



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Anna Raphaela Costa Berto

**Petrologia, diagênese e qualidade de reservatórios da Formação Pojuca,
Alto de Aporá, Bacia do Recôncavo**

Rio de Janeiro

2018

Anna Raphaela Costa Berto

**Petrologia, diagênese e qualidade de reservatórios da Formação Pojuca,
Alto de Aporá, Bacia do Recôncavo**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de mestre, ao Programa de Pós-graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de bacias e Faixas móveis.

Orientadora: Prof^ª. Dra. Luzia Antonioli

Coorientadora: Prof^ª. Dra Tereza Regina Machado Cardoso

Coorientador: Prof. Dr Sérgio Bergamachi

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

B545	Berto, Anna Raphaela Costa. Petrologia, diagênese e qualidade de reservatórios da Formação Pojuca, Alto de Aporá, Bacia do Recôncavo / Anna Raphaela Costa Berto. – 2018. 96 f. : il. Orientador: Luzia Antonioli. Coorientador: Tereza Regina Machado Cardoso e Sérgio Bergamachi. Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. 1. Geologia estratigráfica – Recôncavo, Bacia do (BA) – Teses. 2. Diagênese – Formação mineral – Teses. 3. Difração de raios-x – Organismos – Teses. 4. Microscopia Eletrônica de Varredura – Teses. 5. Arenito – Pojuca, Formação (BA) – Teses I. Antonioli, Luzia. II. Cardoso, Tereza Regina Machado. III. Bergamachi, Sérgio. IV. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. V. Título. CDU 551.24.02(813.8)
------	---

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Anna Raphaela Costa Berto

**Petrologia, diagênese e qualidade de reservatórios da Formação Pojuca, Alto de Aporá,
Bacia do Recôncavo**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de mestre, ao Programa de Pós-graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de bacias e Faixas móveis.

Aprovada em 18 de dezembro de 2018.

Coorientadora:

Prof^a. Dra Tereza Regina Machado Cardoso

Banca examinadora:

Prof^a. Dra. Luzia Antonioli (Orientadora)

Departamento de Estratigrafia e Paleontologia – UERJ

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi (Coorientador)

Departamento de Estratigrafia e Paleontologia – UERJ

Prof. Dr. Rogério Schiffer de Souza

Petróleo Brasileiro S.A.

Prof. Dr. Luiz Carlos Bertolino

Centro de Tecnologia Mineral - CETEM

Rio de Janeiro

2018

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a Anna Carolina, Clemilson Berto (*in memoriam*), Clemilson Jr, Heloisa Helena, Pedro Henrique. Vocês foram fundamentais em todo o percurso desta longa caminhada.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Fundação de Amparo à Pesquisa do Rio de Janeiro pelo incentivo prestado através da bolsa de estudos.

À PETROBRAS-TRANSPETRO por ter cedido as amostras dos testemunhos analisados.

Aos professores que muito me ajudaram neste período, principalmente a minha orientadora Luzia Antonioli, Sérgio Bergamaschi, Tereza Cardoso, Helena Portela e Luiz Carlos Bertolino. Muito obrigada pelo incentivo, apoio prestado e as dúvidas tiradas.

Aos funcionários da UERJ que mesmo com tantas adversidades sempre buscam prestar o melhor atendimento possível. Em especial para a secretária de pós-graduação (Marianni e Juçara), ao LGPA, LGQM e a técnica Celma Menezes pelo apoio na obtenção de imagens e análises no MEV/EDS. E ainda ao laboratório do Centro de Tecnologia Mineral e o Vitor Schwenck, por todo auxílio prestado. #UERJRESISTE.

Agradeço imensamente a todos os meus amigos que fazem desta passagem pela Terra muito mais divertida e agradável. Aos amigos da sala de pós-graduação pelos litros de café, choros e conversas partilhadas. Em especial à Lais, Marcela, Talissa, Suelen, Leandro e João. A todos meus amigos da turma de Geologia UERJ 2011, e principalmente a todas as meninas do Geococotas (+ Fernanda). As amizades feitas na Universidade do Porto, Ingrett, Luciana e Gabriel, obrigada por serem tão especiais neste curto tempo. As minhas amigas de infância da Vila Autódromo, mesmo nesse período mais distante todas vocês são especiais.

Ao Lucas pelo companheirismo em toda essa jornada, pelo afago, pela palavra, amor e carinho. Agradeço ainda à família Marinho e Nunes pelo acolhimento, amor e auxílio nesses anos de convivência.

À toda minha família pelo amor incondicional, sem vocês eu nada teria conseguido. Minha mãe, irmãos, madrinha, primas e a mais nova integrante, Maria Cecília.

Aos meus orixás pela força e coragem para me manter firme e de pé.

Quando a mulher negra se movimenta, toda a estrutura da sociedade se movimenta com ela.

Angela Davis.

Quanto mais vão precisar morrer para que essa guerra acabe?

Marielle Franco

RESUMO

BERTO, Anna Raphaela Costa. **Petrologia, diagênese e qualidade de reservatório da Formação Pojuca, Alto de Aporá, Bacia do Recôncavo**. 2018. 96f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

A Bacia do Recôncavo localiza-se no centro-leste do estado da Bahia e tem sua evolução relacionada ao estiramento crustal que provocou a fragmentação do Supercontinente Gondwana, no Mesozoico, e consequentemente a abertura do Oceano Atlântico Sul. A Formação Pojuca caracteriza-se por um registro cíclico, expresso pela alternância entre episódios de progradação deltaica, alguns dos quais com grande continuidade lateral, a exemplo do Membro Santiago, e eventos transgressivos identificados por espessas seções pelito-carbonáticas (folhelhos, calcilutitos e calcarenitos). A partir da descrição petrográfica e análise de DRX e MEV/EDS de 30 lâminas delgadas dos testemunhos 9-FBA-79-BA e 9-FBA-65-BA, foram identificadas estruturas, texturas, composição mineralógica detrítica e diagenética e tipos de poros presente. Foi observado que a granulometria dos arenitos estudados varia de areia muito fina a média, com porções de predominância argilosa e siltica que ocorrem localmente. A seleção é predominantemente moderada, ocorrendo também poucos arenitos pobremente selecionados, os grãos mais frequentes são subangulosos a subarredondados. O empacotamento mostra variação de frouxo a normal com predomínio de contatos pontuais. As características primárias das amostras apresentam uma boa porosidade e permeabilidade. A mineralogia detrítica é composta de quartzo, feldspato, zircão, minerais opacos, intraclasto lamoso e bioclastos. Os minerais diagenéticos identificados são dolomita, esmectita, quartzo, illita, vermiculita, pirita, siderita, caulinita e minerais de titânio. A diagênese impactou de forma fundamental os arenitos estudados, e os principais processos e produtos identificados foram: substituição de feldspatos por caulinita e dolomita, sobrecrecimento de quartzo e feldspato, compactação, cimentação por dolomita, dissolução dos grãos detríticos, ilitização, cloritização, precipitação de óxidos e precipitação de minerais opacos. A evolução diagenética é inibida ou interrompida onde os processos eodiagenéticos foram intensos, em especial a cimentação de dolomita. A interação das rochas adjacentes teve grande importância na diagênese dos arenitos fornecendo química favorável para alterações ocorridas e pela circulação de fluídos intersticiais. Os tipos de porosidade mais comuns encontrados nas amostras estudadas foram do tipo intergranular, intragranular, móldica e de contração. O volume de porosidade varia de mínimo de 0,5 ao máximo de 30% do volume total das amostras, sendo geradas principalmente por processos de dissolução e obstruídas por processo de cimentação.

Palavras-Chave: Formação Pojuca. Bacia do Recôncavo. Diagênese. Argilominerais. Difração de raios X.

ABSTRACT

BERTO. Anna Raphaela Costa. **Petrology diagenesis and quality of reservoir rocks of the Pojuca Formation, Aporá hight, Recôncavo Basin.** 2018. 96f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The Recôncavo Basin is located in the center-east of the state of Bahia and has its evolution related to the crustal stretching that caused the fragmentation of the Gondwana Supercontinent in the Mesozoic and consequently the opening of the South Atlantic Ocean. The Pojuca Formation is characterized by a cyclic record, expressed by the alternation between episodes of deltaic progradation, some of which with great lateral continuity, like the Santiago Member, and transgressive events identified by thick pelitic - carbonate sections (shales, calcilutites and calcarenites). Structures, textures, detrital and diagenetic mineralogical composition and pore types were identified from the petrographic description and XRD and SEM / EDS analysis of 30 thin section of the 9-FBA-79-BA and 9-FBA-65-BA boreholes. It was observed that the granulometry of the studied sandstones varies from very fine to medium sand, with clay and silty predominant portions that occur locally. The selection is predominantly moderate, with few poorly selected sandstones occurring, the most frequent grains being sub-angular to sub-rounded. The packing shows variation from loose to normal with predominance of punctual contacts. The primary characteristics of the samples have good porosity and permeability. The detrital mineralogy is composed by quartz, feldspar, zircon, opaque minerals, intraclast limestone and bioclasts. The identified diagenetic minerals are dolomite, smectite, quartz, illite, vermiculite, pyrite, siderite, kaolinite and titanium minerals. Diagenesis had a profound impact on the studied sandstones, and the main processes and products identified were: replacement of feldspar by kaolinite and dolomite, quartz and feldspar overgrowth, compaction, dolomite cementation, detrital grains dissolution, illitization, chloritization precipitation of oxides and precipitation of opaque minerals. The diagenetic evolution is inhibited or interrupted where the eodiagenetic processes were intense, especially the cementation of dolomite. The interaction of the adjacent rocks had great importance in the diagenesis of the sandstones providing favorable chemistry for changes occurred and the circulation of interstitial fluids. The most common types of porosity found in the samples studied were intergranular, intragranular, moldic and contraction types. The porosity ranges from a minimum of 0.5 to a maximum of 30% of the total sample volume, being generated mainly by dissolution processes and blocked by the cementation process.

Keywords: Pojuca Formation. Recôncavo Basin. Diagenesis. Clay Minerals. X-Ray Diffraction -rays.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 –	Mapa de localização do Rifte Recôncavo-Tucano e Jatobá e a distribuição tectôno-sedimentar.....	17
Figura 02 –	Arcabouço estrutural geral da Bacia do Recôncavo.....	19
Figura 03 –	Seção geológica da Bacia do Recôncavo.....	20
Figura 04 –	Paleogeografia pré-rifte da Bacia do Recôncavo.....	22
Figura 05 –	Paleogeografia da fase rifte da Bacia do Recôncavo.....	24
Figura 06 –	Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo.....	26
Figura 07 –	Sequência vertical da Formação Pojuca e do Membro Santiago Superior	28
Figura 08 –	Esquema representativo da evolução dos argilominerais.....	33
Figura 09 –	Mapa de localização.....	36
Figura 10 –	Testemunho 9-FBA-65-BA.....	37
Figura 11 –	Testemunho 9-FBA-79-BA.....	38
Figura 12 –	Fluxograma da preparação de lâminas petrográficas.....	40
Figura 13 –	Parâmetro de tamanho e seleção de sedimentos.....	41
Figura 14 –	Parâmetros das análises de contato, empacotamento e arredondamento.....	42
Figura 15 –	Classificação de Folk.....	43
Tabela 01-	Composição mineralógica dos diversos ambientes tectônicos.....	44
Figura 16 –	Fluxograma das etapas de preparação das amostras para análise de DRX	46
Figura 17 –	Preparação das amostras para análise de DRX.....	47
Figura 18 –	Feições de estruturas sedimentares microscópicas encontrada nas amostras.....	49
Figura 19 –	Texturas e contatos.....	50
Figura 20 –	Constituintes acessórios.....	52
Figura 21 –	Diagrama de classificação composicional.....	53
Figura 22 –	Diagrama de proveniência.....	53
Figura 23 –	Cimento dolomítico.....	55
Figura 24 –	Argilominerais.....	57
Figura 25 –	Clorita.....	59
Figura 26 –	Minerais acessórios diagenéticos.....	61

Figura 27 –	Difratogramas de raios X de amostra total para as das amostras AM20 e AM32.....	63
Figura 28 –	Difratogramas de raios X das amostras AM50 e AM65.....	64
Figura 29 –	Difratograma de raios X das amostras AM65.....	65
Figura 30 –	Difratograma de raios X da amostras AM65.....	67
Tabela 02 –	Distância interplanar dos diferentes argilominerais.....	66
Figura 31	Difratograma de raios X das amostras AM20.....	68
Figura 32	Difratograma de raios X da amostra AM32.....	69
Figura 33	Características da eodiagênese.....	71
Figura 34	Dissolução mineral.....	73
Figura 35	Equação I	74
Figura 36	Cloritização e Illitização.....	76
Figura 37	Equação 1.....	77
Figura 38	Processos característicos da mesodiagênese tardia.....	78
Figura 39	Evolução diagenética.....	79
Figura 40	Curva esquemática de soterramento para a Formação Pojuca.....	81
Figura 41	Aspectos da porosidade.....	82
Figura 42	Gráfico de profundidade versus porosidade.....	84
Figura 43	Petrofácies A.....	86
Figura 44	Petrofácies B.....	87
Figura 45	Petrofácies C.....	88
Figura 46 –	Petrofácies D, amostra AM18.....	89
Figura 47 –	Petrofácies D, amostra AM59.....	89

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

Å	Angstrom
C/S	Clorita/Esmectita
CEMUP	Centro de Materias da Universidade do Porto
CETEM	Centro de Tecnologia e Pesquisa Mineral
DRX	Difração de raios X
EDS	Espectroscopia por energia dispersiva de raios-X
FGEL	Faculdade de Geologia
I/S	Illita/ esmectita
Kev	Mil elétrons-volt
LGPA	Laboratório Geológico de Preparação de Amostras
Ma	Milhões de anos
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
pH	Potencial hidrogênio iônico
RTJ	Reconcavo – Tucano - Jatobá
TTG	Tonalítico-trondhjemítico-granodioríticas
PC	Polarizadores cruzados
PP	Polarizadores paralelos

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	13
1	OBJETIVOS	15
2	A BACIA DO RECÔNCAVO.....	16
2.1	Aspectos gerais.....	16
2.2	Embasamento e Arcabouço estrutural.....	18
2.3	Estratigrafia da Bacia do Recôncavo.....	21
2.3.1	<u>Supersequência Paleozoica (Sequência Permiana).....</u>	21
2.3.2	<u>Supersequência Pré-Rifte.....</u>	21
2.3.3	<u>Supersequência Rifte</u>	22
2.3.4	<u>Supersequência Pós rifte.....</u>	25
2.3.5	<u>Sequência do Neógeno.....</u>	25
2.4	Formação Pojuca.....	27
3	BASE CONCEITUAL.....	30
4	DADOS E MÉTODOS.....	35
4.1	Dados.....	35
4.2	Preparação das amostras para análise petrográfica	39
4.3	Caracterização Petrográfica.....	41
4.3.1	<u>Textura.....</u>	41
4.3.2	<u>Fábrica.....</u>	42
4.3.3	<u>Quantificação composicional e de porosidade.....</u>	43
4.4	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	44
4.5	Difratometria de raios X (DRX).....	45
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	48
5.1	Petrografia	48
5.1.1	<u>Estruturas, textura e fábrica.....</u>	48
5.1.3	<u>Composição detrítica.....</u>	51
5.1.4	<u>Constituintes diagenéticos.....</u>	53
5.2	Caracterização Mineralógica por DRX.....	61
5.2.1	<u>Análise de rocha total.....</u>	62
5.2.2	<u>Análise da fração argila.....</u>	65

5.3	Processos diagenéticos.....	69
5.3.1	<u>Eodiagênese.....</u>	69
5.3.2	<u>Mesodiagênese.....</u>	73
5.4	Evolução diagenética.....	78
5.5	Porosidade, compactação e cimentação.....	81
5.6	Petrofácies.....	85
5.6.1	<u>Petrofácies A.....</u>	85
5.6.2	<u>Petrofácies B.....</u>	86
5.6.3	<u>Petrofácies C.....</u>	87
5.6.4	<u>Petrofácies D.....</u>	88
	CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	90
	REFERÊNCIAS.....	92

INTRODUÇÃO

A Bacia Sedimentar do Recôncavo tem fundamental importância no estudo de bacias sedimentares, tanto de caráter geológico como econômico, sendo a pioneira na exploração de petróleo no Brasil. A Bacia é citada em estudos desde a primeira metade do século XIX, com a descrição de afloramentos da Baía de Todos os Santos. O interesse sob o potencial petrolífero da Bacia desenvolveu-se até de fato a primeira exploração, comandada pelo antigo Conselho Nacional do Petróleo, e obteve sucesso com o campo de Lobato na Bahia em 1939. Até o ano de 2015 foram desenvolvidos 67 campos de petróleo e 19 campos de gás. Historicamente, toda a bacia reúne os montantes de produção de aproximadamente 1,6 bilhão de barris de petróleo e 71,3 bilhões de m³ de gás natural. Ainda assim, em se tratando de uma bacia madura, as reservas provadas são da ordem de 221,8 milhões de barris de petróleo e 5,4 bilhões de m³ de gás (PRATES & FERNANDEZ, 2015).

A área de estudo está localizada na Formação Pojuca na Bacia do Recôncavo, centro-leste do estado da Bahia e tem sua evolução relacionada ao estiramento crustal que provocou a fragmentação do Supercontinente Gondwana, no Mesozoico, e consequentemente a abertura do Oceano Atlântico Sul. Os esforços distensionais cessaram antes da oceanização da bacia, o que a classifica como um rifte abortado, correspondendo a parte do sistema de riftes intracontinentais Recôncavo-Tucano-Jatobá (MAGNAVITA *et al.*, 2005).

Esta Formação caracteriza-se por um registro cíclico, expresso pela alternância entre episódios de progradação deltaica, alguns dos quais com grande continuidade lateral, a exemplo do Membro Santiago desta unidade, e eventos transgressivos identificados por espessas seções pelito-carbonáticas (folhelhos, calcilutitos e calcarenitos), que constituem marcos elétricos de expressão semi-regional a regional (VIANA *et al.*, 1971; HORSCHUTZ *et al.*, 1972; DA SILVA, 1993; GUZZO, 1997; MILHOMEM *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2007).

O estudo detalhado dos aspectos petrográficos das bacias sedimentares brasileiras está cada vez mais recorrente para o avanço científico geológico e, consequentemente, para o desenvolvimento do potencial econômico com a identificação de possíveis rochas geradoras e reservatórios. Assim, essa dissertação tem como intuito contribuir cientificamente com o estudo petrográfico da Formação Pojuca, Bacia do Recôncavo. A análise petrográfica é uma excelente ferramenta para o entendimento das características sedimentológicas como aspectos

petrofísicos de porosidade e permeabilidade, contribuindo para a caracterização de rochas reservatório.

1 OBJETIVO

Essa dissertação tem como objetivo geral a caracterização petrográfica de arenitos da Formação Pojuca e a avaliação da sequência temporal dos eventos diagenéticos, a forma de ocorrência dos minerais autigênicos, a correlação com a porosidade, e ainda avaliação de suas aplicações sobre a qualidade das rochas encontradas como possíveis reservatórios.

Os métodos utilizados para esse estudo correspondem à avaliação petrográfica por microscópio óptico, MEV e análise por difração de raios X. Em termos específicos, com a utilização destes métodos, foi possível alcançar os seguintes objetivos específico:

- a) Identificar diferentes características petrográficas como composição primária e arranjo textural através da microscopia ótica e contagem de pontos;
- b) Análise de forma quantitativa e qualitativa das características físicas e de ocorrência dos poros, como o tipo de porosidade, processo de formação e associação temporal;
- c) Determinar aspectos e fases diagenéticas com a integração de todos os métodos utilizados.

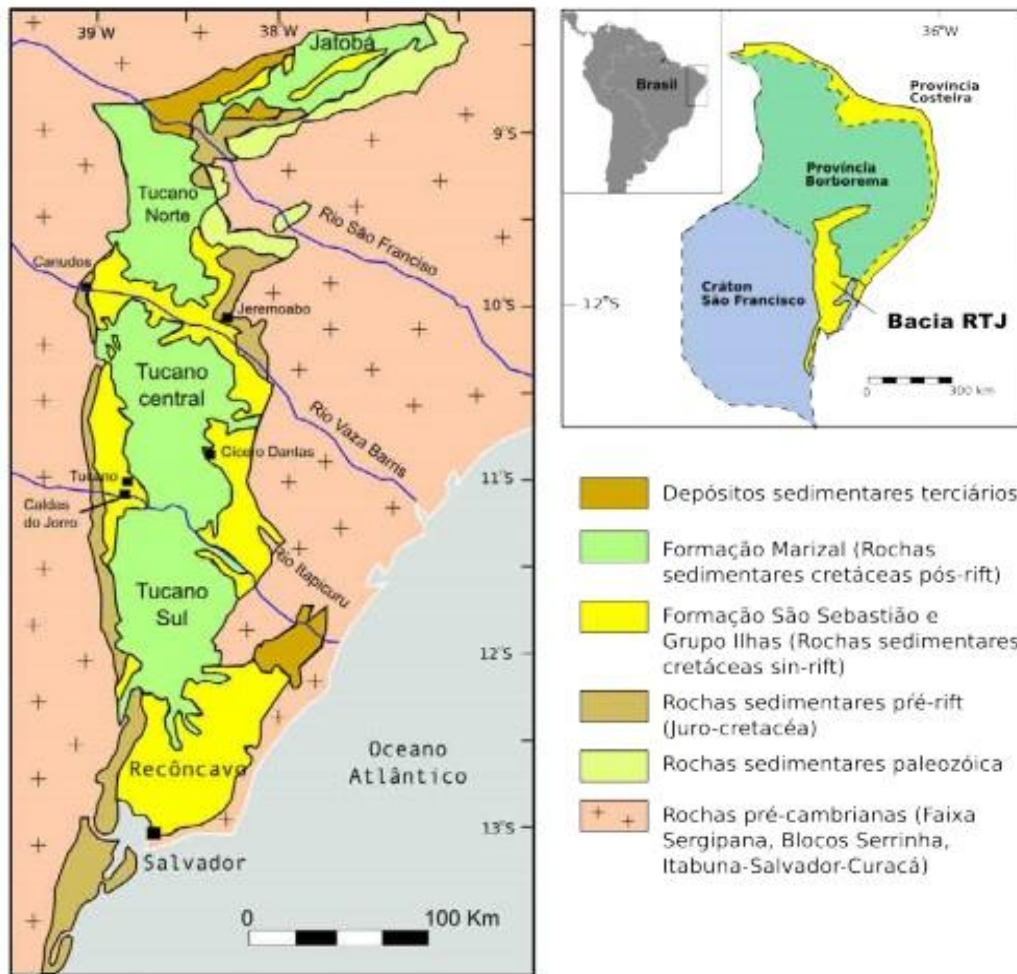
2 A BACIA DO RECÔNCAVO

2.1 Aspectos gerais

A Bacia do Recôncavo é uma das pioneiras em relação a exploração de petróleo no Brasil, motivo esse que contribuiu para o vasto número de estudos desenvolvidos a respeito de seus reservatórios e sistemas petrolíferos. A Bacia está localizada no estado da Bahia, nordeste brasileiro.

Em área, a bacia apresenta 11.500 km² que fazem limite a norte e noroeste com o Alto de Aporá, a sul com o sistema de falhamentos da Barra, a oeste pela falha de Maragogipe e na parte leste com o sistema de falhas de Salvador. Está inserida no sistema de riftes que se alonga em direção ao norte e abrange as bacias de Tucano e Jatobá. A Figura 1 mostra a sedimentação na Bacia do Recôncavo, que se iniciou no Paleozoico com a deposição de folhelhos lacustres da formação Afligidos, perdurando até o Neógeno com arenitos aluviais da Formação Barreiras (SILVA *et al.*, 2007).

Figura 1 - Localização do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), e a distribuição tectono-sedimentar



Fonte: Modificado de Magnavita, 1996.

A área alvo da pesquisa situa-se no estado da Bahia, na cidade de Aramari, e abrange a Formação Pojuca, a NW da Bacia do Recôncavo, na área do Alto Aporá (Figura 2). A base de dados é composta por amostras de subsuperfície que foram coletadas em testemunhos de sondagem da Petrobras. As sondagens 9-FBA-65-BA e 9-FBA-79-BA foram realizadas durante o projeto Sulfetos do Recôncavo em 1985 pela empresa GEOSOL. O testemunho 9-FBA-65-BA possui 102,08m de perfilagem com um total de 20 amostras e o testemunho 9-FBA-65-BA possui 98,50m de perfilagem com 15 amostras e foram armazenadas na sede da TRANSPETRO – terminal Campos Elísios em Duque de Caxias.

2.2 Embasamento e arcabouço estrutural

O embasamento da Bacia do Recôncavo é composto por gnaisses granulíticos arqueanos pertencentes ao Bloco da Serrinha, a oeste e norte; aos cinturões Itabuna-Salvador-Curuça, a oeste-sudoeste; e Salvador-Esplanada, a leste-nordeste. Ocorrem também ao norte rochas metassedimentares de idade neoproterozoica relacionadas ao Grupo Estância (SILVA *et al.*, 2007). As rochas das suítes ígneas TTG (tonalítico-trondhjemítico-granodioríticas) são associadas às sequências supracrustais depositadas em bacias riftes e em ambientes plataformais de margem passiva. As rochas do Grupo Estância são relacionadas a uma bacia neoproterozoica (750-650 Ma) que foi desenvolvida na borda nordeste do Cráton do São Francisco, sob um regime extensional a flexural-termal. Os depósitos sedimentares foram acumulados em uma plataforma rasa e mista que são formadas da base para o topo pelas formações Juetê, Acauã e Lagarto (SILVA *et al.*, 2007).

Os riftes do Recôncavo - Tucano e Jatobá (R-T-J) são classificados como riftes do tipo aulacógeno, uma vez que possuem origem associada com a fragmentação do Gondwana ocidental durante o Eocretáceo. O desenvolvimento do sistema R-T-J teve início no Cretáceo como consequência do evento diácrono responsável pela separação do continente Sul-americano e Africano (SANTOS *et al.*, 1990). A estruturação da bacia é complexa (Figura 2), pois é definida por uma rede de falhas normais sintéticas de alto mergulho, que a subdividem em diferentes blocos estruturais (altos, baixos e plataformas).

Figura 2 - Arcabouço estrutural geral da Bacia do Recôncavo

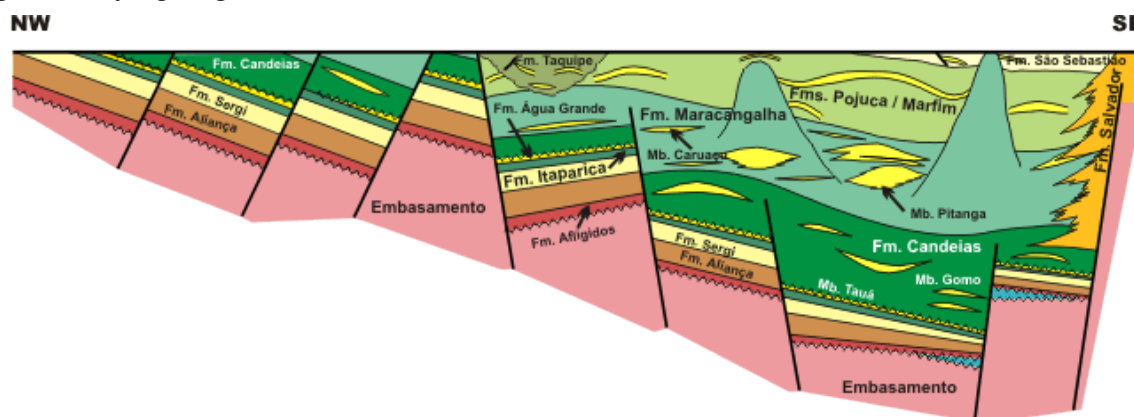


Legenda: Em destaque as principais estruturas da Bacia.
 Fonte: Milhomem et al., 2003.

O sistema de meio-gráben é a unidade tectônica fundamental da bacia e representa a fase inicial da evolução do Atlântico Sul, quando o processo de rifteamento foi interrompido durante o Aptiano. Magnavita (1992) propôs para a evolução da borda do rifte que o sistema de falhas de Salvador, de direção NE/SW, está associado com rampas ou patamares ao longo de todo o rifte, com uma geometria *limited back faulting*.

A Bacia do Recôncavo possui arquitetura que reflete a heterogeneidade do embasamento pré-cambriano, tais como um sistema de falhas normais paralelas à foliação do embasamento (FIGUEIREDO *et al.*, 1994). Esforços distensionais sobre esse embasamento geram a geometria meio-gráben NE-SW encontrada na bacia, como mostra a Figura 3.

Figura 3 - Seção geológica da Bacia do Recôncavo



Legenda: Seção geológica transversal à Bacia do Recôncavo com as geometrias meio-gráben e seqüências sedimentares

Fonte: Milhomem *et al.*, 2003.

No Cretáceo ocorreram importantes movimentos distensionais que ocasionaram o sistema de falhas de Salvador, a leste da borda, e concomitantemente uma margem flexural a oeste. Estas duas importantes estruturas condicionaram o depocentro da bacia na região SE-E. Os falhamentos sintéticos normais de direção N30E são os falhamentos que dão a forma estrutural da bacia, os mesmos que condicionam os mergulhos regionais para SE.

Três ciclos tectônicos foram identificados na Bacia do Recôncavo, dois ciclos durante o Neocomiano (141,0 – 137,5 Ma) e um durante o Barremiano Superior/Aptiano (121,8 – 118,0 Ma) (MAGNAVITA *et al.*, 2005). O arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo foi estabelecido pelo primeiro ciclo, que resultou do ajuste compensatório como consequência do desequilíbrio da distribuição de forças na litosfera causado pelo estiramento crustal que provocou a ruptura do paleocontinente Gondwana (ARAGÃO, 1994). A arquitetura da Bacia é dividida em áreas mais estáveis compostas por patamares, plataformas e rampas, e áreas mais subsidentes, que configuram os depocentros regionais. Os esforços distensivos durante o Barresiano Inferior geraram falhamentos com direção NE-SW normais planares, que deram a forma da arquitetura citada anteriormente. Durante o segundo ciclo tectônico, os mais afetados foram os sedimentos lacustres da seqüência Neocomiana. Este ciclo é caracterizado por falhas de crescimento que controlam localmente a ocorrência de turbiditos dentro da Formação Candeias. O último ciclo tectônico é marcado por falhamentos lístricos e comprometeu apenas a seqüência rifte superior que é composta por sedimentos deltaicos e fluviais (ARAGÃO, 1994).

A Bacia é dividida em três compartimentos, a parte sul, central e nordeste. Essa compartimentação foi estruturada através das falhas principais de Mata-Catu e Itanagra-Araças (FIGUEIREDO *et al.*, 1994). Essas falhas são do tipo transversal de direção NW-SE, que foram

interpretadas como falhas de transferência sendo constituídas por duas falhas de alívio que se desenvolveram pela necessidade de compensar a variação do rejeito das falhas de borda da Bacia do Recôncavo, as falhas de Salvador e Tombador.

2.3 Estratigrafia da Bacia do Recôncavo

A Bacia do Recôncavo é formada por um conjunto de depósitos cretáceos que ocorrem na margem leste brasileira e, segundo Milhomem *et al.* (2003), estima-se que a seção sedimentar preservada da bacia possua uma espessura da ordem de 6.900m no Baixo de Camaçari. Os autores ainda acreditam tratar-se de depósitos acumulados, principalmente, durante o processo distensional Juro-Cretáceo e relacionados aos estágios pré-rifte (Thitoniano e Eobarriasiano), sin-rifte (Eobarriasiano a Eoaptiano) e pós-rifte (Neoaptiano a Eoalbiano).

O registro sedimentar que foi preservado expõe diversos eventos deposicionais que caracterizam a evolução tectônica, e são representadas pela Supersequência Paleozoica, Pré-Rifte, Rifte e Pós-Rifte de acordo com Silva *et al.* (2007) .

2.3.1 Supersequência Paleozoica (Sequência Permiana)

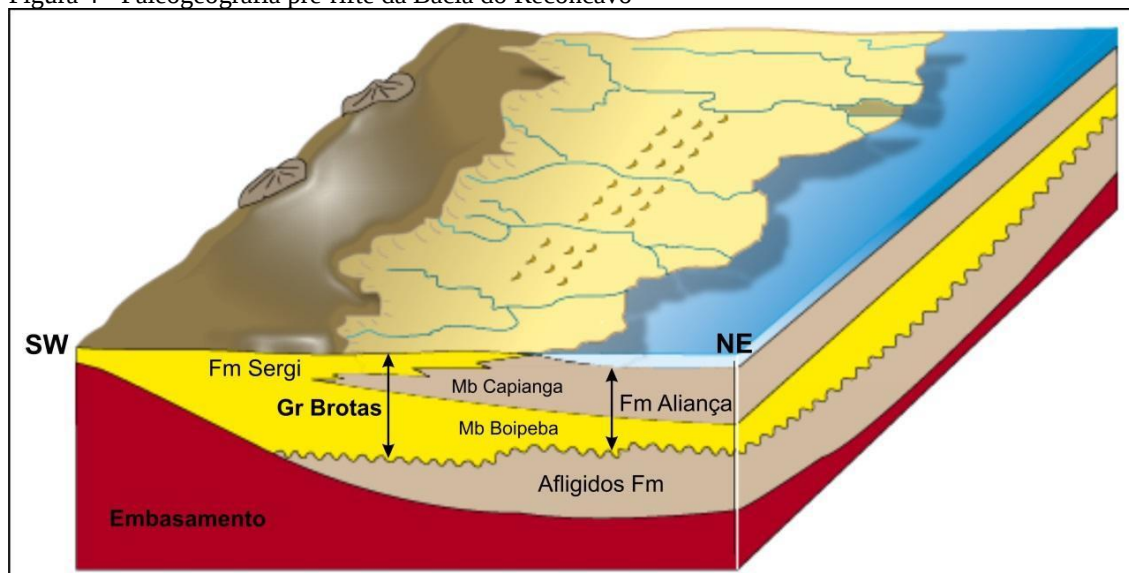
A Supersequência Paleozoica apresenta um contexto intracratônico que é representado pelos membros Pedrão e Cazumba da Formação Afligidos. Essas unidades foram depositadas em um paleoclima árido e possuem um caráter regressivo, com a transição da sedimentação marinha rasa, marginal, a bacias evaporíticas isoladas, ambientes de *sabkha* continental até sistemas lacustres (AGUIAR & MATO, 1990).

2.3.2 Supersequência Pré-Rifte

Em resposta aos esforços distensionais que deram origem aos sistemas de riftes do Eocretáceo, formaram-se os depósitos sedimentares da sequência J20- K05 que são relacionados ao estágio inicial de flexura da crosta. Três grandes ciclos flúvio-eólicos estão presentes no registro sedimentar pré-rifte e são caracterizados pelo Membro Boipeba da

Formação Aliança e pelas formações Sergi e Água Grande. Esses ciclos são separados por transgressões lacustres de caráter regional, e essas transgressões são representadas pelos Membro Capianga da Formação Aliança e Formação Itaparica. O bloco diagrama da Figura 4 mostra a configuração representativa da seção pré-rifte da Bacia.

Figura 4 - Paleogeografia pré-rifte da Bacia do Recôncavo



Fonte: Medeiros & Ponte 1981 *apud* Magnavita *et al.*, 2005.

2.3.3 Supersequência Rifte

Quanto à Supersequência Rifte, tem-se grandes dúvidas ao delimitar essa supersequência à anterior. Da Silva (1993, 1996) considera que a Formação Água Grande está inserida na fase rifte, pois em sua compreensão a discordância erosiva que separa a Formação Itaparica, na porção setentrional da Bacia e na Sub-bacia do Tucano Sul, estaria relacionada à rejuvenescimento de relevo, com basculamento para sul, evidenciando uma mudança de regime tectônico. Caixeta *et al.* (1994), Magnavita (1996) e outros autores associam o início do rifteamento à transgressão regional que sobrepõe os pelitos lacustres do Membro Tauá à fácies eólicas presentes no topo da Formação Água Grande. A transgressão ocorrida está relacionada a uma provável umidificação climática e também a um aumento nas taxas de subsidência, com ruptura da crosta por uma tectônica pouco acentuada. Alguns autores ainda consideram que o início do registro sedimentar de estágio rifte seria o primeiro aparecimento dos conglomerados sintectônicos de leques aluviais e fandelas (Formação Salvador), e a deposição desses

conglomerados seria imediatamente posterior a deposição dos pelitos do Membro Tauá (Idade Mesorrio da Serra Inicial ou Barriasiano) (MAGNAVITA, 1996).

As sequências K10 e K20 são sequências sedimentares que incluem os membros Tauá e Gomo, da Formação Candeias e logo após, Formação Maracangalha. Há um contexto lacustre no início da deposição da fase rifte quando se definiu o arcabouço estrutural da bacia, evidenciado pelas associações de litofácies. O Membro Gomo representa um aumento da profundidade, quando a bacia desenvolveu uma fisiografia caracterizada por áreas plataformais relativamente estáveis e depocentros com elevadas taxas de subsidência (ARAGÃO & PERARO, 1994). O aumento de atividade tectônica e incremento no aporte sedimentar ocasionaram a redução dos gradientes deposicionais, com progressivo assoreamento dos depocentros. É neste processo que houve a deposição da Formação Maracangalha que está relacionada à deposição por fluxos gravitacionais. As associações de litofácies da Formação Maracangalha indicam que são depósitos de ressedimentação de frentes deltaicas que posteriormente progradaram ao longo da Bacia sob uma quiescência tectônica que caracteriza a sequência K30 (SILVA *et al.*, 2007).

A argilocinese, diápiros de argilas que ocorrem na Bacia do Recôncavo, foi induzida a partir de dois fatores principais, a fisiografia própria de um meio gráben com blocos basculhados em direção a falha de borda, juntamente com a sobrecarga exercida pelos depósitos gravitacionais de idade Mesorrio da Serra e Neo-Rio da Serra (Berriasiano/Valanginiano).

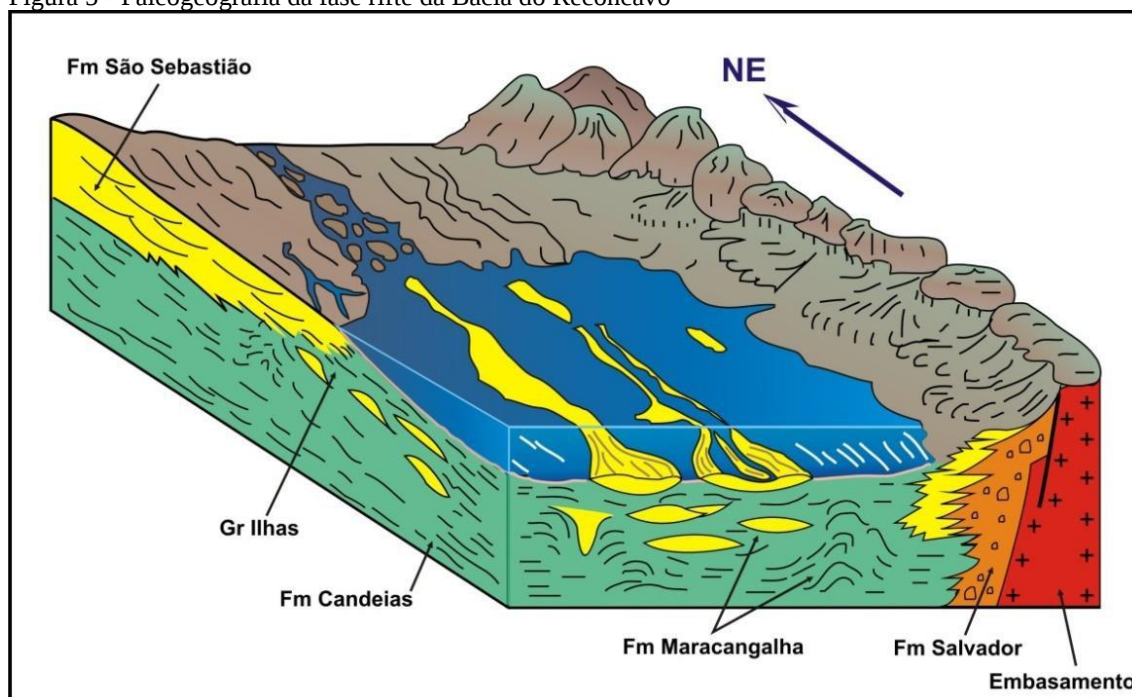
A discordância que limita as Sequências K10 e K20 atinge diretamente a parte média do andar Rio da Serra e base do Rio da Serra Superior, e esta discordância ainda teria origem em possível rebaixamento do nível do lago associado a uma mudança climática. A base da sequência K20 é marcada na base por transgressão das plataformas com deposição de folhelhos referentes à Formação Maracangalha. Em direção ao topo há uma tendência regressiva que fica significativa nos baixos regionais, culminando no Neo-Rio da Serra Neovalanginiano/Eohauteriviano), com depósitos deltaicos (Membro Catu) relacionados à base da Sequência K30. A discordância que separa as duas sequências é relativa a um evento tectônico de caráter regional e é evidenciada por omitir no mesmo período camadas correlatas nas bacias do Espírito Santo, Cumuruxatiba, Almada, Camamu Tucano e Sergipe Alagoas. De acordo com Bueno (2001, 2004), essa correlação dos eventos na margem leste compreende no encerramento da fase rifte (*breakup*) e implantação da crosta oceânica no segmento entre o norte da Bacia de Pelotas e o sul da Bacia de Santos. A margem flexural da Bacia do Recôncavo obteve a estabilidade aproximadamente em parte do Rio da Serra Superior (CUPERTINO & BUENO,

2005) e marca o encerramento da fase de expansão da bacia, em função do deslocamento para o leste dos esforços relacionados à abertura do Atlântico Sul (SILVA *et al.*, 2007).

A base da sequência K30 registra as primeiras evidências de sistemas deltaicos na Bacia com progressivo recuo para o sul dos sítios deposicionais lacustres e são representados neste momento pelos depósitos da Formação Maracangalha. O membro Catu da Formação Marfim depositou-se em *onlap* sobre áreas plataformais. Assim, a fisiografia da bacia é uma geometria de rampa que caracteriza o Andar Aratu (DA SILVA, 1993), onde ciclos deltaicos lacustres da Formação Pojuca indicam uma redução do gradiente deposicional e baixas taxas de subsidência.

A fase final do assoreamento do rifte é caracterizada pelo predomínio de fases fluviais da Formação São Sebastião, que durante o Jequiá esteve submetida a um novo ciclo tectônico, com a criação e reativação dos falhamentos (ARAGÃO & PERARO, 1994). As maiores taxas de subsidência são compensadas por elevadas taxas de aporte sedimentar, que resulta em uma sucessão estratigráfica de caráter agradacional, com preservação de espessas seções fluviais pertencentes à Formação São Sebastião (SILVA *et al.*, 2007). Ao longo de todo o intervalo, os conglomerados sintectônicos da Formação Salvador estendem-se ao Andar Jequiá. A amplitude temporal dos conglomerados sintectônicos não é representada nas cartas estratigráficas em sua totalidade até o Jequiá, pois as mesmas representam a extremidade sudeste da bacia, onde grande parte desta sequência está omitida por erosão. A Figura 5 representa a paleogeografia da Bacia do Recôncavo na fase rifte.

Figura 5 - Paleogeografia da fase rifte da Bacia do Recôncavo



Fonte: Modificado de Medeiros & Ponte, 1981 *apud* Magnavita *et al.*, 2005.

2.3.4 Supersequência Pós-Rifte

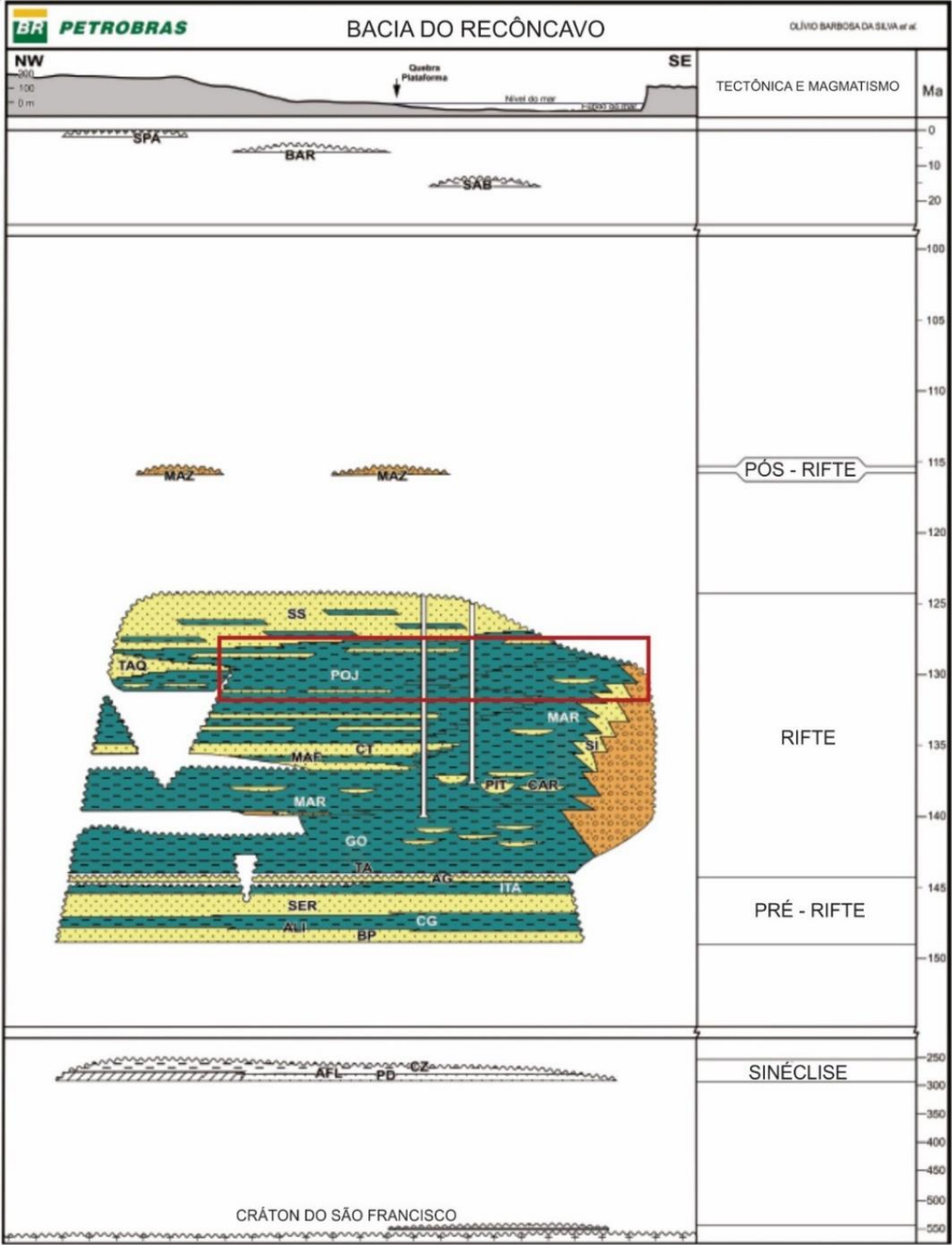
No Aptiano, na sequência K-50, a subsidência passa a ser de caráter termal, o que marca a fase de pós-rifte. Os sedimentos desta sequência são predominantemente clásticos grossos, como conglomerados e arenitos, e também possuem sedimentação da Formação Marizal de idade Neo-alagoas (Neo-aptiano). A Formação Marizal corresponde a um sistema de leques aluviais que progradaram em função da subsidência da bacia.

2.3.5 Sequência do Neógeno

Na sequência N20 e N50 da Bacia do Recôncavo não existem registros de depósitos neocretáceos (SILVA *et al.*, 2007). As sequências N20 e N50 de idade do Neógeno são representadas por folhelhos cinza-esverdeados e calcários impuros da Formação Sabiá e arenitos grossos com estratificação cruzada da Formação Barreiras. As rochas carbonáticas da Formação Sabiá foram depositadas durante uma transgressão marinha miocênica (PETRI, 1972). A Formação Barreiras é caracterizada por sistemas de leques aluviais pliocênicos.

A sequência N60 abrange sedimentos pleistocênicos e holocênicos de praias e aluviões (SPA) que compõem a fisiografia atual da bacia e recobrem o embasamento da borda leste da bacia (SILVA *et al.*, 2007). A Figura 6 apresenta a carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo com a localização da Formação Pojuca.

Figura 6 - Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo



Fonte: Modificado de Silva *et al.*, 2007.

2.4 Formação Pojuca

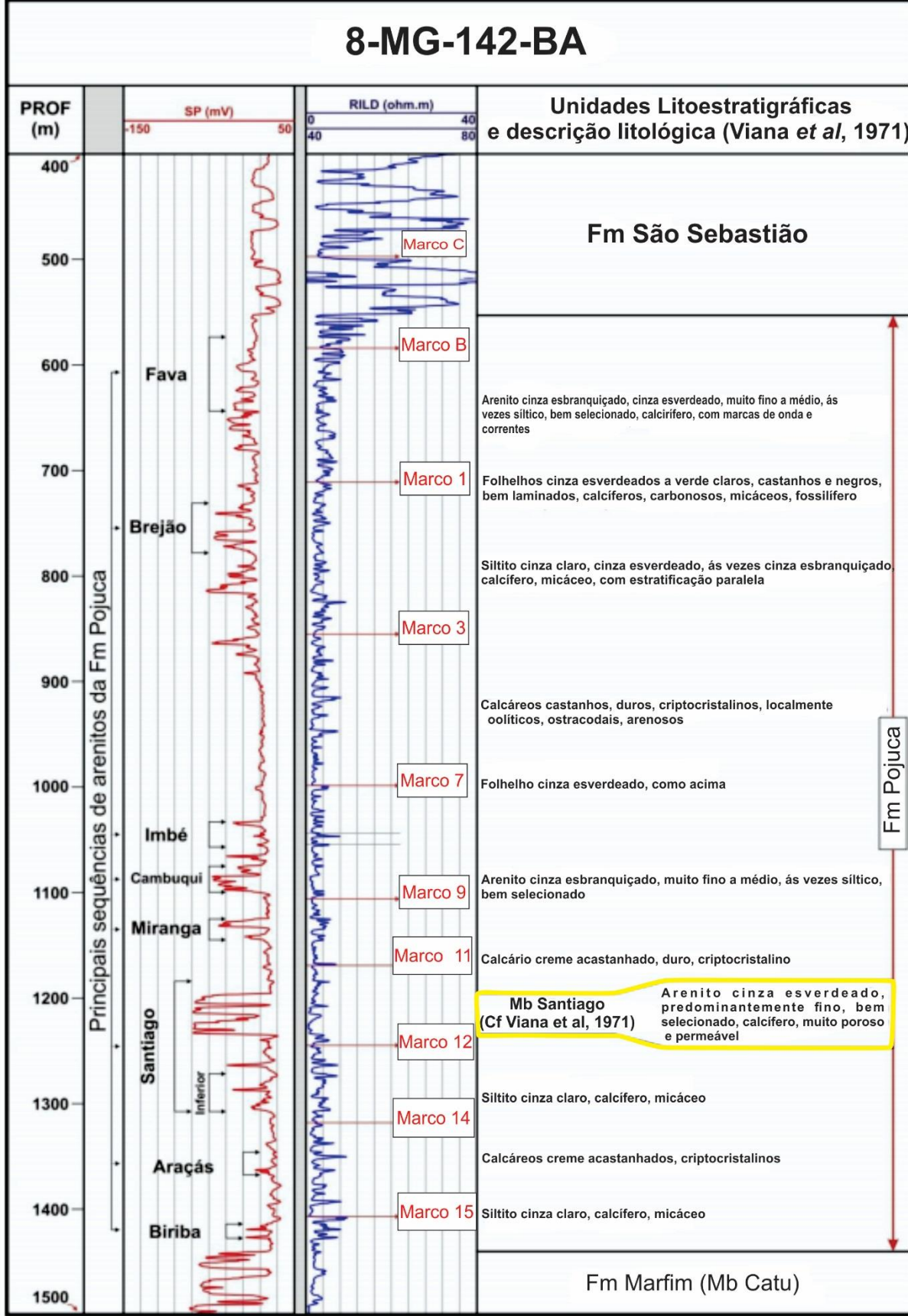
A Formação Pojuca é a unidade superior do Grupo Ilhas. Esta unidade faz contato concordante na parte inferior com a Formação Marfim e contato superior transicional com a Formação São Sebastião. O contato a leste se dá com arenitos e conglomerados da Formação Salvador, e a noroeste, na Bacia de Tucano, grada lateralmente para o Grupo Ilhas. Segundo Viana *et al.* (1971), ostracodes marinhos indicam uma idade eocretácea para sua deposição.

A Formação é caracterizada por um registro cíclico composto pela alternância de depósitos de progradação deltaica de grande continuidade lateral, como exemplo o Membro Santiago (Figura 8), e eventos transgressivos, com depósitos de espessos pacotes pelito-carbonáticos (folhelhos, calcilutitos e calcarenitos), que constituem marcos elétricos de expressão semi-regional a regional (VIANA *et al.*, 1971; HORSCHUTZ *et al.*, 1972; DA SILVA, 1993, GUZZO, 1997; MILHOMEM *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2007). Esses ciclos sedimentares provavelmente se desenvolveram sob condições de quiescência tectônica e fisiografia atenuada pelo assoreamento dos grandes depocentros, favorecendo a rápida progradação dos sistemas deltaicos ao longo da bacia, formando pacotes aproximadamente síncronos.

Viana *et al.* (1971) definem o Membro Santiago como um expressivo pacote de arenitos permoporosos que são encontrados no terço inferior da Formação Pojuca, entre marcos elétricos 14 e 11, e é caracterizado por ser um importante evento regressivo. O Membro Santiago é formado por corpos de arenitos com intercalações de camadas de folhelhos e, mais raramente, de siltitos e calcários. Possui distribuição regional, apresentando-se melhor desenvolvido na parte norte da Bacia, nas proximidades da cidade de São Sebastião do Possé.

A seção tipo do Membro Santiago e da Formação Pojuca está representada na imagem a seguir (Figura 7). O Membro Santiago corresponde ao intervalo que Horschutz *et al.* (1972) designaram, informalmente, como Santiago Superior.

Figura 7 - Sequência vertical da Formação Pojuca e do Membro Santiago Superior



Fonte: Viana et al., 1971.

De acordo com Anjos & Carozzi (1987), o Membro Santiago consiste predominantemente em arenitos com intercalações de folhelhos, siltitos, calcários, *wacke*. Esses arenitos apresentam no geral boas características de rochas reservatórios

O trabalho mais recente sobre a Formação Pojuca de Portela *et al.* (2016) foi realizado nos mesmos testemunhos estudados neste trabalho. Com base nos estudos de palinofácies, análise de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock-Eval os autores identificaram a predominância do querogênio do tipo II e III, e esses possuem diferentes graus na qualidade. O material desses testemunhos apresenta predomínio de matéria orgânica amorfa de origem lacustre, com dados de COT variando entre 0,95% a 4,71%. Esses valores de matéria orgânica possuem um excelente potencial gerador de hidrocarbonetos, indicados por valores de S2 que atingem 26,33 mgHC/g da rocha. A seção estudada foi interpretada em um momento de entrada na janela de maturação. Com base em análises de palinofácies e associações palinológicas, Portela *et al.* (2016) concluíram que a sedimentação da Formação Pojuca ocorreu em ambiente de deposição deltaico-lacustre com a presença de elementos higrofíticos e xerofíticos, indicando uma vegetação que se desenvolveu num paleoclima árido, com nichos úmidos localmente e de latitude próxima atual. Os dados revelam que os sedimentos da área estudada depositaram -se em condições de anoxia, contendo querogênio de boa qualidade e adequada para a geração de hidrocarbonetos (PORTELA *et al.*, 2016).

Com os resultados de Palinofácies, os autores identificaram uma ciclicidade comum na Formação Pojuca, na qual alternam depósitos de sistemas lacustres transgressivos e regressivos devido a ocorrência de flutuações periódicas da lâmina d'água, resultando em três diferentes ambientes deposicionais para a época desta seção: lago central, lago transicional e lago marginal.

3 BASE CONCEITUAL

Uma rocha reservatório é uma rocha que é caracterizada por ter alta porcentagem de porosidade e permeabilidade para assim acumular hidrocarbonetos. É comum que rochas com alta porosidade apresentem também alta permeabilidade, e os tipos de rochas com boas características de rochas reservatórios são os arenitos e calcários (PANDA & LAKE, 1995)

A qualidade dos reservatórios depende muito dos tipos de poros encontrados, primários ou secundários, e como estes se comportaram após os processos diagenéticos. A porosidade e permeabilidade podem decrescer com a diagênese, as principais causas são a cimentação e compactação. Entender como a diagênese afeta a rocha, sua reação e variação durante o soterramento é de extrema importância para a predição da qualidade de rochas reservatórios

A diagênese é definida como um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem após a deposição e quando interagem com a água intersticial sofrem reações geoquímicas e texturais buscando o equilíbrio com o ambiente (WORDEN & BURLEY 2003).

A qualidade de rochas reservatório areníticas é diretamente influenciada pelo produto da deposição e processos ocorridos em todos os estágios diagenéticos interferem na geração ou destruição dos poros. As características detríticas como textura, composição, porosidade e permeabilidade inicial são determinadas pelo ambiente deposicional, e por sua vez influem nas mudanças eodiagenéticas.

A temperatura é uma função da história de soterramento da bacia sedimentar, em termos de profundidade, fluxo de calor e condutividade térmica da sucessão sedimentar estudada e das rochas adjacentes (MORAD *et al.*, 2000). O aumento gradativo da pressão promove a compactação mecânica e química das rochas e consequente redução da porosidade dos reservatórios. A diagênese está relacionada à história de soterramento e inversão de bacias sedimentares (BURLEY & WORDEN, 2003) e envolve processos desde a sedimentação, passando pelo soterramento, até a exumação e exposição à superfície. A diagênese é dividida em três estágios evolutivos distintos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (CHOQUETTE & PRAY, 1970).

A **eodiagênese** é o estágio que inclui todos os processos que ocorrem sob a influência direta de fluidos deposicionais com profundidades rasas e temperaturas baixas (entre 30°C e 70°C) (MORAD *et al.*, 2000). Essas alterações são controladas principalmente por fácies sedimentares, clima, composição detrítica e mudanças relativas no nível do mar, e ocorrem

próximas a superfície. Essas transformações incluem dissolução de silicatos, formação da caulinita, esmectita, calcrete e dolocrete (sedimentos continentais). Em sedimentos transicionais e marinhos ocorrem transformações como a precipitação de carbonatos, opala, microquartzo, ferro-silicatos, sulfetos e zeólitas (MORAD *et al.*, 2000).

A **mesodiagênese** é o estágio onde ocorrem reações envolvendo águas de formação quimicamente evoluídas sob condições de soterramento efetivo e temperaturas relativamente mais elevadas (70°C a aproximadamente 200°C) (MORAD *et al.*, 2000). Com isso os minerais se tornam instáveis, buscando o equilíbrio produzindo minerais mais estáveis.

A **telodiagênese** engloba os processos relacionados ao soerguimento e nova exposição das rochas sedimentares às condições superficiais, fazendo com que haja desestabilização dos minerais formados na mesodiagênese e nova readaptação dos constituintes da rocha às novas condições (MORAD *et al.*, 2000).

Os processos de ocorrência mais comuns durante a diagênese são a infiltração de argilominerais, compactação mecânica, compactação química, cimentação, alteração dos grãos, precipitação de minerais opacos e oxidação telodiagenética.

A infiltração de argilominerais, segundo Walker *et al.*, (1978), a infiltração mecânica de argila acontece em condições de clima seco no ambiente deposicional e ocorre logo após a deposição dos sedimentos. É entendida como uma relação da entrada de sedimentos finos nos espaços intergranulares quando há infiltração de água proveniente de enxurradas episódicas.

A compactação mecânica produz uma redução do volume intergranular e rearranjo textural, pois é gerada pela pressão litoestática exercida pela sobrecarga da coluna de sedimentos (MILLIKEN, 2005). Quando os clastos mais rígidos chegam ao limite de sua elasticidade, ou quando os planos de clivagem são mais evidentes, o grão sofre fraturamentos. O processo de compactação química provoca a dissolução dos grãos. Esse processo envolve a fase sólida e os fluidos que percorrem os poros, e assim gerando uma dissolução dos minerais menos resistentes (MILLIKEN, 2005).

A cimentação é condicionada a partir de sais resultantes da decomposição química que não podem fluir para rios e mares, ficando no local onde se formam e logo ocorrendo mais restritamente (MILLIKEN, 2005). O movimento de água capilar ascendente da água por evaporação faz com que ocorra outro processo importante da diagênese, a precipitação química de substâncias que preenchem os poros.

As argilas são minerais constituídos de partículas cristalinas muito pequenas e de complexa mineralogia, com silicatos aluminosos hidratados formados por camadas de

tetraedros de sílica, cristalograficamente empilhados com camadas octaédricas de alumina (Al_2O_3) contendo, em porções diversas, ferro, metais alcalinos e alcalinos terrosos, entre outros (CESERO). As propriedades físicas que caracterizam esses minerais são: plasticidade, sorção, hidratação, solvatação, troca de íons e endurecimento em temperaturas elevadas.

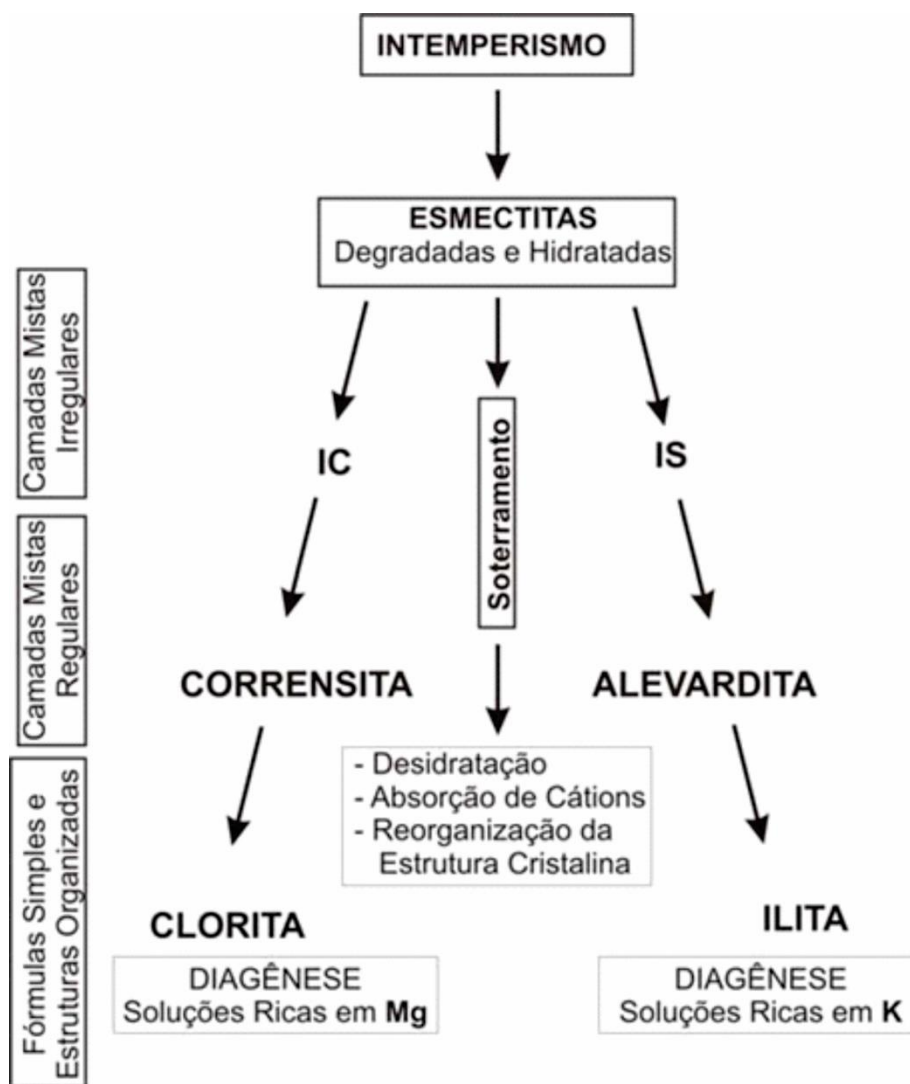
Os argilominerais podem ser constituídos por dois tipos de folhas: tetraédricas e octaédricas. Nas folhas tetraédricas, o cátion silício está ligado a quatro átomos de oxigênio na forma de um tetraedro. Nas folhas octaédricas, um cátion de alumínio, ferro ou magnésio está ligado a seis hidroxilas, originando octaedros (BRINDLEY & PÉDRO, 1972). A carga de cada camada é controlada pela substituição dos cátions das camadas tetraédricas ou octaédricas. A intercalação de conjuntos de camadas diferentes dá origem a camadas mistas. As intercalações, onde a distribuição das camadas não se repete ordenadamente, são denominadas camadas mistas irregulares e o contrário, camadas mistas regulares, que é fruto da evolução durante o soterramento (CESERO, [199?]).

A divisão dos argilominerais pode ser feita basicamente entre minerais simples ou interestratificados. Os grupos de argilominerais simples são: grupo da caulinita, illita, esmectita, clorita, vermiculita e sepiolita-paligosquita (ALVES, 1989). O grupo mais abundante é o da esmectita. Os minerais do grupo da esmectita apresentam distância interplanar em torno de 14 a 15 Å, empilhamento característico do tipo 2:1 e possuem diversas substituições isomórficas de cátions tanto nas posições tetraédricas quanto nas octaédricas.

A esmectita está ligada geneticamente com a hidratação dos silicatos em condições de baixa precipitação pluviométrica (chuva) e, conseqüentemente baixa lixiviação dos cátions (Na, Ca, e outros), condição que prevalecem em climas áridos ou semiárido. Também é produto de alteração de rochas vulcânicas, que constituem a principal fonte econômica deste argilomineral (CESERO, [199?]).

O esquema a seguir mostra a evolução das esmectitas, com o soterramento térmico, na evolução de uma bacia. A esmectita pode se desenvolver para clorita, em presença de Fe^{2+} e Mg^{2+} , e para illita em soluções ricas em K^+ , evoluindo para camadas mistas. Inicialmente, esta transformação é incipiente dando origem a camadas mistas irregulares. Com o prosseguimento do soterramento, estas camadas, gradativamente vão se convertendo em camadas regularmente intercaladas, até atingir as formas organizadas de clorita ou illita.

Figura 8 – Esquema representativo da evolução dos argilominerais



Fonte: Modificado de Segonzac1970.

As illitas são constituintes importantes dos argilominerais, e está relacionada geneticamente a muscovitas. [1][2] Sua estrutura é muito semelhante as esmectitas, ou seja, duas camadas tetraédricas envolvendo uma camada octaédrica. A diferença básica é a presença de K entre duas camadas octaédrica. Este cátion promove a estabilização da estrutura, em relação as esmectitas, e uma sensível diminuição do espaçamento basal D para 10 Å. Normalmente, a illita é fruto da evolução da esmectita, com fluidos ricos em K, aparecendo nas camadas mistas, que constituem fases intermediárias. Em lâmina delgada, este mineral é bem similar as esmectitas, porem mostra uma birrefringência maior. Comumente a Illita esta presente na forma de franjas, entretanto, como ocorre quase sempre como camadas mistas, é difícil suas distinções com as illitas.

A clorita em arenitos pode resultar de grãos vulcanoclásticos e materiais detríticos ricos em Fe-Mg, como a granada, biotita ou anfibólio. Geralmente ocorre por substituição dos grãos

e quando são deformados podem formar a pseudo matriz (WORDEN & MORAD, 2003). Este mineral é constituída por tetraedros com uma camada octaédrica intercalada e, entre dois conjuntos, nas faces 001, são encontradas níveis brucíticos $Mg(OH)_2$. Devido à extrema facilidade de substituições com Mg, Fe, Mn e Al, nas camadas octaédricas e, mesmo nas brucíticas, este grupo é extremamente complexo, tanto em rochas sedimentares como nas demais (CESERO, [199?]).

A formação da clorita antigênica é determinada principalmente pela pressão e temperatura, composição da rocha hospedeira, composição dos fluidos e taxa de crescimento (DE CARITAT *et al.*, 1993). Quando ocorre aumento da profundidade de soterramento, as cloritas digenéticas tendem a aumentar seu teor de (Fe + Mg) e diminuir o teor de sílica. A transformação de argilominerais percussores em clorita é favorável em profundidades de 2 a 3 km e temperaturas acima de 60-100°C (WORDEN & MORAD, 2003).

Ao MEV, elas se apresentam como recobrimento (coating) da superfície dos grãos, em forma de rosetas regulares, o que a distingue das esmectitas que ocorrem como envelopes irregulares, lembrando repolhos (cabbage) na superfície. As cloritas podem ser fruto da alteração de ferromagnesianos, como produto da evolução de um mineral de argila, durante o soterramento térmico (CESERO, [199?]).

As camadas interestratificadas são constituídas por argilominerais, intercalados com cristais de diferentes tipos. Essas camadas são formadas por mais do que um tipo mineral que são camadas de illita (I) ou clorita (C), empilhadas verticalmente e se intercalando com cristais de esmectitas (S). Sob o ponto de vista geológico, elas constituem uma fase intermediária na passagem definitiva para outro mineral (CESERO, [199?]).

A passagem da esmectita para clorita, durante o soterramento de uma bacia em subsidência, ocorre em estágios evolutivos. Nos primeiros estágios, no início do soterramento, as transformações se dão de forma incipiente, dando origem a camadas irregulares. Dependendo da composição das águas e numa fase mais evoluída as camadas se organizam dando a origem a interestratificados regulares, até atingirem as formas definitivas de ilitas ou cloritas (CESERO, [199?]).

4 DADOS E MÉTODOS

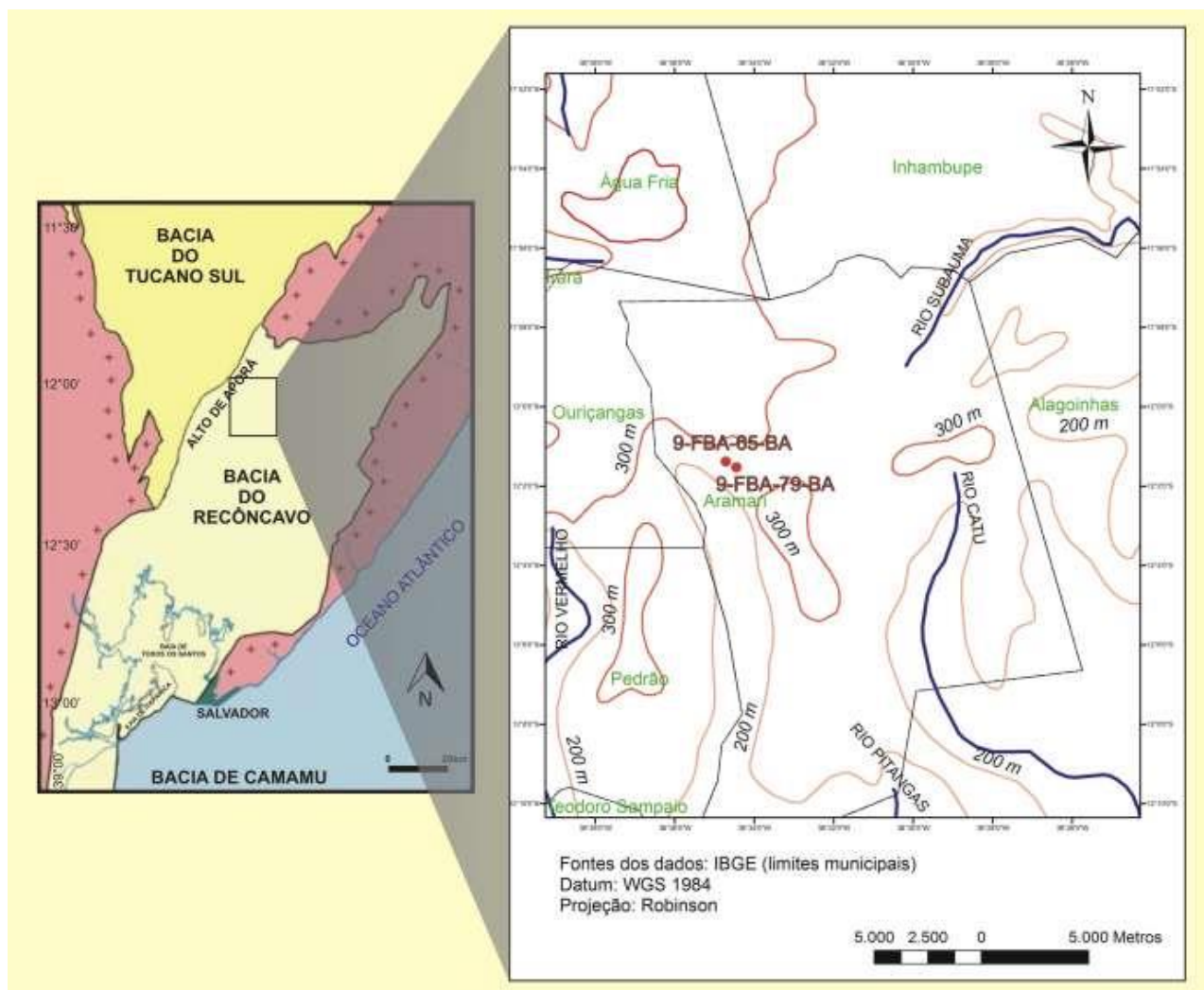
Os métodos empregados neste trabalho compreenderam a seleção das amostras para confecção de seções delgadas, assim como a análise e a caracterização petrográfica, a discussão sobre a evolução e, por fim a aplicabilidade destes aspectos na capacidade de reservatório dos arenitos que constituem o Formação Pojuca. A seguir são apresentadas mais detalhadamente cada uma destas etapas de trabalho.

4.1 Dados

As amostras foram cedidas pela Petrobras e estavam armazenadas na sede da TRANSPETRO - terminal Campos Elíseos em Duque de Caxias.

Foram selecionados dois poços da Petrobras perfurados na Bacia do Recôncavo e executados pela empresa GEOSOL para o Projeto Sulfetos do Recôncavo. Este projeto tinha o objetivo de verificar a ocorrência de sulfetos metálicos (chumbo e zinco) no Grupo Ilhas. Os testemunhos foram perfurados próximos ao município de Aramarí, como destaca a figura 9.

Figura 9 - Mapa de localização



Legenda: Localização dos poços 9-FBA-65-BA e 7-FBA-79-BA.
 Fonte: Portela *et al.*, 2016.

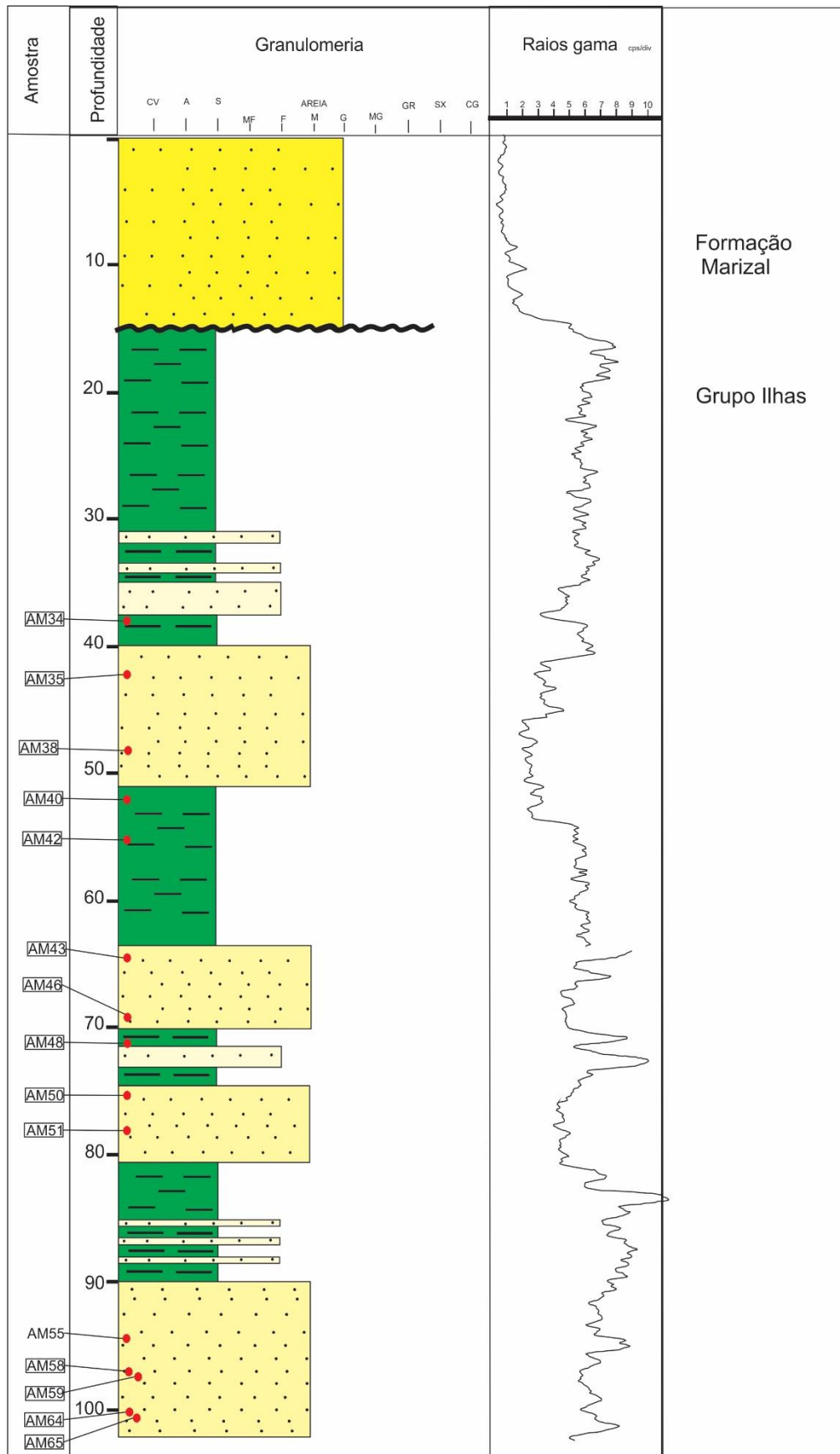
O poço 9-FBA-65-BA, perfurado com testemunhagem contínua no município de Aramarí, recuperou 102,80m de testemunhos. A composição litológica deste testemunho é descrita como arenitos que variam de fino a grosso e folhelhos (Figura 10).

Das amostras recolhidas, foram selecionadas 15 amostras para a caracterização petrográfica e confecção de lâminas delgadas.

O poço -9-FBA-79-BA também foi perfurado no município de Aramarí, sendo recuperado nesta sondagem 98,50m de testemunho. A descrição litológica identificada foi de arenito fino, siltitos folhelhos e calcário dolomítico (Figura 11). Deste testemunho foram selecionadas 15 amostras para caracterização petrográfica e confecção de lâminas delgadas.

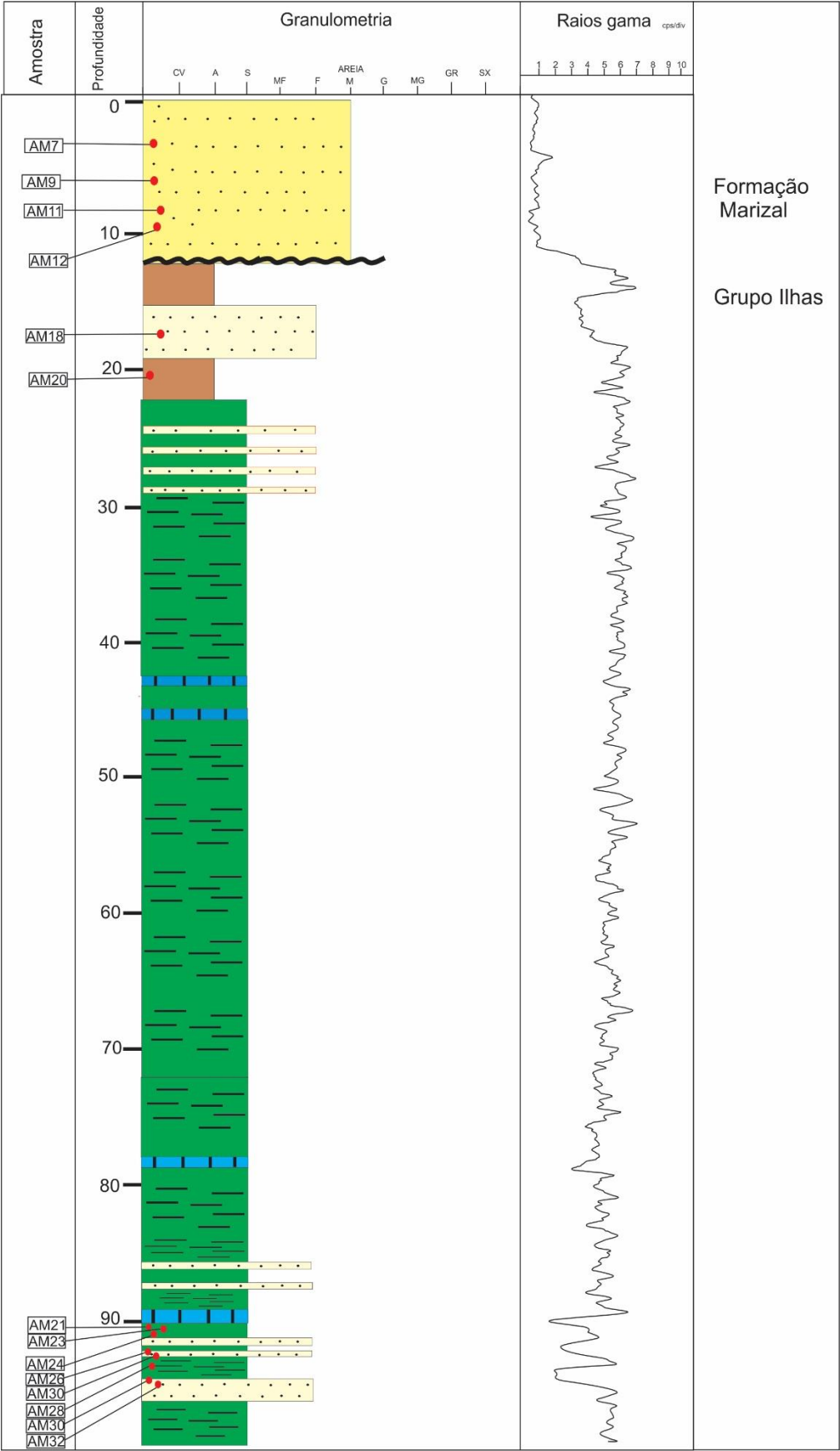
A descrição petrográfica completa está no anexo I deste trabalho.

Figura 10 - Testemunho 9-FBA-65-BA



Fonte: A autora, 2018.

Figura 11 - Testemunho 9-FBA-79-BA



Fonte: A autora, 2018.

4.2 Preparação das amostras para análise petrográfica

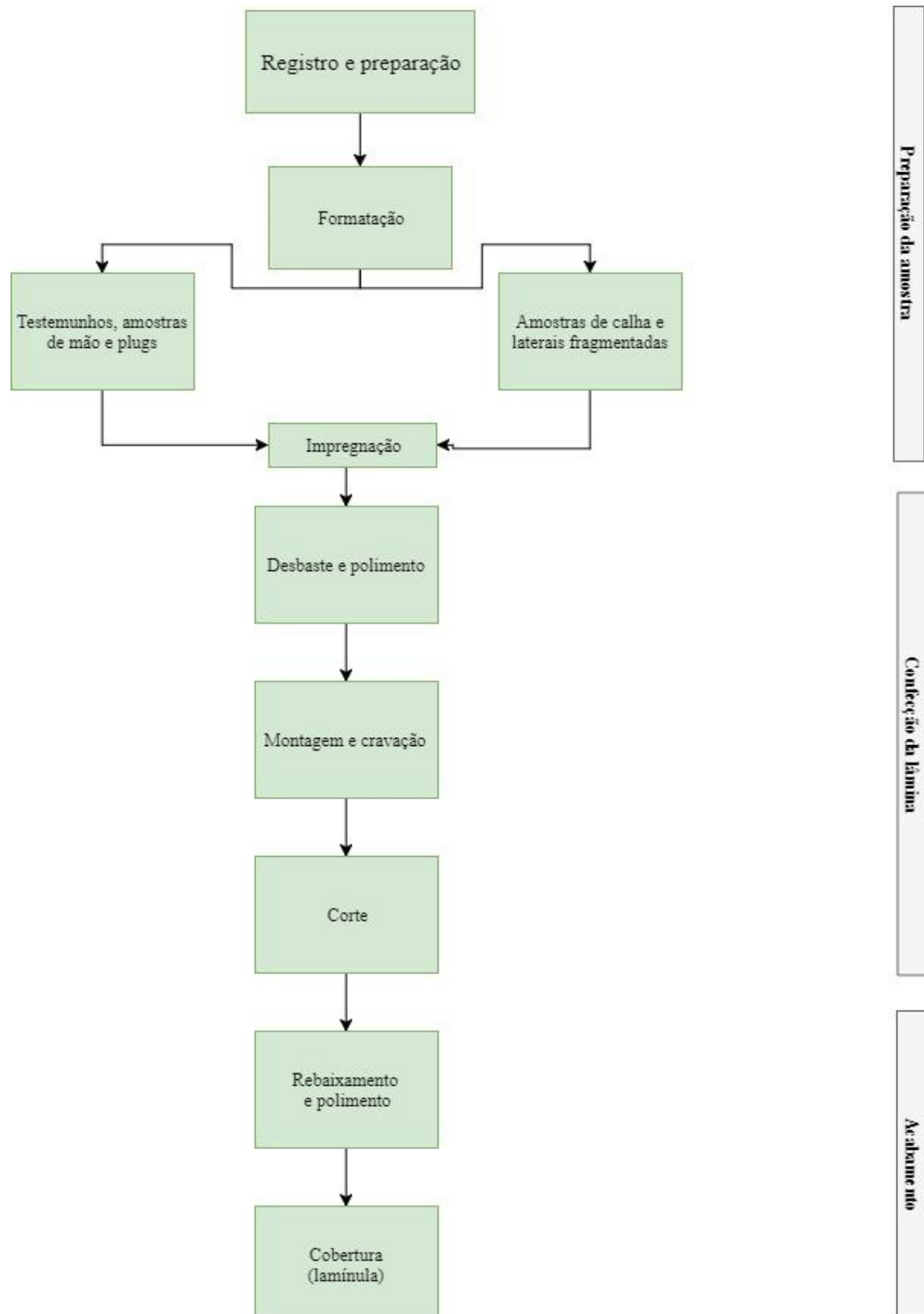
As 31 lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da FGEL (LGPA/FGEL) seguindo a metodologia proposta por Cesero *et al.* (1989). A Figura 12 apresenta um fluxograma com os procedimentos realizados. Inicialmente as amostras foram registradas com a sigla do poço e profundidade de cada uma. Após a identificação, as amostras de testemunhos foram cortadas com uma serra diamantada, de acordo com a orientação petrográfica, em blocos com dimensões de aproximadamente 2 x 3,5 x 1,5 cm. Foi realizada a impregnação, que é o procedimento de introdução de uma resina líquida com endurecedor nos poros das rochas por meio de vácuo. Após algumas horas estas resinas tem a capacidade de solidificar, por polimerização, no interior dos poros, promovendo desta forma o endurecimento da rocha (CESERO *et al.*, 1989). Como o estudo tem por objetivo identificar os poros, foi adicionado um corante azul para colorir a resina e distinguir facilmente os poros.

No processo de confecção da lâmina foram realizados desbastes, polimentos, montagens, gravações e corte das amostras. Esta operação foi feita com o controle da amostra na lupa estereoscópica para verificar a existência de inclusões de abrasivo e outras imperfeições que poderiam ocorrer. A montagem foi realizada colando a superfície desbastada da amostra em uma lâmina de vidro retangular plana de dimensões 2,5 x 4,5 x 0,2 cm. Logo em seguida, juntou-se a parte fosca com a desbastada e através de fricções laterais. O último procedimento foi feito após a secagem, com a gravação do número de registro.

O corte da amostra foi realizado em máquina automática e tem como finalidade cortar a amostra, colada na lâmina, até uma espessura inferior a 2 mm e perfeitamente paralela à superfície desta.

O acabamento das amostras foi feito a partir de processamentos de rebaixamento, polimento e cobertura da lâmina. O rebaixamento consiste em rebaixar as amostras até 100 micras de espessura através de uma série de politrizes de abrasivos, preparados sob forma de pasta de números 180, 320, 600 e 700 *mesh* de carboneto de silício. Em seguida, o acabamento e polimento foram feitos em placa de vidro utilizando-se abrasivo de 300 *mesh* de carboneto de silício até atingir a espessura de 30 micra.

Figura 12 – Fluxograma da preparação de lâminas petrográficas



Fonte: Modificado de Cesero et al., 1989.

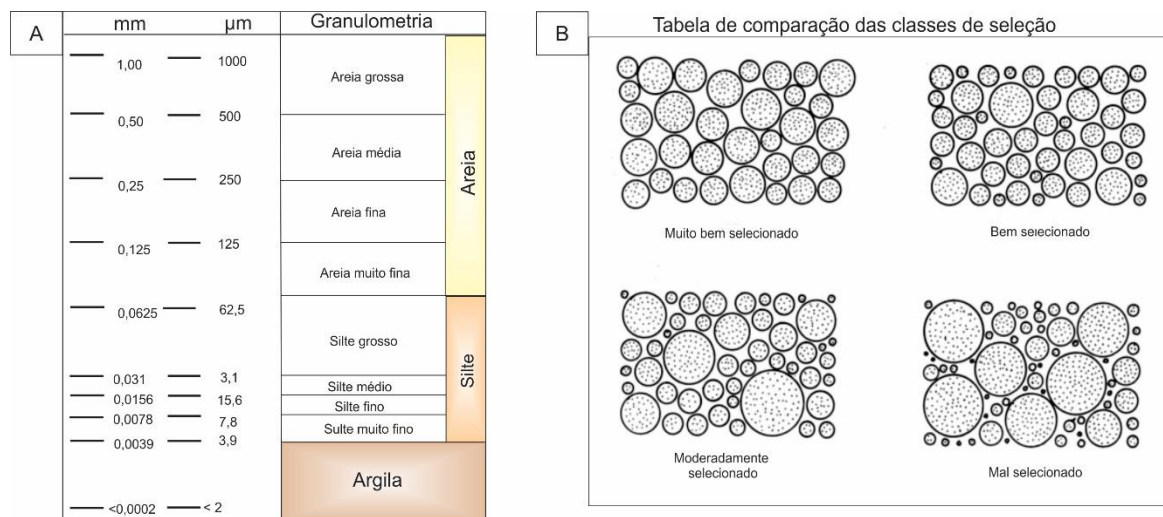
4.3 Caracterização petrográfica

Os principais parâmetros a serem descritos microscopicamente são os aspectos texturais, de fábrica e composição de arcabouço e a porosidade. As principais características petrográficas observadas foram de textura, fábrica, composição mineralógica (primária e diagenética), e os tipos de poros foram os critérios chaves para a análise petrográfica ao microscópio com luz transmitida polarizada.

4.3.1 Textura

As classes modais de tamanho dos grãos (Figura 13-A) são determinadas pela nomenclatura adotada proposta por Wentworth (1922). A seleção (Figura 13-B) é determinada por comparações entre observações em seções delgadas de rocha, vista na tabela de Pettijohn *et al.* (1972). O grau de arredondamento e esfericidade é deduzido pela classificação de Powers (1953).

Figura 13 – Parâmetro de tamanho e seleção de sedimentos



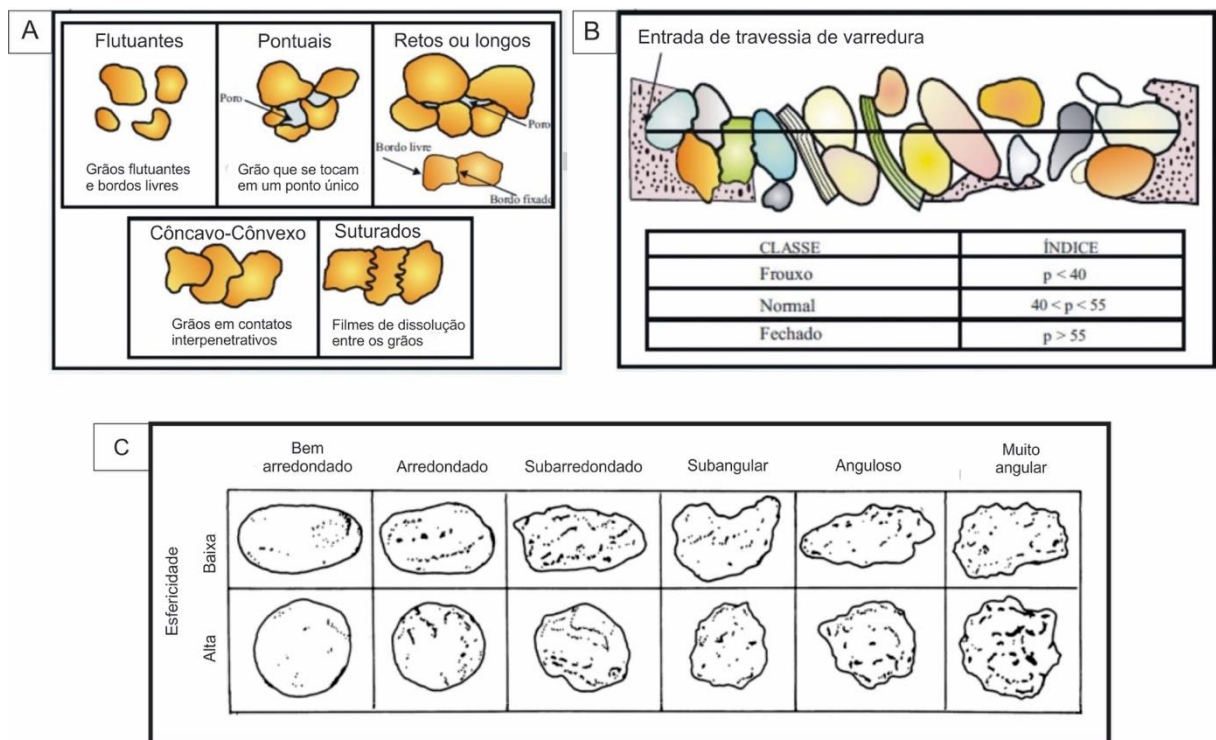
Legenda: (A) – Classificação de granulometria; (B) – classificação de seleção.

Fonte: (A) – modificado de Udden – Wentworth (1922); (B) - modificado de Pettijohn *et al.*, 1949;

4.3.2 Fábrica

Na fábrica são analisados aspectos como orientação preferencial dos grãos, empacotamento, contato entre os grãos e o tipo de suporte do arcabouço. Para a classificação do contato entre os grãos são utilizados os parâmetros de Pettijohn *et al* (1949), mostrado na Figura 14-A. O grau de empacotamento é feito por meio de análises do tipo de contato entre os grãos realizadas em lâminas. O método utilizado é o de classificação proposta por Kahn (1956) e é dividido em frouxo, normal e fechado (Figura 14-B) . A orientação é dividida entre homogênea, heterogênea, paralela ou imbricada. O arcabouço pode ser suportado pelos grãos, matriz ou pelo cimento. Os parâmetros adotados para arredondamento e esfericidade são de Scholle (1979), como mostra a figura 14-C

Figura 14 – Parâmetros das análises de contato, empacotamento e arredondamento



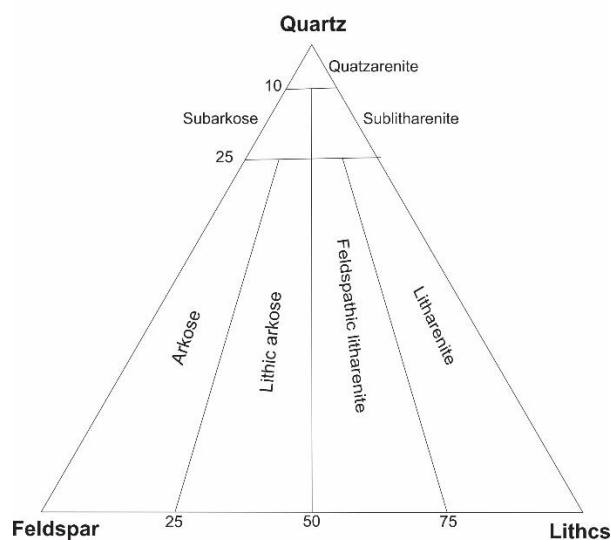
Fonte: (A) - modificado de Pettijohn *et al.*, 1949; (B) - modificado de Kahn, 1956; (C) - modificado de Scholle, 1979.

4.3.3 Quantificação composicional e de porosidade

A caracterização petrográfica foi realizada utilizando o microscópio óptico de luz transmitida da marca *Carl Zeiss Microscope Axio Imager A2*, que possui uma câmera acoplada para captura de fotomicrografias, do laboratório de Petrologia e Paleontologia da Faculdade de Geologia da UERJ juntamente com os Laboratórios de Ótica I e II da Faculdade de Ciência da Universidade do Porto. A quantificação dos constituintes dos poços foi feita a partir da contagem de pontos nas seções delgadas de amostras provenientes de testemunhos de sondagem.

A classificação da rocha é feita segundo o diagrama de Folk (1968) exemplificada na Figura 15, a partir das porcentagens das composições detríticas de quartzo monocristalino (Qm), quartzo policristalino (Qp), feldspato (F) e fragmentos líticos (L). A proveniência é determinada a partir do método de Gazzi-Dickinson de diagramas ternários, permite identificar as assinaturas composicionais dos ambientes tectônicos. A Tabela 1 mostra os principais tipos de proveniência, ambiente tectônico e composição das areias geradas.

Figura 15 - Classificação de Folk



Fonte: Folk 1968.

A porosidade das amostras estudadas foi considerada com a integração de dados a respeito do nível de seleção dos arenitos com tabelas propostas por Beard & Weyl (1973). Os valores foram obtidos através de estudos experimentais em arenitos onde se verificou a relação

da porosidade inicial com a seleção dos grãos e consequentemente com seu contexto deposicional. Estima-se que arenitos bem selecionados apresentam uma porosidade inicial de aproximadamente 40%, os moderadamente selecionados, de 34%, e os pobremente selecionados, em torno de 30% de porosidade inicial. A identificação de poros secundários foi realizada a partir de critérios como a formação de poros agigantados e em forma de gargantas, dissolução de grãos e cimento para formação de porosidade e corrosão dos grãos (SCHMIDT & MCDONALD, 1979 *apud* WILSON & STANTON, 1994).

Tabela 1 - Composição mineralógica dos diversos ambientes tectônicos

Tipos de Proveniência	Ambiente Tectônico	Composição das areias geradas
Cráton estável	Intracontinental ou plataforma passiva	Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Rifte de ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt e Qp, similares à área fonte
Arco magmático	Arco de ilha ou arco continental	Areias feldspato-líticas (F-L) vulcanoclásticas com alta razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Reciclagem orogênica	Cinturão orogênico ou complexo de subducção	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) pobres em F e Lv, ricas em fragmentos sedimentares e meta-sedimentares, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

Fonte: Modificado de Dickinson, 1985.

4.4 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Para identificar a presença dos componentes minerais, composição dos argilominerais e verificar as relações paragenéticas nas amostras, foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura com detector de energia dispersiva de raios X acoplado. As análises foram feitas no

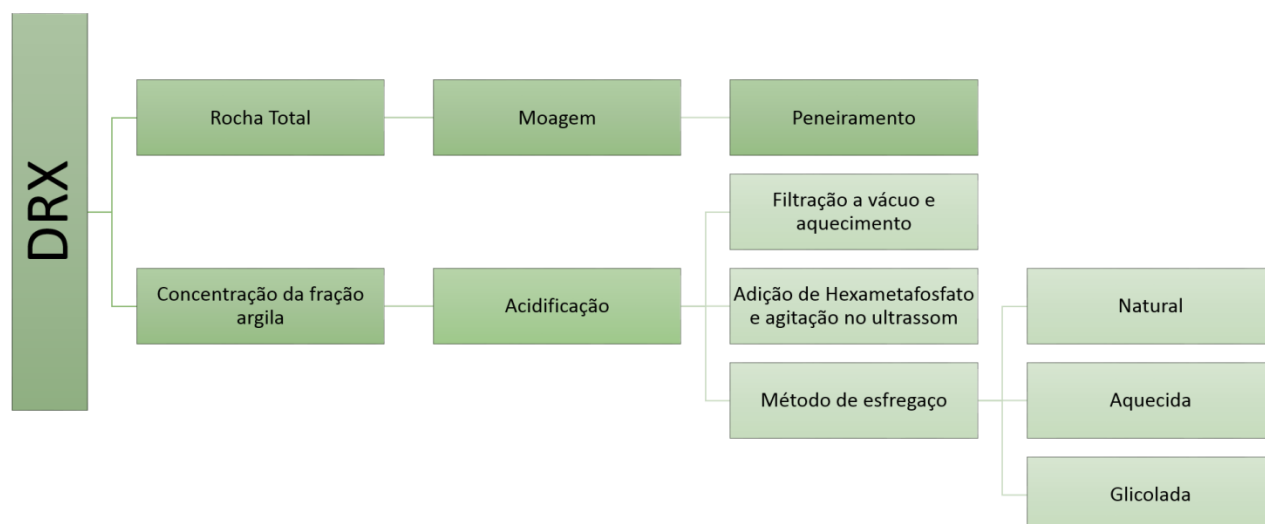
laboratório do Centro de Material da Universidade do Porto (CEMUP), através do microscópio eletrônico de varredura modelo *FEI Quanta 400FEG ESEM / EDAX Genesis X4M* e no Departamento de Estratigrafia e Paleontologia na Universidade do Estado do Rio de Janeiro, com o microscópio eletrônico em alto vácuo de modelo *Zeiss Evo MA-10*.

O princípio de funcionamento do MEV se dá quando um feixe de elétron atinge a amostra ele é espalhado por camadas atômicas próximas a superfície deste material, a interação do feixe com o material muda a direção de movimentação dos elétrons e com isso parte de sua energia é perdida. Os sinais mais utilizados na microscopia eletrônica de varredura para a formação da imagem são os elétrons secundários e os retroespalhados. Os elétrons secundários fornecem imagem de topografia da superfície da amostra e são os responsáveis pela obtenção das imagens de alta resolução. Já os retroespalhados fornecem imagem característica da variação de composição gerada a partir do contraste em função do número atômico dos elementos que compõe as amostras analisadas.

4.5 Difratometria de raios X (DRX)

As análises de difratometria de raios X foram realizados no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). Os difratogramas de raios X (DRX) das amostras, obtidos pelo método do pó, foram coletados em um equipamento *Bruker-D4 Endeavor*, nas seguintes condições de operação: radiação $\text{Co K}\alpha$ (35 kV/40 mA); velocidade do goniômetro de $0,02^\circ 2\theta$ por passo com tempo de contagem de 1 segundo por passo e coletados de 5 a $80^\circ 2\theta$. As interpretações qualitativas de espectro foram efetuadas por comparação com padrões contidos no banco de dados PDF02 (ICDD, 2006) em *software Bruker AXS Diffrac.Plus.e*. A Figura 16 sintetiza através do fluxograma os procedimentos realizados para a análise.

Figura 16 - Fluxograma das etapas de preparação das amostras para análise de DRX



Fonte: A autora, 2018.

O objetivo desta análise é a caracterização da composição mineralógica da fração argila, que geralmente é composta por minerais de difícil identificação em lâmina petrográfica.

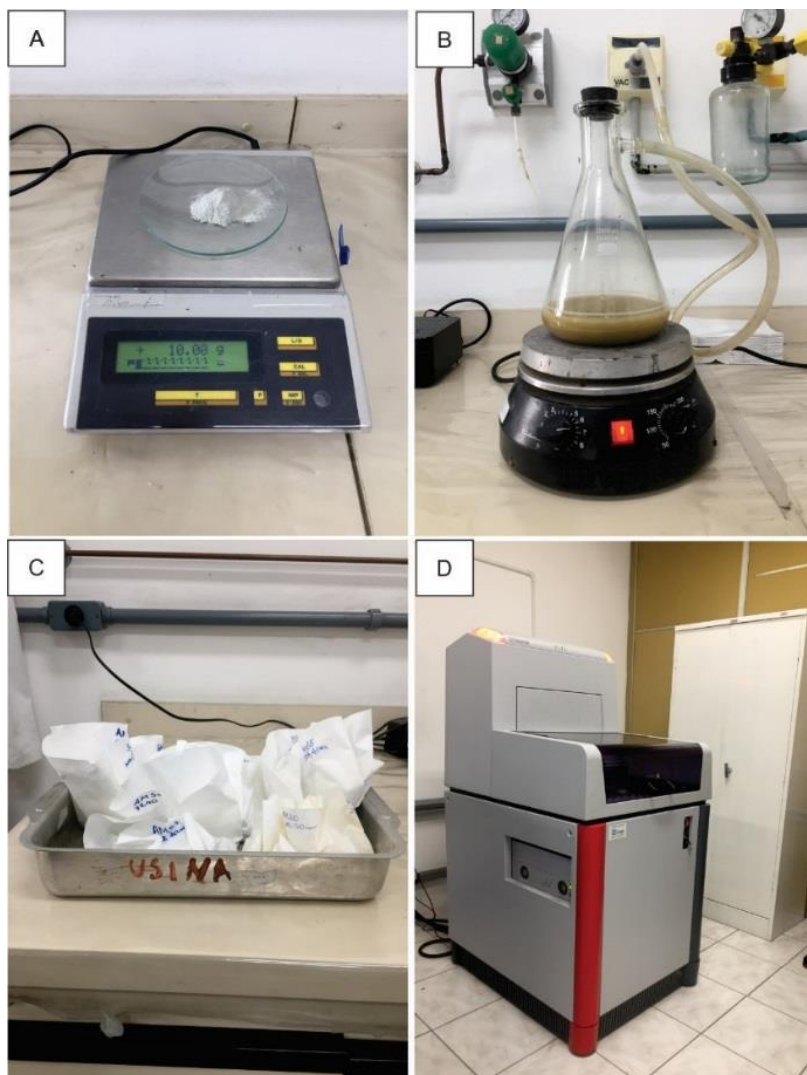
As amostras foram preparadas em três etapas principais. A primeira etapa compreende a preparação para análise de rocha total, em que o objetivo é a análise quantitativa dos principais constituintes minerais de granulometria mais grossa presentes na rocha. Essa etapa consiste em moer a rocha no moedor *Yellow Line A10* para a redução da granulometria até aproximadamente 1 mm de fração silte/argila, e peneiramento em uma peneira de 200 *mesh*.

A análise da fração argila (granulometria menor que 2 μm) segue um protocolo diferente do procedimento anterior. Com a fração mais fina, obtida com o moedor e o peneiramento, é realizada a segunda etapa, que consiste em um ataque com ácido para a remoção dos carbonatos a partir de uma solução tampão de 82g de acetado de sódio, 900ml de água purificada e 27ml de ácido acético glacial. A solução deve alcançar um pH de 5 e que pode ser equilibrada com adição de hidróxido de sódio ou ácido acético, e por fim a solução é diluída até alcançar um litro. Dez gramas de amostra são adicionados a solução tampão dentro de um kitassato de 500ml em um ultrassom aquecido em 45°C por 2 horas a vácuo.

O procedimento para concentração dos argilominerais é feito após a retirada dos carbonatos, onde o material remanescente é filtrado e secado na estufa com temperatura de 45°C. É separado 1,5g da argila seca em um *becker* com 50ml de água destilada e meia gota de hexametafosfato de sódio a 1% para agitar em ultrassom por um minuto. Após o ultrassom, a suspensão repousa por 20 minutos e é retirada com a pipeta 3 ml da suspensão e dispondo-os sobre as lâminas. É utilizado o método do esfregaço para colocar o material sobre as três

lâminas, que serão utilizadas para comparação em três condições diferentes: em condições naturais, glicolada e a terceira aquecida (calcinada) a uma temperatura de 550°C (JACKSON, 1969). A Figura 17 mostra equipamentos e parte dos processos realizados.

Figura 17 - Preparação das amostras para análise de DRX



Legenda: (A) – pesagem das amostras; (B) – processo de acidificação;
(C) – amostras preparadas para o aquecimento; (D) - Bruker-D4 Endeavor.

Fonte: A autora, 2018.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

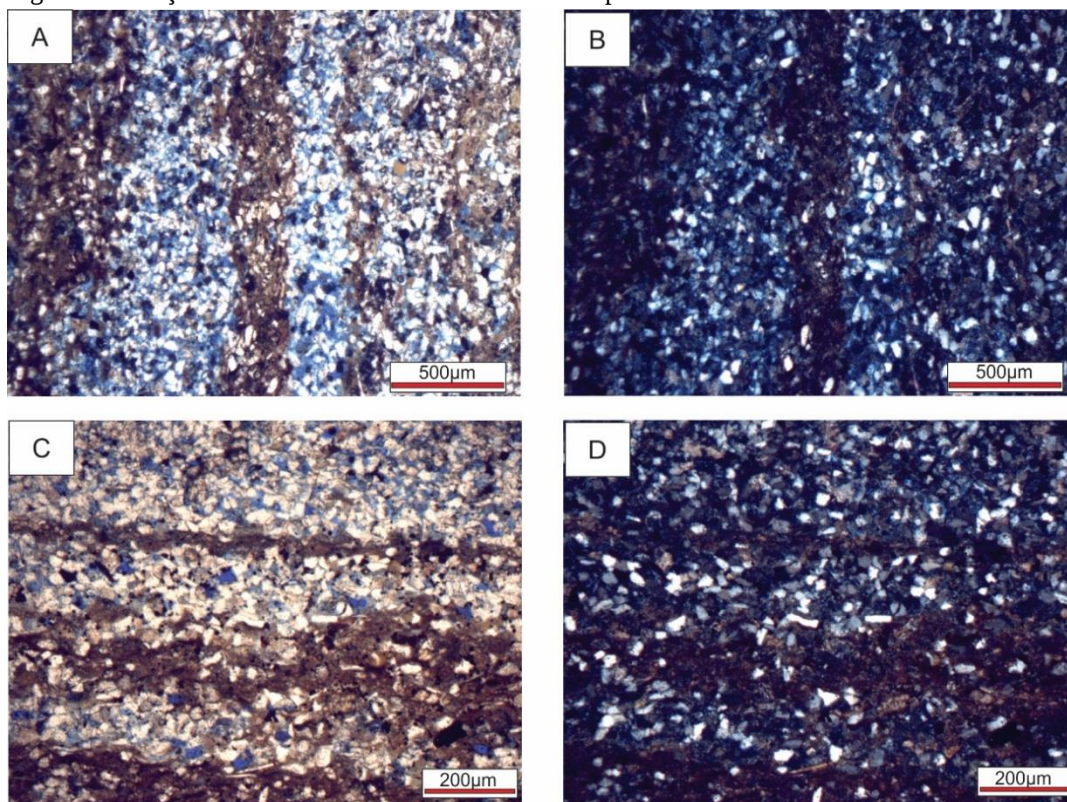
5.1 Petrografia

A partir da descrição petrográfica auxiliada pelo MEV/EDS e análise de DRX de 30 lâminas delgadas foram analisados os arranjos dos grãos, feições texturais, mineralogia detrítica e diagenética e tipos de porosidade. Os resultados obtidos a partir das descrições e suas interpretações são apresentados nos itens a seguir.

5.1.2 Estruturas microscópicas, textura e fábrica

Estruturas sedimentares de laminações plano-paralelas são realçadas por constituintes as como a biotita, intraclastos lamosos, minerais pesados, e minerais digenéticos. Esses planos de estratificações são locais, irregulares e de forma retilínea. (Figura 18).

Figura 18– Feições de estruturas sedimentares microscópicas encontrada nas amostras

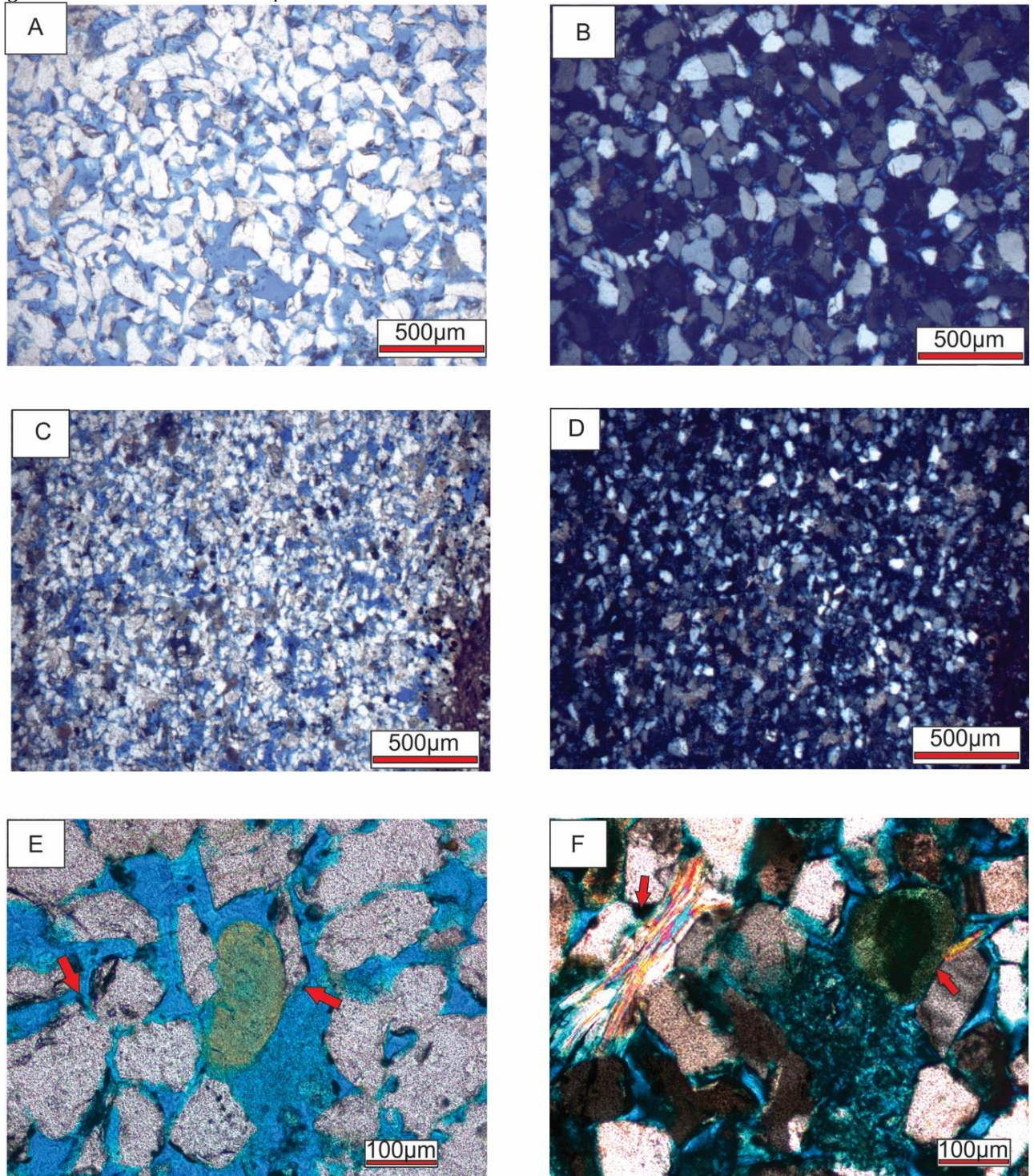


Legenda: Estruturas de laminações plano paralelas irregulares formadas por argilominerais. (A) - Amostra AM64 em polarizadores cruzados. (B) – AM64 em polarizadores paralelos. (C) – AM50 em polarizadores cruzados. (D) – AM50 em polarizadores paralelos.

Fonte: A autora, 2018.

O tamanho dos grãos estudados varia de areia muito fina (Figura 19D) a média (Figura 19-A), com níveis de predominância argilosa e siltítica que ocorrem localmente. A seleção é principalmente moderada, ocorrendo também arenitos pobremente selecionados a bem selecionados, onde os grãos mais frequentes são subangulosos a subarredondados. O empacotamento mostra variação de frouxo a normal com predomínio de contatos pontuais sobre os longos e raros côncavo-convexos. Não foram observados contatos suturados em quantidades significativas.

Figura 19 – Textura e contatos representativos



Legenda: Variação da granulometria e tipo de empacotamento. (A) e (B) - Amostra AM7 com empacotamento frouxo e arenito médio com PP e PC respectivamente. (C) e (D) - AM64 com arenito fino e empacotamento normal com PP E PC respectivamente; (E) - As setas mostram os contatos pontual e longo da amostra AM38 em PP; (F) - As setas em vermelho mostram os contatos suturados na amostra AM38 em PP.

Fonte: A autora, 2018.

Os arenitos médios tendem a apresentar empacotamento frouxo e poros secundários. Os arenitos finos a muito finos frequentemente apresentam empacotamento normal e bom

porosidade. A dissolução de minerais como feldspato e dolomita, é responsável pelo aumento da porosidade intergranular e móldica tanto dos arenitos mais finos quanto nos médios.

A orientação dos grãos alongados é paralela e subparalela ao acamamento. Entretanto, essa orientação não ocorre quando há arenitos muito finos intercalados com porções onde há presença de pseudomatriz e estruturas biogênicas que modificam as estruturas primárias e o arranjo dos grãos.

5.1.3 Composição detrítica

Os arenitos são compostos por quartzo, feldspatos, micas, biotita, intraclastos lamosos, bioclastos, minerais pesados e opacos.

O constituinte primário mais abundante é o quartzo detrítico, com porcentagens média de 54,08%, podendo chegar a 90% do volume da amostra. Com predominância de grãos monocristalinos de extinção ondulante, e subordinadamente o policristalinos. O quartzo é identificado principalmente pelo baixo relevo, baixa birrefringência e a ausência de clivagem.

Os feldspatos são os minerais detríticos de maior ocorrência depois do quartzo, sendo identificados o K-feldspato e o plagioclásio. Dos k-feldspatos identificados, estima-se que a grande maioria seja do tipo ortoclásio (porcentagem média de 17,51% e máxima de 33,5%). A microclina foi encontrada em quantidades pouco representativas. O ortoclásio não apresenta nenhum tipo de macla e extinção regular, estando comumente substituído pela caulinita ou dolomita e comumente sendo dissolvido. As porcentagens de plagioclásio são baixas, podendo chegar ao máximo de 2%. Esse mineral por vezes é encontrado sendo substituído pela caulinita ou sendo dissolvido. A intensa diminuição dos feldspatos por dissolução indica que as areias eram mais feldspáticas originalmente no período da deposição.

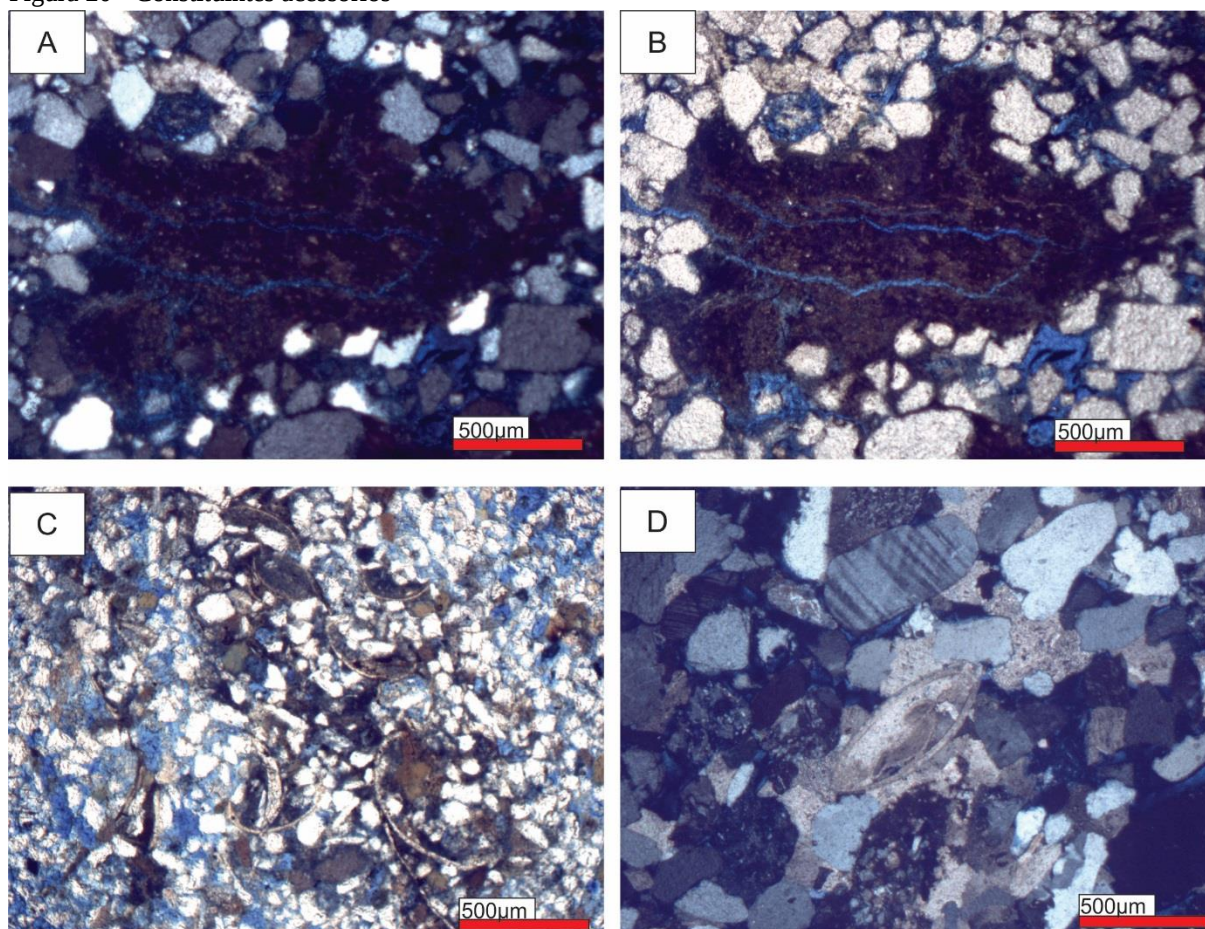
A biotita encontrada nas amostras em lâminas petrográficas são observadas com a forma alongada, birrefringência moderada, chegando a porcentagem média 1,43% e máxima de 4,1%. A biotita é um constituinte diagenético de fundamental importância, pois este mineral rico em Fe pode fornecer este elemento para formação de minerais antigênicos além de ser um ótimo indicador de compactação mecânica devido a sua plasticidade.

Intraclastos lamosos são encontrados localmente em algumas amostras e entre os grãos mais resistentes, podendo apresentar formas concentradas ou dispersas com percentual máximo

de 7%. Os intraclastos são comumente de natureza dúctil, logo, os intraclastos foram afetados pelos efeitos de compactação, formando pseudomatriz em algumas amostras (Figura 20-A e B).

Os constituintes com porcentagens com até 1% são encontrados de forma dispersa nas amostras. São eles: mica como muscovita, titanita, zircão, pirita e minerais opacos. Bioclastos encontrados nas lâminas são majoritariamente de ostracodes (Figura 20-C) e por vezes são encontrados sendo substituídos por cimento carbonático microcristalino, como mostra a Figura 20-D.

Figura 20 - Constituintes acessórios

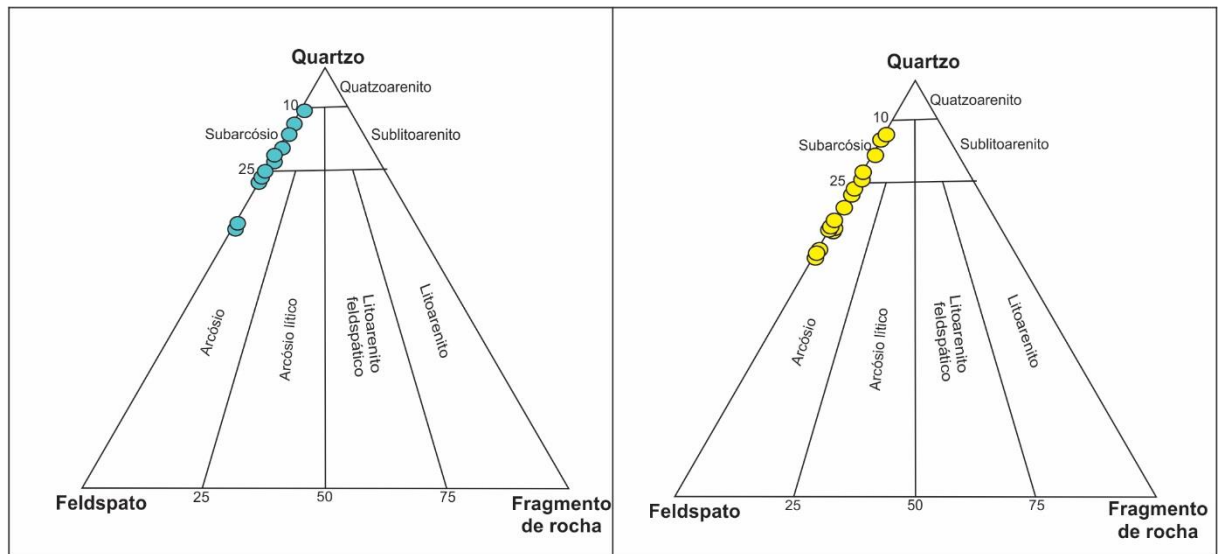


Legenda: (A) e (B) – intraclasto de argilomineral da amostra AM32. (C) - fragmento de bioclasto desarticulado da amostra AM65. (D) - fragmento de bioclasto articulado AM43.

Fonte: A autora, 2018.

De acordo com o gráfico de classificação composicional com base na composição de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, de Folk (1974), as amostras tanto do testemunho 9-FBA-65-BA quanto do testemunho 9FBA-79-BA foram classificadas como arcóseo e subarcóseo. A Figura 21 mostra a classificação e predominância da composição de quartzo e feldspatos sobre os fragmentos líticos.

Figura 21 - Diagrama de classificação composicional

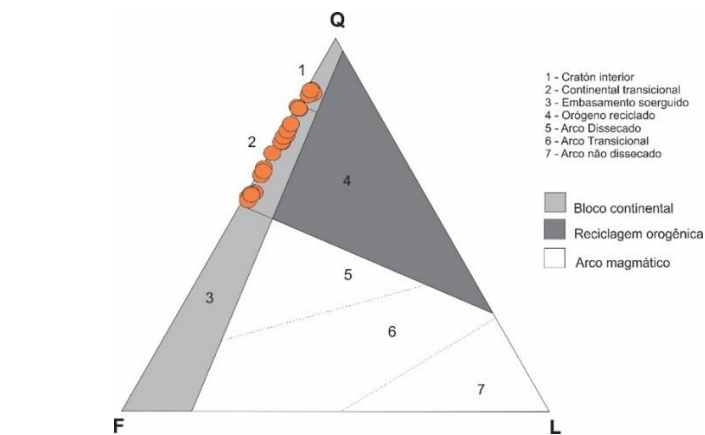


Legenda: (A) - amostras de 9-FBA-65-BA; (B) - amostras de 9-FBA-79-BA.

Fonte: Modificado de Folk, 1974.

Os dados de composição primária obtidos foram plotados no diagrama de Dickinson (1985). Este diagrama indica que a proveniência dos sedimentos analisados nos dois testemunhos é de ambiente de cráton interior a continental transicional (Figura 22).

Figura 22 - Diagrama de proveniência



Legenda: Classificação das amostras.

Fonte: Modificado de Dickinson, 1985.

5.1.4 Constituintes diagenéticos

Os principais constituintes diagenéticos encontrados em lâminas são produtos de processos ocorridos principalmente durante a eodiagênese e mesodiagênese. Os processos

diagenéticos são responsáveis pelas mudanças de texturas, porosidade e cimentação. Minerais primários instáveis sofrem dissolução gerando uma porosidade secundária intergranular e móldica. O processo de substituição é comum em minerais instáveis que são supridos geralmente por cimento dolomítico e argilominerais. Constituintes como minerais opacos (pirita e hematita) e minerais de titânio estão presentes em menor quantidade, também como produto de alteração.

Cimento carbonático

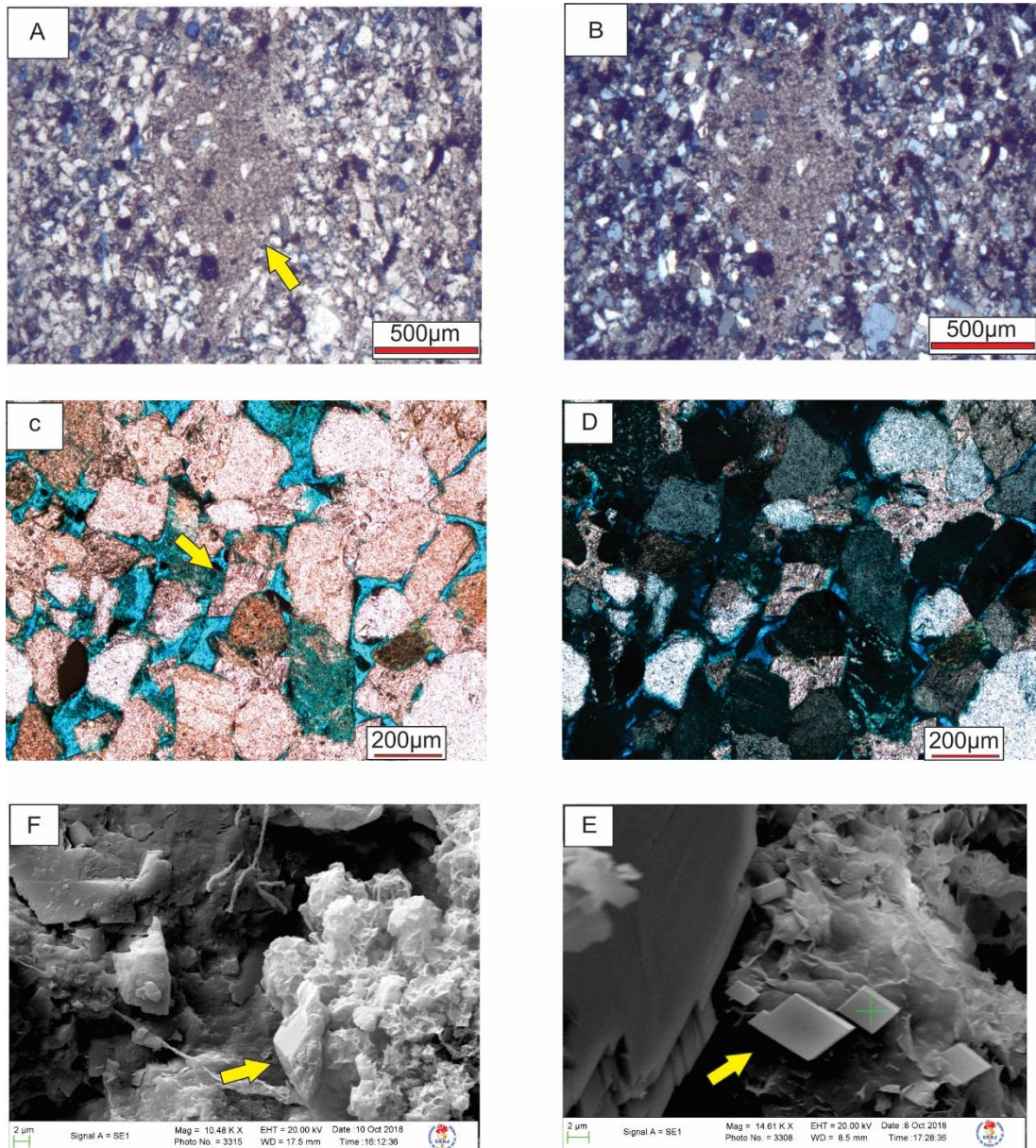
A dolomita é o mineral diagenético mais abundante, e ocorre principalmente cimentando parcialmente ou totalmente os poros e por vezes sendo substituindo minerais primários mais instáveis como feldspatos, intraclastos lamosos e bioclastos. O cimento pode chegar a compor por uma média de 20,54% e o máximo de 71,8% em amostras intensamente cimentadas. A composição geral do mineral é $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ e a partir da análise por DRX de rocha total pode-se confirmar a presença da dolomita.

O cimento dolomítico ocorre como agregados de cristais bem desenvolvidos com textura microcristalina (Figura 23 A-B) ou como cristais eudrais (Figura 23 C-D). A precipitação da dolomita é controlada principalmente pela composição química da água, razão Mg/Ca, Eh, pH, temperatura e pCO_2 (KLEIN & MIZUSAKI, 2007). Os íons necessários para a formação deste cimento podem ser derivados, da dissolução de rochas solúveis, por percolação ou expulsão de águas dos folhelhos associados e de outras rochas, submetidas às reações minerais ou orgânicas (CURTIS, 1978; BOLES & FRANKS, 1979; BOLES & RAMSEYER, 1987; HUTCHEON, 1990;). Nas rochas estudadas avalia-se que os íons tenham origem a partir dos folhelhos intercalados. O magnésio envolvido na precipitação de dolomita na fase mesodiagenética pode ser derivado da dissolução de argilominerais, como exemplo a amostra Am20, que apresenta porcentagens maiores de magnésio quando ocorre com a clorita e esmectita/illita.

A siderita ocorre de forma microcristalina, associada principalmente com minerais argilosos. Este mineral é formado a partir da substituição do Ca por Fe, e apresenta fórmula ideal FeCO_3 , porém é encontrada de forma impura. O produto de alteração mais comum para este mineral é a goethita, hematita e magnetita. A siderita geralmente resulta da carbonatação da chamosita, o que pode ser facilmente correlacionado às cloritas ricas em Fe das amostras

ocorre comumente entre as camadas argilosas ou juntamente com o cimento dolomítico como mostrado na Figura 23-E.

Figura 23 - Cimento dolomítico



Legenda: (A) e (B) - cristais microcristalinos de dolomita preenchendo os poros na AM35 em PP e PC respectivamente; (C) e (D) – As setas destacam os cristais euédricos de dolomita presente na amostra AM43 em PP e PC respectivamente.(F) – Dolomita em imagem de MEV; (E) Siderita em imagem de MEV.

Fonte: A autora, 2018.

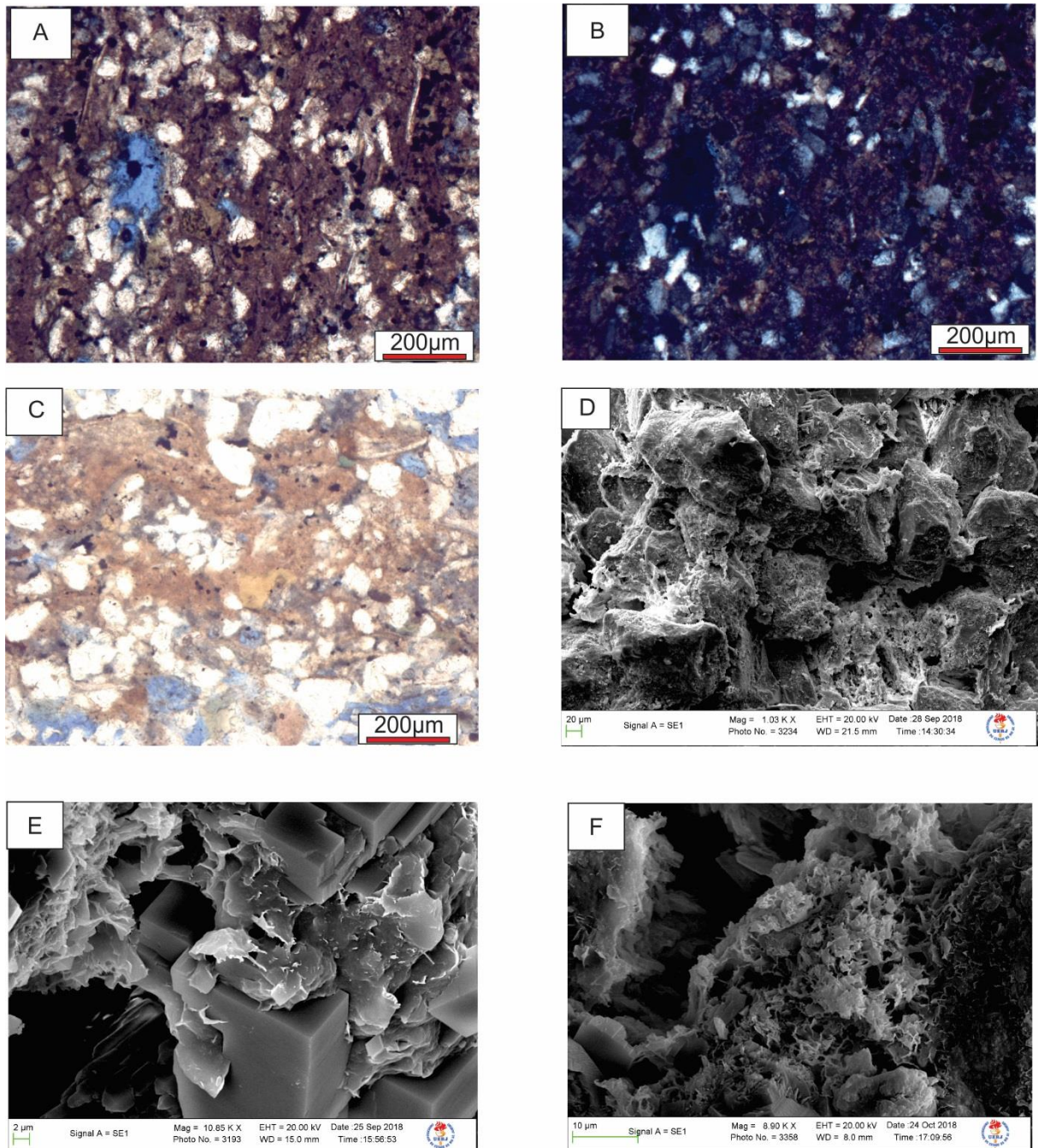
Argilominerais

Os argilominerais podem ser encontrados principalmente em dois casos mais comuns, a partir de níveis de mais baixa energia favorecendo a deposição de minerais de granulometria mais fina como a esmectita detrítica e minerais associados a transformação dessas esmectitas, como a illita e clorita. Neste trabalho, quando mencionado argilomineral como constituinte, consideramos o mineral de esmectita ou illita, uma vez que no microscópio petrográfico não é possível separação destes. Os argilominerais são formados a partir de níveis onde a concentração de argilominerais foi abundante e favorecido principalmente pela transferência de fluidos dos folhelhos adjacentes e após a dissolução do cimento dolomítico. A concentração de argilominerais de esmectita e illita são encontrados ao redor dos grãos tanto de granulometria média como os de granulometria fina, envolvendo minerais detríticos e diagenéticos. Esses minerais foram quantificados a partir das análises microscópicas.

A esmectita e illita ocorrem principalmente sob a forma de agregados microcristalinos preenchendo os poros e envolvendo os minerais primários e diagéticos de forma descontínua a continua. Estes minerais envolvem os grãos, e com isso cria uma capa que reduz a porosidade e a permeabilidade (Figura 24- A e B). Os agregados microcristalinos de substituição de grãos primários sujeitos a dissolução, estão presentes em maior quantidade em amostras de arenitos finos/muito finos. Localmente, os intraclastos lamosos e pequenos agregados de argilominerais são afetados pela compactação gerando uma pseudomatriz.

A illita e os interestratificados de esmectita/illita e esmectita/clorita foram identificados nas imagens de MEV. A illita costuma apresentar pequenas pontes e aspecto fibroso ou em linhas como observado na figura 24-E.

Figura 24 - Argilominerais



Legenda: (A) , (B) – Mostra um nível de argilominerais com esmectita/ilita e clorita na AMO50 em PP e PC respectivamente; (C) – Nível de argilominerais com clorita em PP; (D) Grãos cimentados em AM50 em imagem de MEV; (D) Feldspato sendo cimentado por illita em destaque na AM51; (E) – Nível de esmectita/ilita em MEV.

Fonte: A autora, 2018.

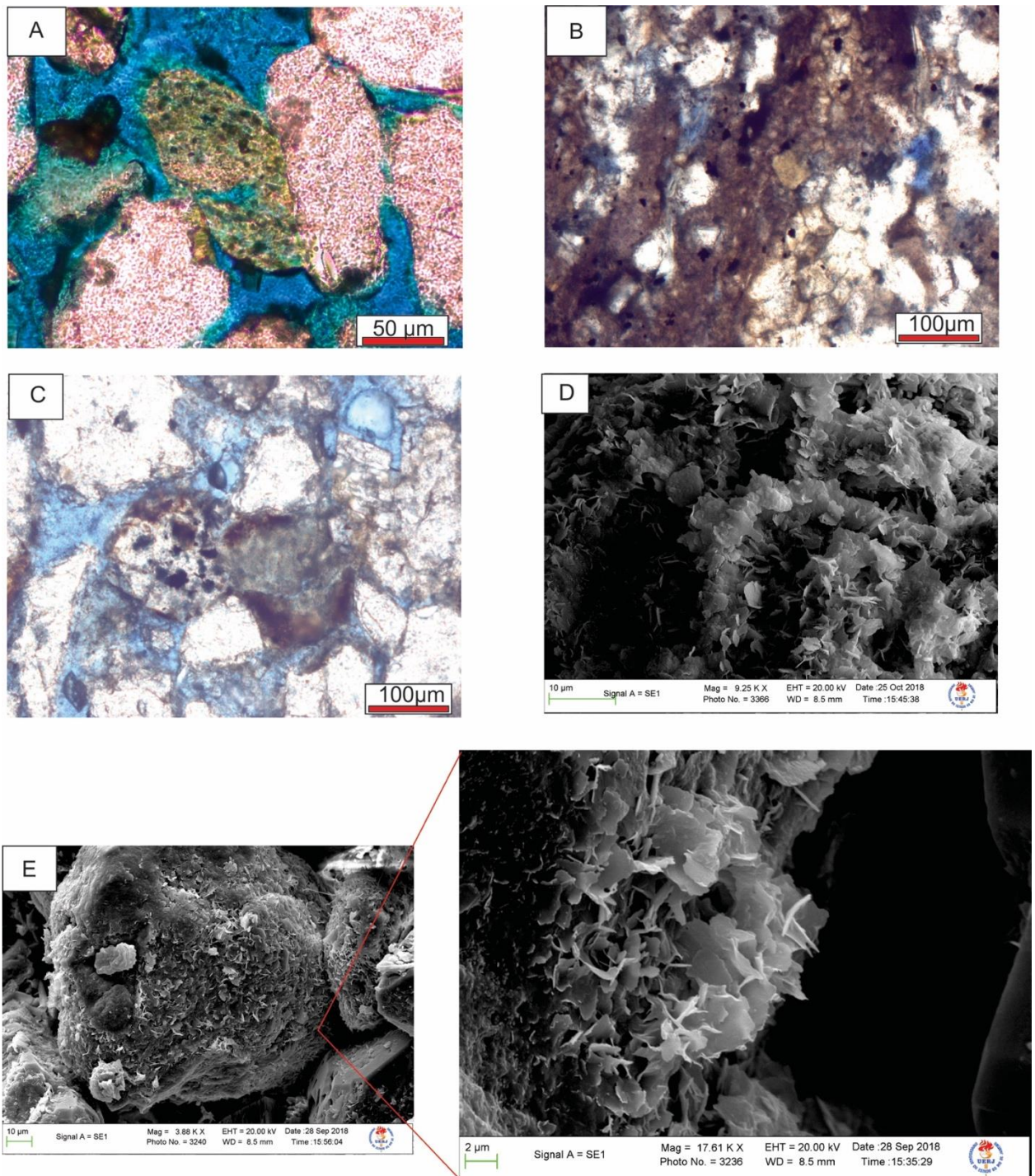
Clorita

A cimentação de clorita (maioria rica em Fe) é um produto diagenético comum nas amostras estudadas e comum também em arenitos de ambiente deltaico. Esse mineral fornece informações importantes relacionados a história da diagênese e sobre a composição química das águas dos poros, pois durante a diagênese é comum a clorita se formar em ambientes preferencialmente alcalinos e com alto valor de pH e íon de Fe.

O mineral apresenta tamanhos irregulares e variados (Figura 25), e geralmente está associado à presença de argilominerais como illita e esmectita. O aumento da proporção de clorita nas lâminas é fortemente vinculado à quantidade de argilominerais presentes, com média de 3,41% e máxima de aproximadamente 10%. A cloritização nas amostras em questão é formada como produto principalmente de processos como liberação de fontes de Fe, Mg, Al e Si, que incluem a transformação de argilominerais, dissolução ou substituição de grãos de composição ferro-magnésiana como biotita, intraclastos lamosos e minerais pesados (WORDEN & MORAD, 2003).

A clorita ocorre de três formas diferentes. A primeira ocorrência é como franja de minerais detríticos que são cobertos parcial ou totalmente por franjas de clorita (Figura 25-A e B). A segunda forma de ocorrência é interestratificados com outros argilominerais como a esmectita e illita (Figura 25-D), preenchendo os poros e cimentando grãos detríticos do arcabouço como de feldspatos e quartzo. A terceira e última forma de ocorrência é sua precipitação de cloritas que ocorrem preenchendo os poros próximo às camadas onde há abundância de argilominerais e biotita e ocorrem geralmente em arenitos de granulometria fina.

Figura 25- Clorita



Legenda: (A) Feldspato sendo substituído por clorita em AM38 com PP; (B) e (C) – Clorita sendo envolvida por argilominerais em AM28, ambas em PP; (D) – Imagem de MEV de nível de smectita/clorita em AM50 . (E) – Clorita envolvendo grão detritico sob forma de franjas em AM50 (imagem de MEV).

Fonte: A autora, 2018.

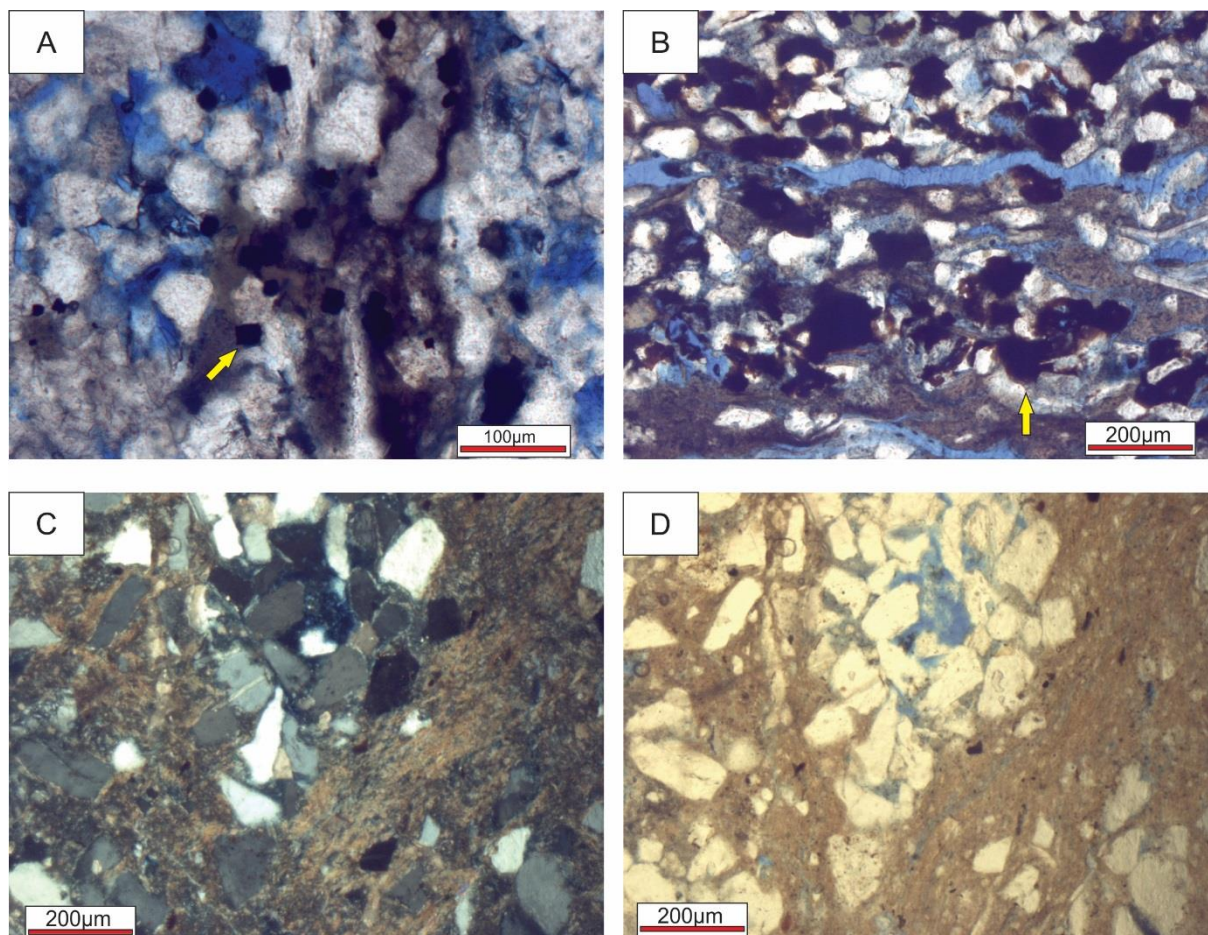
Minerais acessórios diagenéticos

Os constituintes diagenéticos em quantidades menores que chegam até 2% são a caulinita, pirita, óxidos / hidróxidos de ferro e de titânio e hematita. A pirita e hematita ocorrem principalmente em bandas mais ricas em argilominerais de illita/esmectita e biotitas, e substituindo parcialmente a pseudomatriz. A pirita também se precipita em um estágio de mesodiagênese tardia preenchendo os poros (Figura 26-A) e foi identificada também em luz refletida. Os óxidos neoformados são produtos a partir de resíduos da substituição de grãos de minerais de titânio primários (Figura 26-B). A caulinita ocorre como produto de alteração dos feldspatos.

Pseudomatriz

A pseudomatriz é gerada principalmente como consequência do processo de compactação mecânica de intraclastos lamosos dúcteis, dispersos entre os grãos mais rígidos do arcabouço. As amostras com profundidades de aproximadamente 40m de testemunhos apresentaram maior quantidade de pseudomatriz com granulometria fina e são comumente encontradas sem qualquer tipo de orientação ou ainda como agregados aproveitando os espaços entre as estratificações (Figura 26-C e D). A pseudomatriz pode se contrair e formar poros secundários entre os grãos, ou ainda pode ser substituída por cimento dolomítico, pirita e outros minerais opacos.

Figura 26 - Minerais acessórios diagenéticos



Legenda: (A) – pirita precipitada sobre os poros e demais minerais diagenéticos na amostra AM50 em PP; (B) – Imagem em PP de óxidos neoformados na AM18; (C) e (D) – pseudomatriz presente na amostra AM30, em PC e PP respectivamente.

Fonte: A autora, 2018.

5.2 Caracterização mineralógica por DRX

A caracterização mineralógica foi realizada por análises de difratometria de raios X para complementar a identificação dos minerais na fração areia e distinguir e caracterizar os minerais na fração argila. As difrações de raios-X foram realizadas cinco nas amostras (AM 20, AM32, AM50, AM51 e AM65) contemplando tanto análises de rocha total como a caracterização de minerais na fração argila.

5.2.1 Análise de rocha total

Os picos de maior intensidade para análise de rocha total das amostras foram bastante similares, com o destaque dos picos de quartzo, ortoclásio, labradorita, microclina, biotita e dolomita.

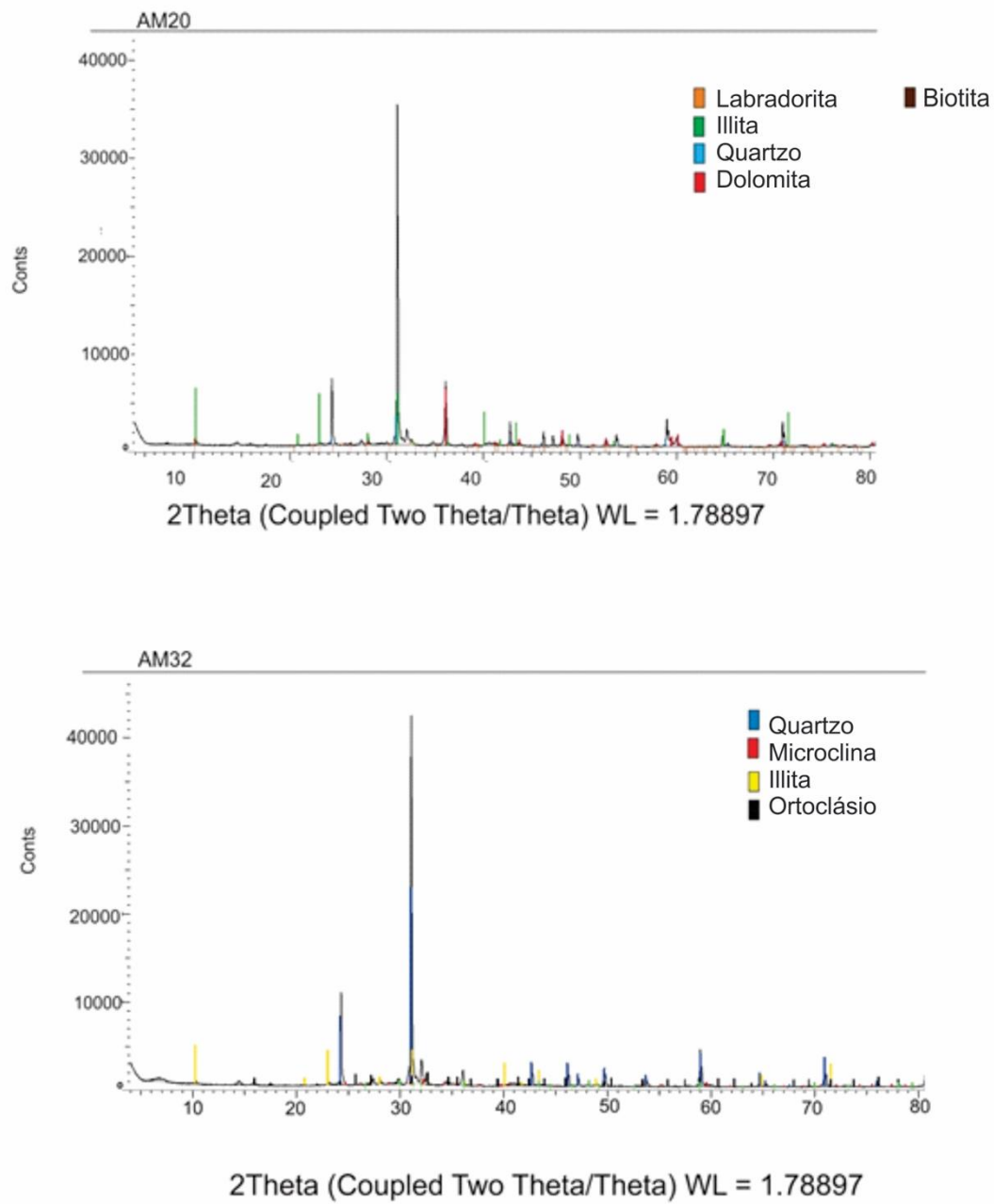
Todas as amostras apontam a presença de quartzo, sendo o mineral que apresenta picos de maior intensidade com reflexões bem definidas, que caracterizam o quartzo de baixa intensidade. A distância interplanar do quartzo é de aproximadamente 3,34 Å. O difratograma de raios X das Figuras 27 e 28 mostram a presença dos picos de quartzo.

A biotita e muscovita são caracterizadas pelo pico primário em 3,37 Å e 3,35 Å, respectivamente, e são encontradas nas amostras AM-20 e AM-65.

O grupo dos feldspatos é muito comum na composição de arenitos e seu reconhecimento em lâmina petrográfica é mais difícil, pois este grupo possui variedades que dependem da composição e proporção dos elementos químicos. Foram identificados picos de ortoclásio, labradorita e microclina. O ortoclásio e a microclina são feldspatos de composição potássica (KAlSi_3O_8) e possuem valores de distância interplanar de 3,18 Å e 3,24 Å respectivamente. Já a labradorita possui distância interplanar de 3,21 Å e pertence a série dos plagioclásios que possui proporção composicional de cálcio maior do que o sódio. As Figuras 27 e 28 mostram o difratograma com picos de microclina e ortoclásio.

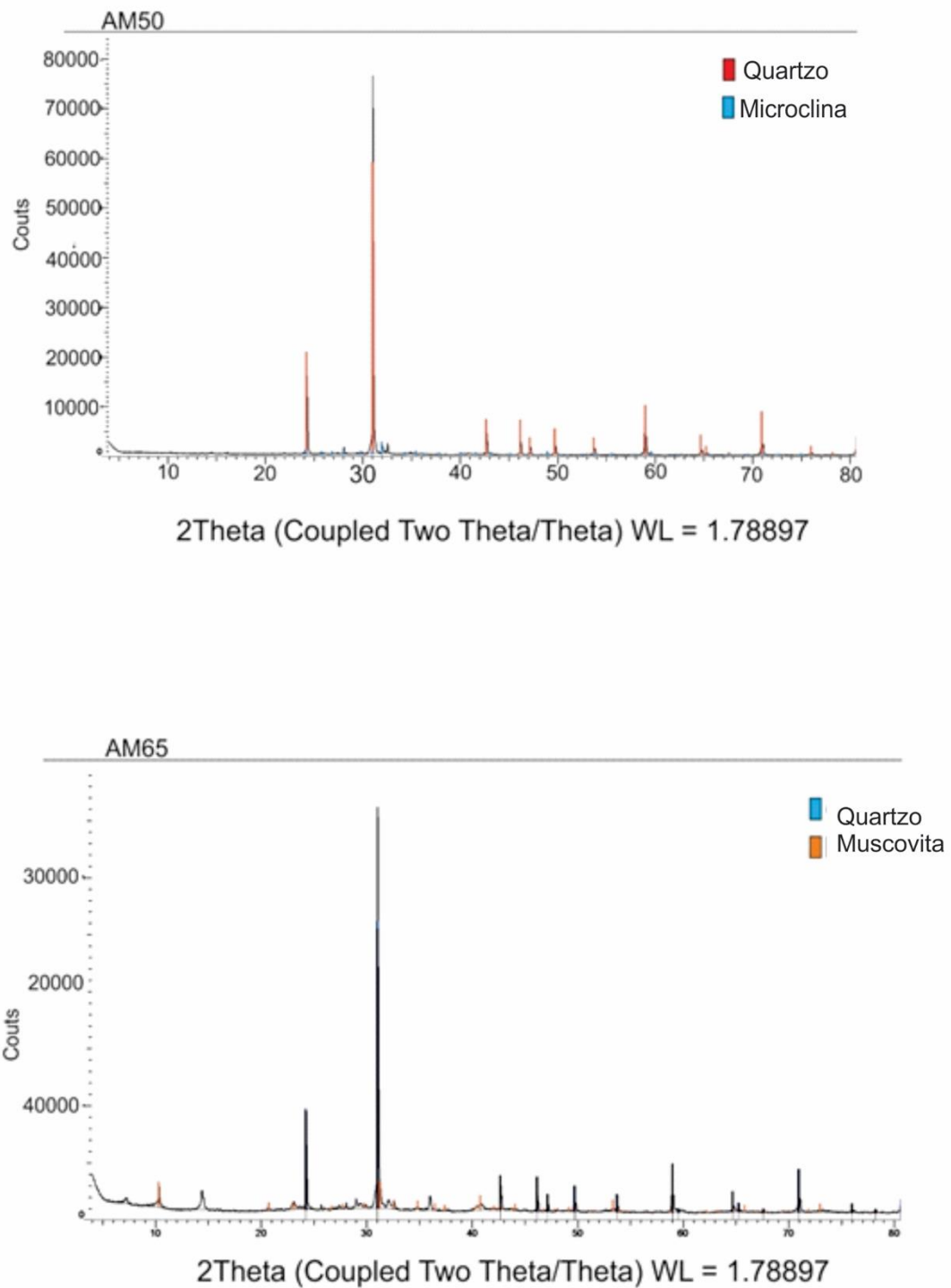
As análises de rocha total das amostras AM-32 e AM-20 apresentaram reflexão difratométrica da illita, que possui distância interplanar de aproximadamente 3,36 Å e é muito próxima aos picos de biotita e muscovita. A identificação dos minerais de fração argila será descrita de forma mais detalhada no item seguinte.

Figura 27- Difratomogramas de raios X das amostras AM20 e AM32 para rocha total



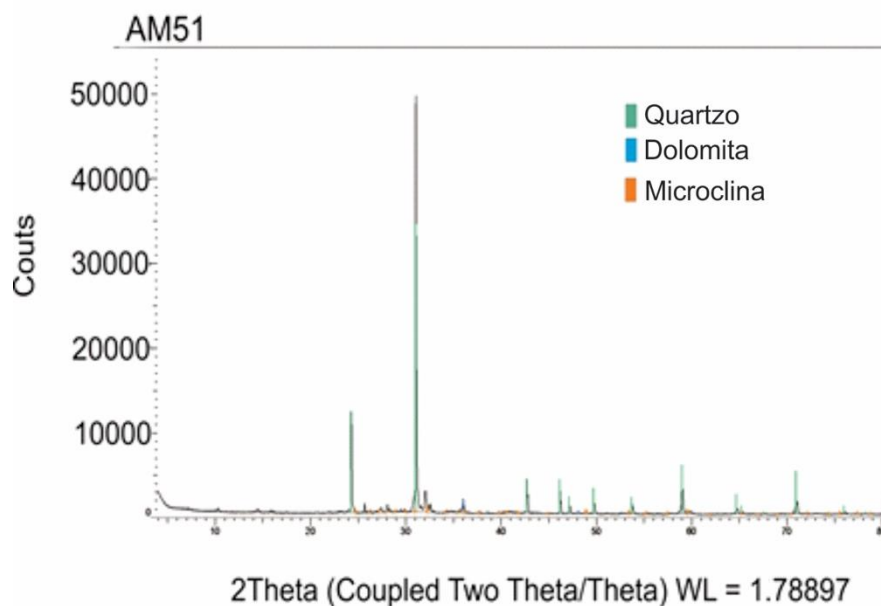
Fonte: A autora, 2018.

Figura 28 - Difratomogramas de raios X das amostras AM50 e AM65 para análise de rocha total



Fonte: A autora, 2018.

Figura 29 - Difratoograma de raios X das amostras AM51



Fonte: A autora, 2018.

5.2.2 Análise da fração argila

A análise de DRX para as mesmas cinco amostras, porém na granulometria de fração argila seguiu o procedimento descrito no item 4.5 e teve como objetivo principal a identificação de argilominerais que não são identificáveis na análise de rocha total, pois os picos são menos acentuados e alguns minerais só podem ser determinados após a glicolagem e aquecimento. Os minerais encontrados foram illita, caulinita, montmorillonita, clorita e vermiculita.

A tabela a seguir (Tabela 2) mostra as posições referentes dos picos principais em condições normais, após a glicolagem e aquecimento.

Tabela 2 - Distância interplanar dos diferentes argilominerais

Distância interplanar (Å) Condições normais	Distância interplanar (Å) Após a glicolagem	Distância interplanar (Å) Após aquecimento	Argilomineral
7	7	-	Caulinita
10	10	10	Illita
14	14	14	Clorita
14	17	14	Clorita expansível
12	17	10	Montmorillonita – 12
14	17	10	Montmorillonita – 14
14	14	10	Vermiculita

Nota: O termo clorita expansiva não é usualmente o mais adequado, sendo o termo correto esmectita.

Fonte: Albers *et al.*, 2002

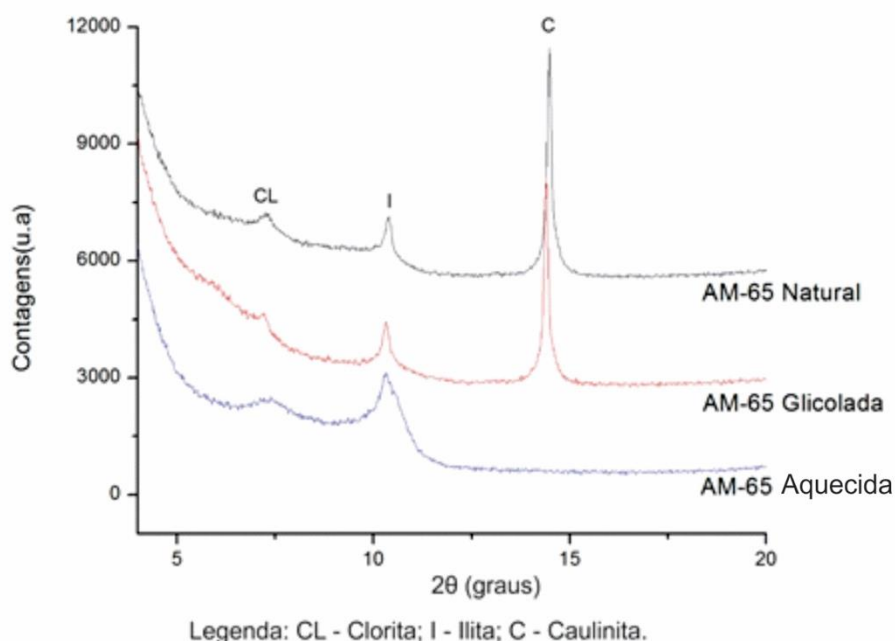
Os minerais na fração argila analisados são definidos por uma estrutura bem cristalizada, pois os picos detectados pela difração de raios X estão bem definidos. A caulinita é facilmente identificada por possuir posição do pico de 7 Å(001), 3,58 Å(002) e 2,37 Å(003) em condições normais e após a glicolagem, porém, após o aquecimento, seu pico principal desaparece devido à deformação estrutural sofrida (ALBERS *et al.*, 2002).

A illita não apresenta mudança de distância interplanar, tendo um pico representativo de 10 Å em todas as condições, não havendo qualquer deslocamento ou desaparecimento do pico principal (Figura 30, 31 e 32). Como visto anteriormente, a illita pode ser de espécie di ou trioctaédrica. As amostras submetidas à análise são consideradas trioctaédricas por apresentarem reflexão (002) bem fraca ou inexistente.

A caulinita está presente em todas as amostras, e apresenta caráter expansivo e interestratificações principalmente com a clorita e montmorillonita. O caráter expansivo da illita é observado a partir da tendência das reflexões (001) serem assimétricas a distâncias interplanar maiores, resultando na transição e transformação de outros minerais.

A clorita possui pico primário de 14 Å de distância interplanar e picos secundários a 7 Å. Este mineral foi facilmente identificado por apresentar estabilidade estrutural nas três condições impostas.

Figura 30 – Difratoograma de raios X das amostras AM65



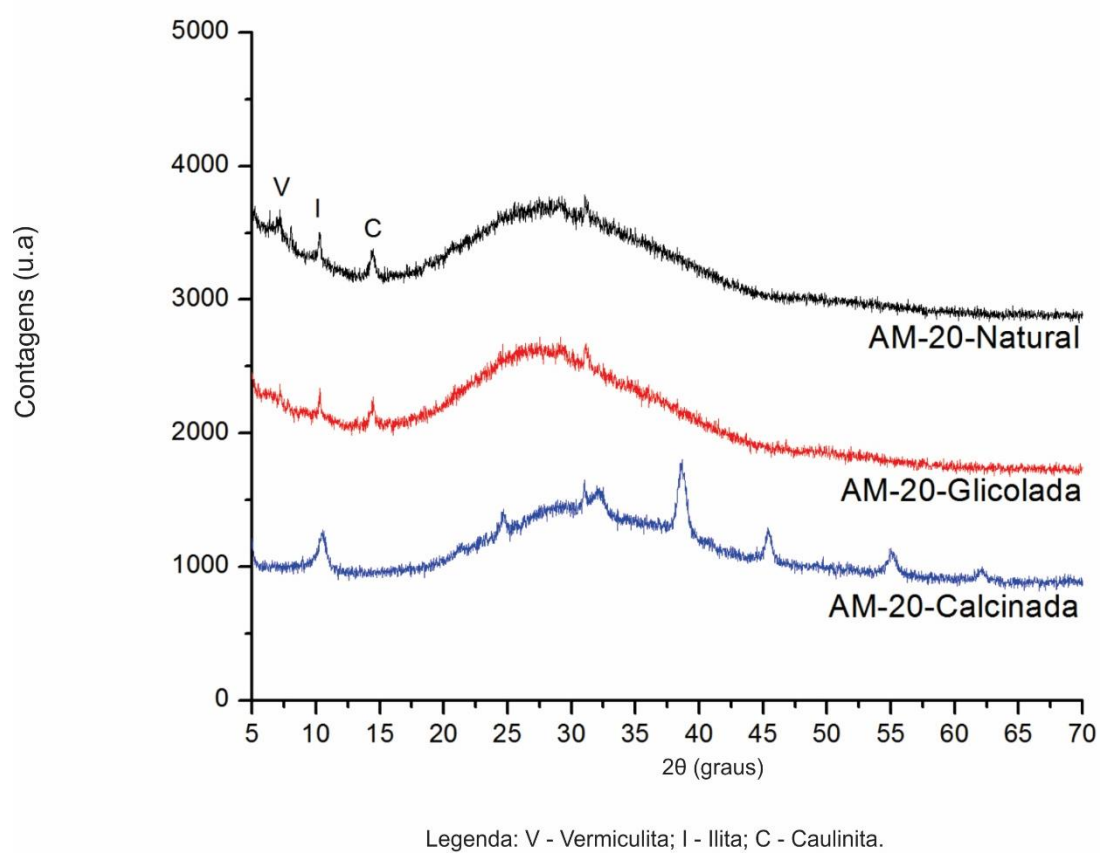
Fonte: A autora, 2018.

A montmorillonita (Esmectita) apresenta o espaçamento de 12 ou 14 Å em condições naturais. Quando submetida a glicolagem, o pico desloca-se para 17 Å, e na fase final após o aquecimento, o pico volta para 10 Å de distância. Na amostra AM-50 foi identificada a montmorillonita-14, logo esta possui duas camadas de água no espaço intercamada mais Ca e/ou Mg. Esse tipo de montmorillonita tende a ser produto de alteração mineral da illita devido ao alto valor de carga (SARTOR, 2013).

O padrão do DRX da esmectita expansível interestratificada em amostra glicolada apresenta a mudança do pico principal de 14 Å para 17 Å, e após o aquecimento volta para 14 Å (Figura 32). Essa mudança é típica de esmectita interestratificada com illita e/ou clorita, onde, provavelmente, o conteúdo esmectítico é mais rico (MOORE & REYNOLDS, 1989).

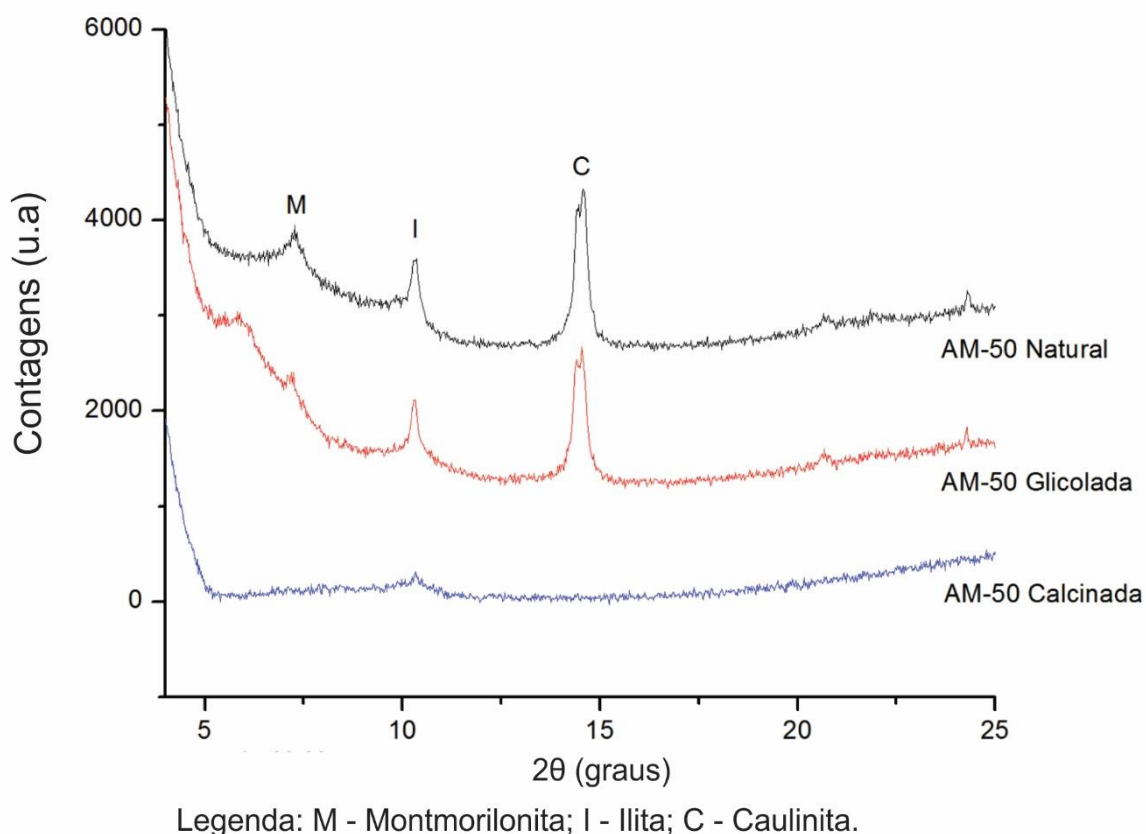
A vermiculita na amostra AM-20 apresenta, em condições naturais e após a glicolagem, o pico principal de 14 Å de distância. Em condição aquecida, expulsa a água, deslocando o pico para 10 Å. A ocorrência de illita com vermiculita é comum, como ocorre na amostra AM-20 (Figura 31).

Figura 31 – Difratoformas de raios X das amostras AM20



Fonte: A autora, 2018.

Figura 32 - Difratomogramas de raios X da amostra AM32



Fonte: A autora, 2018.

5.3 Processos diagenéticos

Os processos diagenéticos e relações paragenéticas interpretados a seguir são baseados nos dados obtidos a partir das análises por microscopia óptica, MEV/EDS e DRX. Os processos diagenéticos observados nessas análises foram de compactação mecânica, alteração e substituição dos grãos, cimentação de quartzo, cimentação por dolomita, dissolução de grãos, infiltração mecânica de argilominerais, precipitação de óxidos e de minerais opacos.

5.3.1 Eodiagênese

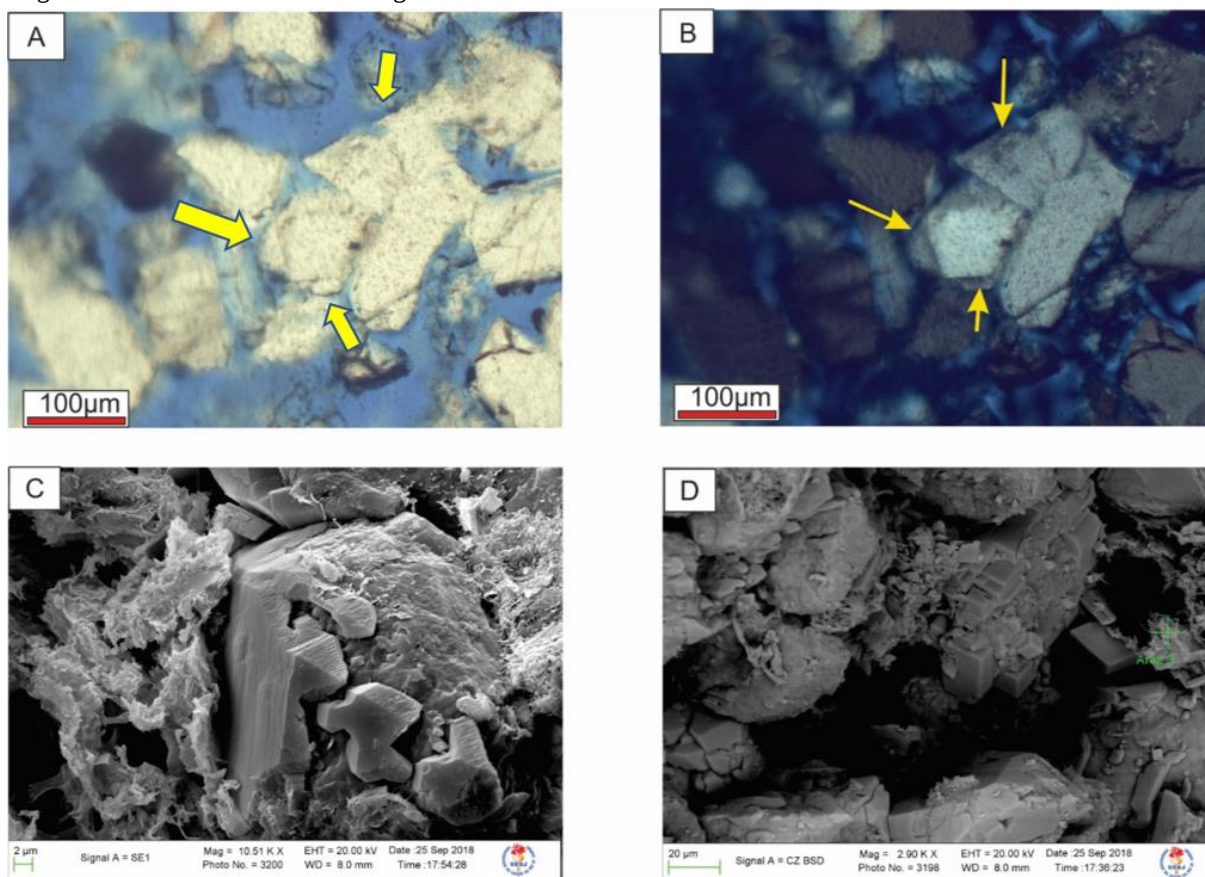
Os processos diagenéticos a que foram submetidos estes reservatórios indicam uma grande heterogeneidade característica de ambientes controlados por clima árido/semiárido durante a eodiagênese. Durante a fase de eodiagênese até o princípio da mesodiagênese há o evento da alteração e substituição dos grãos de feldspatos por caulinita. A substituição dos minerais mais instáveis por caulinita é observada principalmente em grãos de feldspato e micas.

A ocorrência da caulinita é gerada a partir de três principais fatores: a entrada de água nos poros existentes, a substituição da estrutura dos grãos de k-feldspato e devido a substituição de argilas detríticas. O processo de formação da caulinita ocorre em temperatura mínima ambiente e máxima de 296°C, e a pressão de 2 Kb (HURST & KUNKLE, 1985). Esse processo geralmente ocorre em condições mais ácidas, pois a partir destas condições que são dissolvidos os minerais detríticos que dão origem a caulinita (HURST & KUNKLE, 1985). A caulinita eodiagenética pode ser substituída por dickita, illita e clorita na fase de mesodiagênese, por isso nas amostras estudadas não é recorrente a presença deste mineral em fases mais tardias.

O crescimento secundário dos grãos é uma continuidade óptica do grão visto principalmente em polarizadores cruzados, e normalmente é distinguido dos grãos monocristalinos originais por apresentarem junção entre o crescimento e o próprio grão (Figura 33 A e B). A formação de sobrecrecimento de quartzo está relacionada à tendência da sílica em precipitarem-se segundo a estrutura cristalográfica do grão hospedeiro (BLATT *et al.*, 1972). O sobrecrecimento de quartzo e feldspato é o segundo processo que ocorre na fase de eodiagênese sua ocorrência é limitada e característica de profundidade rasas, e em amostras que geralmente não apresentam assembleia de argilominerais pois esses impedem a crescimento do quartzo (Figura 33C).

Estes sobrecrecimentos representam processos encontrados primeiramente durante a eodiagênese e perduram em locais onde os argilominerais não envolvem estes minerais. A fonte de sílica para a precipitação deste cimento está relacionada provavelmente com a dissolução de grãos de sílex, quartzo e silicatos em geral, com a pressão-solução de quartzo do arcabouço, a caulinitização ou dissolução de feldspato e a dissolução de grãos de quartzo nos folhelhos adjacentes (BLATT *et al.*, 1972). Uma das fontes de sílica é o processo de caulinitização, pois esse processo pode liberar sílica na reação, devido a condição ácida do fluido. Essas condições favorecem a precipitação de crescimento sintaxias de quartzo (WORDEN & MORAD, 2000; VAN KEER *et al.*, 1998).

Figura 33 - Características da eodiagênese



Legenda: (A) e (B) – sobrecrecimento de quartzo na AM38 com PP e PC respectivamente; (C) –Imagem de MEV mostrando sobrecrecimento de quartzo sendo condicionado pela cimentação de argilominerais ; (D) - Imagem de MEV com destaque para área com porosidade moldica envida pela illita .

Fonte: A autora, 2018.

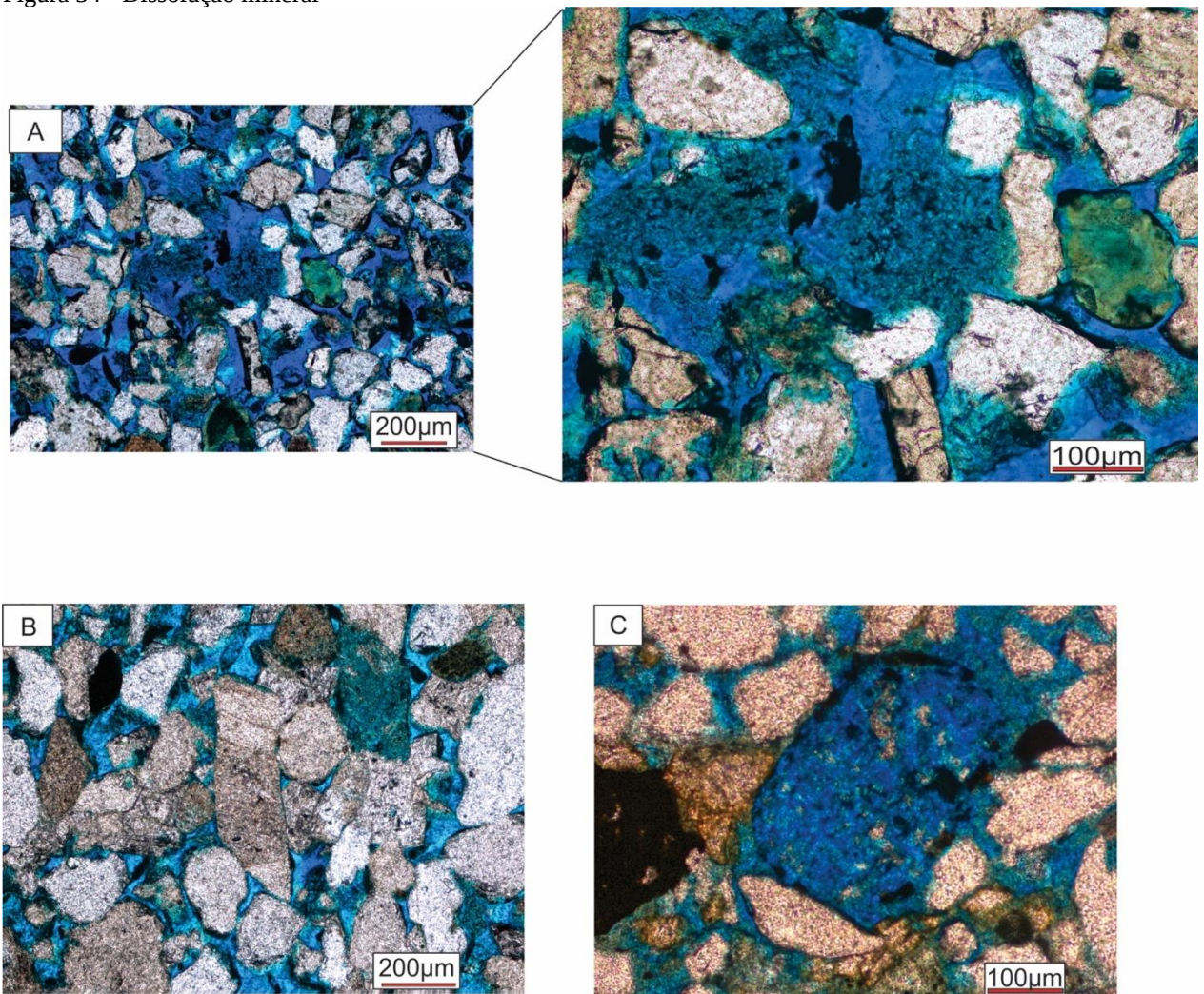
O processo de cimentação precoce por dolomita e deformação de grãos dúcteis, como micas e argilominerais. A cimentação ocorre por minerais de dolomita, principalmente de forma blocosa e microcristalina, preenchendo os poros e substituindo minerais como feldspatos, micas e também bioclastos e intraclastos lamosos, adquirindo coloração mais amarronzada característica do material original.

A cimentação se iniciou durante a fase de eodiagênese e perdurou até a fase de mesodiagênese, geralmente em profundidades rasas e intermediárias. Esta ocorreu precocemente, uma vez que os intervalos cimentados apresentam empacotamento frouxo, com grande quantidade de grãos imersos no cimento e sem evidências de compactação mecânica. Essa característica pode estar relacionada também à substituição de grãos do arcabouço por esta fase de cimentação. Na fase mesodiagenética, a precipitação de cimento carbonático é comum, pois a solubilidade dos carbonatos diminui com o aumento da temperatura (BOGGS, 1998). As principais fontes e condições que favorecem a formação de cimentos carbonáticos são a

presença de folhelhos adjacentes, dissolução de fósseis, dissolução de cimento microcristalino e dissolução por pressão em carbonatos adjacentes (KLEIN & MIZUSAKI, 2007).

A dissolução dos grãos e cimento dolomítico é uma importante fonte de porosidade secundária destes arenitos. Características das lâminas mostram que houve uma dissolução de minerais, como a presença de poros agigantados e de grãos e cimentos com corrosão/dissolução (Figura 34-A-C), principalmente no cimento dolomítico e dos grãos de feldspato. Essa dissolução/corrosão parcial do cimento indica que foram geradas por fluidos ácidos que causaram a dissolução parcial ou total dos minerais, formando porosidade secundária. A hipótese mais provável para a geração de fluidos ácidos, em superfície, é a partir da produção de CO₂ resultante da maturação da matéria orgânica presente em folhelhos (SCHMIDT & MCDONALD, 1979). Dessa forma, supõe-se que os fluidos ácidos foram gerados nos folhelhos adjacentes destes poços e levados até para os arenitos em questão, dissolvendo os feldspatos e o cimento dolomítico. Na fase de mesodiagênese tardia/ observa-se uma possível fase de cimentação de dolomita pela dissolução de fragmentos de bioclastos.

Figura 34 - Dissolução mineral



Legenda: (A) –Destaque para a dissolução dos grãos de feldspato em AM38 com PP; (B) Dissolução parcial de feldspato em AM43 com PP; (C) – AM32 em PP mostrando porosidade secundária por dissolução total do grão.

Fonte: A autora, 2018.

5.3.2 Mesodiagênese

A mesodiagênese ocorre em condições de aumento de temperatura e pressão, quando há um progressivo soterramento e compactação, os quais geram parte dos minerais diagenéticos como a cloritização e illitização de camadas minerais, óxidos secundários, pirita e siderita.

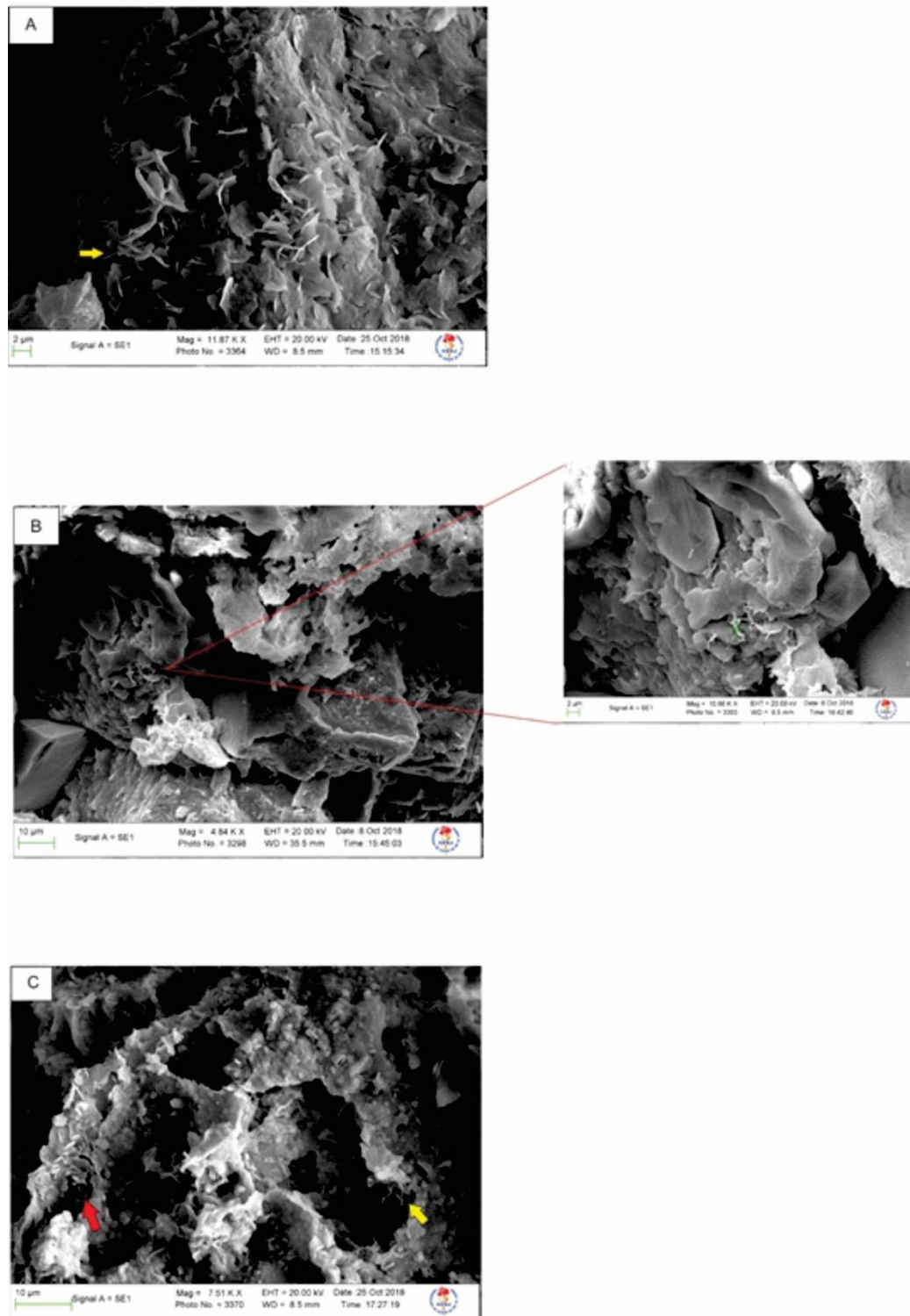
As esmectitas nos arenitos em questão se transformam em illitas, cloritas ou camadas mistas através da progressão da diagênese. Com o soterramento crescente, o aumento da temperatura e a geoquímica das águas intersticiais tornam as esmectitas instáveis, levando à sua substituição por illitas e cloritas. Os controles sobre os diferentes processos de origem e

isso demonstra que o sobrecrecimento de quartzo diminui, porém, ainda está presente na mesodiagenese.

Ao estudar os arenitos da Formação Pojuca no campo de Araças, Anjos & Carozzi (1987) identificaram a presença de clorita em todas as microfácies de reservatórios caracterizadas em seu estudo e associaram a precipitação de clorita às soluções oriundas da compactação dos folhelhos adjacentes.

O processo de cloritização e de illitização é resultado da instabilidade e transformação de aluminossilicatos em temperaturas que varia de 70°C a 100°C, e a partir da temperatura de 100°C passa a ser mais abundante (JAHREN & AAGAARD, 1989; MORAD *et al*, 2000). A clorita ocorre substituindo os níveis de argilominerais, intraclastos lamosos, preenchendo os poros e sob a forma de franjas. Os minerais constituídos por Mg e/ou Fe tendem a ser cloritizados (Figura 35-A), enquanto os com K, Ca e/ou Na tendem a ser illitizados (Figura 35-B) (WORDEN & MORAD, 2000). É possível observar na figura a seguir, onde em A a corrensite ocorre tipicamente na forma de “*house of cards*”, e em B a Illita migrando de esmectita para a habitual forma fibrosa.

Figura 36 - Cloritização e illitização.



Legenda: (A) - Imagem de MEV com camada de argilominerais de esmectita/clorita, juntamente com análise química na região destacada pela seta em amarelo; (B) – Nível de argilominerais em processo de illitização, com illita em forma fibrosa. Imagem em MEV e análise química do ponto em destaque; (C) – Imagem em MEV onde a seta vermelha destaca o processo de cloritização e a seta em amarelo destaca o processo de illitização.

Fonte: A autora, 2018.

Camadas interestratificadas de argilominerais são comuns nas amostras, sendo um resultado de camadas misturadas de diferentes argilominerais com estruturas semelhantes. Essas camadas são de illita-esmectita (I/S) e clorita-esmectita (C/S). A esmectita é substituída pela clorita e essa reação ocorre principalmente a partir de duas reações, na primeira, necessita de uma fonte de alumínio para a reação, e, na segunda, há a preservação do alumínio e perda de sílica como mostrado na Equação 2.

Figura. 37 - Equação 3

1	$\text{Ca}_{0,1}\text{Na}_{0,2}\text{Fe}_{1,1}\text{MgAlSi}_{3,6}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 1.5\text{Fe}^{2+} + 1.2\text{Mg}_{2,1} + 1.4\text{Al}_3 + 8.6\text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Fe}_{2,6}\text{Mg}_{2,2}\text{Al}_{2,4}\text{Si}_{2,8}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 0.1\text{Ca}^{2+} + 0.2\text{Na}^+ + 0.8\text{SiO}_2 + 9.2\text{H}^+$
2	$2.4\text{Ca}_{0,1}\text{Na}_{0,2}\text{Fe}_{1,1}\text{MgAlSi}_{3,6}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 0.88\text{H}_2\text{O} + 1.44\text{H}^+ \Rightarrow \text{Fe}_{1,1}\text{Mg}_{1,1}\text{Al}_{1,1}\text{Si}_{3,6}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 0.24\text{Ca}^{2+} + 0.48\text{Na}^+ + 0.04\text{Fe}^{2+} + 0.20\text{Mg}^{2+} + 5.84\text{SiO}_2$

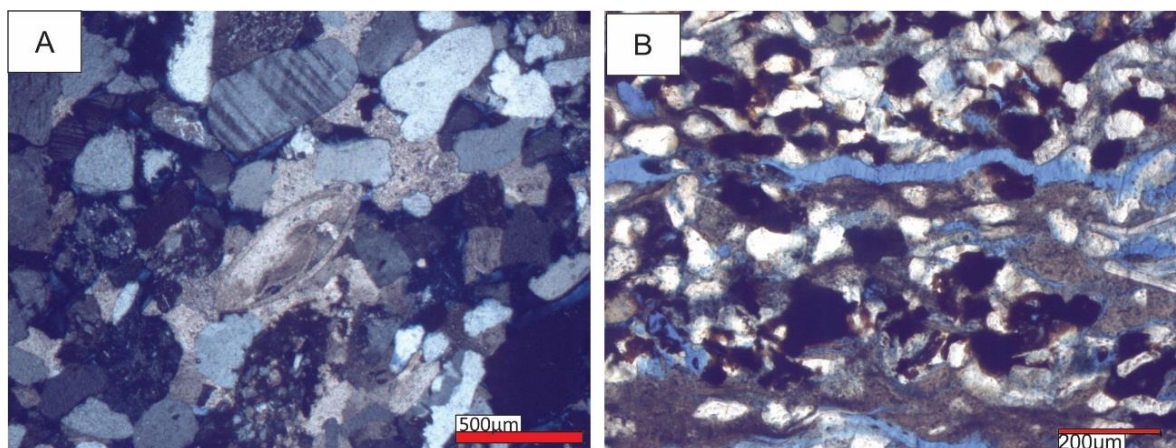
Legenda: Reações químicas do processo de cloritização

Fonte: Worden & Morad, 2003.

Na mesodiagênese tardia são encontradas amostras com bioclastos em proporções consideráveis, e comumente estes, nesta fase, encontram-se parcialmente dissolvidos, gerando material dolomítico que cimenta os grãos a sua volta (Figura 36-A).

A precipitação de piratas e óxidos de ferro e titânio são as principais características da fase final da mesodiagênese tardia. A ocorrência de piratas euédricas estão comumente associadas com os níveis de maior quantidade de argilominerais e biotitas alteradas. A oxidação mesodiagenética ocorre formando grandes massas de tons avermelhados. Os dois processos de precipitação ocorrem preenchendo os poros e acima de camadas de argilominerais (Figura 36-B). Durante o processo de alteração, há a liberação de ferro, que ao se unir com o sulfeto resultante da maturação de matéria orgânica, leva à precipitação da pirita. O processo de cloritização de minerais ferrosos é importante também para a mesodiagênese tardia, pois é capaz de produzir uma geoquímica favorável para a precipitação de piratas.

Figura 38 - Processos característicos da mesodiagênese tardia



Legenda: (A) – dissolução de bioclastos da amostra AM43 em PC; (B) – oxidação mesodiagenética da amostra AM18 em PP.

Fonte: A autora, 2018.

5.4 Evolução diagenética

A fim de integrar todos os resultados discutidos neste capítulo, foi elaborada uma história evolutiva sobre a sequência de fases e processos diagenéticos vistos nas amostras de arenitos da Formação Pojuca estudados.

A primeira conclusão que se tem sobre a diagênese desta formação é complexa e formada de sistemas abertos. Soluções percolantes em subsuperfície precipitam e dissolvem minerais em resposta às variações de temperatura, pressão e a química presente nas rochas adjacentes, principalmente dos folhelhos e calcários dolomíticos. A evolução diagenética é fortemente determinada pela intensa diagênese dominada por climas áridos /semiáridos.

A clorita e minerais como esmectita e illita são facilmente formados e em ambientes deltaicos, a formação do revestimento inicial foi contratado também pela condição de águas rasas e variação desta lâmina d'água.

As reações orgânicas e inorgânicas dos folhelhos são alguns dos fatores principais que influenciam o desenvolvimento da diagênese dos arenitos estudados. As reações produzidas pelos folhelhos são termicamente governadas e evoluídas com o aumento do soterramento. As substâncias diageneticamente mais importantes produzidas pela evolução da matéria orgânica em folhelhos são o CO₂ e os hidrocarbonetos.

Curtis (1983) mostrou que no estágio tardio da diagênese de folhelhos, a dolomita rica em ferro migra desses folhelhos associados e permitiria a precipitação da dolomita em arenitos associados. As reações inorgânicas nos folhelhos são dominadas basicamente pela agração diagenética das esmectitas detríticas à illita através das camadas interestratificadas. Ao longo da evolução diagenética desses folhelhos são expulsos cátions (Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2}) e fases minerais associadas, influenciando diretamente na química dos arenitos e fornecendo os cátions expulsos nessa fase (BRINDLEY & PÉDRO, 1973).

Foi observado que os processos diagenéticos mais significativos, como a cimentação dolomítica, a infiltração de argilominerais e a cloritização, não ocorreram em todas as amostras, logo, nem todas estas apresentam características de todas as fases diagenéticas. Quando as amostras são completamente cimentadas por dolomita, por exemplo, o processo diagenético é interrompido.

O quadro a seguir (Figura 37) apresenta a sequência temporal dos eventos em cada fase diagenética e sintetiza os processos destacados anteriormente pelos quais as amostras foram submetidas. As intensidades dos eventos são demonstradas por traços tracejados (eventos de pouca representatividade) e traços contínuos (eventos mais representativos).

Figura 39- Evolução diagenética

Processos diagenéticos	Eodiagênese	Mesodiagênese	Mesodiagênese tardia
Alteração e substituição de feldspatos para caulinita			
Sobrecrescimento de quartzo e feldspato	—————	 —————	
Cimentação e substituição de grãos detríticos por dolomita	—————	—————	
Dissolução de feldspato e cimento dolomítico		—————	
Cloritização de feldspatos		—————	
Revestimento de argilominerais		—————	
Compactação		Mecânica	Química
Ilitização e cloritização de esmectita			—————
Precipitação de óxidos			—————
Precipitação de pirita, siderita e minerais opacos			—————

Fonte: A autora, 2018.

Os processos e produtos presentes nos arenitos estudados mostram que as alterações mesodiagenéticas são mais presentes que as alterações das demais fases. O processo de cloritização e alteração de illita/esmectita, presentes na mesodiagênese, são comuns em ambientes deltaicos. Os processos eodiagenéticos são mais restritos e condicionados principalmente a fatores externos e tipicamente de climas áridos e semiáridos.

A evolução diagenética mostra que os arenitos foram submetidos às fases diagenéticas, de eodiagênese e mesodiagênese. As amostras apresentam características de que possivelmente possam ter sofrido também uma telodiagênese, como características do processo de illitização e cloritização que exigem temperatura e profundidade considerável, precipitação de minerais opacos e óxidos em fase tardia, e a condição da testemunhagem quase em subsuperfície. Porém, essa fase é interpretada ainda como mesodiagênese tardia devido a falta de um maior número de testemunhos amostrados para corroborar com a hipótese de telodiagênese.

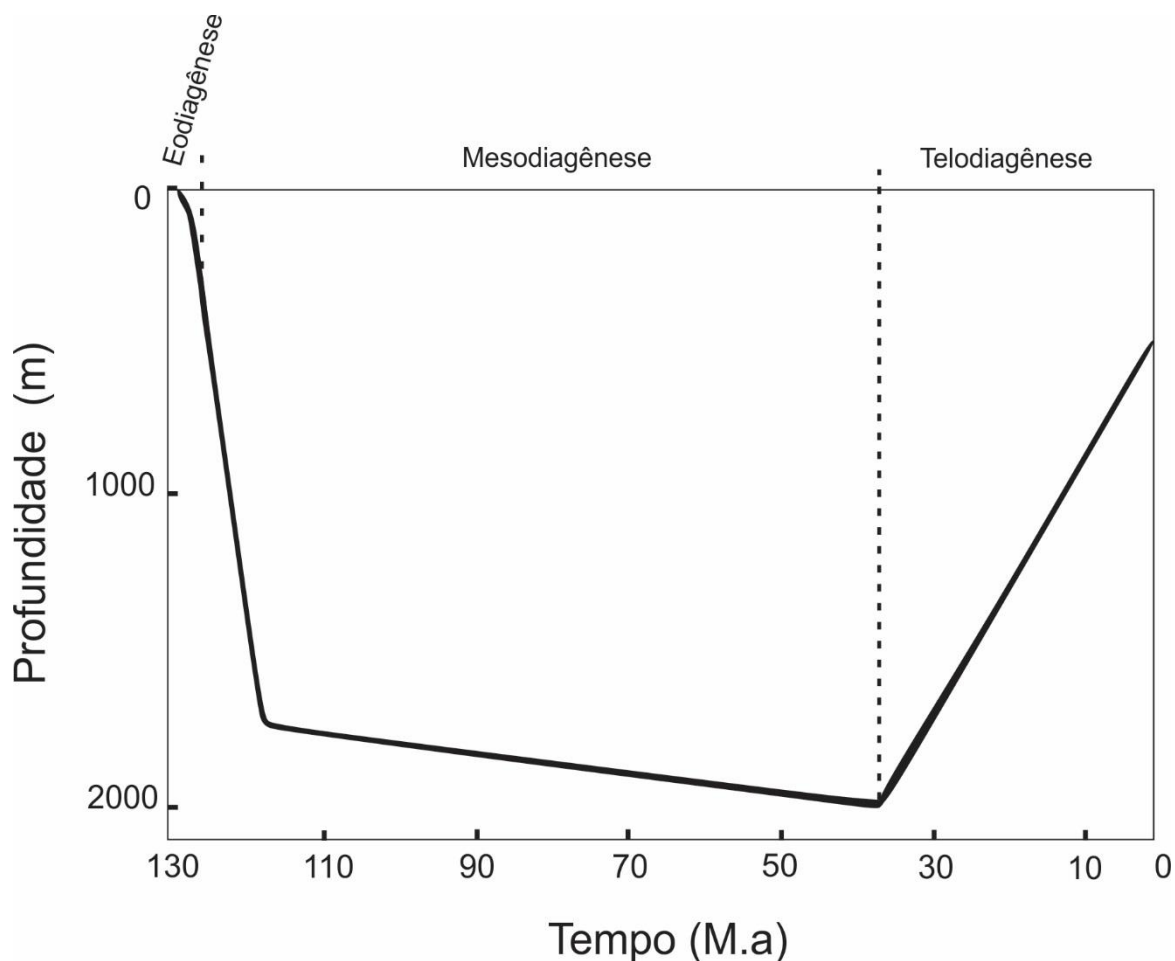
As interpretações realizadas para essas seções são similares às interpretações feitas por Anjos & Carozzi (1987) para o Membro Santiago no campo de Araçás. Os autores descrevem as três fases diagenéticas, em que a primeira ocorre destruição primária da porosidade por sobrecrecimento de quartzo, compactação e cimentação precoce de calcita. O segundo estágio ocorrendo a geração de porosidade através de compactação química e dissolução dos grãos. E na terceira e última fase da diagênese há um decréscimo da porosidade por uma cimentação tardia.

É possível associar um modelo esquemático de soterramento com as fases diagenéticas. A história de soterramento é um método quantitativo que traz informações sobre o soterramento, subsidência e soerguimento. O modelo de história de soterramento em Da Silva (2006) apresenta uma grande subsidência no Cretáceo que representa o começo da fase rifte e após esta fase as isothermas se estabilizam, apresentando uma fase mais calma tectonicamente que foi até o Recente.

A curva esquemática de subsidência mecânica da Formação Pojuca (Figura 38), na fase inicial do Barremiano-Eoaptiano é bastante acelerada e corresponde a fase inicial do rifte. Os dados de subsidência desta fase inicial foram obtidos de Da Silva (2006).

A partir do Eoaptiano, essa fase rifte e a taxa de subsidência decresce substancialmente. A fase de soerguimento foi acelerada a partir do Paleogeno, que foi responsável pela erosão de 1,5 km de espessura da seção superior, segundo Magnavita *et al.*, (2005).

Figura 40 - Curva esquemática de soterramento para a Formação Pojuca



Fonte: A autora, 2018.

5.5 Porosidade, compactação e cimentação

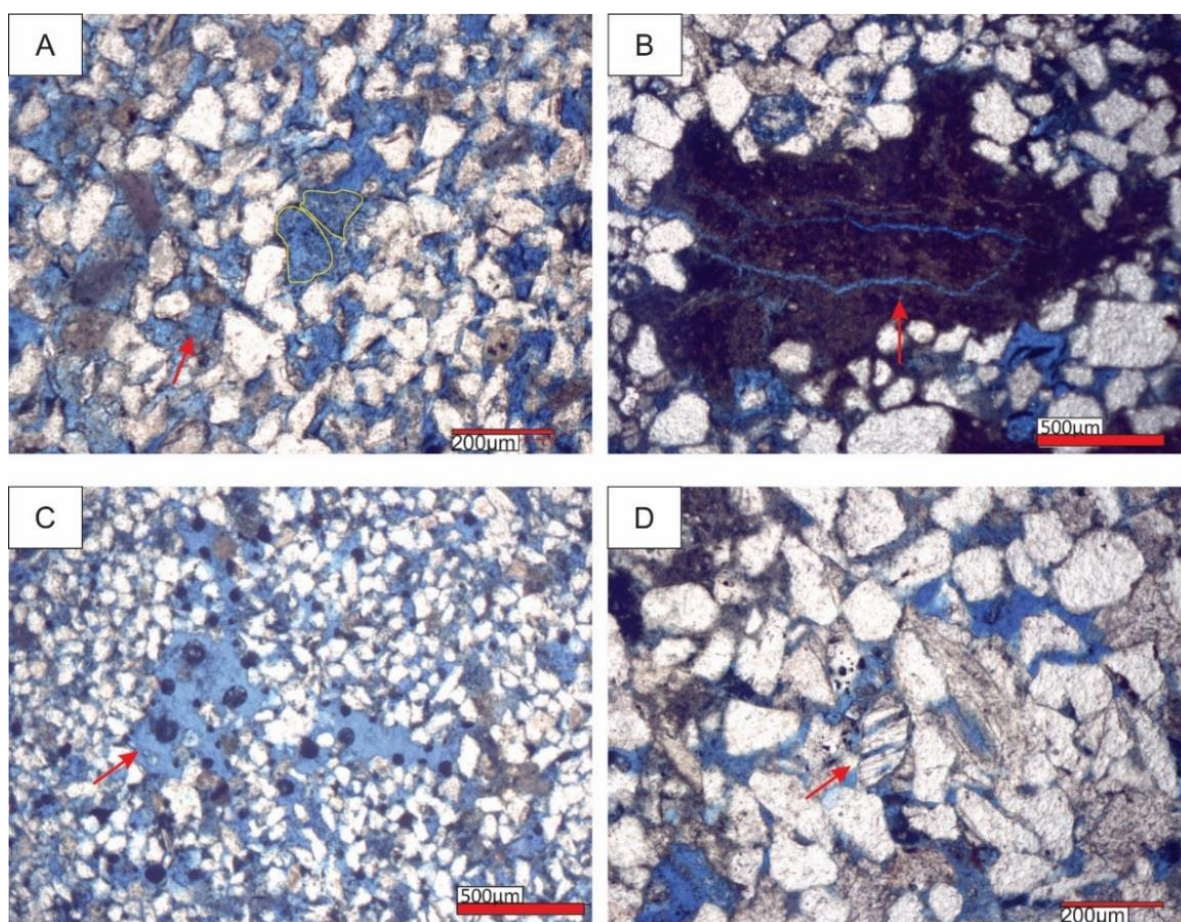
Os tipos de poros mais comuns encontrados nas amostras estudadas foram do tipo intergranular, intragranular e móldica (Figura 39-A), e de contração (Figura 39-B). Os volumes de porosidade chegam a aproximadamente 30%, que ocorrem em amostras tanto de granulometria média quanto fina. A porosidade que apresenta volumes mais expressivos é a primária intergranular.

A porosidade intergranular ocorre tanto do tipo primária, originada durante a deposição dos sedimentos, como posterior ao soterramento, que é gerada por dissolução, contração e faturamento dos grãos detríticos e diagenéticos. A porosidade intergranular primária é o tipo

mais abundante e bem preservado, e foi parcialmente reduzida pelos processos diagenéticos, causando rearranjo dos grãos no empacotamento. Esse rearranjo propiciou a formação de pseudomatriz, que ocasiona a perda de porosidade primária. A formação de minerais diagenéticos também provoca a perda de porosidade primária com a formação de cutículas, preenchimento dos poros por cimento de calcita e precipitação de óxidos e minerais opacos nos poros.

A porosidade secundária encontrada é gerada principalmente através da dissolução total ou parcial dos grãos detríticos, geralmente feldspatos (Figura 39-D) e minerais instáveis, da dissolução do cimento dolomítico e da contração de material argiloso, gerando poros agigantados (Figura 39C). Em algumas amostras, a porosidade é completamente obliterada pela precipitação do cimento e geração de pseudomatriz.

Figura 41 - Aspectos da porosidade



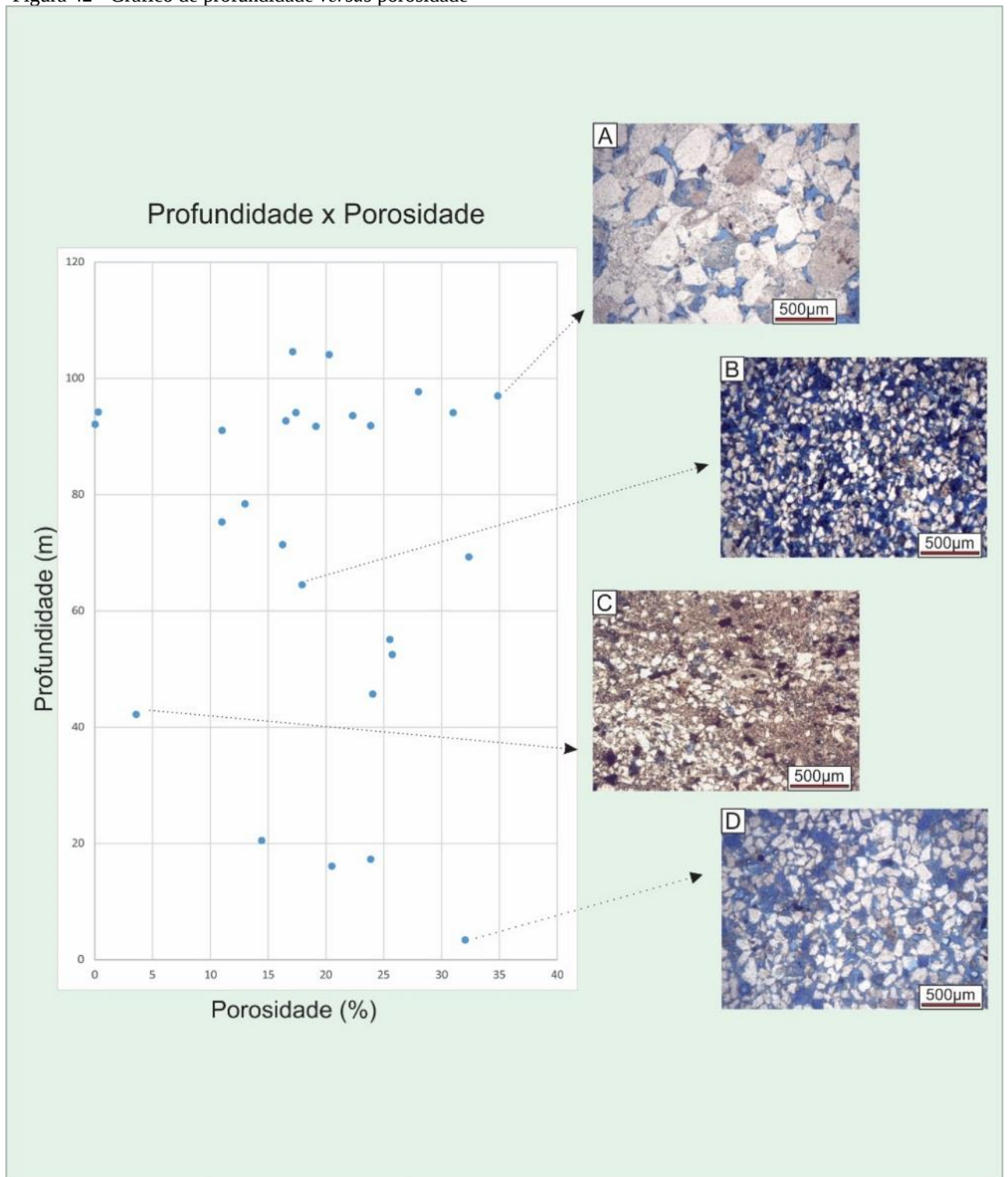
Legenda: (A) – porosidade móldica mostrada pelo contorno em amarelo do grão dissolvido e poros gerados por dissolução destacado pela seta na AM59; (B) – porosidade por faturamento de intraclasto da AM32; (C) – poros agigantados gerados por dissolução da AM42; (D) – porosidade intragranular na AM39.

Fonte: A autora, 2018.

Os argilominerais sofrem desidratação, resultando em perda de volume. Com isto, fragmentos argilosos, principalmente intraclastos de argilitos e folhelhos, rompem-se e descolam-se dos grãos do arcabouço e do cimento, gerando a porosidade de contração. O histórico da porosidade indica que a fase diagenética de compactação e cimentação foi de fundamental importância para a redução da porosidade primária e secundária. A compactação não se mostra intensa, observada pelo rearranjo dos grãos e empacotamento das amostras, nas quais só foi possível observar que possuem mudanças significativas apenas nos contatos entre os minerais menos resistentes, como biotitas e argilas. Enquanto a perda de porosidade em materiais de granulometria média se dá principalmente pela cimentação de dolomita nos espaços vazios.

A imagem a seguir (Figura 40) apresenta um gráfico de profundidade *versus* porosidade, no qual é possível observar que, mesmo em profundidades mais altas, a porosidade possui quantidade significativa. Sendo assim, o processo que mais interfere na porosidade é a ocorrência da infiltração de argila e da cimentação carbonática.

Figura 42 - Gráfico de profundidade versus porosidade



5.6 Petrofácies

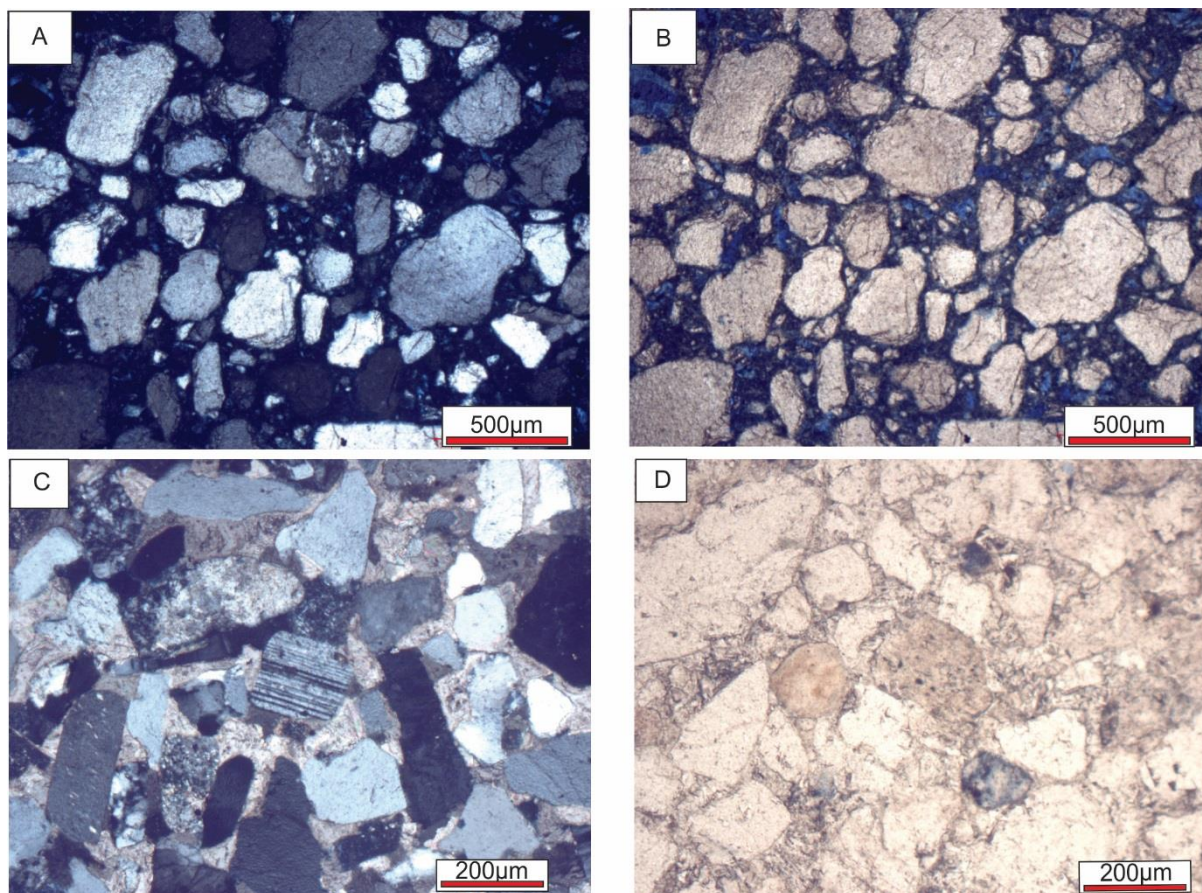
As petrofácies de reservatórios podem ser definidas a partir da combinação de atributos das rochas e consiste em uma importante ferramenta para a predição da qualidade de reservatórios. A técnica consiste no agrupamento de rochas sedimentares que possuam atributos similares de textura, petrotrama e constituintes minerais, juntamente com a combinação dos aspectos deposicionais e diagenéticos pelos quais as rochas passaram. Os critérios de individualização das petrofácies analisadas foram: percentual de cimentação; percentual de macroporosidade; e os atributos observados que impactaram a porosidade.

A partir dos atributos listados acima, foi possível a separação de quatro petrofácies dominantes, denominadas de Petrofácies A, B, C e D. As rochas pertencentes aos dois testemunhos estudados apresentam petrofácies similares para a separação e por isso não serão divididas individualmente por testemunhos.

5.6.1 Petrofácies A

A petrofácies A (Figura 41) é composta por amostras que estão muito cimentadas (no mínimo 50%) ou são imaturas texturalmente, e por isso apresentam porcentagens de até 10% de porosidade, sendo ela primária ou secundária. A granulometria tende a ser de areia média com uma pobre seleção.

Figura 43 - Petrofácies A



Fonte: A autora, 2018.

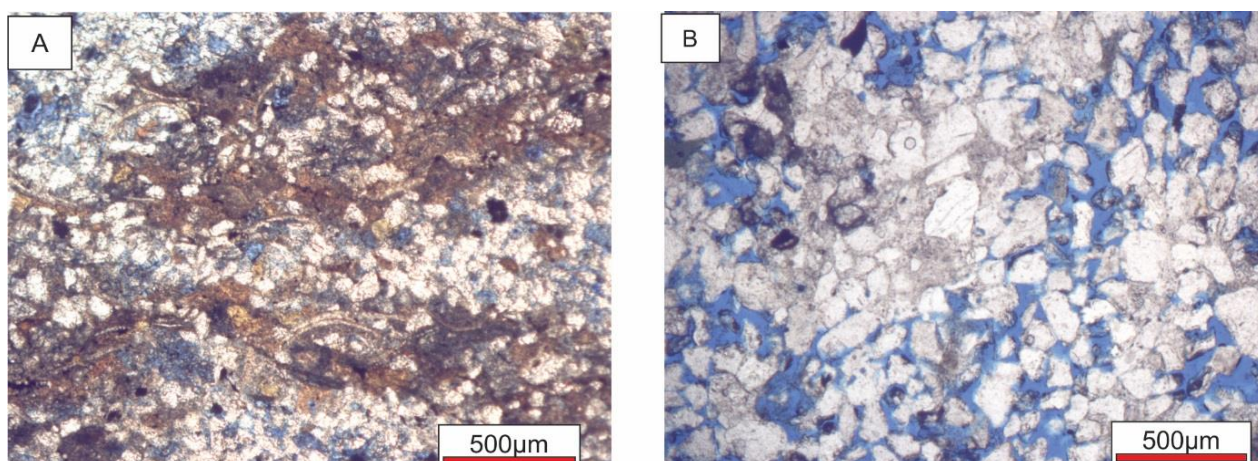
5.6.2 Petrofácies B

Essa petrofácies apresenta porosidade baixa a intermediária, a variação e perda desta está relacionada diretamente com o alto percentual de cimento dolomítico e dos níveis de argilominerais (esmectita/illita) e clorita tanto na forma de agregados como de cutículas. Estes citados anteriormente, tendem a compor no mínimo 20% e podem chegar a 65% da amostra.

Os valores de porosidade das amostras de petrofácies B apresentam o percentual de aproximadamente 10 a 18% podendo ser primária ou secundária gerada por dissolução de minerais detríticos instáveis (feldspato) e dolomita (Figura 42). Observou-se que essas amostras são de granulometria bimodal de areia fina podendo chegar a areia média, com seleção moderada e empacotamento frouxo.

É a petrofácies que possui maior alteração de porosidade devido aos processos diagenéticos ocorridos durante a eodiagênese e mesodiagênese. Como primeiro fator que influencia percentual de porosidade tem-se a cimentação dolomítica. E essa variação ocorre devido à não precipitação e dissolução parcial desse cimento. O processo diagenético de ilitização e cloritização é o segundo fator mais importante que gera a perda de porosidade dessa petrofácies.

Figura 44 - Petrofácies B



Legenda: (A) – amostra AM65 a nicóis paralelos, com predominância de argilominerais. (B) – amostra AM48 com cimentação de dolomita.

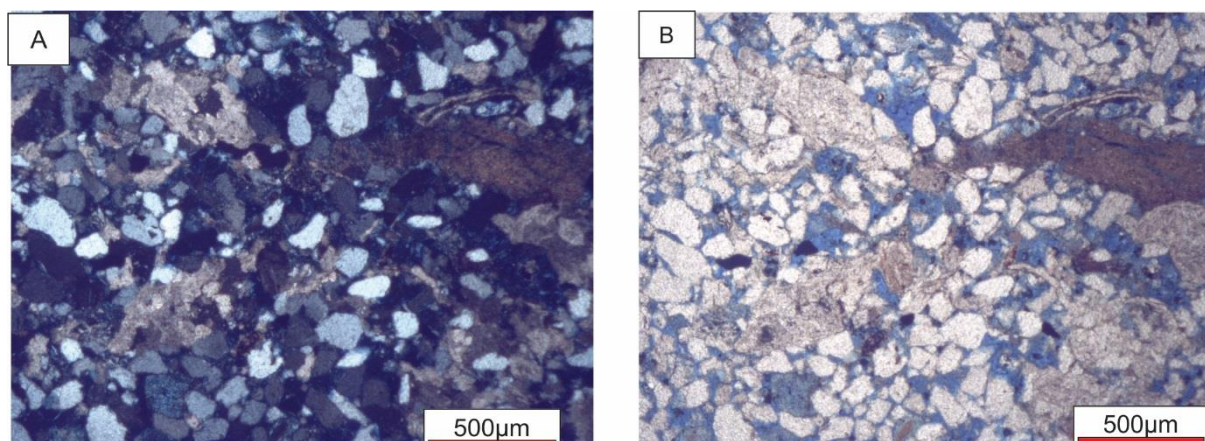
Fonte: A autora, 2018.

5.6.3 Petrofácies C

Esta petrofácies é caracterizada por apresentar cimentação por dolomita, esmectita, illita e clorita cobrindo até 40% das amostras. Sua porosidade varia entre 18-23% e a perda de porosidade por cimentação desenvolvida durante os processos diagenéticos (Figura 43). Esta petrofácies é observada predominantemente em amostras com granulometria fina, moderada a bem selecionadas, com empacotamento frouxo e contatos pontuais entre si.

Em termos diagenéticos, essa petrofácies é marcada por ser composta por amostras que foram submetidas a um nível maior de dissolução ou amostras localmente não cimentadas. Sendo assim, os fatores que mais influenciam esta petrofácies são os processos diagenéticos de dissolução e a não cimentação.

Figura 45 - Petrofácies C



Legenda: Amostra AM23 em nicóis cruzados (A) e Paralelos(B) com presença de argilominerais e cimento de dolomita.

Fonte: A autora, 2018.

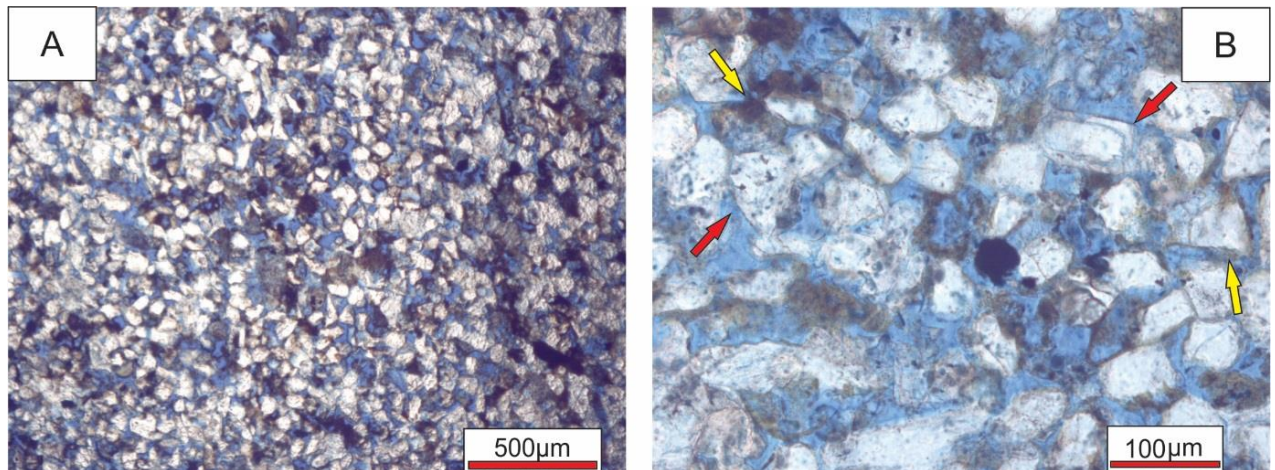
5.6.4 Petrofácies D

A petrofácies D é aquela que apresenta valores mais elevados de porosidade (23-32%) e valores de cimentação inferiores a 30%, o que acaba refletindo em características favoráveis destes arenitos como rochas reservatórios. Dentro desta petrofácies, além das rochas com grande conservação de porosidade primária, há também as amostras que ocorreram o processo de dissolução mais intenso, como o caso da amostra AM-59.

Este intervalo é constituído essencialmente por quartzo e feldspato de granulometria fina a muito fina, empacotamento aberto e boa seleção. Os processos diagenéticos que podem ocorrer nesta petrofácies e prejudicam a porosidade são a cimentação de quartzo, cutícula de argilominerais.

A amostra AM-18 e AM-59 são características desta petrofácies, pois apresentam aproximadamente 23,87% e 31% de porosidade. Na AM-18 (Figura 44), há maior preservação de porosidade primária e os processos diagenéticos característicos são a cimentação pelo sobrecrecimento de quartzo e cutículas de argilominerais correspondentes a eo e mesodiagênese. Para a amostra AM-59 (Figura 45), é observada uma porosidade primária aliada à porosidade secundária gerada por dissolução de feldspatos e cimento dolomítico.

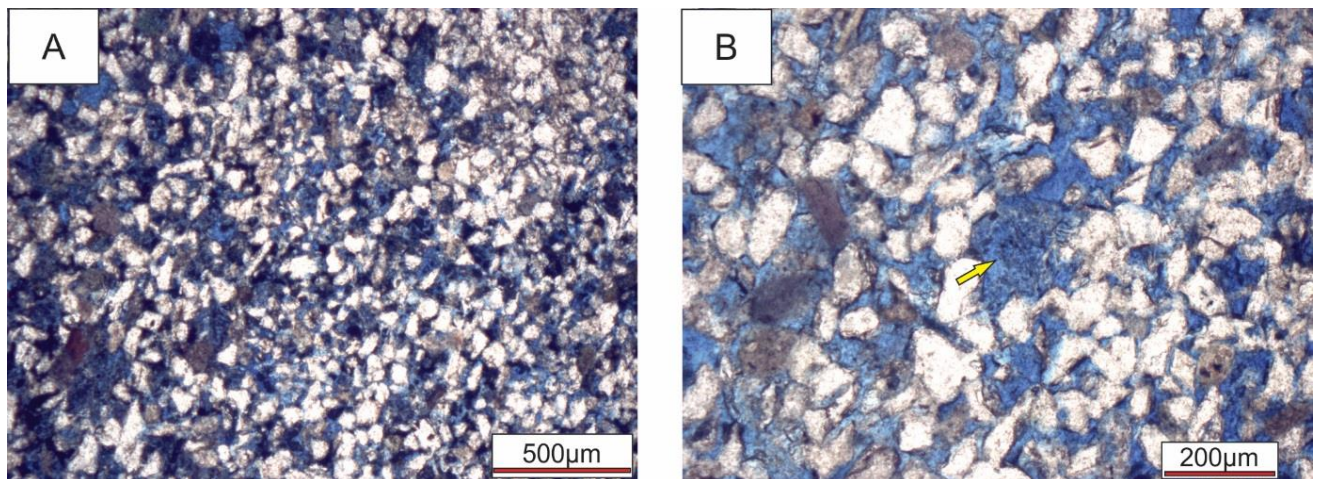
Figura 46 - Petrofácies D, amostra AM18



Legenda: (A) – Porosidade primária da lâmina AM18. (B) –Processos que reduzem a porosidade primária. As setas em vermelho destacam o sobrecrecimento de quartzo e as setas em amarelo destacam as cutículas argilominerais.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 47 - Petrofácies D, amostra AM59



Legenda: (A) – Visão geral da porosidade da amostra. (B) – Porosidade gerada pela dissolução dos grãos.

Fonte: A autora, 2018.

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Os testemunhos sedimentológicos da Formação Pojuca próximo ao Alto Aporá possuem características de um sistema lacustre deltaico. As características petrográficas indicam que os arenitos foram submetidos a complexos processos diagenéticos que influenciaram a qualidade das rochas como reservatório.

Os processos diagenéticos ocorreram desde pequenas profundidades, sob influência deposicional, até sob condições de soterramento efetivo.

A sequência geral de fases e processos diagenéticos produzidos foram:

- a) substituição e alteração de feldspato por caulinita;
- b) sobrecrecimento de quartzo e feldspato;
- c) cimentação e substituição dos grãos detríticos instáveis por dolomita;
- d) dissolução dos grãos de feldspato e cimento dolomítico;
- e) cloritização dos grãos de feldspato, biotita;
- f) revestimento de argilominerais em grãos detríticos;
- g) compactação mecânica e química;
- h) ilitização de esmectita;
- i) cloritização de esmectitas;
- j) precipitação de óxidos;
- k) precipitação de pirita e siderita.

A evolução da sequência geral mostra que é inibida ou interrompida onde os processos eodiagenéticos foram intensos, em especial a cimentação de dolomita em profundidade rasa como no testemunho 9-FBA-79-BA. Este testemunho apresenta uma diagênese mais intensa na fase eodiagenética, e este fato está associado à presença expressiva de folhelhos e calcários como rochas adjacentes.

A fase mesodiagenética mostra interações complexas entre as reações orgânicas e inorgânicas, termicamente controladas, ocorrentes nos folhelhos associados, e regime de circulação dos fluidos em subsuperfície nos arenitos. Foi visto que o aumento da diagênese não ocorre pelo aumento das camadas interstratificadas, mas sim com o aumento da expansividade da esmectita presentes nessas. A presença de clorita também representa um avanço diagenético.

A porosidade apresenta a geometria modificada e controlada pelos processos diagenéticos. Esse impacto da diagênese mineral é bastante significativo sobre a porosidade primária na redução e geração da porosidade, com os mecanismos de dissolução/precipitação na formação dos argilominerais e cimentos com o aumento da profundidade e temperatura. A clorita e argilominerais possuem um papel importante na evolução da porosidade, é visto que quando sob forma de cutículas, esses minerais tendem a preservar a porosidade intergranular e inibe a dissolução de grãos detríticos.

As amostras possuem intervalos onde os processos diagenéticos agiram de forma mais severa obstruindo parcial ou totalmente os poros por cimentação ou precipitação de argilominerais. E intervalos onde ocorre a dissolução dos mesmos, gerando porosidade secundária mó dica, garganta de poros e porosidade por fratura ou encolhimento.

No geral, a análise petrográfica e diagenética foram similares com a proposta por Anjos & Carozzi (1987) para a Formação Pojuca, Membro Santiago.

Para análise mais detalhada das propriedades de porosidade e permeabilidade das amostras, sugere-se que seja realizada análise petrofísica de rotina.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G. A. DE; MATO, L. F. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geociências*. 36, Natal. Anais [S.l.]: [s.n.], v. 1, 184p .1990.
- ALBERS, A. P. F. et al. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X (A simple method for the characterization of clay minerals by X-ray diffraction). *Cerâmica*, v. 48, n. 305, p. 34, 2002.
- ALVES, D. B. *Influência dos tratamentos de dispersão de amostra na análise dos argilominerais por Difração de Raios-X. Aplicação nos Folhelhos Cretáceos do Flanco Noroeste da Bacia da Foz do Amazonas*. 1989.
- ANJOS, S. M. C.; CAROZZI, A. V. Depositional and diagenetic factors in generation of the Santiago arenite reservoirs (Lower Cretaceous): Aracás oil field, Recôncavo Basin, Brasil. *Pergamon Journals*. 1987.
- ANJOS, S. M. C.; DE ROS, L. F.; SILVA, C. M. A. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In R. H. WORDEN, and S. MORAD, *Clay Cements in Sandstones. IAS Special Publication*, v. 34, 2003.
- ARAGAO, M. A. N. F. Arquitetura, estilos tectônicos e evolução da Bacia do Recôncavo, Brasil. *Boletim do Terceiro Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*: Rio Claro, Brasil, Universidade Estadual Paulista, p. 161-164, 1994.
- ARAGÃO, M. A. N. F.; PERARO, A. A. Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. 3º *Simpósio Cretáceo do Brasil*, Rio Claro, UNESP, p. 161-164, 1994.
- BEARD, D. C.; WEYL, P. K. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *AAPG bulletin*, v. 57, n. 2, p. 349-369, 1973.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G. V.; MURRAY, R. C. *Origin of sedimentary rocks*. 1972.
- BOLES, J. R.; FRANKS, S. G. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Research*, v. 49, n. 1, p. 55-70, 1979.
- BOLES, J. R.; RAMSEYER, K. Diagenetic carbonate in Miocene sandstone reservoir, San Joaquin basin, California. *AAPG Bulletin*, v. 71, n. 12, p. 1475-1487, 1987.
- BRINDLEY, G. W.; PÉDRO, G. Report of the AIPEA nomenclature committee. *AIPEA Newsletter*, v. 7, p. 8-13, 1972.
- BROWN, G. W; BRINDLEY, G. W. (Ed.). *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. London: *Mineralogical Society*, 1980.

- BURLEY S.D & WORDEN R.H. *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. Oxford, Blackwell Publishing, v 4, 3-44 p., 2003.
- CAIXETA, J. M., et al. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 8, n 1. p. 163-172, 1994.
- CESERO, P. Argilas. in: Cesero, P. Introdução à petrografia sedimentar. Inédito. Notas de aula, UERJ, 23p, [199?].
- CESERO, P.; MAURO, L. M.; DE ROS, L. F. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na PETROBRÁS. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 3, n. 1/2, p. 105-116, 1989.
- CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.
- CUPERTINO, J. A.; BUENO, G. V. Arquitetura das sequências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no Rifte do Recôncavo. *Boletim de. Geociências da Petrobras*, v. 13, n. 2, p. 245-267, 2005.
- CURTIS, C. D. *Microorganisms and diagenesis of sediments*. 1983.
- CURTIS. C.D. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions in enclosing mudstones. *Geological Society of London Journal*, v.135. p. 107-117, 1978.
- DA SILVA, H. T. F. da. Caracterização do início da fase sinrifte na Bacia do Recôncavo, Estado da Bahia – Discussão sobre a Formação Água Grande e o reconhecimento da erosão do início do rifteamento. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. 39., 1996, Salvador. [Anais...] São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 325-328, 1996.
- DA SILVA, H. T. F. *Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates: characteristics of the Lower Cretaceous tectonosequence in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil*. 1993. Tese de Doutorado.
- DE, Caritat P.; HUTCHEON, I.; WALSH, J. L. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, v. 41, 1993
- DICKINSON, W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. in: ZUFFA, G.G.(ed.) *Provenance of Arenites*, p. 333-361, 1985.
- FIGUEIREDO, A. M. F. et al. Recôncavo basin, Brazil: a prolific intracontinental rift basin. *Memoirs-American Association of Petroleum Geologists*, p. 157-157, 1994.
- FOLK, G. E. Textbook of environmental physiology. In: *Textbook of environmental physiology*. 1974.
- FOLK, R. L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill, 197p, 1968.

- GUZZO J.V.P. *Estratigrafia integrada e paleolimnologia de uma secção de idade Aratu (Eocretáceo) da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil*. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 211p, 1997.
- HORSCHUTZ, P. M., DELLA FA VERA, J. C. & PASSOS, L. J. Sedimentação Deltaica da Sequência Cambuqui da Formação Pojuca (Projeto Cambuqui). PETROBRÁS/RPBA/DIREX, *Rel. Interno* 21 pp, 1972.
- HURST, V. J.; KUNKLE, A. C. Dehydroxylation rehydroxylation, stability of kaolinite. *Clays and Clay's Minerals*, v. 33, p.1-14, 1985.
- HUTCHEON, I. Aspects of the Diagenesis of coarse-grained Siliciclastic Rocks.-McIlreath, IA & Morrow, DW: Aspects of the Diagenesis of coarse-grained Siliciclastic Rocks. *Ontario.Geoscience Canada*, v. 4, 1990.
- JACKSON, M. L. *Soil chemical analysis*—Advanced course: Madison, Wisconsin Univ. Dept. Soil Sci, v. 1973, 1969.
- JAHREN, J. S.; AAGAARD, Per. Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation-water chemistry. **Clay Minerals**, v. 24, n. 2, p. 157-170, 1989.
- KAHN, J. S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. *The Journal of Geology*, v. 64, p. 385-395, 1956.
- KLEIN, C.; DUTROW, B. *Manual de Ciência dos Minerais*. 23a ed., Porto Alegre, Artmed Editora S.A. p. 706, 2012
- KLEIN, C.; MIZUSAKI, A. M. P. *Cimentação Carbonática em Reservatórios Siliciclásticos- O Papel da Dolomita*. Tese de Doutorado, 2007.
- MAGNAVITA, L. P. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil*. 1992. 423 f. Doutorado em Geologia: University of Oxford, Oxford, 1992.
- MAGNAVITA, L. P. Sobre a implantação da fase sinrifte em riftes continentais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39., 1996, Salvador. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 5, p. 335-338.
- MAGNAVITA, L.P.; SILVA, R.R.DA.; SANCHES, C.P. Guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*: Rio de Janeiro, v. 13, p. 301-334, 2005.
- MILHOMEM, P. S., et al. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Recôncavo. *Fundação Paleontológica Phoenix*, v. 5, n. 51, 2003.
- MILLIKEN, K. L. Late diagenesis and mass transfer in sandstone shale sequences. *Treatise on geochemistry*, v. 7, p. 407, 2005

- MOORE, D. M.; REYNOLDS, R. C. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford: Oxford university press, 1989.
- MORAD, S.; KETZER, J. R. M.; DE ROS, L. F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v. 47, p. 95-120, 2000.
- PANDA, M.N. and LAKE, L.W., 1995, "A physical model of cementation and its effects on single-phase permeability", AAPG Bulletin, v.79, no. 3, pp. 431-443.
- PETRI, S. Foraminíferos e o ambiente de deposição dos sedimentos do Mioceno do Recôncavo Baiano. *Revista brasileira de geociências*, São Paulo, v. 2, n. 1, p. 51-67, 1972.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. *Sand and Sandstones*. New York: Springer-Verlag, 1972.
- PORTELA, H. A., et al. Análise De Palinofácies Na Avaliação Do Potencial Gerador Da Formação Pojuca, Bacia Do Recôncavo. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 19, n. 2, p. 271-282, 2016.
- POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrology*, n. 23, p. 117-119, 1953.
- PRATES, I.; FERNANDEZ, R. *Bacia do Recôncavo: Sumário geológico e setores em oferta*, In: Décima Terceira Rodada de Licitações: Agência Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, Brasil, ANP. 2015
- RODRIGUES, K.C. *Caracterização petrográfica dos carbonatos laminados do membro Crato, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil*. 2015.
- SCHMIDT, V; MCDONALD, D. A. *The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis*. 1979.
- SCHOLLE, P. A. *A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks*. 1979.
- SILVA, et al. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 423-431, maio/nov. 2007.
- SOUZA, I. M. S. *Associações de fácies e evolução estratigráfica de uma seção deltaica da Formação Pojuca, Membro Santiago, Campo de Miranga, Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil*. Trabalho de conclusão de curso, 2014.
- ŚRODOŃ, J. Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 27, n. 1, p. 19-53, 1999.
- VAN K, I.; MUCHEZ, P. H.; VIAENE, W. Clay mineralogical variations and evolutions in sandstone sequences near a coal seam and shales in the Westphalian of the Campine Basin (NE Belgium). *Clay Minerals*, v. 33, n. 1, p. 159-169, 1998.

- VIANA, C. F. et al. Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 14, n. 3-4, p. 157-192, 1971.
- WALKER, T. R.; WAUGH, B.; GRONE, A. J. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, n. 1, p. 19-32, 1978.
- WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Geology Society*, London, 135:51-56, 1922.
- WILSON, M.; STANTON, P. T. *Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement*. 1994.
- WORDEN, R. H.; MORAD, S. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. **Quartz cementation in sandstones**, p. 1-20, 2000.
- WORDEN, R.H. & MORAD, S. Clay minerals in sandstones: control on formation, distribution and evolution. In: Worden, R.H., MORAD, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, p.3-42, 2003.