

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**DIAGÊNESE E QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS  
CONTINENTAIS DA FORMAÇÃO ALAGAMAR,  
NEOAPTIANO DA BACIA POTIGUAR**

**BRUNO RAFAEL DE BARROS PEREIRA**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros  
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre, 2020

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**DIAGÊNESE E QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS  
CONTINENTAIS DA FORMAÇÃO ALAGAMAR,  
NEOAPTIANO DA BACIA POTIGUAR**

BRUNO RAFAEL DE BARROS PEREIRA

ORIENTADOR - Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

CO-ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki – UFRGS

Prof. Dra. Marcela Marques Vieira – UFRGS

Dr. Rogério Schiffer de Souza – UFRGS

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para obtenção do Título de  
Mestre em Geociências

Porto Alegre, 2020

### CIP - Catalogação na Publicação

PEREIRA, BRUNO RAFAEL DE BARROS  
DIAGÊNESE E QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS  
CONTINENTAIS DA FORMAÇÃO ALAGAMAR, NEOAPTIANO DA BACIA  
POTIGUAR / BRUNO RAFAEL DE BARROS PEREIRA. -- 2020.  
117 f.  
Orientador: LUIZ FERNANDO DE ROS.

Coorientador: CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2020.

1. Margem Equatorial Brasileira. 2. Bacia Potiguar.  
3. Proveniência. 4. Diagênese. 5. Petrofácies  
Reservatório. I. DE ROS, LUIZ FERNANDO, orient. II.  
SCHERER, CLAITON MARLON DOS SANTOS, coorient. III.  
Título.

*Para Iara e Benício,  
graças a De Ros*

## **AGRADECIMENTOS**

Esta dissertação teve a contribuição de várias pessoas que por algum momento doaram um pouco de seu precioso tempo.

Agradeço infinitamente,

A Petrobras pelo apoio financeiro.

Ao meu orientador, Professor Dr. Luiz Fernando De Ros, pela dedicação, paciência, ajuda, broncas, e principalmente, pelo brilhantismo e simplicidade com que você transmite seus conhecimentos sobre a petrologia sedimentar. Muito obrigado por tudo, professor!

Ao meu co-orientador Professor Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer, pela paciência, ajuda, incentivo, correções e pelo câmbio de figurinhas durante a copa do mundo da Rússia.

A Helga Voelcker, Cláudio Valdetaro e Leonardo Menezes pelo incentivo ao estudo proposto nesta dissertação e pela cessão de dados.

Aos meus orientadores Petrobras Dorval Carvalho Dias Filho e José Gedson Fernandes da Silva, pelas dicas, correções, incentivo e amizade.

Aos colegas de Petrobras Daniel Oliveira, Elvio Bulhões, Glauco Bragança Dias da Silva, Mário Neto Araújo, Luci Arienti, Marcos Klotz pelas correções e dicas no capítulo de Geologia Regional e com as interpretações Sedimentológicas. Em especial ao Carlos Manuel, pela dicas, correções e aprovação interna do Artigo em anexo a essa dissertação.

As co-autoras do artigo em anexo, Isabelle Teixeira e Carolina Carpio pela ajuda com as lâminas petrográficas e discussões.

Aos colegas da UO-RNCE e do CENPES por todo apoio logístico com viagens, testemunhos, lâminas, coleta de amostras, disponibilização de espaço, análises e etc. Em especial a Alene, Ewerton Gomes, Dilson e Guilherme.

Aos amigos *no choice* e agregados: Altanir, Ancilla, Bernard, Caroline, Felipe, Matheus Amaral, Lucas, Mirella, Natasha, Nívea, Raunier, Samuel e Vinícius por grandes momentos étlicos e não étlicos.

A minha mãe Ednalva, meu irmão Tiago, minhas irmãs Jamille e Vanessa, meus sogros Evaristo e Gilva pelo apoio, incentivo, ajuda e pela compreensão nesses momentos de pouca presença ao vivo e por telefone.

A minha esposa Iara e meu filho Benício, agradeço por todo amor, carinho, sonhos, palavras de incentivo, e pela paciência que vocês tiveram ao longo do período de confecção desta dissertação, principalmente no momento de finalização do artigo. Vocês são o bem maior que a vida me deu. Benício, agora podemos brincar de carros de corrida sem ter que fazer “mestado”. Amo vocês!

## RESUMO

Recentes descobertas em água profundas na seção Aptiana da Bacia Potiguar atestam o potencial exploratório dos arenitos da Formação Alagamar. Foi feita a caracterização sedimentológica e petrológica integrada destes arenitos, em quatro poços testemunhados nas seções *onshore* e *offshore*, para compreender os controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade dos reservatórios. Estes arenitos consistem em: litarenitos ricos em quartzo metamórfico provenientes de orogênos transicionais reciclados, depositados em leques aluviais; arcósios líticos/litarenitos feldspáticos, ricos em líticos metamórficos de terrenos mistos depositados em leques sublacustrinos de preenchimentos de canal; arcósios/subarcósios provenientes de blocos continentais do embasamento granítico-gnáissico depositados em deltas e lobos sublacustres. Os principais processos diagenéticos foram: compactação mecânica de constituintes dúcteis criando pseudomatrix, infiltração mecânica de argila, autigênese de carbonatos, quartzo, albita, C/S, I/S, ilita, clorita, caulinita, dickita, K-feldspato, pirita e mineral de titânio, e dissolução de feldspatos. Integrando composição primária, cimento principal e porosidade petrográfica, foi possível caracterizar 11 petrofácies reservatório, que foram agrupadas em 4 domínios petrofísicos: *Porous domain* (arcósios/litarenitos com alta qualidade de reservatório); *Porous-Cement domain* (arcósios/arcósios líticos pouco cimentados com moderada qualidade); *Cement-Compaction domain* (arcósios/arcósios líticos bastante cimentados e moderado teor de dúcteis com baixa qualidade); *Compaction domain* (arcósios/arcósios líticos ricos em dúcteis compactados a pseudomatrix com muito baixa). A compactação foi o principal processo redutor da porosidade primária pela criação de pseudomatrix nos arcósios líticos/litarenitos feldspáticos sublacustres da seção *offshore*. Na seção *onshore*, arcósios deltaicos e litarenitos de leque aluvial tiveram o arcabouço preservado por sua composição, rica em grãos rígidos, e pela cimentação não pervasiva pré-compactacional, fato que contribuiu para a preservação de parte da porosidade primária, incrementada (média 5%) pela dissolução de feldspatos, contribuindo para a boa qualidade destes reservatórios.

**Palavras-chave:** Margem Equatorial Brasileira, Bacia Potiguar, Formação Alagamar, proveniência, diagênese, petrofácies reservatório.

## ABSTRACT

Sedimentological and petrological analyses of the continental clastic deposits from the Aptian Alagamar Formation, an important exploration target in the Potiguar Basin, Brazilian Equatorial Margin, were performed in four onshore and offshore wells. Alagamar deposits consist in alluvial fan litharenites from transitional recycled orogenic provenance, sublacustrine fan lithic arkoses and feldspathic litharenites rich in metamorphic fragments from mixed provenance and deltaic arkoses and subarkoses from continental block provenance. The main diagenetic process impacting the quality of the reservoirs were the mechanical compaction on ductile grains producing pseudomatrix, clay infiltration, the authigenesis of quartz, K-feldspar, albite, clay minerals (C/S, I/S, illite, chlorite, kaolinite and dickite), carbonates (dolomite, Fe-dolomite/ankerite, calcite and Fe-calcite), pyrite, and titanium minerals, and the dissolution of primary constituents (mainly feldspars). The integration of primary composition (mostly ductile grains content), main cements and petrographic macroporosity allowed to define 11 reservoir petrofacies, which were grouped into 4 domains: Porous domain (arkose and litharenites with high reservoir quality); Porous-Cement domain (partially cemented arkoses and lithic arkoses with moderately reservoir quality); Cement-Compaction domain (strongly cemented arkoses and lithic arkoses rich in ductile grains with low reservoir quality); Compaction domain (lithic arkoses, ductile-rich petrofacies with very low quality). Compaction was the main process of primary porosity reduction, mainly in offshore lithic arkoses rich in ductile grains. Conversely, feldspar dissolution increased petrographic macroporosity in up to 5%. The combination of a rigid framework derived from gneissic-granitic basement source, shallower burial, absence of pre-compaction pervasive cement, and porosity increment by feldspar dissolution provide best reservoir quality in the Alagamar sandstones. Understanding the depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of these Aptian sandstones is essential for their exploration in the Potiguar Basin and of analogous sandstones along Brazilian Equatorial Margin.

**Key-words:** Brazilian Equatorial Margin, Potiguar Basin, Alagamar Formation, provenance, diagenesis, reservoir petrofacies.



## LISTA DE FIGURAS

<u>Figura 1.</u> Mapa de localização da Bacia Potiguar com poços estudados.....	13
<u>Figura 2.</u> Tipos de heterogeneidades nos reservatórios siliciclásticos controlados por pelos sistemas deposicionais em diferentes escalas.....	15
<u>Figura 3.</u> Comportamento da permeabilidade em barras fluviais e em praias.....	16
<u>Figura 4.</u> Taxa de perda de porosidade de arenitos com diferentes composições em relação à profundidade (Dickinson, 1985).....	17
<u>Figura 5.</u> Regimes hidrogeológicos que controlam a composição e o fluxo de fluidos nas bacias sedimentares.....	20
<u>Figura 6.</u> Alguns tipos de cimento, seus hábitos e relações paragenéticas.....	22
<u>Figura 7.</u> Evolução dos processos de compactação.....	24
<u>Figura 8.</u> Gráficos da perda de volume intergranular por compactação vesus cimentação.....	25
<u>Figura 9.</u> Representação gráfica de Lundegard (1992) para a perda de volume intergranular por compactação vesus cimentação.....	25
<u>Figura 10.</u> Zonas de concentração de ácidos carboxílicos.....	27
<u>Figura 11.</u> Características texturais e diagenéticas das petrofácies de reservatório nos arenitos Devonianos da Bacia do Solimões.....	28
<u>Figura 12.</u> Definição de petrofácies de reservatório para os turbiditos santonianos da Bacia de Campos (Rodrigues & Scherer, 2011).....	29
<u>Figura 13.</u> Petrofácies para o Cretáceo da Bacia do Jequitinhonha.....	30
<u>Figura 14.</u> Método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1980; Ingersoll <i>et al.</i> , 1984).....	34
<u>Figura 15.</u> Parâmetros texturais analisados na petrografia.....	34
<u>Figura 16.</u> Evolução tectônica do Domínio Atlântico Equatorial.....	39
<u>Figura 17.</u> Mapa tectônico da Província Borborema e do Oeste Africano atuais enfatizando a Bacia Potiguar.....	40
<u>Figura 18.</u> Seção geológica da porção emersa da Bacia Potiguar.....	41
<u>Figura 19.</u> Modelagem geológica do Gráben de Umbuzeiro, porção emersa da Bacia Potiguar.....	41
<u>Figura 20.</u> Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto <i>et al.</i> , 2007).....	42
<u>Figura 21.</u> Modelo deposicional para as supersequências: A – rifte I (Soares, 2000) e B – seção continental do pós-rifte (Vasconcelos, 1995).....	44
<u>Figura 22.</u> Poços exploratórios perfurados na Bacia Potiguar (ANP).....	46
<u>Figura 23.</u> Produção diária de petróleo e gás por bacia (ANP, 2019).....	47

## SUMÁRIO

ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO.....	11
1. INTRODUÇÃO .....	12
2. OBJETIVOS.....	13
3. REVISÃO CONCEITUAL .....	14
3.1. Controles sobre a qualidade de reservatórios clásticos.....	14
3.1.1. <i>Controles deposicionais</i> .....	14
3.1.2. <i>Controles diagenéticos</i> .....	17
3.1.3. <i>Processos diagenéticos de redução e criação de porosidade</i> .....	21
3.2. Petrofácies de Reservatório.....	27
4. MÉTODOS .....	32
4.1. Revisão Bibliográfica.....	32
4.2. Análise Sedimentológica.....	32
4.3. Análise Petrográfica.....	33
4.4. Análises Complementares.....	35
5. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	37
5.1. Evolução Tectônica da Margem Equatorial.....	37
5.2. Bacia Potiguar.....	38
5.2.1. <i>Exploração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar</i> .....	45
5.2.2. <i>Sistema Petrolífero Alagamar (!)</i> .....	47
6. RESUMO DOS RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES.....	48
7. CONCLUSÕES.....	52
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	53
9. ARTIGO SUBMETIDO - <i>DEPOSITIONAL AND DIAGENETIC CONTROLS ON RESERVOIR QUALITY OF APTIAN CONTINENTAL SILICICLASTIC DEPOSITS FROM THE POTIGUAR BASIN, BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN</i> .....	68

## **ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO**

Esta dissertação de Mestrado está estruturada em artigo submetido em periódico classificado nos estratos QUALIS-CAPES GEOCIÊNCIAS A1. A sua organização compreende as seguintes partes principais:

### **PARTE I:**

Introdução sobre o tema e localização da área, objetivos do estudo desenvolvido, revisão bibliográfica com o estado da arte dos temas envolvidos na execução deste trabalho, materiais e métodos utilizados, geologia regional da Bacia Potiguar, resumo dos principais resultados, interpretações e discussões, conclusões e referências bibliográficas.

### **PARTE II:**

Corpo principal da dissertação, constituído pelo artigo escrito pelo autor como resultado do estudo desenvolvido: “DEPOSITIONAL AND DIAGENETIC CONTROLS ON RESERVOIR QUALITY OF APTIAN CONTINENTAL SILICICLASTIC DEPOSITS FROM THE POTIGUAR BASIN, BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN” precedido por carta de recebimento pelo editor da revista científica *AAPG Bulletin*.

## 1. INTRODUÇÃO

A descoberta de grandes depósitos de hidrocarbonetos em águas ultra profundas nos reservatórios “pré-sal” das bacias Meso-cenozóicas da Margem Leste Brasileira e a escassez de acumulações econômicas em terra e em mar raso motivaram a exploração em áreas até então pouco conhecidas. Neste contexto, a Margem Equatorial vem sendo tratada como uma “promissora” fronteira exploratória, sendo atualmente, alvo de grande campanha exploratória.

A Margem Equatorial Brasileira se desenvolveu sob regime tectônico transcorrente dextral, controlado por grandes falhas do embasamento que foram reativadas durante o Mesozoico, propiciando a ruptura do Paleocontinente Gondwana e a criação de várias bacias sedimentares ao longo das margens Brasileira e Africana (Françolin & Szatmari, 1987; Szatmari *et al.*, 1987; Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1992, 1999, 2000; Milani *et al.*, 2000; Soares, 2000; Mohriak, 2003; Basile *et al.*, 2005). Estas bacias se desenvolveram individualmente em resposta a heterogeneidade de esforços impressos pela tectônica transcorrente, em que, enquanto uma área estava sofrendo esforços transpressivos, em outra atuavam esforços transtensivos (Matos, 1992, 1999, 2000; Basile *et al.*, 2005).

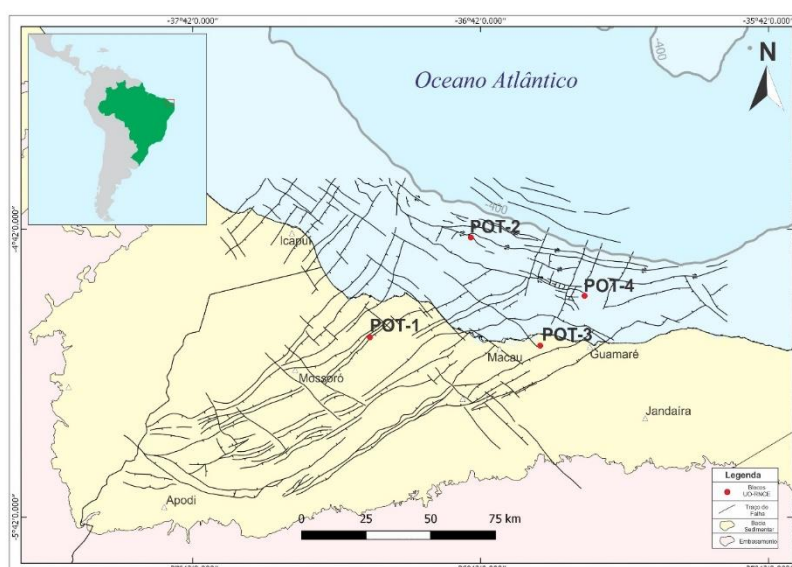
Este complexo contexto tectônico foi responsável, durante o Neocomiano, pela criação da Bacia Potiguar (Fig. 1) que está situada no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira e ocupa uma área de 222.699 km<sup>2</sup> nas porções *onshore* (26.725 km<sup>2</sup>) e *offshore* (195.974 km<sup>2</sup>) do estado do Rio Grande do Norte e parte do Ceará (Batista, 2017). A Bacia Potiguar se limita a noroeste com a Bacia do Ceará, através do Alto de Fortaleza; a leste, seu limite com a Bacia de Pernambuco-Paraíba é marcado pelo Alto de Touros; e a oeste e sul seu limite é definido pelo contato com o embasamento pré-cambriano (Bertani *et al.*, 1990; Araripe & Feijó, 1994; Cremonini, 1996; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Castro *et al.*, 2012).

Em se tratando de exploração de hidrocarbonetos, a Bacia Potiguar é a província mais importante da Margem Equatorial Brasileira sendo explorada desde a década de 70 em campos de terra e água rasa, predominantemente, em reservatórios clásticos das fases rifte (Souza, 1990; De Ros *et al.*, 1994; Anjos *et al.*, 2000; Pestilho *et al.*, 2018), pós rifte (Okada, 1982; Lima, 1987; Vasconcelos, 1995; Spigolon & Santos Neto, 2005) e drifte (Pérez *et al.*, 2003; Maraschin *et al.*, 2004; Monteiro, 2012).

Recentes descobertas em águas profundas tem atraído o interesse para os

reservatórios clásticos continentais da Formação Alagamar, que foram depositados em um contexto de transição dos sistemas deposicionais continentais para o marinho. A base da seção, aonde se encontram os principais reservatórios, é estritamente continental composta por leques aluviais e deltaicos, fluviais e deltas intercalados com depósitos lacustres. Conglomerados de leque aluvial depositados próximos a falha de Areia Branca representam o Membro Canto do Amaro que lateralmente se intercalam aos depósitos fluvio-deltaicos-lacustres do membro Upanema.

Esses depósitos são pobremente conhecidos devido sua ocorrência restrita a subsuperfície, principalmente em se tratando dos controles sobre a qualidade dos reservatórios.



**Figura 1 – Mapa de localização da Bacia Potiguar com a posição dos poços estudados com o arcabouço estrutural da seção rifte (Bertani *et al.*, 1990).**

## 2. OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é caracterizar e entender os controles deposicionais e diagenéticos que impactam o sistema poroso dos reservatórios clásticos da Formação Alagamar através das análises sedimentológica e petrológica de quatro poços testemunhados (POT-1, POT-2, POT-3 e POT-4), ao longo das seções *onshore* e *offshore* (Fig. 1), utilizando o conceito de petrofácies reservatório *sensu* De Ros & Goldberg, (2007). Entender os controles destes reservatórios é fundamental para o futuro exploratório destes arenitos em águas profundas na Bacia Potiguar e sistemas análogos na Margem Equatorial Brasileira e Africana.

### 3. REVISÃO CONCEITUAL

#### 3.1. Controles sobre a qualidade de reservatórios clásticos

A avaliação e predição da qualidade de reservatórios de hidrocarbonetos é feita a partir do reconhecimento dos fatores que controlam a distribuição da porosidade e permeabilidade. Este controle é exercido pela interação entre parâmetros deposicionais, tais como estrutura e textura deposicionais e composição primária (Beard & Weyl, 1973; Pryor, 1973; Dickinson, 1985; Bloch, 1994; Bloch & McGowen, 1994; Souza *et al.*, 1995; De Ros, 1996; Lima & De Ros, 2002; De Ros & Scherer, 2012), e processos, produtos e padrões diagenéticos (Houseknecht, 1987; Lundegard, 1992; Wilson, 1994; Ehrenberg, 1995; Souza, 1999; Anjos *et al.*, 2003; Salem *et al.*, 2005; Ajdukiewicz *et al.*, 2010; Morad *et al.*, 2010; Morad *et al.*, 2012; El-Khatri *et al.*, 2015; Line *et al.*, 2018).

##### 3.1.1. Controles deposicionais

Os ambientes e sistemas deposicionais siliciclásticos produzem corpos arenosos com variações específicas quanto ao tamanho, forma e distribuição (Fig. 2; Bloch & McGowen, 1994). Cada corpo arenoso (litofácies) possui características únicas quanto a textura (tamanho e forma dos grãos), composição detrítica e estrutura deposicional, que, por sua vez, controlam a porosidade e a permeabilidade originais (Bloch & McGowen, 1994).

##### *Textura*

A textura de uma rocha clástica é definida com base nos parâmetros de tamanho modal e seleção dos grãos, forma dos grãos (arredondamento e esfericidade) e fábrica (arranjo dos constituintes: sustentação, orientação e empacotamento) (Pettijohn, 1975). Estes parâmetros são controlados pelos aspectos deposicionais (processos de intemperismo, erosão, transporte e deposição), e pela proveniência dos grãos (Bloch & McGowen, 1994; Ajdukiewicz & Lander, 2010).

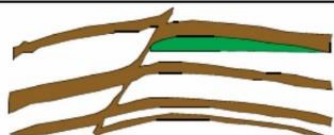
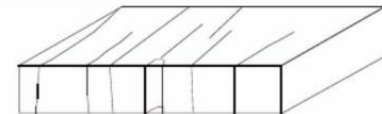



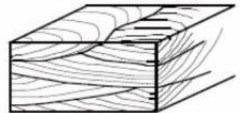

Scale	Reservoir heterogeneity types	
Giga (>300 m)	Sealing to nonsealing faults	
	Fracturing	
Mega (10–100 m)	Genetic unit boundaries	
	Permeability zonation within genetic units	
Macro (in meters)	Baffles within genetic units	
	Sedimentary structures	
Micro ( $\mu\text{m}$ )	Microscopic heterogeneity	

Figura 2 – Tipos de heterogeneidades nos reservatórios siliciclásticos controlados por pelos sistemas deposicionais em diferentes escalas. Modificado de Weber (1986) *apud* Morad *et al.* (2010).

Segundo Pettijohn (1975), os parâmetros texturais que controlam a porosidade original dos sedimentos clásticos são o empacotamento, forma dos grãos e a seleção. Beard & Weyl (1973) quantificaram o impacto do tamanho de grãos e da seleção sobre a porosidade e permeabilidade em areias inconsolidadas, artificialmente misturadas, verificando que a porosidade inicial é independente do tamanho dos grãos, porém, é extremamente dependente da seleção. Já a permeabilidade diminui com a diminuição do tamanho de grãos e com a piora da seleção. Pryor (1973) avaliou os padrões de porosidade e permeabilidade em 992 areias Holocênicas depositadas em três sistemas deposicionais: barras fluviais, praias e dunas, concluindo que os valores de porosidade e permeabilidade medidos em areias artificialmente misturadas (e. g. Beard & Weyl, 1973) são similares aos observados em areias naturalmente depositadas em praias e dunas, porém não se repetem naquelas depositadas em barras fluviais, devido aos padrões de empacotamento e de distribuição (e.g., laminação) dos grãos (Fig. 3).

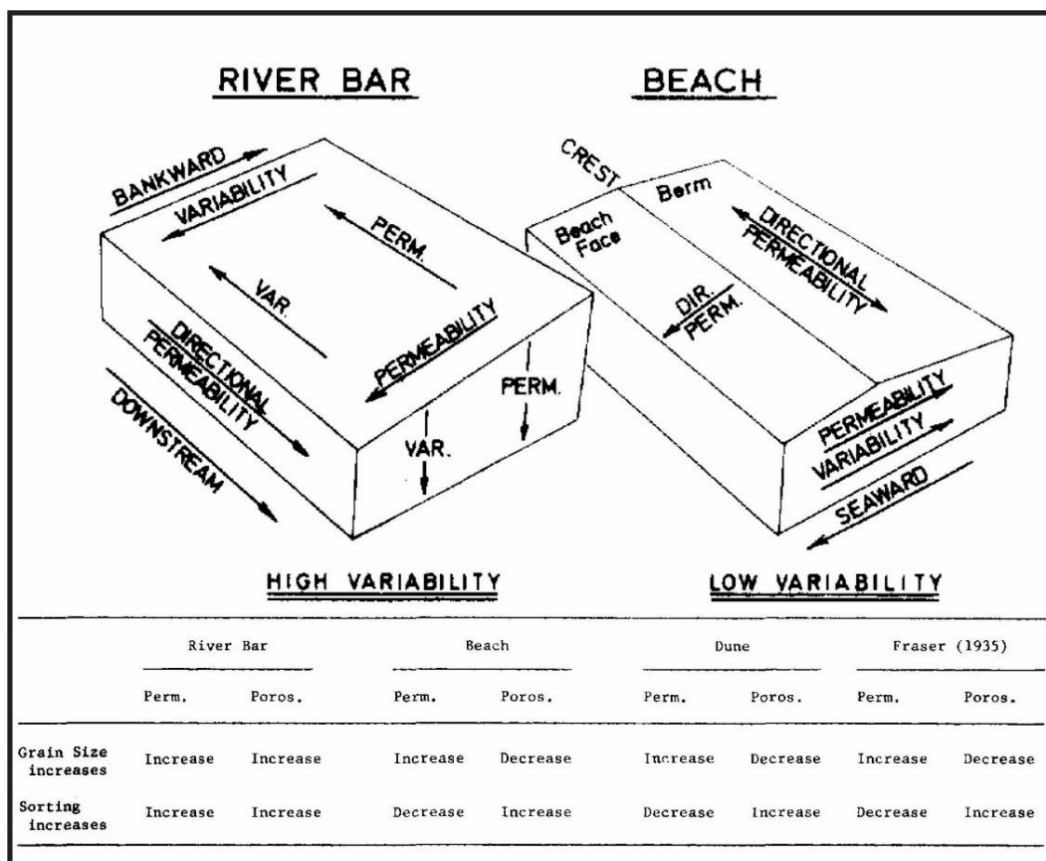


Figura 3 – Comportamento da permeabilidade em barras fluviais e em praias, e tabela comparando a variação de permeabilidade e porosidade em praias, dunas e barras fluviais de acordo com o tamanho de grãos e seleção (modificado de Pryor, 1973).

Graton & Fraser (1935) estudaram o arranjo geométrico de esferas, seu empacotamento e impacto na porosidade. O empacotamento mais aberto corresponde a um arranjo cúbico, com porosidade de 48%. O empacotamento mais apertado corresponde a um arranjo romboédrico, com porosidade de 26%.

Outra forma de avaliar os efeitos da textura na qualidade de uma rocha clástica como reservatório corresponde ao conceito de maturidade textural. A maturidade textural pode variar de supermatura, correspondendo a boa seleção, grãos arredondados e ausência de material lamoso, a imatura, correspondendo a má seleção, grãos angulosos e conteúdo lamoso (Pettijohn, 1975; Folk, 1968).

### *Composição Detrítica*

A composição detrítica é condicionada pela proveniência, transporte e sistema deposicional (Suttner, 1974), e determina a estabilidade mecânica e química da rocha no ambiente diagenético (Bloch, 1994; De Ros *et al.*, 1994; De Ros, 1996; Tucker, 2001). Arenitos ricos em grãos rígidos (quartzo, feldspatos, fragmentos de rochas plutônicas) são mecanicamente mais estáveis (Paxton *et al.*, 2002), e portanto tem melhor potencial de preservação da porosidade intergranular. Arenitos ricos em



grãos dúcteis (fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau, fragmentos de rochas vulcânicas alteradas, fragmentos de lutitos, intraclastos lamosos e micas) são mais propensos à ação da compactação mecânica e formação de pseudomatriz (Rittenhouse, 1971; Pittman & Larese, 1991; Paxton *et al.*, 2002). Dickinson (1985) avaliou a tendência de redução da porosidade com a profundidade em arenitos quartzosos, feldspáticos e líticos observando que os quartzosos comumente perdem porosidade mais lentamente e menos intensamente com o aumento da profundidade (Fig. 4).

### 3.1.2. Controles diagenéticos

Além dos controles deposicionais, os principais parâmetros que controlam a diagênese são a composição e fluxo de fluidos intersticiais, a temperatura, a pressão e o tempo. A diagênese é responsável por processos que impactam a qualidade dos reservatórios, tais quais: cimentação e a compactação, que em geral, são danosas à qualidade dos reservatórios, e a dissolução, que melhora a porosidade total da rocha. A subdivisão dos estágios diagenéticos tratada neste trabalho segue a abordagem proposta por Morad *et al.* (2000).

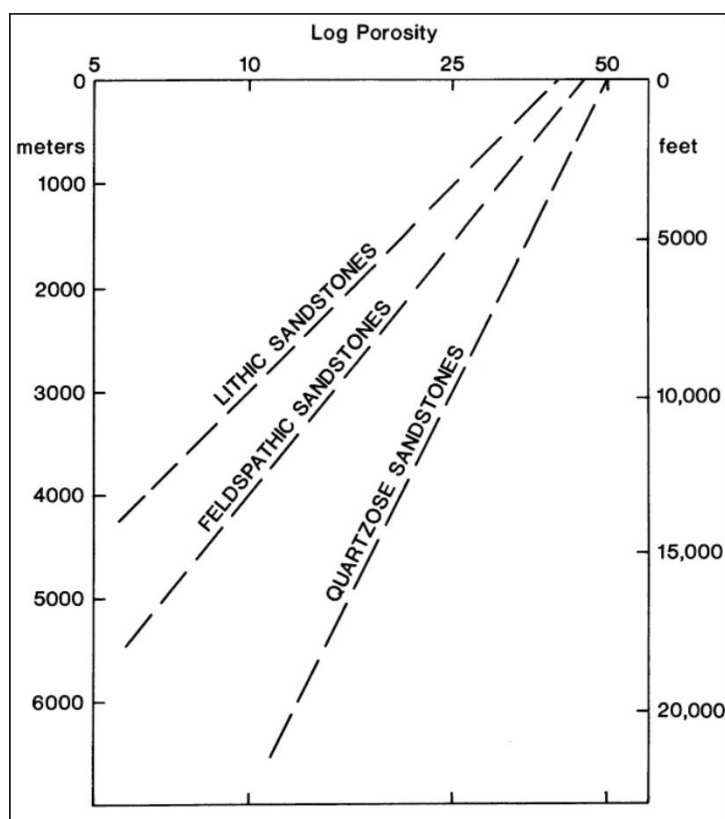


Figura 4 – Taxa de perda de porosidade de arenitos com diferentes composições em relação à profundidade (Dickinson, 1985).

### *Diagênese: Conceito e Estágios*

A diagênese é definida como o conjunto de processos químicos, físicos e biológicos pós-deposicionais, em que a assembleia original da rocha e as águas intersticiais reagem entre si buscando atingir o equilíbrio químico e textural com o ambiente (Worden & Burley, 2003).

Os processos diagenéticos ocorrem em três diferentes estágios: *eodiagênese* - após a deposição, e são controlados pelos sistemas e fluidos deposicionais; *mesodiagênese* - sob soterramento progressivo, em condições de temperatura e pressão crescentes, onde ocorre o gradativo isolamento da influência deposicional; *telodiagênese* - sob influência de fluidos deposicionais após a mesodiagênese por soerguimento das camadas sedimentares, erosão de camadas superiores ou infiltração de fluidos deposicionais em profundidade. Esta abordagem foi aplicada inicialmente por Choquette & Pray (1970) para delimitar os estágios diagenéticos em rochas carbonática, porém, sua utilização foi amplamente difundida no estudo da diagênese de rochas siliciclásticas (Schmidt & McDonald, 1979). Entretanto, a imprecisão nos limites de cada estágio levou Morad *et al.* (2000) a estabelecerem ranges de temperatura e profundidade de soterramento pra cada um deles, sendo: eodiagênese, até 70°C e até 2 km; mesodiagênese rasa, entre 70 e 100°C, e entre 2 e 3 km; mesodiagênese profunda, acima de 100°C até o limite do metamorfismo, e acima de 3 km.

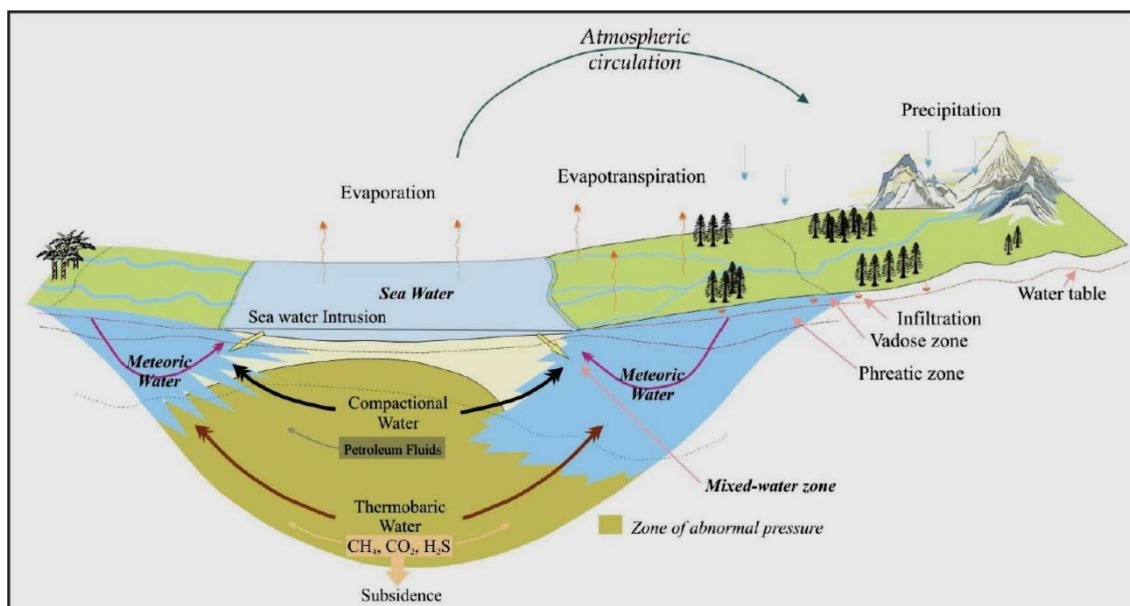
### *Composição e Fluxo de Fluidos, Temperatura, Pressão e Tempo*

Nas bacias sedimentares os fluidos intersticiais derivam de águas meteóricas, marinhas, da interação com os minerais e do embasamento subjacente (Bjørlykke, 1993). Inicialmente, cada um destes fluidos possui uma composição geoquímica específica que pode ser facilmente alterada pelas reações com os minerais e mistura com outros fluidos (Bjørlykke, 1993). O fluxo de fluidos é controlado pela distribuição de permeabilidade nas rochas, que primariamente, é função das fácies sedimentares, porém, pode ser modificada pela diagênese e pela história tectônica da bacia, e é induzido pelos gradientes de pressão (Bjørlykke, 1993; De Ros, 1996). Os padrões de fluxo de fluidos em escala de bacia são governados por quatro regimes hidrogeológicos de acordo com a origem dos fluidos e mecanismo de fluxo: meteórico, marinho, compactacional e termobárico (Fig. 5; Galloway, 1984; Bjørlykke, 1993).

O regime meteórico durante a eo- e telo-diagênese, é caracterizado pela percolação de fluidos meteóricos condicionados por altos gradientes hidráulicos. Neste regime, a composição e o fluxo de fluidos são controlado pelos sistemas deposicionais, e o fluxo ocorre por infiltração das águas superficiais no subsolo. As águas regidas pelo regime meteórico subsaturadas em ions, com variável  $\delta^{18}\text{O}$  (–20 a 0‰). Águas meteóricas subsaturadas em ambiente seco-semiárido, propicia a precipitação de smectita e K-feldspato, em clima úmido é comum a dissolução de silicatos e carbonatos, além da precipitação de caulinita (Bjørlykke *et al.*, 1989; De Ros, 1996)

O regime marinho requer baixas taxas de acumulação e as águas possuem alta salinidade (média de 35.000 mg/l) com altos teores de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^+$  e  $\text{Na}^+$ , e pouca variação na  $\delta^{18}\text{O}$  (0 a 2‰) (De Ros, 1996). A eodiagênese condicionada pelas águas marinhas é comumente caracterizada pela precipitação de carbonatos, pirita e argilominerais.

Com o progressivo soterramento, os fluidos são modificados pelas reações de transformação da matéria orgânica, argilominerais e sua interação com os constituintes detríticos (De Ros, 1996). Essas condições são atingidas logo abaixo da zona circulação de águas meteóricas, sob regime hidrogeológico compactacional (Galloway, 1984). Sob regime compactacional, o fluxo ocorre pela expulsão de fluidos trapeados nos sedimentos devido à sobrecarga dos sedimentos sobrepostos ou compressão tectônica. Em condições de alta temperatura e pressão, os fluidos são modificados pelas reações de desidratação de argilominerais e seu fluxo ocorre em resposta as mudanças no gradiente de pressão devido a geração de hidrocarbonetos, pela liberação de água dos minerais e pela carga litostática contínua, sob regime termobárico (Galloway, 1984; De Ros, 1996). O volume de fluidos nos regimes compactacional e termobárico é limitado sendo boa parte do transporte de massa conduzido por fluxo convectivo. Em geral, os fluidos atuantes em subsuperfície são extremamente salinos (> 400.000 mg/l).



**Figura 5 – Regimes hidrogeológicos que controlam a composição e o fluxo de fluidos nas bacias sedimentares (Galloway & Hobday, 1983 *apud* Galloway, 1984).**

A temperatura controla a cinética das reações diagenéticas (Aagaard & Helgeson, 1982; Giles, 1987), a taxa de precipitação de minerais autigênicos e a estabilidade de constituintes diagenéticos e detríticos (Wilson, 1994b), e conseqüentemente exerce importante influência sobre a porosidade e permeabilidade durante a diagênese. A temperatura é função da história de soterramento de uma sequência sedimentar é controlada pela profundidade, fluxo de calor interno na bacia e condutividade das rochas adjacentes, que por sua vez, são controlados pelo contexto tectônico da bacia, evolução estrutural local e atividade magmática (De Ros, 1996). No geral, arenitos localizados em áreas com alto gradiente geotérmico perdem porosidade mais rápido que em áreas com baixo gradiente geotérmico (Wilson, 1994b). O incremento da temperatura acarreta em mudanças no campo de estabilidade dos minerais e nos processos diagenéticos. Assim, minerais que são estáveis em condições rasas, sob baixas temperaturas, podem ser dissolvidos ou substituídos com o aumento do soterramento e da temperatura, exemplo encontrado na transformação de caulinita para a illita (Franks & Zwingmann, 2010; Lander & Bonnell, 2010).

A pressão ou *stress* efetivo (Taylor *et al.*, 2010) aumenta progressivamente com a profundidade ou por influência tectônica. Ela pode ser medida pela diferença entre a pressão de confinamento (pressão litostática) e a pressão dos fluidos intersticiais (Wilson, 1994b). Os gradientes de pressão controlam os efeitos da compactação mecânica e química, além dos padrões de fluxo de fluidos durante a mesodiagênese

(De Ros, 1996). Condições de altas taxas de acumulação sedimentar, precoce geração de hidrocarbonetos e desidratação de argilas geram pressão anômala nos poros do reservatório, causando significativa preservação de porosidade (Wilson, 1994b; De Ros, 1996; Taylor *et al.*, 2010).

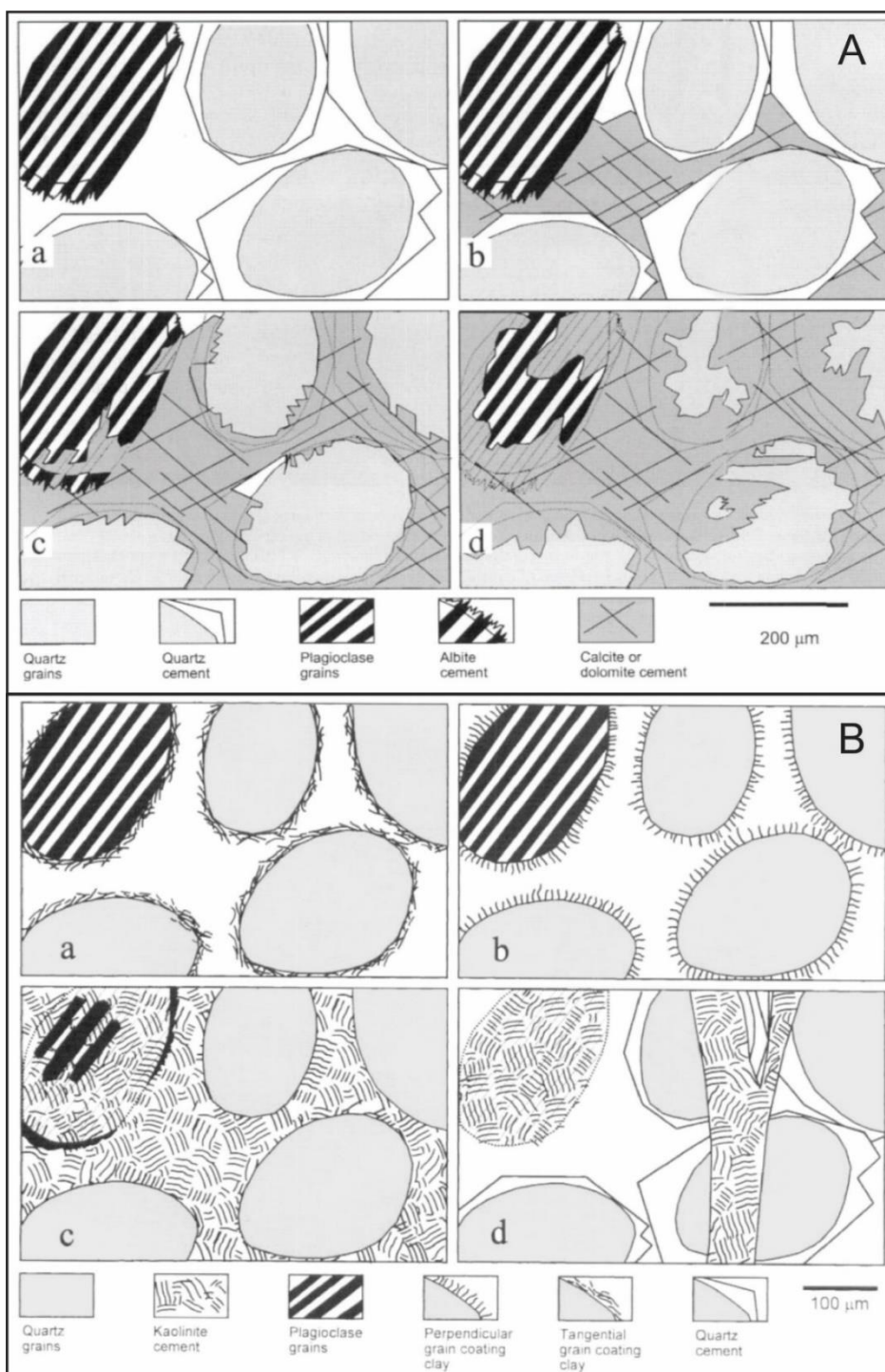
O tempo de residência em que uma sequência sedimentar é submetida a determinadas condições diagenéticas controla a extensão e intensidade das reações neste estágio. Em condições de lenta subsidência, as reações diagenéticas superficiais prevalecem, enquanto em um contexto de rápido soterramento, as reações superficiais provavelmente não ocorrerão (De Ros, 1996).

### **3.1.3. Processos diagenéticos de redução e criação de porosidade**

#### *Cimentação*

A cimentação é definida como precipitação de um mineral autigênico no espaço poroso (Worden & Burley, 2003). Nas rochas clásticas, o quartzo (Worden & Morad, 2000), os carbonatos (Morad, 1998) e os argilominerais (Worden & Morad, 2003) são os cimentos mais comuns (Fig. 6). Sua quantidade, distribuição, hábitos e o tempo em que foram precipitados (eodiagênese, mesodiagênese ou telodiagênese) impactam diretamente na qualidade dos reservatórios. Nos casos em que a cimentação é abundante, seu impacto é obviamente negativo, obliterando total ou parcialmente a porosidade original. Porém, em casos específicos, a cimentação pode ser benéfica ao reservatório. Caso dos reservatórios líticos, ricos em fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau, depositados por leques aluviais e canais fluviais entrelaçados do Membro Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas, que foram precoce e parcialmente cimentados por carbonatos, o que permitiu a preservação da porosidade (Souza *et al.*, 1995). Outra condição específica que pode contribuir para a qualidade de um reservatório envolve a dissolução de cimento, restaurando parcialmente a porosidade. Um exemplo encontrado nos arenitos da Formação Sergi, Bacia do Recôncavo nos quais parte da porosidade intergranular foi restaurada pela dissolução do cimento de calcita (De Ros & Scherer, 2012). Precipitação de franjas de clorita podem inibir fases autigênicas posteriores, preservando a porosidade e permeabilidade (Aase *et al.*, 1996; Lima & De Ros, 2002; Anjos *et al.*, 2003; Worden & Morad, 2003; Bahlis & De Ros, 2013). Anjos *et al.* (2003) e Bahlis & De Ros (2013) estudaram os reservatórios turbidíticos do Cretáceo Superior da Bacia de Santos, posicionados a mais de 4000m de profundidade. Estes reservatórios apresentam

porosidade acima de 20% atribuída à eficácia das franjas de clorita em inibir a dissolução por pressão e os crescimentos de quartzo. Lima & De Ros (2002) comprovaram a eficácia de franjas de microquartzo nos reservatórios Devonianos da Bacia do Solimões em inibir os crescimentos de quartzo e preservar porosidades localmente acima de 28% nos reservatórios.



**Figura 6 – Alguns tipos de cimento, seus hábitos e relações paragenéticas. A) crescimentos de quartzo e albita, e cimentação carbonática; B) argilominerais e seus principais hábitos (Worden & Burley, 2003).**

### *Compactação*

A compactação é processo de redução de volume poroso intergranular e consequente expulsão de água dos poros de uma rocha decorrente do stress compressional/cisalhante ocasionado pela sobrecarga das camadas de rocha mais jovens (Hsü, 1977; Worden & Burley, 2003). A compactação se inicia nos primeiros metros de profundidade, quando o sedimento começa a perder volume intergranular pelos efeitos de compactação mecânica (rearranjo de grãos, fraturamento de grãos rígidos e deformação plástica de grãos dúcteis com geração de pseudomatriz), e prossegue depois com a compactação química por dissolução por pressão (Fig. 7) (Tucker, 2001; Worden & Burley, 2003; Line *et al.*, 2018). A compactação mecânica aumenta progressivamente com a profundidade. Em arenitos quartzo-feldspáticos seus efeitos sobre a redução da porosidade original são dominantes até cerca de 1000 m de soterramento, enquanto em rochas ricas em constituintes dúcteis seus efeitos prevalecem até 2000 m de soterramento (Pittman & Larese, 1991). A compactação química ocorre através da dissolução por pressão nos contatos intergranulares, com a formação de contatos longos, côncavo-convexos e suturados (Robin, 1978; Houseknecht, 1984; Houseknecht & Hathon, 1987; Worden & Burley, 2003). Segundo Houseknecht (1984), a sílica dissolvida por pressão pode precipitar como cimentação de quartzo, reduzindo ainda mais a porosidade original.

### *Perda de Porosidade por Compactação vs. Cimentação*

A avaliação dos efeitos da compactação e da cimentação na perda de porosidade é feita a partir da comparação entre a porosidade original com o volume intergranular atual (IGV), calculado a partir da quantificação petrográfica (Houseknecht, 1987, 1989; Lundegard, 1992; Ehrenberg, 1995; Paxton *et al.*, 2002). Houseknecht (1987) atribuiu o valor médio de 40% para a porosidade original (OP) dos arenitos quartzosos, bem selecionados e com ausência de constituintes dúcteis do Simpson Group, Estados Unidos, e relacionou o volume intergranular com a quantidade de cimento, concluindo que os efeitos da compactação mecânica e química foram maiores que a cimentação, reduzindo a média da porosidade intergranular atual para 20% (Fig. 8A).

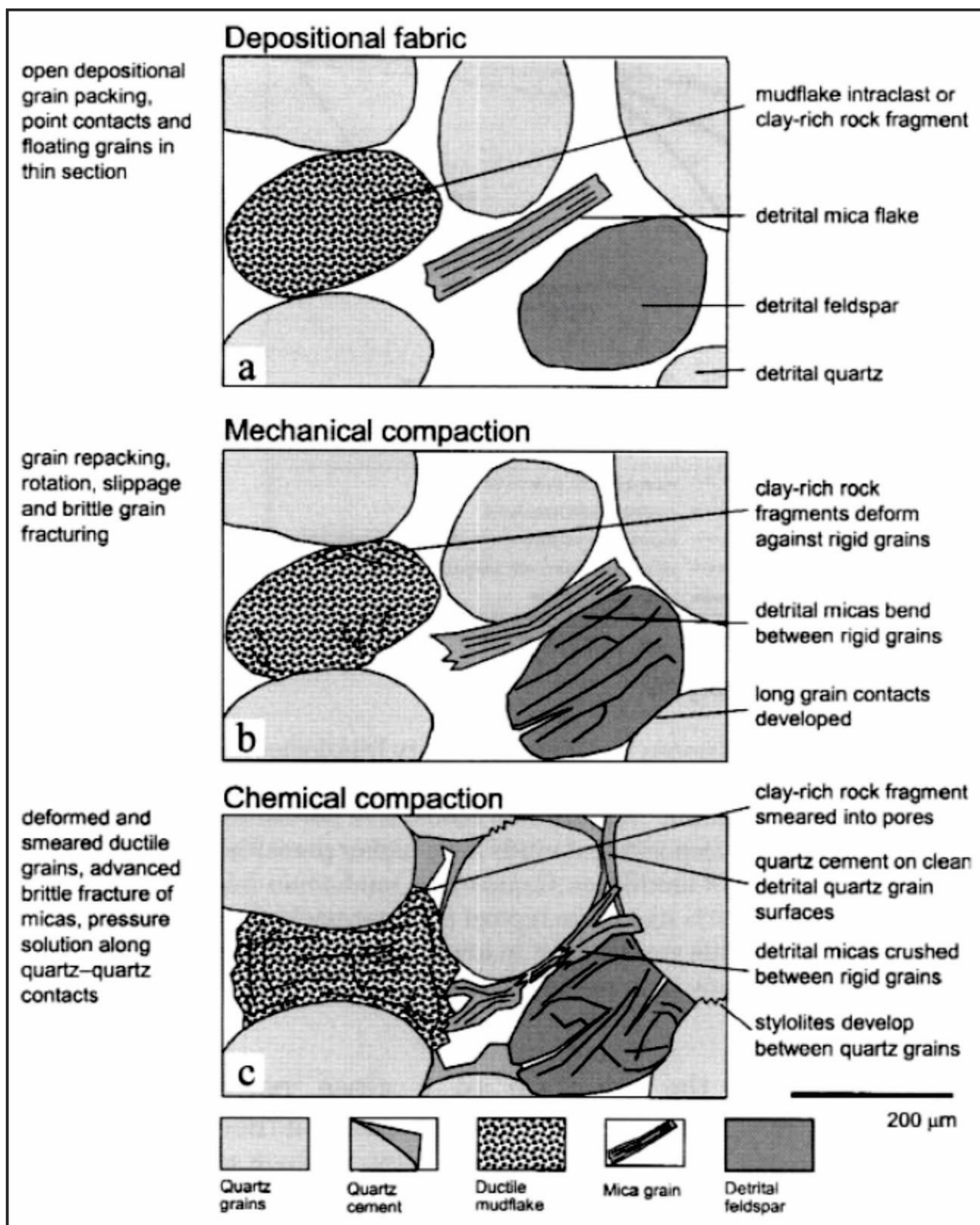


Figura 7 – Evolução dos processos de compactação: a) fábrica deposicional; b) compactação mecânica; c) compactação química e cimentação por quartzo (Worden & Burley, 2003).

Dois aspectos da abordagem feita por Houseknecht (1987) foram criticados por Ehrenberg (1989): (i) o cálculo da porosidade perdida por compactação, que considerava a porosidade original menos o IGV atual subestimando os efeitos da compactação na perda do volume intergranular; (ii) a não utilização da seleção como parâmetro para avaliar a porosidade original (Fig. 8B). Eherenberg consertou o cálculo



da perda da porosidade por compactação e a correlacionou com a perda de porosidade por cimentação e acrescentou ajustes no gráfico do volume intergranular x cimento. Posteriormente, Lundegard (1992) (Fig. 9) aprimorou a metodologia inserindo a avaliação da compactação química, subestimada nos trabalhos anteriores.

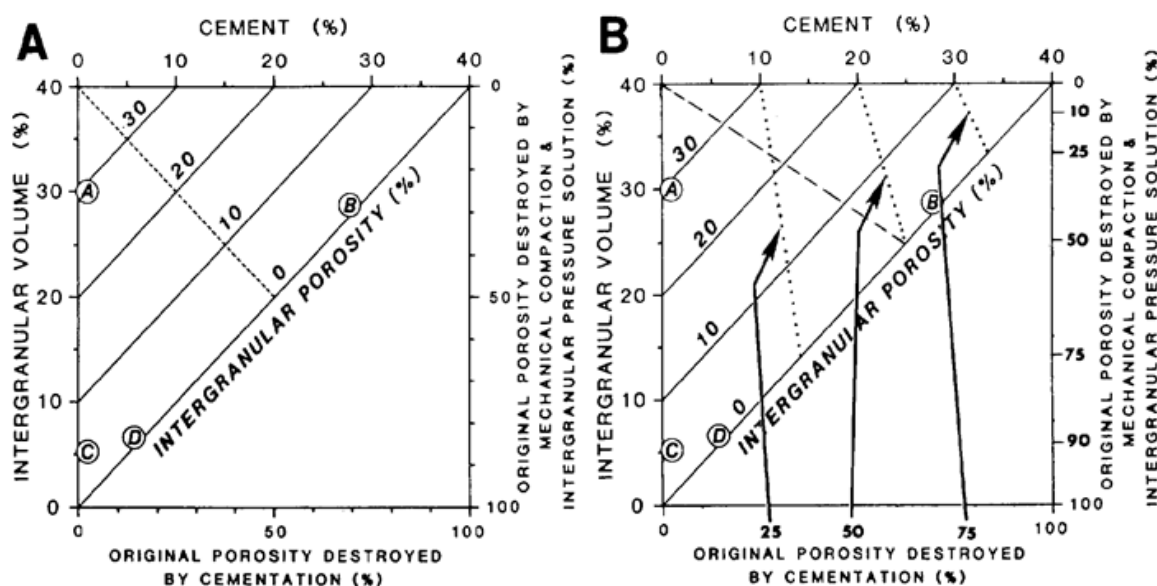


Figura 8 – Representação gráfica da perda de volume intergranular por compactação *versus* cimentação, segundo: (A) Houseknecht (1987); (B) Ehrenberg (1989; 1995).

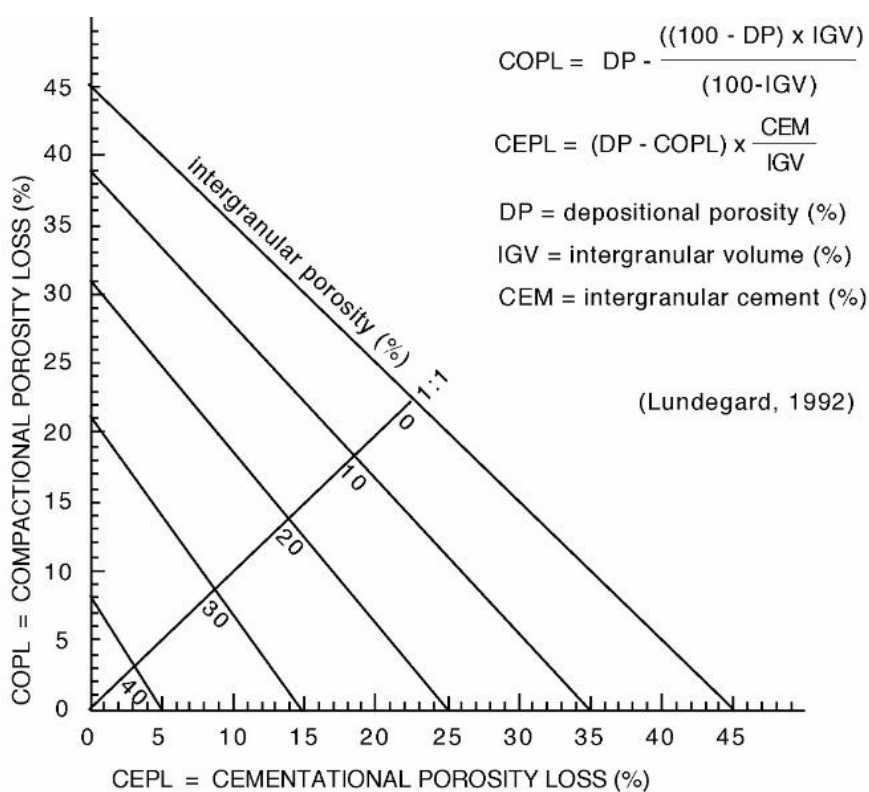


Figura 9 – Representação gráfica de Lundegard (1992) para a perda de volume intergranular por compactação *versus* cimentação.

### *Dissolução*

A porosidade secundária é definida como àquela criada após a deposição. Os processos geradores de porosidade secundária são a dissolução de grãos e/ou cimento, fraturamento de grãos e/ou da rocha, e contração ligada à perda de água (Schmidt & McDonald, 1979). O fraturamento de grãos e a contração de constituintes normalmente geram pouca porosidade secundária. Por outro lado, a porosidade gerada por fraturamento da rocha costuma contribuir significativamente para a permeabilidade. Na maior parte dos casos, o principal processo de geração de porosidade secundária é a dissolução. A dissolução ocorre pela interação dos constituintes sólidos com uma solução aquosa (Schmidt & McDonald, 1979). A porosidade secundária por dissolução de feldspatos, fragmentos líticos e cimentos carbonáticos ocorre em todos os ambientes diagenéticos (Taylor *et al.*, 2010). Em geral, o influxo de águas meteóricas é responsável pela dissolução na eodiagênese e telodiagênese. Morad *et al.*, 2000 afirmam que em ambientes continentais sob clima úmido e quente, a percolação de água meteórica sub-saturada é responsável pela dissolução de silicatos detríticos e precipitação de caulinita. Segundo Morad *et al.* (2000), pode-se diferenciar os eventos de dissolução eo- e telo-diagenéticos pela precipitação de caulinita pós cimentação de quartzo na telodiagênese. Segundo Schmidt & McDonald (1979), porém, a maior parte da porosidade secundária seria gerada na mesodiagênese. Durante os anos 80 e 90 alguns modelos geoquímicos foram criados para explicar a geração de porosidade secundária sob soterramento profundo. Schmidt & McDonald (1979) atribuíam a porosidade secundária ao CO<sub>2</sub> gerado pela descarboxilização térmica da matéria orgânica. A reação do CO<sub>2</sub> com a água da formação produziria ácido carbônico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) que, por sua vez, dissolveria os carbonatos presentes na rocha. Surdam *et al.* (1989) desenvolveram um modelo de dissolução de aluminossilicatos e carbonatos por solventes orgânicos gerados pela maturação térmica do querogênio anteriormente à geração de hidrocarbonetos. Segundo Surdam *et al.* (1989), os solventes orgânicos se concentram preferencialmente entre 80°C e 120°C (Fig. 10), corroborando com os experimentos de (Carothers & Kharaka, 1978) que reportaram a maior concentração de ácidos alifáticos e carboxílicos, acima de 5000 ppm, entre 80°C e 200°C. Esta concentração está ligada a janela de degradação termal do querogênio.

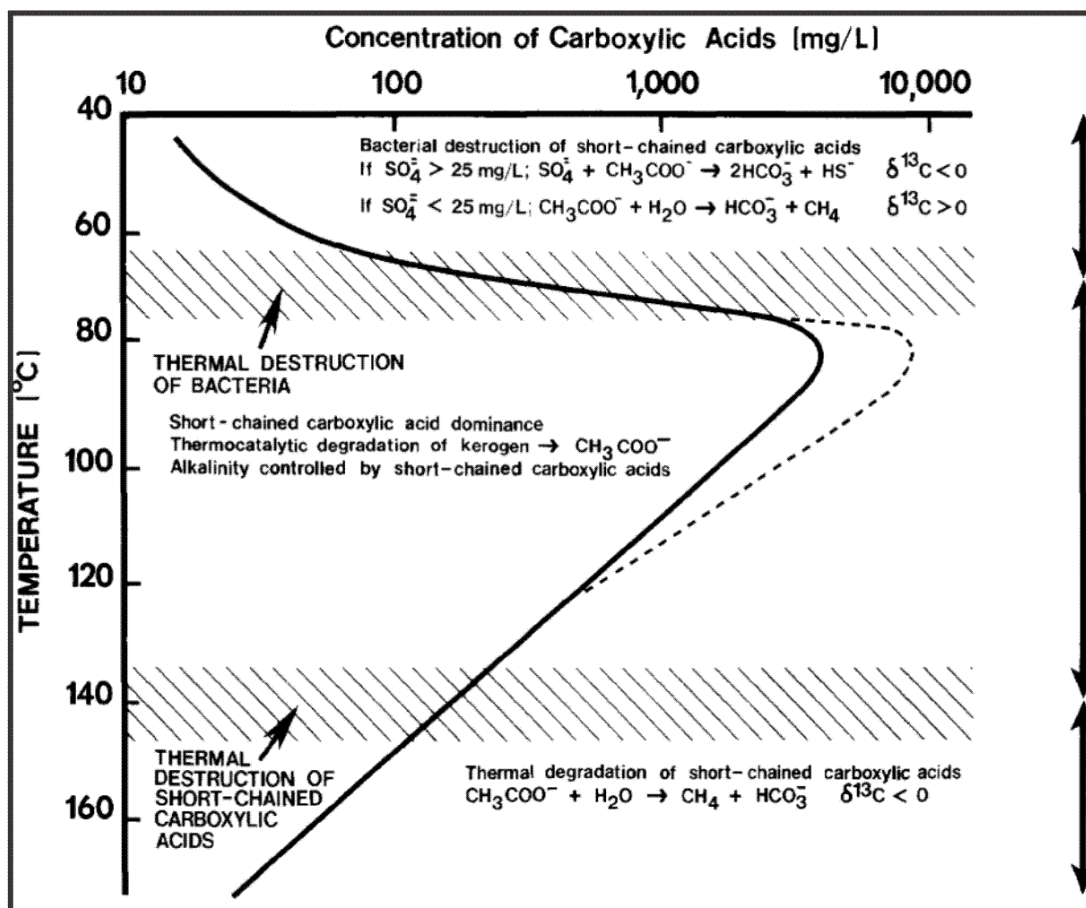
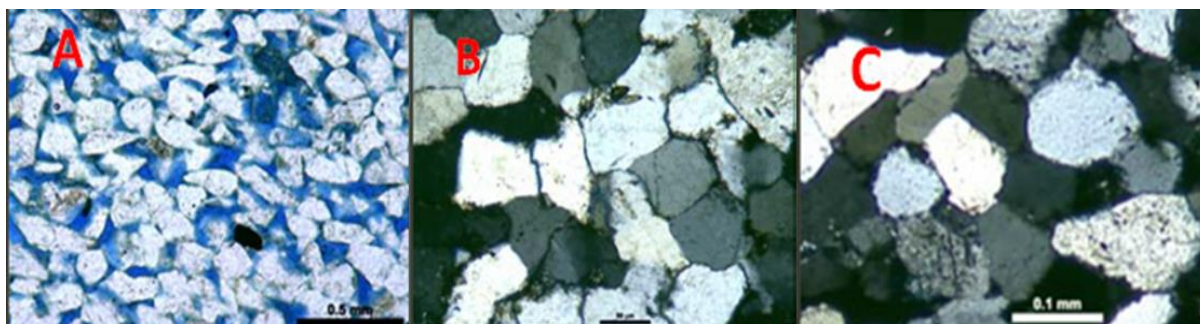


Figura 10 – Zonas de concentração de ácidos carboxílicos *versus* temperatura. A linha tracejada representa a zona de maior produção de ácidos responsáveis pela dissolução de aluminossilicatos entre 80° e 120°C (Surdam *et al.*, 1989).

### 3.2. Petrofácies de Reservatório

O conceito de petrofácies de reservatório representa uma ferramenta para a avaliação, comparação, caracterização e modelagem de reservatórios de hidrocarbonetos. As petrofácies de reservatório são definidas pela combinação dos principais aspectos de estrutura, textura e composição primárias, processos e produtos diagenéticos predominantes que controlam a porosidade e permeabilidade, correspondendo a assinaturas características nos perfis elétricos e em sísmica (Bonnell *et al.*, 2003; De Ros & Goldberg, 2007). O estudo de petrofácies de reservatório é baseado na petrografia sistemática quantitativa ou qualitativa de amostras representativas de uma determinada área estudada unidade, comparada com dados petrofísicos (porosidade e permeabilidade), onde disponíveis, ou com a porosidade petrográfica. A seguir, são examinados 5 casos de estudos que envolveram o conceito de Petrofácies de Reservatório.

Lima & De Ros (2002) reconheceram 3 petrofácies nos arenitos da Formação Uerê, Devoniano da Bacia do Solimões, Brasil. Os arenitos foram depositados em um contexto progracional em plataforma dominada por ondas. Os arenitos possuem textura e composição primária homogêneas, sendo, porém, muito heterogêneos em termos de qualidade de reservatório. O estudo de Lima & De Ros (2002) revelou que a diagênese foi a causa da grande variação de porosidade e permeabilidade observada nos arenitos. As petrofácies foram definidas de acordo com o empacotamento, cimentação e porosidade. A petrofácies A (porosa) possui porosidade primária entre 15 e 28%, que foi preservada devido às franjas eodiagênicas de microquartzo e calcedônia. Estas franjas inibiram os crescimentos de quartzo e a dissolução por pressão. A petrofácies B (apertada) possui menos de 5% de crescimentos de quartzo, mas porosidades menores que 10% devido ao empacotamento apertado pela intensa compactação química. A petrofácies C (moderadamente porosa) possui 10 a 15% de porosidade e cimentação parcial por mais que 5% de crescimentos de quartzo (Fig. 11). Estas petrofácies são facilmente reconhecidas em gráficos permeabilidade *versus* porosidade, e IGV *versus* teor de sílica. A fonte de sílica para o microquartzo e calcedônia foi a dissolução de espículas de esponja presentes nos arenitos porosos, originalmente híbridos devido à mistura por tempestades, e em depósitos intercalados de espiculitos (Lima & De Ros, 2002).



**Figura 11 – Características texturais e diagenéticas das petrofácies de reservatório nos arenitos Devonianos da Bacia do Solimões, Brasil (Lima & De Ros, 2002).**

Rodrigues & Scherer (2011) determinaram 17 petrofácies para turbiditos do Santoniano da Bacia de Campos, Brasil. O objetivo foi entender as heterogeneidades composicionais, diagenéticas e de porosidade para modelar os corpos arenosos e mapear as barreiras de fluxos internas nos reservatórios. As 17 petrofácies foram reagrupadas em 4 grupos (Fig. 12). As petrofácies lutitos correspondem a rochas

lamosas com subordinada areia fina. As petrofácies cimentadas são arenitos finos a grossos, com intraclastos lamosos, e porosidade intergranular totalmente obliterada por calcita (até 24%). As petrofácies parcialmente cimentadas correspondem a arenitos finos a grossos levemente conglomeráticos, com 2 a 9% de calcita intergranular, e porosidade efetiva entre 3 e 14%. Por fim, as petrofácies porosas são arenitos finos a grossos, levemente conglomeráticos, com 2 a 6% de calcita intergranular, e porosidade efetiva entre 6 e 14%, correspondendo à melhor qualidade. A preservação de parte da porosidade nestas petrofácies se deve a entrada precoce do óleo, cessando as reações diagenéticas.

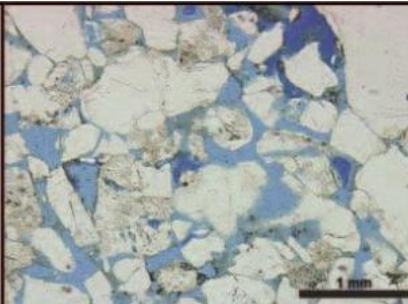
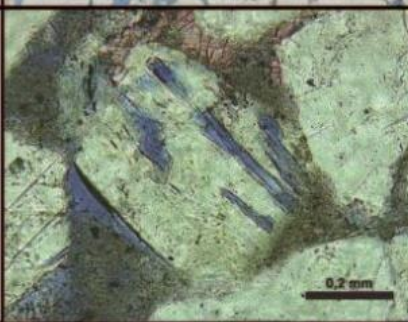
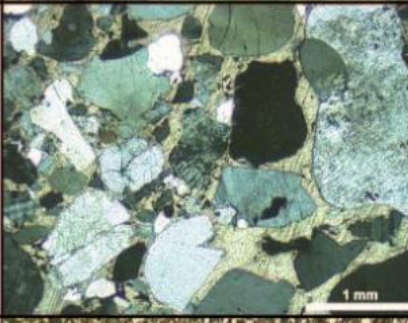
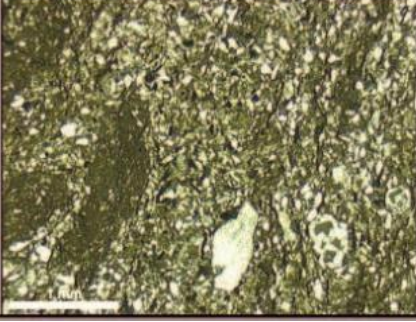
<b>Porosas</b>	Arenitos finos a grossos, às vezes levemente conglomeráticos, em geral mal selecionados, maciços ou laminados. Intraclastos (até 8%) e pseudomatriz lamosa (1 a 8%). Sílica diagenética substitutiva (2 a 8%). Clorita intergranular (às vezes, até 7%). Calcita total até 8% e intergranular 2 a 6%. Porosidade total de 6 a 21% e efetiva 6 a 14%.	
<b>Parc. Cimentadas</b>	Arenitos finos a grossos, às vezes levemente conglomeráticos, muito mal a mal selecionados. Calcita total de 4 a 14% e intergranular de 2 a 9%. Pseudomatriz lamosa (3 a 12%) e intraclastos (até 9%) ambos silicificados. Franjas de sílica diagenética de 2 a 9%. Porosidade total de 6 a 16% e efetiva de 3 a 14%.	
<b>Cimentadas</b>	Arenitos finos a grossos, lamosos a conglomeráticos, mal selecionados a muito mal selecionados, maciços. Pseudomatriz (3 a 33%) e intraclastos lamosos (3 a 17%) ambos silicificados. Calcita total de 2 a 39% e calcita intergranular até 24%. Poros totalmente obliterados por calcita e/ou pseudomatriz.	
<b>Lutitos</b>	Lutitos (com ou sem fissilidade) lamosos a arenosos, com laminação subparalela ou bioturbado. Geralmente com bioclastos carbonáticos, às vezes micáceos e com fragmentos carbonosos, raramente com intraclastos lamosos e glauconita. Calcita substitutiva (raro). Sem porosidade.	

Figura 12 – Definição de petrofácies de reservatório para os turbiditos santonianos da Bacia de Campos (Rodrigues & Scherer, 2011).

Jardim *et al.* (2011) realizaram um estudo integrado com base na sísmica, perfis elétricos, descrição de testemunhos e petrografia para a caracterização estratigráfica, sedimentológica e da qualidade de reservatório das sequências rifte (R1 e R2), transicional e drifte (D1, D2, D3 e D4), no Cretáceo Inferior da Bacia de Jequitinhonha, Brasil. A caracterização dos processos de redução da porosidade foi feita por meio da análise do volume intergranular (IGV) *versus* cimentação *sensu* Ehrenberg (1989), em que foram definidas 4 classes. Foram definidas de 14 petrofácies de reservatório (Fig. 13). Na fase rifte predominam as petrofácies ricas em grãos dúcteis (principalmente micas, e subordinadamente, líticos metamórficos de baixo grau e intraclastos lamosos), em que o IGV e a porosidade original foram perdidos pela compactação mecânica (Fig. 13). A heterogeneidade na qualidade dos reservatórios é portanto determinada pela composição detrítica, rica nesses constituintes dúcteis. As fases transicional e fase drifte são caracterizadas por petrofácies ricas em cimento. O controle sobre a cimentação, IGV e conseqüentemente, sobre a qualidade dos reservatórios, é exercido pela intercalação de sistemas deposicionais, pela presença de constituintes carbonáticos intrabaciais e pelo clima.

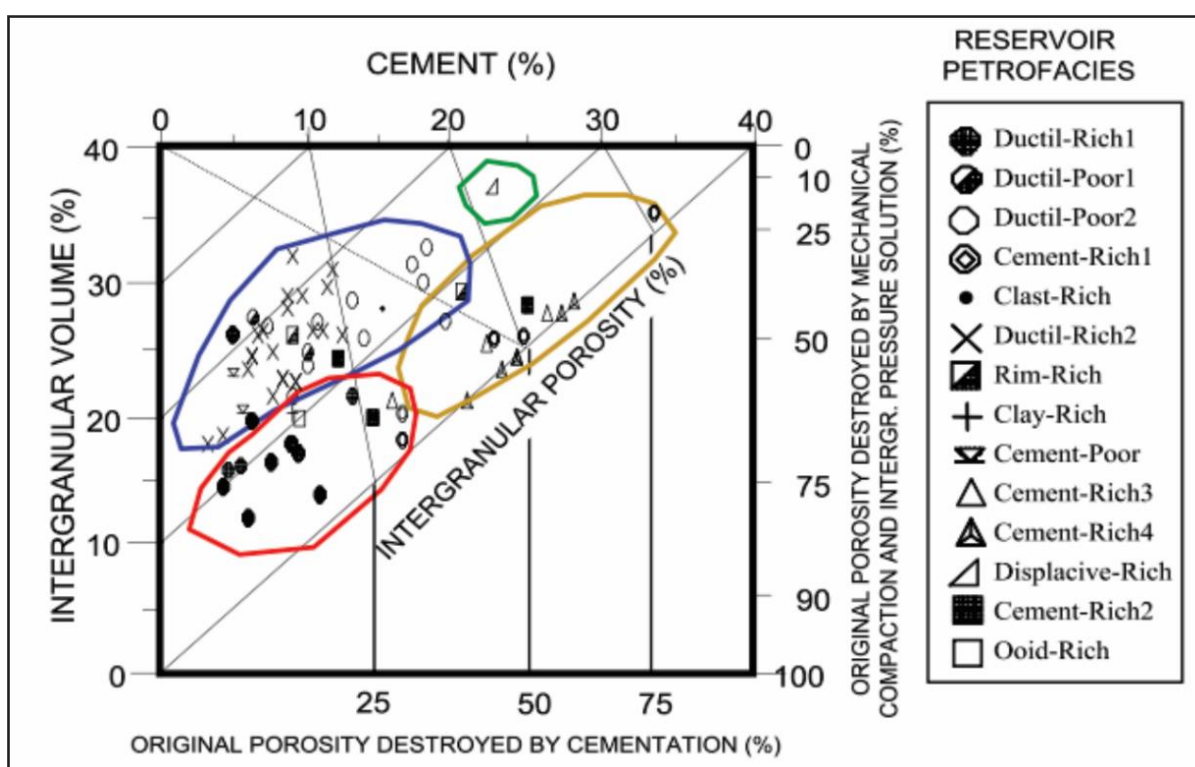


Figura 13 – Avaliação da qualidade de reservatórios através do gráfico de IGV *versus* cimento *sensu* Ehrenberg (1989), e pela definição de 14 petrofácies para o Cretáceo da Bacia do Jequitinhonha (Jardim *et al.*, 2011).

Rodrigues & Goldberg (2015) executaram um estudo petrológico dos arcósios, sublitarenitos e litarenitos da Formação Barra de Itiúba com base em 40 lâminas petrográficas em dois poços localizados no Alto de Atalaia, *offshore* da Sub-Bacia de Sergipe, Brasil. O objetivo foi caracterizar os reservatórios em termos de composição primária e padrões diagenéticos que impactaram na qualidade dos reservatórios. Foram definidas 13 petrofácies que em seguida foram agrupadas em 4 associações de petrofácies de acordo com a escala de qualidade dos reservatórios: boa (porosidade média > 15%), média (porosidade média > 7% e < 15%), baixa (porosidade média entre 1 e 4%) e não-reservatório (porosidade média < 1%). No intervalo estudado prevalecem as associações de petrofácies de baixa qualidade e não-reservatório, que perderam sua porosidade original principalmente pela compactação mecânica dos fragmentos metamórficos de baixo grau e intraclastos lamosos gerando pseudomatriz, e subordinadamente, pela cimentação de caulinita e dolomita. A presença de crescimentos de quartzo limitou os efeitos da compactação, preservando parte da porosidade original nas associações de petrofácies de boa e média qualidade.

Martins & Vieira (2017) executaram um estudo petrográfico dos arenitos feldspáticos da Formação Açú, Cenomaniano da Bacia Potiguar, Brasil. O objetivo foi caracterizar os arenitos em termos de composição primária, padrões diagenéticos e sua qualidade (porosidade e permeabilidade). Esses arcósios possuem textura heterogênea, IGV médio de 34%, com 17,1% de porosidade total média. Foram definidas 3 petrofácies:  $A_{fesm}$  (arcósio com franjas de esmectita),  $A_{psm}$  (arcósio com pseudomatriz) e  $A_{psm/calc}$  (arcósio com pseudomatriz e cimento carbonático). Em termos de qualidade de reservatórios, a petrofácies  $A_{fesm}$  apresenta até 14,3% de porosidade intergranular. Sua porosidade original foi reduzida pela compactação, principalmente através do rearranjo e rotação de grãos. A petrofácies  $A_{psm}$  possui baixa qualidade de reservatório devido à compactação mecânica de intraclastos lamosos que geraram pseudomatriz, destruindo boa parte da porosidade original. A petrofácies  $A_{psm/calc}$  teve sua porosidade original obliterada pela pseudomatriz e pela precipitação de calcita.

## **4. MÉTODOS**

Os métodos utilizados nesta dissertação compreenderam revisão bibliográfica, análise sedimentológica de testemunhos, e análise petrológica baseada em petrografia quantitativa e qualitativa, suportada por microscopia eletrônica de varredura (MEV) em modos de elétrons secundários (SEM) e elétrons retroespalhados (BSE), espectrometria por energia dispersiva de raios-X (EDS), difratometria de raios-X (DRX) e espectroscopia por infravermelho em caulim.

### **4.1. Revisão Bibliográfica**

Foi feita uma vasta pesquisa bibliográfica, incluindo artigos científicos, livros, teses de doutorado, dissertações de mestrado, relatórios de graduação, relatórios internos da Petrobras e resumos de congresso, acerca dos temas abordados nesta dissertação, compreendendo:

- Geologia Regional: literatura sobre a Margem Equatorial Brasileira e sua relação geológica com a Margem Equatorial Africana, evolução tectônica da Província Borborema e seu controle sobre a Bacia Potiguar, com ênfase nos Membros Upanema e Canto do Amaro da Formação Alagamar, objetivo deste estudo.
- Sedimentologia, Sistemas Depositionais e Estratigrafia de Sequências, incluindo: fácies, associação de fácies, sistemas fluviais, sistemas deltaicos, sistemas lacustres, sistemas turbidíticos, estratigrafia de sequências tradicional, estratigrafia de sequências em ambientes rifte e estratigrafia de sequências em ambientes lacustres.
- Petrologia, incluindo: proveniência sedimentar, textura e composição detrítica, diagênese e seus produtos e processos, estágios diagenéticos, controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade dos reservatórios clásticos, porosidade e petrofácies.

### **4.2. Análise Sedimentológica**

Foram descritos 238,40m de testemunhos dos quatro poços na escala 1:50, com auxílio de lupa (Zeiss Discovery.V 12), régua, escala granulométrica e ácido clorídrico diluído em solução aquosa (10%). Foram avaliados os atributos litológicos



de cor, tamanho modal dos grãos, seleção, composição detrítica, estruturas sedimentares primárias e secundárias, grau de bioturbação, conteúdo fossilífero e grau de cimentação carbonática (Tucker, 2011) para definir fácies deposicionais. O código de fácies utilizado foi adaptado daquele de Miall (1977), no qual duas letras representam a fácies, sendo a letra maiúscula correspondente a classe granulométrica/litológica principal (e.g. G – conglomerados; S – arenitos; F – lamitos, siltitos e argilitos) e a letra minúscula correspondente à estrutura sedimentar (e.g. Sr, em que r = *ripples*). As fácies deposicionais geneticamente relacionadas foram agrupadas em associações de fácies, caracterizando subambientes deposicionais. A análise das associações de fácies, seus padrões de empilhamento e características em perfis de raio gama determinaram os sistemas deposicionais e os tratos de sistema.

### 4.3. Análise Petrográfica

Consistiu na descrição qualitativa (11 lâminas) e quantitativa (124 lâminas) de 135 lâminas petrográficas representativas dos testemunhos dos quatro poços estudados. As lâminas foram preparadas a partir de amostras impregnadas com resina epoxy azul para avaliar a porosidade, e tingidas com solução de alizarina e ferrocianeto de potássio para distinguir os minerais carbonáticos (Dickson, 1965). A petrografia quantitativa consistiu na contagem de 300 pontos dispostos segundo transectas perpendiculares à estrutura da rocha (Plas & Tobi, 1965), obedecendo o método Gazzi-Dickinson (Fig. 14) de identificação de constituintes e sua localização na rocha (Zuffa, 1980; Ingersoll *et al.*, 1984). A petrografia qualitativa baseou-se na estimativa visual comparativa com as cartas de porcentagem mineral (Fig. 15A) de Terry & Chilingar (1955). Na análise petrográfica foram registrados os aspectos texturais (tamanho modal dos grãos (Fig. 15B) *sensu* Wentworth (1922), seleção (Fig. 15C) *sensu* Folk & Ward, (1957), arredondamento e esfericidade (Fig. 15D) *sensu* Powers (1953), e fábrica, composição, localização e relações paragenéticas entre constituintes detríticos, diagenéticos e porosidade. As rochas foram classificadas quanto à composição e textura segundo Folk (1968) e quanto à proveniência sedimentar segundo (Dickinson, 1985). A análise petrográfica e o registro fotográfico foram feitos em microscópio petrográfico de luz polarizada ZEISS Imager.A2, utilizando o software AxioVision SE 64 Rel. 4.9.1 e registrados no software Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007).

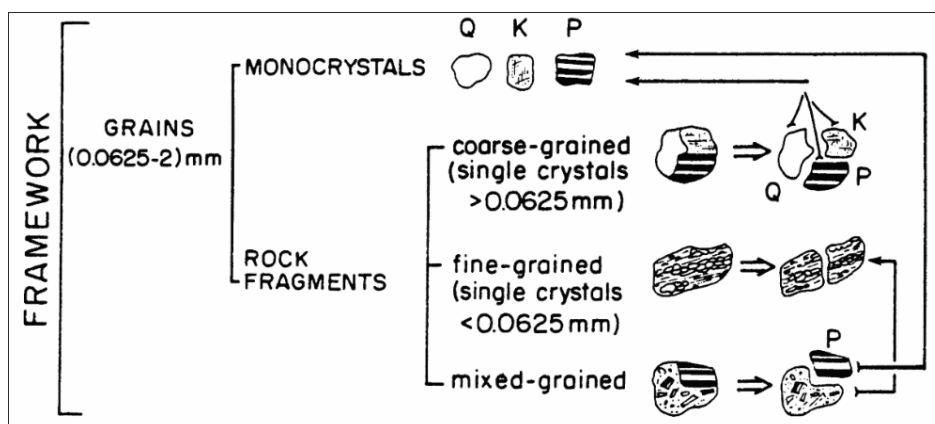


Figura 14 – Representação esquemática do Método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1980; Ingersoll et al., 1984) de análise quantitativa dos constituintes detríticos para estudos de proveniência (Zuffa, 1980).

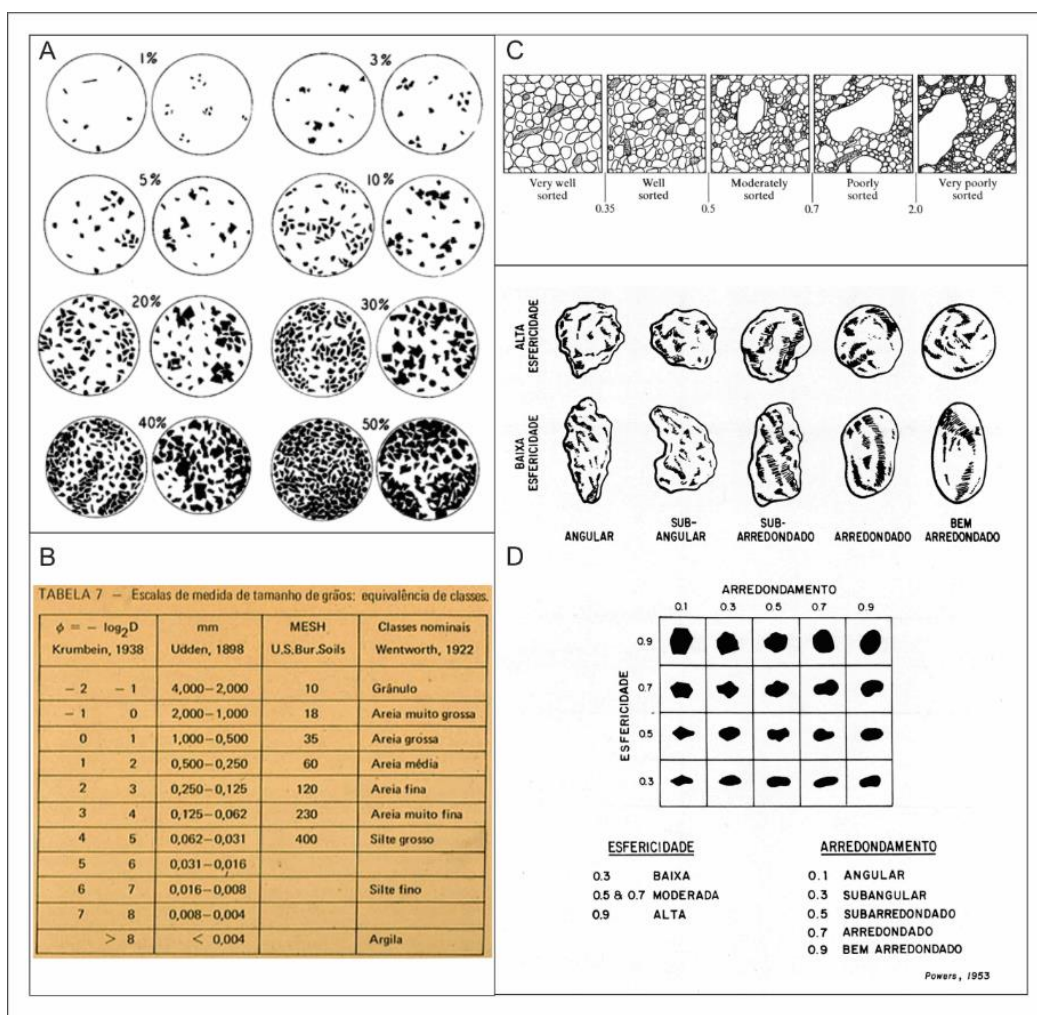


Figura 15 – Parâmetros texturais analisados na petrografia: (A) carta comparativa para estimativa visual da porcentagem de constituintes para a descrição qualitativa (Terry & Chilingar, 1955); B) tabela de tamanho de grãos (Wentworth, 1922); C) carta para avaliação visual de seleção (Folk & Ward, 1957); D) carta visual de arredondamento e esfericidade (Powers, 1953).

#### 4.4. Análises complementares

Foram executadas análises para dar suporte à definição e precisão da análise petrográfica. A identificação de argilominerais e relações paragenéticas entre constituintes foram confirmadas por análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV), difratometria de raios-X (DRX) e espectroscopia de infravermelho (especificamente no caulim). Todas essas análises foram executadas no Centro de Pesquisa da Petrobras.

##### *Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)*

As análises de MEV foram executadas nos modos de elétrons secundários (SEM) e de elétrons retroespalhados (BSE), com o auxílio de mapas composicionais e análises químicas pontuais por espectrometria de energia dispersada (EDS) através de equipamento OXFORD Inca-Auto-Mate acoplado ao MEV. Foram feitas análises de SEM em 35 amostras com cerca de 1 cm<sup>3</sup> cada, recobertas com uma fina camada de Au-Pd, utilizando metalizador EMITECH K750X, para condução de eletricidade. Por fim, foram fixadas em suportes condutores de alumínio para serem analisadas em equipamento ZEISS EVO LS-15. As condições analíticas envolveram voltagem de 15 kV e distância de trabalho de 12 mm. A análise de BSE foi feita 11 lâminas petrográficas. As lâminas passaram pelos processos de limpeza, e posterior recobrimento da superfície por carbono, para condução de eletricidade. A metalização por carbono foi feita em metalizador EMITECH K950X. Em seguida, as lâminas foram fixadas em suportes condutores de alumínio e analisadas em MEV ZEISS EVO MA-40, no modo de elétrons retroespalhados. As condições analíticas envolveram voltagem de 20 kV e distância de trabalho de 12,50 mm.

##### *Difratometria de Raios-X (DRX)*

Análises por difratometria de Raios-X foram executadas sobre 36 amostras, para determinar sua mineralogia total, e sobre a fração fina de 33 amostras, para caracterizar a composição dos argilominerais. A mineralogia total foi feita a partir de amostras que foram pulverizadas, micronizadas em equipamento McCORNE, e em seguida, prensadas em suportes específico, procurando manter as partículas caoticamente orientadas. As análises de composição dos argilominerais foram executadas sobre a fração fina de amostras fragmentadas, imersas em água destilada e desagregadas por ultrassom de ponta por cerca de três minutos. Essas

amostras foram centrifugadas (centrífuga IEC CENTRA-8) para separar a fração granulométrica inferior a 2  $\mu\text{m}$ . Com o material separado, foram preparadas lâminas orientadas pelo método de esfregaço e secagem natural. Por fim, as lâminas foram solvatadas em etileno-glicol ou glicerol e aquecidas a 490°C para identificar os argilominerais (Alves, 1987). As interpretações dos difratogramas foram feitas em softwares específicos, utilizando o banco de minerais PDF-2 (ICDD) e os padrões disponíveis na literatura.

#### *Espectroscopia de infravermelho em Caulim*

O objetivo das análises por espectroscopia de infravermelho foi a distinção entre caulinita e dickita. Foram coletadas 4 amostras com altos teores de caulim descritos em lâmina petrográfica. Em seguida, a fração rica em caulim foi separada (cerca de 1,5 mg) e verificada por análise de DRX. A análise por espectroscopia do infravermelho foi realizada em um espectrômetro NICOLET 6700 da Thermo Scientific, com acessório ATR com cristal de diamante de 1 reflexão. Em média, foram feitas 32 varreduras. As amostras foram analisadas na faixa espectral de 4000 a 400  $\text{cm}^{-1}$  e as medições foram realizadas a cada 4  $\text{cm}^{-1}$ . Como referência do branco foi usado o ar atmosférico (Prost *et al.*, 1989; De Bona *et al.*, 2008).

## 5. CONTEXTO GEOLÓGICO

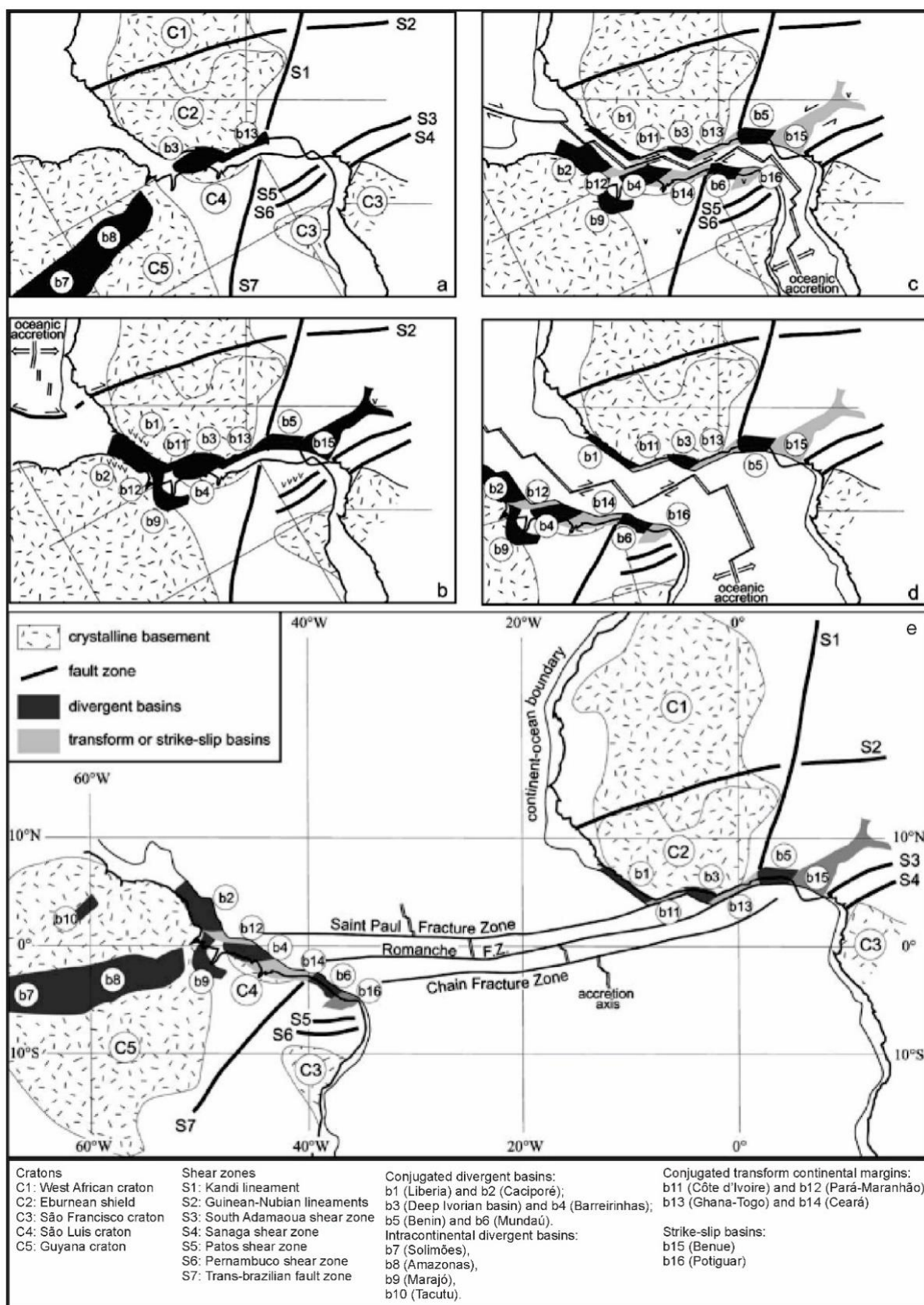
### 5.1. Evolução Tectônica da Margem Equatorial

O Domínio Atlântico Equatorial (DAE) originou-se a partir da ruptura do paleocontinente Gondwana durante o Mesozóico. Sua evolução geológica foi controlada pela tectônica transcorrente dextral e seu desenvolvimento teve como consequências: (i) a geração de uma série de riftes, que em sua maioria, evoluíram para margem passiva; (ii) a separação das placas litosféricas Sul-Americana e Africana; (iii) criação de crosta oceânica, que culminou com a implantação do Oceano Atlântico (Françolin & Szatmari, 1987; Szatmari *et al.*, 1987; Matos, 1992, 1999, 2000; Milani *et al.*, 2000; Mohriak, 2003; Brownfield & Charpentier, 2006; Arthaud *et al.*, 2008) (Fig. 16a-e). Neste contexto, se insere a Margem Equatorial Brasileira, que engloba as bacias *offshores* orientadas WNW (de Leste para Oeste: Potiguar, Ceará, Barreirinhas, Pará-Maranhão, Marajó e Foz do Amazonas – Fig. 16a-e), além dos riftes abortados emersos com orientação NE (Potiguar, Marajó, Cassiporé, São Luís — Ilha Nova, Bragança-Viseu e Tacutu - Matos, 2000; Pellegrini & Severiano Ribeiro, 2018) (Fig. 16a-e; Fig. 17a-c). Estas bacias foram compartimentadas e controladas tectonicamente por grandes zonas de falhas de transferência (Chain, Romanche e São Paulo – Fig. 16e) (Matos, 2000; Basile *et al.*, 2005), que as confere uma complexa evolução estrutural ligada a eventos distensivos (Soares Júnior *et al.*, 2008) e de transtração dextral. Assim, cada segmento da margem se desenvolveu individualmente, tal que, enquanto algumas bacias passavam por uma subsidência progressiva, outras experimentavam soerguimento e inversão tectônica (Milani *et al.*, 2000), caracterizando padrões específicos de rifteamento, evolução térmica, subsidência, soerguimento e preenchimento sedimentar (Matos, 2000; Mohriak, 2003; Basile *et al.*, 2005). Estas características se refletem no diacronismo do rifteamento da Margem Equatorial Brasileira, que se iniciou no Triássico-Jurássico, no extremo NW com o Rifte Marajó, controlado pela abertura do Atlântico Central; continuando no extremo E da margem durante o Neocomiano-Barremiano com a criação do rifte Potiguar. Este último vinculado a abertura do Atlântico Sul; e que na região, atingiu o ápice durante o Aptiano-Albiano, quando do domínio essencialmente transtracional (Matos, 2000) (Fig. 17a-d). Os primeiros registros de misturas das águas oceânicas do Atlântico Equatorial e Sul foram datados entre o Meso e o Neo-Albiano marcando a separação definitiva das placas Sul-Americana e Africana

(Koutsoukos, 1992 *apud* Matos, 2000).

## 5.2. Bacia Potiguar

Segundo Matos (1992), o rifte Potiguar se instalou no Neocomiano, aproveitando o trend estrutural principal NE-SW do embasamento Pré-Cambriano da Província Borborema. A ruptura se instalou perpendicular aos esforços distensivos WNW-ESE que criaram a bacia (Cremonini, 1996). O *trend* NE-SW controlou o desenvolvimento de grandes falhas normais, enquanto o WNW-ESE foi responsável pelo desenvolvimento de falhas de transferência e zonas de acomodação (Matos, 1992). Quatro compartimentos morfo-estruturais caracterizam a bacia: (1) grábens e (2) altos internos, vinculados a fase de estiramento crustal; (3) plataforma e (4) talude, relacionadas a fase de deriva continental (Fig. 17c, 18, 19). O arcabouço tectono-estratigráfico e o preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar evoluíram em três etapas, denominadas por (Pessoa Neto *et al.*, 2007) de supersequências: rifte, pós-rifte e drifte (Fig. 18, 19, 20). As supersequências se correlacionam com as fases de evolução tectônica da bacia, definidas por Françaolin & Szatmari, (1987) e Szatmari *et al.* (1987) como rifte pré-Alagoas, rifte Alagoas, sendo associadas à migração continental para oeste, e compressão Neocretácea-Eoterciária. Bertani *et al.* (1990) e Matos (1992) denominam as supersequências de fases sin-rifte (II e III), transicional e drifte. Já Matos (2000) e Brownfield & Charpentier (2006) relacionam o preenchimento da bacia as fase pré-, sin- e pós transformante. A sedimentação na fase rifte I (Fig. 18, 19, 20) ocorreu em um ambiente lacustre com preenchimento das calhas tectônicas, sobrepostas discordantemente ao embasamento (Araripe & Feijó, 1994). Na base, predominam os depósitos lamosos lacustres intercalados com arenitos e conglomerados depositados por fluxos gravitacionais. Estes fluxos foram alimentados por sistemas deltaicos, leques deltaicos e leques aluviais, provenientes das bordas do rifte. O topo dessa fase é caracterizado pela progradação dos sistemas flúvio-deltaicos, provenientes da borda flexural e por leques deltaicos vindos da borda falhada (Formação Pendência *sensu* Souza, 1982) (Fig. 21A). Correlatos ao início do rifteamento, ocorrem diques de diabásio da Formação Ceará Mirim ( $132,2 \pm 1$  Ma, método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) de direção E-W, intrudidos no embasamento ao sul da bacia (Souza *et al.*, 2004).



**Figura 16 – Evolução tectônica do DAE: (a) Reconstituição do Neoproterozóico ao Triássico; (b) Reconstituição Neojurássica; (c) Reconstituição Aptiana; (d) Reconstituição Santoniana; (e) DAE atual. Modificado de Campan, 1995 *apud* Basile *et al.*, 2005).**

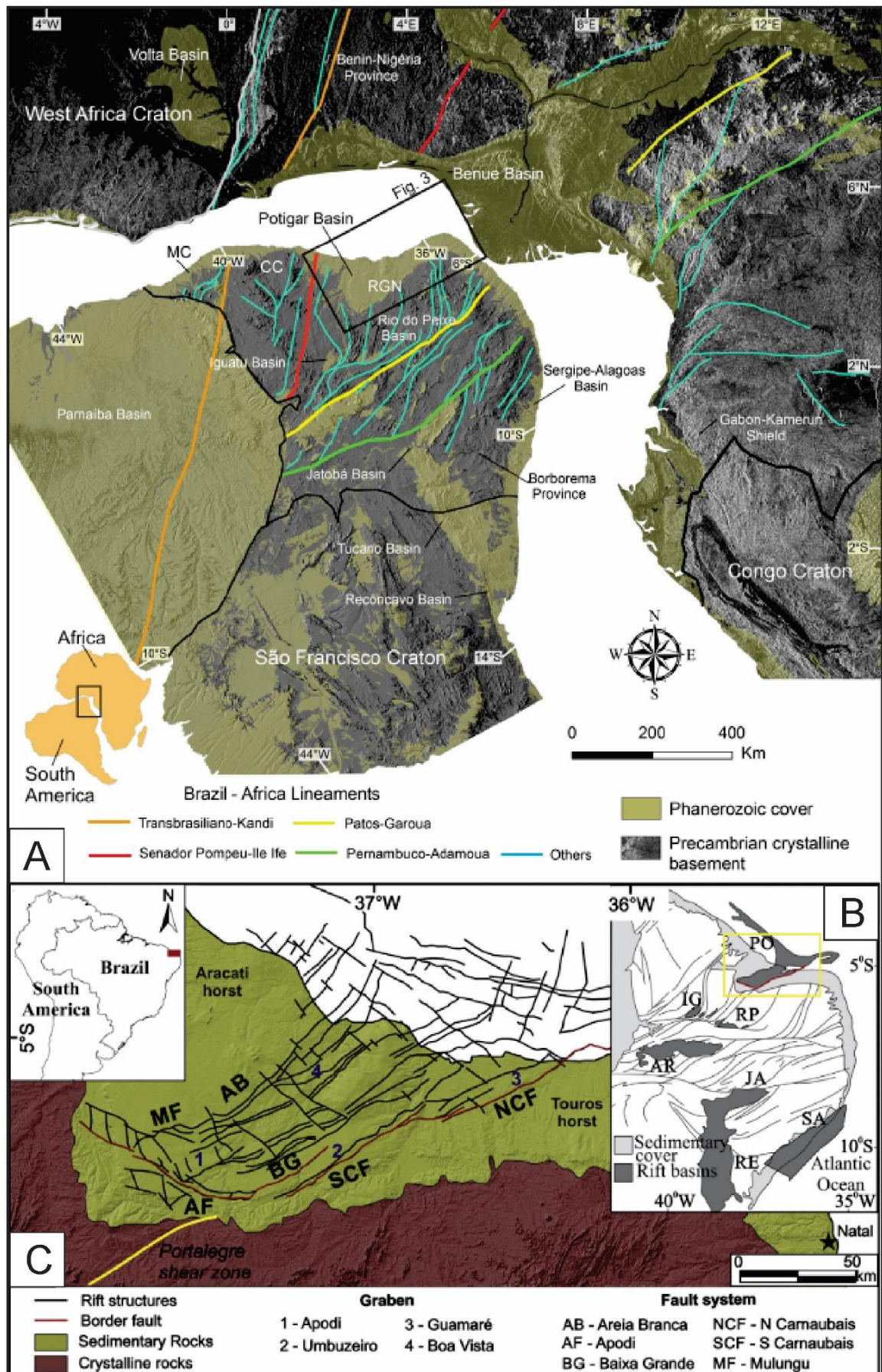


Figura 17 – Margem Equatorial Atlântica: (A e B) Mapa tectônico da Província Borborema e do Oeste Africano atuais enfatizando a Bacia Potiguar controlada por zonas de cisalhamento Neoproterozóicas. (C) Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar. Modificado de De Castro *et al.* (2012).



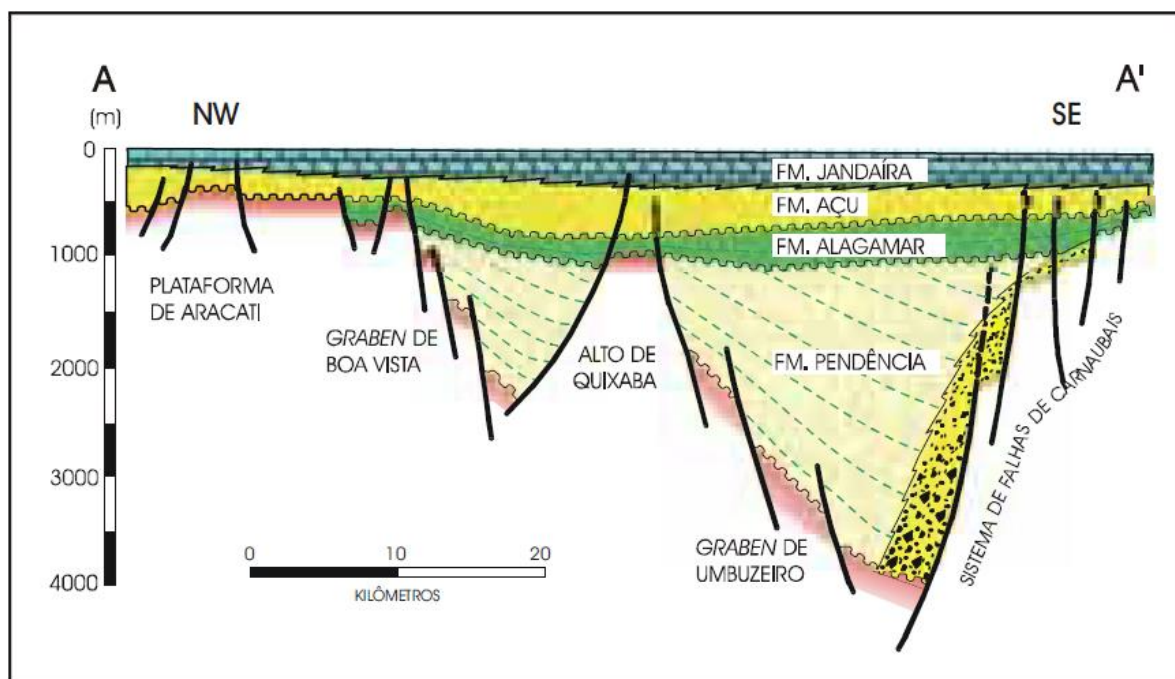


Figura 18 – Seção geológica interpretada da porção emersa da Bacia Potiguar (A – AA') mostrando as feições morfo-estruturais (Soares, 2000).

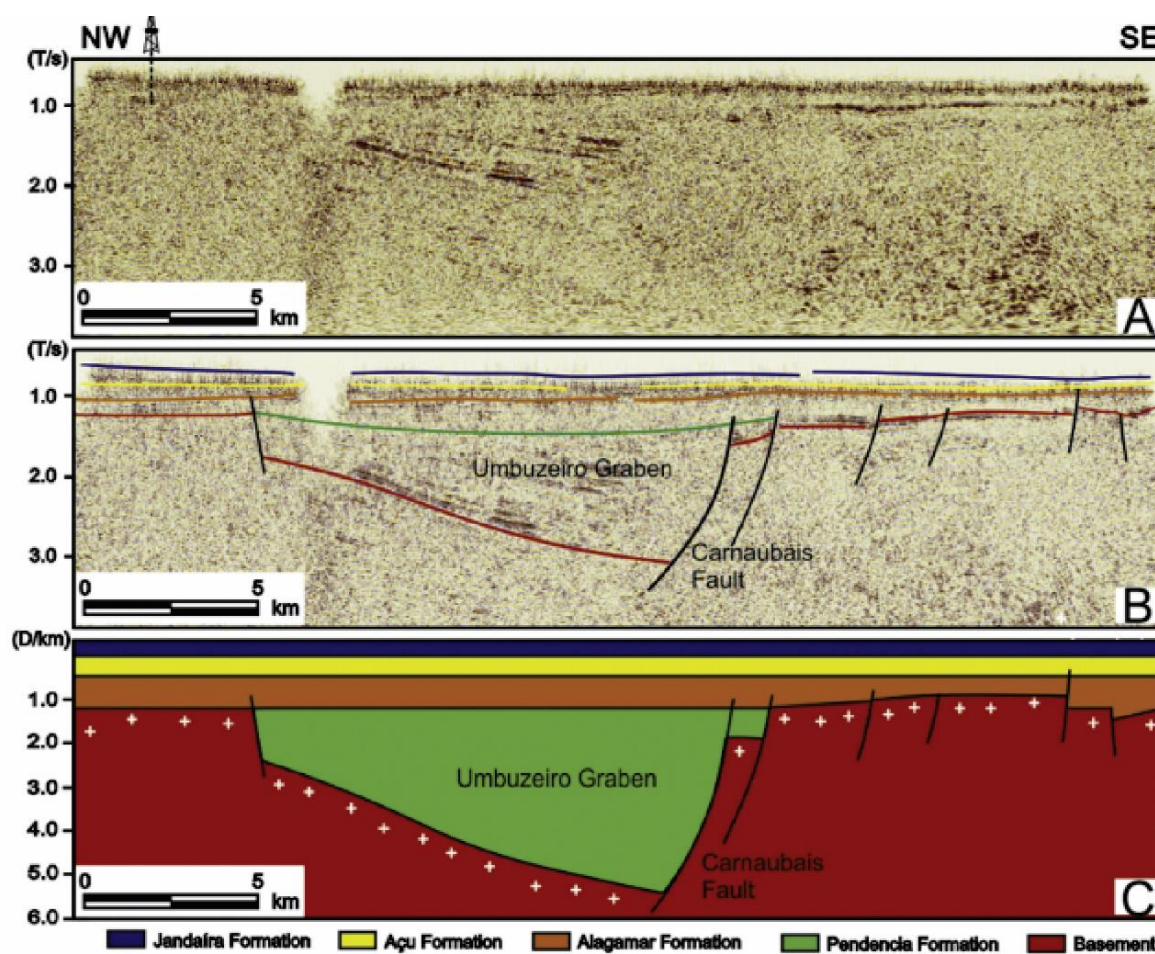


Figura 19 – Modelagem geológica do Gráben de Umbuzeiro, porção emersa da Bacia Potiguar. (A) Seção sísmica NW-SE; (B) Seção sísmica interpretada; (C) Modelagem geológica (Costa de Melo *et al.*, 2016).

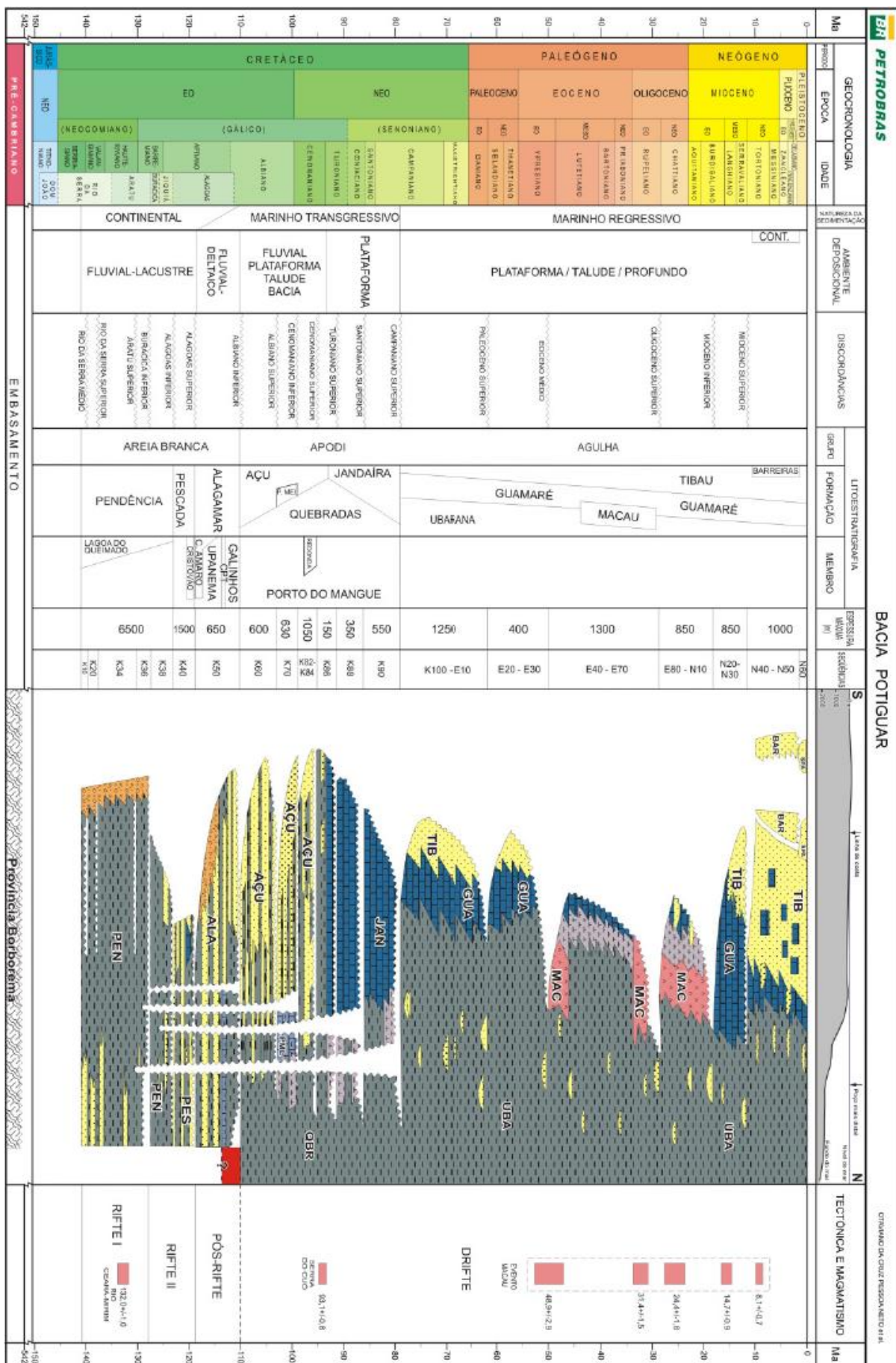
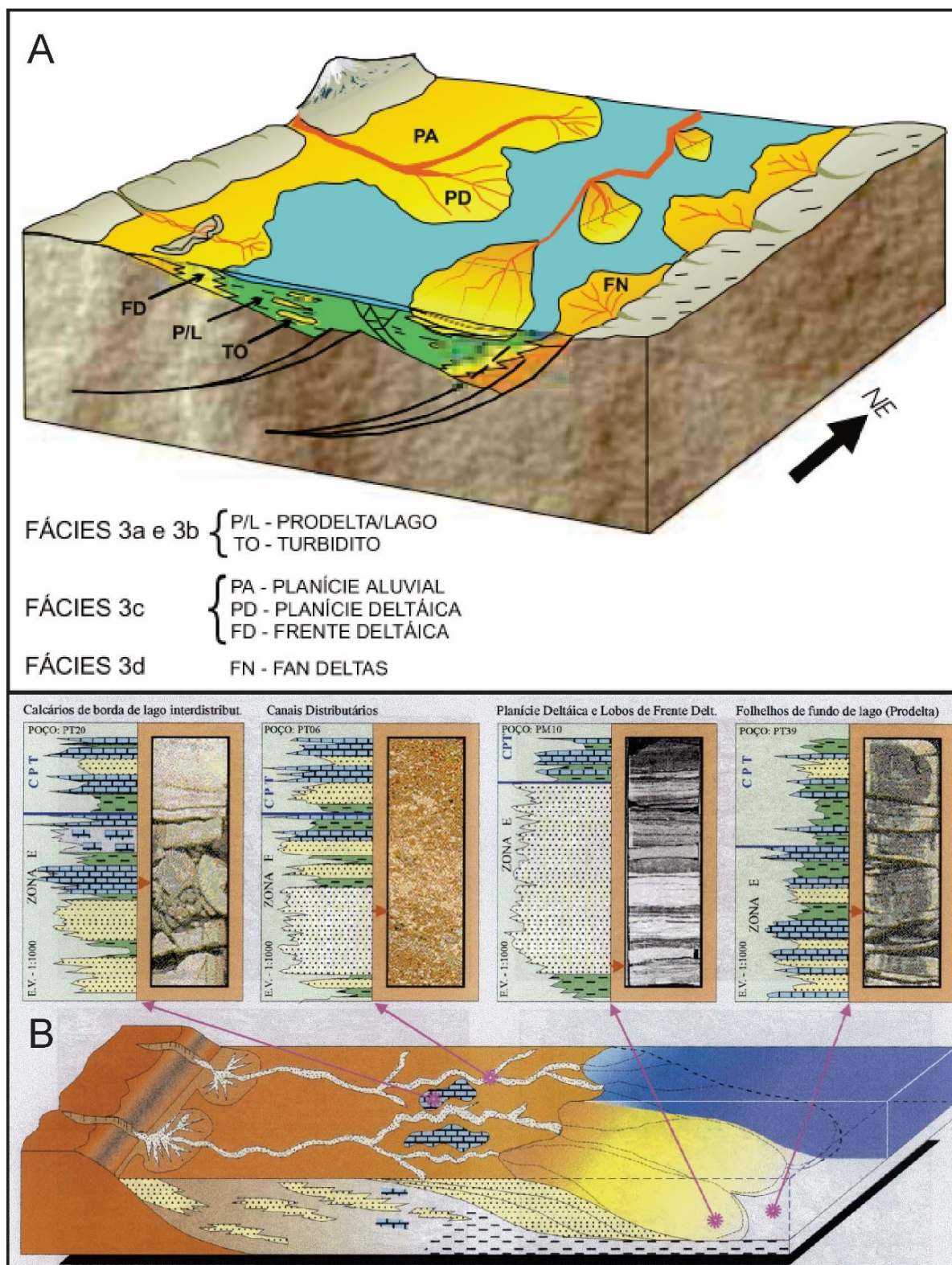


Figura 20 – Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto et al., 2007).

A fase rifte II (Fig. 20) é reconhecida apenas na porção *offshore* da bacia. Sua evolução é caracterizada por dois compartimentos sedimentares distintos. Primeiramente, depositaram-se os sedimentos flúvio-deltaicos e lacustres que constituem o topo da Formação Pendência (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Em seguida, o aumento da subsidência ao final do rifteamento, induziu a deposição de uma cunha clástica sin-tectônica, composta por leques aluviais e sistemas fluviais, intercalados com sedimentos lacustres, e localmente, por bancos carbonáticos, pertencentes à Formação Pescada (Araripe & Feijó, 1994) (Fig. 21A).

Após o afinamento litosférico e crustal do rifte durante o Neoptiano deposita-se a supersequência pós-rifte (ou K50; Fig. 18, 19, 20). Esta supersequência se desenvolveu sob regime tectônico de subsidência térmica com relativa quiescência tectônica. Caracteriza-se pelos depósitos da Formação Alagamar, que exibem uma transição de ambientes continentais para marinhos. Na base dessa unidade depositaram-se sedimentos estritamente continentais sobre a discordância angular do final do rifte. Estes sedimentos extrapolaram os limites do rifte, estendendo-se sobre o embasamento. A sedimentação iniciou com a deposição de arenitos fluviais-aluviais-leque-deltaicos (Fig. 21B). Posteriormente, estes foram sobrepostos por lamitos lacustres intercalados com níveis ricos em matéria orgânica e ostracodes. Sobre estes depósitos ocorreu a progradação deltaica que marcou o fim da deposição estritamente continental (Membro Upanema). Na região de Canto do Amaro, os depósitos conglomeráticos leque-deltaicos e fluviais entrelaçados ricos em fragmentos de rochas do embasamento (Bulhões, 2015) são denominados Membro Canto do Amaro (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Esse intervalo será detalhado neste trabalho. Logo acima ocorre a diminuição do aporte siliciclástico e inicia-se o domínio dos depósitos carbonáticos microbiais, com brechas carbonáticas e rudstones associados (compostos por intraclastos microbiais), com intercalação de folhelhos pretos ricos em matéria orgânica e evaporitos associados Camadas Ponta do Tubarão ou CPT (Bertani *et al.*, 1990; Vasconcelos, 1995). Essa associação de fácies foi depositada em ambiente lagunar restrito, sob clima árido, e nela são encontrados os primeiros registros de incursões marinhas na Bacia Potiguar (Araripe & Feijó, 1994; Vasconcelos, 1995; Spigolon & Santos Neto, 2005; Pessoa Neto *et al.*, 2007). O auge destas ingressões é marcado pela sobreposição dos depósitos continentais com os folhelhos portadores de microforaminíferos do Membro Galinhos. Tanto a supersequência rifte quanto a pós-rifte não afloram na bacia, sendo ambas, amostradas apenas em subsuperfície.



**Figura 21 – Modelo deposicional para as superseqüências: A – rifte I (Soares, 2000) e B – seção continental do pós-rifte (Vasconcelos, 1995).**

A superseqüência drifte (ou K60 a N50, Fig. 18, 19, 20) foi depositada durante o processo de deriva continental (Bertani *et al.*, 1990). Esse estágio foi caracterizado por baixas taxas de subsidência, influenciadas por mecanismos térmicos e

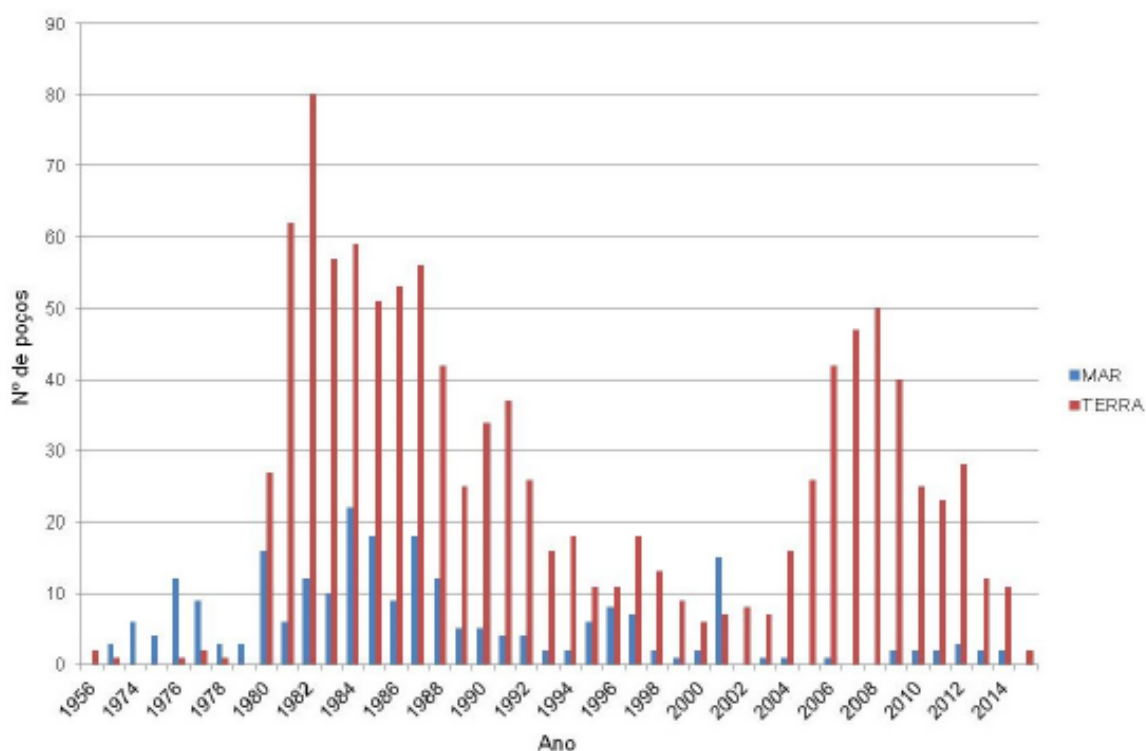
isostáticos. Estruturalmente, houve a reativação de falhas normais mais antigas (Bertani *et al.*, 1990). Pessoa Neto *et al.* (2007) subdividiu supersequência drifte em sequência marinha transgressiva e sequência marinha regressiva. A sequência marinha transgressiva (Eoalbio-Eocampaniano ou K60 a K90, Fig. 20) é representada por uma grande calha fluvial que foi afogada progressivamente até o Eoturoniano e pela instalação de uma plataforma carbonática na porção distal. O empilhamento vertical clástico constitui-se de leques aluviais e fluviais entrelaçados na base, passando gradativamente a fluviais meandrantas, que foram recobertos por sistemas estuarinos no topo, correspondentes à Formação Açú. Lateralmente, a sedimentação clástica se interdigita com os depósitos carbonáticos marinhos distais na base, reconhecidos como Formação Ponta do Mel (Tibana & Terra, 1981), e pelos depósitos carbonáticos marinhos proximais no topo, reconhecidos como Formação Quebradas (Souza, 1982). Toda a sequência foi recoberta no Eoturoniano pela plataforma/rampa carbonática com influência de maré da Formação Jandaíra. Intercalando esta sequência, encontram-se derrames de basalto com tendência alcalina da Formação Serra do Cuó ( $93,1 \pm 1$  Ma, método Ar/Ar; (Souza *et al.*, 2004), reconhecidos em afloramentos na porção sul da bacia.

A sequência marinha regressiva (Neocampaniano-Holoceno K100-E10 a N50) foi depositada após uma grande erosão ocorrida no Neocampaniano (Fig. 20). São depósitos mistos representados por sistemas costeiros, de plataforma rasa e de talude/bacia, respectivamente, Formação Barreiras, Tibau, Guamaré e Ubarana. Intercalam-se a esta sequência os derrames de olivina-basalto da Formação Macau (70-65 Ma e 9-6 Ma com pico entre 48,9 e 31,4 Ma, método Ar/Ar - Mizusaki *et al.*, 2002; Souza *et al.*, 2004).

### **5.2.1. Exploração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar**

A história da exploração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar se iniciou com a criação da CNB (Companhia Nacional do Petróleo), responsável pelos primeiros mapeamentos de superfície e subsuperfície em 1949. Já sob a tutela da Petrobrás, em 1956 foram perfurados 2 poços na porção emersa. Ambos mostraram indícios de óleo. Porém, as atividades exploratórias só aumentaram em escala a partir da década de 70, impulsionadas pelo aumento dos levantamentos sísmicos que culminaram nas descobertas dos campos de Ubarana (1973) na porção submersa, e de Mossoró (1979) na porção emersa. A bacia teve seu auge exploratório e de

investimentos entre anos 1980 e 1990 com as descobertas de vários campos, destacando-se os campos de Estreito (1982) e Canto do Amaro (1985), ambos em terra. Em 1997, com a criação da Agência Nacional do Petróleo (ANP - Lei 9.478/97), foram realizados mais levantamentos sísmicos que resultaram em pequenas descobertas. Dados da ANP (Batista, 2017) mostram que os esforços de exploração de hidrocarbonetos na bacia resultaram em 114 km<sup>2</sup> de linhas sísmicas 2D e 16 km<sup>2</sup> de sísmica 3D, possibilitando a perfuração de 1329 poços exploratórios (Fig. 22). Em junho de 2019, a produção em 84 campos na bacia foi de 39.213 bbl/dia de petróleo e 992 m<sup>3</sup>/dia de gás natural (ANP, 2019) deixando a Bacia Potiguar em 4º lugar no ranking nacional na produção de petróleo (Fig. 23).



**Figura 22 – Poços exploratórios perfurados na Bacia Potiguar. Fonte: ANP (Batista, 2017).**

Atualmente, a Bacia Potiguar surge como importante alvo exploratório em blocos leiloados pela ANP nas áreas de águas ultraprofundas, principalmente, impulsionada pelas descobertas feitas na área offshore em 2013. Na Décima Quinta Rodada de Licitações promovida pela ANP foram ofertados e arrematados 13 blocos, com potencial nos seguintes alvos: (i) arenitos flúvio-deltaicos depositados em ambiente lacustre da Formação Alagamar, Membro Upanema (Aptiano); (ii) arenitos fluviais a marinhos da Formação Açú/Quebradas (Albo-Cenomaniano); (iii) arenitos turbidíticos do Cretáceo Superior; e (iv) arenitos turbidíticos Paleógeno e Neógeno.

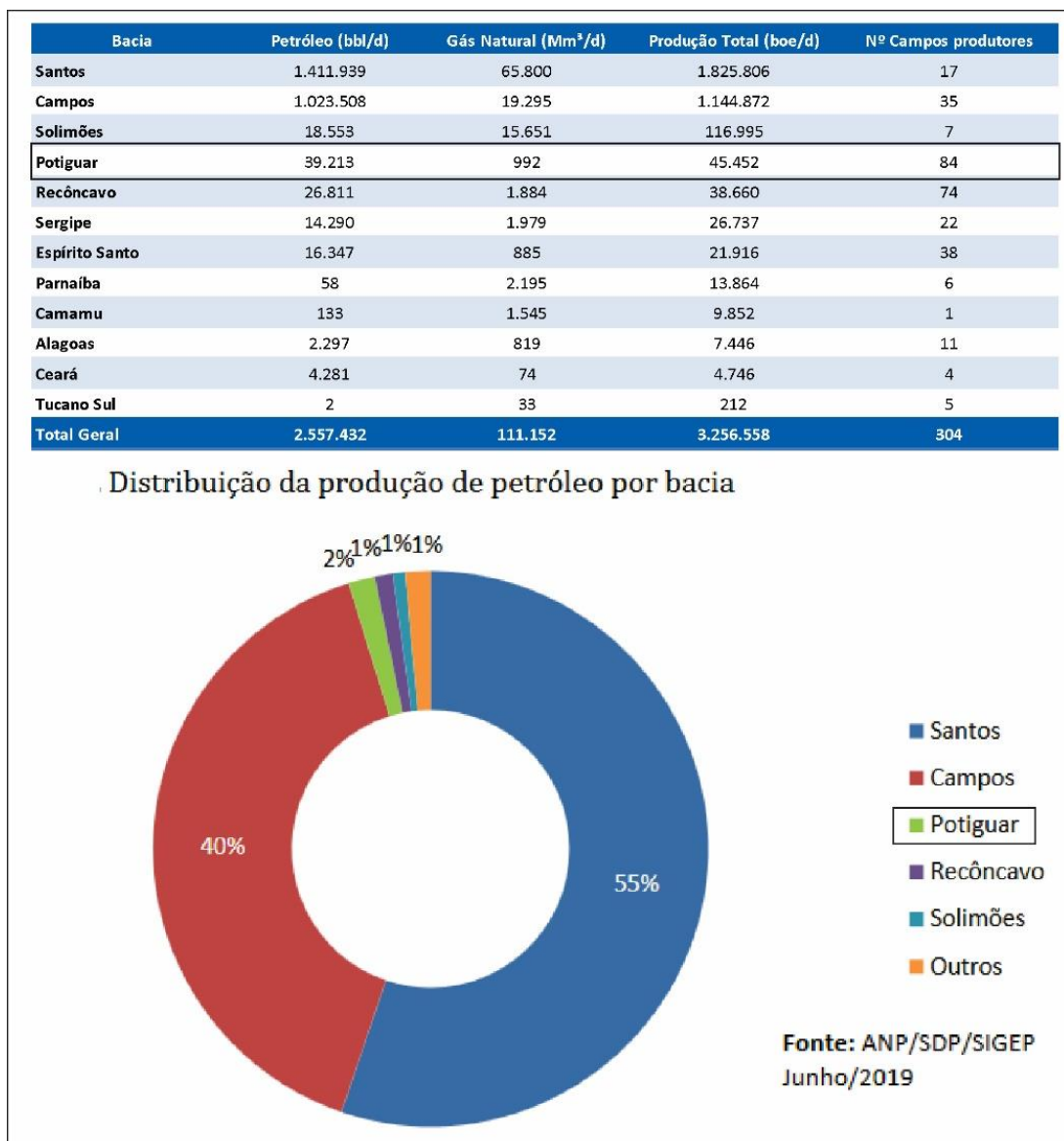


Figura 23 – Produção diária de petróleo e gás por bacia (ANP, 2019).

### 5.2.2. Sistema Petrolífero Alagamar (!)

A Bacia Potiguar possui vários sistemas petrolíferos: Pendência-Pendência (!), Pendência-Alagamar (!), Pendência-Quebradas (!), Alagamar-Alagamar (!), Alagamar-Açu (!). Os principais geradores são os folhelhos pretos lacustres, ricos em matéria orgânica de idade Berriasiana a Barremiana, depositados na fase Rifte (Formação Pendência), e folhelhos pretos lacustres a transicionais de idade Aptiana, depositados na Formação Alagamar.

A Formação Alagamar possui duas geradoras, os folhelhos de ambiente lacustre profundo do Membro Upanema, que possuem COT até 5%, baixa razão gamacerano/hopano, com predomínio de querogênio do tipo II; e os folhelhos

transicionais depositados em condições hipersalinas anóxicas no CPT e no Membro Galinhos, caracterizados por COT de até 38%, alta razão gamacerano/hopano e predomínio de querogênio do tipo I e II (Spigolon & Santos Neto, 2005; Batista, 2017). As histórias térmicas e de soterramento indicam que estes óleos entraram na janela de geração a partir de 3000 m. Condições encontradas em águas ultra profundas que corroboram com as expectativas positivas para exploração nesta área. Os principais reservatórios são os arenitos fluvio-deltaicos do Membro Upanema e os conglomerados arenosos de leques aluviais, leques deltaicos e fluviais entrelaçados da Formação Canto do Amaro. A migração pode ser primária ou secundária por falhas, muito comum no caso dos campos produtores do Membro Upanema onde ocorrem óleos tipo CPT/Galinhos. Esses reservatórios possuem como selantes os folhelhos CPT e Galinhos, além dos carbonatos da seção drifte.

## 6. RESUMO DOS RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

Os arenitos e conglomerados dos Membros Upanema/Canto do Amaro, Formação Alagamar, Aptiano da Bacia Potiguar, constituem em depósitos: proximais de leques aluviais (*onshore* POT-1); preenchimento de canal e lobos em leques sublacustres (*offshore* POT-2 e POT-4); deltaicos com progradação de fácies de frente deltaica sobre prodelta (*onshore* POT-3; *offshore* POT-2 e POT-4). Esses depósitos estão associados a folhelhos lacustres, ricos em matéria orgânica, com camadas de bioclastos de ostracodes associados, interpretados como deposição lacustre em condições calmas e anóxicas, atribuída a um ambiente lacustre profundo.

Os sistemas deposicionais interpretados formam uma sequência deposicional *sensu* (Catuneanu *et al.*, 2011): inicialmente, leques aluviais e leques sublacustres foram depositados, respectivamente, na porção *onshore* e *offshore*. Posteriormente, estes depósitos foram afogados pela deposição dos folhelhos escuros lacustres de lago profundo. Por fim, ocorreu a progradação dos sistemas deltaicos sobre os depósitos lacustres.

Os arenitos dos Membros Upanema e Canto do Amaro são compostos por quartzo monocristalino, quartzo policristalino, feldspatos (ortoclásio, plagioclásio, microclínio, pertita), biotita, muscovita, fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau, e acessórios (minerais pesados, fragmentos de rocha sedimentar e intrabaciais). Estes arenitos são composicionalmente imaturos, predominantemente arcósios, subordinadamente arcósios líticos, e raramente por litarenitos, subarcósios



e litarenitos feldspáticos.

A variável contribuição de dois tipos de terreno forneceu três modos de proveniência que alimentaram os depósitos da seção Upanema/Canto do Amaro: orogênicos transicionais reciclados foram a fonte para os litarenitos, ricos em quartzo metamórfico, misturados a fragmentos plutônicos de granito-gnaiss, depositados por leques aluviais; terrenos mistos foram a fonte para os arcósios líticos e litarenitos feldspáticos, ricos em líticos metamórficos de baixo grau, depositados pelos leques sublacustres; blocos continentais foram a fonte para arcósios e subarcósios deitaicos e de lobos sublacustres. A proveniência de blocos continentais está ligada ao complexo do embasamento granítico-gnáissico, enquanto os terrenos orogênicos transicionais reciclados e os mistos possuem variável mistura de fontes do complexo granítico-gnáissico e da cobertura metassedimentar supracrustal.

Os principais processos diagenéticos foram: compactação mecânica com criação de pseudomatriz pela deformação de líticos metamórficos, subordinadamente de intraclastos lamosos e micas, infiltração mecânica de argila, autigênese de carbonatos (dolomita, dolomita ferrosa/anquerita, calcita, calcita ferrosa e siderita), quartzo, albita, argilominerais (C/S, I/S, illita, clorita, caulinita e dickita), pirita, e minerais de ferro e titânio, e dissolução de constituintes primários, principalmente feldspatos.

Com base na análise da composição detrítica, cimento principal e porosidade petrográfica foram interpretadas 11 petrofácies reservatório: Arkose-POROUS (porosidade petrográfica > 9.32%; ductile content < 8.66%), Arkose-COATINGS (cutículas e franjas de argilominerais > 7.33%; Porosidade petrográfica < 10.32%), Arkose-QZO (cimento de quartzo > 7.66%; Porosidade petrográfica < 10.67%), Arkose-CARB (cimento carbonático > 4.33%; porosidade petrográfica < 8.66%), Arkose-KAO (cimento caulim > 6.33%; porosidade petrográfica < 7.66%), Lithic Arkose-POROUS (porosidade petrográfica > 10.33%; dúcteis < 10.65%), Lithic Arkose-CARB (cimento carbonático > 11.00%; porosidade petrográfica < 1.33%), Lithic Arkose-PYRITE (cimento de pirita > 19.67%; Porosidade petrográfica < 4.33%), Litharenite-POROUS (porosidade petrográfica > 13.50%; dúcteis < 6%), Litharenite-CARB (cimento carbonático > 26.50%; porosidade petrográfica < 1%), e DUCTILE (grãos dúcteis mais pseudomatriz > 16.92%; Porosidade petrográfica < 10.33%). As petrofácies foram analisadas quanto a sua resposta petrofísica em gráficos de porosidade ( $\Phi$ ) x permeabilidade (K). Foram interpretados 4 domínios petrofísicos: Porous domain ( $\Phi$  > 19%; K > 300 mD) com alta qualidade de reservatório, Porous-

Cement domain (Phi 15-26%; K 8.5-299 mD), cimentação parcial e moderada qualidade de reservatório, Cement-Compaction (Phi 7.30-20%; K 0.8-6.5 mD) com cimentação alta, variável quantidade de dúcteis e baixa qualidade de reservatório, e Compaction domain (Phi from 1.30-12%; K < 0.8 mD) com alta quantidade de dúcteis compactados a pseudomatriz e muito pobre qualidade de reservatório.

A análise das petrofácies e seus domínios em diagramas de volume intergranular *versus* cimento, e índice de perda de porosidade por compactação *versus* cimentação mostra que a compactação foi o mais importante processo que reduziu a porosidade intergranular dos arenitos, enquanto a cimentação obliterou a porosidade intergranular em vários arenitos.

Os processos diagenéticos ocorreram em condições de eo- e mesodiagênese. A eodiagênese ocorreu sob clima seco e semi-árido e sob clima quente e úmido, em que os arenitos da Formação Alagamar foram afetados até aproximadamente 82 M.a., sob soterramento de 1180 a 1350 m atingidos na parte *onshore* e 1000 m na porção *offshore*. Na eodiagênese sob clima seco e semi-árido foram precipitados o K-feldspato, a esmectita (foi interpretada por ser precursora das camadas mistas), de óxidos de Fe e Ti, e infiltração mecânica de argila. Sob clima úmido, com influxo de água meteórica ocorreu dissolução de feldspatos e precipitação de caulim. A pirita foi resultado da redução bactéria do sulfato, enquanto os carbonatos podem ter sido gerados nessas mesmas condições ou na zona de óxica. Carbonatos de ferro são atribuídos a reações na zona subóxica de redução de ferro ou a zona de fermentação da matéria orgânica metanogenética. A compactação mecânica reduziu a porosidade original primária entre 35% e 25% nas áreas *onshore* e *offshore* devido a compactação de líticos metamórficos de baixo grau e intraclastos lamosos criando pseudomatriz, comumente presente nos arcósios líticos sublacustres da seção *offshore*.

As condições de mesodiagênese atuaram a partir de 82 M.a. nos arenitos da porção *onshore* e *offshore*. Na porção *onshore*, a subsidência foi limitada com máxima temperatura de 82°C, atingida próximo a 80 M.a., sendo decrescida a 78°C até o presente. Na porção *offshore*, a subsidência aumentou gradualmente, chegando a 1500 m (POT-4) e 2050 m (POT-2), e conseqüentemente, a temperatura também aumentou, atingindo 118°C (POT-4) e 145°C (POT-2). Os processos mesodiagenéticos compreenderam a compactação química, transformação progressiva de esmectita em camadas mistas de C/S e I/S, e progressivamente a clorita e illita. No POT-3, as franjas de clorita inibiram a cimentação pervasiva de

quartzo nos reservatórios deltaicos. Crescimentos de quartzo foram parcialmente atribuídos a compactação química. Carbonatos aparecem como cimento e substituição de grãos, ocorrendo como formas macrocristalinas e em sela. Feldspatos dissolvidos na mesodiagênese foram atribuídos a concentração de ácidos orgânicos e CO<sub>2</sub> gerados a partir da maturação termal da matéria orgânica. Assumindo que o range de temperatura de maior concentração de ácidos orgânicos ocorre entre 80 e 120° (Carothers & Kharaka, 1978; Surdam *et al.*, 1984), infere-se que a dissolução foi iniciada a aproximadamente 80 m.a. na porção *onshore* e 70 m.a. na porção *offshore*, incrementando a porosidade na média de 5%. A dickita foi interpretada como produto da transformação da caulinita em condições de temperatura acima de 100°C, localmente no POT-4.

A compactação mecânica reduziu rapidamente a porosidade primária em 25% em média nos primeiros 40 m.a. da soterramento dos arenitos *onshore* e *offshore* dos membros Upanema e Canto do Amaro. A intensidade da compactação foi controlada pela composição detrítica e o volume e distribuição de cimentação pré-compactacional eodiagenética.

Os arcósios deltaicos e litarenitos de leques aluviais mostram boa qualidade de reservatório apesar da diferença na composição. Atribui-se a boa qualidade destes reservatórios a: rigidez do seu arcabouço, formado por quartzo e feldspato; e a cimentação parcial eodiagenética de K-feldspato e carbonatos, suficiente para impedir o colapso do arcabouço e prevenir uma maior perda da porosidade primária, como observado nos arenitos e conglomerados do Aptiano da Bacia de Sergipe-Alagoas (Souza *et al.*, 1995). Além disso, a precipitação da clorita na porção *onshore*, preveniu a cimentação de quartzo (Anjos *et al.*, 2000; Worden & Morad, 2003; Bahlis & De Ros, 2013; Line *et al.*, 2018). O contrário ocorreu com os arcósios e arcósios líticos de leques sublacustres, ricos em líticos metamórficos de baixo grau micas e intraclastos lamosos, transformados a pseudomatriz, que experimentaram aumento progressivo da subsidência na mesodiagênese, favorecendo a precipitação de cimentação: quartzo, carbonatos, argilominerais, responsáveis por obliterar a porosidade remanescente. A dissolução de feldspato pela percolação de água meteórica na eodiagênese e pelos ácidos orgânicos na mesodiagênese (cf. Bjørlykke *et al.*, 1989; Surdam *et al.*, 1984) incrementaram a porosidade em média de 5% nos reservatórios *onshore* e 3% nos reservatórios *offshore*.

## 7. CONCLUSÕES

Os depósitos Aptianos da Formação Alagamar, Membros Canto do Amaro e Upanema, consistem em leques aluviais, leques sublacustres e deltas intercalados com folhelhos pretos lacustres, e seu padrão de empilhamento e em perfil de raio gama sugere uma sequência deposicional *sensu* Catuneanu (2011).

Os arenitos estudados são imaturos e sua composição sugere 3 modos de proveniência: blocos continentais do embasamento granito-gnáissico que consistem em arcósios/subarcósios deltaicos e de lobos sublacustres; orógenos transicionais reciclados que consistem em litarenitos quartzo-metamórficos de leques aluviais, e proveniência mista que consistem em arcósios líticos e feldspatos lítarenitos com abundante líticos-metamórficos de baixo grau de preenchimento de canais sublacustres, sugerindo fonte do embasamento granítico-gnáissico com variada contribuição de coberturas metassedimentares supracrustais.

A análise da composição primária, cimento principal e porosidade petrográfica dos arenitos permitiu a definição de 11 petrofácies reservatório: Arkose-POROUS, Arkose-COATINGS, Arkose-QZO, Arkose-CARB, Arkose-KAO, Lithic Arkose-POROUS, Lithic Arkose-CARB, Lithic Arkose-PYRITE, Litharenite-POROUS, Litharenite-CARB e DUCTILE.

As petrofácies foram agrupadas em 4 domínios de acordo com sua resposta petrofísica: Porous domain, com alta qualidade de reservatório; Porous-Cement domain, com moderada qualidade de reservatório; Domínio Cement-Compaction com baixa qualidade de reservatório; e Compaction domain com muito pobre qualidade de reservatório.

A avaliação de diagramas de volume intergranular x cimento, e índice de perda de porosidade por compactação x cimentação mostram que a compactação foi o processo mais importante de redução da porosidade intergranular e que a cimentação foi responsável pela obliteração dos poros.

A diagênese afetou intensamente os arenitos tanto na seção *onshore* quanto *offshore*. A eodiagênese sob clima seco e semiárido promoveu a infiltração mecânica de argila, precipitação de K-feldspato, esmectita e óxidos de Ti e Fe. Sob clima quente e úmido e com percolação de água meteórica houve a dissolução de feldspatos, e autigênese de caulinita. A autigênese da pirita é atribuída a redução bacteriana de sulfato, enquanto os carbonatos não ferrosos estão vinculados a oxidação ou redução bacteriana de sulfato, e os ferrosos foram precipitados, ou na zona subóxia de

redução de ferro, ou na metanogênese pela fermentação da matéria orgânica. A transição da eo- para a mesodiagênese ocorreu por volta de 82 m.a., com soterramento de 1180 a 1350 m na porção *onshore* e 1000 m na porção *offshore*. Limitada subsidência na seção *onshore* alcançou o pico de 82°C de temperatura em 80 m.a. decrescendo até 78°C no presente, enquanto que na seção *offshore*, a subsidência foi progressiva, alcançando 1500 m e 118°C (POT-4) e 2050 m e 145° (POT-2). A mesodiagênese incluiu a compactação química, parcialmente responsável pela precipitação de quartzo. Transformação de smectita em camadas mistas de C/S e I/S e progressiva transformação para clorita e ilita. Clorita inibiu o crescimento pervasivo de quartzo nos arcósios deltaicos do POT-3. Os carbonatos preenchem poros e substituem grãos. Dissolução mesodiagenética de feldspato foi interpretada como produto da reação do CO<sub>2</sub> e ácidos orgânicos, incrementando os reservatórios em média com 5% de porosidade secundária. Dickite foi interpretada como o produto da transformação da caulinita a acima de 100°C apenas no POT-4, seção *offshore*.

A qualidade dos reservatórios da Formação Alagamar é controlada pela proveniência e composição detrítica (quantidade de dúcteis x rígidos), soterramento, cimentação pré-compactacional parcial e dissolução de feldspatos. Arenitos com arcabouço formado por grãos rígidos derivados de fontes granítico-gnássicas, pouco soterrados e com porosidade aumentada pela dissolução de feldspatos apresentam melhor qualidade de reservatório nos Membros Upanema e Canto do Amaro, com permeabilidades atingindo 6577 mD. Por outro lado, alto teor de grãos dúcteis fornecidos por fontes de cobertura metassedimentar supracrustal, intensamente soterrados e/ou com cimentação pervasiva, e limitada dissolução de feldspatos apresentam muita baixa qualidade de reservatório. O entendimento dos controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade dos reservatórios da Formação Alagamar é essencial para sua exploração na Bacia Potiguar e em contextos análogos nas Margens Equatoriais Brasileira e Africana.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aagaard, P. & Helgeson, H.C. 1982. Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions. I. Theoretical considerations.: American Journal of Science, v. 282, no. 3, p. 237–285, doi:10.2475/ajs.282.3.237.

Aase, N. E., Bjørkum, P. A. & Nadeau, P. H. 1996. The Effect of Grain-Coating Microquartz on Preservation of Reservoir Porosity: AAPG American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 80, no. 10, p. 217–237, doi:10.1007/978-1-4613-1165-2\_8.

Ajdukiewicz, J.M. & Lander, R.H. 2010. Sandstone reservoir quality prediction: The state of the art: AAPG Bulletin, v. 94, no. 8, p. 1083–1091, doi:10.1306/intro060110.

Ajdukiewicz, J.M., Nicholson, P.H. & Esch, W.L. 2010. Prediction of deep reservoir quality using early diagenetic process models in the jurassic norphlet formation, gulf of Mexico: 1189-1227 p., doi:10.1306/04211009152.

Alves, D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisa da Petrobras: Boletim de Geociencias da Petrobras, v. 1, no. 2, p. 157–175.

Anjos, S.M.C., De Ros, L.F., De Souza, R.S., Silva, C.M.A. & Sombra, C.L. 2000. Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of Lower Cretaceous Pendência sandstones, Potiguar rift basin, Brazil: AAPG Bulletin, v. 84, no. 11, p. 1719–1742, doi:10.1306/8626c375-173b-11d7-8645000102c1865d.

Anjos, S.M.C., De Ros, L.F. & Silva, C.M.A. 2003. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil: Sedimentology, v. 34, p. 291–316.

ANP, 2019, Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural - Circulação Externa: p. 34: <http://www.anp.gov.br/arquivos/publicacoes/boletins-anp/producao/2019-06-boletim.pdf>. Acessado em: 19 ago. 2019.

Araripe, P.T. & Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar, in Boletim de Geociencias da Petrobras: Rio de Janeiro, p. 127–144.

Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L. & Parente, C. V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa:

Geological Society, London, Special Publications, v. 294, no. 1, p. 49–67, doi:10.1144/SP294.4.

Bahlis, A.B. & De Ros, L.F. 2013. Origin and impact of authigenic chlorite in the Upper Cretaceous sandstone reservoirs of the Santos Basin, eastern Brazil: *Petroleum Geoscience*, v. 19, no. 2, p. 185–199, doi:10.1144/petgeo2011-007.

Basile, C., Mascle, J. & Guiraud, R. 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, no. 1–3, p. 275–282, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.011.

Batista, C. M. A. 2017. *Bacia Potiguar - Sumário Geológico e Setores em Oferta*: Rio de Janeiro, p.17:[http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario\\_Geologico\\_R15\\_Potiguar.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario_Geologico_R15_Potiguar.pdf). Acessado em: 10 jul. 2019.

Beard, D.C. & Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand.: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, no. 2, p. 349–369.

Bertani, R.T., Costa, I.G. & Matos, R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar, in E. J. Milani, and G. P. Raja-Gabaglia, eds., *Origem e evolução de bacias sedimentares*: Rio de Janeiro, Petrobras, p. 291–310.

Bjørlykke, K., Ramm, M. & Saigal, G.C. 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution: *Geologische Rundschau*, v. 78, no. 1, p. 243–268, doi:10.1007/BF01988363.

Bjørlykke, K. 1993. Fluid flow in sedimentary basins Knut: *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 137–158, doi:10.1007/978-3-642-34132-8\_10.

Bloch, S. 1994. Effect of Detrital Mineral Composition on Reservoir Quality, in Wilson, M. D. ed., *Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks*: p. 161–182, doi:10.2110/scn.94.30.0161.

Bloch, S. & McGowen, J.H. 1994. Influence of depositional environment on reservoir quality prediction, in *Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks*: The Society for Sedimentary Geology.

Bonnell, L.M., Toenne, I., Lander, R.H. & Larese, R.E. 2003. ABSTRACT: The Use of Petrofacies for Reservoir Quality Prediction Using Diagenetic Models: *AAPG Bulletin*, v. 85, no. 1, p. 4300, doi:10.1306/8626d6a3-173b-11d7-8645000102c1865d.

Brownfield, Michael E. Charpentier, R.R. 2006. *Geology and Total Petroleum Systems of the Gulf of Guinea Province of West Africa*: US Geological Survey Bulletin, v. 2207–C, p. 32.

Bulhões, R. O. 2015. Estudo petrográfico de clastos do embasamento cristalino em arenitos e conglomerados do Membro Canto do Amaro, Formação Alagamar, Bacia Potiguar. 133 p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Departamento de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Carothers, W.W. & Kharaka, Y.K. 1978. Aliphatic acid anions in oil-field waters - implications for origin of natural gas.: *AAPG Bull*, v. 62, no. 12, p. 2441–2453, doi:10.1306/c1ea5521-16c9-11d7-8645000102c1865d.

Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L. & Fuck, R.A. 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data: *Journal of Geodynamics*, v. 54, no. March, p. 29–42, doi:10.1016/j.jog.2011.09.002.

Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A. & Tucker, M.E. 2011. *Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature*: Stuttgart, Gebrüder Borntraeger, 75 p.

Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, no. 2, p. 207–250.



Costa de Melo, A.C., de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R. & Bertotti, G. 2016. Rift fault geometry and evolution in the Cretaceous Potiguar Basin (NE Brazil) based on fault growth models: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 71, p. 96–107, doi:10.1016/j.jsames.2016.07.006.

Cremonini, O. A. 1996. Evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia potiguar: *Boletim de Geociencias da Petrobras*, v. 10, no. 1/4, p. 81–97.

De Bona, J., Dani, N., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2008. Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil: diagenetic implications for basin evolution: *Clay Minerals*, v. 43, no. 2, p. 213–233, doi:10.1180/claymin.2008.043.2.06.

De Ros, L.F., Anjos, S.M.C. & Morad, S. 1994. Authigenesis of amphibole and its relationship to the diagenetic evolution of lower cretaceous sandstones of the Potiguar rift basin, northeastern Brazil: *Sedimentary Geology*, v. 88, no. 3–4, p. 253–266, doi:10.1016/0037-0738(94)90065-5.

De Ros, L. F. 1996. *Compositional Controls in Sandstone Diagenesis*: Uppsala, 285 p. Tese de Doutorado, Faculty of Science and Technology, Uppsala University.

De Ros, L.F. & Goldberg, K. 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction: *AAPG Search and Discovery*, v. 50055, p. 1–6.

De Ros, L.F. & Scherer, C.M.S. 2012. Stratigraphic Controls on the Distribution of Diagenetic Processes, Quality and Heterogeneity of Fluvial-Aeolian Reservoirs from the Recôncavo Basin, Brazil: *International Association of Sedimentologists*, v. 45, p. 105–132, doi:10.1002/9781118485347.ch5.

Dickinson, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in G. G. Zuffa, ed., *Provenance of Arenites*: D. Reidel Publishing Company, p. 333–361.

Dickson, J. A. D. 1965. A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section: *Nature*, v. 205, no. 4971, p. 587.

Ehrenberg, S. N. 1989. Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones: Discussion; Compaction and Porosity Evolution of Pliocene Sandstones, Ventura Basin, California: DISCUSSION: AAPG Bulletin, v. 73, no. 10, p. 1274–1276, doi:10.1306/44b4aa1e-170a-11d7-8645000102c1865d.

Ehrenberg, S. N. 1995. Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections: How to do it and what the results mean: Journal of Sedimentary Research, v. A65, no. 2, p. 369–379.

El-Khatiri, F., El-Ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Morad, S., Ogle, N. & Kalin, R.M. 2015. Diagenetic alterations and reservoir quality evolution of lower cretaceous fluvial sandstones: Nubian formation, Sirt Basin, north-central Libya: Journal of Petroleum Geology, v. 38, no. 2, p. 217–239, doi:10.1111/jpg.12607.

Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters: Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, no. 1, p. 3–26.

Folk, R. L. 1968. Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 190 p.

Françolin, J.B.D.L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo De Riftingamento Da Porção Oriental Da Margem Norte Brasileira: Revista Brasileira de Geociências, v. 17, no. 2, p. 196–207, doi:10.25249/0375-7536.1987196207.

Franks, S.G. & Zwingmann, H. 2010. Origin and timing of late diagenetic illite in the permian-carboniferous unayzah sandstone reservoirs of Saudi Arabia: AAPG Bulletin, v. 94, no. 8, p. 1133–1159, doi:10.1306/04211009142.

Galloway, W. E. 1984. Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis: Clastic diagenesis., v. 37, p. 3–13.

Giles, M. R. 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs: Marine and Petroleum Geology, v. 4, no. 3, p. 188–204, doi:10.1016/0264-8172(87)90044-4.

Graton, L.C. & Fraser, H.J. 1935. Systematic Packing of Spheres: With Particular Relation to Porosity and Permeability: *The Journal of Geology*, v. 43, no. 8, Part 1, p. 785–909, doi:10.1086/624386.

Houseknecht, D. W. 1984. Influence of Grain Size and Temperature on Intergranular Pressure Solution, Quartz Cementation, and Porosity in a Quartzose Sandstone: *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 54, no. 2, p. 348–361, doi:10.1306/212F8418-2B24-11D7-8648000102C1865D.

Houseknecht, D. W. 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: p. 633–642.

Houseknecht, D.W. & Hathon, L.A. 1987. Petrographic constraints on models of intergranular pressure solution in quartzose sandstones: *Applied Geochemistry*, v. 2, no. 5–6, p. 507–521, doi:10.1016/0883-2927(87)90005-9.

Houseknecht, D. W. 1989. Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones: Reply: *AAPG Bulletin*, v. 73, no. 10, p. 1277–1279, doi:10.1306/44b4aa23-170a-11d7-8645000102c1865d.

Hsü, K. J. 1977. Studies of Ventura Field, California, II: Lithology, Compaction, and Permeability of Sands: *AAPG Bulletin*, v. 61, no. 2, p. 169–191, doi:10.1306/c1ea3c1c-16c9-11d7-8645000102c1865d.

Ingersoll, R. V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. & Sares, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, no. 1, p. 103–116, doi:10.1130/0016-7606(1983)94<222.

Jardim, C.M., De Ros, L.F. & Ketzer, J.M. 2011. Reservoir quality assessment and petrofacies of the lower cretaceous siliciclastic, carbonate and hybrid arenites from the jequitinhonha basin, eastern brazil: *Journal of Petroleum Geology*, v. 34, no. 3, p. 305–335, doi:10.1111/j.1747-5457.2011.00507.x.

Lander, R.H. & Bonnell, L.M. 2010. A model for fibrous illite nucleation and growth in sandstones: AAPG Bulletin, v. 94, no. 8, p. 1161–1187, doi:10.1306/04211009121.

Lima, M. O. 1987. Evolução tectono-sedimentar da Formação Alagamar na área do Alto de Macau e graben de Guimarães, Bacia Potiguar, RN. Ouro Preto, 143 p. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 143 p.

Lima, R.D. & De Ros, L.F. 2002. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimões Basin, Brazilian Amazonia: Marine and Petroleum Geology, v. 19, no. 9, p. 1047–1071, doi:10.1016/S0264-8172(03)00002-3.

Line, L.H., Jahren, J. & Hellevang, H. 2018. Mechanical compaction in chlorite-coated sandstone reservoirs – Examples from Middle – Late Triassic channels in the southwestern Barents Sea: Marine and Petroleum Geology, v. 96, no. June, p. 348–370, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.05.025.

Lundegard, P. D. 1992. Sandstone porosity loss - a “big picture” view of the importance of compaction: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, no. 2, p. 250–260.

Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P. & De Ros, L.F. 2004. Near-Surface K-Feldspar Precipitation in Cretaceous Sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil: The Journal of Geology, v. 112, no. 3, p. 317–334, doi:10.1086/382762.

Martins, R.A. & Vieira, M.M. 2017. A influência de constituintes diagenéticos sobre a porosidade de reservatório siliciclástico da Formação Açú, Cenomaniano Superior da Bacia Potiguar/RN, in CONTECC 2017: CONGRESSO TÉCNICO CIENTÍFICO DA ENGENHARIA E DA AGRONOMIA. 08 a 11 de Agosto, Belém, PA.

Matos, R. M. D. 1992. The northeast Brazilian rift system, in TECTONICS: p. 766–791.

Matos, R. M. D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa: Geological Society,

London, Special Publications, v. 153, no. 1, p. 55–73, doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04.

Matos, R. M. D. 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic: Atlantic Rifts and Continental Margins, p. 331–354, doi:10.1029/GM115p0331.

Miall, A. D. 1977. Fluvial sedimentology: an historical review: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir - 5, v. 5, no. 5, p. 1–47.

Milani, E.J., Brandão, J.A.S.L., Zalán, P. V. & Gamboa, L.A.P. 2000. Petróleo na margem continental Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas: Revista Brasileira de Geofísica, v. 18, no. 3, p. 351–396.

Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J. & De Césero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 183–198, doi:10.1016/S0895-9811(02)00014-7.

Mohriak, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira, in C. Bizzi, L. A. Schobbenhaus, and J. H. Vidotti, R. M. Gonçalves, eds., Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Brasília, CPRM, p. 87–165. Monteiro, D. S. 2012. Sistemas deposicionais Aptianos da margem Sudeste da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, 52 p. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologias e Ciências, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Morad, S. 1998. Carbonate Cementation in Sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, in Carbonate Cementation in Sandstones: The International Association of Sedimentologists, p. 1–26.

Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins: Sedimentology, v. 47, no. SUPPL. 1, p. 95–120, doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x.

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional fades and sequence stratigraphy: AAPG Bulletin, v. 94, no. 8, p. 1267–1309, doi:10.1306/04211009178.

Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2012. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy: An Integrated Tool for Understanding and Predicting Reservoir Quality Distribution: International Association of Sedimentologists, v. 45, p. 1–36, doi:10.1002/9781118485347.ch1.

Okada, A. H. 1982. Facies, Petrographic, and Engineering Analysis of Lower Cretaceous Upanema Reservoir, Ubarana Field, Potiguar Basin, Brazil: Austin, 209 p. Dissertação de Mestrado. The University of Texas at Austin, USA.

Paxton, S.T., Szabo, J.O., Ajdukiewicz, J.M. & Klimentidis, R.E. 2002. Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs: AAPG Bulletin, v. 86, no. 12, p. 2047–2067.

Pellegrini, B.S. & Severiano Ribeiro, J.P. 2018. Exploratory plays of Pará-Maranhão and Barreirinhas basins in deep and ultra-deep waters, Brazilian Equatorial Margin: Brazilian Journal of Geology, v. 48, no. 3, p. 485–502, doi:10.1590/2317-4889201820180146.

Pérez, Y.A.R., Lima-Filho, F.P., Menezes, L., Porsani, J.L., Appi, C.J., Araújo, V.D. de & Souza, A. de M. 2003. Caracterização da geometria de depósitos sedimentares da Formação Açú na borda Sudoeste da Bacia Potiguar, NE do Brasil: 19-34 p.

Pessoa Neto, O.D.C., Soares, U.M., Da Silva, J.G.F., Roesner, E.H., Florencio, C.P. & De Souza, C.A.V. 2007. Bacia Potiguar: Boletim de Geociencias da Petrobras, v. 15, no. 2, p. 357–369.

Pestilho, A.L.S., Monteiro, L.V.S., Oliveira, D.M. & Santos Neto, E. V. 2018. Hyperpycnal-fed lacustrine turbidites in rift basins: Facies analysis and diagenesis of

the Early Cretaceous Pendência Formation, Potiguar Basin, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 87, p. 4–24, doi:10.1016/j.jsames.2017.10.015.

Pettijohn, F. J. 1975. *Sedimentary Rocks*: New York, Evanston, San Francisco and London, Harper & Row, Publishers, 614 p.

Pittman, E.D. & Larese, R.E. 1991. Compaction of lithic sands: Experimental results and applications: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, no. 8, p. 1279–1299.

Plas, L.V.D. & Tobi, A.C. 1965. A chart for judging the reliability of point counting results: *American Journal of Science*, v. 263, no. 1, p. 87–90, doi:10.2475/ajs.263.1.87.

Powers, M. C. 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles: *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 23, no. 2, p. 117–119, doi:10.1306/d4269567-2b26-11d7-8648000102c1865d.

Prost, R., Dameme, A., Huard, E., Driard, J. & Leydecker, J.P. 1989. Infrared Study of Structural OH in Kaolinite, Dickite, Nacrite, and Poorly Crystalline Kaolinite at 5 to 600 K: *Clays and Clay Minerals*, v. 37, no. 5, p. 464–468, doi:10.1346/CCMN.1989.0370511.

Pryor, W. A. 1973. Permeability-porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies: *AAPG Bulletin*, v. 57, no. 1, p. 162–189, doi:10.1306/819A4252-16C5-11D7-8645000102C1865D.

Rittenhouse, G. 1971. Mechanical Compaction of Sands Containing Different Percentages of Ductile Grains: a Theoretical Approach: *AAPG Bulletin*, v. 55, no. 1, p. 92–96.

Robin, P. Y. F. 1978. Pressure solution at grain-to-grain contacts: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, no. 9, p. 1383–1389, doi:10.1016/0016-7037(78)90043-1.

Rodrigues, A.G. & Scherer, C.M.S. 2011. Caracterização das petrofácies de reservatório dos arenitos santonianos da Bacia de Campos: implicação para a

definição da heterogeneidades e qualidade de reservatório, in XXIII Salão de iniciação Científica da UFRGS: CNPQ, p. 1.

Rodrigues, A.G. & Goldberg, K. 2015. Primary composition and diagenetic patterns of sandstones from Barra de Itiúba Formation in Atalaia High, Sergipe Sub-Basin: *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, no. 4, p. 545–560, doi:10.5327/z23174889201400040003.

Salem, A.M., Ketzer, J.M., Morad, S., Rizk, R.R. & Al-Aasm, I.S. 2005. Diagenesis and Reservoir-Quality Evolution of Incised-Valley Sandstones: Evidence from the Abu Madi Gas Reservoirs (Upper Miocene), the Nile Delta Basin, Egypt: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, no. 4, p. 572–584, doi:10.2110/jsr.2005.047.

Schmidt, V. & McDonald, D.A. 1979. The Role of Secondary Porosity in the Course of Sandstone Diagenesis: *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 26, p. 175–207.

Soares, U. M. 2000. As relações entre tectonismo e sequências deposicionais no rifte Potiguar - Porção SW do Graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar emersa: Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 128 p.

Soares Júnior, A.V., Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 2008. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: três fases distensivas: *Geociências*, v. 27, no. 4, p. 427–437.

Souza, R. S. 1990. Reservatórios profundos da Formação Pendência no Campo de Pescada, Bacia Potiguar: Potencial e fatores controladores da porosidade: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 4, no. 4, p. 531–553.

Souza, R.S., De Ros, L.F. & Morad, S. 1995. Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil: *AAPG American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, no. 5, p. 725–748.



Souza, R. S. 1999. Integrated diagenetic modeling and reservoir quality assessment and prediction of the Agua Grande: Austin, 386 p. Tese de Doutorado. The University of Texas at Austin.

Souza, S. M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar, in Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia: p. 2392–2406.

Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Nascimento, M.A.L., Silveira, F.V., Paiva, H.S., Dias, L.G. da S., Viegas, M.C.D., Galindo, A.C. & Oliveira, M.J.R. 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil, in 42º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA: Sociedade Brasileira de Geologia.

Spigolon, A.L.D. & Santos Neto, E. V. 2005. Geoquímica orgânica do Eocretáceo da Bacia Potiguar: implicações paleoambientais e paleoclimáticas: X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, no. OCTOBER 2005, p. 2003–2006.

Surdam, R.C., Boese, S.W. & Crossey, L.J. 1984. The Chemistry of Secondary Porosity: Part 2. Aspects of Porosity Modification: M 37: Clastic Diagenesis, v. 59, p. 127–149.

Surdam, R.C., Crossey, L.J., Hagen, E.S. & Heasler, H.P. 1989. Organic-inorganic and sandstone diagenesis: AAPG Bulletin, v. 73, no. 1, p. 1–23.

Suttner, L. J. 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evaluation: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 75–84.

Szatmari, P., Françolin, J.B.D.L., Zanotto, O. & Wolff, S. 1987. Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira: Revista Brasileira de Geociências, v. 17, no. 2, p. 180–188.

Taylor, T.R., Giles, M.R., Hathon, L.A., Diggs, T.N., Braunsdorf, N.R., Birbiglia, G. V., Kittridge, M.G., MacAulay, C.I. & Espejo, I.S. 2010. Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: Models, myths, and reality: AAPG Bulletin, v. 94, no. 8, p. 1093–1132, doi:10.1306/04211009123.

Terry, R.D. & Chilingar, G. V. 1955. Summary of “Concerning some additional aids in studying sedimentary formations” by M. S. Shvetsov: *Journal of Sedimentary Research*, v. 25, no. 3, p. 229–234, doi:10.1306/74d70466-2b21-11d7-8648000102c1865d.

Tibana, P. & Terra, G.J.S. 1981. Seqüências carbonáticas do cretáceo na Bacia Potiguar: *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 24, no. 3, p. 174–183.

Tucker, M. E. 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell Science, 262 p.

Tucker, M. E. 2011. *Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide*: Wiley, 275 p., doi:10.2113/gseegeosci.18.4.401-b.

Vasconcelos, E. P. 1995. O Evento CPT (Camadas Ponta do Tubarão) - Aptiano da Bacia Potiguar: Porto Alegre, 208 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade federal do Rio Grande do Sul.

Wentworth, C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments: *The Journal of Geology*, v. 30, no. 5, p. 377–392, doi:10.1086/622910. Wilson, M. D. 1994a. Non-Compositional Controls on Diagenetic Processes, in M. D. Wilson, ed., *Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks: Special Publications of SEPM*, p. 183–208, doi:10.2110/scn.94.30.0183.

Wilson, M. D. 1994b. *Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks: Society for Sedimentary Geology*, 461 p., doi:10.2110/scn.94.30.

Worden, R.H. & Morad, S. 2000. Quartz cementation in sandstones: a review of the key controversies, in R. H. Worden, and S. Morad, eds., *Quartz Cementation in Sandstones: The International Association of Sedimentologists*, p. 1–20.

Worden, R.H. & Morad, S. 2003. *Clay Mineral Cements in Sandstones: International Association of Sedimentologists*, 508 p.

Worden, R.H. & Burley, S.D. 2003. Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone, in S. D. Burley, and R. H. Worden, eds., Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient: International Association of Sedimentologist, p. 3 – 44, doi:10.1002/9781444304459.ch.

Zuffa, G. G. 1980. Hybrid Arenites: Their Composition and Classification: Journal of Sedimentary Petrology, v. Vol. 50, no. 1, p. 21–29, doi:10.1306/212f7950-2b24-11d7-8648000102c1865d.

## 9. ARTIGO SUBMETIDO

AAPG Bulletin <em@editorialmanager.com>

Ter, 03/03/2020 20:20

RE: BLTN20-035

Dear PEREIRA,

Your submission, "DEPOSITIONAL AND DIAGENETIC CONTROLS ON RESERVOIR QUALITY OF APTIAN CONTINENTAL SILICICLASTIC DEPOSITS FROM THE POTIGUAR BASIN, BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN" has been received by journal AAPG Bulletin.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to Editorial Manager as an author. The URL is <https://www.editorialmanager.com/bltn/>. Please be aware that the review process can take up to 4 months to complete - this is mainly due to reviewer availability.

Please use the manuscript number BLTN20-035 when corresponding about your submission.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

AAPG Bulletin

## **DEPOSITIONAL AND DIAGENETIC CONTROLS ON RESERVOIR QUALITY OF APTIAN CONTINENTAL SILICICLASTIC DEPOSITS FROM THE POTIGUAR BASIN, BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN**

### **Bruno Rafael de Barros PEREIRA**

Petrobras Research Center, Ilha do Fundão, Cidade Universitária, Q. 7, 21949–900, Rio de Janeiro, RJ, Brazil; [brunorafaelbp@petrobras.com.br](mailto:brunorafaelbp@petrobras.com.br)

### **Luiz Fernando DE ROS**

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia, 91501–970, Porto Alegre–RS, Brazil; [lfderos@inf.ufrgs.br](mailto:lfderos@inf.ufrgs.br)

### **Claiton Marlon dos Santos SCHERER**

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia, 91501–970, Porto Alegre–RS, Brazil; [claiton.scherer@ufrgs.br](mailto:claiton.scherer@ufrgs.br)

### **Isabelle Teixeira da SILVA**

STEI in Petrobras UN RNCE Natal, Av. Eusébio Rocha, Cidade da Esperança, 1000, 59070-900, Natal, RN, Brazil; [isabelleteixeira.STEI@petrobras.com.br](mailto:isabelleteixeira.STEI@petrobras.com.br)

### **Carolina da Silva CARPIO**

INSPECTORATE in Petrobras Research Center, Ilha do Fundão, Cidade Universitária, Q. 7, 21949–900, Rio de Janeiro, RJ, Brazil; [carolinacarpio.INSPECTORATE@petrobras.com.br](mailto:carolinacarpio.INSPECTORATE@petrobras.com.br)

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

We thank Petrobras for providing data and samples, and permission to publish this article. Special acknowledgements to Carlos Manuel Assis Silva, Dorval Carvalho Dias Filho and José Gedson Fernandes da Silva for comments and suggestions to improve the manuscript.

## ABSTRACT

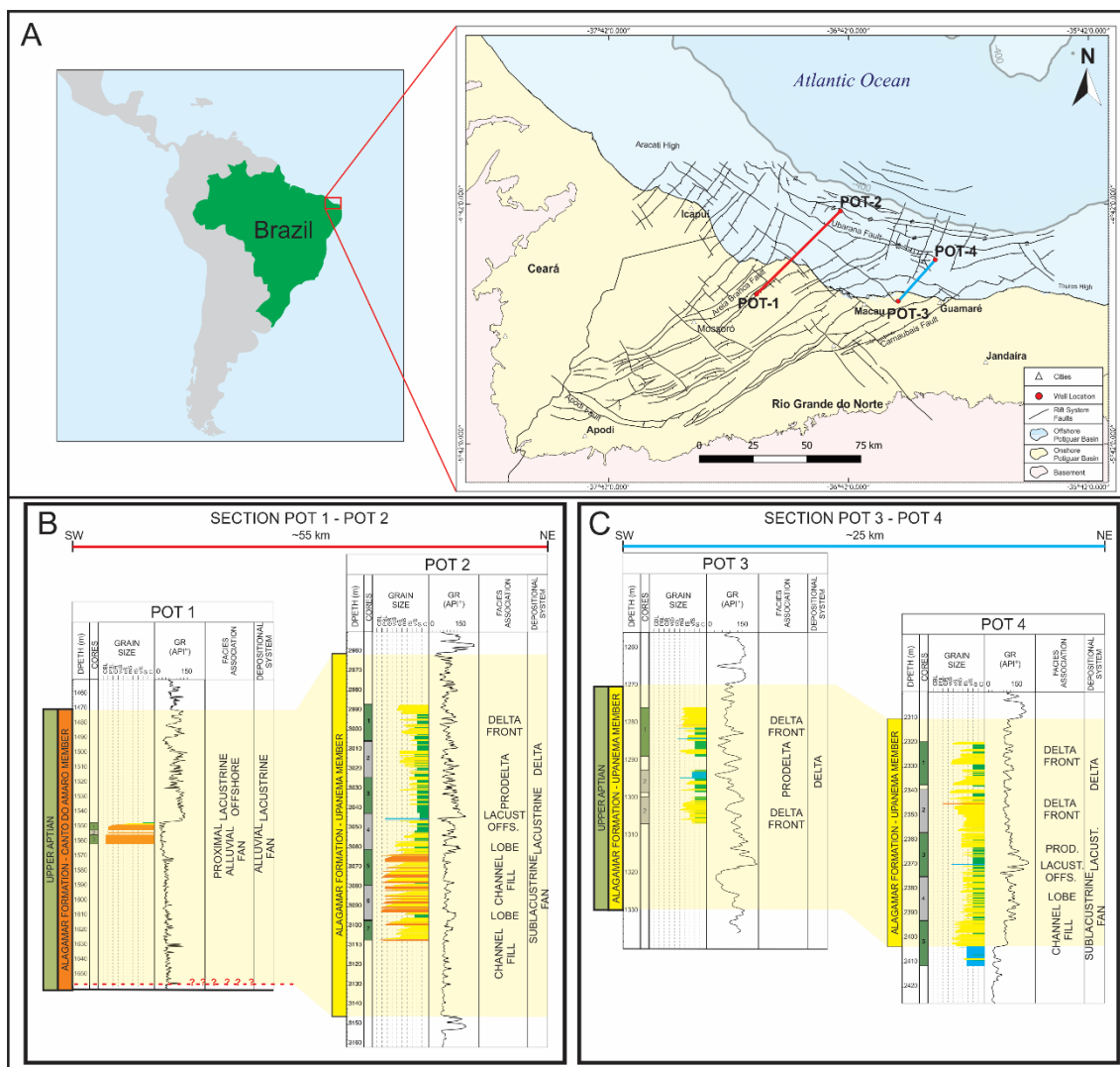
Sedimentological and petrological analyses of the Aptian continental clastic deposits of the Alagamar Formation, important exploration target in the Potiguar Basin, Brazilian Equatorial Margin, were performed in four onshore and offshore wells. Alagamar deposits comprise alluvial fan litharenites from transitional recycled orogenic provenance, sublacustrine fan lithic arkoses and feldspathic litharenites rich in metamorphic fragments from mixed provenance, and deltaic arkoses/subarkoses from continental block provenance. The main diagenetic process impacting reservoir quality were: mechanical compaction of ductile grains producing pseudomatrix, clay infiltration, authigenesis of quartz, K-feldspar, albite, clay minerals (C/S, I/S, illite, chlorite, kaolinite and dickite), carbonates (mainly dolomite), pyrite, and titanium minerals, and dissolution, mainly of feldspars. The integration of primary composition (rigid x ductile grains), main cements and petrographic macroporosity allowed to define 11 reservoir petrofacies, grouped into 4 domains: Porous domain (arkoses/litharenites with high reservoir quality), Porous-Cemented domain (partially cemented arkoses/lithic arkoses with moderate quality), Cement-Compaction domain (strongly cemented arkoses and lithic arkoses rich in ductile grains- with low quality), and Compaction domain (lithic arkoses ductile-rich with very low quality). Compaction was the main process of primary porosity reduction, mainly in offshore lithic arkoses. Conversely, feldspar dissolution increased petrographic macroporosity up to 5%. The combination of rigid framework derived from gneissic-granitic basement, shallower burial, absence of pre-compaction pervasive cement, and feldspar dissolution provided the best reservoir quality. Understanding the depositional and diagenetic controls on the Aptian sandstones quality is essential for their exploration in the Potiguar Basin and of analogous reservoirs along the Brazilian Equatorial Margin.

## 1. INTRODUCTION

The Brazilian Equatorial Margin was developed under a complex dextral transform tectonic setting, related to the rupture of the Gondwana Palecontinent, which created a series of rift grabens (Bertani et al., 1990; Matos, 1992, 1999, 2000; Milani et al., 2000). The Potiguar Basin, evolved within this context, is positioned in the easternmost portion of margin, occupying an area of 222.699 km<sup>2</sup> (Fig. 1), in both onshore (26.725 km<sup>2</sup>) and offshore (195.974 km<sup>2</sup>) of Rio Grande do Norte and Ceará states (Bertani et al., 1990; Batista, 2017).

The Potiguar Basin is the most important hydrocarbon province in the Brazilian Equatorial Margin, being explored since the 70's. It comprises important siliciclastic reservoirs in the rift (Souza, 1990; De Ros et al., 1994; Anjos et al., 2000; Pestilho et al., 2018), post rift (Lima, 1987; Okada; 1982) and drift sections (Maraschin et al., 2004). Recent deep water discoveries have attracted the attention to new plays, especially in the Aptian section. The Aptian of Potiguar Basin, termed the Alagamar Formation, was deposited during a transition from continental to marine depositional conditions (Bertani et al., 1990; Vasconcelos, 1995; Spigolon and Santos Neto, 2005). Alagamar proximal continental deposits are represented by alluvial fan, fluvial and fandelta systems restricted to the proximity of the Areia Branca fault zone, termed the Canto do Amaro Member, which are is laterally correlated with deltaic and sub-lacustrine deposits, named the Upanema Member. Alagamar reservoirs are still poorly understood, as they occur only in subsurface, and their exploration is relatively recent.

The main goal of this work is to characterize and understand the most important depositional and diagenetic processes that impacted the porosity and permeability of the Upanema/Canto do Amaro siliciclastic reservoirs, as well as their distribution and evolution along the onshore and offshore areas and the burial evolution, based on the integration of sedimentological and petrological analyses.



**Figure 1. A) Location and structural map of Potiguar Basin, with main rift structures, position of studied wells. B) Depositional systems and facies association of Upanema and Canto do Amaro Members in POT-1 and POT-2 wells. C) Depositional systems and facies association of Upanema member in POT-3 and POT-4 wells. (LACUST. OFFS. = Lacustrine offshore; PROD. = Prodelta).**

## 2. GEOLOGICAL SETTING

Potiguar Basin is the easternmost basin of the Brazilian Equatorial Margin. Limited with the Ceará Basin, to NW, and the Pernambuco-Paraíba Basin, to SE, are defined by the Fortaleza and Touros highs, respectively (Araripe and Feijó, 1994). The W and S boundaries are defined by the Precambrian basement (Pessoa Neto et al., 2007; Castro et al., 2012). The origin of Potiguar Basin is related to the rupture of the Gondwana Palecontinent and the opening of South Atlantic Ocean (Françolin and Sztamari, 1987; Sztamari et al., 1987; Matos, 1992, 1999, 2000; Milani et al., 2000; Mohriak, 2003; Brownfield and Charpentier, 2006; Arthaud et al., 2008).

The Potiguar onshore rift was developed during Neocomian-Barremian along a NE-SW structural trend controlled by previous Precambrian basement structures



(Matos, 1992; Cremonini, 1996). Such rifting was associated to a volcanic event ( $132.2 \pm 1$  m.y.,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating; Souza et al., 2004) and characterized by asymmetric-tilted half-grabens separated by basement highs, transfer faults and accommodation zones and filled by lacustrine shales and gravitational deposits fed and covered by fan-deltaic, alluvial and fluvial deposits of the Pendência Formation (Matos, 1999; Pessoa Neto et al., 2007).

During Late Barremian-Aptian, a dextral transtensional tectonic context was implanted along the Equatorial Margin which caused a shift in rifting kinematics from N-NW to E-W, causing abortion of the onshore rifting, uplifting and erosion, and development of the offshore rifting (Matos, 1999; Pessoa Neto et al., 2007). The offshore rifting is characterized by half-grabens oriented NW-SE, and filled by the Pescada Formation lacustrine shales intercalated by fluvial-deltaic Barremian deposits, covered by syn-tectonic clastic alluvial fans and fluvial deposits, and locally by carbonates (Araripe and Feijó, 1994; Pessoa Neto et al., 2007).

During Neoaptian, the Alagamar Formation was deposited under thermal subsidence and relatively tectonic quiescence. The sedimentary infill was characterized by transition from continental to marine deposits. The continental sedimentation is represented by alluvial fan, fan deltaic, and fluvial-deltaic and interbedded with organic lacustrine shales with ostracods (Upanema and Canto do Amaro Members). These graded upward to a lagoonal saline environment under arid climatic conditions, characterized by microbial carbonates interbedded with organic black shales, associated with evaporites (Bertani et al., 1990; Vasconcelos, 1995) that represent the first record of marine incursion in the Basin (Araripe and Feijó, 1994; Vasconcelos, 1995; Spigolon and Santos Neto, 2005; Pessoa Neto et al., 2007). The apex of marine transgression is characterized by the foraminifera-rich black shales of the Galinhos Member at top of the sequence (Pessoa Neto et al., 2007).

Open marine conditions persisted since the Albian (Araripe and Feijó, 1994; Pessoa Neto et al., 2007). A transgressive Albian-Early Campanian succession displays a volcanic event at  $93.1 \pm 1$  m.y. (Ar/Ar dating; (Souza et al., 2004). The Late Campanian-Holocene regressive succession presents volcanic events from the Eocene to the Miocene (Mizusaki et al., 2002; Souza et al., 2004; Knesel et al., 2011; Perlingeiro et al., 2013).

### 3. MATERIALS AND METHODS

#### 3.1. Sedimentological analysis

During this study, we analyzed approximately 238 m (780.84 ft) of cores from four wells (Table 1) positioned both in onshore and offshore section, from 1549 to 3107 m (5,082 to 10,193 ft) of depth. The cores were described at 1:50 scale, recording color, modal grain size, sorting, detrital composition, primary and secondary sedimentary structures, fossils, bioturbation and carbonate cement content, in order to define facies according to (Miall, 1977), with some adaptations. Genetically-related facies were grouped into facies associations to define depositional sub-environments. The analysis of facies associations, stacking pattern and gamma ray log allowed to interpret the depositional systems.

#### 3.2. Petrological analysis

In this study, we analyzed 147 thin sections, distributed along of four selected wells (Table 1). Thin sections were prepared from blue epoxy resin-impregnated samples, and were stained with a hydrochloridric solution of alizarin Red-S and potassium ferrocyanide to differentiate the carbonate minerals (Dickson, 1965). Systematic petrographic description was performed in a ZEISS Imager.A2 polarizing microscope with AxioVision SE 64 Rel. 4.9.1 photomicrographic software. The characterization of sandstones and conglomerates was performed by counting 300 points in 130 thin sections, with record of detrital composition according to the Gazzi-Dickinson method (Zuffa, 1980; Ingersoll et al., 1984), modal grain size *sensu* (Wentworth, 1922), sorting *sensu* (Folk and Ward, 1957), roundness and sphericity *sensu* (Powers, 1953), fabric, location and paragenetic relations among detrital and diagenetic constituents and pore types. Texture and essential detrital composition of the sandstones and conglomerates were classified according to (Folk, 1968). Corresponding provenance tectonic modes were interpreted on (Dickinson, 1985) diagrams. All the petrographic data were recorded with used of the Petroledge® software (De Ros and Goldberg, 2007).

Complementary analyses by scanning electron microscopy (SEM), backscattered electrons (BSE), X-ray diffraction (XRD), infrared (IR) spectroscopy and petrophysical porosity and permeability were performed to support the petrologic

interpretations, mostly in relation to clay mineralogy, origin of diagenetic carbonates, paragenetic relationships, and the definition of petrofacies (Table 1).

Thirty-two samples were selected for SEM analysis. Freshly-fractured fragments with approximately 1cm<sup>3</sup> were Au-Pd-coated in an Emitech K750X equipment and analyzed in a Zeiss EVO LS-15 electron microscope, under an acceleration voltage of 15 kV. BSE analysis were carried out on 11 thin sections, which were cleaned, polished, carbon-coated in an Emitech K950X equipment and analyzed in a Zeiss EVO MA-40 electron microscope, under an acceleration voltage of 20 kV. Both types of analyses were supported by energy-dispersive spectrometry (EDS) compositional maps and punctual chemistry analyses in an Oxford Inca-Auto-Mate equipment.

The XRD analysis were performed in the fine (<2 µm) fraction of 36 sandstone samples to evaluate their clay mineralogy. The bulk samples were air-dried, ethylene glycol-saturated, and heated at 490°C (914°F) for 4 hours, and analyzed in Rigaku Ultima and D8 Advancing Bruker diffractometers.

Infrared (IR) spectroscopy analysis were carried out on 4 approximately 1.5 mg kaolin-rich samples to differentiate dickite from kaolinite. The samples were analyzed in the 4000 to 400 cm<sup>-1</sup> IR spectral range and measurements were taken an each 4 cm<sup>-1</sup> in a Thermo Scientific - Nicolet 6700 spectrometer with 1 reflection diamond crystal ATR connected as accessory.

Petrophysical porosity and permeability analyses were measured in plugs and fragments cut from the cores, collected in the same depths of 74 thin sections, to evaluate reservoir quality and support petrofacies definition.

**Table 2. Distribution of analyses per well.**

WELL	CORE	THIN SECTION	QUANTITATIVE PETROGRAPHY	QUALITATIVE PETROGRAPHY	BASIC PETROPHYSICS	XRD TOTAL COMPOSITION	XRD TOTAL CLAY	SEM	BSE	IR
POT-1	11	7	4	3	3	7	8	0	0	0
POT-2	121	89	88	1	40	14	10	4	4	2
POT-3	26	33	25	8	18	10	10	4	7	0
POT-4	80	15	13	2	13	0	0	24	0	2
<b>TOTAL</b>	<b>238</b>	<b>144</b>	<b>130</b>	<b>14</b>	<b>74</b>	<b>31</b>	<b>28</b>	<b>32</b>	<b>11</b>	<b>4</b>

#### 4. STRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL SYSTEMS

The base of Alagamar Formation comprises one sequence (Catuneanu et al., 2011) with only continental depositional systems which are represented by alluvial fan (onshore) and sublacustrine fan (offshore) deposits in the base, associated with lacustrine black shales which were overlapped by deltaic progradation (Fig. 1; Table 2).

The alluvial fan deposits (Table 2) is characterized by proximal alluvial fan conglomeratic facies association characterized by box-shaped GR log pattern signature (Fig. 1). It consists of very poorly sorted massive conglomerates (Gm and Gsm facies) interbedded with thin layers of poorly sorted coarse-grained sandstone (Sm and St facies), and rarely, mudstone facies (Fm) (Table 3). The shape of clasts are subrounded whilst sand grain-size fraction are angular to subangular. Both are composed by polycrystalline and monocrystalline quartz, muscovite-quartzite rock fragments and granite-gneiss rock fragment, and very less common, low-grade metamorphic rock fragment. It is common the presence of interstitial detrital clay deposited by mechanical infiltration (Moraes and De Ros, 1990, 1992).

The sublacustrine fan deposits is represented by channel-fill and lobes facies association (Table 2) characterized by fining-upward succession at GR log (Fig. 1). Slightly conglomeratic coarse/medium-grained, poorly sorted sandstones (Sm, Gsm, Gsl, Sl, St), often shows erosional surface in the base with mud intraclasts are dominant at channel-fill whilst fine/medium-grained, poorly sorted sandstones (Sm, Sh, Sr, St) is prevalent at lobe (Table 3), usually intercalated with mudstone (Fm) and heterolithic (H) facies. The relative deepest lacustrine or lacustrine offshore deposits consists of low bioturbated black shales (Cm) interbedded with thin layers of organic matter and ostracods-rich bioaccumulated carbonates (BIO) (Fig. 1; Table 3).

The deltaic deposits is represented by the progradation of delta front over prodelta facies association (Table 2) characterized for the coarsening and thickening upward stacked signature displayed at GR log (Fig. 1). It consists of fine to medium-grained, moderately to poorly sorted sandstones (Sm, St, Sl, Sh, Sr, S<sub>HCS</sub>) intercalated with heterolithic (H), hybrid (HF, HA) and fine facies (Fm), locally with carbonate facies (WKC) (Table 3).

**Table 2. Summary of depositional systems and facies association observed in Upanema and Canto do Amaro Members.**

DEPOSITIONAL SYSTEM	FACIES ASSOCIATION	FACIES	DESCRIPTION	INTERPRETATION
DELTA	DELTA FRONT	Sm, St, Sl, Sh, Sr and S <sub>HCS</sub>	Medium/fine- grained sandstones with unidirectional current ripples and cross bedding, flat-stratified sandstones, or massive graded beds forming coarsening upward cycles over fine deposits	This facies association is interpreted as a deposition by hyperpicnal flow during river floods that form unidirectional or oscillatory structures in the top portion of deltaic progradation or delta front (Postma, 1990)
	PRODELTA	Sm, Sh, Sr, H, HF, HA and Fm	Massive and laminated mudstones associated with heteroliths and very fine- grained sandstone with plane-parallel and ripple lamination forming coarsening upward cycles in the base of a big progradational system	This facies association suggesting a transport by suspension plus traction, deposited by low-density turbidity currents due hyperpycnal density underflows generated during high-discharge floods in the basal portion of a deltaic system (Postma, 1990)
LACUSTRINE	LAKE OFFSHORE	Cm and BIO	Black shale with organic matter-rich laminites associated with indigenous ostracod bioclasts layers without/or low bioturbation	This facies association suggesting a deposition by floating under anoxic and low energy conditions in the most offshore portion of open lacustrine system (Reading, 1978; Fouch & Dean, 1982)
SUBLACUSTRINE FAN	LOBE	Sm, Sh, Sr, St, Fm and H	Thin bodies of fine- to very fine- grained sandstone, massive or laminated, intercalated with mudstones and heteroliths with ripple lamination forming finning upward cycles	This facies association suggesting a deposit transported mainly as suspendedload and lofting, deposited by hyperpicnal flow associated with river discharge in center/ margin portion of lobe of a sublacustrine fan system (Zavala & Pan, 2018)

	CHANNEL-FILL	Gsm, Gms, Gsl, Sm, Sl and St	Amalgamated conglomeratic/slightly conglomeratic-coarse/medium-grained sandstone bodies, massive or stratified, with erosional surfaces, commonly marked by mud intraclasts accumulation in the base, forming finning upward cycle	This facies associatiojn suggesting a deposition of bedload transported deposits in center portion of channel by hyperpicnal flow associated with river discharge in a sublacustrine fan system (Zavala and Pan, 2018)
ALLUVIAL FAN	PROXIMAL ALLUVIAL FAN	Gm, Gsm, Sm, St and Fm	Amalgamated massive conglomeratic bodies intercalated with thin beds of sandstone with through cross-lamination forming finning upward cycles culminating with mudstones	This facies association suggesting a deposition by debris or gravitational flow while thin sandstone beds with through cross-lamination deposited by current traction in a proximal portion of alluvial fan (Nilsen, 1982)

**Table 3. Summary of lihofacies observed in Upanema and Canto do Amaro Members.**

FACIES	DESCRIPTION	INTERPRETATION
Gm	Massive or structureless gravel-supported conglomerate; clasts are rounded to subrounded (reach 30 cm (1 ft) in size) and composed by fragments of quartzite, quartz and plutonic rock fragments (granite-gnaissic fragments); it is present only in POT 1.	Hyperconcentrated sediment gravity flow
Gsm	Massive or structureless sand-supported conglomerate or conglomeratic sandstone; clasts are subrounded to subangular (reach 30 cm (1 ft) in size), composed by quartz, fragments of muscovite-quartzite and granite-gnaissic fragments with rare mud intraclast levels; sand matrix is poorly sorted, medium- to very coarse-grained; it occurs in POT-1 (core 1 and 2) and POT-2 (cores 5, 6 and 7).	Hyperconcentrated sediment gravity flow
Gms	Massive or structureless mud-supported conglomerate; clasts are subrounded to subangular (reach 5 cm (0.16 ft) in size), composed predominantly by quartz, feldspars with high amount of micas; it occurs in a single point at core 7 of POT-2.	Debris flow
Gst	Sand-supported conglomerate or conglomeratic sandstone with through cross stratification; clasts are subrounded to subangular (reach ~5 cm (0.26 ft) in size), composed by quartz, feldspars and plutonic rock fragments; it occurs in cores 5, 6 and 7 of POT-2.	Migration of bars at high stage in fluvial system (Tucker, 2011)
Gsl	Sand-supported conglomerate or conglomeratic sandstone with low angle cross stratification; poorly sorted, grain size ranges from sand to cobble. Clasts are subrounded to subangular (reach ~5 cm (0.26 ft) in size), composed predominantly by quartz and feldspars; it occurs in cores 5, 6 and 7 of POT-2 (beds reach ~1 m (3.28 ft)).	Migration of bars at high stage in fluvial system (Tucker, 2011)

Gsh	Sand-supported conglomerate or conglomeratic sandstone with horizontal stratification; clasts are subrounded to subangular (reach ~5 cm (0.26 ft) in size), composed predominantly by quartz and feldspar; It occurs in only two portions of core 7 in Well POT-2 (beds reach ~0.20 m (0.65 ft)).	Longitudinal bed deposits (Miall, 1977)
Sm	Very fine- to coarse- grained sandstone or conglomeratic sandstones, massive; well to poorly sorted; the grains are subangular to subrounded, composed predominantly by quartz and feldspars, subordinately by granite-gnaissic fragments and micas; it occurs in all cores of POT-2 (beds reach ~3 m (9.85 ft)), POT-3 and POT-4; bioturbation and fluidization structures are common.	Sediment gravity flow
Sh	Very fine- to medium- grained sandstone with horizontal lamination; well to moderately sorted; the grains are subrounded to subangular, composed predominantly by quartz, feldspars and micas, and localized mud intraclast in bottom of beds; it takes place in POT-2, POT-3 and POT-4, normally, interbedded with fine grained facies (beds reach ~1 m (3.28 ft); bioturbation is common in POT-3.	Plane-bed flow (Miall, 1977)
St	Very fine- to coarse- grained sandstone or slightly conglomeratic sandstone with through cross lamination; moderately to poorly sorted; the grains are subrounded to subangular, composed predominantly by quartz, feldspars and low grade metamorphic rock fragments; the stratification is marked by micas alignment; it is present in all wells which thicker beds (reach ~2 m (6.56 ft)) are in the bottom of POT-2 (cores 5, 6 and 7), in POT-3 and POT-4 the beds reach ~1 m (3.28 ft) and in POT-1 the beds reach ~20 cm (0.65 ft).	Changing in flow velocity or depth during bedforms migration (Tucker, 2011)
Sl	Very fine- to coarse- grained sandstone or slightly conglomeratic sandstone with low angle (<15°) cross lamination; moderately to poorly sorted; the grains are subrounded to subangular, composed predominantly by quartz, k-feldspars and low grade metamorphic rock fragments; the lamination is marked by micas alignment; it takes place in POT-2 (beds reach ~1 m (3.28 ft)) and are better developed in the bottom (cores 5, 6 and 7), in POT-4 which beds reach ~0.40 m (1.31 ft) and in POT-3 only in the top of core 1 (bed reach ~0.60 m (1.97 ft)).	Interpretation: Changing in flow velocity or depth during bedforms migration (Tucker, 2011)
Sr	Very fine- to medium- grained sandstone with assymmetric ripple cross lamination; moderately to poorly sorted; the grains are subrounded to subangular, composed predominantly by quartz, feldspars, micas and low grade metamorphic rock fragments; lamination is marked by micas alignment; it takes place in POT-2, POT-3 and POT-4 which beds reach ~0.20 m (0.65 ft); bioturbation is also common.	Unidirectional aqueous flow in lower flow regime with low velocity (Tucker, 2011)

S <sub>HCS</sub>	Very fine- to fine- grained sandstone with hummocky cross lamination or truncated lamination (beds reach ~0.20 m (0.65 ft)); moderately sorted; the grains are subrounded to subangular, composed predominantly by quartz, feldspars and micas; it takes place in POT-3 as truncated lamination and in POT-4.	Change from current to oscillatory flow aqueous (Tucker, 2011)
HA	Very fine- to fine- grained hybrid sandstones or hybrid conglomeratic sandstone, massive or laminated sandstone; moderately to poorly sorted, composed by noncarbonate extrabasinal terrigenous (quartz, feldspars and micas), intrabasinal noncarbonates (ooids and peloids of Mg claymineral, fragments of hybrid arenite/siltite) and intrabasinal carbonate (articulated and disarticulated ostracods); it take place only in POT-3 and the beds reach ~0.20 m (0.65 ft).	Mixed between traction current, suspension and environmental condition
HF	Laminated hybrid argillaceous-carbonatic deposits; it is composed noncarbonate extrabasinal terrigenous (quartz, feldspar and micas), intrabasinal noncarbonates (ooids, peloids or matrix of Mg claymineral, phosphate peloids and organic matter levels) and intrabasinal carbonate (articulated and disarticulated ostracods); bioturbation is also common; it takes place only in POT-3 which beds reach ~0.30 m (0.98 ft).	Mixed between traction current, suspension and environmental condition
Fm	Massive or laminated mudstone, silty-very fine-sandy mudstone and siltites; it is composed by quartz, feldspars, micas, clay minerals and mud intraclasts; it occurs in all wells as thin laminaes (reach 2-3 cm (0.066-0.098 ft)); Bioturbation and fluidization structure are frequent.	Suspension load (Miall, 2006)
Cm	Massive or laminated claystone or black shale; it is composed by quartz, feldspars, micas, clay minerals and high content of organic matter; pyrite and carbonate nodules are common; it occurs in POT-2 and POT-4 and the laminaes reach 2-3 cm (0.066-0.098 ft).	Suspension load (Miall, 2006)
H	Interlamination between mud, silt and very fine- grained sand forming horizontal, asymmetric ripples and wavy ripples lamination; it is moderately sorted, with subrounded to subangular grains, composed by quartz, feldspars, micas and mud intraclasts. Plant fragments and low grade metamorphic rock fragments are rare; it is present in POT-2, POT-3 and POT-4 with laminaes reaching 10 cm (0.33 ft); bioturbation and fluidization structure are frequent.	Suspension plus weak traction current (Miall, 2006)
WCK	Wackstone; it is composed mainly by microcrystalline calcite (micrite), subordinately by disarticulated and articulated ostracods and siliciclastic detrital grains (quartz, feldspar and micas); it occurs punctually in core 1 of POT 3 with laminaes reaching 2-3 cm (0.066-0.098 ft); bioturbation are present.	Suspension and very weak traction current in a low energy environment
BIO	Bioaccumulated represented by an interlayering between articulated and well preserved indigenous ostracods bioclasts levels and organic matter-rich levels; ostracods varies from 0.2 (0.0078 in) to 0.6 mm (0.023 in) (poorly sorted) and it is associated with calcite spherulites nodules and carbonate intraclasts. It occurs in POT-2 and POT-4 with laminaes reaching 2 cm (0.066 ft).	Suspension and very weak traction current in a low energy environment (Reading, 1978; Fouch and Dean, 1982)



## 5. DEPOSITIONAL TEXTURE AND COMPOSITION

### 5.1. Texture

Upanema and Canto do Amaro sandstones are very fine- to very coarse-grained, dominantly medium-grained, very poorly to well sorted, mainly poorly sorted (Fig. 2), massive or laminated. Their lamination is defined by grain size variation, and/or by mica or heavy minerals concentrations. The grains are subrounded to angular, principally subangular with medium sphericity, with chaotic or subparallel orientation. Post-depositional structures comprise sparse bioturbation, local fluidization, fractures, and carbonate or pyrite nodules.

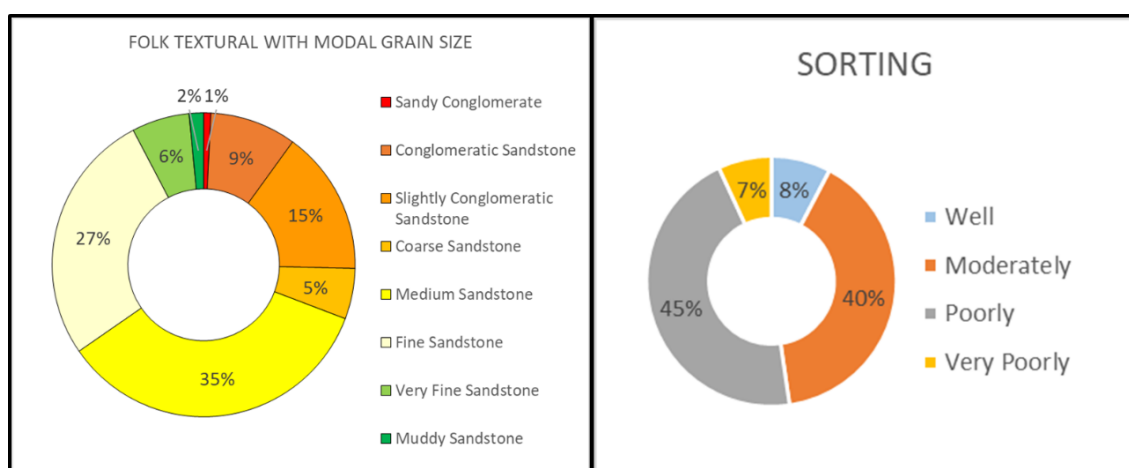


Figure 2. Distribution of modal grain size and sorting in Upanema and Canto do Amaro sandstones.

### 5.2. Primary composition

The original composition of the sandstones is immature, corresponding dominantly to arkose *sensu* Folk (1968; 73%; average original composition  $Q_{56.59}F_{40.34}L_{3.07}$ ), subordinately to lithic arkose (19%;  $Q_{49.49}F_{33.38}L_{17.13}$ ), rarely to subarkose (4%;  $Q_{81.62}F_{18.38}L_0$ ), litharenite (3%;  $Q_{39}F_{11.75}L_{49.25}$ ) and feldspathic litharenite (2%;  $Q_{48.27}F_{23.28}L_{28.45}$ ) (Fig. 3). Arkoses and subarkoses are prevalent in deltaic and sublacustrine fan environments, lithic arkoses and feldspathic litharenites dominate in channel-fill sublacustrine fan, and litharenites is characteristic of alluvial fan environments (Fig. 3). Original primary composition was altered to slightly more quartzose composition by diagenesis through the dissolution and replacement of feldspars and low-grade metamorphic fragments.

Quartz with a strongly or slightly wavy extinction is the most abundant constituent (Table 4), with predominance of the monocrystalline (Fig. 4A) over the polycrystalline type (Fig. 4B), except in alluvial fan sandstones (Fig. 5). Feldspars (Table 4) are the second most dominant constituent, generally as potassic feldspars (Table 4), as microcline (Fig. 4C, 4F), orthoclase (Fig. 4D) and perthite, and subordinately as plagioclase (Table 4; Fig. 4E, 4F) also within granitic-gneissic plutonic rock fragments (Fig. 4F). Rock fragments are essentially low-grade metamorphic (Table 4; Fig. 4G), rarely sedimentary (Fig. 4H) and volcanic, and more common in coarse-grained sublacustrine channel-fill sandstones (Fig. 5). Micas are represented predominantly by biotite over muscovite (Table 4), mostly in fine and very fine-grained delta and sublacustrine lobe/margin sandstones (Fig. 5), where they form plane-parallel or ripple laminations (Fig. 6A, 6B). Heavy minerals and intrabasinal grains/particles constitute less than 1%. Heavy minerals assemblage comprises amphibole, apatite, epidote, garnet, opaques, pyroxene, tourmaline and zircon (Fig. 6C), locally forming plane-parallel or ripple laminations (Fig. 6D). Mud intraclasts, clay ooids (Fig. 6E) and ostracod bioclasts (Fig. 6F, 6G) are the main intrabasinal constituents. Mud intraclasts (Fig. 6H) often occur at the base of coarse-grained sandstones/conglomerates, usually associated with erosional surfaces and abrupt contacts with muddy deposits.

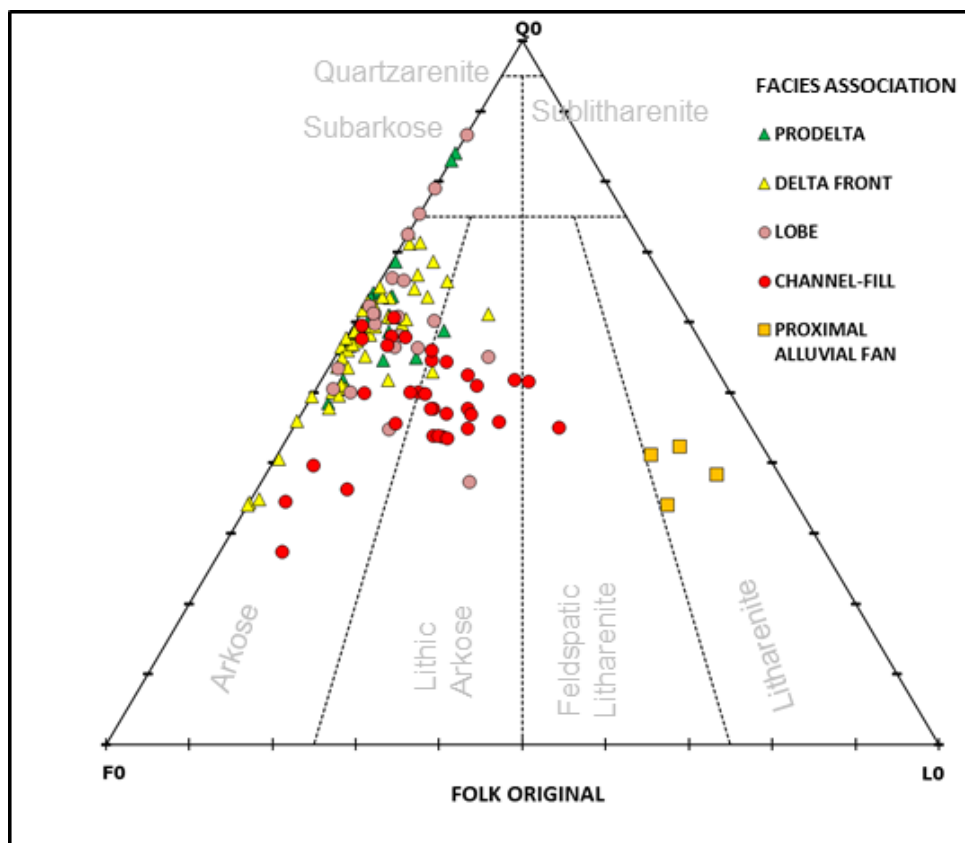
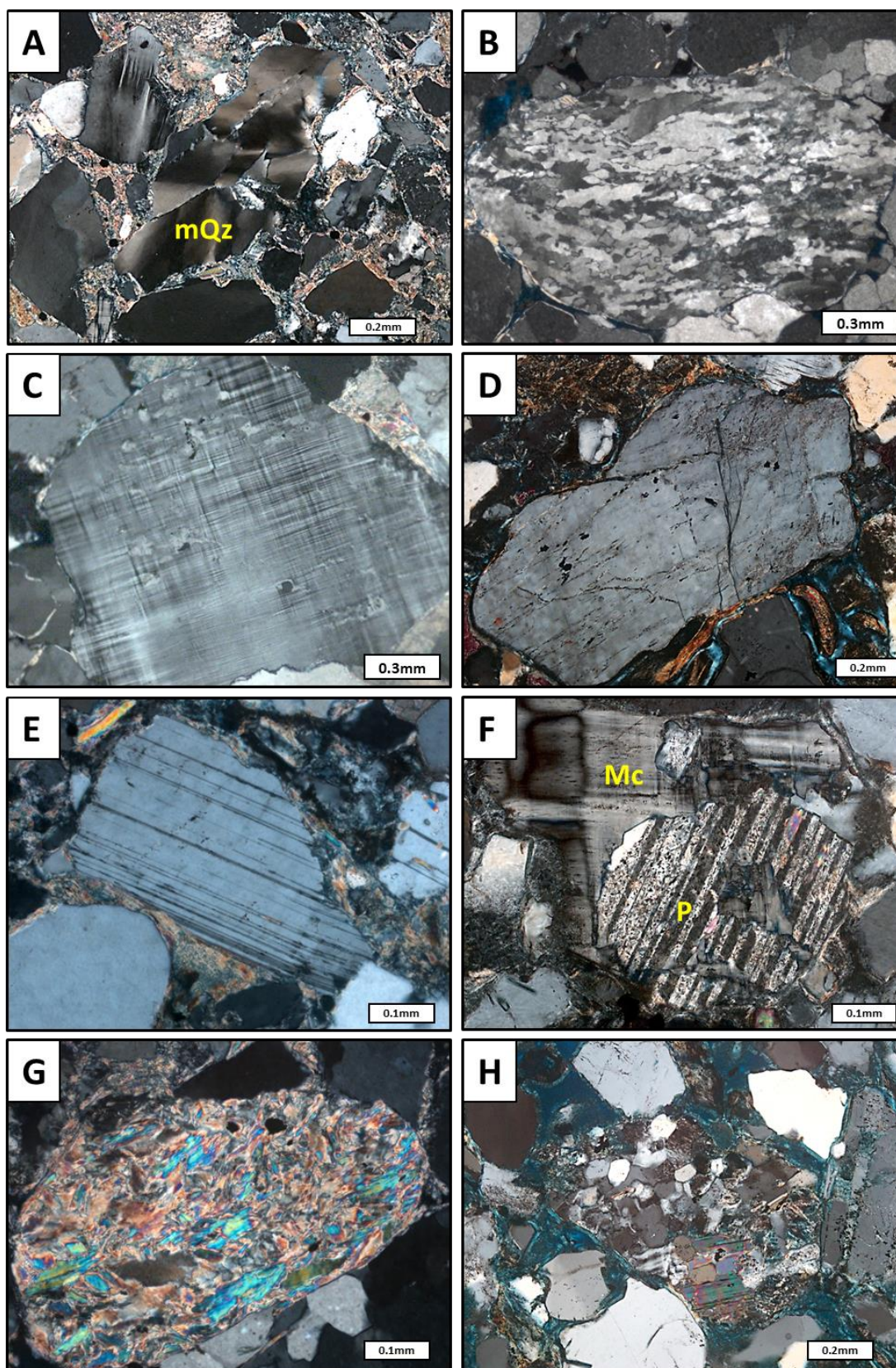


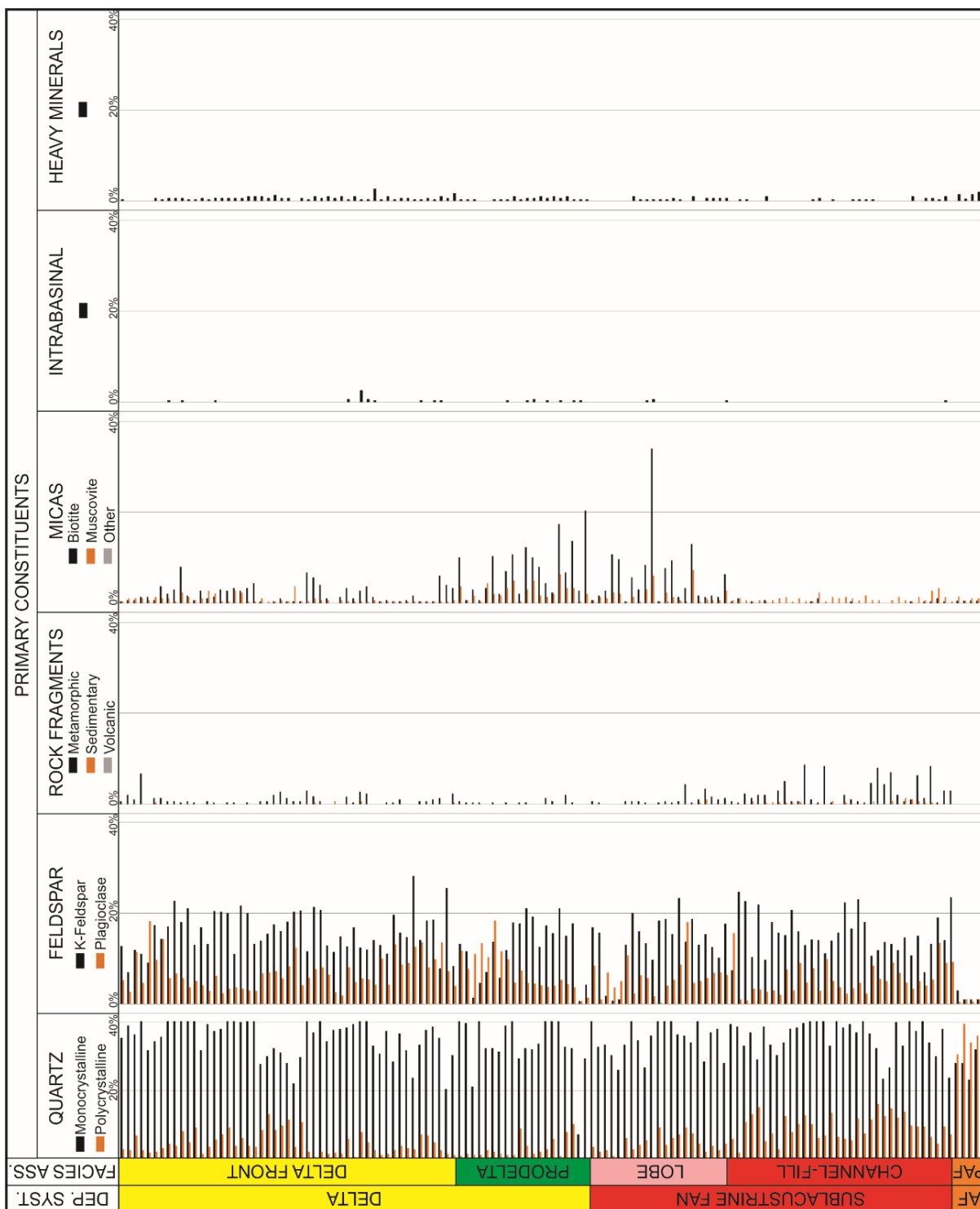
Figure 3. Upanema and Canto do Amaro sandstones original essential composition plotted on Folk (1968) diagram.

Table 4. Average and maximum amounts of primary constituents in Upanema and Canto do Amaro sandstones.

DETRITAL CONSTITUENTS	AVERAGE (%)	MAXIMUM (%)
<b>Quartz total</b>	41.90	68.00
Quartz Monocrystalline	35.63	49.00
Quartz Polycrystalline	6.27	39.50
<b>Feldspar total</b>	20.58	40.66
K-Feldspar	14.38	28.10
Plagioclase	6.20	18.29
<b>Rock Fragments total</b>	1.35	8.67
Metamorphic rock fragments	1.25	8.67
Sedimentary rock fragments	0.09	1.33
Volcanic rock fragments	0.01	0.67
<b>Mica total</b>	4.19	40.00
Biotite	2.92	34.00
Muscovite	1.26	7.33
Other Mica	0.01	0.67
<b>Intrabasinal total</b>	0.08	2.67
<b>Heavy Minerals total</b>	0.49	2.66
<b>Other Detrital Constituents total</b>	0.06	1.67



**Figure 4. Photomicrographs highlighting main primary constituents in the studied sandstones:** A) Metamorphic monocrystalline quartz with strongly wavy extinction (POT-2 3038.90m (9,967 ft); crossed polarizers - XP). B) Metamorphic stretched polycrystalline quartz (POT-2 3041.90m (9,977 ft); XP). C) Microcline grain (POT-2 3026.30m (9,927 ft); XP). D) Orthoclase grain (POT-3 1275.30m (4,183 ft); XP). E) Plagioclase grain (POT-2 3038.90m (9,967 ft); XP). F) Microcline (Mc) and plagioclase (P) in plutonic rock fragment (POT-3 1273.20m (4,176 ft); XP). G) Low grade metamorphic rock fragment (POT-2 3045.10m (9,993 ft); XP). H) Sandstone fragment (POT-3 1272.10m (4,173 ft); XP).



**Figure 5. Distribution of primary constituents according to depositional system and facies association. (AF - Alluvial fan; PAF – Proximal alluvial fan).**

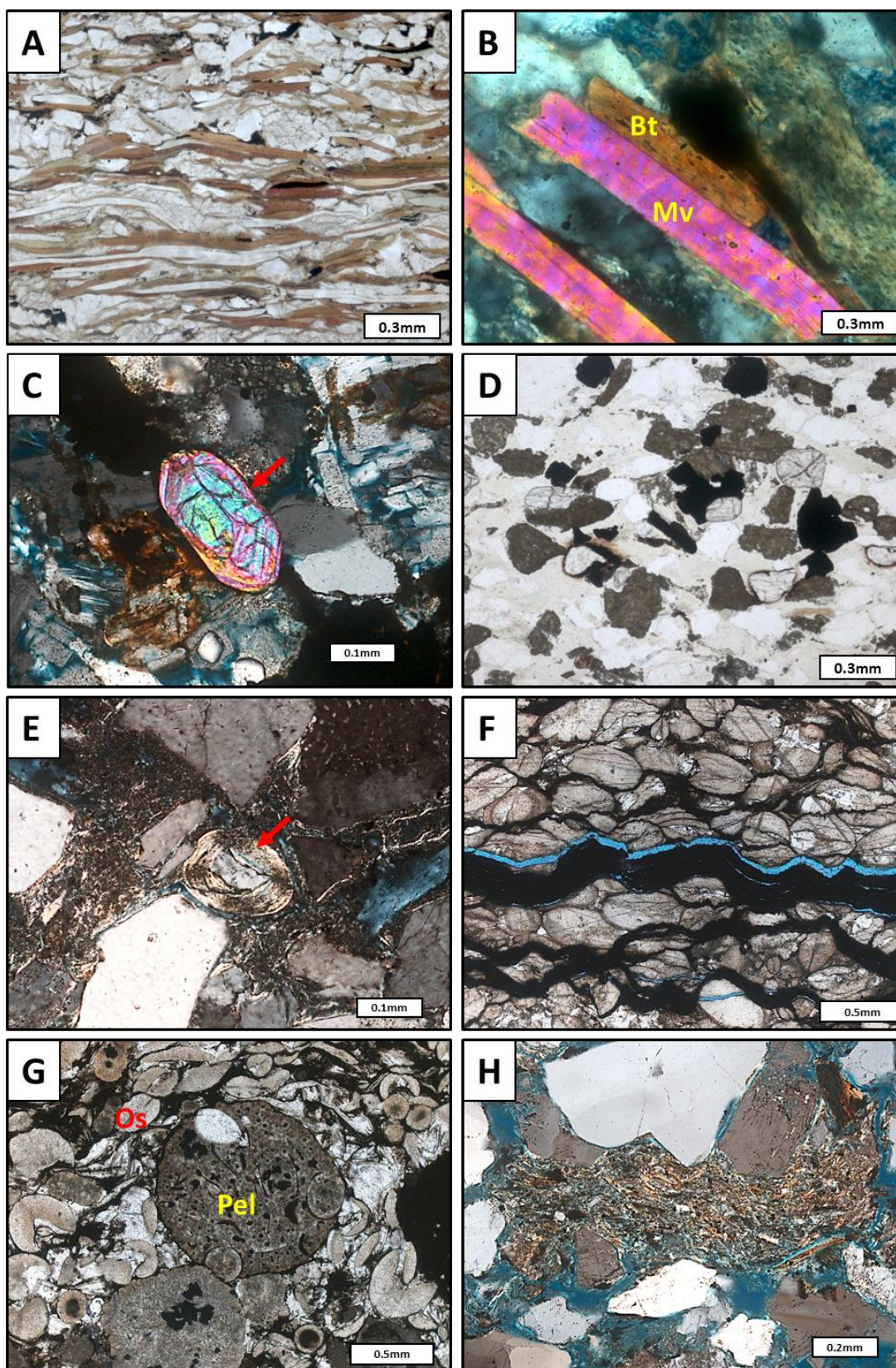


Figure 6. Photomicrographs highlighting main features of other primary constituents: A) Parallel-oriented micas in very fine-grained sandstone (POT-2 2991.30m (9,812 ft); uncrossed polarizers - //P). B) Biotite (Bt) and muscovite (Mv) platy grains (POT-2 2963.50m (9,721 ft); XP). C) Level of heavy mineral grains concentration (POT-2 3049.20m (10,003 ft); //P). D) Zoned zircon grain (red arrow) (POT-4 2284.10m (7,493 ft); XP). E) Clay ooid with feldspar nucleus (red arrow) (POT-3 1285.30m (4,215 ft); XP). F) Accumulation of ostracod bioclasts with organic matter concentration along stylolitic levels (POT-4 2334.95m (7,657 ft); //P). G) Ostracod bioclasts (Os) and clay pellets (Pel) (POT-2 2987.55m (9,799 ft); XP). H) Compacted mud intraclast (POT-3 1272.10m (4,173 ft); XP).

## 6. DIAGENESIS CONSTITUENTS AND PROCESS

The main diagenetic processes and products identified in Upanema and Canto do Amaro sandstones are: clay infiltration, compaction of ductile grains (micas, low-grade metamorphic rock fragments and mud intraclasts) producing pseudomatrix, fracturing of quartz and feldspar grains, chemical compaction, authigenesis of quartz, K-feldspar, albite, clay minerals (C/S, I/S, illite, chlorite, kaolinite and dickite), carbonates (dolomite, Fe-dolomite/ankerite, calcite and Fe-calcite), pyrite, and titanium minerals, and dissolution of primary constituents (mainly feldspars). **Pseudomatrix** (Table 5) is a product of compaction of low-grade metamorphic fragments and mud intraclasts (Fig. 7A). It is usually replaced by chlorite, dolomite, illite, I/S, titanium minerals or pyrite. Its occurrence is dominant in sublacustrine facies, rare in deltaic facies and very rare in alluvial fan facies (Fig. 8). **Mechanical infiltrated clays** is impurity and massive clay/silt aggregated occurring mainly as irregular coatings (Fig. 7B), and rarely forming menisci and pendular textures (Moraes & De Ros, 1990). Commonly, it is disconnected of grain surface due clay contraction. Often, it replaced by Fe oxides/hydroxides, pyrite, dolomite and calcite. X-ray diffraction indicates disordered I/S mixed-layer composition to infiltrated clay. It occurs only in coarse-grained sandstones/conglomerate alluvial fan deposits. **Dolomite** and **Fe-dolomite/ankerite** (Table 5) are the most abundant diagenetic constituents. Most crystals display alternation among Mg-rich and Fe-rich zones, occurring with microcrystalline to coarse-crystalline blocky, poikilotopic and rarely “saddle” habits, filling intergranular pores, engulfing kaolinite, calcite, K-feldspar crystals, expanding micas (Fig. 7C) and replacing feldspars, micas, mud intraclasts and pseudomatrix. Rarely, dolomite is engulfed by quartz or replaced by pyrite and titanium minerals. Dolomite occurs predominantly in fine-grained sublacustrine and deltaic deposits (Fig. 8). **Quartz** (Table 5) occurs as syntaxial continuous (Fig. 7D) and discontinuous overgrowths, filling intergranular pores and engulfing K-feldspar, kaolinite, dickite, dolomite and Fe-dolomite/ankerite. Quartz is more common in sublacustrine and deltaic facies, except in the presence of high amounts of C/S and I/S coatings/rims, and rare in alluvial fan facies. **Chlorite/smectite** mixed-layers (Table 5), also termed C/S (Fig. 7E) or corrensite (Worden and Morad, 2003), occurs as continuous coatings and rims. At SEM, C/S displays honeycomb and flaky forms, always associated with rosette chlorite (Fig. 7F). C/S is concentrated in the shallow-buried delta front sandstones (Fig. 8). **Illite/smectite** mixed-layers (Table 5), also termed I/S or allevardite (Worden and

Morad, 2003) occurs as intergranular continuous coatings and rims (Fig. 7G). At SEM image, it displays and flakes forms (Fig. 7H). X-ray diffraction indicates that I/S is ordered in offshore and disordered in onshore less buried sandstones (Fig. 8). **Illite** (Table 5) occurs as rims, and as fibrous-aggregates replacing pseudomatrix, kaolinite, micas, feldspars and low-grade metamorphic fragments. Illite is distributed along deltaic sandstones, but is most concentrated in sublacustrine fan channel-fill facies, associated with pseudomatrix and I/S (Fig. 8). At SEM image, it displays hair-like (Fig. 7H) and fibrous filaments. **Pyrite** (Table 5) occurs as framboids, macrocrystalline, and blocky crystals, replacing primary constituents, pseudomatrix, kaolinite, dickite, dolomite, Fe-dolomite/ankerite, C/S and I/S, expanding micas (Fig. 9A) and filling pores, being distributed in all interval (Fig. 8). **Albite** (Table 5) occurs mainly replacing plagioclase (Fig. 9B) and K-feldspar grains forming parallel prismatic aggregates, and rarely as overgrowths on replaced grains. Albitization is often associated to partial feldspar dissolution. Its occurrence is prevalent in deep-buried sublacustrine and deltaic facies (Fig. 8). **Kaolinite** occurs as booklet aggregates (Fig. 9C), mainly replacing feldspars and filling adjacent intergranular pores, and as lamellae replacing and expanding muscovite. In the offshore POT-3 area, kaolinite was pseudomorphically replaced by dickite (Fig. 9D) as indicated by infra-red spectroscopy. Kaolinite and dickite (Table 5) are engulfed by quartz and Fe-dolomite. Kaolinite also was replaced by chlorite and illite (Fig. 9C). Kaolinite occurs locally in the shallow-buried delta front deposits, while dickite is prevalent in the deep-buried delta front, and also in sublacustrine fan channel-fill facies (Fig. 8). Sandstones rich in kaolin are very poor in chlorite, illite and C/S mixed layers. **Chlorite** (Table 5) occurs mainly as continuous rims, associated to C/S coatings and low-grade metamorphic fragments (Fig. 9E). Subordinately, it is replacing kaolinite, pseudomatrix and biotite. Chlorite occurs mostly in sublacustrine fan and prodelta facies, and rarely in delta front facies (Fig. 8). **Titanium minerals** (mostly TiO<sub>2</sub> polymorphs) (Table 5) occur in all intervals (Fig. 8) as blocky, macrocrystalline, prismatic and cubic crystals, replacing primary constituents (mostly heavy minerals; Fig. 9F), pseudomatrix, dolomite, Fe-dolomite/ankerite, C/S and I/S, and filling primary and moldic porosity. Bitumen (Table 5) occurs as coatings and pore filling, or pigmenting primary constituents, kaolinite, chlorite, dolomite, C/S and I/S, in sublacustrine and deltaic sandstones (Fig. 8). **Calcite** and **Fe-calcite** (Table 5) are very rare diagenetic constituents, occurring with micro- to coarse-crystalline and poikilotopic habits, filling intergranular pores, engulfing kaolinite, K-feldspar (Fig. 9G) and Fe-dolomite/ankerite, expanding micas and replacing



feldspars and micas. Calcite occurs locally in deltaic sandstones (Fig. 8), and also in lacustrine offshore black shales, associated with ostracod bioclastic levels. **Potassic feldspar** (Table 5) occurs mostly in deltaic facies as epitaxial discontinuous overgrowths on microcline (Fig. 9G; 9H), orthoclase and perthite grains, being rarely engulfed by Fe-dolomite/ankerite, calcite and quartz overgrowths. Other diagenetic constituents include microcrystalline siderite, poikilotopic and microcrystalline anhydrite, prismatic barite, Fe oxides/hydroxides and lamellar vermiculite (Table 5).

**Table 5. Average and maximum amounts of diagenetic constituents and porosity in Upanema and Canto do Amaro sandstones.**

<b>DIAGENETIC CONSTITUENTS</b>	<b>AVERAGE (%)</b>	<b>MAXIMUM (%)</b>
<b>Albite total</b>	0.77	8.00
Albite Intergranular	0.04	1.33
Albite Intragranular	0.74	8.00
<b>Mechanical infiltrated clay total</b>	0.12	8.33
<b>Bitumen total</b>	0.44	7.00
Bitumen intergranular	0.38	5.67
Bitumen intragranular	0.07	3.00
<b>Calcite total</b>	0.79	81.67
Calcite intergranular	0.16	12.67
Calcite intragranular	0.64	80.67
<b>Fe-Calcite total</b>	0.04	3.66
Fe-Calcite intergranular	0.04	3.66
Fe-Calcite intragranular	0.00	0.33
<b>Dolomite total</b>	1.62	
Dolomite intergranular	0.78	30.00
Dolomite intragranular	0.89	19.33
<b>Fe-Dolomite/Ankerite total</b>	6.76	51.68
Fe-Dolomite/Ankerite intergranular	3.14	25.00
Fe-Dolomite/Ankerite intragranular	3.67	49.01
<b>Chlorite total</b>	0.29	7.01
Chlorite intergranular	0.14	4.67
Chlorite intragranular	0.15	3.00
<b>Chlorite/Smectite total</b>	1.31	26.69
Chlorite/Smectite intergranular	1.01	18.67
Chlorite/Smectite intragranular	0.32	12.01
<b>Illite total</b>	1.25	21.34
Illite intergranular	0.95	19.67

Illite intragranular	0.30	7.68
<b>Illite/Smectite total</b>	<b>2.84</b>	<b>24.66</b>
Illite/Smectite intergranular	2.22	22.99
Illite/Smectite intragranular	0.64	9.33
<b>Smectite Intergranular total</b>	<b>0.02</b>	<b>1.00</b>
<b>Kaolinite total</b>	<b>0.22</b>	<b>9.33</b>
Kaolinite intergranular	0.11	6.33
Kaolinite intragranular	0.12	3.00
<b>Dickite total</b>	<b>0.66</b>	<b>11.99</b>
Dickite intergranular	0.45	8.33
Dickite intragranular	0.22	6.67
<b>Diagenetic K-Feldspar intergranular total</b>	<b>0.37</b>	<b>2.34</b>
<b>Diagenetic Quartz Intergranular total</b>	<b>4.94</b>	<b>20.66</b>
<b>Diagenetic Titanium Mineral total</b>	<b>0.54</b>	<b>3.00</b>
Diagenetic Titanium Mineral intergranular	0.21	1.67
Diagenetic Titanium Mineral intragranular	0.32	2.67
<b>Pyrite total</b>	<b>1.25</b>	<b>21.01</b>
Pyrite intergranular	0.65	19.67
Pyrite intragranular	0.59	2.33
<b>Pseudomatrix total</b>	<b>1.08</b>	<b>12.33</b>
Muddy Pseudomatrix	0.09	2.33
Lithic Pseudomatrix	0.99	12.00
<b>Other diagenetic constituents total</b>	<b>0.10</b>	<b>3.00</b>
<b>MACROPOROSITY</b>	<b>AVERAGE</b>	<b>MAXIMUM</b>
	<b>(%)</b>	<b>(%)</b>
<b>Pore total</b>	<b>5.77</b>	<b>25.01</b>
Pore intergranular	2.80	18.00
Pore intragranular	2.99	13.68

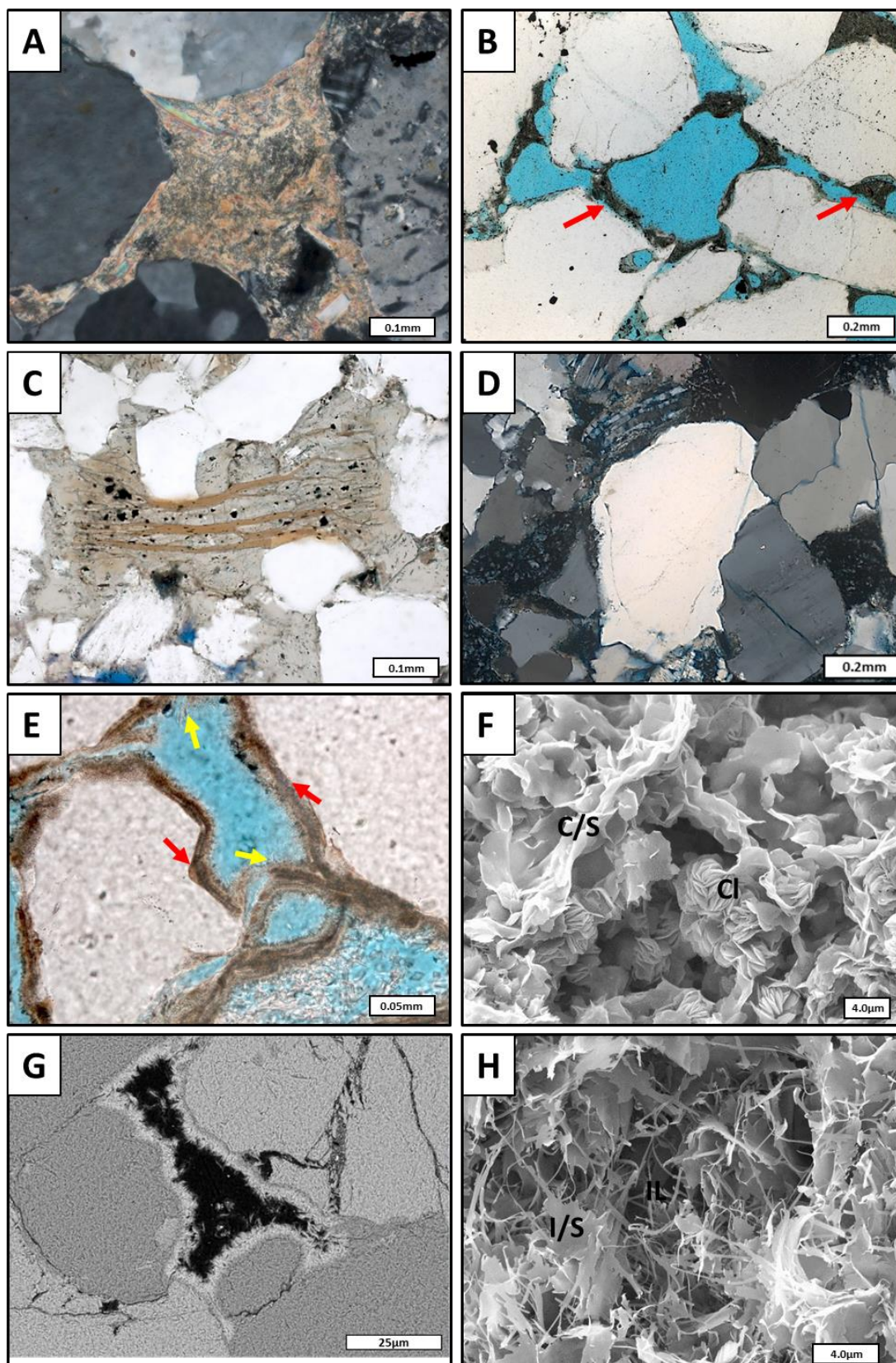


Figure 7. Photomicrographs and SEM images highlighting main constituents: A) Ductile grain compacted to pseudomatrix (POT-2 3031.25m (9,944 ft); XP). B) Mechanically infiltrated detrital clay coatings and menisci (red arrows) (POT-1 1545.21m (5,068 ft); //P). C) Dolomite expanding biotite flake (POT-2 2989.05m (9,806 ft); //P). D) Quartz overgrowth (POT-4 2362.35m (7,749 ft); XP). E) C/S coatings (red arrows, probably originally smectite) and rims (yellow arrows) (POT-3 1271.80m (4,169 ft); //P). F) Chlorite (Cl) rosettes replacing C/S (POT-3 1281.80m (4,202 ft); SEM). G) Pore-lining I/S rims (POT-2 3049.20m (10,003 ft); BSE image). H) Illite filaments replacing I/S flakes (POT-2 2957.05m (9,701 ft); BSE).

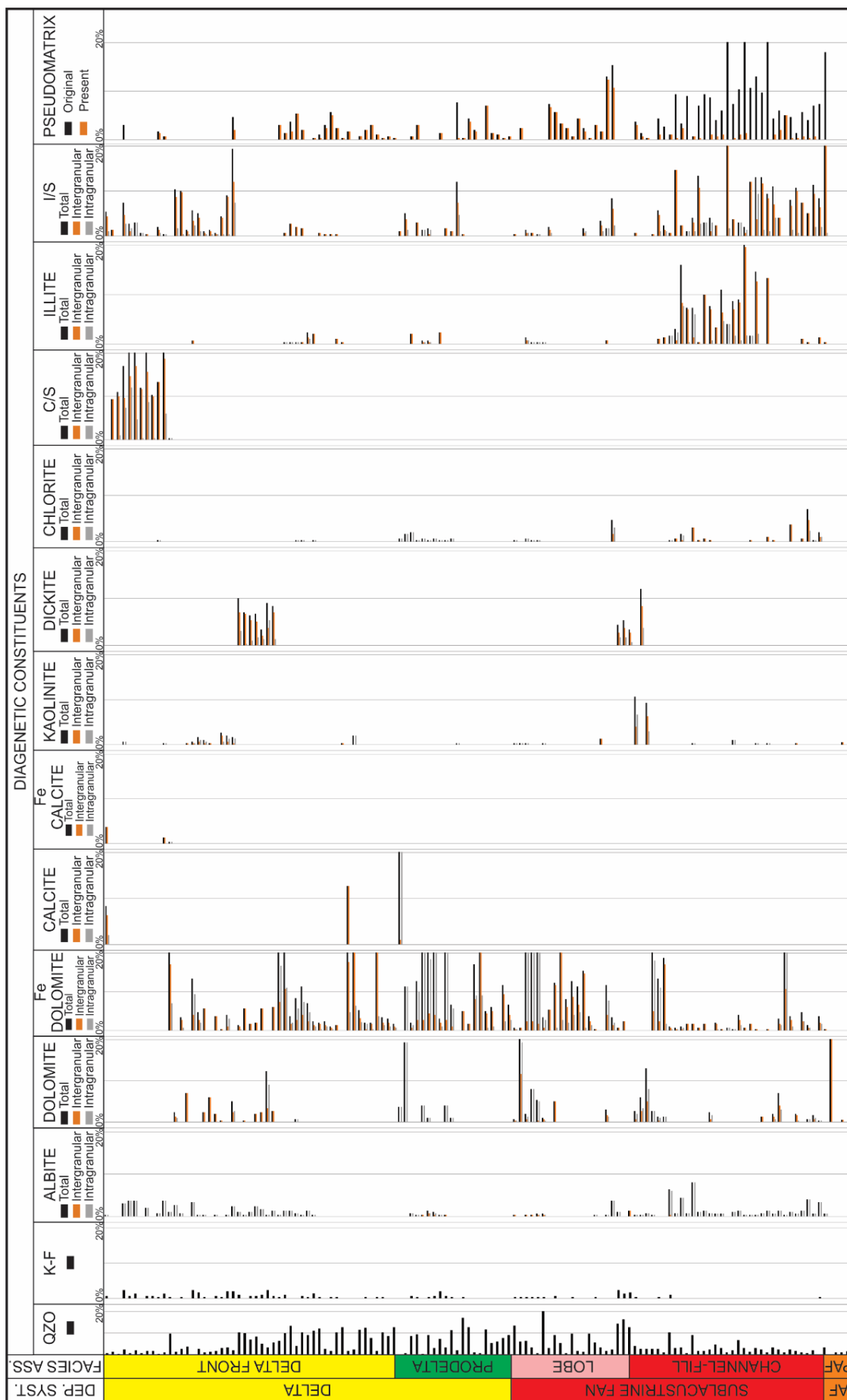
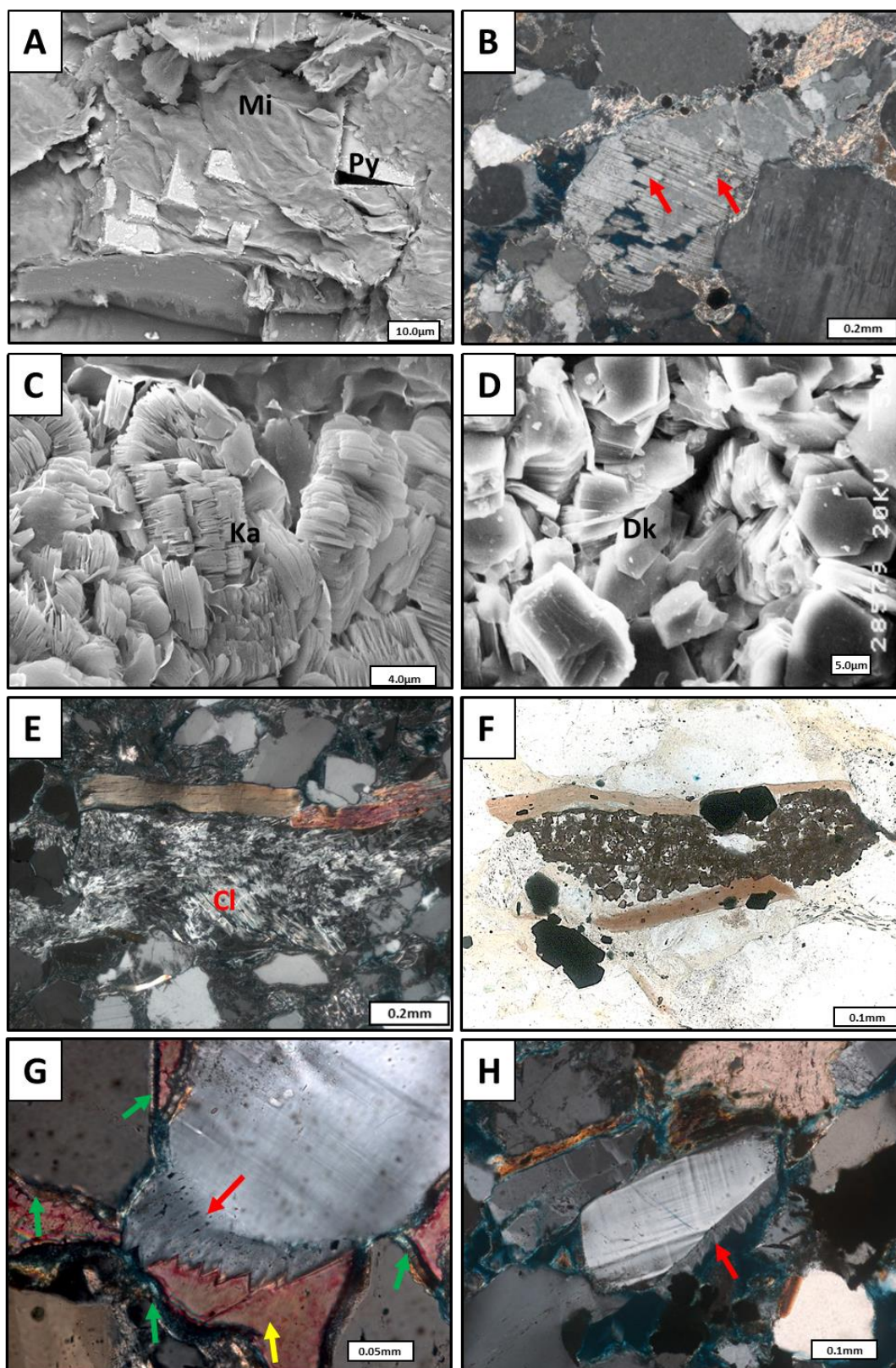


Figure 8. Distribution of diagenetic constituents according to depositional system and facies association. (AF - Alluvial fan; PAF – Proximal alluvial fan).



**Figure 9. Photomicrographs and SEM images highlighting less common diagenetic constituents:**  
**A)** Pyrite (Py) expanding and replacing mica flake (Mi) (POT-2 3014.25m (9,888 ft); SEM). **B)** Partially dissolved and albitized plagioclase (POT-2 3007.10m (9,865 ft); XP). **C)** Detail of kaolinite booklets (Ka) incipiently illitized (POT-3 1298.10m (4,258 ft); SEM). **D)** Detail of dickite (Dk) crystals (POT-4 2340.44m (7,677 ft); SEM). **E)** Fibrous chlorite (Cl) replacing low-grade metamorphic fragment (POT-3 1274.80m (4,179 ft); XP). **F)** Diagenetic titanium mineral (brown) and blocky pyrite (black) replacing heavy mineral and biotite (POT-2 3000.60m (9,842 ft); //P). **G)** K-feldspar overgrowth (red arrow) on microcline grain pre-date C/S coatings and rims (green arrow) and calcite (yellow arrow) (POT-3 1270.20m (4,166 ft); XP). **H)** K-feldspar overgrowth on microcline grain (red arrow) (POT-3 1297.17m (4,255 ft); XP).

## 7. DISCUSSION

### 7.1. Provenance

The analysis of the original detrital composition provides an indication of the main provenance modes of the studied sandstones as continental block, mixed/magmatic arc and transitional recycled orogen *sensu* Dickinson (1985; Fig. 10). The mixed/magmatic arc mode corresponds to lithic arkoses and feldspathic litharenites derived from low-grade metamorphic terrains supplied mostly to the channel-fill deposits from offshore POT-2 area (Fig. 10). A transitional recycled orogen provenance signature is shown by alluvial fan litharenites (Fig. 10) very rich in coarse- and fine-polycrystalline quartz and monocrystalline quartz with strongly wavy extinction, and subordinately low grade metamorphic fragments suggesting a metamorphic source to onshore POT-1 area (Fig. 10). Continental block provenance is interpreted for deltaic and lobe arkoses/subarkoses on onshore POT-3 and offshore POT-2/POT-4 areas (Fig. 10B) and channel-fill arkoses of offshore POT-4 area (Fig. 10), derived from a plutonic-high grade metamorphic uplifted basement.

Potiguar Basin southern and western boundaries are constituted by Precambrian basement outcrops composed by gneisses and granite batholithic intrusions, covered by metasedimentary sequences, which represent more than 80% of basement (Arthaud et al., 2008). The basement configuration suggests that the continental block provenance corresponds to the granitic-gneissic complex, while the mixed/magmatic arc and recycled orogen provenance were derived from the granitic-gneissic complex with a high contribution of the supracrustal metasedimentary cover.

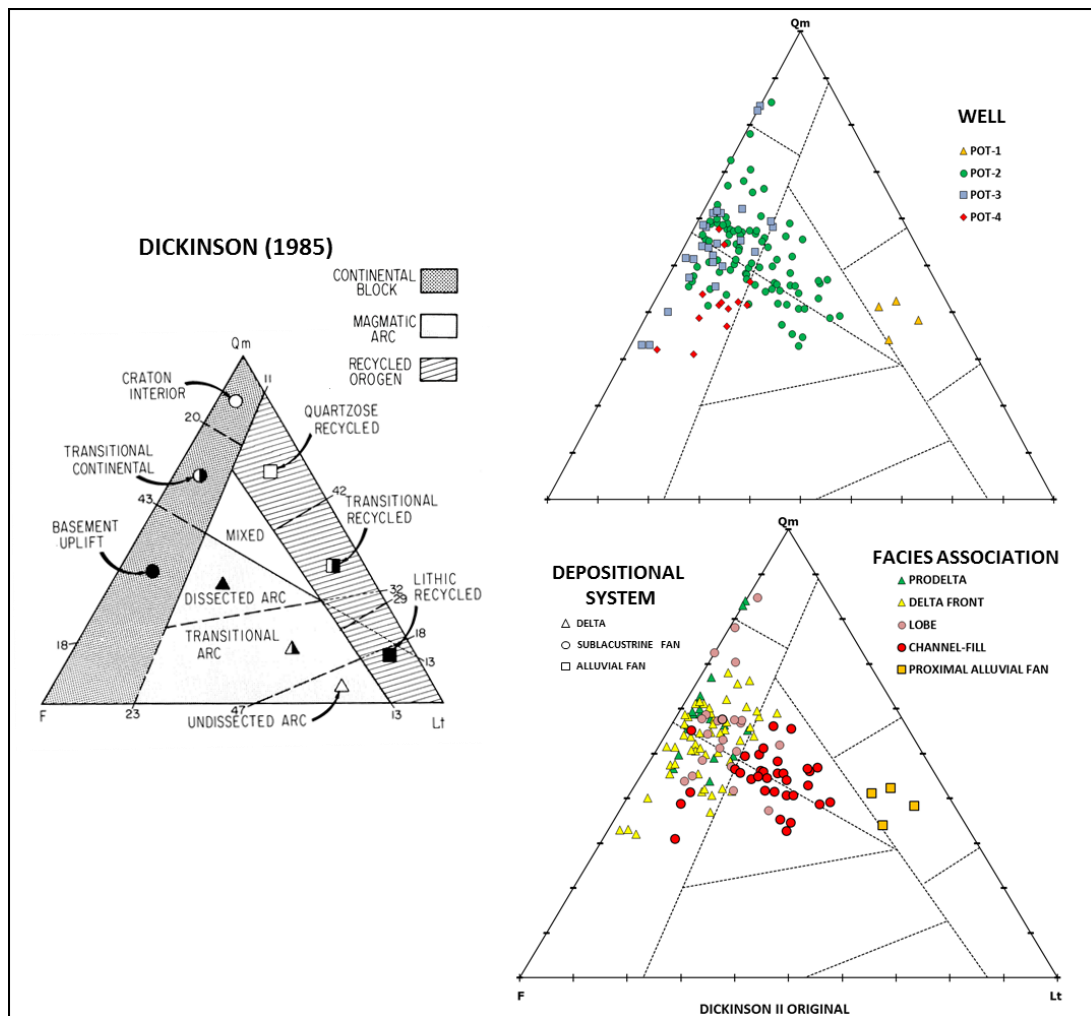


Figure 10. Original essential detrital composition plotted on Dickinson (1985) provenance diagram, highlighting the distribution of the analyzed sandstones in relation to depositional systems/facies associations and wells/areas.

## 7.2. Reservoir Petrofacies

Petrofacies reservoir were defined in the Upanema and Canto do Amaro sandstones according to De Ros and Goldberg (2007) in order to evaluate the major depositional and diagenetic controls on reservoir quality. The petrofacies were defined by the integration of primary composition with intergranular diagenetic constituent (type and amount of cements, pseudomatrix), and macroporosity (petrographic macroporosity). Plotting the original composition in a diagram of Petrographic macroporosity *versus* Horizontal Permeability (K) allowed to define mixed Arkose/Litharenite and mixed Lithic Arkose/Arkose realms (Fig. 11A). Plotting the main intergranular diagenetic constituent (Fig. 11B) allowed defining the reservoir petrofacies (Fig. 11C).

The defined reservoir petrofacies are: (1) **Arkose-POROUS** (Petrographic macroporosity > 9.32%; ductile content < 8.66%; Fig. 12A); (2) **Arkose-COATINGS** (clay mineral coatings and rims > 7.33%; Petrographic macroporosity < 10.32%; Fig. 12B); (3) **Arkose-QZO** (quartz cement > 7.66%; Petrographic macroporosity < 10.67%; Fig. 12C); (4) **Arkose-CARB** (carbonate cement > 4.33%; Petrographic macroporosity < 8.66%; Fig. 12D); (5) **Arkose-KAO** (kaolinite and dickite cement > 6.33%; Petrographic macroporosity < 7.66%; Fig. 12E); (6) **Lithic Arkose-POROUS** (Petrographic macroporosity > 10.33%; ductile content < 10.65%); (7) **Lithic Arkose-CARB** (carbonate cement > 11.00%; Petrographic macroporosity < 1.33%); (8) **Lithic Arkose-PYRITE** (pyrite cement > 19.67%; Petrographic macroporosity < 4.33%; Fig. 12F); (9) **DUCTILE** (ductile grains plus original pseudomatrix > 16.92%; Petrographic macroporosity < 10.33%; Fig. 12G; 12H); (10) **Litharenite-POROUS** (Petrographic macroporosity < 13.50%; ductile content < 6%); and **Litharenite-CARB** (carbonate cement > 26.50%; Petrographic macroporosity < 1% ).



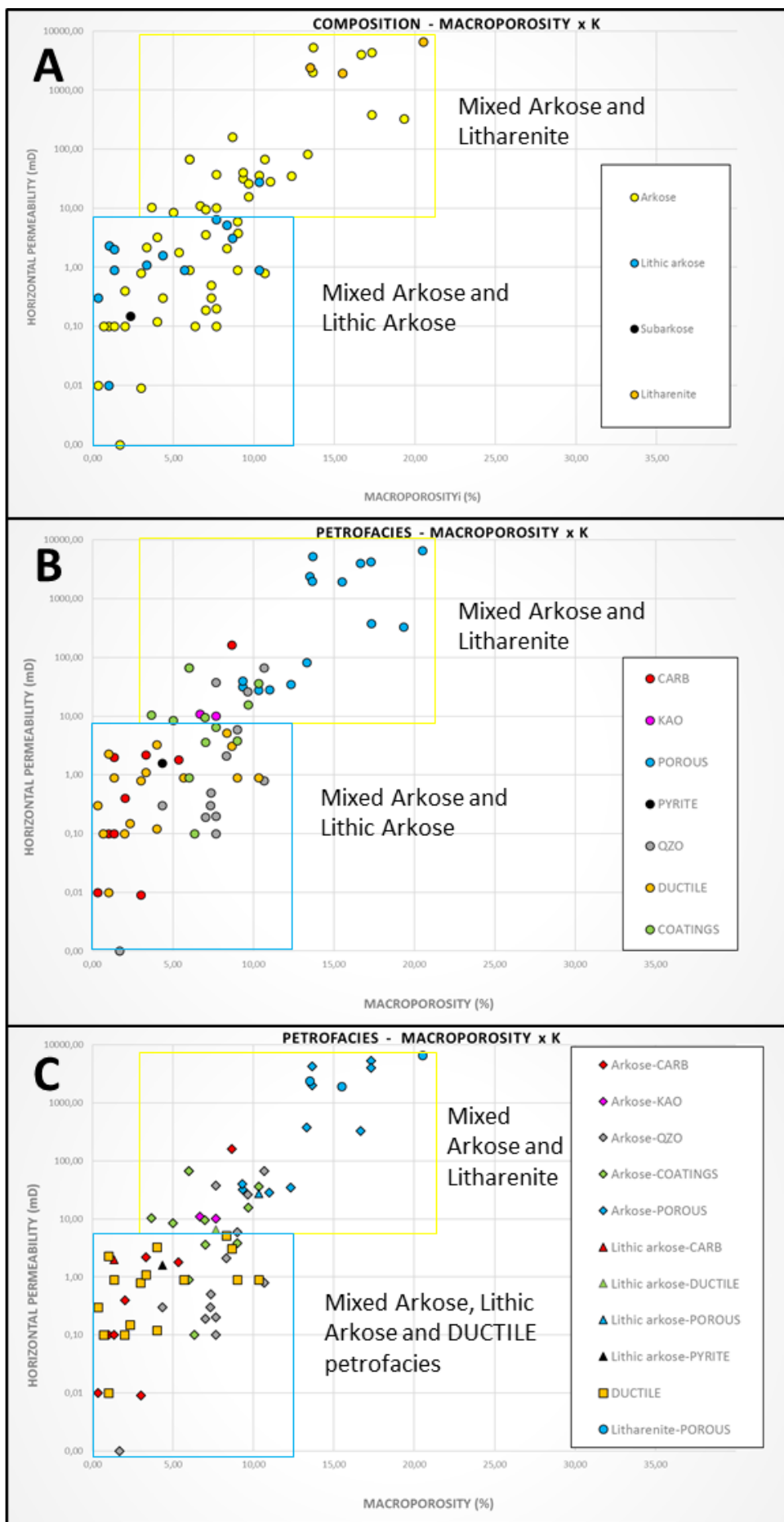


Figure 11. Petrographic Macroporosity x K graphs highlighting A) compositional and B) diagenetic parameters controlling C) petrofacies.

Plotting all 11 defined petrofacies on a diagram of Petrophysical Porosity (Phi) versus Horizontal Permeability (Fig. 13) allowed to differentiate 4 petrofacies domains: a porous domain, a porous-cementation domain, a cementation-compaction domain and a compaction domain. The **Porous domain** comprises Arkose and Litharenite-POROUS petrofacies with high quality (Petrophysical porosity - Phi > 19% and K > 300 mD) due high preservation of primary porosity and permeability, and increment of porosity due to feldspar dissolution.

The **Porous-Cement domain** comprises Arkose petrofacies (Arkose-POROUS, - COATINGS, -QZO and -KAO) plus Lithic Arkose-POROUS petrofacies with moderately quality (Phi from 15% to ~26%; K from 8.5 to 299 mD) due to significant cementation, although not enough to occlude all intergranular porosity, and moderate feldspar dissolution. The **Cement-Compaction domain** comprises Arkose-cemented (Arkose-QZO -COATINGS and -CARB), Lithic Arkose-cemented (Lithic Arkose-CARB and -PYRITE) plus DUCTILE petrofacies with low petrophysics quality (phi from 7.30% to ~20%; K from 0.8 to 6.5 mD) due high content of ductile detrital constituents plus original pseudomatrix with rare intergranular porosity preservation. The **Compaction domain** comprises DUCTILE plus Arkose-cemented (Arkose-QZO, -KAO and -CARB) and Litharenite-CARB petrofacies with very low quality (Phi < 1.30% to ~12%; K < 0.8 mD) due to voluminous cementation, ductile detrital constituents and pseudomatrix promoting minor intergranular porosity preservation. Anomalously high petrophysical porosity of some samples is attributed to voluminous microporosity in clay minerals (Worden and Morad, 2003).

Plotting the defined petrofacies and petrofacies domains on an intergranular volume (IGV) x intergranular cement diagram and on a cementation (CELP) x compaction (COLP) porosity loss index diagram (*sensu* Houseknecht, 1987; Ehrenberg, 1989, 1995; Lundegard, 1992), shows that compaction was the most important process for the reduction of intergranular porosity (Fig. 14), and that cementation occluded the intergranular pore space of several samples.

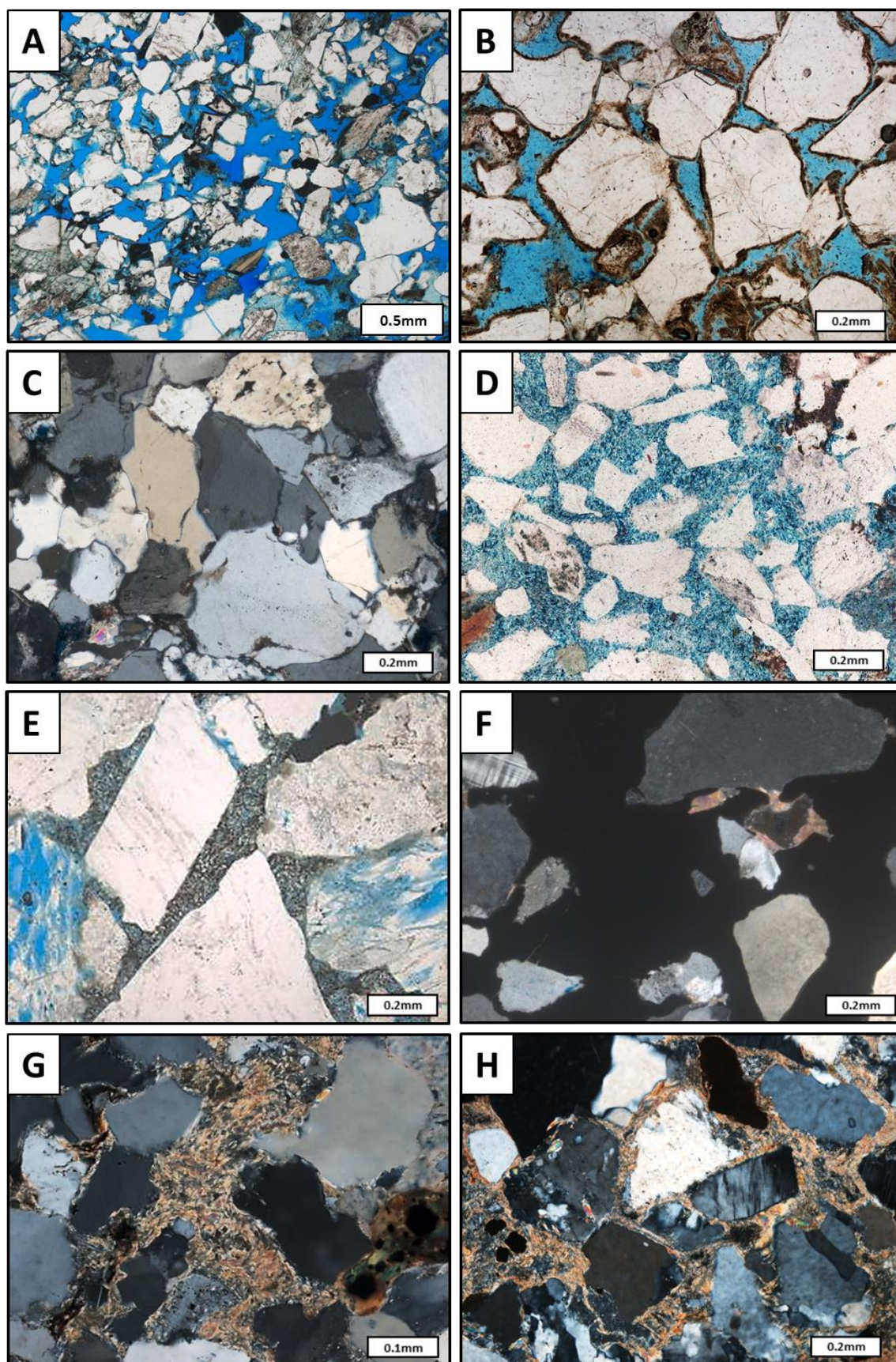


Figure 12. Photomicrographs representative of the main reservoir petrofacies: A) Arkose-POROUS petrofacies (POT-3 1298.10m (4,258 ft); //P). B) Arkose-COATINGS petrofacies (POT-3 1275.30m (4,183 ft); XP). C) Arkose-QZO petrofacies (POT-2 2994.35m (9,822 ft); XP). D) Arkose-CARB petrofacies (POT-2 2958.15m (9,704 ft); //P). E) Arkose-KAO petrofacies (POT-4 2362.35m (7,749 ft); //P). F) Lithic Arkose-PYRITE (POT-2 3014.25m (9,888 ft); XP). G and H) DUCTILE petrofacies (respectively, POT-2 2933.95m (9,622 ft); XP; POT-2 3012.95m (9,881 ft); XP).

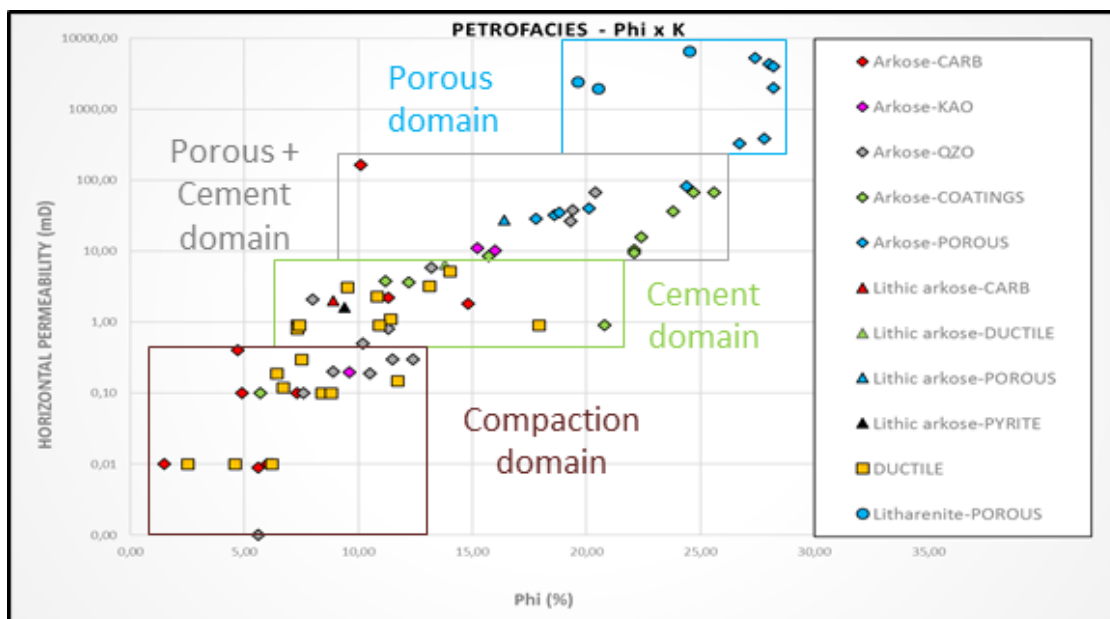


Figure 13. Reservoir petrofacies domains on a Petrophysical porosity ( $\Phi$ ) vs Horizontal Permeability diagram.

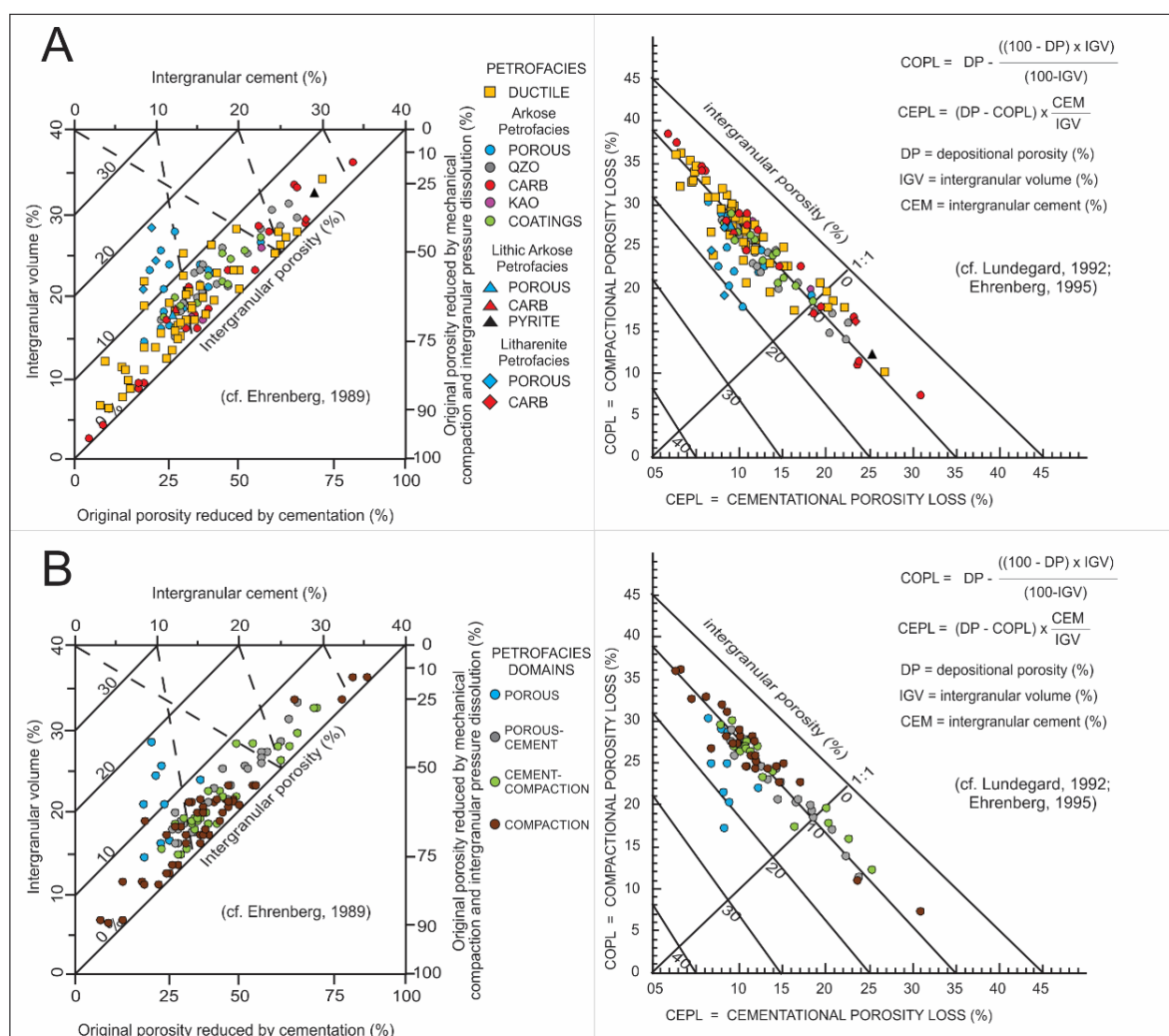


Figure 14. Values of defined (A) reservoir petrofacies and (B) petrofacies domains plotted on intergranular volume x intergranular cement (Ehrenberg, 1989), and cementation x compaction loss index (Lundegard, 1992; Ehrenberg, 1995) diagrams showing that compaction was the main process of porosity reduction in the studied sandstones.

### 7.3. Diagenetic Evolution

The diagenetic processes are heterogeneously disseminated in Upanema and Canto do Amaro sandstones, to influence by primary composition, depositional facies and burial depth. Diagenetic evolution was interpreted based on the paragenetic relationships observed during petrographic analysis and electron microscopy. Diagenetic modifications occurred both during eodiagenetic and mesodiagenetic regimes *sensu* (Morad et al., 2000). The diagenetic evolution of onshore and offshore sandstones are summarized in figures 15 and 16.

#### 7.3.1. Eodiagenesis

Eodiagenetic processes under dry-semiarid and warm-humid conditions affected the studied sandstones until approximately 82 m.y., and burial depth of 1180 to 1350 m (3,871 to 4,429 ft) for the onshore; 1000 m (3,280 ft) for the offshore areas (Fig. 15; 16).

**K-feldspar overgrowths** (Fig. 9G; 9H) covered discontinuously the potassic feldspar grains. Precipitation of K-feldspar overgrowths occurred from alkaline meteoric waters enriched in  $K^+$ ,  $SiO_4^{4-}$  and  $Al^{3+}$  ions, probably supplied by hydrolysis of detrital feldspars and micas, such as interpreted in Albian-Cenomanian sandstones from the Potiguar Basin (Maraschin et al., 2004).

**Mechanically infiltrated clays** (Fig. 7A) were deposited as irregular and discontinuous coatings onto grains surfaces, specifically in alluvial fan sandstones. They were interpreted as a product of episodic flooding or channel avulsion under arid/semiarid conditions, responsible for lowering the phreatic level, and infiltration of muddy waters through the vadose zone (Moraes and De Ros, 1990; Anjos et al., 2000; De Ros and Scherer, 2012).

**Smectite** was not detected in XRD analysis. Nevertheless, it was interpreted as precursor of C/S and I/S mixed-layers coatings and rims. Smectite was precipitated as continuous coatings onto grains or filling partially the pores, under arid/semiarid climate from alkaline meteoric waters concentrated by evaporation (Morad et al., 2000; Ketzer et al., 2003; Worden and Morad, 2003). The source of ions for smectite precipitation is was probably the dissolution of feldspars, heavy minerals and rock fragments (McKinley et al., 2003).

**Iron and titanium oxides** were formed as products of alteration and dissolution of heavy minerals and other Fe-Ti rich minerals as biotite by oxidizing meteoric waters close to depositional surface (Morad and Aldahan, 1987; De Ros and Scherer, 2012).

**The dissolution of feldspars** (Fig. 7B; 12A; 12B; 12E) was promoted by the influx of undersaturated meteoric waters under warm and humid climate conditions (Morad et al., 2000; Tucker, 2001; Worden and Burley, 2003) such as in some North Sea Jurassic reservoir (Bjørlykke et al., 1989).

**Kaolinite** (Fig. 9C; 9D) precipitation was promoted by the dissolution and replacement of feldspars and micas by meteoric waters under warm and humid conditions (Morad et al., 2000; Tucker, 2001; Worden and Burley, 2003).

Microcrystalline and framboidal **pyrite** (Fig. 9A) is interpreted as a product of bacterial reduction of dissolved sulfate (Berner, 1981), although for the low  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration in meteoric waters (Berner, 1981).

**Siderite, dolomite, Fe-dolomite/ankerite, calcite and Fe-calcite** were the latest constituents to precipitate during eodiagenesis. Fe-poor carbonates may be related to oxidation or to bacterial sulfate reduction (Berner, 1981; Morad, 1998). Fe-carbonates were probably precipitated by suboxic iron reduction, or by methanogenic fermentation of organic matter (Berner, 1981; Morad, 1998). Iron required to form Fe-carbonates and pyrite was probably sourced from alteration of heavy minerals, biotite and mud intraclasts, which are commonly replaced and/or expanded by them (Fig. 7C).

**Mechanical compaction** reduced the original primary porosity from above 35% to almost 25% in both onshore and offshore areas. This effect was mainly intense in lithic arkoses with high content of ductile grains as low grade metamorphic fragments, micas and mud intraclasts deformation producing pseudomatrix (Fig. 7A; 12G; 12H; Tucker, 2001; Worden and Burley, 2003; Morad et al., 2010).

### 7.3.2. Mesodiagenesis

Mesodiagenetic conditions affected onshore and offshore sandstones since approximately 82 m.y.; Fig. 15; 16). Onshore, subsidence was limited reaching the peak temperature of 82°C (179.6°F) near 80 m.y. and decreasing to ~78°C (172.4°F) in the present. Meanwhile, offshore, subsidence increased gradually, reaching 1500 and 2050 m (4,921 to 6,725 ft), respectively, in POT-4 and in POT-2 areas. The temperature also gradually increased to the present 118 and 145°C (224.4 to 293°F), respectively, in POT-4 and in POT-2 areas.

**Chemical compaction** was promoted by pressure dissolution along intergranular contacts, mainly among quartz and mica grains, forming long, concave-convex and sutured contacts (Houseknecht, 1984; Houseknecht and Hathon, 1987; Worden and Burley, 2003). SiO<sub>2</sub> dissolved by chemical compaction may have precipitated as quartz overgrowths (Houseknecht, 1984).

**Illite/smectite** (Fig. 7G; 7H) and **Chlorite/smectite** (Fig. 7E; 7F; 9G) mixed-layers coatings and rims are interpreted as transformation of smectite during progressive burial (Worden and Morad, 2003). Smectite illitization release Mg, Fe, Na and Ca ions that may contribute to the formation of other mesodiagenetic constituents (Worden and Morad, 2003).

**Feldspar dissolution** (Fig. 7B; 12A; 12B; 12E) during mesodiagenesis is attributed to organic acids and CO<sub>2</sub> provided by thermal maturation of organic matter in associated mudstones (Surdam et al., 1984; MacGowan and Surdam, 1988; Comment et al., 1993). Assuming 80-120°C (176-248°F) as the interval of maximum organic acids concentration (Carothers and Kharaka, 1978; Surdam et al., 1984), approximately 80 m.y for the onshore and 70 m.y. for the offshore are suggested for the beginning of secondary porosity creation by feldspar dissolution in Upanema and Canto do Amaro sandstones.

**Illite** fibrous aggregates and rims (Fig. 7H; 9C) are interpreted as formed layer during progressive burial and heating (Worden and Morad, 2003), either from smectite transformation, or from kaolinite and K-feldspar reaction (Bjørlykke et al., 1989; Lander and Bonnell, 2010).

The formation of **chlorite** (Fig. 7F; 9E) rims is interpreted as progressive transformation of C/S mixed-layers during progressive mesodiagenesis (Worden and Morad, 2003), with Mg and Fe supplied by smectite illitization (Worden and Morad, 2003) or dissolution of ferromagnesian grains (De Ros et al., 1994) as low-grade metamorphic fragments, heavy minerals and biotite. Chlorite rims may play an important role on porosity preservation due to inhibition of quartz cementation and pressure dissolution (Anjos et al., 2003; Worden and Morad, 2003; Bahlis and De Ros, 2013; Line et al., 2018).

Macrocrystalline **Fe-dolomite/ankerite** and **calcite** (Fig. 9G) precipitated after significant compaction. Dissolved carbonate was supplied mainly by thermal decarboxylation of organic matter in intercalated mudstones (Morad, 1998; Morad et al., 2000). Dissolution of microcrystalline eodiagenetic carbonates and albitization of Ca-plagioclase in the sandstones could have represented a minor source (Morad,

1998). Saddle Fe-dolomite/ankerite may suggest precipitation under temperatures above 60° C (140°F), as indicated by Spötl and Pitman (1998).

**Quartz** (Fig. 7D) precipitated as syntaxial overgrowths and its source is inferred to correspond to feldspar dissolution, illitization and chloritization of smectite, and pressure dissolution (Worden and Morad, 2000).

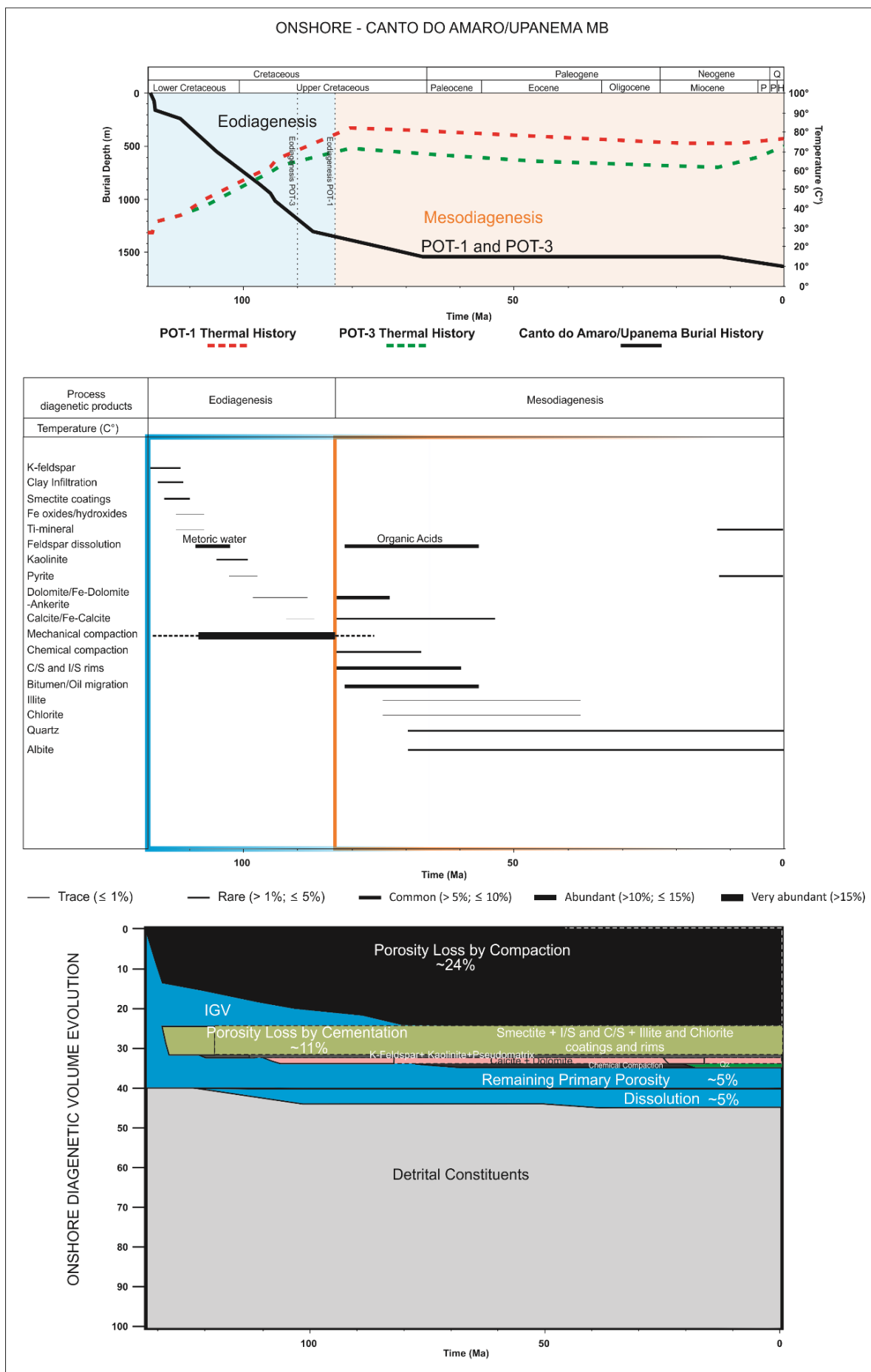
**Albite** (Fig. 9B) occurs replacing detrital plagioclase and K-feldspar grains, associated with partial dissolution of both (Worden and Burley, 2003). Although commonly, significant albitization occurs at temperatures higher than 100°C, as in Miocene and Oligocene sediments of San Joaquin Basin (Ramseyer et al., 1992), it may occur at temperatures not higher than 85°C (185°F), as documented in the Cretaceous of Denver Basin (Pittman, 1988).

**Dickite** (Fig. 9D) occurrence is ascribed to kaolinite-dickite transformation under 100-130°C (212-266°F; Souza et al., 1995; Beaufort et al., 1998; De Bona et al., 2008). In the Upanema sandstones, dickite occurs only in offshore POT-4 area, where temperatures between 100-118°C (212-244°F) and burial depths >2000 m (>6,561 ft) were reached in the Miocene.

**Titanium minerals** (Fig. 9F) were also formed during mesodiagenesis, from late dissolution of heavy minerals and recrystallization of eodiagenetic TiO<sub>2</sub>.

**Pyrite** (Fig. 9F) occurs as a replacive coarse-crystalline phase, ascribed to thermochemical sulfate reduction, associated to hydrocarbons generation and migration (Siebert, 1985).





**Figure 15. Burial and thermal history, paragenetic and diagenetic volume evolution of onshore Upanema and Canto do Amaro members.**

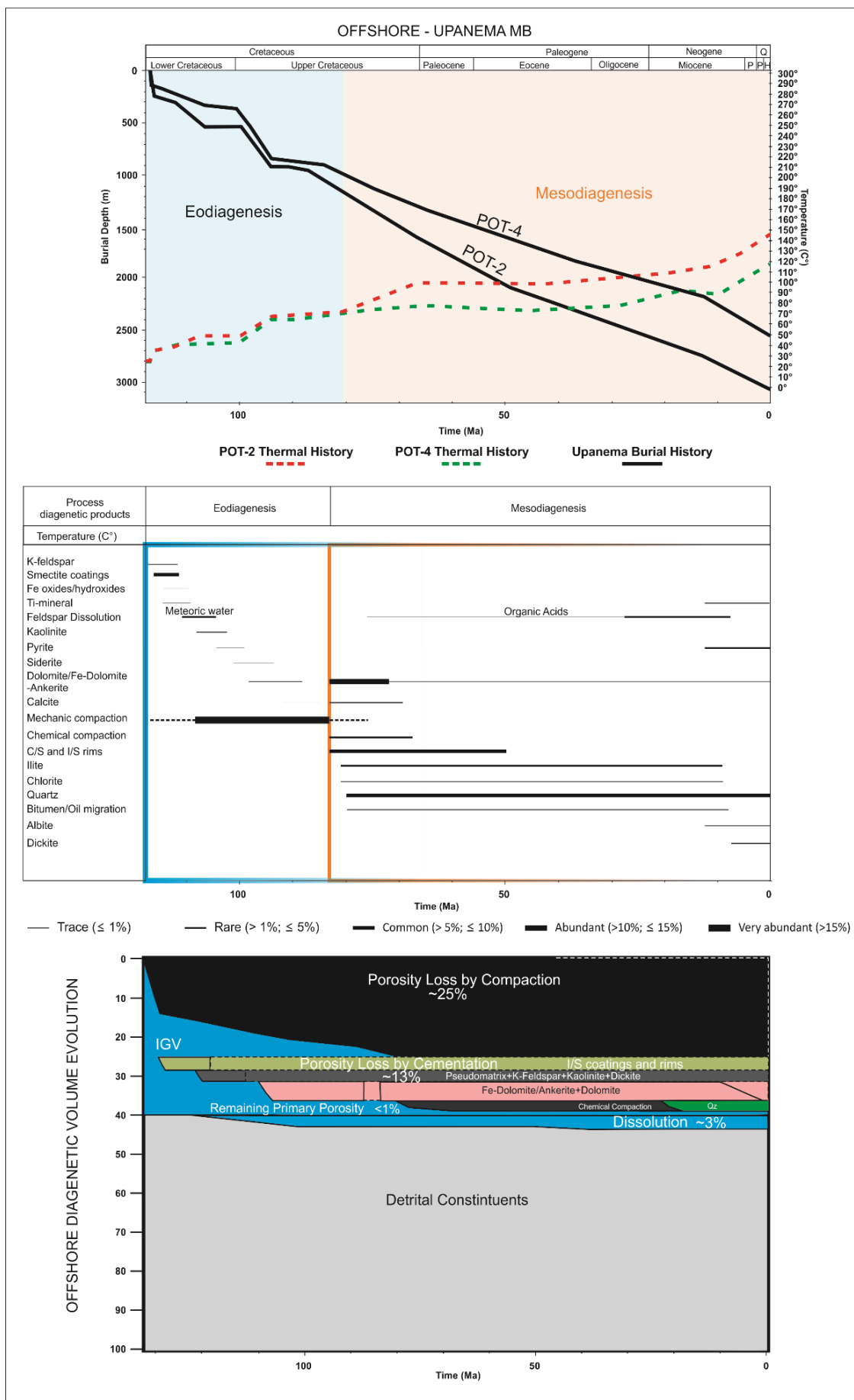


Figure 16. Burial and thermal history, paragenetic and diagenetic volume evolution of offshore Upanema member.

#### **7.4. Reservoir Quality Controls**

Mechanical compaction rapidly reduced intergranular primary porosity to an average value around 25% during the first 40 m.y. of burial of Upanema and Canto do Amaro sandstones, in both the onshore and offshore areas. The intensity of mechanical compaction was controlled by detrital composition and the volume and distribution of pre-compaction eodiagenetic cementation. Onshore deltaic arkoses and alluvial fan litharenites show good reservoir quality despite their very different composition. Their good reservoir quality is ascribed to a rigid framework essentially composed by detrital quartz and feldspars, plus partial eodiagenetic pre-compaction K-feldspar and carbonate cementation in quantity sufficient to support the framework, preventing major primary porosity loss, as observed in Aptian conglomerates and sandstones from the Sergipe Basin (Souza et al., 1995). Besides, mesodiagenetic conditions in onshore sandstones favored precipitation of chlorite rims, that inhibited pervasive quartz cementation, as observed in other clastic reservoirs (Anjos et al., 2000; Worden and Morad, 2003; Bahlis and De Ros, 2013; Line et al., 2018). The opposite occurred in sublacustrine fan arkoses and lithic arkoses, rich in low grade metamorphic fragments, micas and mud intraclasts, which were partially transformed into pseudomatrix. Additionally, sublacustrine fan arkoses and lithic arkoses have experienced increased subsidence during mesodiagenesis, favoring quartz, carbonates, illite, chlorite and dickite precipitation occluding the most remaining porosity. Dissolution of feldspar promoted by meteoric water percolation during eodiagenesis and by organic acids during mesodiagenesis (cf. Bjørlykke et al., 1989; Surdam et al., 1984) generated around 5% of macroporosity onshore and 3% offshore.

#### **8. CONCLUSIONS**

The Canto do Amaro and Upanema sandstones were deposited in proximal alluvial fan, delta front, prodelta sublacustrine fan channel-fill and lobe environments. Associated organic black shales with ostracod bioclasts are interpreted as the deepest offshore lacustrine deposits.

The deposition initiated onshore by alluvial fan and offshore by sublacustrine fan deposits, both showing fining upward cycles. Intercalation of sublacustrine fan and lacustrine offshore deposits suggests a transgressive context. Lacustrine shales

were overlapped by deltaic progradation, forming one depositional sequence *sensu* Catuneanu (2011).

The sandstones are immature, dominantly of arkose composition, although litharenites, feldspathic litharenites and lithic arkoses also occur. Alluvial fan litharenites are rich in polycrystalline metamorphic quartz. Sublacustrine channel-fill feldspathic litharenites and lithic arkoses are rich in low-grade metamorphic fragments. Sublacustrine lobe and deltaic arkoses and subarkoses show variable ductile grains amounts.

A variable proportion of contribution from two types of source terrain provided three provenance modes for the sandstones: transitional recycled orogenic (alluvial fan litharenites), uplifted basement blocks (deltaic and sublacustrine lobe arkoses/subarkoses); and mixed (sublacustrine channel-fill lithic arkoses and feldspathic litharenites). Continental block provenance corresponds to the granitic-gneissic basement complex, while the recycled orogenic and mixed provenance was derived from mixing of the granitic-gneissic complex with a supracrustal metasedimentary cover.

The integration of primary composition, types and amount of cement, and petrographic macroporosity ( $\Phi$ ) allowed to define 11 petrofacies, comprising: **Arkose-POROUS**, **Arkose-COATINGS**, **Arkose-QZO**, **Arkose-CARB**, **Arkose - KAO**, **Lithic Arkose-POROUS**, **Lithic Arkose-CARB**, **Lithic Arkose-PYRITE**, **Litharenite-POROUS**, **Litharenite-CARB**, and **DUCTILE**. The Petrofacies were grouped into four Petrofacies domains, clearly identified in  $\Phi$  versus  $K$  graphs: a **Porous domain** ( $\Phi > 19\%$ ;  $K > 300$  mD) with high reservoir quality, a **Porous-Cement domain** ( $\Phi$  15-26%;  $K$  8.5-299 mD) with moderate reservoir quality, a **Cement-Compaction domain** ( $\Phi$  7.30-20%;  $K$  0.8-6.5 mD) with low reservoir quality, and a **Compaction domain** ( $\Phi$  from 1.30-12%;  $K < 0.8$  mD) with very low reservoir quality.

Diagrams of intergranular volume *versus* intergranular cement, and of compaction versus cement porosity loss indexes show that compaction was the most important process for the reduction of intergranular porosity, and that cementation occluded the intergranular pore space of several samples.

Diagenesis affected intensively both the onshore and offshore sandstones. Eodiagenesis under dry- climate promoted the mechanical infiltration of clays, and the precipitation of K-feldspar, smectite and Fe and Ti oxides. Under warm-humid climate, meteoric water influx caused feldspar dissolution and kaolinite authigenesis. Pyrite is

attributed to bacterial reduction of dissolved sulfate. Non-ferroan carbonates are attributed to oxidation or to bacterial sulfate reduction, while Fe-carbonates were probably precipitated by suboxic iron reduction, or by methanogenic fermentation of organic matter. Mechanical compaction reduce primary porosity from 35% to 25% in both onshore and offshore areas, mostly due to deformation of ductile grains and pseudomatrix generation.

The transition from Eodiagenesis to Mesodiagenesis occurred around 82 m.y, at burial depths of 1180 to 1350 m (3,871 to 4,429 ft) for the onshore, and 1000 m (3,280 ft) for the offshore areas. Onshore subsidence was limited, reaching 82°C (179.6°F) at approximately 80 m.y. and after decreasing to the present 78°C (172.4°F). Offshore subsidence increased gradually, reaching 1500 m (4,921 ft) and 118°C (244.4°F; POT-4) and 2050 m (6,725 ft) and 145° C (293°F; POT-2). Mesodiagenetic processes comprised chemical compaction, smectite progressive transformation into I/S and C/S mixed-layers and afterwards to illite and chlorite. Chlorite rims have inhibited quartz cementation in POT-3 deltaic reservoirs. Quartz overgrowth was partially derived from chemical compaction. Fe-dolomite, dolomite, calcite and Fe-calcite filled pores and replaced detrital grains. Mesogenetic feldspar dissolution was interpreted as product of reaction with CO<sub>2</sub> and organic acids. Feldspar dissolution increased petrographic macroporosity in up to 5%. Dickite is interpreted as product of kaolinite transformation above 100°C (212°F) and occurs only in offshore POT-4 area.

The quality of Alagamar reservoirs is controlled by provenance and detrital composition (ductile *versus* rigid grains content), burial subsidence, pre-compaction cementation and feldspar dissolution. Mixed of rigid framework derived from gneissic-granitic basement source, shallow burial, and porosity increment by feldspar dissolution provide the best reservoir quality in the Upanema/Canto do Amaro sandstones. Conversely, abundance of ductile grains derived from metamorphic supracrustal cover source, deep burial, intense compaction or pervasive cementation, and limited feldspar dissolution promoted very low reservoir quality. Understanding the depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of these Aptian sandstones is essential for their exploration in the Potiguar Basin and of analogous sandstones along Brazilian Equatorial Margin.

## 9. REFERENCES

- Anjos, S. M. C., L. F. De Ros, R. S. De Souza, C. M. A. Silva, and C. L. Sombra, 2000, Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of Lower Cretaceous Pendencia sandstones, Potiguar rift basin, Brazil: *AAPG Bulletin*, v. 84, no. 11, p. 1719–1742, doi:10.1306/8626c375-173b-11d7-8645000102c1865d.
- Anjos, S. M. C., L. F. De Ros, and C. M. A. Silva, 2003, Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil: *Sedimentology*, v. 34, p. 291–316.
- Araripe, P. T., and F. J. Feijó, 1994, Bacia Potiguar, in *Boletim de Geociencias da Petrobras: Rio de Janeiro*, p. 127–144.
- Arthaud, M. H., R. Caby, R. A. Fuck, E. L. Dantas, and C. V. Parente, 2008, Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, no. 1, p. 49–67, doi:10.1144/SP294.4.
- Bahlis, A. B., and L. F. De Ros, 2013, Origin and impact of authigenic chlorite in the Upper Cretaceous sandstone reservoirs of the Santos Basin, eastern Brazil: *Petroleum Geoscience*, v. 19, no. 2, p. 185–199, doi:10.1144/petgeo2011-007.
- Batista, C. M. A., 2017, Bacia Potiguar - Sumário Geológico e Setores em Oferta: ANP, Rio de Janeiro, p. 17: <[http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario\\_Geologico\\_R15\\_Potiguar.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario_Geologico_R15_Potiguar.pdf)> (accessed July 10, 2019).
- Beaufort, D., A. Cassagnabere, S. Petit, B. Lanson, G. Berger, J. C. Lacharpagne, and H. Johansen, 1998, Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs: *Clay Minerals*, v. 33, no. 2, p. 297–316, doi:10.1180/000985598545499.
- Berner, R. A., 1981, A new geochemical classification of sedimentary environments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, no. 2, p. 359–365.
- Bertani, R. T., I. G. Costa, and R. M. D. Matos, 1990, Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar, in E. J. Milani, and G. P. Raja-Gabaglia, eds., *Origem e evolução de bacias sedimentares*: Rio de Janeiro, Petrobras, p. 291–310.
- Bjørlykke, K., M. Ramm, and G. C. Saigal, 1989, Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution: *Geologische Rundschau*, v. 78, no. 1, p. 243–268, doi:10.1007/BF01988363.
- Brownfield, M. E., and R. R. Charpentier, 2006, *Geology and Total Petroleum Systems*

- of the Gulf of Guinea Province of West Africa: US Geological Survey Bulletin, v. 2207–C, p. 32.
- Carothers, W. W., and Y. K. Kharaka, 1978, Aliphatic acid anions in oil-field waters - implications for origin of natural gas: AAPG Bull, v. 62, no. 12, p. 2441–2453, doi:10.1306/c1ea5521-16c9-11d7-8645000102c1865d.
- Castro, D. L., F. H. R. Bezerra, M. O. L. Sousa, and R. A. Fuck, 2012, Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data: Journal of Geodynamics, v. 54, no. March, p. 29–42, doi:10.1016/j.jog.2011.09.002.
- Catuneanu, O., W. E. Galloway, C. G. S. C. Kendall, A. D. Miall, H. W. Posamentier, A. Strasser, and M. E. Tucker, 2011, Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature: Stuttgart, Gebrüder Borntraeger, 75 p.
- Comment, C., J. S. Hanor, L. S. Land, D. B. Macgowan, and R. C. Surdam, 1993, Carboxylic acid anions in formation waters , San Joaquin Basin and: v. 8, p. 309–312.
- Cremonini, O. A., 1996, Evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia potiguar: Boletim de Geociencias da Petrobras, v. 10, no. 1/4, p. 81–97.
- De Bona, J., N. Dani, J. M. Ketzer, and L. F. De Ros, 2008, Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil: diagenetic implications for basin evolution: Clay Minerals, v. 43, no. 2, p. 213–233, doi:10.1180/claymin.2008.043.2.06.
- De Ros, L. F., S. M. C. Anjos, and S. Morad, 1994, Authigenesis of amphibole and its relationship to the diagenetic evolution of lower cretaceous sandstones of the Potiguar rift basin, northeastern Brazil: Sedimentary Geology, v. 88, no. 3–4, p. 253–266, doi:10.1016/0037-0738(94)90065-5.
- De Ros, L. F., and K. Goldberg, 2007, Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction: AAPG Search and Discovery, v. 50055, p. 1–6.
- De Ros, L. F., and C. M. S. Scherer, 2012, Stratigraphic Controls on the Distribution of Diagenetic Processes, Quality and Heterogeneity of Fluvial-Aeolian Reservoirs from the Recôncavo Basin, Brazil: International Association of Sedimentologists, v. 45, p. 105–132, doi:10.1002/9781118485347.ch5.
- Dickinson, W. R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in G. G. Zuffa, ed., Provenance of Arenites: D. Reidel Publishing Company, p. 333–361.
- Dickson, J. A. D., 1965, A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section:

- Nature, v. 205, no. 4971, p. 587.
- Ehrenberg, S. N., 1989, Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones: Discussion; Compaction and Porosity Evolution of Pliocene Sandstones, Ventura Basin, California: DISCUSSION: AAPG Bulletin, v. 73, no. 10, p. 1274–1276, doi:10.1306/44b4aa1e-170a-11d7-8645000102c1865d.
- Ehrenberg, S. N., 1995, Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections: How to do it and what the results mean: Journal of Sedimentary Research, v. A65, no. 2, p. 369–379.
- Folk, R. L., and W. C. Ward, 1957, Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters: Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, no. 1, p. 3–26.
- Folk, R. L., 1968, Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 190 p.
- Fouch, T. D., and W. E. Dean, 1982, Lacustrine and Associated Clastic Depositional Environments (part 1), in AAPG Memoir 31: Sandstone Depositional Environments: AAPG Special Volumes, p. 87–114, doi:10.1017/CBO9781107415324.004.
- Françolin, J. B. D. L., and P. Szatmari, 1987, Mecanismo De Riftingamento Da Porção Oriental Da Margem Norte Brasileira: Revista Brasileira de Geociências, v. 17, no. 2, p. 196–207, doi:10.25249/0375-7536.1987196207.
- Houseknecht, D. W., 1984, Influence of Grain Size and Temperature on Intergranular Pressure Solution, Quartz Cementation, and Porosity in a Quartzose Sandstone: SEPM Journal of Sedimentary Research, v. Vol. 54, no. 2, p. 348–361, doi:10.1306/212F8418-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Houseknecht, D. W., 1987, Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: p. 633–642.
- Houseknecht, D. W., and L. A. Hathon, 1987, Petrographic constraints on models of intergranular pressure solution in quartzose sandstones: Applied Geochemistry, v. 2, no. 5–6, p. 507–521, doi:10.1016/0883-2927(87)90005-9.
- Ingersoll, R. V., T. F. Bullard, R. L. Ford, J. P. Grimm, J. D. Pickle, and S. W. Sares, 1984, The Effect of Grain Size on Detrital Modes: A Test of the Gazzi-Dickinson Point-Counting Method: SEPM Journal of Sedimentary Research, v. Vol. 54, no. 1, p. 103–116, doi:10.1306/212f83b9-2b24-11d7-8648000102c1865d.
- Ketzer, J. M., S. Morad, and A. Amorosi, 2003, Predictive Diagenetic Clay-Mineral Distribution in Siliciclastic Rocks within a Sequence Stratigraphic Framework, in



- R. H. Worden, and S. Morad, eds., *Clay Mineral Cements in Sandstones: International Association Sedimentology*, p. 43–61, doi:10.1002/9781444304336.ch2.
- Knesel, K. M., Z. S. Souza, P. M. Vasconcelos, B. E. Cohen, and F. V. Silveira, 2011, Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 302, no. 1–2, p. 38–50, doi:10.1016/j.epsl.2010.11.036.
- Lander, R. H., and L. M. Bonnell, 2010, A model for fibrous illite nucleation and growth in sandstones: *AAPG Bulletin*, v. 94, no. 8, p. 1161–1187, doi:10.1306/04211009121.
- Lima, M. O., 1987, *Evolução tectono-sedimentar da Formação Alagamar na área do Alto de Macau e Graben de Guamaré, Bacia Potiguar, RN*, Master Thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Brazil, 143 p.
- Line, L. H., J. Jahren, and H. Hellevang, 2018, Mechanical compaction in chlorite-coated sandstone reservoirs – Examples from Middle – Late Triassic channels in the southwestern Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 96, no. June, p. 348–370, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.05.025.
- Lundegard, P. D., 1992, Sandstone porosity loss - a “big picture” view of the importance of compaction: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, no. 2, p. 250–260.
- MacGowan, D. B., and R. C. Surdam, 1988, Difunctional carboxylic acid anions in oilfield waters: *Organic Geochemistry*, v. 12, no. 3, p. 245–259, doi:10.1016/0146-6380(88)90262-8.
- Maraschin, A. J., A. M. P. Mizusaki, and L. F. De Ros, 2004, Near-Surface K-Feldspar Precipitation in Cretaceous Sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil: *The Journal of Geology*, v. 112, no. 3, p. 317–334, doi:10.1086/382762.
- Matos, R. M. D., 1992, The northeast Brazilian rift system, in *TECTONICS*: p. 766–791.
- Matos, R. M. D., 1999, History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 153, no. 1, p. 55–73, doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04.
- Matos, R. M. D., 2000, Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic: *Atlantic Rifts and Continental Margins*, p. 331–354, doi:10.1029/GM115p0331.
- McKinley, J. M., R. H. Worden, and A. H. Ruffell, 2003, Smectite in Sandstones: A

- Review of the Controls on Occurrence and Behaviour During Diagenesis, in R. H. Worden, and S. Morad, eds., *Clay Mineral Cements in Sandstones*: Oxford, UK, Blackwell Publishing Ltd., p. 109–128, doi:10.1002/9781444304336.ch5.
- Miall, A. D., 1977, *Fluvial sedimentology: an historical review*: Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir - 5*, v. 5, no. 5, p. 1–47.
- Miall, A. D., 2006, Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: A reality check: *AAPG Bulletin*, v. 90, no. 7, p. 989–1002, doi:10.1306/02220605065.
- Milani, E. J., J. A. S. L. Brandão, P. V. Zalán, and L. A. P. Gamboa, 2000, *Petróleo na margem continental Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas*: *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 18, no. 3, p. 351–396.
- Mizusaki, A. M. P., A. Thomaz-Filho, E. J. Milani, and P. De Césero, 2002, Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 183–198, doi:10.1016/S0895-9811(02)00014-7.
- Mohriak, W. U., 2003, *Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira*, in C. Bizzi, L. A. Schobbenhaus, and J. H. Vidotti, R. M. Gonçalves, eds., *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*: Brasília, CPRM, p. 87–165.
- Morad, S., and A. A. Aldahan, 1987, Diagenetic “replacement” of Feldspar by Titanium Oxides in Sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 51, p. 147–153.
- Morad, S., 1998, Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, in *Carbonate Cementation in Sandstones: The International Association of Sedimentologists*, p. 1–26.
- Morad, S., K. Al-Ramadan, J. M. Ketzer, and L. F. De Ros, 2010, The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional fades and sequence stratigraphy: *AAPG Bulletin*, v. 94, no. 8, p. 1267–1309, doi:10.1306/04211009178.
- Morad, S., J. M. Ketzer, and L. F. De Ros, 2000, Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins: *Sedimentology*, v. 47, no. Suppl. 1, p. 95–120, doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x.
- Moraes, M. A. S., and L. F. De Ros, 1990, Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstone of Recôncavo basin, northeastern Brazil: *Journal of Sedimentary Research*, doi:10.1306/212F928C-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Moraes, M. A. S., and L. F. De Ros, 1992, Depositional Infiltrated and Authigenic Clays

- in Fluvial Sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil, in D. W. Houseknecht and E. D. Pittman, ed., *Origin, diagenesis and petrophysics of minerals in sandstones: Special Publications of SEPM*, p. 197–208.
- Nilsen, T. H., 1982, Alluvial Fan Deposits, in *AAPG Memoir 31: Sandstone Depositional Environments: AAPG Special Volumes*, p. 49–86.
- Okada, A. H., 1982, Facies, petrographic, and engineering analysis of Lower Cretaceous Upanema reservoirs, Ubarana field, Potiguar Basin, Brazil, Master Thesis, The University of Texas at Austin, Austin, 209 p.
- Perlingeiro, G., P. M. Vasconcelos, K. M. Knesel, D. S. Thiede, and U. G. Cordani, 2013,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Fernando de Noronha Archipelago and implications for the origin of alkaline volcanism in the NE Brazil: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 249, p. 140–154, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.08.017.
- Pessoa Neto, O. D. C., U. M. Soares, J. G. F. Da Silva, E. H. Roesner, C. P. Florencio, and C. A. V. De Souza, 2007, Bacia Potiguar: *Boletim de Geociencias da Petrobras*, v. 15, no. 2, p. 357–369.
- Pestilho, A. L. S., L. V. S. Monteiro, D. M. Oliveira, and E. V. Santos Neto, 2018, Hyperpycnal-fed lacustrine turbidites in rift basins: Facies analysis and diagenesis of the Early Cretaceous Pendência Formation, Potiguar Basin, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 87, p. 4–24, doi:10.1016/j.jsames.2017.10.015.
- Pittman, E. D., 1988, Diagenesis of Terry sandstone (Upper Cretaceous), Spindle field, Colorado: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, no. 5, p. 785–800, doi:10.1306/212f8e68-2b24-11d7-8648000102c1865d.
- Postma, G., 1990, An analysis of the variation in delta architecture: *Terra Nova*, v. 2, no. 2, p. 124–130, doi:10.1111/j.1365-3121.1990.tb00052.x.
- Powers, M. C., 1953, A New Roundness Scale for Sedimentary Particles: *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 23, no. 2, p. 117–119, doi:10.1306/d4269567-2b26-11d7-8648000102c1865d.
- Ramseyer, K., J. R. Boles, and P. c. Lichtner, 1992, Mechanism of Plagioclase Albitization: *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 62, no. 3, p. 349–356, doi:10.1306/d42678fc-2b26-11d7-8648000102c1865d.
- Reading, B. G., 1978, *Sedimentary environments and facies*: Blackwell Scientific Publications, 615 p.

- Siebert, R. M., 1985, The origin of hydrogen sulfide, elemental sulfur, carbon dioxide and nitrogen in reservoirs, in *Timing of siliciclastic diagenesis: relationship to hydrocarbon migration: Sixth Annual Research Conference, Gulf Coast Section, SEPM*, p. 30–31.
- Souza, R. S., 1990, Reservatórios profundos da Formação Pendência no Campo de Pescada, Bacia Potiguar: Potencial e fatores controladores da porosidade: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 4, no. 4, p. 531–553.
- Souza, R. S., L. F. De Ros, and S. Morad, 1995, Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil: *AAPG American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, no. 5, p. 725–748.
- Souza, Z. S., P. M. Vasconcelos, M. A. L. Nascimento, F. V. Silveira, H. S. Paiva, L. G. da S. Dias, M. C. D. Viegas, A. C. Galindo, and M. J. R. Oliveira, 2004, Geocronologia e geoquímica do magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil, in *42° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA: Sociedade Brasileira de Geologia*.
- Spigolon, A. L. D., and E. V. Santos Neto, 2005, Geoquímica orgânica do Eocretáceo da Bacia Potiguar: implicações paleoambientais e paleoclimáticas: *X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul*, no. OCTOBER 2005, p. 2003–2006.
- Spötl, C. & J. K. Pitman, 1998, Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: Morad, S. (Ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones. International Association of Sedimentologists Special Publications, Blackwell Scientific Publications Oxford*, p. 437-460.
- Surdam, R. C., S. W. Boese, and L. J. Crossey, 1984, *The Chemistry of Secondary Porosity: Part 2. Aspects of Porosity Modification: M 37: Clastic Diagenesis*, v. 59, p. 127–149.
- Szatmari, P., J. B. D. L. Françolin, O. Zanotto, and S. Wolff, 1987, Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, no. 2, p. 180–188.
- Tucker, M. E., 2001, *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwell Science*, 262 p.
- Tucker, M. E., 2011, *Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide: Wiley*, 275 p., doi:10.2113/gseegeosci.18.4.401-b.

- Vasconcelos, E. P., 1995, O Evento CPT (Camadas Ponta do Tubarão) - Aptiano da Bacia Potiguar, Master Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 208 p.
- Wentworth, C. K., 1922, A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments: *The Journal of Geology*, v. 30, no. 5, p. 377–392, doi:10.1086/622910.
- Worden, R. H., and S. Morad, 2000, Quartz cementation in sandstones: a review of the key controversies, in R. H. Worden, and S. Morad, eds., *Quartz Cementation in Sandstones: The International Association of Sedimentologists*, p. 1–20.
- Worden, R. H., and S. D. Burley, 2003, Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone, in S. D. Burley, and R. H. Worden, eds., *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient: International Association of Sedimentologist*, p. 3 – 44, doi:10.1002/9781444304459.ch.
- Worden, R. H., and S. Morad, 2003, Clay Mineral Cements in Sandstones: *International Association of Sedimentologists*, 508 p.
- Zavala, C., and S. Pan, 2018, Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics: *Lithologic Reservoirs*, v. 30, no. 1, p. 1–27.
- Zuffa, G. G., 1980, Hybrid Arenites: Their Composition and Classification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. Vol. 50, no. 1, p. 21–29, doi:10.1306/212f7950-2b24-11d7-8648000102c1865d.

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“DIAGÊNESE E QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS CONTINENTAIS DA FORMAÇÃO ALAGAMAR, NEOAPTIANO DA BACIA POTIGUAR”</b>
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: <b>Bruno Rafael De Barros Pereira</b>
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros
Examinadora: Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki
Data: 10/04/2020
Conceito: <b>A</b>
<b>PARECER:</b>
<p>O trabalho apresentado cumpre os requisitos exigidos para uma dissertação de mestrado.</p> <p>A dissertação consta de um capítulo introdutório, manuscrito de artigo técnico e carta de aceite da submissão em periódico científico com <i>qualis</i> capes adequado conforme as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências.</p> <p>O texto é organizado, muito bem escrito, revisado e raros erros ortográficos são encontrados. O autor também teve muito cuidado com a formatação e citação de referências bibliográficas.</p> <p>O problema é abordado de forma muito clara. O tema tem relevância científica tratando-se de linha de pesquisa de grande interesse na área da geologia do petróleo.</p> <p>Ressalto que trata-se de uma pesquisa onde foi aplicada uma metodologia específica, que foi apresentada e descrita de forma didática e precisa. Assim, o capítulo introdutório pode ser considerado como um guia metodológico para futuros trabalhos nesta linha de pesquisa.</p> <p>As descrições petrográficas foram precisamente integradas com os conhecimentos relativos ao ambiente deposicional e a geologia da área dando suporte ao modelo proposto e conclusões.</p> <p>A dissertação apresenta um manuscrito submetido à periódico científico que será avaliado por revisores. No entanto, pode salientar-se a excelente qualidade deste corroborando o capítulo introdutório e a metodologia aplicada.</p> <p>Um comentário que pode ser feito porém não comprometendo a excelente qualidade técnico-científica da dissertação refere-se as figuras. Algumas figuras podem ser aprimoradas em relação a qualidade. Também letras e legendas podem ter o tamanho ampliado para fins de melhor visualização e, em alguns casos, seria interessante que as cores tivessem mais contraste.</p> <p>Considero que a dissertação é de excelência e parabeno autor e orientador.</p> <p>XX</p>



**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**“DIAGÊNESE E QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS CONTINENTAIS DA  
FORMAÇÃO ALAGAMAR, NEOAPTIANO DA BACIA POTIGUAR”**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **Bruno Rafael De Barros Pereira**

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Examinador: Prof. Dr. Rogério Schiffer de Souza

Data: 02/06/2020

Conceito: A

**PARECER:**

O título reflete bem o conteúdo do volume? ( x ) Sim ( ) Não

O volume está bem organizado? ( x ) Sim ( ) Não

O texto está bem redigido, com linguagem apropriada? ( x ) Sim ( ) Não

Todas as ilustrações são claras e com boa apresentação? ( x ) Sim ( ) Não

O trabalho tem relevância científica? ( x ) Sim ( ) Não

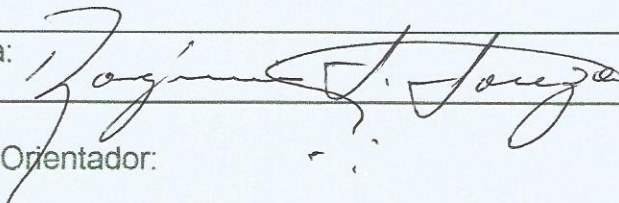
As discussões e conclusões são suportadas pelos dados apresentados?

( x ) Sim ( ) Não

**PARECER FINAL:**

Considero a Dissertação apta para defesa perante a Comissão Examinadora com pequenas sugestões de modificações de forma que serão encaminhadas ao mestrando e respectivo orientador.

Assinatura:



Data: 02/06/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:







Assinatura:

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'A. B. C.', written in a cursive style.

Data: 01/06/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: