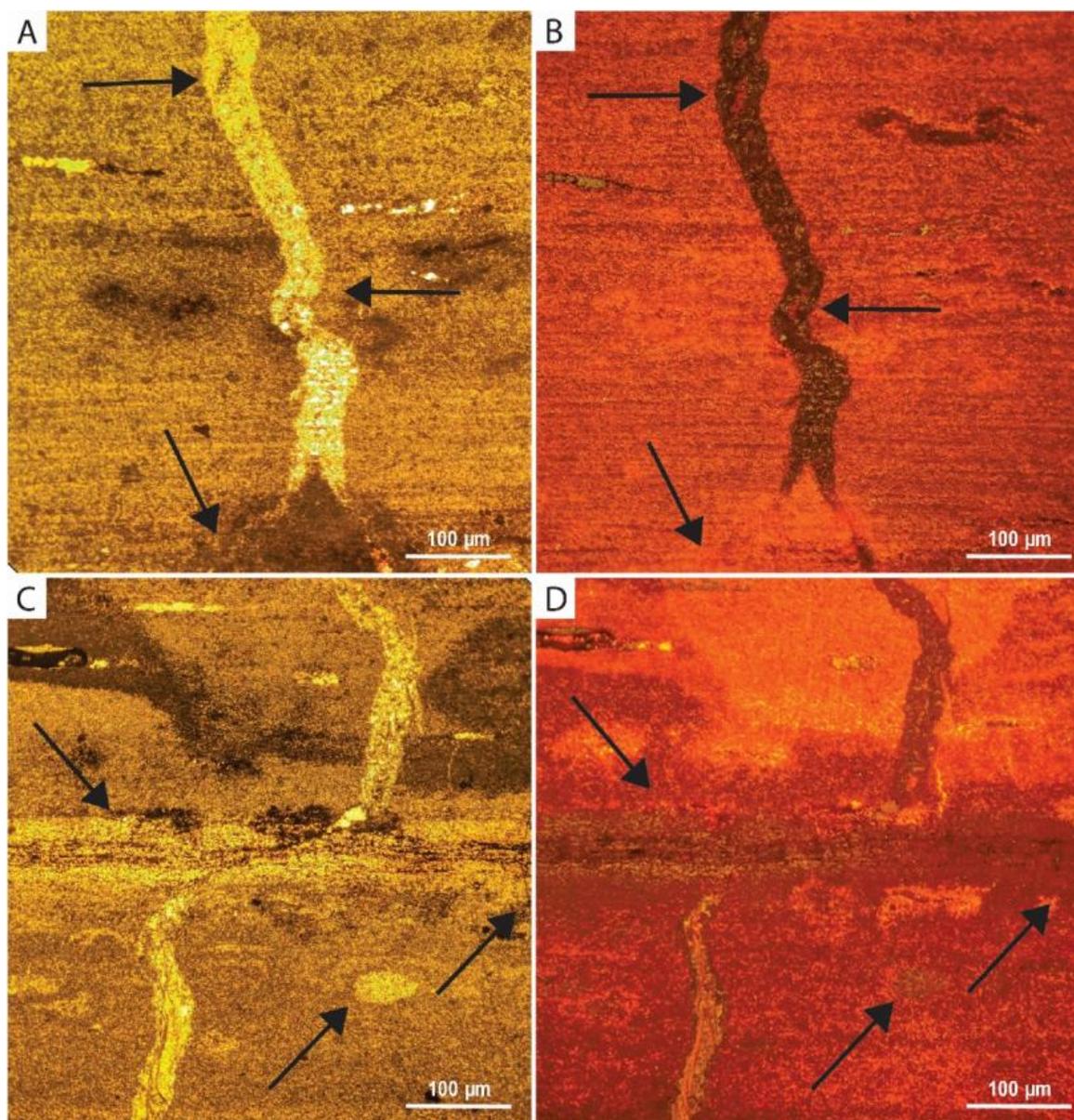
Figura 38 – Fotomicrografias do contato entre a borda da zona cimentada das concreções e os laminitos adjacentes. A) Contato entre área da concreção, mais escura, e os laminitos adjacentes, mais clara. O limite da área da concreção é marcado por uma fina camada de óxidos. B) Detalhe da borda da concreção, com laminações onduladas, e os laminitos adjacentes, mais claros. C) Detalhe das laminações dentro da concreção, onduladas e escuras, e as laminações adjacentes. As regiões escuras indicam a presença de óxidos de Fe e de Ti. D) Detalhe do contato entre a área cimentada da concreção e os laminitos adjacentes, marcada por uma região fina rica em óxidos. Os traços escuros indicam a presença de planos estilólíticos (micro-estilólitos), perpendiculares ao acamamento, marcados pela presença de óxidos (microfotografias com nicóis cruzados).



Fonte: O autor (2020)

Os pequenos veios observados nas lâminas petrográficas das concreções e dos laminitos adjacentes apresentam preenchimento de calcita, e em alguns casos observou-se a participação de sílica, que pode ter se formado a partir de processos tardios. Em alguns casos os veios contêm sílica como primeiro preenchimento, e calcita magnesiana tardia como segundo cimento a preencher a estrutura (Figura 39 B e D).

Figura 39 - Micrografias da amostra TCLW1, coletada na mina do William, apresentando veios de calcita com substituição parcial de sílica na periferia de uma concreção. A) Luz polarizada com nicóis cruzados, 10X de aumento (As setas pretas sinalizam a presença de sílica.); B) Imagem de CL. O veio foi preenchido por minerais não luminescente (escuro). Algumas áreas com cimentação carbonática (áreas de coloração vermelha) indicam que a parte central do veio contém uma segunda etapa de cimentação. C) micrografia em luz polarizada com nicóis cruzados, 10X de aumento; D) imagem de CL, o veio foi segmentado por uma lâmina que apresenta formação de sílica micro-cristalina (áreas escuras). O veio apresenta preenchimento sílica e calcita. O preenchimento do veio inferior, à esquerda, foi substituído por calcita magnesiana (coloração laranja), de forma tardia.



Outro fator importante observado nesse trabalho foi a variação composicional no preenchimento de alguns níveis das laminações. A princípio acreditava-se que os laminitos da Formação Crato fossem majoritariamente compostos por calcita microcristalina. Entretanto, observou-se que localmente os laminitos apresentam cimentação intercristalina da porosidade primária por sílica micro-cristalina, e secundariamente por dolomita. A formação de sílica é frequente em alguns níveis, e no caso das concreções o efeito de silicificação foi muito intenso. Possivelmente, este fato deve estar relacionado à entrada de fluidos com uma alta concentração em íons SiO_2 , contemporâneo à deposição dos laminitos. A formação dos pequenos veios formados na periferia das concreções possivelmente ocorreu devido ao escape de fluídos enriquecidos em sílica, o que favoreceu a cimentação de quartzo em uma etapa avançada da formação da concreção pois os veios indicam a deformação rúptil dos laminitos adjacentes as bordas das concreções.

3.4.2 Análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A observação das amostras sob a ótica do MEV revelou que um dos principais efeitos da diagênese foi a substituição da calcita micrítica por sílica microcristalina (Figura 40). A forma de substituição também é outra característica importante. A sílica substituiu localmente os cristais de calcita que mantiveram sua forma original, o que gerou pseudomorfismo. A formação das concreções envolveu a substituição de micrito original por sílica na forma de pseudomorfismo. O pseudomorfismo representa a substituição de um mineral primário por outro, mas a forma do mineral primário é preservada. Ocorre a mudança da composição química. A análise qualitativa com base no EDS, realizada em lâmina da amostra *C. Int.* (parte interna de uma concreção, retirada da base do nível C6 na mina do Idemar) (Figura 40), mostrou que a composição química do material presente no núcleo da concreção é dominada por Ca (Figura 40B) e Si (Figura 40C) e de forma secundária por Mg (Figura 40D), o que sugere uma associação com a presença de calcita magnesiânica, e um efeito precoce de silicificação. Neste caso, a matriz de calcita original foi substituída localmente por sílica, a substituição dos finos cristais de calcita por SiO_2 . Além disso, a cimentação de sílica amorfa micro-cristalina no espaço poroso também foi um efeito importante. É difícil que a silicificação intensa tenha ocorrido nas concreções de forma tardia. Devido a baixa permeabilidade dos laminitos e em especial das zonas concrecionais, é improvável que no caso das concreções classificadas como eo-diagenéticas, a silicificação intensa tenha ocorrido em etapas tardias por meteorização.

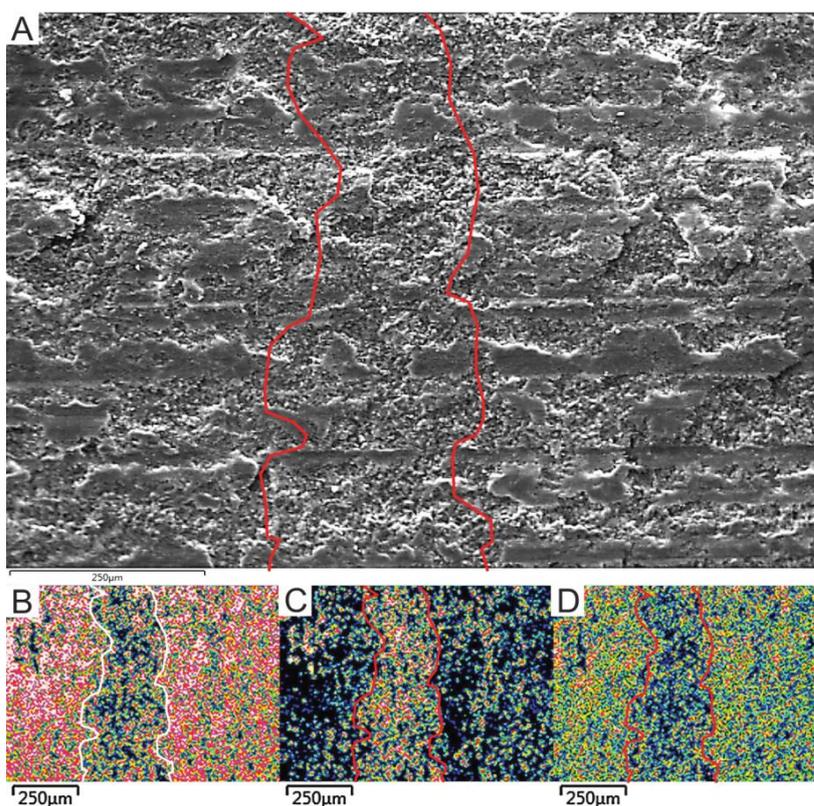
A sílica pode ocorrer em rochas calcárias como cimento, como substituto dos minerais originais ou também ou como produto de alteração diagenética. A sílica normalmente substitui ou preenche os minerais constituintes das rochas calcárias, evaporitos e material orgânico, como por exemplo, no caso de madeira que é fossilizada por meio de silicificação (GAINES *et al.*, 2012; RAISWELL, 1971).

Em outra lâmina da amostra TT 11 (Figura 41A), de laminitos adjacentes a uma das concreções estudadas, verificou-se que praticamente toda a calcita que compunha a matriz original do laminito foi substituída por sílica por meio de pseudomorfismo dos cristais de micrito. Regiões isoladas da matriz que não foram substituídas aparecem com a coloração característica do carbonato de cálcio sob a CL (Figura 41B). A substituição pervasiva da matriz de micrito calcítico por sílica por meio de pseudomorfismo dificultaram a identificação deste processo tanto na petrografia quanto no MEV devido a preservação da estrutura dos cristais de calcita (Figura 41C). Apenas a CL e a análise da composição química (EDS) permitem revelar que os cristais não são constituídos por carbonato de cálcio, embora a estrutura seja de calcita. Nesta lâmina também foram observadas algumas áreas com a formação de óxido de Fe, indicando processo diagenético tardio (Figura 41D).

Na Figura 41 é possível ver uma imagem de MEV de uma amostra pertencente ao interior de uma concreção (TT11). É possível observar que a matriz é composta por cristais de calcita micrítica regulares euedrais, e que o espaço intersticial foi completamente preenchido por sílica amorfa (Figura 41A). Este processo indica, possivelmente, que a sílica substituiu o material original também na eo-diagênese, devido a uma maior concentração de Si em locais que deram origem as concreções. Sílica amorfa pode ser formar sob condições de elevada salinidade e baixo pH, a temperaturas relativamente baixas no início do soterramento (Andhika; Castañeda; Regenspurg, 2015). Conforme foi observado, a formação de pseudomorfos de calcita com a substituição por sílica sugere que a silicificação ocorreu em estágio um pouco posterior à formação da calcita micrítica que deu origem aos laminitos depositados sob condições de baixa energia. Entretanto, a precipitação deve ter se iniciado nos poros das regiões que deram origem as concreções de forma muito precoce, antes da saída da maior parte da água devido ao efeito de compactação, o que ocorreu no caso dos laminitos, que sofreram compactação e posteriormente um maior efeito da cimentação calcítica. A Figura 41 mostra que um exemplo no qual a matriz foi formada por cristais de calcita e o espaço poroso primário foi preenchido por sílica amorfa, micro-cristalina, antes da compactação. Conforme Blome; Albert, (1985) a sílica amorfa é composta por pequenas esferas que formam agregados esféricos com

tamanho que podem variar de 170 a 380 nm. Em alguns locais onde ocorre concentrações de Fe este está associado a presença pirita primária e de óxidos (Figura 41D).

Figura 40 - Imagem de MEV com EDS das laminações do interior de uma concreção (amostra C. Int). A) matriz muito compacta e uniforme formada pelos cristais de calcita micrítica (as linhas vermelhas delineiam uma das lâminas). B) Mesma área vista em A, mostrando a distribuição do elemento Ca (cores quentes indicam maior concentração). É possível observar que a lâmina no centro apresenta baixa concentração, assim como áreas isoladas nas lâminas adjacentes; C) Distribuição do elemento Si, mostrando altas concentrações na lâmina central devido à precipitação de sílica, assim como em áreas isoladas da matriz das lâminas adjacentes; D) Distribuição do elemento Mg, mostrando a relação com a distribuição da calcita.



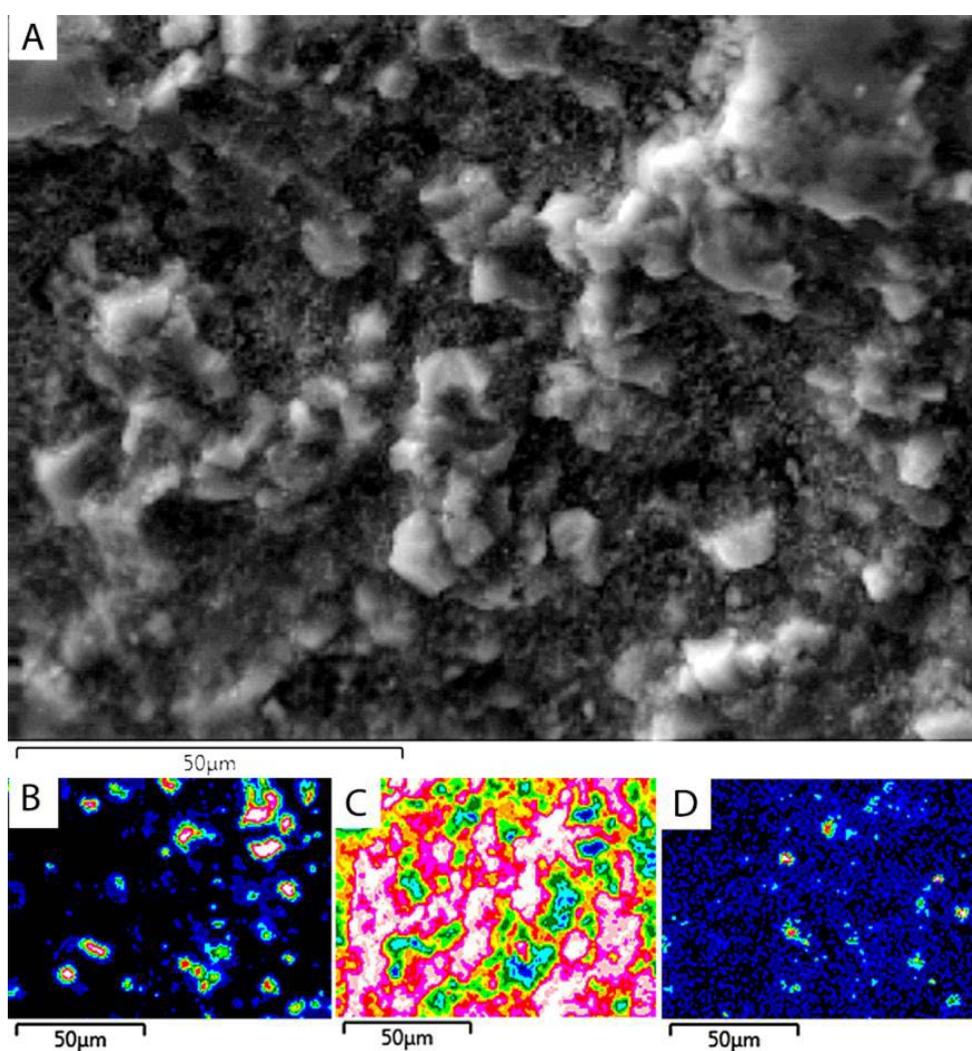
Fonte: O autor (2020)

A Figura 42 mostra duas imagens de MEV referentes a uma amostra do interior de uma concreção de cor cinza, coletada na mineração do William. Esta amostra exemplifica o processo de precipitação de sílica no espaço intersticial, porosidade intercrystal de forma precoce, que preservou a espessura original da laminação dentro das concreções (Figura 42A).

A Figura 42B mostra uma amostra retirada dos laminitos que passaram por compactação normal de cor bege, extraído da mineração Idemar. Neste caso é possível observar a matriz de calcita micrítica, formada por cristais eudrais e o espaço poroso intercrystalino original, que não foi preenchido pela sílica, conforme observado por Heimhofer *et al* (2017). Este representa um estado dos laminitos com pouca ou praticamente nenhuma influência do

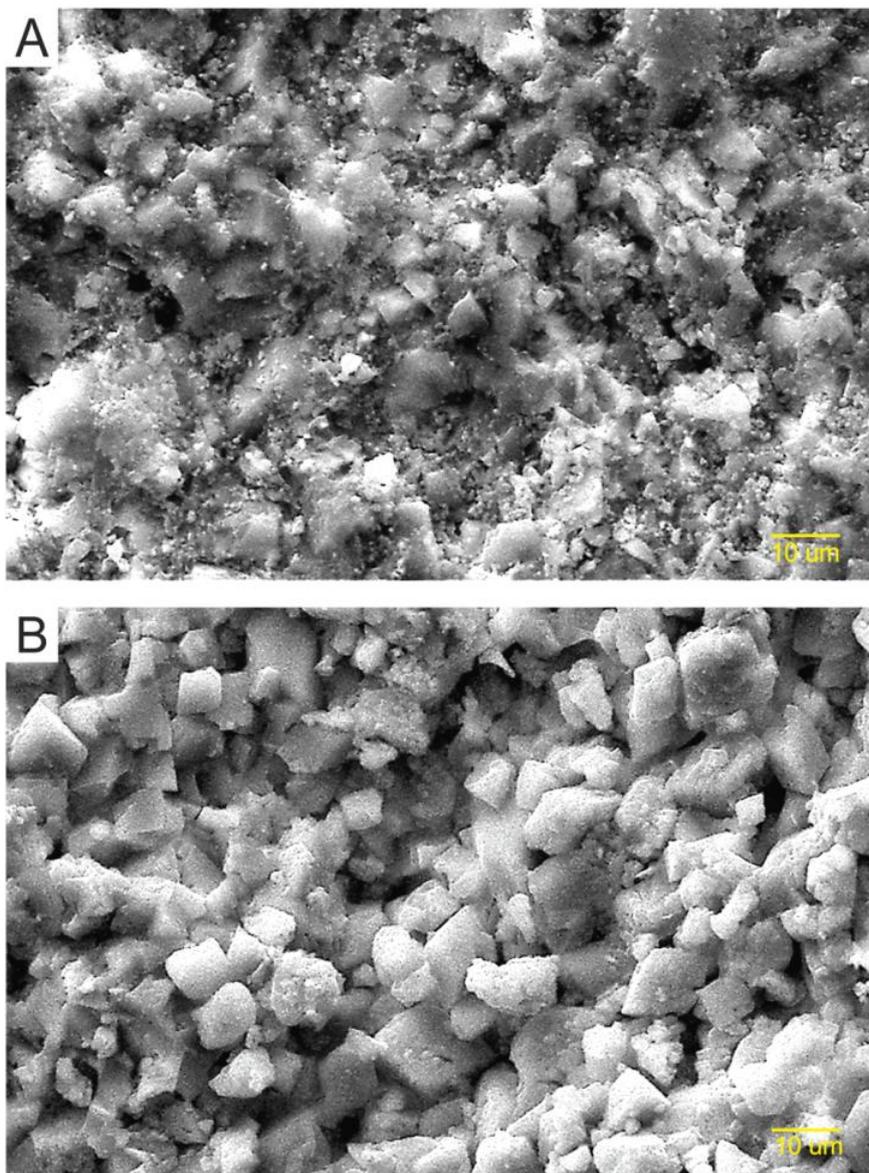
processo de silicificação precoce. A silicificação intensa nos nódulos concrecionais e em camadas mais contínuas que apresentavam maior porosidade após a deposição resultou no aumento da rigidez mecânica e na redução da porosidade na eo-diagênese (ARAÚJO *et al.*, 2020).

Figura 41 - Imagens de MEV da amostra TT 11, que foi coletada na interface entre laminitos e uma estrutura de concreção. A) Imagem *backscatter* da matriz micrítica, aumento de 1000x. É possível ver os cristais de calcita, e a formação de cristais de sílica micro-cristalina de forma pervasiva no espaço intersticial; B) Distribuição do elemento Ca a partir do EDS, que coincide com a presença de alguns cristais de calcita na imagem de MEV (cores quentes indicam maior concentração). C) Distribuição do elemento Si. Este possui grande participação e a partir da sobreposição com a A é possível ver a assinatura da sílica em pseudomorfos e a sílica amorfa que se formou no espaço intersticial; D) Distribuição do elemento Fe, que ocorre associado a pirita e óxidos.



Fonte: O autor (2020)

Figura 42 - Imagens de amostras de concreção e dos laminitos. A) Amostra TCLW3, proveniente do interior de uma concreção formada em laminitos cinza, proveniente da mineração William. A imagem mostra os cristais de calcita micrítica euedrais, e o espaço poroso intercrystal completamente preenchido por sílica amorfa. Em alguns locais é possível perceber agregados de cristais esféricos de micro-sílica. B) imagem da amostra TT2, de laminito de cor bege, coletada na mineração Idemar. Esta imagem mostra a matriz basicamente constituída de cristais de calcita euedrais, com o espaço poroso original, intercrystal, preservado. Poucos agregados de sílica amorfa são observados.

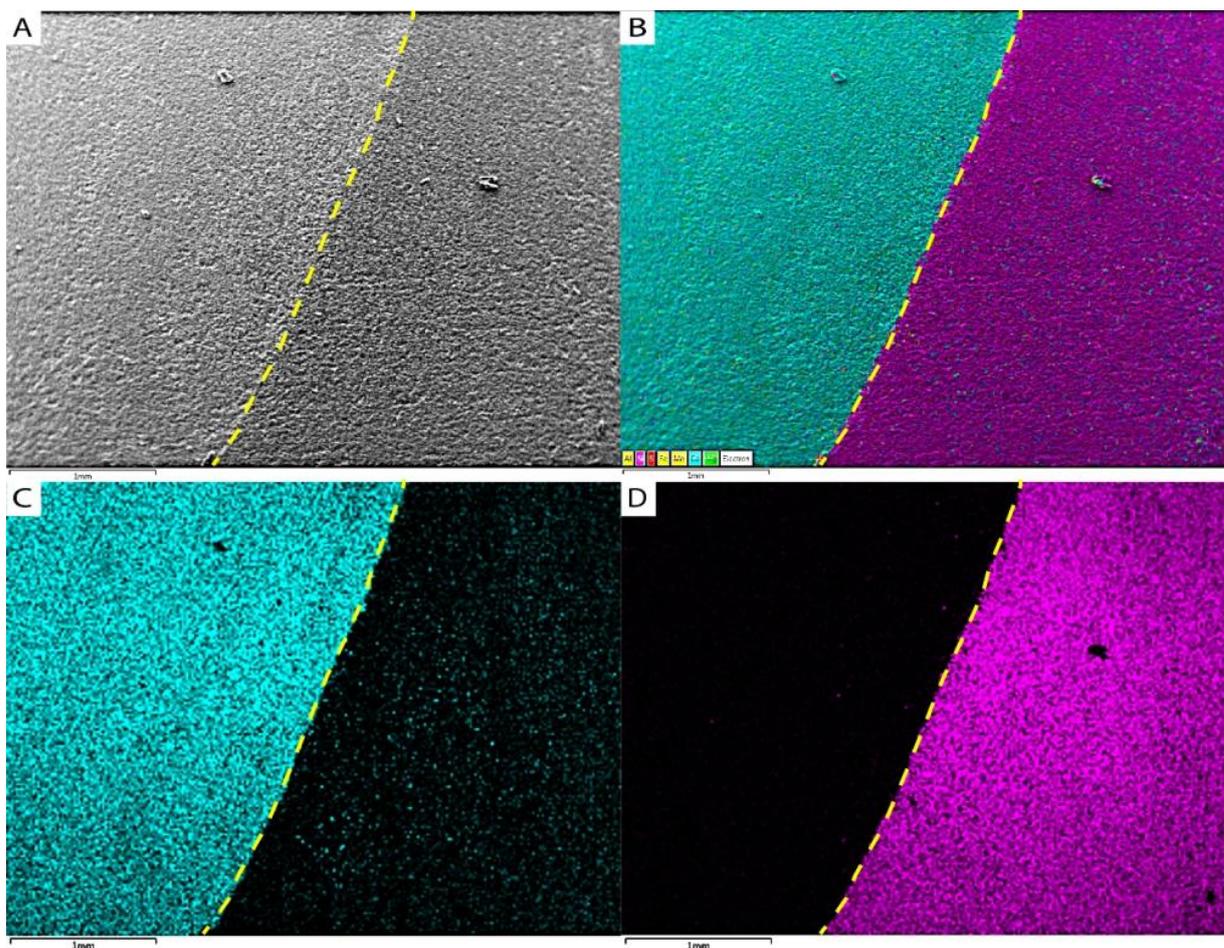


Fonte: O autor (2020)

A Figura 43 mostra uma imagem de MEV com mapeamento dos elementos químicos por EDS realizada para observar o aspecto textural e de composição química do contato entre uma concreção e os laminitos adjacentes da amostra TC 3-4, coletada na mineração do Idemar. O mapeamento de elementos dominantes na matriz mineral a partir do EDS permitiu observar a concentração de sílica dentro da concreção em meio aos laminitos calcários com mesmo efeito da cimentação de quartzo (Figura 44A). A Figura 44B mostra uma

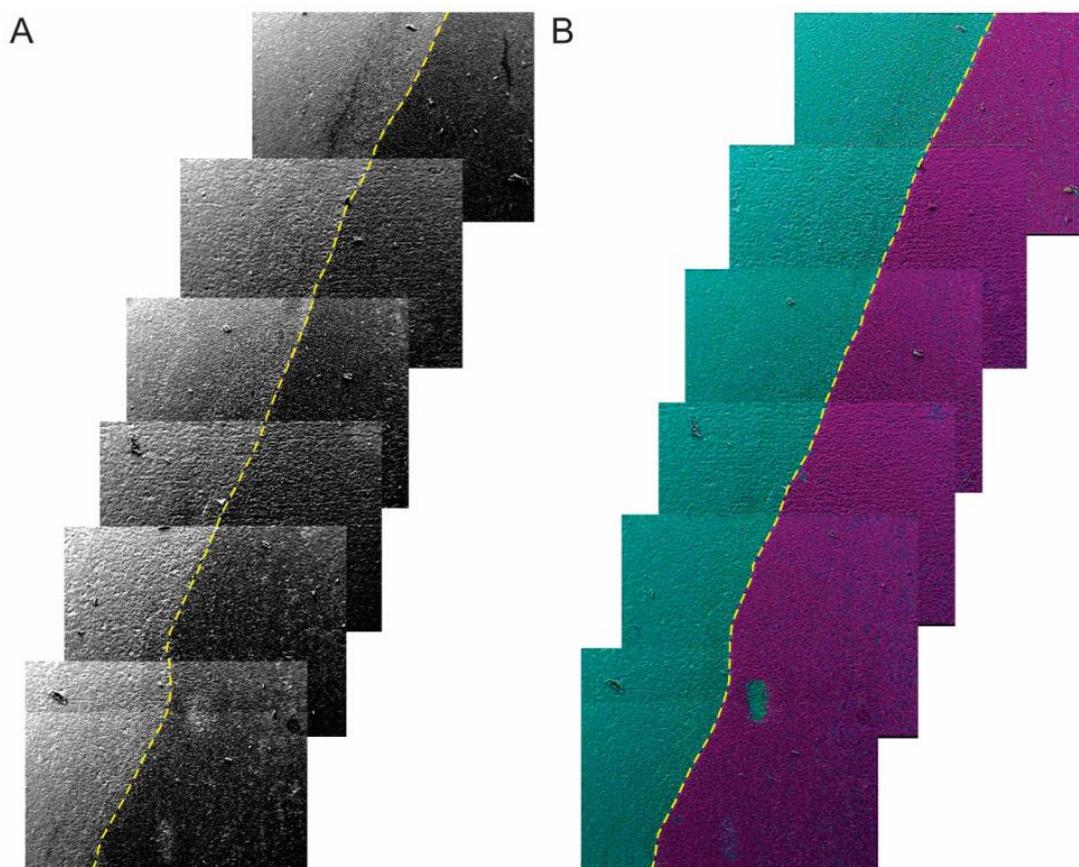
sequência de imagens utilizadas para construir um mosaico com o mapeamento do limite entre o nódulo de sílica e os laminitos. O mapeamento mostra a composição dominada por sílica na matriz da concreção, e a dominância de Ca, na matriz composta por micrito calcítico.

Figura 43 – Imagem de MEV com apoio de EDS da amostra TC 3-4, coletada na mineração do Idemar, mostrando o contato entre a matriz micritica adjacente e a matriz na área do nódulo concrecional (a linha tracejada marca a fronteira da concreção). A) Imagem de MEV mostrando a suave variação textural criada pelo maior efeito de cimentação na área da concreção, à esquerda. B) Imagem com a distribuição do elemento Ca, e C) imagem com a distribuição do elemento Si. A concentração dos elementos mostra a intensa participação da sílica no nódulo a esquerda, e a participação da calcita pontualmente afetada pela silicificação da matriz de laminitos, a direita.



Fonte: O autor (2020)

Figura 44 – A) Mosaico imagens de MEV do contato entre uma concreção e os laminitos adjacentes da amostra vista na figura 43 (a linha amarela tracejada marca o contato). O interior da concreção apresenta textura mais compacta da matriz mícritica, à esquerda. B) Mosaico de microfotografias de MEV com mapeamento de EDS, mostrando a influência de Si na matriz a esquerda (ciano), e de Ca mostrado em magenta, à direita.

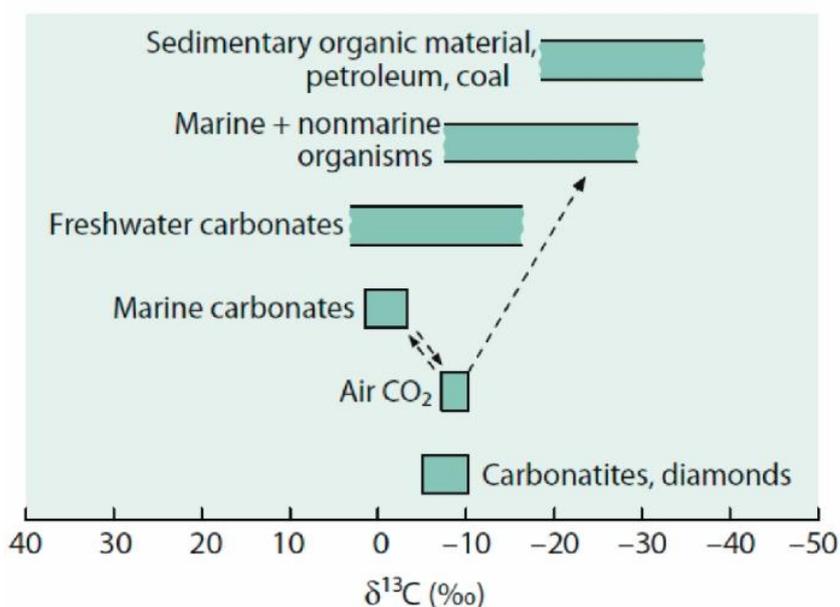


Fonte: O autor (2020)

3.4.3 Resultado das análises de isótopos estáveis de C e O e de Fluorescência de Raios-X

Os valores dos resultados obtidos para as análises de isótopos de C e O para as amostras carbonáticas da Formação Crato estão apresentadas no anexo 2. Os valores das análises foram plotados em VPDB (‰). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas concreções carbonáticas são frequentemente utilizadas para auxiliar a interpretação sobre as condições de deposição, e aspectos da produtividade orgânica. Em alguns casos a assinatura isotópica do carbono pode ser utilizada para definir a influência microbiana no processo de formação de concreções carbonáticas durante processos de deposição e de diagênese precoce (LIU *et al.*, 2019). As variações do conteúdo de $\delta^{13}\text{C}$ de alguns compostos importantes de carbono estão descritas esquematicamente na Figura 45. Neste caso, a expectativa para calcários depositados em ambiente continentais de água doce, é de que os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ se apresentem entre +6 e -15 ‰, ao passo que carbonatos marinhos os valores ficariam +2 e -4 ‰ (HOEFS, 2018).

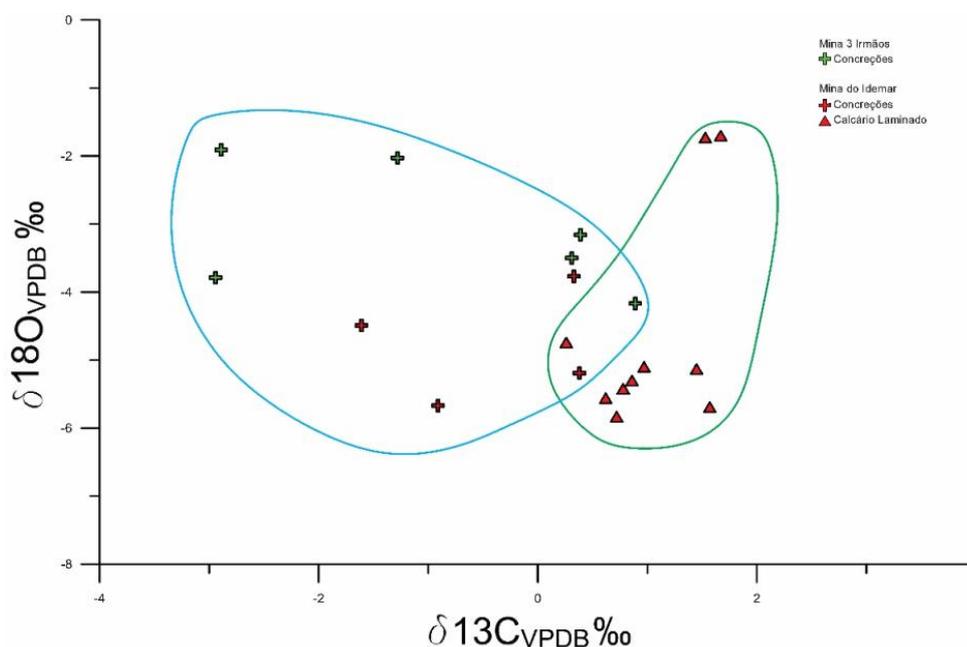
Figura 45 - Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados em importantes reservatórios de carbono na crosta e na superfície terrestre.



Fonte: Hoefs, 2018

A Figura 46 ilustra a relação de valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para 20 amostras coletadas de depósitos de laminitos e de concreções do nível C6. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras analisadas, de forma geral, variaram entre -2.9 ‰ até +1.67 ‰, enquanto que as amostras de $\delta^{18}\text{O}$ apresentaram valores entre -5.83 ‰ até -1.70 ‰. Nesta figura foram plotados os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ de forma a permitir a identificação do comportamento dos laminitos com compactação normal em relação as concreções. Os valores dos calcários laminados ficaram entre +0.26 ‰ e +1.67 ‰ para o $\delta^{13}\text{C}$, e entre -5.83 ‰ até -1.70 ‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. Nas amostras das concreções, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ ficaram entre -2.94 ‰ e +0.89 ‰, e os de $\delta^{18}\text{O}$ ficaram entre -5.67 ‰ até -1.91 ‰. Os dados mostram que os valores das concreções e dos laminitos, que podem ser considerados como primários, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$, que variam entre 0 e +2 ‰, e de $\delta^{18}\text{O}$ que variam de -3 a -8 ‰. Estes são compatíveis com valores de carbonatos lacustres depositados em condições salinas (GUO *et al.*, 2013; DELLA PORTA, 2015; FARIAS, 2018; HOEFS, 2018). Alguns valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$, talvez indiquem processos de alteração tardia devido a meteorização, conforme demonstrado na pesquisa. Os dados demonstram de forma consistente que os laminitos e as concreções formam dois grupos distintos em termos de diagênese e formação da calcita.

Figura 46 – Gráfico cross-plot dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para amostras de laminitos e de concreções. As cruzes verdes as amostras de concreções na mina do William. Cruzes e triângulos vermelhos representam as amostras de laminitos e concreções da mina do Idemar.



Fonte: O autor (2020)

Através dos dados obtidos pelo método de Fluorescência de Raios-X (ver anexo 3) foi possível constatar que o cálcio é o elemento mais abundante nas amostras, variando de 13,92% até 58,85%. Também foi constatada a presença de Si, Mg, Fe, Mn, além de outros elementos em quantidades bem menores. Em algumas amostras, porém, o valor do Si atingiu quantidades consideravelmente altas, o que corrobora o fato da substituição do cálcio pela sílica além da precipitação de sílica nos laminitos. A presença do Fe está associada a presença de pirita presente nos depósitos desde a eo-diagênese, e posteriormente a oxidação local devido a processos meteóricos tardios. O conteúdo de Mg está associado processos de formação precoce de dolomita, e possivelmente de maneira mais expressiva a dolomitização produzida durante a Mesodiagênese (NEUMANN, 1999, CABRAL, 2017).

4 DISCUSSÕES

A ocorrência de concreções em níveis estratigráficos distintos ao longo da sucessão está relacionada a mudanças nas taxas de sedimentação dos laminitos (RAISWELL; FISHER, 2004). Os laminitos recebiam aporte de fluído enriquecido em Si, e isto gerou o processo de formação de micro-sílica e a substituição da calcita por sílica com pseudomorfismo. Este processo foi potencializado pelas condições de hypersalinidade e anoxia que favorecem a formação de gel de sílica em condições de soterramento raso e baixas temperaturas. A variação das taxas de sedimentação produziu camadas de laminitos com maior conteúdo de água intersticial. Essas porções concentraram a formação de concreções em níveis estratigráficos específicos de grande continuidade lateral. Apesar de possuir maior porosidade sin-deposicional esses níveis sofreram uma inversão da porosidade, e já durante a eo-diagênese formaram níveis de menor porosidade e permeabilidade, e devido a cimentação estes também representam heterogeneidades de maior resistência mecânica. Estes níveis com maior porosidade primária e maior conteúdo de fluídos também ficaram mais susceptíveis a ação de choques sísmicos, e deram origem a camadas portadoras de sismitos (ALENCAR, 2018).

As concreções reduzem a qualidade de rochas reservatório, porque representam heterogeneidades em termos de porosidade, permeabilidade, densidade e competência mecânica, e quando abundantes estas podem influenciar o movimento de fluidos em meios porosos, em especial rochas calcárias (FITCH *et al.*, 2015; NYMAN *et al.*, 2014).

O crescimento das concreções carbonáticas nos laminitos, comumente resulta da supersaturação carbonática no espaço poroso preenchido por água intersticial, que é tipicamente causada pela água com alta alcalinidade gerada pela respiração microbiana da matéria orgânica em sedimentos subóxicos a anóxicos (SELLÉS-MARTÍNEZ, 1996; Liu *et al.*, 2019). E no caso estudado, as concreções foram formadas pela saturação de Si, o que foi favorecido pelas condições químico-físicas do ambiente de deposição, o que representa um exemplo raro de nódulos eo-diagenéticos de sílica em rochas calcárias.

4.1 CLASSIFICAÇÃO MORFOLÓGICA DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS

Conforme a análise dos aspectos morfológicos dos nódulos estudados nos laminitos do nível C6 foram identificados dois tipos de concreções, correspondendo ao padrão do tipo “A” (concreção diageneticamente precoce, formada antes da compactação) (Figura 47A) e tipo “C” (concreção formada após a compactação) (Figura 47B) de acordo com a classificação de

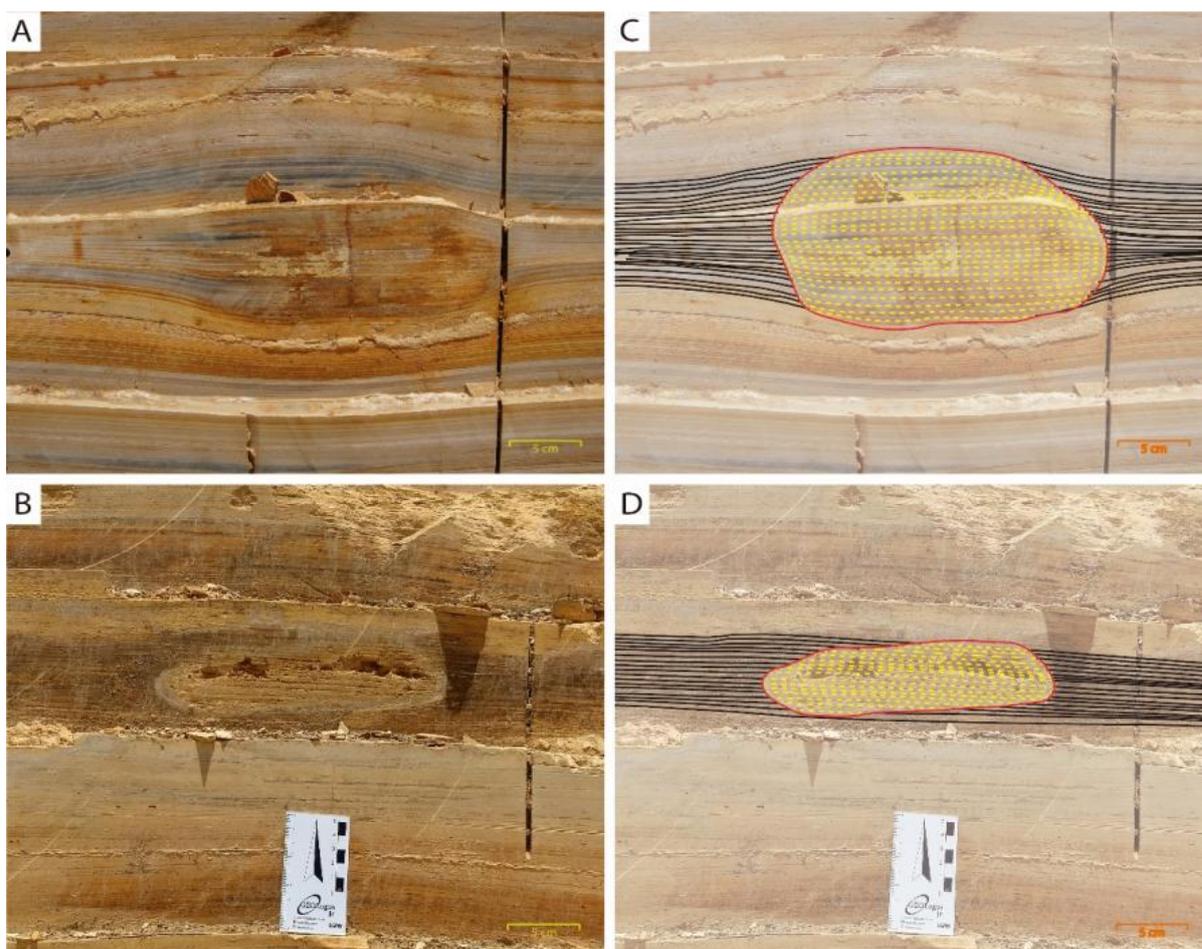
Marshall & Pirrie (2013). Nos laminitos da Formação Crato, as concreções do tipo “A”, que ocorrem predominantemente nas porções basal e médio do nível C6 não foi constatada a ocorrência de conteúdo fossilífero em seu interior que poderia ter iniciado processos de nucleação da cimentação potencializados por reações químicas envolvendo a matéria orgânica em ambiente redutor (RAISWELL; FISHER, 2010), pois Marshall e Pirrie (2013) sugeriram que foi a formação do tipo A envolve pausas durante a deposição para que houvesse tempo das concreções se desenvolverem, o que implica horizontes portadores com grande continuidade lateral. No caso das concreções do tipo C, estes sugerem que no momento da cimentação já teria havido um processo de soterramento e compactação das rochas (MARSHALL & PIRRIE, 2013), o que implica na ausência de deformação das lâminas dentro e fora das concreções (Figura 47D). Outra hipótese a ser sugerida, é a de que a compactação ocorreu concomitantemente com a deposição dos laminitos, não havendo uma pausa expressiva na sedimentação durante a deposição dos carbonatos e por isso não haveria tempo para o fechamento do sistema químico-físico responsável pela formação das concreções (RAISWELL, 1987). Nas concreções do tipo A do nível C6 as estruturas sedimentares são bem preservadas. (MARSHALL & PIRRIE, 2013). Isto indica (Figura 47C), que a compactação continuou durante e após o crescimento do nódulo (MARSHALL & PIRRIE, 2013).

No crescimento pervasivo, os cristais isolados se multiplicam para formar uma massa cristalina que preenche os poros residuais da heterogeneidade. Como a pressão da compactação sedimentar ainda não era elevada o suficiente, o processo de cimentação conseguiu preencher os poros e se consolidar. Este fenômeno selou o sistema e tornou o corpo concrecional mais rígido do que a rocha hospedeira (RAISWELL; FISHER, 2010). Raiswell (1987) sugeriu que a morfologia das concreções seria função de mudanças relativas nas taxas de sedimentação, longos períodos de interrupção da mesma e a relação entre a saturação acentuada de carbonatos versus a profundidade de soterramento onde as reações ocorrem. Blome & Albert (1985) e Raiswell (1987) sugeriram que a cimentação em concreções que não possuem conteúdo fossilífero em seu interior tem origem em altas concentrações de conteúdo calcítico proveniente da oxidação anaeróbica do metano, em um processo estratigraficamente confinado, onde a precipitação carbonática em torno da matéria orgânica tende a resultar em uma fase de cimentação precoce tornando o local saturado o que favorece precipitação calcítica (HEIMHOFER *et al.*, 2017). Ainda se faz necessária uma interrupção ou redução acentuada na sedimentação para que a oxidação anaeróbica do metano reaja com a precipitação de carbonatos por tempo suficiente para produzir horizontes concrecionais (RAISWELL, 1987). Nesse

contexto as concreções tendem a crescer mais rapidamente em relação a deposição da rocha hospedeira (LIU *et al.*, 2019).

Nas concreções eo-diagenéticas do nível C6 não foram encontrados fósseis que apontem para este processo. A ação de micro-organismos de forma localizada pode ter influenciado a formação dos nódulos por meio da precipitação da sílica conforme descrito por alguns trabalhos (INAGAKI *et al.*, 1997; MALIVA; SIEVER, 1989; VORHIES; GAINES, 2009; ZIJLSTRA, 1987). Os micro-organismos podem mediar a precipitação de sílica em depósitos rasos, mas embora a análise tenha mostrado vestígios da ação microbiana, estes não ocorrem de forma abundante nas concreções, por exemplo.

Figura 47 – Tipos de concreções do nível C6. Ambas foram encontradas no painel 1, Mina do Idemar. A) Concreção do Tipo A, comum nas porções basais dos afloramentos estudados. A deformação observada nas laminações sugere que sua formação aconteceu nos estágios mais precoces da diagênese. B) Concreção do tipo C. Este tipo ocorre na parte superior da sucessão. As lâminas não apresentam deformação o que indica que o seu crescimento aconteceu após compactação por soterramento. C e D) Desenho esquemático destacando a geometria das laminações dentro e fora das concreções.



Fonte: O autor (2020)

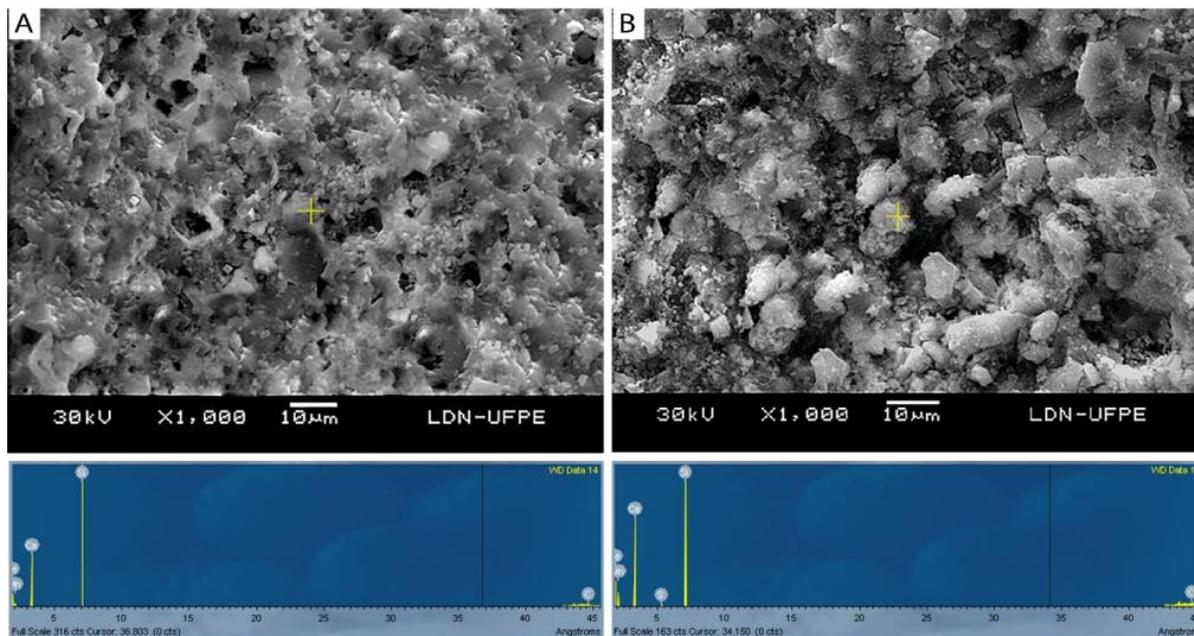
A formação de sílica precoce nos depósitos do nível C6 possivelmente foi potencializada pelo enriquecimento de Si nos fluídos intersticiais devido a processos de movimentação de fluído na bacia. Este fato foi demonstrado pela formação de estruturas de injeção e liquefação associada a sismos quando os depósitos estavam inconsolidados (ALENCAR, 2018).

4.2 MODELO DE FORMAÇÃO DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS NOS LAMINITOS

De acordo com a literatura, as concreções calcárias são formadas durante a diagênese das rochas sedimentares (RAISWELL, 1971; MARSHALL & PIRRIE, 2013; HEIMHOFER *et al.*, 2017), em geral devido a intensa atividade microbiana. As bactérias associadas a processos que envolvem a matéria orgânica juntamente com a compactação mecânica e a consequente expulsão de água intersticial contida nos poros, acabam servindo como fatores essenciais no controle de formação deste tipo de heterogeneidades (RAISWELL, 1971; MARSHALL & PIRRIE, 2013).

As concreções eo-diagênicas do nível C6 foram influenciadas por silicificação, e não apenas pela cimentação calcítica. Esta pesquisa demonstrou que houve um processo de silicificação nos laminitos baseado na presença de sílica amorfa, tanto de forma dispersa na matriz (Figura 48A), quanto pela substituição do material calcítico original por pseudomorfos e microesferas compostas por SiO₂ (Figura 48B). Em várias amostras estudadas foi possível observar o processo intenso de substituição das laminações (Figura 40C), indicando que aspectos como porosidade ou permeabilidade de algumas camadas influenciaram na quantidade ou transporte de fluído para o processo de silificação precoce. Este aspecto também afetou também os laminitos passaram pela compactação normal de forma variada que. Isto sugere que a silicificação ocorreu de forma concomitante ou muito próxima à cimentação precoce das concreções.

Figura 48 - Imagem backscattering de duas amostras de laminitos onde ocorreu o processo de substituição da calcita por sílica. A) Imagem da matriz do laminito, juntamente com os espectros de composição química (amostra TCLW 1). Os agregados de micro cristais de sílica ocorrem de forma pervasiva. B) Imagem de matriz do laminito (amostra TT 10). Neste local ocorreu a substituição do carbonato de cálcio por sílica, mas a forma dos grãos foi preservada (pseudomorfismo).



Fonte: O autor (2020)

De acordo com Andhika *et al* (2015), em experimentos para determinar o efeito da temperatura, pH e salinidade na precipitação de sílica, observou-se que a maior quantidade de precipitação ocorreu em condições de pH neutro, quando a solubilidade da sílica é a mais baixa. Em soluções muito alcalinas, soluções monossilícicas não formam polimerização. Estes também observaram que soluções com alto teor de NaCl apresentam maior potencial de precipitação, porque cátions como o Na^+ reduzem a carga negativa da superfície dos polímeros de sílica, fazendo com que os agregados cresçam e se precipitem. Ao investigar a precipitação em um range de temperatura entre 30° e 90° C, os autores observaram que a quantidade de formação de sílica amorfa foi maior em 30°C. De acordo com William e Crerar (1985), em baixas temperaturas, a sílica normalmente se precipita a partir de soluções aquosas naturais como sílica amorfa (micro-cristalina). Considerando as condições de deposição dos laminitos, ambiente redutor e alta salinidade (NEUMANN 1999, MARTILL 2007), é plausível que a precipitação de sílica amorfa tenha ocorrido ainda nos primeiros estágios da diagênese. Martill (2008) estudou a ocorrência de pseudomorfos de halita que são comuns nos laminitos, e sugeriu a prevalência de condições de alta salinidade como explicação para a formação dessas estruturas.

O efeito de saturação de sílica na água intersticial durante os estágios de deposição e eodiagênese podem ter sido influenciados pelo aporte de água oriunda de processos hidrotermais.

Entretanto, a ausência de outras evidências físicas e químicas associada a formação da sílica durante a eo-diagênese dos laminitos reduz o potencial desta hipótese.

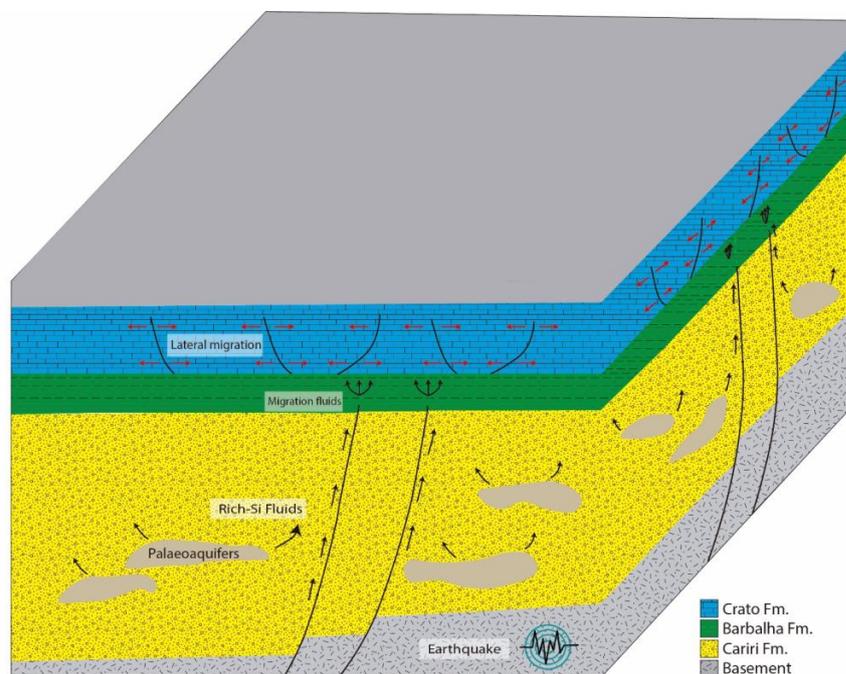
Outra possibilidade para a ocorrência de nódulos formados pela cimentação de sílica seria a formação tardia. Boggs Jr. (2009) sugere que a sílica encontrada em rochas sedimentares pode ter origem na dissolução de minerais produzida por águas meteóricas (intemperismo), na dissolução de esqueletos de organismos, na dissolução de grãos de quartzo, solução por pressão de grãos de quartzo e na liberação de sílica por reações entre minerais, como as que ocorrem com alguns argilominerais. No caso dos nódulos de *chert* isolados, sua origem tardia sugere que a formação está relacionada a águas meteóricas saturadas de SiO₂, as quais devido a um aumento de P e T, dissolveram permitindo a dissolução da sílica e sua precipitação posterior nos poros (Cabral *et al.*, 2019). Esta possibilidade também é pouco plausível em relação a cimentação precoce de sílica nos laminitos do nível C6. Não existe evidência de efeito por fluídos meteóricos, e o tipo de cimento formado está associado as condições de soterramento raso e eo-diagênese. Cabral *et al* (2019), descreveu processos tardios de alteração que afetam laminitos da Formação Crato quando estes ficaram expostos, e neste caso os autores descreveram a ocorrência de formação de cimento de quartzo associada a condições de alteração de superfície como silcretes, o que representa situação diferente do que foi descrito nesta pesquisa.

A ocorrência de sismitos e de *breccia pipes* criados pela injeção de água de regiões mais profundas da bacia (MARTILL; LOVERIDGE; HEIMHOFER, 2008; ALENCAR, 2018), sugerem que o processo de fluidização de sedimentos não consolidados e a injeção de água teve origem nos arenitos da Formação Cariri, posicionada logo abaixo da Formação Crato (Figura 49). Estes fluídos ricos em sílica foram injetados nos sedimentos carbonáticos recém-depositados e se misturou com a água original de superfície formando zonas onde a maior concentração de sílica permitiu a precipitação antes da expulsão dos fluídos durante a compactação que ocorreu em estágios mais profundos de soterramento (Figura 49). A ocorrência de condições redutoras e alta salinidade foram outro fator que potencializou a precipitação da sílica amorfa. A ação de micro-organismos pode ter influenciado também positivamente, mas conforme demonstrado este não seria um fator determinante (BOSENCE *et al.*, 2015; CATTO *et al.*, 2016; WARREN, LESLEY A. *et al.*, 2001). O modelo proposto na Figura 49 sintetiza a relação dos agentes que deram origem ao processo de silicificação nos laminitos. A deposição dos laminitos em região proximal da bacia sob condições de alta salinidade e anoxia (redutora). Paleo-terremotos com magnitude variável de 5 a 6M afetaram a bacia e produziram movimento de fluídos dos arenitos da Formação Cariri por meio das falhas

do rifte Cretáceo. Estes fluídos ricos em sílica entraram nos depósitos das unidades Barbalha e Crato por meio de falhas. Entretanto, as camadas de rocha formada por sedimentos finos devem ter dificultado a dispersão dos fluídos. No caso dos laminitos, recém depositados, os fluídos foram dispersos por meio de falhas criadas pela deformação plástica dos sedimentos (ALENCAR, 2018), e por estruturas de injeção (*breccia pipes*). A baixa permeabilidade dos depósitos certamente fez com que as concentrações de sílica variassem localmente (Figura 49). De forma geral, nos laminitos que passaram pelo processo de compactação normal a presença de sílica amorfa é bem menor, e a dispersão irregular de fluído rico em sílica formou zonas de substituição de forma local.

É importante considerar que a manutenção de valores de baixíssimos valores de permeabilidade a partir da telo-diagênese devido à natureza compacta da matriz dos laminitos, reduziu a possibilidade de que a sílica tenha se precipitado a partir da circulação de fluídos durante estágios mais avançados da diagênese. O desenvolvimento de sílica amorfa, substituindo a estruturas dos cristais de calcita e a ausência de cimento de quartzo característico de estágios avançados da diagênese também reforçam a possibilidade de que os fluídos entraram nos sedimentos e se misturaram aos fluídos de superfície nos quais o sedimento carbonático se formou. O modelo apresentado na Figura 50 representa um detalhe dos processos locais associados a Formação da silicificação nos laminitos. Em uma etapa inicial (A), a deposição com taxas variáveis de sedimentação produziu conjuntos de lâminas com maior porosidade e conteúdo de fluídos intersticiais com grande continuidade lateral. Nestes os laminitos inconsolidados a ação de micro-organismos iniciou processos de cimentação muito precoces. Em etapa posterior (B), choques sísmicos (paleo-terremotos), induziram o movimento de fluídos para dentro dos laminitos. A deformação plástica dos laminitos produziu falhas que comunicaram as camadas mais porosas e permitiram a dispersão de sílica. Devido à variação na porosidade das camadas, geometria e densidade das falhas, e os locais de ascensão dos fluídos, a dispersão nos laminitos e nas zonas de cimentação precoce variaram (Figura 50). Ainda durante a eo-diagênese (C), a cimentação de sílica nas zonas onde a cimentação já havia iniciado fechou a porosidade intersticial remanescente e produziu a litificação que resistiu a compactação posterior que afetou os laminitos (Figura 50). Conforme demonstrado pelos dados obtidos, a porção basal apresenta maior influência de matéria orgânica e de petrofácies associadas a taxas de sedimentação maior, o que explica a maior ação de organismos neste intervalo durante a eo-diagênese e a formação de concreções do tipo A. Esta porção, por apresentar maior porosidade na eo-diagênese também recebeu maior quantidade de fluídos ricos em sílica que entraram nos depósitos.

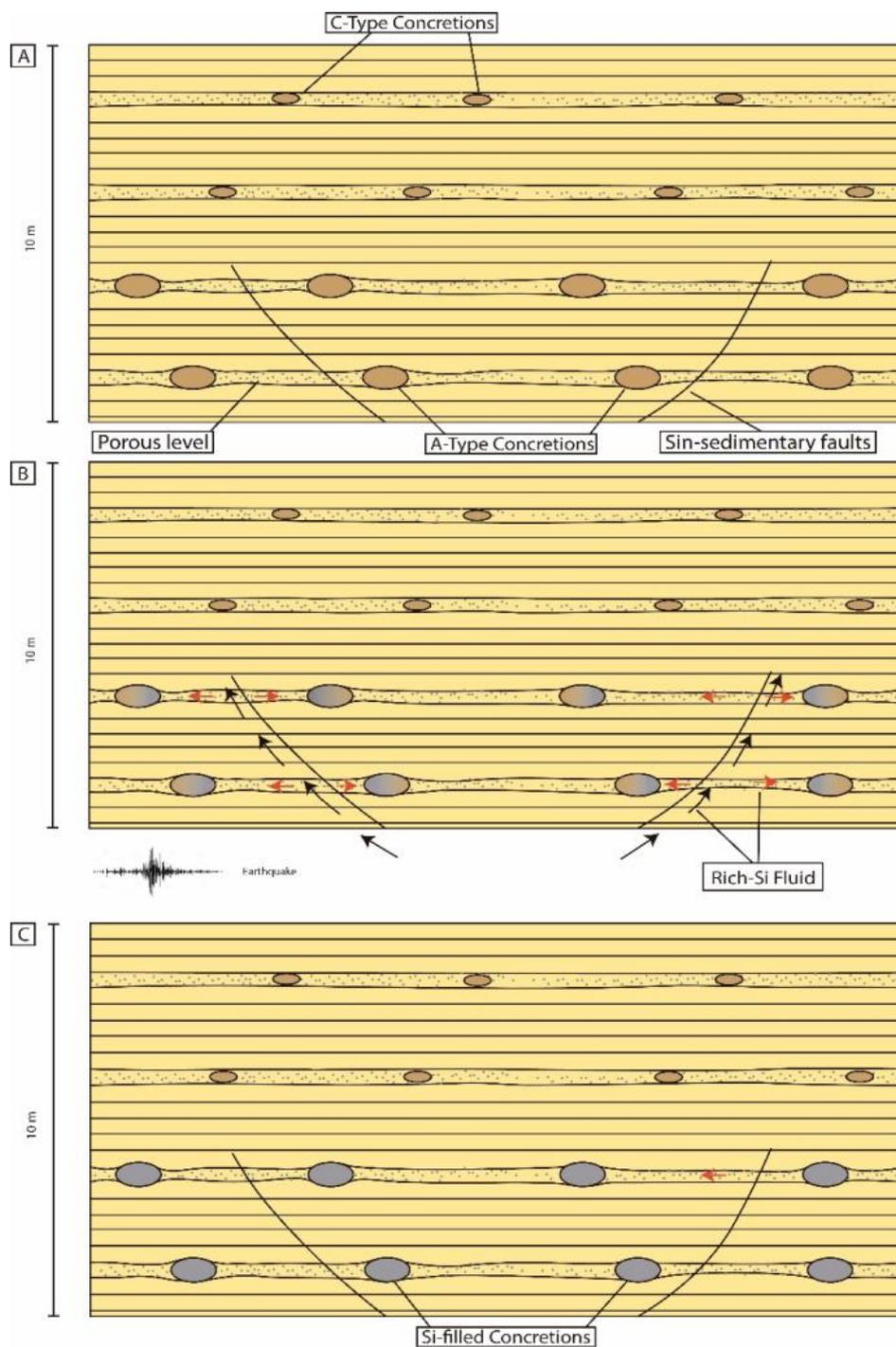
Figura 49 - Modelo para a origem dos fluídos que produziram o enriquecimento de sílica nos laminitos da Formação Crato. A injeção de fluídos provenientes de aquíferos sotopostos da Formação Cariri foi controlada pela ação de terremotos e pela pré-existência de falhas do rifte Cretáceo. A deformação sin-deposicional induzida pelos choques produziu estruturas de injeção e falhas que distribuíram os fluídos ascendentes nos laminitos.



Fonte: O autor (2020)

As concreções representam as porções mais litificadas, de maior resistência mecânica e de menor porosidade e permeabilidade dos depósitos. E este processo é importante para compreender processos análogos em rochas calcárias de interesse econômico, como reservatórios de hidrocarbonetos e de água. A relação das concreções com outras estruturas que representam heterogeneidades em termos de porosidade, permeabilidade e mecânica, é evidente (ARAÚJO, 2020), e a melhor compreensão destes processos pode ajudar na predição da influência das estruturas, e na quantificação de parâmetros relevantes para o processo exploratório de rochas reservatórios (FURSICH *et al.*, 1992; MARSHALL & PIRRIE, 2013).

Figura 50 - Modelo proposto para o processo de formação das concreções nos depósitos de laminitos do nível C6, a partir de processos deposicionais, tectônicos e químicos, que resultaram na cimentação de sílica em estágios precoces da diagênese das rochas. A) Formação de camadas de laminitos mais porosas devido a variação da taxa de sedimentação, e posterior ação de microrganismos que iniciaram processo de cimentação de calcita nestas camadas com maior conteúdo de fluídos. B) Choques sísmicos produziram ascensão de fluídos enriquecidos em sílica, que foi disperso por estruturas de injeção e falhas sin-deposicionais. C) a cimentação de sílica nas zonas concrecionais produziu a litificação dos nódulos do tipo A que resistiram a compactação.



Fonte: O autor (2020)

4.3 RELAÇÃO DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS COM A TAXA DE COMPACTAÇÃO NOS LAMINITOS

O processo de compactação é uma das principais causas que promovem a redução no volume dos depósitos carbonáticos. Esta é criada pela pressão exercida pela coluna de sedimentos depositados durante a formação de uma coluna sedimentar (KOCHMAN & MATYSZKIEWICZ, 2013, LEE; NOVOTNY; WAGREICH, 2019). A compactação promove a redução da porosidade, o aumento da densidade das rochas com o aumento gradual da profundidade de soterramento (ATHY, 1930, SCHMOKER; HALLEY, 1982, BOND, KOMINZ, 1984). Este processo também produz o aumento da pressão de fluídos, em regiões confinadas, ou a partir do gradiente hidrostático formado pela coluna de fluídos no espaço poroso das rochas. Em rochas calcárias ocorrem dois tipos de compactação, sendo elas: a compactação mecânica e a compactação química. A compactação mecânica afeta os sedimentos desde a diagênese precoce, pois se inicia durante a deposição e continua até a conclusão do processo de litificação (MOORE, 2001). Durante a compactação mecânica ocorre a perda do volume poroso espaçamento a cimentação e recristalização, e em alguns sedimentos também processos de dissolução dos minerais. A compactação mecânica também produz o rearranjo do arcabouço através da rotação e empacotamento dos grãos (ATHY, 1930, KOCHMAN; MATYSZKIEWICZ, 2013).

Já a compactação química (dissolução de pressão), tem sua ação limitada ao estágio telodiagenético e ocorre sob pressões relacionadas a sobrecarga sedimentar de até várias centenas de metros (BATHURST 1975; WANLESS 1979; BUXTON E SIBLEY, 1981). A dissolução por pressão tem seu início a partir da profundidade crítica de soterramento entre 200 e 300 metros de profundidade (SCHLANGER & DOUGLAS 1974; GARRISON 1981; CZERNIAKOWSKI *et al.* 1984). Segundo Bathurst (1991), abaixo de 300 metros de soterramento a compactação química passa a ter um papel importante na influência da redução de espessura, logo, a intensidade dessa redução seria controlada pelo "potencial diagenético" de um sedimento (SCHLANGER & DOUGLAS, 1974), definido como o conteúdo de variedades de calcita metaestáveis, aragonita e calcita com alto teor de magnésio (KOCHMAN & MATYSZKIEWICZ, 2013). Dependendo da estrutura primária dos depósitos e da intensidade da cimentação precoce, a dissolução por pressão pode produzir a formação de estilólitos, suturas de dissolução e estruturas ajustadas (por exemplo, LOGAN & SEMENIUK 1976; BUXTON & SIBLEY 1981; RAILSBACK 1993). Em casos extremos, a dissolução intensa da pressão em calcários pode levar à formação de camadas de marga devido à remoção

de grandes quantidades de CaCO_3 (HUBER, 1987). Outro fator que influencia a relação da compactação nos sedimentos é a temperatura (EHRENBERG, NADEAU, 2005). Em baixas temperaturas os carbonatos são mais afetados pela diagênese e sob altas temperaturas ocorre uma ação maior da compactação química. Processos hidrotermais e de dissolução, podendo causar um desequilíbrio entre a taxa de expulsão de fluidos e a compactação de sedimentos (DASGUPTA, MUKHERJEE, 2020).

Por estes motivos, a compreensão sobre taxas de compactação de depósitos em bacias sedimentares é de grande interesse para se compreender o efeito de redução da porosidade e a modificação de suas propriedades mecânicas. Estimar parâmetros de porosidade, pressão hidrostática, litostática e aspectos mecânicos, de rochas em subsuperfície representa um desafio para a indústria de exploração de hidrocarbonetos. A taxa de compactação (*compaction rate*) em uma bacia é tipicamente analisada por meio da relação entre a variação da porosidade com a profundidade máxima a qual os depósitos alcançaram (BALDWIN; BUTLER, 1985; CROIZÉ; RENARD; GRATIER, 2013; DASGUPTA; MUKHERJEE, 2020; KIM; LEE; LEE, 2018; LEE, EUN YOUNG; NOVOTNY; WAGREICH, 2019, 2020; SCHNEIDER *et al.*, 1996; WELLER, 1959), ou também, através do cálculo da espessura das camadas versus a profundidade (KIM; LEE; LEE, 2018; KOCHMAN; MATYSZKIEWICZ, 2013). quando calculada usando o parâmetro da porosidade.

Vários estudos já produziram cálculos para definir as tendências de redução da porosidade em relação à profundidade de soterramento para litologias específicas (BOND AND KOMINZ, 1984; EHRENBERG AND NADEAU, 2005; GILES, 1997; KOMINZ *et al.*, 2011; MONDOL *et al.*, 2007; SCHMOKER AND HALLEY, 1982; SCLATER AND CHRISTIE, 1980; ZHAO *et al.*, 2015), pois a porosidade inicial dos depósitos e a taxa de redução no intervalo investigado são fortemente dependente das características litológicas (LEE, NOVOTNY, WAGREICH, 2019). Portanto, as diferentes litologias apresentam particularidades em relação ao efeito de compactação. Para arenitos, folhelhos e calcários a taxa de compactação através do cálculo da porosidade pode ser expressa pela curva exponencial, definida pela seguinte equação:

$$\emptyset = \emptyset_0 * e^{\left(-\frac{y}{c}\right)}$$

Onde \emptyset representa a Porosidade Final (%), e \emptyset_0 representa a Porosidade inicial (%), y é igual à Profundidade (m), e a variável c representa o coeficiente de compactação. Esse último

parâmetro é determinado pela inclinação da curva de compactação, significando que a porosidade inicial, diminui para $1/e$ do seu valor inicial na profundidade de $1/c$ (KIM, LEE, LEE, 2018; LEE, NOVOTNY, WAGREICH, 2019; LEE, NOVOTNY, WAGREICH, 2020). Conforme comentado anteriormente, outro parâmetro para a análise das taxas de compactação é a utilização da espessura das camadas sedimentares. Segundo Kochman & Matyszkiewicz, (2013), ensaios de compressão em laboratório permitiu a preparação de uma fórmula matemática adequada para a estimativa da compactação mecânica de rochas calcárias.

A relação entre a redução na espessura de uma amostra e a carga imposta pode ser expressa como uma relação de potência a partir da seguinte equação:

$$Y = aX^b$$

Onde Y representa a Espessura, X representa a Carga exercida pela coluna de sedimentos, e a e b representam estimadores. Os estimadores, parâmetros a e b , foram determinados por meio de análise de regressão para um modelo de potência segundo Kochman (2010). O modelo proposto por Kochman & Matyszkiewicz, (2013) permite estimar um valor aproximado pela compactação mecânica. De acordo com o modelo, a quantidade de compactação depende da carga mínima e da carga imposta sucessivamente na camada de compactação. Cargas específicas impostas durante a compactação podem ser representadas pela espessura da sobrecarga da camada estudada. Precisamente, cerca de 100 kPa de carga correspondem a uma sobrecarga de 20 metros de espessura (cf. AUDET 1995). Assumiu-se que a camada acumuladora está sujeita a uma carga mínima $X_{\min} = 0,01$ kPa ($X_{\min} > 0$) que aumenta gradualmente com o peso da sobrecarga acumulada. Considerando as premissas acima mencionadas, a quantidade de compactação mecânica pode ser aproximada por meio da equação:

$$C = \left(1 - \frac{Y}{Y_{\min}}\right) * 100$$

Onde C representa a Compactação (%), Y_{\min} representa a espessura inicial do sedimento correspondente a 0,01kPa (m), e Y é a Espessura do sedimento correspondente ao aumento gradual da sobrecarga sedimentar. Para calcular a porosidade resultante e/ou a espessura original os autores recorrem a um processo chamado de "descompactação", que é a restauração

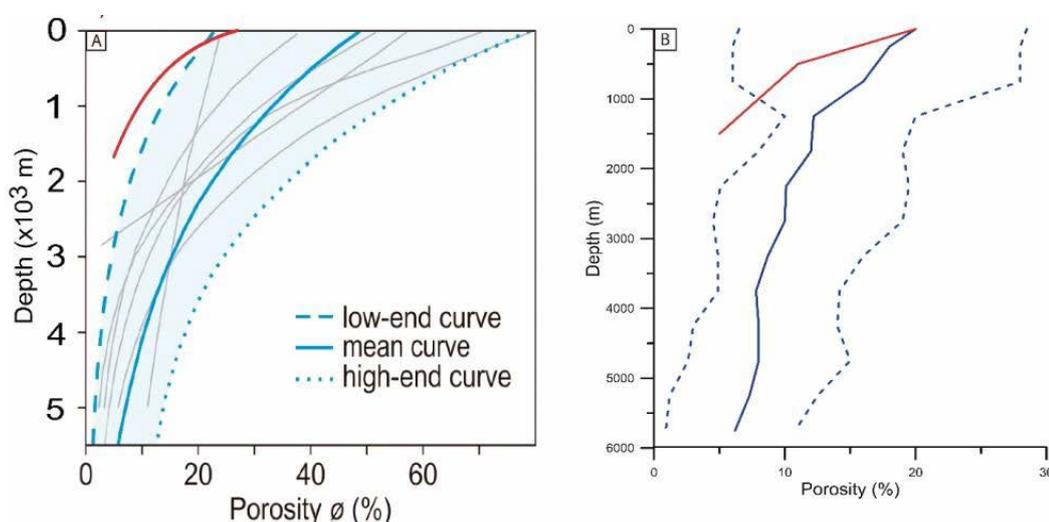
original da espessura de uma unidade compactada. Esse processo é importante para entender o sistema de sedimentação durante a deposição e a evolução de geometrias estruturais que ocorreram ao longo da história da bacia (LEE, NOVOTNY, WAGREICH, 2020). A espessura recuperada pode ser usada para avaliar as taxas de sedimentação e reconstruir parâmetros deposicionais (LEE, NOVOTNY, WAGREICH, 2019).

As concreções analisadas nos painéis do nível C6 da Formação Crato guardam informações sobre a espessura das camadas de laminitos quando estas ainda não tinham sofrido o processo de compactação, pois foram cimentadas antes do aumento da sobrecarga sedimentar nas laminações. A estimativa de compactação dos laminitos obtida por esta pesquisa com base no estudo da geometria das concreções foi de 39,5%. Este valor está de acordo com dados publicados sobre o efeito de compactação de rochas calcárias em várias bacias no planeta (EHRENBERG; NADEAU, 2005; KIM; LEE; LEE, 2018; LEE, EUN YOUNG; NOVOTNY; WAGREICH, 2019, 2020). A comparação dos resultados obtidos com a análise das concreções nos laminitos do nível C6 em relação a curvas de compactação de rochas calcárias calculadas a partir de dados de porosidade (EHRENBERG; NADEAU, 2005), e a redução da espessura da camada (KIM; LEE; LEE, 2018) (Figura 51), mostraram boa correlação, pois os dados dos laminitos ficaram no range esperado (Figura 51). Para o cálculo da trajetória de compactação dos laminitos foram consideradas informações da literatura (CROIZÉ; RENARD; GRATIER, 2013; EHRENBERG; NADEAU, 2005; LEE, EUN YOUNG; NOVOTNY; WAGREICH, 2019) para estabelecer os valores de porosidade original, deposicional, dos laminitos lacustres. Também foi realizado o cálculo de redução da espessura com base na equação apresentada por Kim; Lee; Lee, (2018), e o resultado se aproximou do valor encontrado de 39,5%. O resultado confirma que os carbonatos da Formação Crato apresentam uma tendência de compactação semelhante ao que já foi proposto na literatura para rochas calcárias.

Estudos anteriores (BEURLLEN; NEUMANN; SILVA, 2005, MARINHO *ET AL.* 2006), baseados em inclusões fluídas encontradas em veios de calcitas nos laminitos, e em traços de fissão de apatita em sedimentos, estimaram a profundidade máxima de soterramento dos laminitos entre 1,5 e 2 km. A estimativa da redução de espessura em relação a profundidade estimada de soterramento máximo, permitiu definir curvas de compactação e redução do volume dos laminitos que estão dentro do range definido por outros estudos para rochas calcárias. A menor porosidade inicial, devido à natureza micrítica da matriz dos depósitos explica a tendência acima dos valores médios (Figura 51). Isto confirma que o estudo das concreções eo-diagénicas bem preservadas em rochas calcárias laminadas apresenta excelente aplicação para o cálculo de taxas de compactação neste tipo de litologia. Esta informação pode

ser incorporada a bancos de dados numéricas e experimentais sobre o efeito de compactação em rochas o que permitirá ampliar o espectro de parametrização (KIM; LEE; LEE, 2018; KOCHMAN; MATYSZKIEWICZ, 2013; LEE, EUN YOUNG; NOVOTNY; WAGREICH, 2019, 2020).

Figura 51 - A) Trend de compactação dos laminitos da Formação Crato (linha vermelha) com gráficos reunidos de outras publicações da literatura (linhas cinza) para a litologia carbonática (Kim; Lee; Lee, 2018). A faixa de tendência de compactação de carbonatos é definida por três conjuntos de curvas exponenciais; curva inferior (linha tracejada), curva média (linha sólida) e curva superior (linha pontilhada). B) Porosidade média vs. profundidade para reservatórios carbonáticos localizados ao redor do mundo (Ehrenberg; Nadeau, 2005). A linha tracejada à direita refere-se a 90% dos reservatórios com porosidade maior que este valor. A linha do meio são os valores medianos da porosidade em todo o mundo. A linha tracejada à esquerda refere-se a 10% dos reservatórios com porosidade maior que este valor.



Fonte: A) Gráficos de compactação versus profundidade de soterramento para rochas calcárias. Modificado de Kim; Lee; Lee (2018), B) Modificado de Ehrenberg; Nadeau (2005). As curvas vermelhas representam a trajetória estimada de compactação versus profundidade de soterramento dos laminitos da Formação Crato.

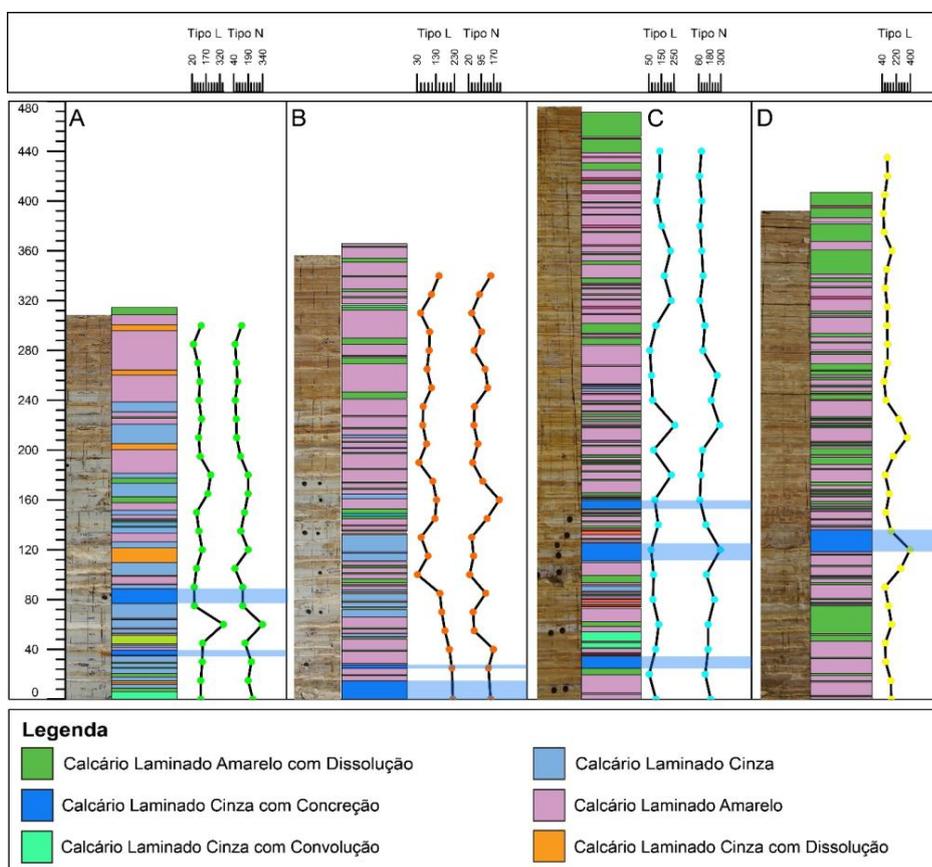
4.4 RELAÇÃO ENTRE AS CONCREÇÕES CALCÁRIAS E OUTRAS HETEROGENEIDADES DOS LAMINITOS

Os resultados obtidos pela análise dos perfis de propriedades físicas através do uso de esclerômetro *schmidt hammer* nos laminitos revelaram que existe uma variação significativa em termos de resistência mecânica, que está relacionada de forma geral à variação faciológica entre os laminitos de coloração cinza e bege (Figura 52). Esta variação está relacionada às mudanças nos parâmetros de permeabilidade e porosidade, cimentação e conteúdo mineralógico. Dashti, Rahimpour-Bonab e Zeinali (2018) sugeriram que a estratigrafia mecânica tem três principais agentes controladores no que se refere ao comportamento do

fraturamento e a propagação das fraturas: os parâmetros de resistência, espessura da camada e a interfaces mecânica/estratigráfica entre as camadas.

A análise dos perfis dos pseudo-poços e os perfis de resistência mecânica permite verificar a mudança de propriedades em relação à variação de petrofácies dos grupos cinza e bege (Figura 52). Observa-se nos perfis que há um aumento de resistência mecânica nas camadas portadoras de concreções eo-diagenéticas, ou imediatamente em suas proximidades na porção basal da sucessão de laminitos (Figura 52C e D). Estas camadas também estão relacionadas a uma maior densidade de fraturas nos laminitos (ARAÚJO, 2020). Estas informações permitem associar as concreções e os intervalos de maior competência mecânica, formado por processos específicos de cimentação (Figura 52A e B) a outras heterogeneidades diagenéticas e petrofísicas, o que é importante para a definição de zonas de controle de fluxo em reservatórios. As camadas mais competentes (frágil), em termos mecânicos, tendem a concentrar mais fraturas, se estas também são portadoras de concreções, a definição da importância dessas correlações pode ser usada para predição de ambas às heterogeneidades.

Figura 52 - Perfis de petrofácies e medidas de resistência mecânica adquiridas com *Schmidt Hammer* do Tipo L e Tipo N. As faixas em azul demarcam as petrofácies portadoras de concreções nos perfis. A e B) Poços 1 e 2 do painel 1. C e D) Poços 1 e 3 do painel 1.

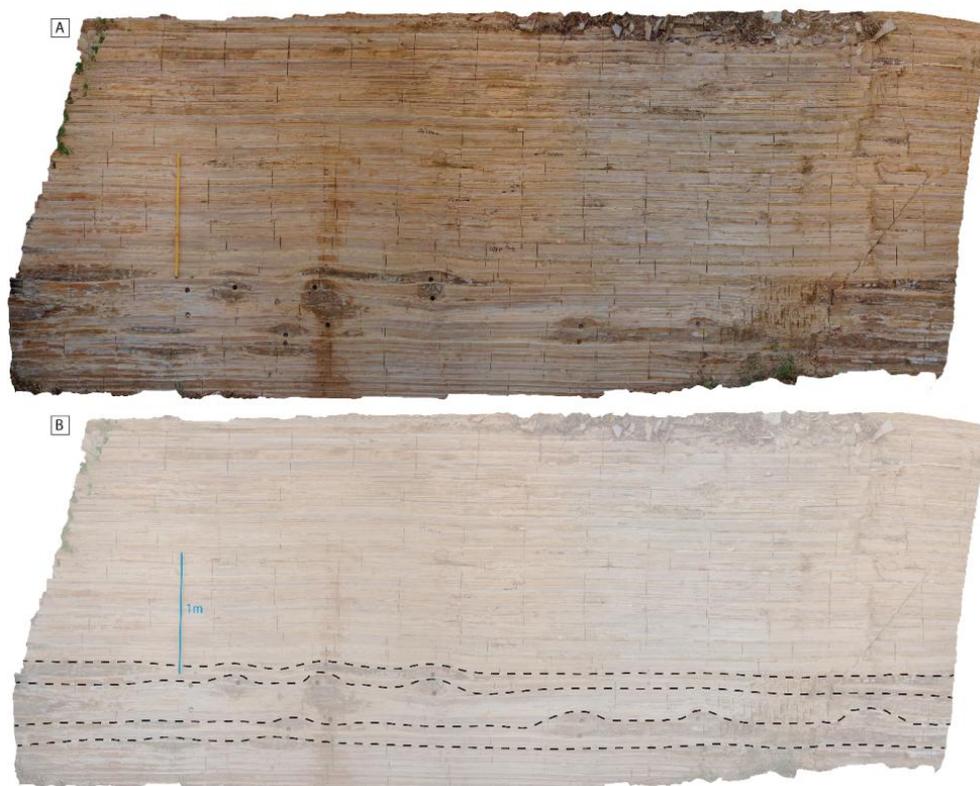


Fonte: O autor (2020)

4.5 RELAÇÃO DOS NÍVEIS PORTADORES DE CONCREÇÕES COM FEIÇÕES DIAGENÉTICAS

A disposição em níveis definidos (Figura 53) das concreções calcárias reflete o controle deposicional e diagenético na formação dos mesmos. Raiswell (1987) sugere que o controle na formação de níveis concrecionais indica a formação de períodos de hiato deposicional que teriam criado tempo suficiente para que fluidos ricos em íons de carbonato (CaCO_3) produzissem precipitação e cimentação de minerais nos poros deixados pela água intersticial. A disposição estratigráfica dos níveis ricos em concreções calcárias (Figura 53) sugere uma relativa ciclicidade na deposição dos sedimentos carbonáticos, o que pode sugerir um controle influenciado também por fenômenos climáticos sazonais (ZHAO *et al.*, 2019).

Figura 53 – A) Foto da superfície vertical localizada em uma mina desativada no povoado de Inhumas, Santana do Cariri, CE. B) Foto da superfície vertical evidenciando o controle deposicional de formação das concreções (linha tracejada).



Fonte: O autor (2020)

Segundo Alencar (2015), as concreções podem ter influência na forma como os estilólitos verticais que ocorrem nesta sucessão se propagaram nos laminitos, devido ao contraste de rigidez que os nódulos exercem. Este trabalho sugere que os estilólitos seriam

confinados em níveis específicos devido ao controle da pressão de poro pelas camadas com cimentação precoce.

Em relação a ocorrência local de níveis de pirita, não foi observada uma relação ou influência exercida pelos níveis portadores de concreções e a ocorrência de pirita na forma de agregados macroscópicos e horizontes contínuos. A origem da pirita está relacionada a condições redutoras, que foram predominantes durante a deposição dos laminitos. Entretanto, a ausência de pirita em grande quantidade nos mesmos locais das concreções sugere que os nestes níveis onde as concreções se desenvolveram ocorreu a inibição ou a redução dos processos de formação de pirita.

4.6 RELAÇÃO TEMPORAL DOS ESTILÓLITOS COM FEIÇÕES SIN-SEDIMENTARES E DIAGENÉTICAS DOS LAMINITOS

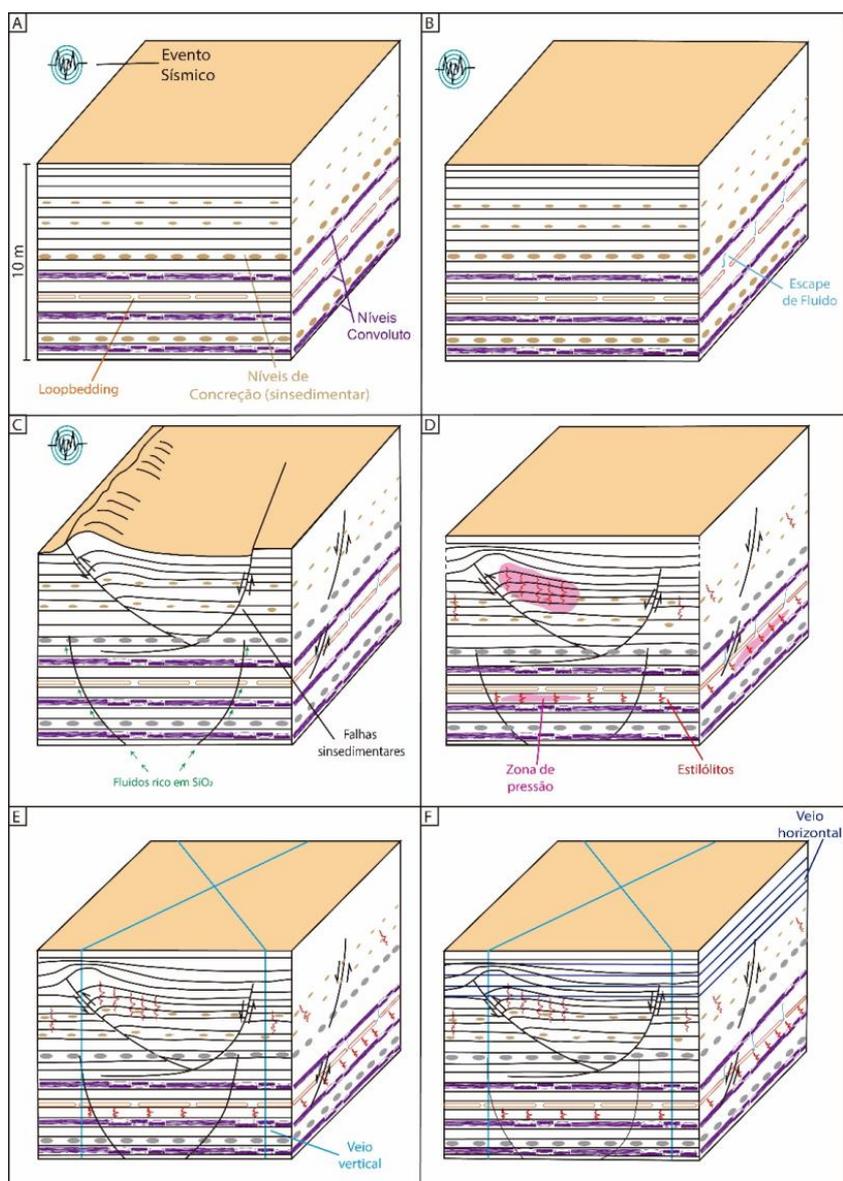
As laminações convolutas e escapes de fluidos ocorrem de forma comum em níveis isolados, intercalados com níveis sem perturbação. As estruturas produzidas por fluidização e deformação plástica foram produzidas por eventos sísmicos enquanto os depósitos ainda se encontrava em um estado visco-plástico, possibilitando o movimento de fluidos dentro da camada e sua consequente perturbação (CALVO *et al*, 1998; MARTIN-CHIVELET *et al*, 2011; PASCUA *et al*, 2000; ALENCAR, 2018).

Conforme Alencar (2018), a ocorrência dessas estruturas sugere a deformação ocorreu nos estágios iniciais de deposição dos laminitos, quando ainda se encontravam parcialmente consolidação. Segundo Owen & Moretti (2011), processos de liquefação em rochas siliciclásticas se desenvolvem em profundidade de soterramento de até 10 metros. Como já discutido no escopo desse trabalho, as concreções calcárias foram formadas durante a diagênese precoce, ou seja, foram formadas durante a deposição até alguns poucos metros de soterramento. De acordo com Alencar (2018) também sugerimos que as mesmas também sofreram a influência dos sismos em sua formação, principalmente no transporte de fluidos ricos em SiO₂ proveniente de depósitos arenosos sotopostos da Formação Cariri. Alencar (2018) demonstrou em seu estudo que as falhas de cisalhamento sin-sedimentares se formaram pouco tempo depois dos sismos. Apesar das mesmas terem se formado através da ocorrência de abalos sísmicos, é provável que as falhas tenham representado o efeito da sismicidade em épocas posteriores àquelas heterogeneidades anteriormente mencionadas, quando já havia mais acúmulo de sedimentos soterrados na sequência. Essa plasticidade remanescente, junto com a ocorrência de novas atividades sísmicas e o aumento do soterramento, favoreceu um aumento

de pressão em determinadas regiões que produziram estilólitos verticais. Em etapas posteriores, quando já se havia litificação dos laminitos, houve a ocorrência de estrutura rúpteis como os veios verticais de calcita, e posteriormente, os veios verticais e horizontais de gipsita. A formação desses veios indica que os laminitos passaram por um processo de aumento de pressão, favorecendo a abertura de fraturas de alívio, que foram preenchidas por fluidos saturados a partir dos quais ocorreu a precipitação dos minerais constituintes desses veios. Argumenta-se que a geração desses veios ocorrera em momentos diferentes, devido a sua diversidade constitucional relacionada à circulação de fluidos com diferentes propriedades químicas, que acarreta a diferentes condições de pressão e temperatura para precipitação. Cobbold *et al.* (2013) através de experimentos, afirmaram que os veios de gipsita fibrosa se formam em temperaturas aproximadas de 60°C e as temperaturas de formação da calcita ficam em uma faixa compreendida entre 70°C a 120°C. Ainda conforme esses autores, para veios formados sob quilômetros de soterramento, a sobrepressão de fluidos é o principal mecanismo para o preenchimento das fraturas vista em casos como os dos laminitos da Formação Crato. Estes tipos de veios são formados após a deposição e consolidação dos sedimentos, quando estas já estão completamente litificadas. Estes Podem evoluir por meio de *crack-seals* e por meio de fraturamentos hidráulicos nos estágios de meso ou telo-diagênese. Após a formação dos veios, os depósitos de laminitos passaram por um processo de soerguimento, devido a processos tectônicos regionais que culminaram com a exposição dos depósitos. Este processo na bacia resultou em alívio de pressão, o que provocou a abertura de juntas que cortaram toda a sucessão dos laminitos em condições subaéreas. Cabral (2017) afirma que entre os processos telo-diagenéticos que afetaram os laminitos, existe a presença de um segundo pulso de silicificação na forma de *chert* em silcretes e preenchimento de fraturas subaéreas. Essas estruturas demonstram a contínua ação do efeito de distensão exercida nos estratos pelo processo de soerguimento regional e erosão dos depósitos da fase pós-rifte (MIRANDA, 2015).

Com base nos trabalhos de Alencar (2015, 2018), foram incorporados os resultados desta pesquisa ao modelo produzido por esse autor para a evolução diagenética dos laminitos do nível C6 (figura 54). Este modelo relaciona os processos deposicionais e diagenéticos que atuaram na história dos laminitos, e os produtos em termos de heterogeneidades. Da mesma forma, o quadro de evolução diagenética proposto foi adaptado para incorporar os resultados aqui obtidos (Figura 55).

Figura 54 – Modelo esquemático que mostra as etapas de evolução deposicional e diagenética dos laminitos da Formação Crato. A) eventos de sismicidade criaram laminações convolutas, *loop beddings*, em camadas com poucos metros de soterramento. Nesta etapa, de forma precoce, formaram-se os horizontes de concreções do “tipo A”; B) com o aumento do soterramento, a pressão de fluidos aumentou em camadas limitadas por níveis de concreções e sismitos que possuem menor permeabilidade; C) novos eventos de sismicidade produzem a formação de falhas, em regime rúptil-dúctil, e a ascensão de fluidos rico em SiO_2 da Fm. Cariri; D) o soterramento atinge centenas de metros e os depósitos ficam consolidados. Neste cenário, o aumento de pressão local em zonas de confinamento, criados pelas falhas e pelos horizontes de concreções e de sismitos, resulta na formação dos estilólitos; E) durante a meso-diagênese, o alívio de pressão vertical e horizontal criado pelo soerguimento e erosão dos depósitos da fase pós-rifte produziu a formação de fraturas por tração e dilatação, o que dá origem aos veios de calcita; F) em etapa mais avançada da meso-diagênese, ou início da telo-diagênese, o fraturamento hidráulico dá origem à formação de veios horizontais de gipsita.



Fonte: Modificado de Alencar (2018)

Figura 55 - Quadro resumo dos processos relacionados a evolução diagenética dos laminitos do nível C6 da Formação Crato.

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

Fonte: Modificado de Alencar (2018)

5 CONCLUSÕES

A partir dos dados analisados nesta pesquisa, foi possível chegar a conclusões relevantes para o entendimento da gênese e evolução dos laminitos do nível C6 da Formação Crato através de estudos realizados nas concreções calcárias.

Foi descrita a ocorrência de camadas de laminitos portadoras de concreções carbonáticas. A porção mais inferior apresentou uma maior frequência de nódulos, que apresentam dimensões maiores. Esses intervalos apresentam maior competência mecânica enquanto as concreções encontradas nos níveis mais superiores apresentam dimensões menores e apresentam feições de carstificação. Estes nódulos apresentam menor rigidez mecânica.

A análise da morfológica dos nódulos permitiu classificá-los em dois tipos segundo Marshall e Pirrie (2013), de acordo com a sua gênese: concreções formadas durante a eodiagênese precoce, classificadas como concreções do tipo “A”, e as concreções formadas após a eo-diagênese, classificadas como concreções do tipo “C”.

Através do método utilizado para a análise de deformação das lâminas, foi possível estimar as taxas de compactação, bem como a influência das concreções nas referidas deformações. O método proposto por esse trabalho se baseou na diferença de espessura das laminações dentro e fora das concreções. Os valores calculados apresentam uma média de 39,5% na deformação das lamina durante a compactação, que através de validações, sinaliza que a Formação Crato poderia ter sofrido um soterramento máximo entre 2000 e 1500 metros.

O *trend* de compactação calculado com base na compactação das concreções e laminitos está de acordo com os gráficos que relacionam a profundidade da formação com a porosidade de rochas calcárias. Desta forma ficou comprovado que as concreções eo-diagenéticas representam uma excelente ferramenta para a análise de processos de compactação em calcários laminados.

Através de análises utilizando a Microscopia Eletrônica de Varredura – MEV e por meio dos resultados da Fluorescência de Raios-X e Isótopos estáveis, foi possível comprovar a presença importante de sílica nas concreções do tipo “A”. O SiO_2 aparece nas concreções substituindo a calcita na forma microcristalina, de forma amorfa, ou através de pseudomorfismo, com a substituição de cristais de calcita.

A presença da sílica na Formação Crato levanta algumas questões sobre a sua possível origem. Conforme demonstrado sugere-se que os fluidos ricos em sílica teriam se originado nos paleoaquíferos da Formação Cariri. Estes teriam sido injetados nos laminitos devido a tensão

criada por terremotos que também deformaram os depósitos inconsolidados, através de falhas do rifte Cretáceo.

As concreções eo-diagenéticas dos laminitos representam o produto de vários fenômenos naturais que se relacionaram desde a deposição dos estratos até a litificação durante a diagênese profunda. Estes envolvem a variação das taxas de deposição e as condições ambientais (salinidade, sistema redutor), a ação de microorganismos, a intervenção de terremotos que produziram deformação dos estratos em situação de soterramento raso, e induziram a entrada de fluídos de aquíferos profundos nos depósitos recém-depositados. Estes processos resultaram na criação de uma intrincada relação entre heterogeneidades sin-deposicionais e diagenéticas. A cimentação precoce criou zonas cimentadas de alta competência mecânica e grande continuidade lateral, o que representa um aspecto importante para a caracterização de rochas reservatório.

5.1 SUGESTÕES

Para pesquisas futuras recomenda-se a execução de um estudo mais detalhado sobre a origem e influência da sílica nos carbonatos da Formação Crato, o que permitiria compreender melhor o contexto deposicional e a sua evolução diagenética. Também seria importante estudar a relação da mudança na porosidade versus a profundidade de soterramento para a Formação Crato, o que permitiria entender melhor a história de soterramento desses depósitos nas regiões periféricas da bacia.

REFERÊNCIAS

- ALENCAR, M. L. **Caracterização Dos Estilólitos Verticais Do Nível Superior Dos Calcários Laminados Da Formação Crato, Borda Norte Da Bacia Do Araripe.** [s.l.] Universidade Federal de Pernambuco, 2018.
- ARAUJO, A. F. L. **Estratigrafia Mecânica de Laminitos Aptianos da Bacia do Araripe: Aplicação à Caracterização de Reservatórios Naturalmente Fraturados** [s.l.] Universidade Federal de Pernambuco, 2020.
- ANDHIKA, M.; CASTAÑEDA, M. H.; REGENSPURG, S. Characterization of Silica Precipitation at Geothermal Conditions. **World Geothermal Congress**, n. April, p. 1–6, 2015.
- ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 3, p. 289–300, 1992.
- ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.
- ASSINE, M. L. *et al.* Sequências deposicionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 22, p. 3–28, 2014.
- ATHY, L. F. Density, Porosity, And Compaction of Sedimentary Rocks. **AAPG Memoir**, v. 111, n. 1, p. 1–24, 1930.
- AUDET, D. M. Modelling of porosity evolution and mechanical compaction of calcareous sediments. **Sedimentology**, v. 42, n. 2, p. 355-373, 1995.
- AYDIN, A.; BASU, A. The Schmidt hammer in rock material characterization. **Engineering Geology**, v. 81, n. 1, p. 1–14, 2005.
- BASSLER, R. S. **The formation of geodes with remarks on the silicification of fossils.** US Government Printing Office, 1908.
- BATHURST, R. G.C. **Carbonate sediments and their diagenesis.** Elsevier, 1972.
- BATHURST, R. G. C. Pressure-dissolution and limestone bedding: the influence of stratified cementation. **Cycles and events in stratigraphy**, p. 450-463, 1991.
- BERNER, R. A. Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. **Science**, v. 159, n. 3811, p. 195-197, 1968.
- BEURLEN, H.; NEUMANN, V. H.; SILVA, M. R. R. da. Aplicação de estudo de inclusões fluidas à análise do potencial petrolífero nas rochas carbonáticas mesozóicas da chapada do Araripe, Ne do Brasil. In: XXI Simpósio de Geologia do Nordeste, **Anais...**2005.
- BLOME, C. D.; ALBERT, N. R. Carbonate concretions: an ideal sedimentary host for microfossils. **Geology**, v. 13, n. 3, p. 212–215, 1985.
- BOGGS JR, S.; BOGGS, S. **Petrology of sedimentary rocks.** Cambridge university press, 2009.

BOND, G. C.; KOMINZ, M. A. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning (Canada). **Geological Society of America Bulletin**, v. 95, n. 2, p. 155–173, 1984.

BOYD, A. *et al.* Presalt Carbonate Evaluation for Santos Basin, Offshore Brazil. **Petrophysics**, v. 56, n. 6, p. 577–591, 2015.

BROZOVSKY, J.; BODNAROVA, L.; BROZOVSKY, J. Rebound hammer tests of high-strength concrete: Effects of internal stress and the shape of the impact area of the test specimens on the measurement results. **Periodica Polytechnica Civil Engineering**, v. 63, n. 1, p. 215–221, 2019.

BUXTON, T. M.; SIBLEY, D. F. Pressure solution features in a shallow buried limestone. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 51, n. 1, p. 19–26, 1981.

CABRAL, F. A. DE A. *et al.* Microfacies and diagenetic evolution of the limestones of the upper part of the Crato Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 1, p. 1–13, 2019.

CALVO, J. P. *et al.* Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. **Sedimentology**, v. 45, n. 2, p. 279–292, 1998.

Carbonates Reservoirs. Schlumberger. 2017. Disponível em: <http://www.slb.com/services/technical_challenges/carbonates.aspx>. Acesso em: 23 de outubro de 2019

CATTO, B. *et al.* The microbial nature of laminated limestones: Lessons from the Upper Aptian, Araripe Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 341, p. 304–315, 2016.

CILONA, A. *et al.* The effects of rock heterogeneity on compaction localization in porous carbonates. **Journal of Structural Geology**, v. 67, n. PA, p. 75–93, 2014.

CLIFTON, H. E. The Carbonate Concretions of the Ohio Shale. **The Ohio Journal of Science**, v. 57, n. 2, p. 114–124, 1957.

COBBOLD, P. R. *et al.* Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. **Marine and Petroleum Geology**, v. 43, p. 1–20, 2013.

COIMBRA, J. C.; ARAI, M.; CARREÑO, A. L. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. **Geobios**, v. 35, n. 6, p. 687–698, 2002.

CROIZÉ, D.; RENARD, F.; GRATIER, J. P. Compaction and Porosity Reduction in Carbonates: A Review of Observations, Theory, and Experiments. **Advances in Geophysics**, v. 54, p. 181–238, 2013.

CUVILLIER, J. La notion de "microfaciès" et ses applications. **VII Convegno nazionale del Metano et del Petrolio**, Prestampa, Sezione I, p. 3–7, 1952.

CZERNIAKOWSKI, L. A.; LOHMANN, C.; LEE W., J. Closed-system marine burial diagenesis: isotopic data from the Austin Chalk and its components. **Sedimentology**, v. 31, n. 6, p. 863-877, 1984.

DASGUPTA, T.; MUKHERJEE, S. **Sediment compaction and applications in petroleum geoscience**. Springer International Publishing, 2020.

DASHTI, R.; RAHIMPOUR-BONAB, H.; ZEINALI, M. Fracture and mechanical stratigraphy in naturally fractured carbonate reservoirs-A case study from Zagros region. **Marine and Petroleum Geology**, v. 97, n. June, p. 466–479, 2018.

DAY-STIRRAT, R. J. *et al.* Phyllosilicate orientation demonstrates early timing of compactional stabilization in calcite-cemented concretions in the Barnett Shale (Late Mississippian), Fort Worth Basin, Texas (U.S.A). **Sedimentary Geology**, v. 208, n. 1–2, p. 27–35, 2008.

DELLA PORTA, G. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: Comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. **Geological Society Special Publication**, v. 418, n. 1, p. 17–68, 2015.

DE ROS, L. F.; GOLDBERG, K. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. **AAPG Search and Discovery**, v. 50055, p. 1–6, 2007.

DONG, J. *et al.* Early diagenetic growth of carbonate concretions in the upper Doushantuo Formation in South China and their significance for the assessment of hydrocarbon source rock. **Science in China, Series D: Earth Sciences**, v. 51, n. 9, p. 1330–1339, 2008.

DUARTE, L. D. C. *et al.* Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: exemplos brasileiros. **Pesquisas em Geociências**, v. 30, n. 2, p. 3, 2003.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. 1962.

DUTTON, S. P. *et al.* Calcite cement distribution and its effect on fluid flow in a deltaic sandstone, Frontier Formation, Wyoming. **AAPG bulletin**, v. 86, n. 12, p. 2007-2021, 2002.

DUTTON, S. P. *et al.* Outcrop characterization of reservoir quality and interwell-scale cement distribution in a tide-influenced delta, Frontier Formation, Wyoming, USA. **Clay Minerals**, v. 35, n. 1, p. 95–95, 2000.

ECHARRI, F. J. T.; COLLADO, J. M.; ARTAZOS, M. E. B. Modelización genética de nódulos y concreciones. Propuesta de clasificación. **Estudios Geológicos**, v. 60, p. 95–110, 2004.

EHRENBERG, S. N.; SVANA, T. A. Use of spectral gamma-ray signature to interpret stratigraphic surfaces in carbonate strata: An example from the Finnmark carbonate platform (Carboniferous–Permian), Barents Sea. **AAPG Bulletin**, v. 2, n. 2, p. 295–308, 2001.

EHRENBERG, S. N.; NADEAU, P. H. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 89, n. 4, p. 435–445, 2005.

ENGLISH, K. L. *et al.* Constraining burial history and petroleum charge in exhumed basins: New insights from the Illizi Basin, Algeria. *AAPG Bulletin*, v. 100, n. 4, p. 623–655, 2016.

FARA, E. *et al.* Controlled excavations in the Romualdo Member of the Santana Formation (Early Cretaceous, Araripe Basin, northeastern Brazil): Stratigraphic, palaeoenvironmental and palaeoecological implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 218, n. 1–2, p. 145–160, 2005.

FARIAS, F. **Petrogênese De Carbonatos Acamadados Da Formação Barra Velha, Aptiano Da Bacia De Santos**. [s.l: s.n.].

FITCH, P. J. R. *et al.* An integrated and quantitative approach to petrophysical heterogeneity. **Marine and Petroleum Geology**, v. 63, p. 82–96, 2015.

FOLK, R. L.; HAM, W. E. Classification of carbonate rocks. **Assoc. Petrol. Geol. Mem**, n. 1, p. 62–84, 1962.

FURSICH, F. T. *et al.* Hardgrounds, reworked concretion levels and condensed horizons in the Jurassic of western India: their significance for basin analysis. **Journal - Geological Society (London)**, v. 149, n. 3, p. 313–331, 1992.

GARRISON, R. E. Diagenesis of oceanic carbonate sediments: a review of the DSDP perspective. 1981.

GILES, Melvyn R. **Diagenesis: A quantitative perspective: Implications for basin modelling and rock property prediction**. Springer, 1997.

GHASEMI-NEJAD, E. *et al.* Spectral gamma-ray logs and palaeoclimate change? Permian–Triassic, Persian Gulf. **Geological Journal**, v. 50, n. 2, p. 210–219, 2015.

GUO, H. *et al.* Isotopic composition of organic and inorganic carbon from the Mesoproterozoic Jixian Group, North China: Implications for biological and oceanic evolution. **Precambrian Research**, v. 224, p. 169–183, 2013.

HEIMHOFER, U. *et al.* Isotope and elemental geochemistry of black shale-hosted fossiliferous concretions from the Cretaceous Santana Formation fossil Lagerstätte (Brazil). **Sedimentology**, v. 64, n. 1, p. 150–167, 2017.

HIATT, E. E. *et al.* Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: a review of applications for understanding diagenesis, reservoir quality and pore system evolution. **Short Course**, v. 45, p. 75–96, 2014.

HOEFS, J. Isotope fractionation processes of selected elements. **Stable isotope geochemistry**. Springer, Cham, 2018. p. 53–227.

HUBER, S. Drucklösungserscheinungen in Karbonaten des Oxford 1 und Kimmeridge 1 der Bohrung TB-3 Saulgau (Oberschwaben). **Facies**, v. 17, n. 1, p. 109–119, 1987.

JOHANN, P. R. S.; MONTEIRO, R. C. Geophysical Reservoir Characterization and Monitoring at the Brazilian Pre-Salt Oil Fields. **Offshore technology Conference**. 2016

KATZ, O.; RECHES, Z.; ROEGIERS, J. C. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 37, n. 4, p. 723–728, 2000.

KELLNER, A. W. A. Fossilized theropod soft tissue. **Nature**, v. 379, n. January, p. 32, 1996.

KIM, Y.; LEE, C.; LEE, Y. Numerical analysis of sedimentary compaction: Implications for porosity and layer thickness variation. **Journal of the Geological Society of Korea**, v. 54, n. 6, p. 631–640, 2018.

KINDLE, E. M. Range and distribution of certain types of canadian pleistocene concretions. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 34, p. 609–648, 1923.

KING, M. L. **I've Been to the Mountaintop**. Memphis, Tennessee, 1968.

KOCHMAN, A. Wpływ kompaktacji na architekturę facjalną późnojurajskiego basenu południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. **Unpublished PhD]. Thesis, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH--UST, Kraków, Poland, 2010.**

KOCHMAN, A.; MATYSZKIEWICZ, J. Experimental method for estimation of compaction in the Oxfordian bedded limestones of the southern Kraków-Czestochowa Upland, Southern Poland. **Acta Geologica Polonica**, v. 63, n. 4, p. 681–696, 2013.

KOMINZ, M. A.; PATTERSON, K.; ODETTE, D. Lithology Dependence of Porosity in Slope and Deep Marine Sediments. **Journal of Sedimentary Research**, v. 81, n. 10, p. 730–742, 2011.

LASH, G. G.; BLOOD, D. Geochemical and textural evidence for early (shallow) diagenetic growth of stratigraphically confined carbonate concretions, Upper Devonian Rhinestreet black shale, western New York. **Chemical Geology**, v. 206, n. 3-4, p. 407-424, 2004.

LEE, M. R. *et al.* Imaging of Cathodoluminescence Zoning in Calcite by Scanning Electron Microscopy and Hyperspectral Mapping. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, n. 2, p. 313–322, 2005.

LEE, E. Y.; NOVOTNY, J.; WAGREICH, M. **Subsidence Analysis and Visualization For Sedimentary Basin Analysis and Modelling**. [s.l.] Springer, 2019.

LEE, E. Y.; NOVOTNY, J.; WAGREICH, M. Applied Computing and Geosciences Compaction trend estimation and applications to sedimentary basin reconstruction (BasinVis 2.0). **Applied Computing and Geosciences**, v. 5, n. March 2019, p. 1–12, 2020.

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 383, p. 55–81, 2019.

LOGAN, B. W.; SEMENIUK, V. Dynamic metamorphism: processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia. **Geological Society of Australia**, 1976.

LUCIA, F. J. Rock-Fabric/Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. **AAPG Bulletin**, v. 9, n. 9, p. 1275–1300, 1995.

LUCIA, F. J. Carbonate reservoir characterization: An integrated approach. **Springer Science & Business Media**, 2007.

MARINHO, J. *et al.* Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 14, n. 1, p. 113–119, 2006.

MARSHALL, J. D.; PIRRIE, D. Carbonate concretions-explained. **Geology Today**, v. 29, n. 2, p. 53–62, 2013.

MARTILL, D. M.; BENCHLY, G.; LOVERIDGE, R. F. **The Crato Fossil Beds of Brazil: Window into an Ancient World**. [s.l.] Cambridge University Press, 2007.

MARTILL, D. M.; LOVERIDGE, R. F.; HEIMHOFER, U. Dolomite pipes in the Crato Formation fossil lagerstätte (Lower Cretaceous, Aptian), of northeastern Brazil. **Cretaceous Research**, v. 29, n. 1, p. 78–86, 2008.,

MARTILL, D. M.; BRITO, P. M.; WASHINGTON-EVANS, J. Mass mortality of fishes in the Santana Formation (Lower Cretaceous, ?Albian) of northeast Brazil. **Cretaceous Research**, v. 29, n. 4, p. 649–658, 2008.

MARTÍN-CHIVELET, J. *et al.* Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). **Sedimentary Geology**, v. 235, n. 3-4, p. 210-221, 2011.

MCKINNON, E. A. **Structural diagenesis of bed-parallel and bed-normal fractures, Cretaceous Crato Formation carbonate rocks, NE Brazil**. [s.l.] The University of Texas at Austin, 2017.

MEES, F. *et al.* **Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences (Geological Society Special Publication) (No. 215)**. [s.l.] The Geological Society London, 2003.

MENEZES, P. T. L. *et al.* High-resolution Facies Modeling of Presalt Lacustrine Carbonates Reservoir Analog: Morro do Chaves Formation Example, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. **Interpretation**, v. 4, n. 2, p. 63–74, 2016.

MIRANDA, T. S. *et al.* Aplicação da técnica de scanline à modelagem geológica/geomecânica de sistemas de fraturamento nos depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe, NE do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 20, n. 1–2, p. 305–326, 2011.

MIRANDA, T. S. **Caracterização geológica e geomecânica dos depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe, ne brasil**. [s.l.] Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

MIRANDA, T. *et al.* Petrophysics and petrography of Aptian tight carbonate reservoir, Araripe basin, NE Brazil. **78th EAGE Conference and Exhibition 2016: Efficient Use of Technology - Unlocking Potential**, n. May, 2016.

- MIRANDA, T. S. *et al.* Quantifying aperture, spacing and fracture intensity in a carbonate reservoir analogue: Crato Formation, NE Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 97, n. May, p. 556–567, 2018.
- MOORE, C. H. Diagenetic environments of porosity modification and tools for their recognition in the geologic record. Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. **Developments in Sedimentology**, v. 55, p. 61-88, 2001.
- MUNIZ, M. C.; BOSENCE, D. W. J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 418, n. 1, p. 221–242, 2015.
- NEUMANN, V. H. **Sistemas lacustres aptiense-albienses de la Cuenca de Araripe, NE, Brasil**. D. Geo. Thesis, Universidad de Barcelona thesis, 1999.
- NEUMANN, V. H.; CABRERA, L. A tendencia expansiva do sistema lacustre aptiano-albiano do araripe durante sua evoluçao: dimensoes e morfologia. **Estudos Geológicos**. Série B, v. 11, p. 176-188, 2002.
- NEUMANN, V. H. *et al.* Organic matter composition and distribution through the Aptian – Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 54, p. 21–40, 2003.
- NEUWERTH, R. *et al.* Soft-sediment deformation in a tectonically active area: the Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). **Sedimentary Geology**, v. 186, n. 1-2, p. 67-88, 2006.
- NEWBERRY, J. S. Geological structure of Ohio-Devonian system. **Geological Survey of Ohio**, v. 1, p. 140-167, 1873.
- NYMAN, S. L. *et al.* Origin and distribution of calcite concretions in Cretaceous Wall Creek Member, Wyoming: Reservoir-quality implication for shallow-marine deltaic strata. **Cretaceous Research**, v. 48, p. 139–152, 2014.
- OSÉS, G. L. *et al.* Deciphering the preservation of fossil insects: a case study from the Crato Member, Early Cretaceous of Brazil. p. 1–28, 2016.
- OSÉS, G. L. *et al.* Deciphering pyritization-kerogenization gradient for fish soft-tissue preservation. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 1–15, 2017.
- OWEN, Geraint; MORETTI, Massimo. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. **Sedimentary Geology**, v. 235, n. 3-4, p. 141-147, 2011.
- PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20–40, 2015.
- PONOMAREV, A. A.; MAMADALIEV, R. A.; SEMENOVA, T. V. Tomography in Geology: 3D Modeling and Analysis of Structural Features of Rocks Using Computed MicroTomography. **IOP Conference Series: Materials Science and Engineering**, v. 154, n. 1, p. 1–7, out. 2016.

RAILSBACK, L. B. Contrasting styles of chemical compaction in the Upper Pennsylvanian Dennis Limestone in the Midcontinent region, USA. **Journal of Sedimentary Research**, v. 63, n. 1, p. 61-72, 1993.

RAISWELL, R. The growth of Cambrian and Liassic concretions. **Sedimentology**, v. 17, n. 3-4, p. 147-171, 1971.

RAISWELL, R. Non-steady state microbiological diagenesis and the origin of concretions and nodular limestones. **Geological Society Special Publication**, v. 36, n. 36, p. 41-54, 1987.

RAISWELL, R.; FISHER, Q. J. Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. **Journal of the Geological Society**, v. 157, n. 1, p. 239-251, 2000.

RAISWELL, R.; FISHER, Q. J. Rates of carbonate cementation associated with sulphate reduction in DSDP/ODP sediments: Implications for the formation of concretions. **Chemical Geology**, v. 211, n. 1-2, p. 71-85, 2004.

REMEYSEN, K.; SWENNEN, R. Application of microfocus computed tomography in carbonate reservoir characterization: Possibilities and limitations. **Marine and Petroleum Geology**, v. 25, n. 6, p. 486-499, 2008.

RITCHIE, N. WM; NEWBURY, D. E.; DAVIS, J. M. EDS measurements of X-ray intensity at WDS precision and accuracy using a silicon drift detector. **Microscopy and Microanalysis**, v. 18, n. 4, p. 892, 2012.

ROCHA, E. C. Definição de petrofáceis com base nas principais características petrográficas que controlam a qualidade das rochas sedimentares como reservatórios de hidrocarbonetos. 2018.

RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A. *et al.* Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. **Sedimentary Geology**, v. 135, n. 1-4, p. 117-135, 2000.

ROYCHOUDHURY, A. N.; KOSTKA, J. E.; VAN CAPPELLEN, P. Pyritization: a palaeoenvironmental and redox proxy reevaluated. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v. 57, p. 1183-1193, 2003.

SANTOS, R. *et al.* Numerical modeling of naturally fractured carbonate reservoir based on outcrops of Crato Formation, NE Brazil. **78th EAGE conference**, n. June 2016, 2016.

SANTOS, R. F. V. C. *et al.* Characterization of natural fracture systems: Analysis of uncertainty effects in linear scanline results. **AAPG Bulletin**, v. 99, n. 12, p. 2203-2219, 2015.

SARAIVA, A. Á. *et al.* Concreções calcárias da Formação Santana, Bacia do Araripe: uma proposta de classificação. **Estudos Geológicos**, v. 17, n. 1, p. 40-57, 2007.

SCLATER, J. G.; CHRISTIE, P. A. F. Continental Stretching: An Explanation of The Post-Mid-Cretaceous Subsidence Of The Central North Sea Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, n. 80, p. 3711-3739, 1980.

SCHLANGER, S. O.; DOUGLAS, R. G. The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. In: **Pelagic Sediments: on Land and under the Sea**. Blackwell Scientific Publications Oxford, London, Edinburgh, Melbourne, 1974. p. 117-148.

SÊCO, S. L. R.; DUARTE, L. V.; PEREIRA, A. J. S. C. Utilização da espectrometria gama na caracterização das unidades da base do Jurássico Inferior do sector norte da Bacia Lusitânica (Portugal): Dados preliminares. **Comunicacoes Geologicas**, v. 102, n. Special Issue 1, p. 41–44, 2015.

SELLÉS-MARTÍNEZ, J. Concretion morphology, classification and genesis. **Earth-Science Reviews**, v. 41, n. 3–4, p. 177–210, nov. 1996.

SILVA, A. L. **Estratigrafia física e deformação do sistema lacustre carbonático (Aptiano Albiano) da Bacia do Araripe em afloramentos selecionados**. 2003. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.

SCHMOKER, J. W.; HALLEY, R. B. Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for south Florida. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 66, n. 12, p. 2561–2570, 1982.

SUITS, N. S.; WILKIN, R. T. Pyrite formation in the water column and sediments of a meromictic lake. **Department of Geosciences, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania**. n. 12, p. 1099–1102, 1998.

TARR, W. A. Syngenetic Origin of Concretions in Shale. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 32, n. 373, p. 373–384, 1921.

TERRA, J. G. S. *et al.* Classificações Clássicas De Rochas Carbonáticas. **B. Geociências. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9–29, 2010.

THOMPSON, D. L.; STILWELL, J. D.; HALL, M. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, v. 28, n. 1, p. 26–51, 2015.

TOBIN, R. C.; SCHWARZER, D. Effects of sandstone provenance on reservoir quality preservation in the deep subsurface: experimental modelling of deep-water sand in the Gulf of Mexico. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 386, n. 1, p. 27–47, 2014.

Torres, L.S., Matos, G.C., Carvalho, B.R.B.M., Miranda, T.S., Análise de microfácies e comportamento mecânico de calcários laminados Aptianos na borda norte da Bacia do Araripe [abs.]. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 48th, Porto Alegre: Brazil, 9-13 October, 2016,

VILES, H. *et al.* The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: A comparative analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 3, p. 320–333, 2011.

WANAS, H. A. Calcite-cemented concretions in shallow marine and fluvial sandstones of the Birket Qarun Formation (Late Eocene), El-Faiyum depression, Egypt: Field, petrographic and geochemical studies: Implications for formation conditions. **Sedimentary Geology**, v. 212, n. 1–4, p. 40–48, 2008.

WANLESS, Harold Rogers. Limestone response to stress; pressure solution and dolomitization. **Journal of Sedimentary Research**, v. 49, n. 2, p. 437-462, 1979.

WARREN, L. V. *et al.* Stromatolites from the Aptian Crato Formation, a hypersaline lake system in the Araripe Basin, northeastern Brazil. **Facies**, v. 63, n. 1, 2017.

WELLNHOFER, P. *et al.* The skull of *Tapejara wellnhoferi* Kellner (Reptilia, Pterosauria) from the Lower Cretaceous Santana Formation of the Araripe Basin, Northeastern Brazil. **Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie**, v. 31, p. 89-106, 1991.

WILKIN, R. T.; BARNES, H. L.; BRANTLEY, S. L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments an indicator of redox conditions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 60, n. 20, p. 3897–3912, 1996.

YOSHIDA, H. *et al.* Early post-mortem formation of carbonate concretions around tusk-shells over week-month timescales. **Scientific Reports**, v. 5, n. February, p. 1–7, 2015.

ZHAO, Z. *et al.* The high-resolution sedimentary filling in Qiongdongnan Basin, Northern South China Sea. **Marine Geology**, v. 361, p. 11–24, 2015.

ZHAO, K. *et al.* Are light-dark coupled laminae in lacustrine shale seasonally controlled? A case study using astronomical tuning from 42.2 to 45.4 Ma in the Dongying Depression, Bohai Bay Basin, eastern China. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 528, n. December 2018, p. 35–49, 2019.

ZIHMS, S. G. *et al.* Crato Formation laminites - a representative geomechanical pre-salt analogue? representative geomechanical. 5th Atlantic **Conjugate Margins Conference**. 2017

APÊNDICE A – TABELA CONTENDO OS VALORES COM OS CÁLCULOS DAS TAXAS COMPACTAÇÃO DAS CONCREÇÕES CALCÁRIAS PRESENTES NA FORMAÇÃO CRATO (VER SEÇÃO 3.3.4). LO = LAMINAÇÃO ORIGINAL, LF = LAMINAÇÃO FINAL, POSIÇÃO = NÍVEL ESTRATIGRÁFICO EM RELAÇÃO AO PISO.

Identificação	Taxa de compactação (%)	Lo (cm)	Lf (cm)	Posição (cm)
C1	57,83	7,65	3,23	71,09
C2	28,99	3,47	2,46	98,72
C3	28,18	2,54	1,83	116,47
C4	43,83	3,44	1,93	116,47
C5	45,24	7,82	4,28	249,34
C6	42,14	3,86	2,23	259,66
C7	44,80	4,24	2,34	232,83
C8	52,56	8,39	3,98	94,12
C9	61,67	13,02	4,99	12,75
C10	37,56	9,40	5,87	224,07
C11	49,09	9,86	5,02	13,02
C12	29,60	19,70	13,87	96,90
C13	42,35	8,00	4,61	98,33
C14	45,15	6,22	3,41	99,66
C15	72,38	4,33	1,20	130,83
C16	53,21	3,31	1,55	130,15
C17	54,06	8,44	3,88	238,88
C18	27,28	7,70	5,60	114,72
C19	58,24	4,30	1,80	127,02
C20	42,48	5,14	2,95	141,16
C21	65,42	5,62	1,94	62,93
C22	15,56	7,25	6,13	88,82
C23	47,14	7,92	4,19	63,25
C24	11,92	25,62	22,56	89,79
C25	42,89	2,09	1,19	190,07
C26	8,78	1,33	1,22	215,42

C27	22,08	3,49	2,72	217,13
C28	27,43	5,51	4,00	92,93
C29	50,01	12,40	6,20	66,99
C30	0,69	3,12	3,10	193,11
C31	48,22	2,32	1,20	133,48
C32	53,29	7,42	3,46	133,60
C33	29,28	8,37	5,92	189,17
C34	43,83	6,14	3,45	140,57
C35	27,39	13,31	9,67	103,67
C36	40,01	12,42	7,45	134,31
C37	42,66	5,54	3,17	110,42
C38	23,26	5,94	4,56	154,53
C39	38,13	2,26	1,40	51,81
C40	61,38	19,86	7,67	45,70
C41	41,83	8,20	4,77	98,12
C42	44,52	8,46	4,69	134,98
C43	19,64	5,84	4,69	59,84
C44	36,66	15,23	9,65	71,74

APÊNDICE B – TABELA DE DADOS DAS ANÁLISES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C E O OBTIDAS NA AMOSTRAGEM DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS (VER SEÇÃO 3.4.3).

Amostras	Litologia	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\%$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}\%$
TT 10	Calcário Laminado	1.45	-5.13
TT 11A	Calcário Laminado	0.97	-5.10
TT 11B	Concreção	0.38	-5.19
TT 13 CLARO	Calcário Laminado	0.72	-5.83
TT 13 ESCURO	Calcário Laminado	1.57	-5.69
TT 14	Calcário Laminado	0.86	-5.30
TT 16 CLARO	Calcário Laminado	0.62	-5.56
TT 16 ESCURO	Calcário Laminado	0.78	-5.42
TT 17A	Concreção	-0.91	-5.67
TT 17B	Calcário Laminado	0.26	-4.74
INT. CONCREC	Concreção	-1.61	-4.49
INT. ABAIXO	Concreção	0.33	-3.77
EXT CONCREC	Calcário Laminado	1.53	-1.73
EXT. ABAIXO	Calcário Laminado	1.67	-1.70
TCLW 1 CLARO	Concreção	0.31	-3.50
TCLW 1 ESCURO	Concreção	0.39	-3.16
TCLW 2	Concreção	-1.28	-2.03
TCLW 3 CLARO	Concreção	-8.03	-8.09
TCLW 3 ESCURO	Concreção	-2.94	-3.79
TCLW 4	Concreção	0.89	-4.17
TCLW 5 CLARO	Concreção	-2.89	-1.91

APÊNDICE C – TABELA CONTENDO OS RESULTADOS DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X. NOTE OS ALTOS VALORES DO ELEMENTO SiO_2 EM ALGUMAS AMOSTRAS COLETADAS, FORTALECENDO A HIPÓTESE, JUNTAMENTE COM A CONSTATAÇÃO ATRAVÉS DE OUTROS MÉTODOS, DA SUBSTITUIÇÃO DA CALCITA PELA SÍLICA NOS PRIMEIROS ESTÁGIOS DA DIAGÊNESE DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO CRATO.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_{3t}	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	P.F	Total	Rb	Sr
TCLW1 Claro	-	-	2,37	8,81	45,09	-	-	-	0,01	0,46	44,42	101,15	2	608
TCLW1 Escuro	54,72	1,52	2,24	5,5	15,87	0,02	0,1	0,09	-	0,34	20,35	100,77	9	240
TCLW2	15,58	0,71	4,91	11,64	29,08	0,13	0,03	0,05	0,01	0,79	37,34	100,26	4	236
TCLW3 Claro	3,41	-	5,39	13,63	34,66	-	-	-	0,02	0,82	43,7	101,62	2	204
TCLW3 Escuro	2,47	0,27	5,31	13,66	34,89	-	-	0,01	0,02	0,8	43,24	100,65	2	199
TCLW4	-	0,03	5,64	13,82	36,52	0,02	-	-	0,02	0,79	44,45	101,29	2	215
TCLW5 Claro	-	-	2,1	12,51	40,47	0,01	-	0,01	-	0,45	44,88	100,42	8	586
TT 10	-	-	2,1	13,53	39,08	0,06	-	-	0,01	0,43	45,11	100,32	3	597
TT 16 Claro	-	-	0,59	2,55	52,71	-	-	-	0,01	0,19	43,9	99,95	3	806
TT 16 Escuro	-	-	0,59	2,53	52,51	0,03	-	-	0,01	0,19	43,95	99,81	3	806
TT 11A	71,87	0,11	0,5	0,56	13,92	0,01	-	0,03	-	0,07	13,04	100,11	2	260
TT 11B	59,38	0,23	0,72	0,9	20,06	-	-	0,03	-	0,09	18,61	100,02	2	405
TT 14	-	-	0,5	1,74	53,98	0,01	-	-	0,01	0,16	43,47	99,86	3	716
TT 13 Claro	-	0,06	0,22	1,06	54,74	0,03	-	-	0	0,15	43,59	99,85	1	831
TT 13 Escuro	-	-	0,2	1,02	55,53	-	-	-	-	0,19	43,08	100,02	1	963
TT 17A	-	-	0,89	4,57	50,65	0,07	-	-	0,03	0,28	44,18	100,66	1	819
TT17B	0,4	0,12	0,85	7,98	58,85	0,38	0,02	-	0,07	0,36	30,97	100	1	2048
Ext Concreção	-	-	2,06	16,43	36,69	0,07	-	-	0,02	0,45	45,64	101,35	2	488

Ext Abaixo	-	-	1,83	16,23	36,22	-	-	-	0,02	0,41	45,19	99,9	1	642
Int Abaixo	4,45	-	2,99	10,01	38,98	-	-	0,02	0,02	0,5	42,18	99,15	1	594
Int Concreção	21,03		2,14	3,79	37,18	0,21		0,01	0,09	0,86	34,48	99,78	1	364