



Capítulo

9

Argilominerais magnesianos do Pré-sal: caracterização, gênese e modelo deposicional no andar Alagoas da Bacia de Santos, Brasil

AUTORES

Vanessa Madrucci¹ (vanessa.madrucci@petrobras.com.br), Camila Wense Ramnani¹, Carlos César de Araújo¹, Julice Ferreira Santos¹, Guilherme Vasquez¹, Adali Ricardo Spadini, Sylvia Maria Couto dos Anjos¹, Yaro Parizek da Silva¹

¹ Petrobras

Palavras-chave: Argilominerais Magnesianos; Kerolita, Estevensita, Saponita, Sepiolita, Autigênese, Empilhamento de Fácies; Plataformas Carbonáticas.

RESUMO

Na Bacia de Santos, a ocorrência dos argilominerais magnesianos no Andar Alagoas, associados aos depósitos carbonáticos, é reconhecida desde os primeiros poços exploratórios perfurados no Pré-sal. Os estudos desenvolvidos até o momento mostram que os níveis argilosos são heterogêneos e apresentam variações quanto às espécies de argilominerais, às texturas, às litofácies e ao conteúdo de argilominerais nas rochas carbonáticas. Os argilominerais magnesianos identificados no Andar Alagoas são: kerolita, estevensita, saponita, sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita. As principais texturas dos argilominerais são: maciça, laminada, granular, intraclástica e *coating*. Devido as suas características texturais, a kerolita,

a estevensita e a sepiolita são interpretadas como autigênicas por neoformação, enquanto a saponita, devido a sua textura e associação mineralógica com minerais detríticos na fração silte, é interpretada como autigênica por transformação. Em termos petroelásticos, os argilominerais apresentam valores de razão de Poisson próximos aos valores da calcita e da dolomita, o que dificulta a diferenciação em dados sísmicos de rochas carbonáticas porosas e argilosas por esse atributo, que é utilizado classicamente no reconhecimento de reservatórios siliciclásticos. A integração dos dados adquiridos nesse estudo, incluindo caracterização mineralógica e química, análises sedimentológicas e estratigráficas, análise de atributos e geometrias sísmicas e a comparação com contextos deposicionais de argilominerais magnesianos apresentados na literatura permitiram o reconhecimento dos seguintes controles paleomorfológicos deposicionais dos intervalos com argilominerais magnesianos do Pré-sal: a) áreas protegidas no interior da plataforma carbonática, favoráveis à deposição de fácies carbonáticas *in situ* de baixa energia, como esferulitos, estromatolitos arbustiformes e laminitos, com argilominerais magnesianos neoformados. Em períodos de maior umidade e/ou em regiões relativamente mais fundas, ocorrem carbonatos transportados com intraclastos de argilominerais magnesianos e depósitos de esferulitos com matriz de lamito e laminitos com níveis de minerais detríticos na fração silte com argilominerais autigênicos por transformação e detríticos; b) rampa íngreme/talude, com inclinação maior que 2 graus, na porção intermediária a distal, com predomínio de carbonatos transportados com intraclastos de argilominerais magnesianos, formando depósitos clásticos de moderada energia, nos quais processos de retrabalhamento predominam. Fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos por transformação e decantados se formam em contexto de baixa energia; c) rampa/talude de baixa declividade, menor que 2 graus, na porção intermediária a distal, onde se depositam predominantemente fácies carbonáticas *in situ* de baixa energia, com argilominerais magnesianos neoformados e secundariamente carbonatos retrabalhados com intraclastos de argilominerais magnesianos.

1. INTRODUÇÃO

Os argilominerais fazem parte do grupo dos filossilicatos hidratados e são encontrados na maioria dos ambientes geotectônicos do planeta (Millot 1964; Chamley, 1989; Merri-man, 2005; Meunier, 2005). Nas bacias sedimentares, esses minerais são comumente utilizados na investigação da proveniência e na caracterização do ambiente deposicional, como é o caso do presente estudo. Nas bacias marginais do sudeste brasileiro, há importantes ocorrências de argilominerais, como esmectitas, cloritas, caulinitas e seus interstratificados, em arenitos e folhelhos, em diferentes intervalos geológicos (Alves *et al.* 1982; Anjos, 1984). As gêneses destes argilominerais são relatadas em diversos trabalhos, ressaltando-se Bertani e Carozzi, 1985; Rehim *et al.*, 1986; Dias, 1988; Abrahão e War-me, 1990, Silva e Anjos 1996).

Na seção de idade Buracica (K36) da Bacia de Campos (Formação Atafona, Grupo Lagoa Feia), foram identificados argilominerais magnesianos, os quais são estudados na Petrobras desde a década de 1980 (Bertani, 1984 *apud* Bertani e Carozzi, 1985; Rehim *et al.*, 1986; Dias, 1988; Abrahão e War-me, 1990). Porém, desde a década de 1970, importantes trabalhos acerca da caracterização mineralógica de argilominerais magnesianos já haviam sido publicados, como Brindley *et al.* (1977); Tettenhorst e Moore (1978); Eberl, *et al.* (1982) e Whitney (1983). Nesta seção de idade Buracica, os argilominerais magnesianos são constituintes de folhelhos, siltitos e até mesmo arenitos, onde os grãos de areia são formados por oóides de argilominerais magnesianos. Bertani e Carozzi,

(1985) analisaram em detalhe este intervalo e consideraram os argilominerais magnesianos depositados em contexto de lacustre de águas alcalinas. Além disso, foram descritas as espécies kerolita (descrita como talco hidratado no trabalho de Rehim *et al.* 1986), estevensita e interstratificados kerolita-estevensita. Este intervalo, amostrado em poços exploratórios, foi informalmente denominado na Petrobras de “Sequência Talco-Estevensítica”. Dias (1988) e Abrahão e War-me (1990) consideram sua origem controversa e relacionada a processos de vulcanismo ou precipitação direta a partir de águas alcalinas, ricas em silício e magnésio.

Na Bacia de Santos, a ocorrência dos argilominerais magnesianos é reconhecida desde os primeiros poços exploratórios perfurados no Pré-sal (Andar Alagoas, Campo de Tupi e Campo de Lapa), que amostraram seções da ordem de dezenas a poucas centenas de metros de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos. Tais fácies constituem os principais intervalos não reservatório e estão intercaladas e/ou interdigitadas com as fácies carbonáticas reservatório. A caracterização mineralógica em detalhe destes argilominerais e o entendimento de seu contexto deposicional é fundamental tanto para a mitigação do risco exploratório quanto para o desenvolvimento da produção. Neste sentido, diversos trabalhos têm sido realizados na Petrobras com foco na caracterização dos argilominerais magnesianos do Pré-sal e seu contexto deposicional (Anjos, 2010; Madrucci *et al.*, 2013; Madrucci e Zambonato, 2013; Alves, 2013; Araújo *et al.*, 2013; Alves, 2014; Madrucci *et al.*, 2015; Anjos *et al.*, 2015; Anjos *et al.*, 2018; Madrucci *et al.*, 2019a; Ramnani *et al.*, 2020; Silva *et al.* 2020, Ramnani *et al.* 2021).

Este capítulo tem como objetivo apresentar em detalhe a caracterização mineralógica dos argilominerais presentes no Andar Alagoas da Bacia de Santos e a interpretação da sua gênese, bem como os diversos contextos deposicionais desses argilominerais associados com rochas carbonáticas. Neste sentido, é apresentado primeiramente o contexto geológico e estratigráfico, e posteriormente são apresentadas as análises integradas desde a escala de difratometria de raios-X (DRX), passando pela análise petrográfica, sedimentológica e estratigráfica, análises de atributos petrossímicos chegando até a escala sísmica. São apresentados os controles deposicionais paleomorfológicos para a ocorrência de carbonatos com argilominerais magnesianos no Pré-sal e é feita uma discussão comparando os dados existentes na literatura, acerca dos ambientes/paleoambientes deposicionais e ocorrência de espécies de argilominerais magnesianos (Jones e Galán, 1988; Velde e Meunier, 2008; Tosca e Masterson, 2014; Pozo e Galan, 2015; Pozo e Calvo, 2018 entre outros), com os observados/interpretados no Pré-sal.

2. LOCALIZAÇÃO, CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

A área de estudo está localizada na porção *offshore* da bacia de Santos, a aproximadamente 300 Km da cidade do Rio de Janeiro e compreende os campos de Sapinhoá, Tupi,

Sépia, Berbigão, Itapu, Búzios e Bacalhau. O estudo foi desenvolvido no intervalo estratigráfico das sequências K44 e K46/K48, que correspondem ao andar Alagoas, Formação Barra Velha (Figura 2.1).

Os primeiros poços do Pré-sal da Bacia de Santos (Tupi, Carioca/Lapa) amostraram argilominerais magnesianos em pacotes carbonáticos da ordem de dezenas a poucas centenas de metros. O pacote argiloso é bem identificado nos poços pelo padrão de perfis de ressonância magnética, densidade e sônico. Sismicamente o topo e a base dessas fácies argilosas são identificados devido ao contraste de velocidade/densidade, pois os carbonatos com argilominerais apresentam velocidades e densidades mais baixas (Figura 2.2). Essas fácies carbonáticas argilosas não reservatório foram inicialmente reconhecidas como intercaladas aos carbonatos porosos do andar Alagoas acima da Discordância Intra-Alagoas (DIA) até a porção basal da K46/K48, como observado no poço T3 da Figura 2.2. Contudo, com as contínuas perfurações em diferentes áreas, observou-se que nem sempre o espesso pacote argiloso ocorria no mesmo nível estratigráfico (exemplo no poço T4, Figura 2.2).

A partir da maior amostragem das fácies argilosas - em cerca de 270 poços perfurados em diferentes áreas, onde aproximadamente 90 poços atravessaram seções argilosas

espessas com dezenas de metros ou mais - houve melhor compreensão estratigráfica da ocorrência das fácies carbonáticas com argilominerais. Conforme mostra a Figura 2.3, os espessos pacotes com argilominerais (as litofácies argilosas estão representadas pelas cores ocre, verde escuro e verde claro)

não estão limitados a uma determinada sequência (K44 ou K46/K48), podendo ocorrer ao longo de todo Andar Alagoas. Isso indica que sua ocorrência não está relacionada especificamente a um nível estratigráfico em particular, mas sim ao contexto deposicional específico de cada área.

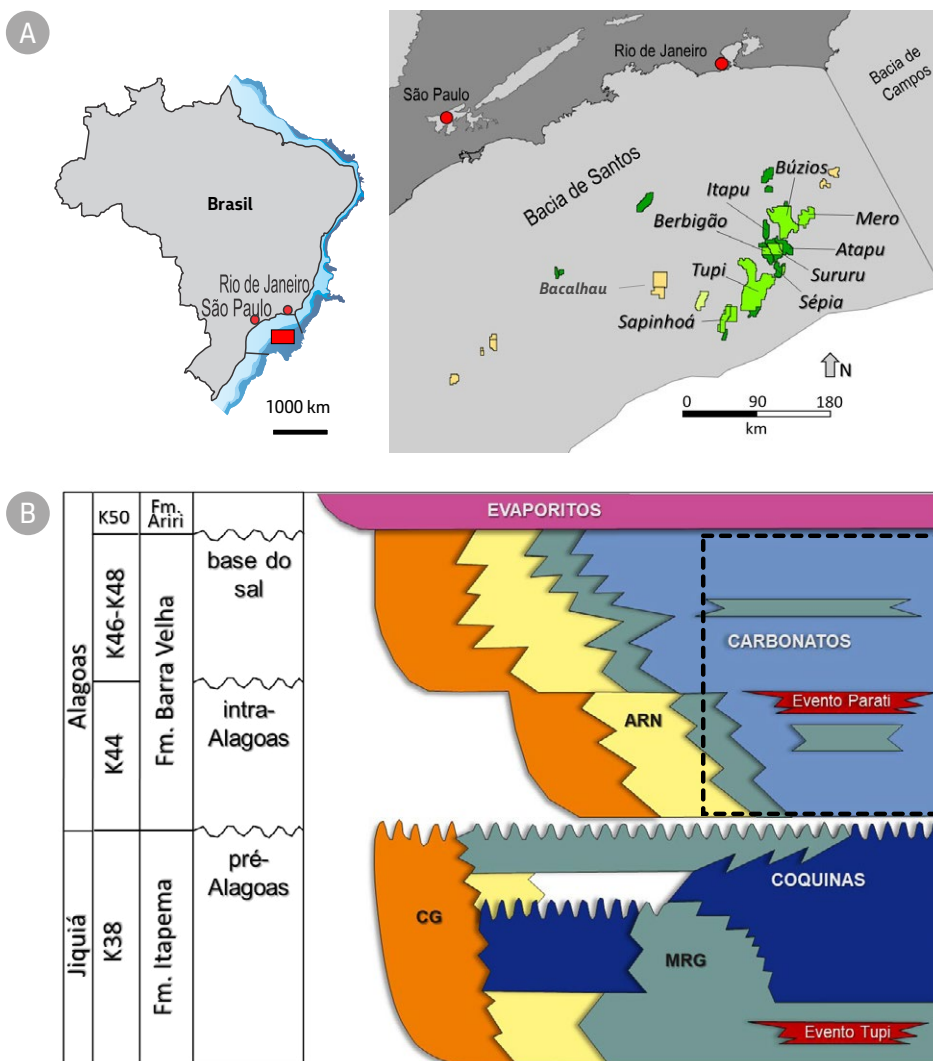


Figura 2.1: A. Mapa de Localização com as áreas estudadas. B. Carta estratigráfica esquemática (modificada de Moreira *et al.*, 2007) com andares locais e sequências. O retângulo preto pontilhado indica o intervalo estratigráfico apresentado neste capítulo.

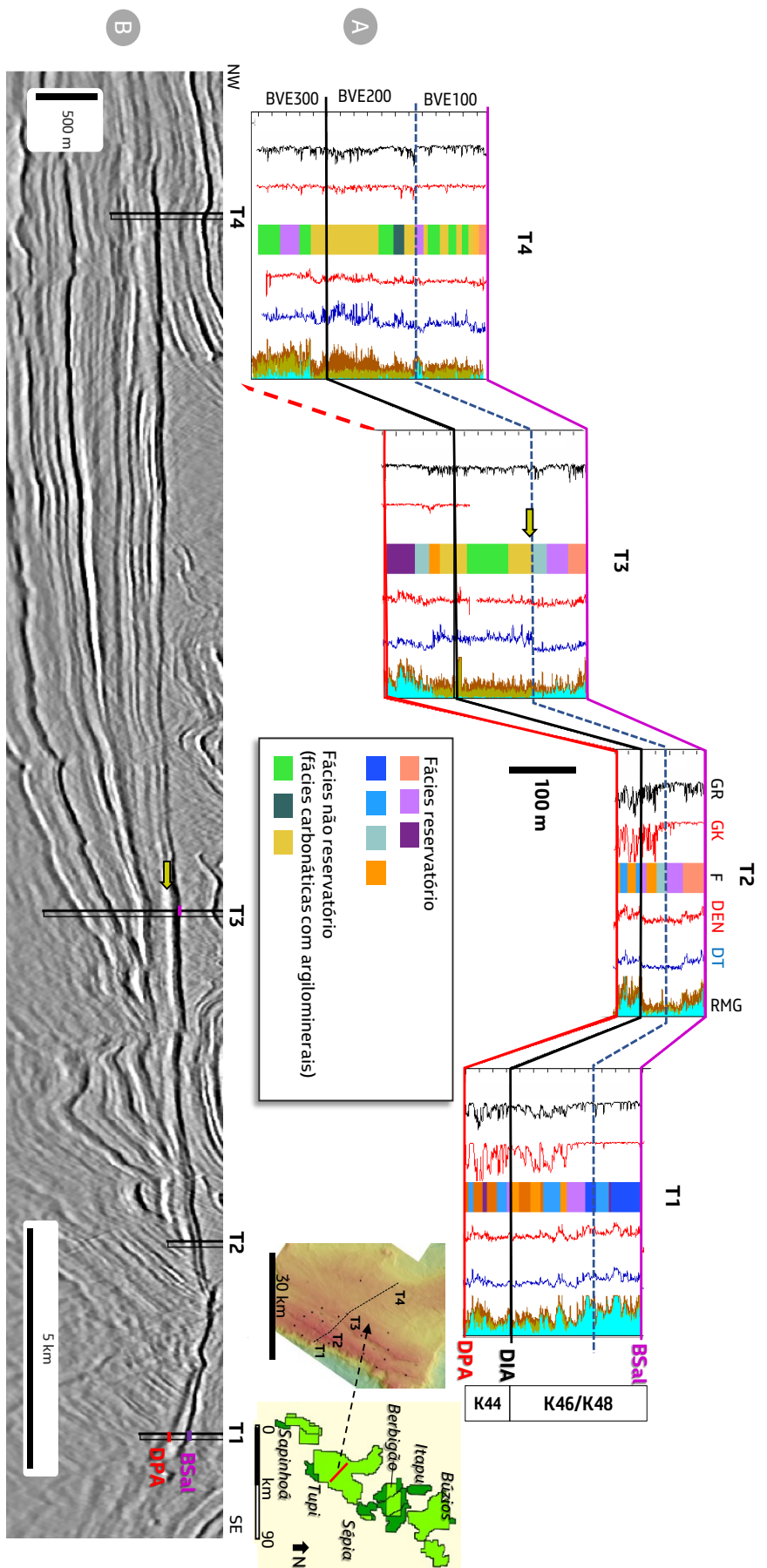


Figura 2.2: A. Seção estrutural de correlação de direção NW-SE, passando por quatro poços no campo de Tupi. Marcadores: Discordância Pré-Alagoas (DPA), Discordância Intra-Alagoas (DIA), Base do Sal (BSAL), as tectonoseqüências (K44 e K46/K48), zonas de produção (BVE100, BVE200 e BVE300). No poço T3, o topo do pacote argiloso, seta ocre, apresenta diminuição dos valores de densidade (DEN) e sônico (DT). No poço T4 (argiloso em toda a seção amostrada) não há variação significativa dos perfis. B. Seção sísmica passando pelos poços da correlação, ilustrando no topo do pacote argiloso (seta ocre). Os poços T2 e T1 não apresentam litofácies com argilominerais. Perfis: GR: raios gama (0 a 150 api); GK: raios gama canal do potássio; F: agrupamento de fácies; DEN: densidade; DT: sônico; RMG: ressonância magnética.

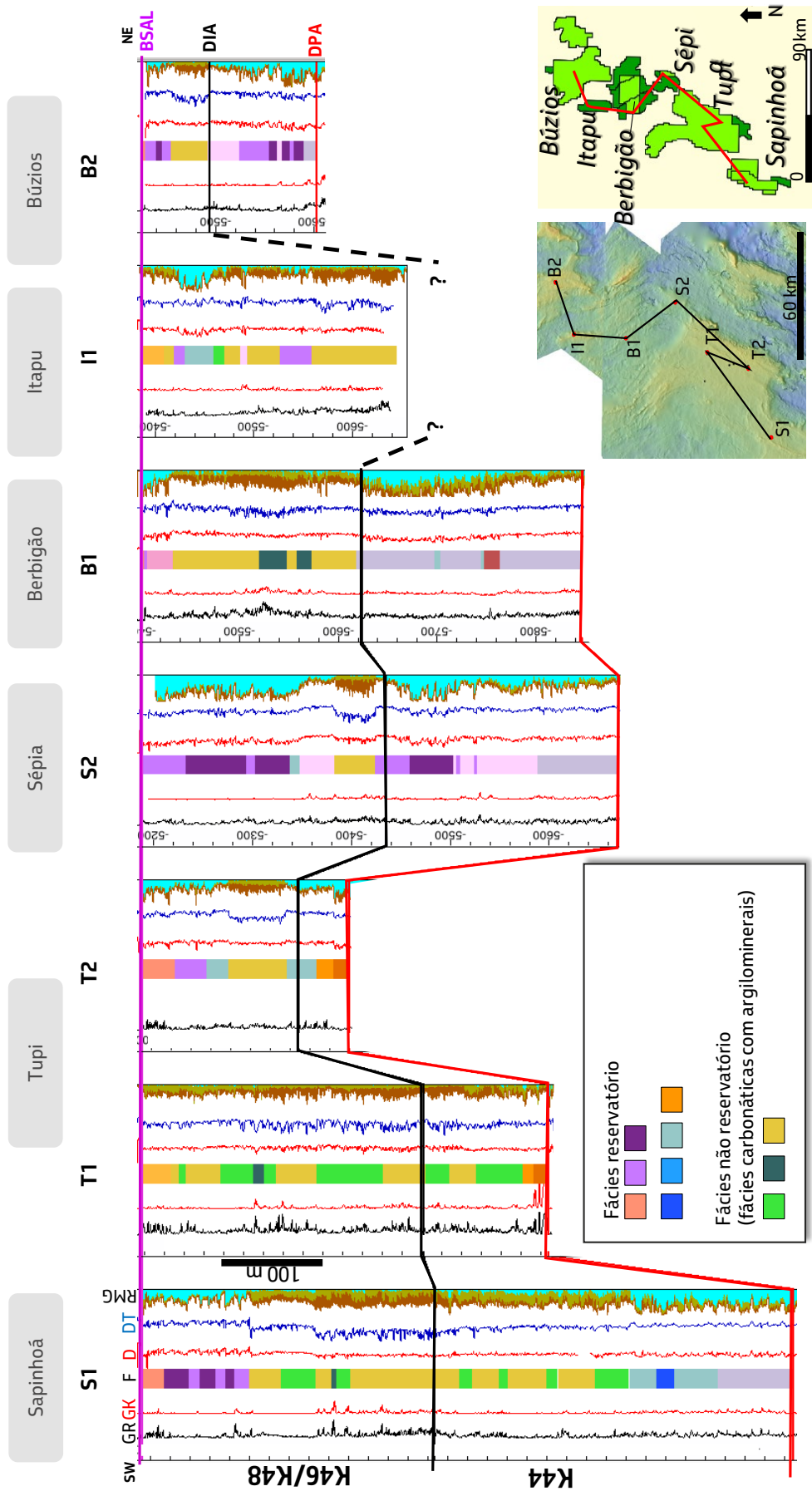


Figura 2.3: Seção de correlação, horizontalizada na base do sal (BSAL), passando por poços que amostraram litofácies com argilominerais, nos campos de Sapinhoá, Tupi, Sépia, Berbigão, Itapu e Búzios. Marcadores: BSAL: Base do Sal, DIA: Discordância intra-Alagoas e DPA: Discordância pré-Alagoas. Perfis: GR: raios gama (0 a 150 api); GK: raios gama canal do potássio; F: agrupamento de fácies; D: densidade, DT: sônico; RMG: ressonância magnética.

Outro fator importante a ser ressaltado refere-se ao conteúdo de argilominerais, micas e demais filossilicatos nas amostras carbonáticas, o qual, em termos gerais, possui valores médios abaixo de 17% (Madrucci *et al.*, 2019a). Pontualmente, uma amostra pode apresentar conteúdo argiloso de até 50%, porém trata-se de um valor pontual e não

representa estatisticamente o conteúdo mineralógico do intervalo. A Figura 2.4 apresenta, como exemplo, um poço testemunhado e as respectivas análises de difratometria de raios-X (DRX), onde as amostras da camada argilosa possuem na média 74% de carbonatos, e os argilominerais, micas e demais filossilicatos representam 17%.

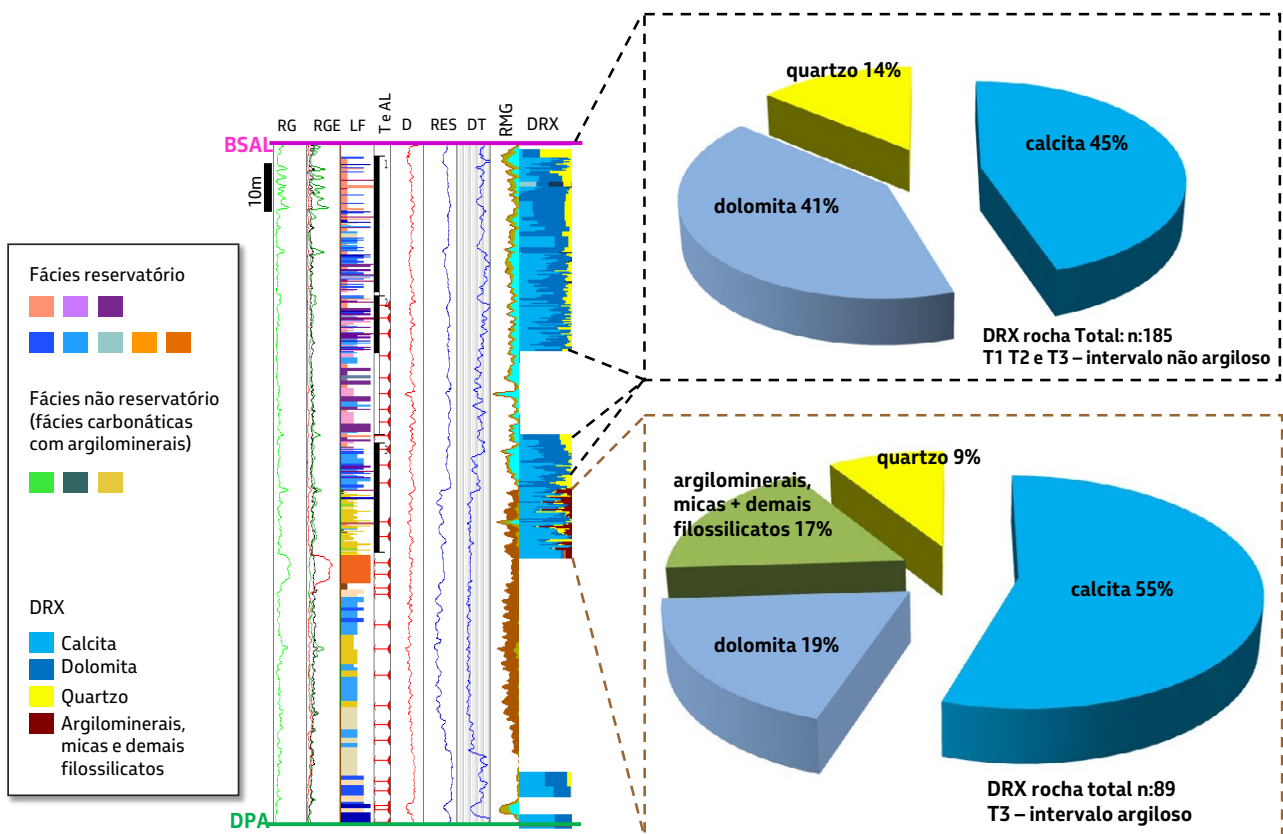


Figura 2.4 – Gráficos da média da composição mineralógica em intervalo testemunhado, baseado em análises de difratometria de raios-X, incluindo intervalo reservatório e não reservatório. Notar que no intervalo carbonático a mineralogia é predominantemente constituída por calcita e dolomita. No intervalo carbonático com argilominerais ainda predominam calcita e dolomita, porém o conteúdo de argilominerais, micas e demais filossilicatos perfaz 17%. Perfis: GR: raios gama (0 a 150 api); RGE: raios gama espectral (Uranio-verde, Tório-preto e Potássio-vermelho); LF: litofácies; T e AL: Testemunhos e amostras laterais; D: densidade, DT: sônico; RES: resistividade; RMG: ressonância magnética; DRX: difratometria de raios-X rocha total. Fonte: Araújo *et al.* (2013).

Em termos deposicionais, os argilominerais podem ser encontrados associados a diferentes litofácies carbonáticas, como esferulititos, estromatolitos, laminitos e *packstones* (vide capítulo Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de

Santos). Também ocorrem associados a laminitos, argilitos e raras margas. A cor das camadas argilosas, em escala macroscópica, está relacionada principalmente ao conteúdo de grãos siliciclásticos detríticos na fração silte/argila, que lhes imprimem tons esverdeados,

e à presença de compostos orgânicos, que tornam as rochas escuras, enquanto os argilominerais magnesianos imprimem tons acastanhados. A Figura 2.5 apresenta

exemplos de fácies reservatório (carbonatos limpos) e de fácies carbonáticas com argilominerais (não reservatório) e suas características permo-porosas.

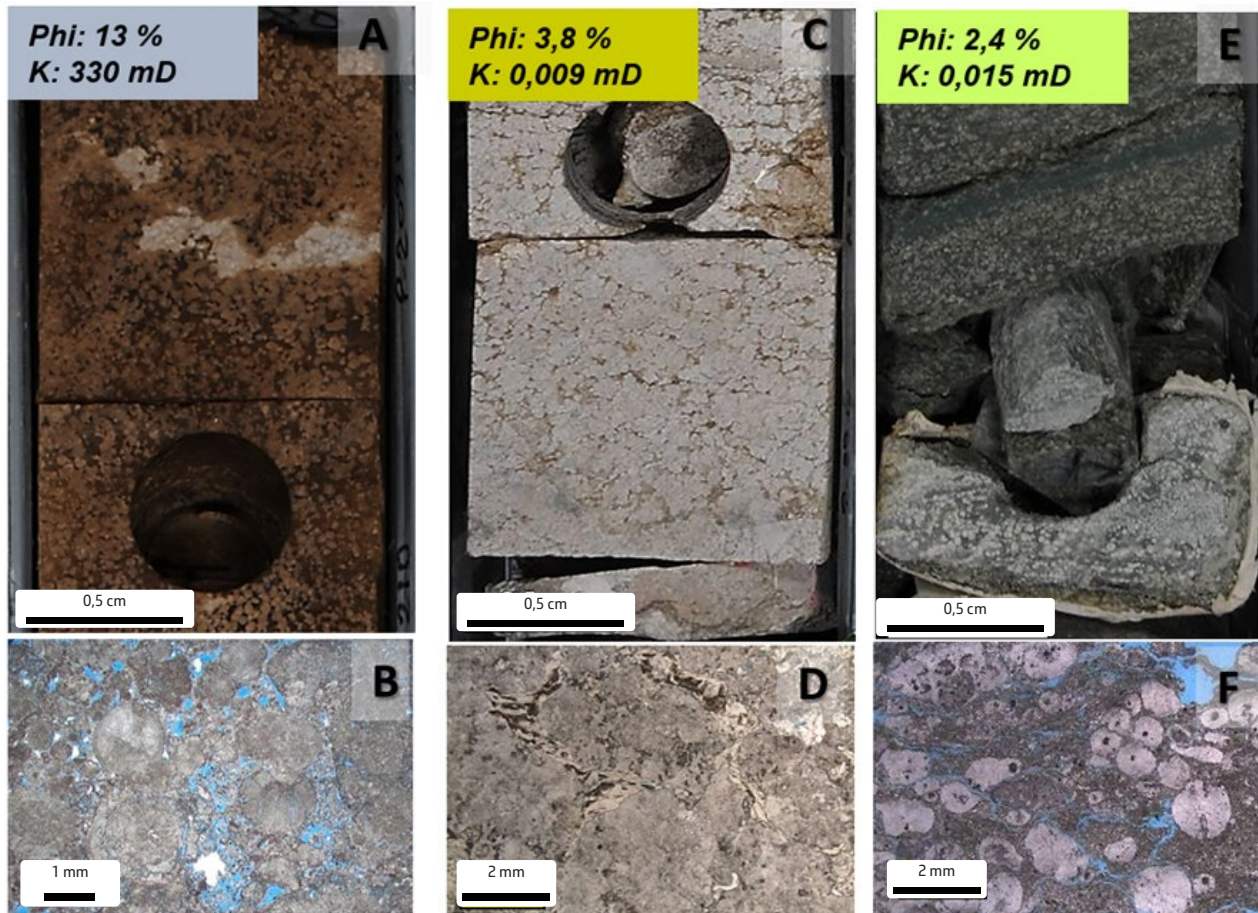


Figura 2.5 - Exemplos de litofácies: A e B - Fácies reservatório aqui representado por um *grainstone* poroso (isento de argilomineral), fotografia de detalhe de testemunho (A) e fotomicrografia (B); fácies não reservatório (argilosas): C e D - estromatolito arbustiforme com argilomineral magnesiano, de cor castanha clara, fotografia de detalhe de testemunho (C) e fotomicrografia (D); E F: esferulítico em matriz lamítica com argilominerais e minerais detríticos na fração silte e argila, de coloração esverdeada, fotografia de detalhe de testemunho (E) e fotomicrografia (F) Petrofísica de laboratório: porosidade, K: permeabilidade. Notar que a porosidade e a permeabilidade são altas no *grainstone* e baixas no estromatolito e esferulítico com argilominerais.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a compreensão da distribuição dos argilominerais magnesianos do Andar Alagoas (Formação Barra Velha), foram estudados aproximadamente 90 poços de diferentes áreas da

Bacia de Santos, que apresentam espessuras decamétricas de rochas carbonáticas com argilominerais. Nesses poços, foram feitos estudos mineralógicos, petrográficos, sedimentológicos, estratigráficos e petroacústicos (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 – Quantidade de análises dos principais dados utilizados para o estudo de argilominerais da Formação Barra Velha

DRX-TOT	DRX-ARG	ME	VpVs	Perfis de Poços
10990 amostras	1435 amostras	15 amostras	148 amostras	90

Siglas dos métodos analíticos: DRX-TOT: difratometria de raios-X, rocha total; DRX-ARG: difratometria de raios-X, fração < 2 µm; ME: microsonda eletrônica; Vp: velocidade de propagação de ondas compressio-nais; Vs: velocidade de propagação de ondas cisalhantes.

3.1. Métodos analíticos com ênfase na caracterização mineralógica

Para a caracterização mineralógica e tex-tural das fácies argilosas, foram realizadas análises por difração de raios-X (DRX), mi-croscopia óptica e eletrônica de varredura (MEV/EDS), incluindo o mapeamento mine-ralógico automatizado, e microsonda ele-trônica (ME).

A análise por DRX foi feita tanto para a mi-neralografia total da rocha (amostra pulveri-zada e randomicamente orientada) quanto para a fração argila (confeção de lâmina orientada por esfregaço em placa de vidro). A qualificação dos difratogramas foi reali-zada com o auxílio do programa JADE (MDI, 2015) e do banco de dados PDF-2 (ICDD, 2013). A quantificação mineral foi feita pelo método Rietveld (Young, 1995) no *software* TOPAS (BRUKER AXS GMBH, 2011) para a

mineralogia total, e com o auxílio do *softwa-re* Newmod II (Reynolds Jr. e Reynolds, 2014) para a quantificação dos argilominerais na fração argila.

A fórmula estrutural dos argilominerais foi definida a partir da integração dos dados químicos pontuais, obtidos por microsonda eletrônica, com os dados de DRX. Considerou-se uma base desidratada da cela unitá-ria, uma vez que essa análise não realiza a leitura do hidrogênio. Dessa forma, para os filossilicatos do tipo 2:1 (kerolita, esmec-titas, micas e interestratificados I-S e K-S) considerou-se uma base de cálculo de 22 oxigênios, e para a sepiolita, uma base de cálculo de 32 oxigênios. Os cátions foram distribuídos nos sítios octaédricos, tetraé-dricos e espaço intercamadas.

3.2. Estudos petrossísmicos

O estudo petrossísmico contou com as me-didas de velocidade de propagação de ondas compressio-nais (VP) e cisalhantes (VS) em 148 amostras de rocha com diferentes teo-res de argilominerais e micas. As medidas petrossísmicas foram realizadas no Labo-ratório de Física de Rochas da Petrobras em plugues de testemunho e amostras laterais.

Tais medidas envolvem a propagação de pulsos ultrassônicos ao longo do eixo de simetria das amostras cilíndricas (de diâmetros de 1 ou 1,5 polegadas) sob diversas tensões de confinamento, segundo metodologia descrita em Morschbacher *et al.* (2011). Os pulsos envolvem uma onda compressional e duas ondas cisalhantes com polarizações ortogonais (Vasquez *et al.*, 2015). Quando as rochas apresentam alguma feição como lineamentos ou acamamentos, a polarização de uma das ondas cisalhantes é alinhada com os planos definidos por estas feições. Nos gráficos envolvendo as correlações entre as propriedades elásticas e as propriedades petrofísicas são ilustrados somente os dados referentes à pressão de confinamento de 4000 PSI (27,6 MPa), que corresponde aproximadamente à pressão efetiva média de diversas acumulações do Pré-sal da Bacia de Santos. A utilização das propriedades elásticas referentes a uma única pressão visa evitar a inclusão da influência das tensões sobre as velocidades.

3.3. Estudos sedimentológicos

A metodologia aplicada na análise de empilhamento de fácies é a mesma apresentada no capítulo “Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos” e consiste no reconhecimento de padrões de aumento e diminuição de espaço de acomodação, interpretação de unidades deposicionais em escala de testemunhos (decimétrica a métrica)

e salto de escala com base em perfis e sísmica (ciclos de perfis; escala decamétrica a centenas de metros).

4. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DOS ARGILOMINERAIS

Os principais argilominerais magnesianos presentes no Andar Alagoas (Formação Barra Velha) são: kerolita, esmectita magnesiana (estevensita e saponita), sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita (K-S). Outros filossilicatos que também ocorrem nos intervalos com argilominerais magnesianos, em geral em teores menores que 1%, são: mica com déficit no sítio intercamada (ilita e glauconita), caulinita, clorita e interestratificados ilita-esmectita (I-S) e clorita-esmectita (C-S). Micas verdadeiras, da série da biotita e da fengita, ocorrem associadas a outros minerais siliciclásticos, como os feldspatos e grãos de quartzo. Nas rochas sedimentares afetadas pelo calor de soleiras de diabásio, posicionadas nos primeiros metros do contato com as intrusivas, identificou-se os filossilicatos: talco, lizardita e flogopita (Anjos *et al.* 2015).

A Figura 4.1 apresenta os padrões difratométricos dos principais argilominerais identificados no Pré-sal. A kerolita caracteriza-se por uma intensa reflexão 001 entre 9,4 e 9,7 Å na amostra seca ao ar, que em geral se mantém nessa posição quando solvatada com etileno-glicol e aquecida a 490°C (Figura 4.1.A). Nota-se um deslocamento discreto das reflexões 001 em

algumas amostras solvatadas com etileno-glicol, o que indica a presença de uma pequena quantidade de folhas expansivas, arranjadas

em um interestratificado kerolita-esmectita rico em kerolita (>80%), aqui denominado de interestratificado kerolita-esmectita kerolítico.

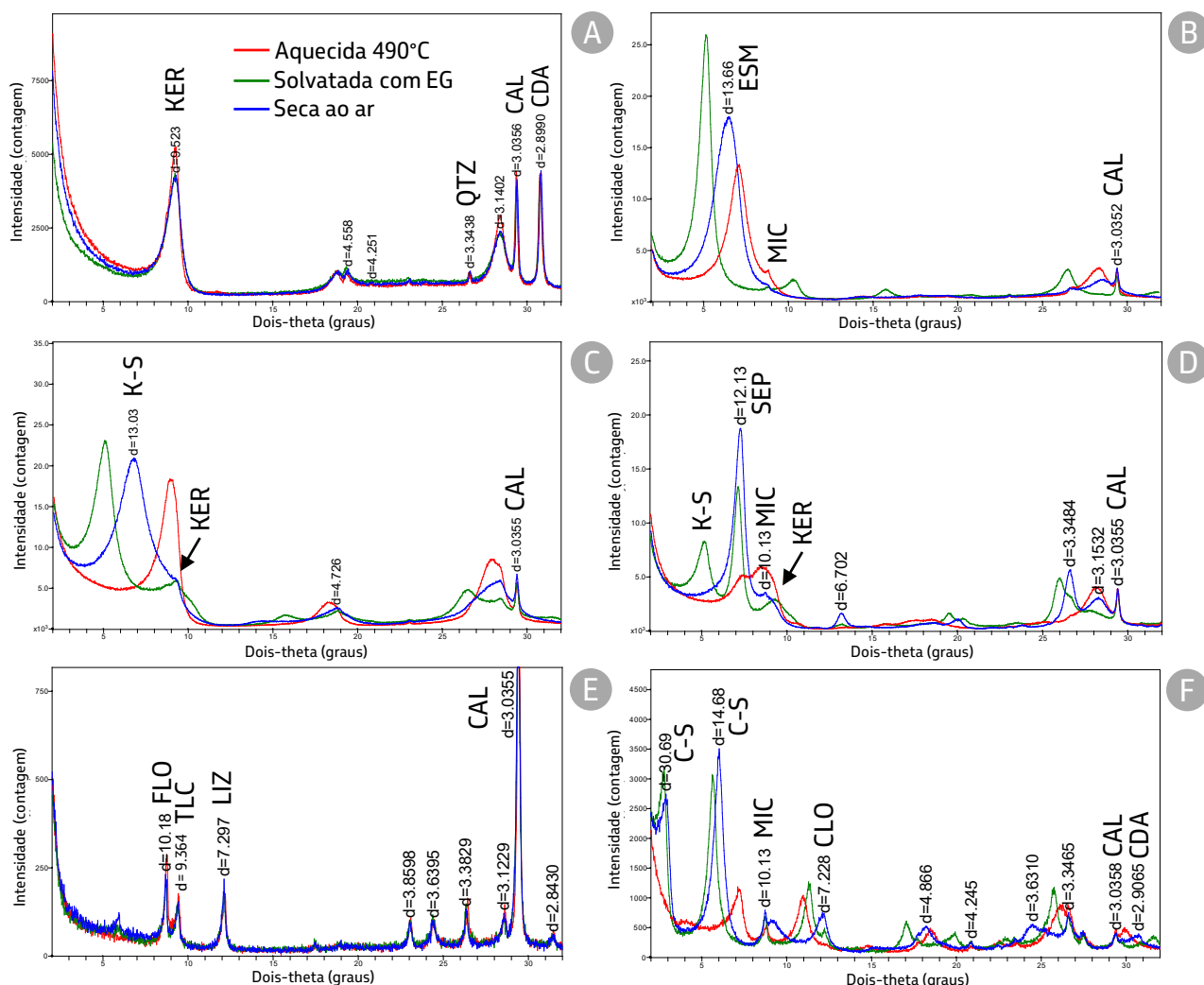


Figura 4.1 - Padrões difratométricos da fração <2 micrômetros de amostras de rochas carbonáticas argilosas, com ênfase para os principais argilominerais magnesianos identificados na Formação Barra Velha. A – Kerolita (KER); B – esmectita magnésiana (saponita - ESM) com traços de mica (MIC); C – Interestratificado kerolita-esmectita com 80% de esmectita (K-S) e kerolita; D – Sepiolita (SEP), kerolita, interestratificado kerolita-esmectita com 80% de esmectita e traços de mica; E – Flogopita (FLO), talco (TLC) e lizardita (LIZ) em metassedimento (*hornfels*), formados por metamorfismo de contato; F – Interestratificado clorita-esmectita (C-S), clorita (CLO) e mica em laminito com fragmentos vulcânicos.

A esmectita magnésiana apresenta uma intensa reflexão 001 entre 14,5 e 15,2 Å na lâmina seca ao ar, que se desloca para 16,8 a 17,3 Å quando solvatada com etileno-glicol, e para 9,7 (fases estevensíticas) a 13 Å (fases saponíticas) quando aquecida a 490°C

(Figura 4.1.B). O coeficiente de variação, medido nas reflexões 00*l*, é sempre inferior a 0.75, o que indica regularidade estrutural, compatível com esmectita discreta (Bailey, 1982). A diferenciação entre as espécies estevensita e saponita foi feita principalmente

segundo a composição química, determinada por microsonda eletrônica, e será apresentada adiante.

Quanto aos interestratificados K-S, a maior parte das amostras analisadas contém interestratificados ricos em esmectita, com até 20% de kerolita (Figura 4.1.C). Esses interestratificados caracterizam-se por uma reflexão principal entre ~13 a 14,5 Å, que se desloca para 16,5 a 17,2 Å quando a amostra é solvatada com etileno-glicol. No aquecimento a 490°C, esta reflexão desloca-se para ~10 a 12 Å. O coeficiente de variação, medido segundo a deconvolução das reflexões 001, 002, 003 e 005, é superior a 0,75, configurando a ocorrência de séries desarmônicas, comuns em argilominerais interestratificados (Bailey, 1982). Os interestratificados kerolita-esmectita identificados no Pré-Sal podem conter tanto folhas de estevensita quanto de saponita na estrutura, e, por isso, são denominados nesse trabalho como K-S estevensítico e K-S saponítico, a depender da espécie de esmectita predominante.

A sepiolita apresenta uma reflexão característica em ~12 Å que se mantém nessa posição quando solvatada com etileno-glicol e aquecida a 490°C, sendo que neste último estado, essa reflexão diminuiu de intensidade (Figura 4.1.D).

O talco distingue-se da kerolita por apresentar uma reflexão principal em cerca de 9,35 Å, com menor valor de largura à meia altura (FWHM – *Full Width at Half Maximum*), e que permanece nessa posição quando a amostra está solvatada com etileno-glicol e também

após o aquecimento a 490°C (Brindley *et al.*, 1977). A lizardita e a flogopita também apresentam reflexões que não mudam de posição nesses 3 estados, em ~7,2 Å e 10,1 Å respectivamente (Figura 4.1.E).

A clorita e o interestratificado C-S encontram-se principalmente nas rochas ígneas, mas também ocorrem em rochas sedimentares, principalmente em fragmentos vulcânicos na fração silte/areia (Figura 4.1.F).

Os filossilicatos identificados por microsonda eletrônica foram: kerolita, esmectita, sepiolita, clorita, micas e interestratificados kerolita-esmectita, ilita-esmectita e clorita-esmectita. A figura 4.2 mostra a distribuição dos dados de microsonda eletrônica no diagrama ternário $M^{+}-4Si-3R^{2+}$. Neste diagrama, observa-se que a maioria das análises químicas pontuais está no campo entre a estevensita, a saponita, a sepiolita e a kerolita. Esse campo concentra os argilominerais magnesianos autigênicos do Pré-sal e as saponitas provenientes da alteração dos basaltos intrabaciais (Bacalhau-BAS).

Algumas análises estão entre os campos das micas com ferro (celadonita) e com magnésio (flogopita). Essas análises são relativas às micas detríticas presentes nas litofácies sedimentares e às micas analisadas nos basaltos intrabaciais. Outras análises encontram-se entre a clorita e a saponita e referem-se aos interestratificados clorita-esmectita dos basaltos intrabaciais (Bacalhau-BAS). A tabela 4.1 apresenta a fórmula estrutural de análises de microsonda, representativas de cada espécie.

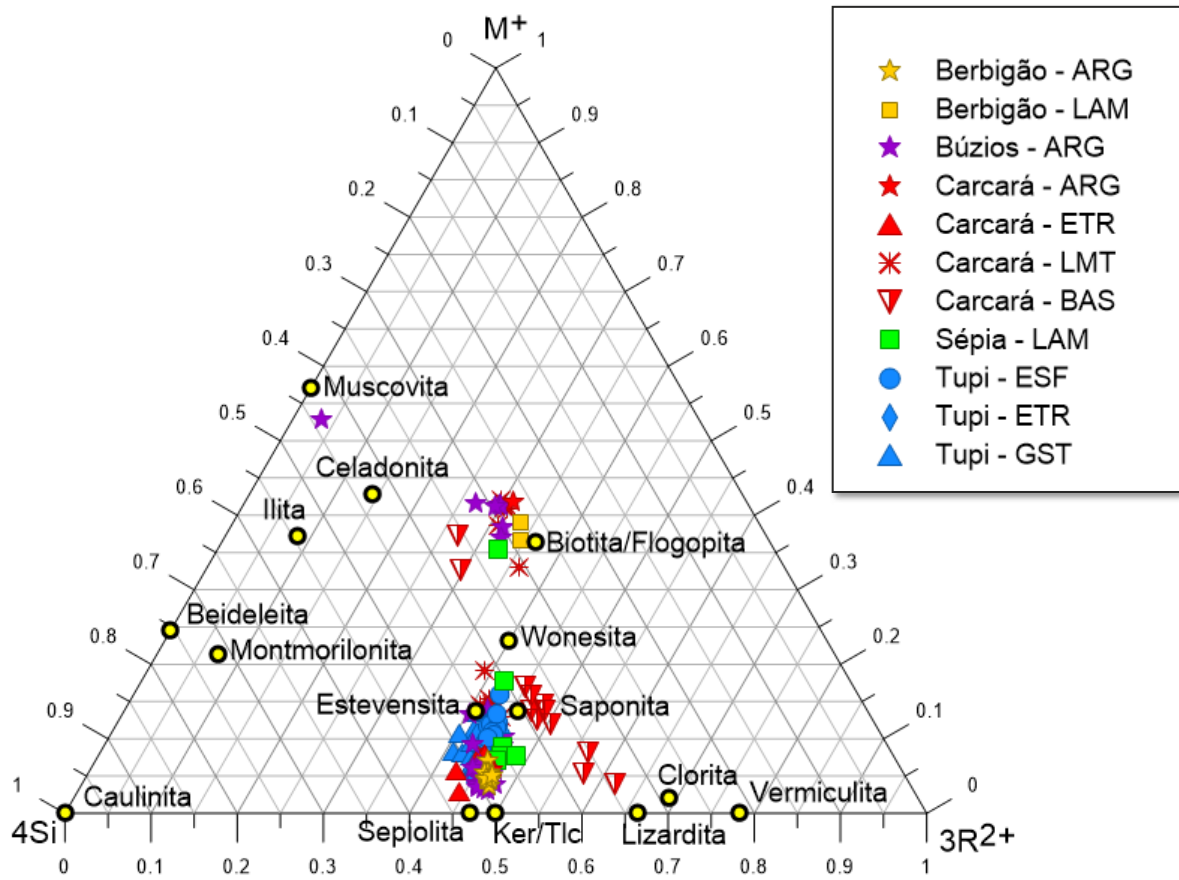


Figura 4.2: Projeção da composição química de argilominerais e micas no diagrama ternário $M^{+}-4Si-3R^{2+}$ (Meunier e Velde, 1989), em 15 amostras da Formação Barra Velha, nos campos de Bacalhau, Berbigão, Búzios, Sêpia e Tupi. As análises químicas pontuais foram adquiridas por microsonda eletrônica, em plaquetas de argilominerais e micas, num total de 236 pontos de análises em 15 amostras, agrupadas pela litologia e área de ocorrência. ARG: argilito com esferulitos; BAS: basalto; ESF: esferulitito; ETR: estromatolito; GST: *grainstone*; LAM: lamito; LMT: laminito. $M^{+} = Na^{+} + Ca^{2+} / 2$; $4Si = Si^{4+} / 4$ e $3R^{2+} = (Mg^{2+} + Fe^{2+}) / 3$

Tabela 4.1 – Exemplos de quatro análises químicas pontuais adquiridas por microsonda eletrônica (% massa) em argilominerais magnesianos do Pré-sal, que constam na Figura 4.2. A fórmula estrutural foi calculada na base de 22 oxigênios para a kerolita, o interstratificado kerolita-esmectita (K-S) e a saponita, e na base de 32 oxigênios para a sepiolita.

AMOSTRA	Espécie	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	NiO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO	CaO	SOMA
1-Berbigão - argilito	Kerolita	60,90	0,31	29,55	0,18	-	-	-	-	0,26	0,08	0,35	0,07	91,69
2-Sépia - laminito	K-S	51,78	1,38	25,90	0,55	0,03	0,01	-	-	0,45	0,30	0,38	0,14	80,91
3-Bacalhau - argilito	Saponita	51,31	6,14	23,28	0,95	0,41	-	-	0,02	0,70	1,25	0,38	0,38	84,82
4-Bacalhau - estromatolito	Sepiolita	55,51	0,36	22,67	0,49	-	-	0,02	-	0,09	0,16	0,40	0,31	79,99

		Tetraedro					Octaedro					Espaço Intercamada				
AMOSTRA	Espécie	Si	Al	ΣTet.	Mg	Al	Fe	Ti	ΣOct.	Na	K	Sr	Ca			
1-Berbigão - argilito	Kerolita	8,02	-	8,02	5,79	0,05	0,02	-	5,87	0,06	0,01	0,03	0,01			
2-Sépia - laminito	K-S	7,79	0,21	8,00	5,81	0,04	0,07	0,01	5,93	0,13	0,06	0,03	0,02			
3-Bacalhau - argilito	Saponita	7,42	0,58	8,00	5,02	0,47	0,11	0,07	5,68	0,19	0,23	0,03	0,06			
4-Bacalhau - estromatolito	Sepiolita	12,10	-	12,10	7,37	0,09	0,08	-	7,54	0,04	0,04	0,05	0,07			

5. TEXTURA, MINERALOGIA E LITOFÁCIES ASSOCIADAS: MODELO GENÉTICO

5.1. Textura e mineralogia

Os argilominerais nas rochas do Pré-sal exibem as seguintes feições texturais em escala de lâmina delgada (petrografia) e MEV: a) limpa, dos tipos laminada, maciça, granular, *coating* (envolvendo grão ou outro argilomineral) e intraclástica nas frações silte a areia, e b) suja associada com minerais detríticos na

fração silte, podendo ser finamente laminada ou maciça. Essas texturas raramente estão isoladas, sendo comum em uma mesma amostra a identificação petrográfica de duas ou mais diferentes texturas nas porções argilosas (Figuras 5.1.1, 5.1.2 e 5.1.3).

Essas diferentes texturas estão relacionadas com as espécies de argilominerais. Kerolita, estevensita e interestratificado kerolita-estevensítico apresentam textura limpa que pode ser do tipo laminada (Figuras 5.1.1 A, 5.1.1 B) e granular (Figuras 5.1.1 C e

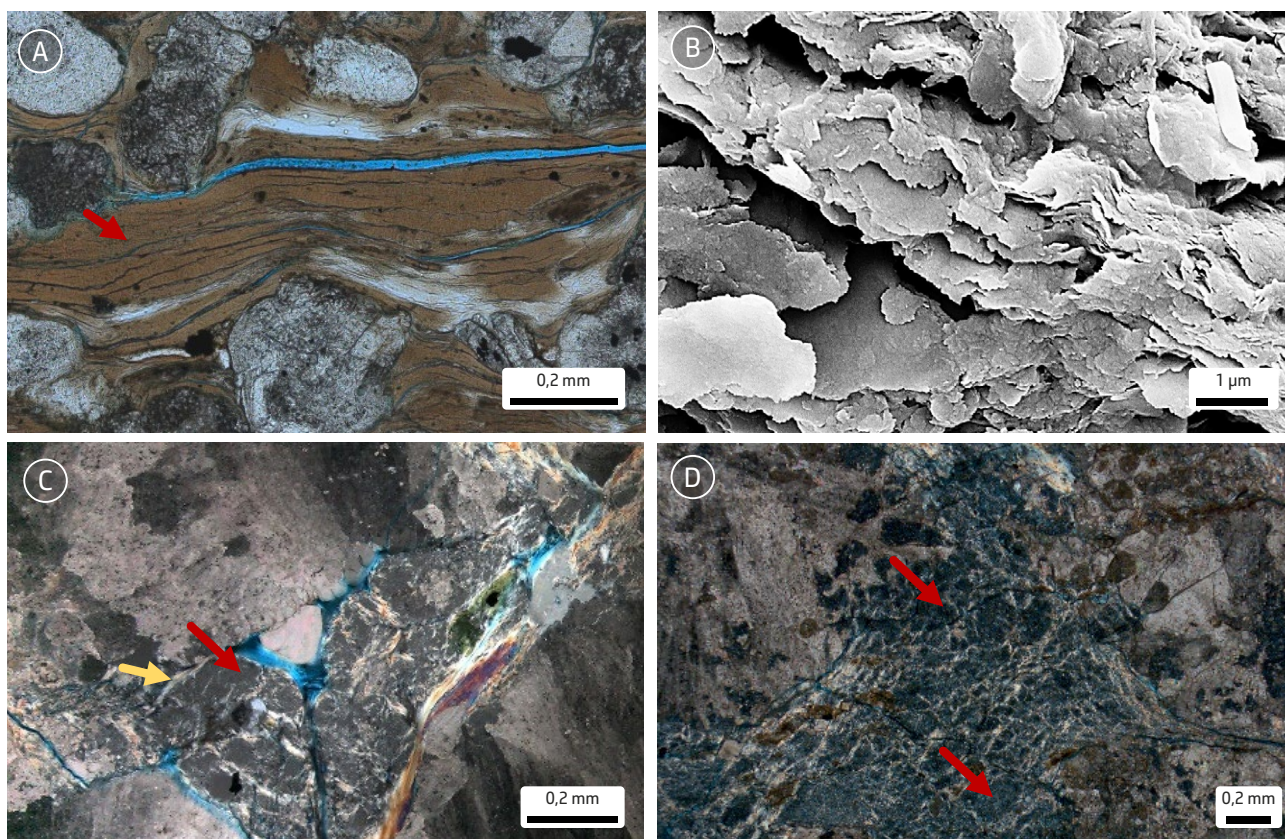


Figura - 5.1.1: Imagens de microscopia das principais texturas dos argilominerais magnesianos do Pré-sal da Bacia de Santos. A) fotomicrografia em luz polarizada plana (LPP) mostrando kerolita (castanha) com textura limpa e laminada (seta vermelha); B) imagem de MEV mostrando a kerolita com textura laminada; C) fotomicrografia LPP de kerolita (seta vermelha) de textura limpa granular com *coating* de sepiolita (seta amarela); D) fotomicrografia em luz polarizada cruzada (LPX) de interestratificado kerolita-estevensítico (setas vermelhas) com textura limpa e granular.

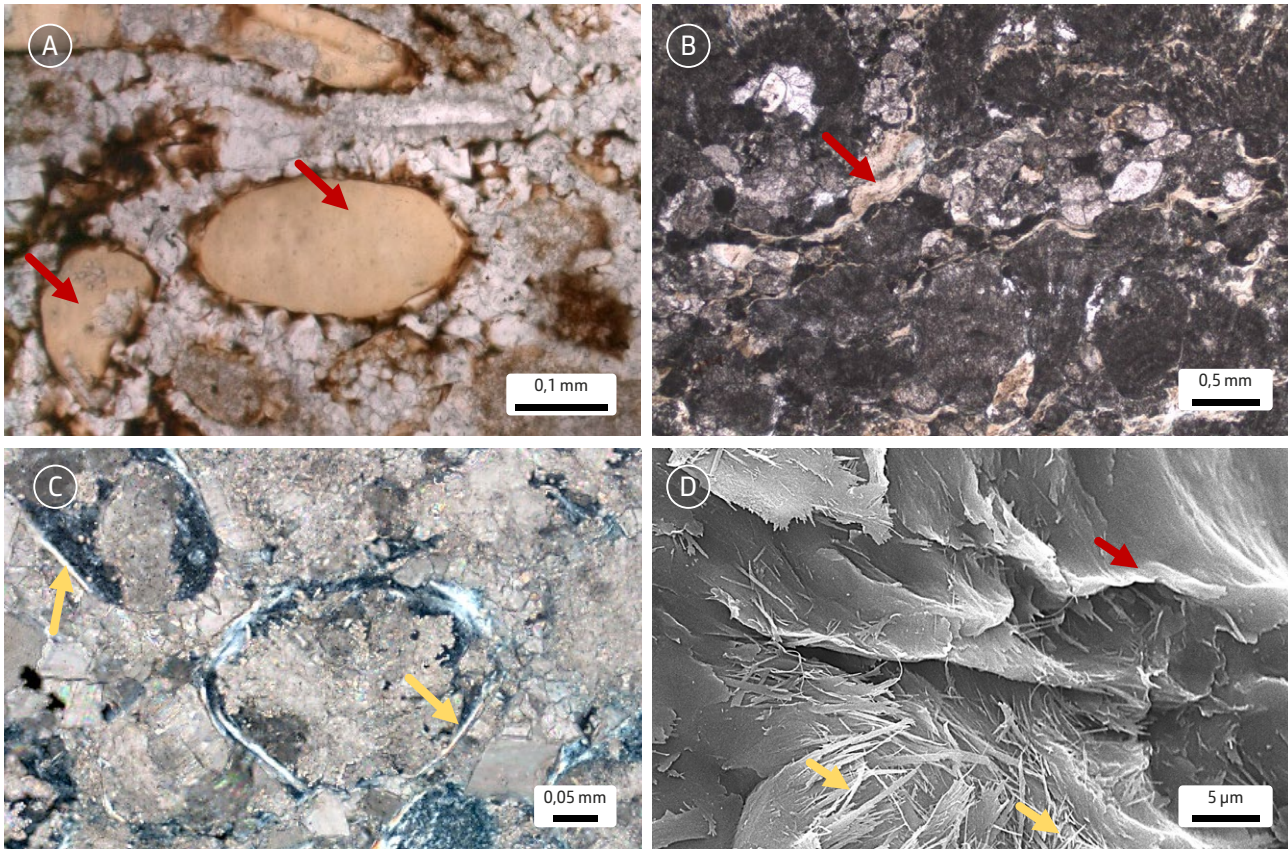


Figura - 5.1.2: Imagens de microscopia das principais texturas dos argilominerais magnesianos do Pré-sal da Bacia de Santos. A) fotomicrografia em luz polarizada plana (LPP) de intraclastos limpos de kerolita (setas vermelhas), circundados por cimento carbonático; B) fotomicrografia em LPP, mostrando intraclastos de kerolita formando pseudo-matriz (seta vermelha); C) fotomicrografia em luz polarizada cruzada (LPX) de sepiolita formando *coatings* (setas marrom), de textura limpa, ao redor de intraclastos carbonáticos; D – imagem de MEV mostrando sepiolita (setas laranjas) desenvolvendo-se sobre lâminas de interestratificado kerolita-esmectita estevensítico (seta vermelha).

5.1.1 D). Quando esses níveis são erodidos formam intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia, que também podem ter textura limpa (Figura 5.1.2 A). A sepiolita ocorre na maioria das vezes na forma de *coating* (Figuras 5.1.1 C, 5.1.2 C e 5.1.2 D). A saponita, o interestratificado kerolita-esmectita saponítico e o interestratificado ilita-esmectita ocorrem em níveis argilosos com textura suja, associadas sempre com minerais detríticos, como mica, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo na fração silte (Figuras 5.1.3

A e B). A alteração de augita (em basaltos) para saponita (Figuras 5.1.3 C e D), observada em amostras de basalto do Pré-sal, indica que a saponita também pode ser produto de alteração de basaltos.

5.2. Litofácies e modelo genético para os argilominerais

Os argilomominerais magnesianos podem estar associados com as fácies carbonáticas

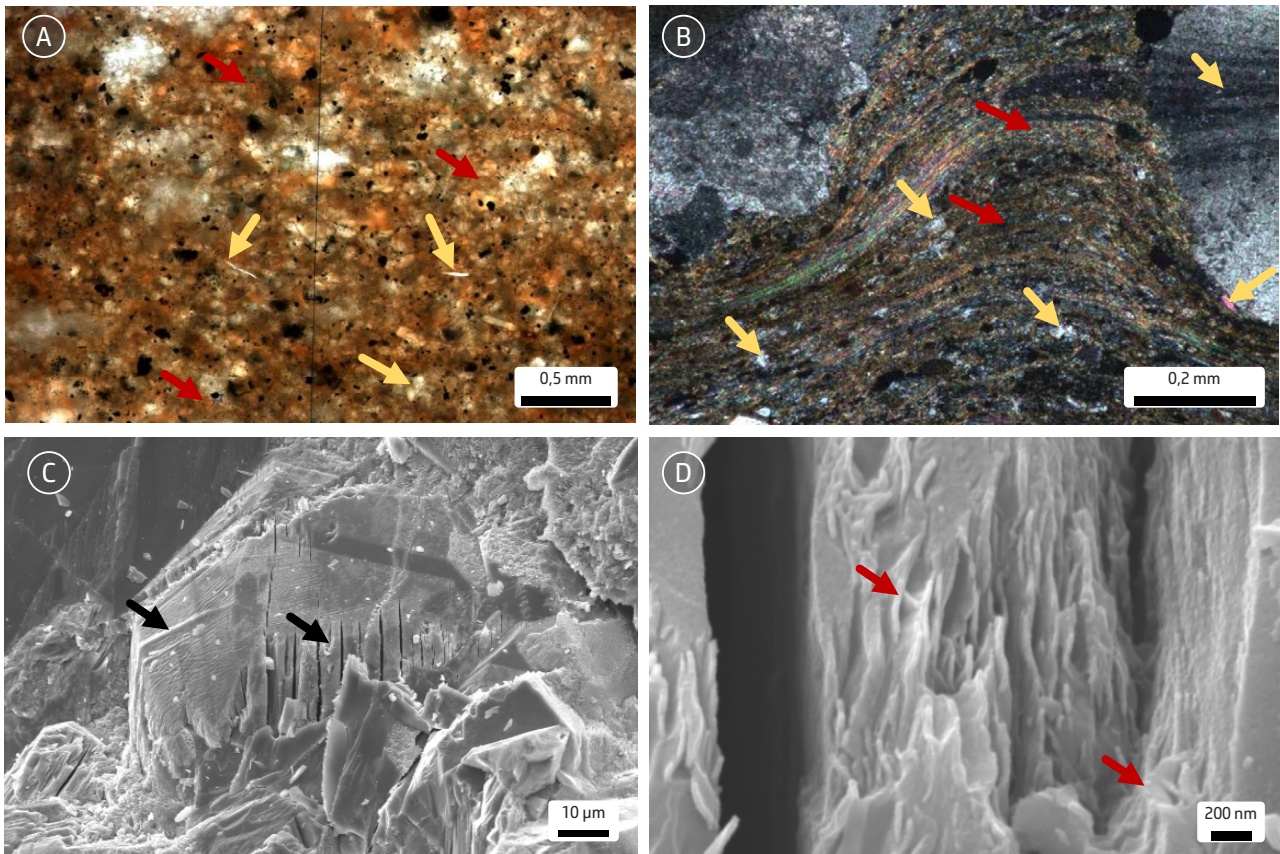


Figura 5.1.3 Imagens de microscopia das principais texturas dos argilominerais magnesianos do Pré-sal da Bacia de Santos. A) fotomicrografia em luz polarizada plana (LPP), de saponita com cor castanha (setas vermelhas) com textura suja e maciça, associada com grãos detríticos na fração silte (setas amarelas); e B) fotomicrografia em luz polarizada cruzada (LPX) de interestratificado kerolita-esmectita saponítico (setas vermelhas) com textura suja e LAMINADA, com grãos detríticos fração silte (setas amarelas); C) imagem de MEV mostrando cristal de augita em amostra de basalto (setas verdes); D) detalhe da imagem C) ao MEV, mostrando cristal de augita em processo de alteração/transformação diagenética para saponita (setas vermelhas).

in situ (esferulititos, estromatolitos e laminitos) e com as fácies retrabalhadas (*packstones*). Infere-se que as litofácies carbonáticas *in situ*, que possuem níveis argilosos, seja com textura suja ou limpa, depositaram-se em contexto ambiental de baixa energia. Quanto às litofácies com intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia, como estas são predominantemente *packstones*, interpreta-se uma energia moderada no ambiente deposicional. A análise entre litofácies e espécie de argilomineral indica que as fácies de estromatolitos apresentam maior proporção

de kerolita, sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico, enquanto laminitos e laminitos possuem maior conteúdo de saponita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico. Já esferulititos podem ocorrer associados tanto com argilominerais kerolíticos (textura limpa) quanto saponíticos (textura suja). *Packstones* podem ter intraclastos argilosos de kerolita, mas também de interestratificados kerolita-esmectita estevensítico. A tabela 5.2 sumariza as principais espécies de argilominerais, texturas e as litologias em que esses argilominerais

Tabela 5.2 – Sumário das espécies de argilominerais, textura e fácies

ARGILOMINERAL	TEXTURA PETROGRÁFICA	FÁCIES ASSOCIADA
Kerolita	Limpa com ausência de grãos detríticos do tipo: laminada maciça granular intraclasto*	estromatolito esferulitito laminito <i>packstone</i> * <i>grainstone</i> *
Estevensita e Interstratificado kerolita-esmectita estevensítico	Limpa com ausência de grãos detríticos do tipo: laminada maciça granular intraclasto*	estromatolito esferulitito laminito <i>packstone</i> * <i>grainstone</i> *
Sepiolita	Limpa com ausência de grãos detríticos do tipo: <i>coating</i>	estromatolito <i>packstone</i> <i>grainstone</i> esferulitito
Saponita e Interstratificado kerolita-esmectita saponítico	Suja com presença de grãos detríticos na fração silte do tipo: laminação incipiente finamente laminada maciça	laminito lamito esferulitito com matriz lamítica
Interstratificado ilita-esmectita	Suja com presença de grãos detríticos na fração silte do tipo: finamente laminada maciça	esferulitito laminito lamito

ocorrem. Na tabela é possível observar que uma espécie de argilomineral pode apresentar texturas distintas.

Utilizando a análise textural e seguindo os mesmos critérios definidos por Galan e Pozo (2011), foram identificadas as seguintes gêneses para os argilominerais do Pré-sal: autigênese por neoformação; autigênese por transformação e detrítica (fração areia na forma de intraclatos e fração argila originada por processos de decantação e/ou alteração de basalto). A seguir são apresentadas em detalhe a gênese dos argilominerais do

Pré-sal segundo suas texturas, mineralogias e litofácies associadas.

A. Autigênese por neoformação

Os argilominerais magnesianos autigênicos neoformados são definidos geneticamente pela precipitação direta de soluções iônicas ou coloidais, ou seja, deposição sin-sedimentar (Pozo, 2000; Galán e Pozo, 2011). Os argilominerais magnesianos do Pré-sal caracterizam-se pela deposição singenética aos minerais carbonáticos. Apresentam como características petrográficas principais a textura limpa,

presença de laminação, ausência de minerais precursoros e minerais detríticos em baixíssima quantidade ou ausentes. Segundo Anjos *et al.* (2017), os argilominerais autigênicos por neoformação apresentam feições de precipitação direta, tais como: a) cristálitos neoformados cuja orientação, segundo os planos de acamamento da rocha, promove a formação de lamelas de argilominerais, que apresentam continuidade óptica em microscopia e fundamentam a textura laminada para as camadas de argilominerais (Figuras 5.1.1 A e B), b) *coatings* em torno de intraclastos (Figura 5.1.2 C); c) textura granular (Figuras 5.1.1 C e D), a qual é frequentemente associada a exposição subaérea/paleossolo (Pozo e Casas, 1999) e d) textura maciça, na qual, com aumento de 100 vezes, observa-se algumas porções com concentração de formas circulares, de tamanho coloidal. A morfologia coloidal forma-se quando o precursor dos argilominerais são géis amorfos, à semelhança do que é observado na Bacia de Madri (Galán e Pozo, 2011).

Kerolita, sepiolita, estevensita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico são os principais argilominerais autigênicos neoformados identificados nas rochas estudadas. Argilitos esferulíticos, esferulíticos, estromatolitos arbustiformes, brechas de ressecamento e calcrete são as principais fácies portadoras de argilominerais neoformados, o que indica um contexto de baixa energia de agitação da água. Os intervalos sedimentares que contém esses

argilominerais neoformados apresentam valores de Raios Gama (RG) baixos, e baixa impedância (Figura 5.2.6).

B. Autigênese por transformação

Os argilominerais autigênicos por transformação se formam a partir da dissolução de minerais precursoros, como micas, argilominerais detríticos e feldspatos, sendo caracterizados petrograficamente pela textura suja, laminação pouco evidente, maior presença de minerais detríticos e elementos-traço (Galán e Pozo, 2011), como Al, Fe, Ti, Mn, Cr e Ni (Figuras 5.1.3 A e B). Essa transformação pode ser bem precoce à deposição do precursor (eodiagênese) ou mais tardia. Nas amostras analisadas do Pré-sal, os argilominerais autigênicos por transformação foram identificados em rochas com um conteúdo de minerais detríticos em torno de 10%, raramente ultrapassando 15% da composição total da rocha. A saponita e o interestratificado kerolita-esmectita saponítico são os principais argilominerais autigênicos por transformação. Análises químicas por microsonda eletrônica indicam que em alguns casos a saponita contém Ti, Mn, Cr, Ni e K, além de Si, Al, Mg e Fe, sendo comum a ocorrência de micas detríticas, cujos processos de alteração são provedores do Ti, Cr, Mn e K alocados na saponita (Anjos, 2016). As rochas com predomínio de argilominerais autigênicos por transformação são lamitos, siltitos, laminitos e esferulíticos com matriz lamítica (Anjos *et al.*, 2017). Os valores

de RG ficam mais elevados, principalmente o canal de potássio do RG espectral, devido à presença de minerais detríticos, como ilitas e K-feldspatos (Figura 5.2.6). A presença de grãos siliciclásticos na fração silte, associados a esses argilominerais autigênicos por transformação, indica ocorrência de processos de suspensão e decantação em um contexto de maior lâmina d'água, de baixa energia.

C. Argilominerais detríticos fração argila

Os argilominerais detríticos na fração argila estão associados com siliciclásticos na fração silte/argila, como feldspatos potássicos, quartzo, plagioclásio e mica. Possuem textura suja, finamente laminada e com presença de filmes de matéria orgânica amorfa. Estão alinhados segundo os planos de acamamento e contribuem na formação das lâminas argilosas. São compostos por ilita, ilita-esmectita, saponita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico, cuja deposição está associada a processos de decantação. Neste caso, a saponita, além de ocorrer por processos de autigênese por transformação, também pode ser produto de alteração de basaltos, conforme mostrado nas Figuras 5.1.3 C e D, em que sedimenta por processos de suspensão e decantação. As principais fácies associadas são lamitos e esferulitos com matriz lamítica (Figura 5.2.3). Os intervalos com minerais detríticos apresentam valores de raios gama

altos, quando comparados com as demais fácies de toda a seção Alagoas (Figura 5.2.6).

D. Argilominerais detríticos na forma de intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia

Os argilominerais magnesianos na forma de intraclastos na fração areia a silte estão associados com intraclastos de carbonatos, ou seja, associados com fácies carbonáticas retrabalhadas. Neste caso, os argilominerais autigênicos neoformados depositados em contexto de baixa energia são posteriormente retrabalhados por processos sedimentares diversos, em contexto deposicional de moderada energia. Sua textura é limpa, intraclástica e pode ser constituída por kerolita, estevensita e/ou interestratificado kerolita-esmectita estevensítico. É comum que os intraclastos argilosos, por efeitos de compactação, se comportem como pseudo-matriz (Figura 5.1.2 B). A principal fácies associada é *packstone* e, subordinadamente, *grainstone* (Figura 5.2.5). Por vezes, os argilominerais formam *coating* em torno de grãos argilosos e componentes carbonáticos, como estromatolitos e esferulitos. Os intervalos com intraclastos de argila apresentam baixos valores de raios gama e baixa impedância (Figura 5.2.6).

As Figuras 5.2.1, 5.2.2, 5.2.3, 5.2.4 e 5.2.5 apresentam alguns exemplos de litofácies, espécies e texturas de argilominerais magnesianos, os aspectos macro e microscópicos, imagens de MEV e assinaturas de DRX dos

argilominerais. Os argilominerais autigênicos magnesianos por neoformação e por transformação são facilmente identificados na

análise petrográfica. Porém, a caracterização das espécies só é possível pelas análises de DRX e análises químicas pontuais.

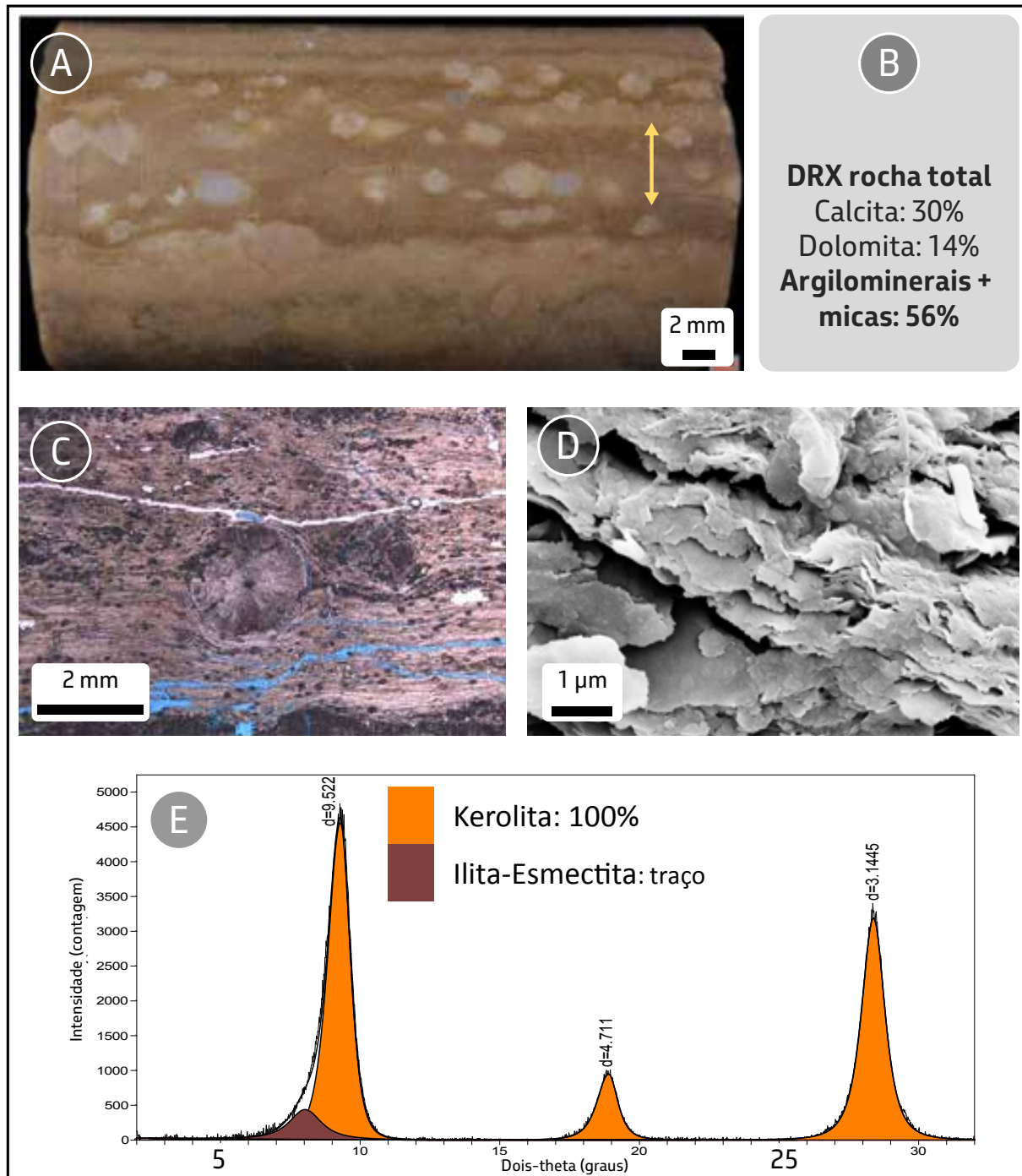


Figura 5.2.1 - Esferulito com kerolita autigênica neoformada: A) fotografia de amostra lateral, seta amarela indicando o intervalo com maior quantidade de argilomineral; B) resultado da difratometria de raios-X rocha total; C) fotomicrografia COM luz polarizada plana (LPP) de kerolita de cor castanha, textura limpa E laminada com continuidade óptica; D) imagem de MEV mostrando a textura laminada da kerolita; E) difratograma da fração <math>< 2 \mu\text{m}</math> mostrando que a kerolita perfaz QUASE 100% do conteúdo de argilomineral da amostra.

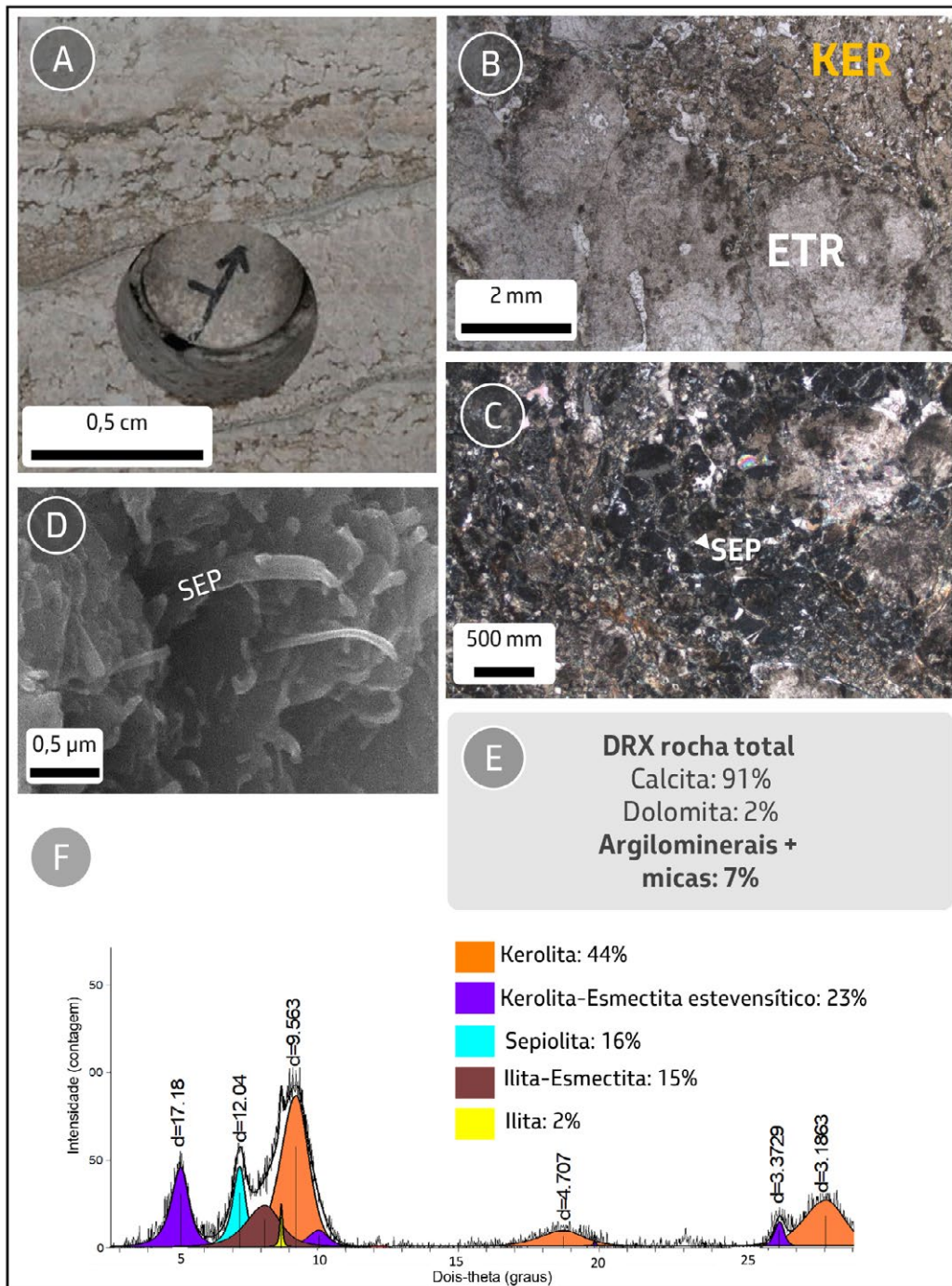


Figura 5.2.2 - Estromatolito com kerolita e sepiolita autigênicas neoformadas: A) foto de detalhe de testemunho, mostrando estromatolito com argilomineral magnesiano; B) fotomicrografia de lâmina delgada luz polarizada plana (LPP) onde se observa a textura granular da kerolita (KER), no topo do estromatolito (ETR). A feição granular pode ser indicativo de ressecamento/exposição; C) detalhe de fotomicrografia de lâmina delgada (luz polarizada cruzada LPX) onde é possível reconhecer a textura de "coating" (seta branca) da sepiolita, D) imagem de MEV da sepiolita, mostrando a textura fibrosa, E) Resultado de DRX rocha total e F) difratograma da fração < 2 micrômetros indicando como principais argilominerais presentes na amostra, a kerolita, o interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e a sepiolita.

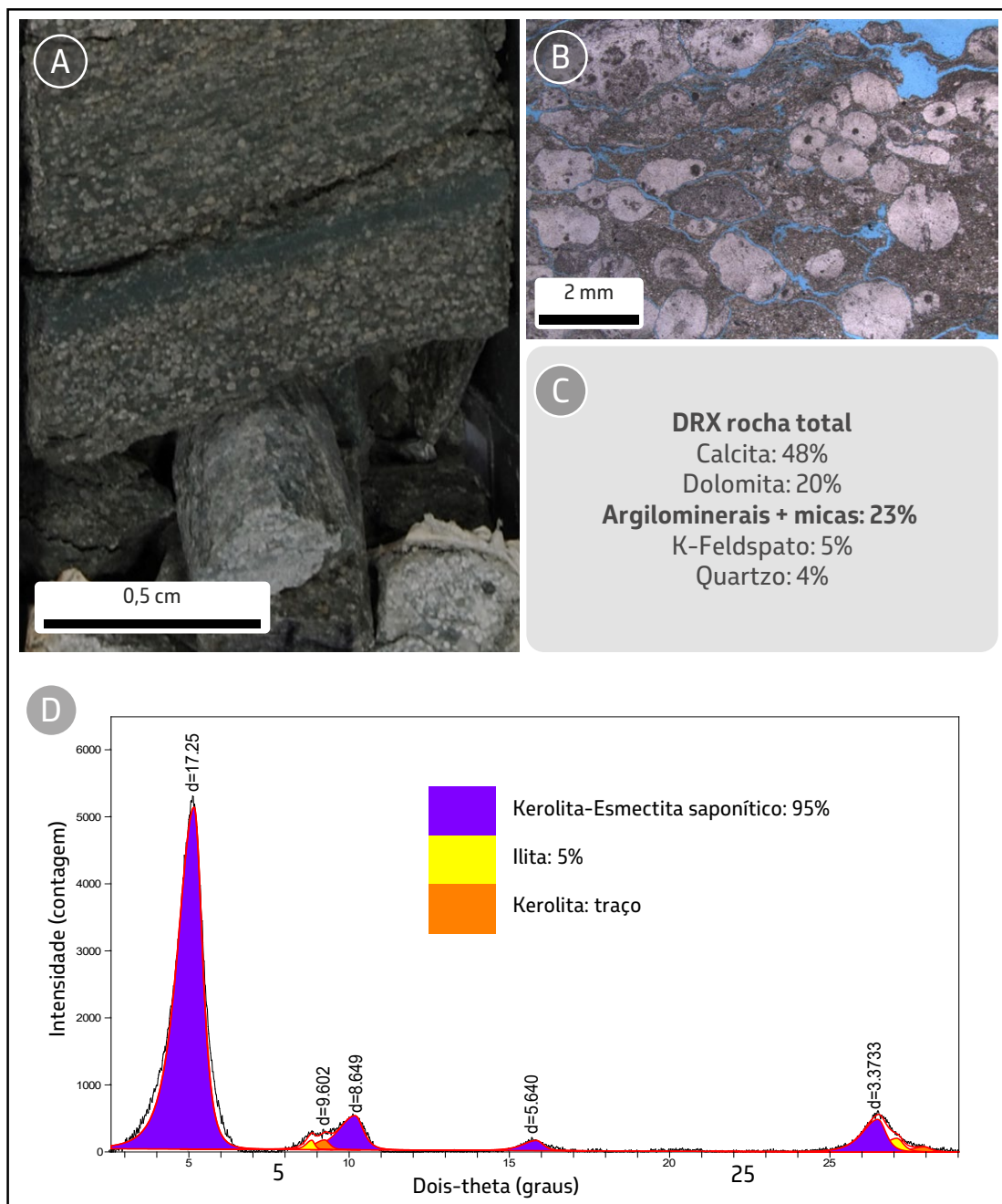


Figura 5.2.3 - Esferulitito com matriz de lamito com interestratificado kerolita-esmectita saponítico formado por autigênese por transformação e/ou decantação, e ilita formada por processos de decantação: A) foto de detalhe de testemunho, mostrando esferulitito em matriz lamítica, B) fotomicrografia de lamina delgada (luz polarizada plana (LPP) apresentando a textura suja associada com presença de minerais detríticos na fração silte; C) resultado de DRX rocha total indicando o alto conteúdo de argilominerais e micas (23%), além da presença de quartzo e feldspato potássico; D) difratograma da fração menor que 2 micrômetros e os principais argilominerais identificados.

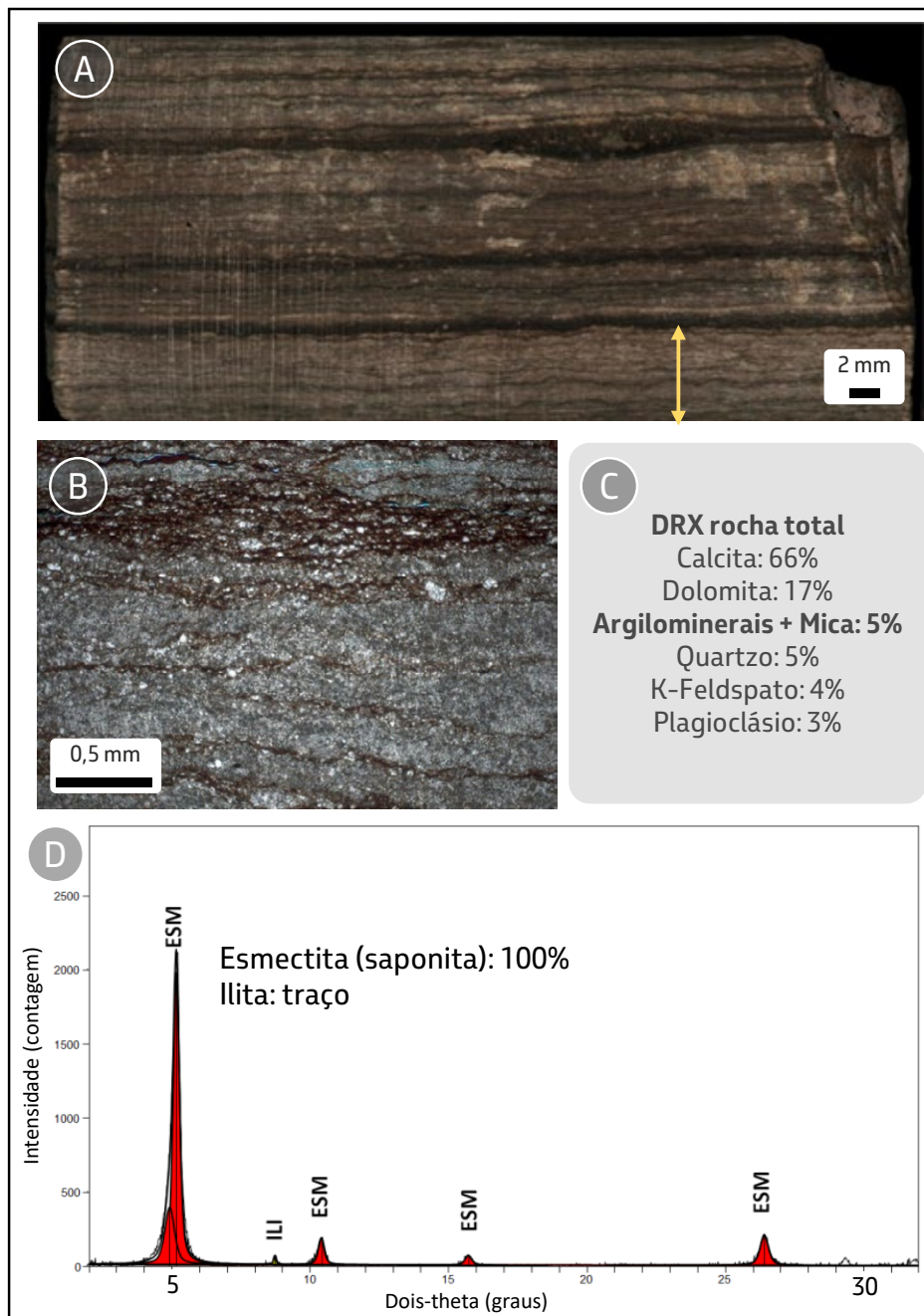


Figura 5.2.4 - Laminito com níveis de saponita (esmetita) autigênica por transformação: A) fotografia de amostra lateral; B) fotomicrografia de lâmina delgada em luz polarizada paralela (LPP) mostrando a textura suja e finamente laminada, com presença de minerais detríticos na fração silte; C) resultado de DRX rocha total mostrando o conteúdo de argilominerais, micas e demais filossilicatos; D) difratograma da fração menor que 2 micrômetros indicando a saponita como argilomineral predominante, e traços de ilita.

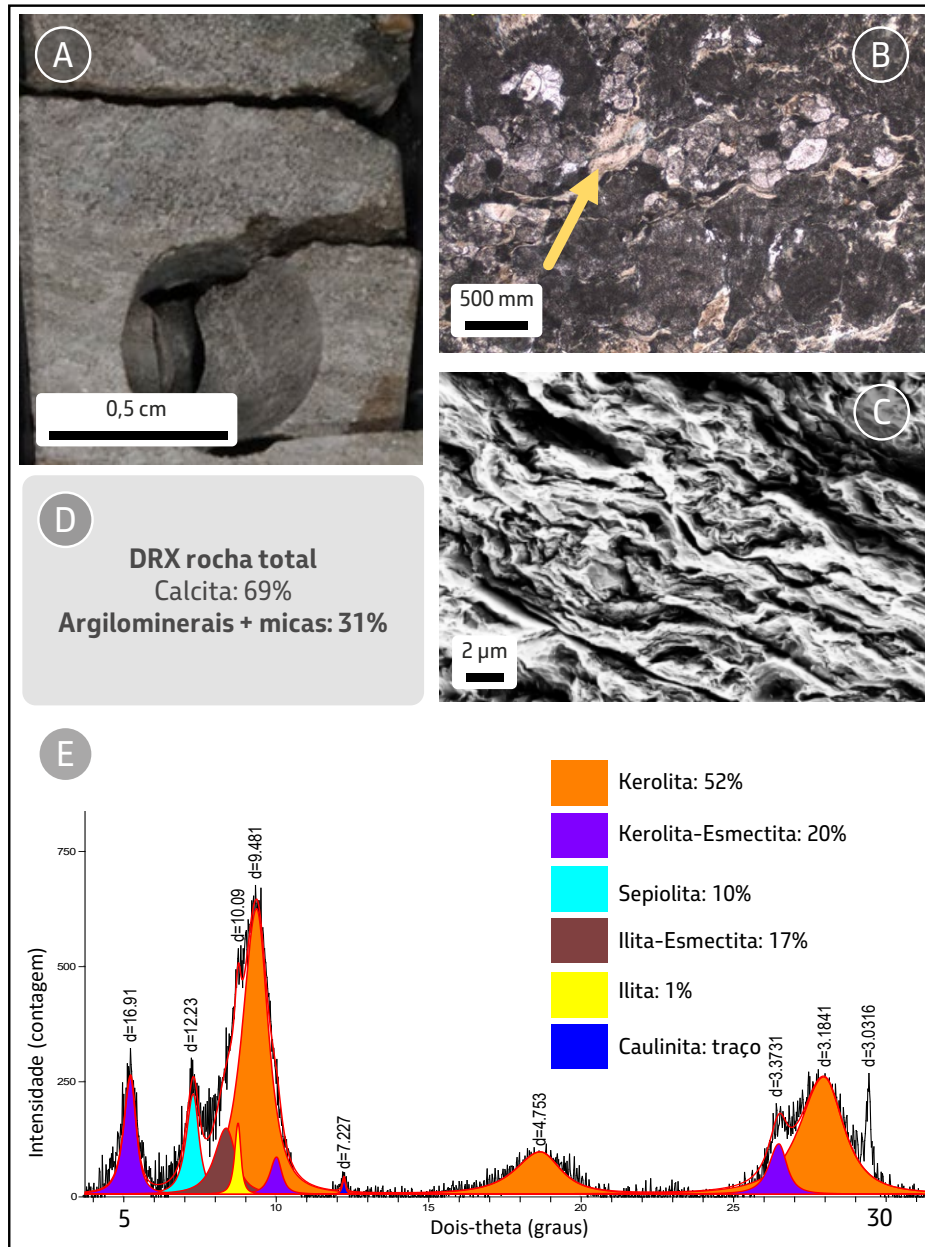


Figura 5.2.5 - Packstone com intraclastos de kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico: A) foto de detalhe de testemunho; B) fotomicrografia de lamina delgada, luz polarizada plana (LPP) mostrando o detalhe dos intraclastos de argilomineral na fração areia, por vezes formando pseudo-matriz (seta amarela); C) imagem de MEV indicando a textura laminada dos intraclastos argilosos de kerolita e D) resultado da difratometria de raio X rocha total; E) difratograma da fração menor que 2 micrômetros e quantificação dos diferentes argilominerais presentes na amostra.

A Figura 5.2.6 apresenta um quadro resumo com as diferentes gêneses associadas às texturas e às espécies de argilominerais, bem como as fácies carbonáticas associadas e energia do ambiente deposicional, assim como a resposta em perfis. Esse quadro resumo mostra que a gênese e interreptação do contexto deposicional se baseia não somente na espécie de

argilomineral, mas sim de maneira integrada com a textura petrográfica e fácies. É importante ressaltar que pode ocorrer, em uma mesma amostra, mais de um tipo de argilomineral. Por exemplo, em uma mesma amostra de esferulítico com argilominerais autigênicos neoformados, pode ocorrer kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e sepiolita.

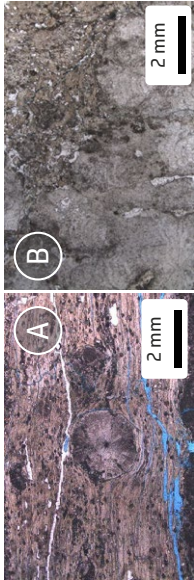
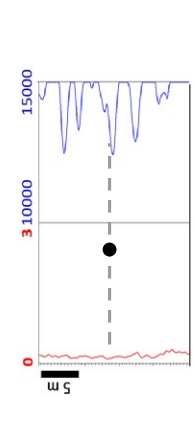

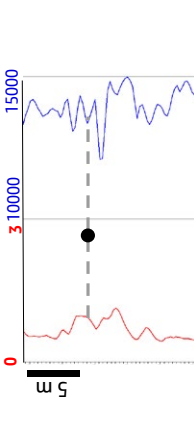
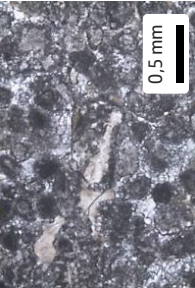
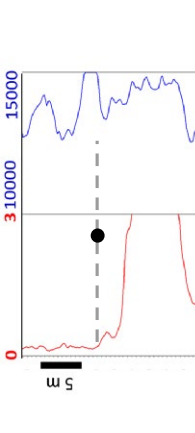
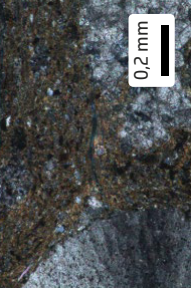
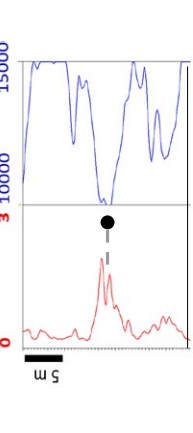
GÊNESE	TEXTURA	ARGILOMINERAL	FÁCIES/ENERGIA DO AMBIENTE DEPOSICIONAL	PADRÃO DE PERFIL RG Potássio – RGK % IMPEDÂNCIA – I Kg/(m ² ·s)
<p>Autigênese por Neoformação</p> 	<p>-textura limpa laminada (A) granular (B) -ausência de grãos detriticos</p>	<p>-Kerolita -Estevensita -Kerolita-esmectita estevensítica -Sepiolita</p>	<p>esferulitos, estromatolitos e laminitos Baixa energia</p>	<p>RGK: baixo I: baixa a moderada</p> 
<p>Autigênese por Transformação</p> 	<p>-textura suja -minerais detriticos são comuns (fração silte e fração argila (62 mm-4mm) -sem laminação ou laminação incipiente</p>	<p>-Saponita -lilita-esmectita</p>	<p>laminitos e esferulitos com grãos siliciclásticos na fração silte associados (processo de suspensão e decantação) Baixa energia</p>	<p>RGK: moderado I: baixa a moderada</p> 
<p>Detritica – Intraclastos na fração areia</p> 	<p>-intraclastos de argilom. magnesiano tam. 0,5 mm (associado com intraclastos carbonáticos)</p>	<p>-Kerolita -Estevensita -Kerolita-esmectita estevensítica</p>	<p>Packstones com Intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia a silte (processo de retrabalhamento) Moderada energia</p>	<p>RGK: baixo I: moderada</p> 
<p>Detritica (decantação) + Autigênese por Transformação</p> 	<p>-textura suja -minerais detriticos são comuns (fração silte e fração argila (62 mm-4mm) -COT: valores entre 1 a 4%</p>	<p>-Saponita -Kerolita-esmectita saponítica -lilita-esmectita</p>	<p>Lamitos, lamitos com esferulitos e margas grãos siliciclásticos na fração silte associados (processo de suspensão e decantação) Baixa energia</p>	<p>RGK: alto I: baixo</p> 

Figura 5.2.6 – Quadro resumo com as principais espécies, texturas e gênese dos argilominerais presentes no Pré-sal, as fácies carbonáticas associadas e seu significado deposicional e a resposta de perfis. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

5.3. Reações físico-químicas eodiagnéticas dos argilominerais magnesianos

O estudo dos padrões difratométricos da kerolita e da esmectita magnésiana de diferentes poços da Bacia de Santos mostra que esses minerais apresentam modificações no ordenamento (cristalinidade). Essas modificações na cristalinidade podem ser devido à ação da diagênese. No Pré-sal da Bacia de Santos, se observou, nas fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos, a precipitação singenética de kerolita, estevensita e interstratificado kerolita-esmectita estevensítico, e a formação de *coating* de sepiolita

eodiagnética em fácies carbonáticas (Figura 5.1.2 C). As relações paragenéticas feitas pela análise petrográfica em carbonatos com argilominerais são bem estabelecidas: kerolita, estevensita e interstratificado kerolita-esmectita estevensítico estão presentes no núcleo dos esferulitos (Figuras 5.3.1 A e B) e, por vezes, junto às laminações dos estromatolitos (Figuras 5.3.1 C e D), indicando o caráter singenético destes argilominerais com os carbonatos. Dolomitas romboédricas ocorrem associadas aos argilominerais magnesianos, deformando as lâminas destes, indicando que a ocorrência de dolomita é pós deposição dos argilominerais (Figuras 5.3.1 E F).

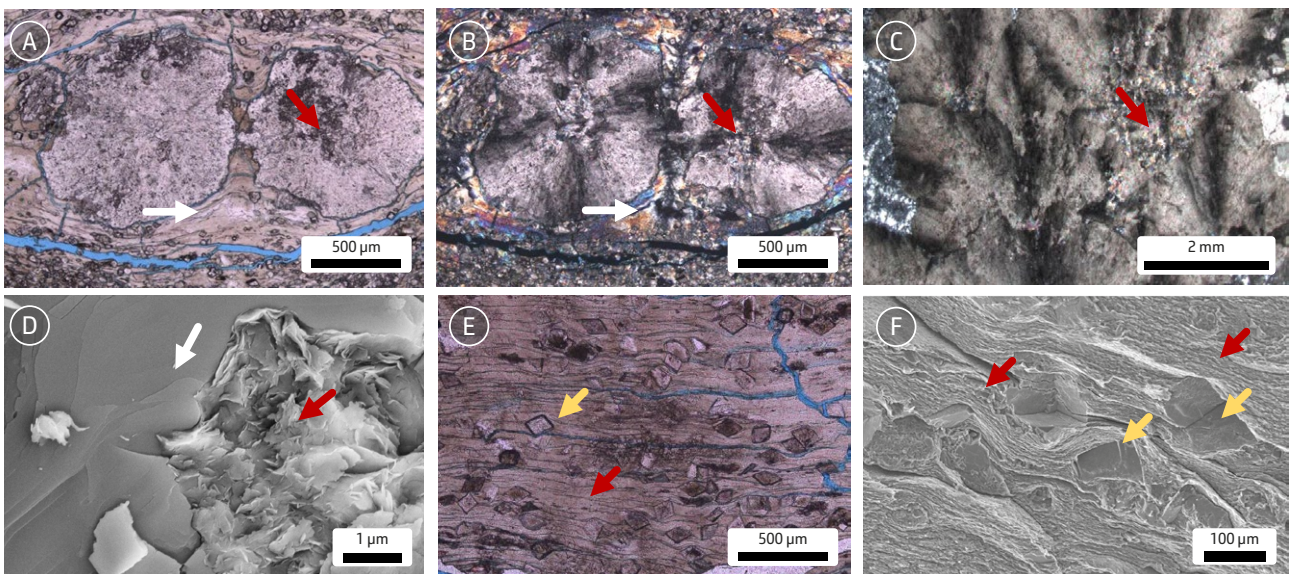


Figura 5.3.1: Relações paragenéticas: A) fotomicrografia de lamina delgada, luz polarizada plana (LPP) e B) luz polarizada cruzada (LPX), mostrando kerolita no núcleo do esferulito (seta vermelha) e também como matriz (seta azul); C) fotomicrografia LPX com kerolita (seta vermelha) De alta birrefringência, no interior do estromatolito; D) imagem de MEV de detalhe do estromatolito de C), mostrando calcita (seta branca) e kerolita (seta vermelha); E) fotomicrografia LPP com detalhe da kerolita, textura limpa e laminada (seta vermelha) e romboedros de dolomita (seta amarela); F) imagem de MEV de detalhe da mesma amostra de E), com detalhe da deformação das lâminas de kerolita (setas vermelhas) devido ao crescimento dos cristais de dolomita (setas amarelas).

Observou-se também a formação de saponita e interstratificado kerolita-esmectita saponítico, como minerais eodiagnéticos associados a fácies carbonáticas finas com minerais detríticos (Figura 5.2.4). Neste

contexto, interpreta-se que durante a eodiagnese, ainda sob a influência das variações físico-químicas do ambiente deposicional, os argilominerais magnesianos podem tornar-se instáveis e susceptíveis a dissolução/

substituição, caso as condições do meio tornem-se desfavoráveis para sua manutenção. Trabalhos da literatura mostram que os argilominerais magnesianos são, em geral, estáveis em ambientes com pH entre 8,5 e 10,5, com salinidades variadas (Stoessell e Hay, 1978; Badaut e Risacher, 1983; Tosca e Masterson, 2014; Carvalho, 2016; Tutolo e Tosca, 2018), ou ainda com pH ~7, em meio a ácidos orgânicos (Bontognali *et al.* 2014).

Os estudos desenvolvidos no Pré-Sal mostram que, durante a eodiagênese, os argilominerais magnesianos formados em condições relativamente mais rasas são mais susceptíveis à dissolução/substituição (Anjos *et al.*, 2018; Ramnani *et al.*, 2020). A interpretação das condições rasas destes depósitos argilosos é feita com base em sua associação com fácies carbonáticas, que apresentam feições de exposição e calcretização (Figura 5.3.2).

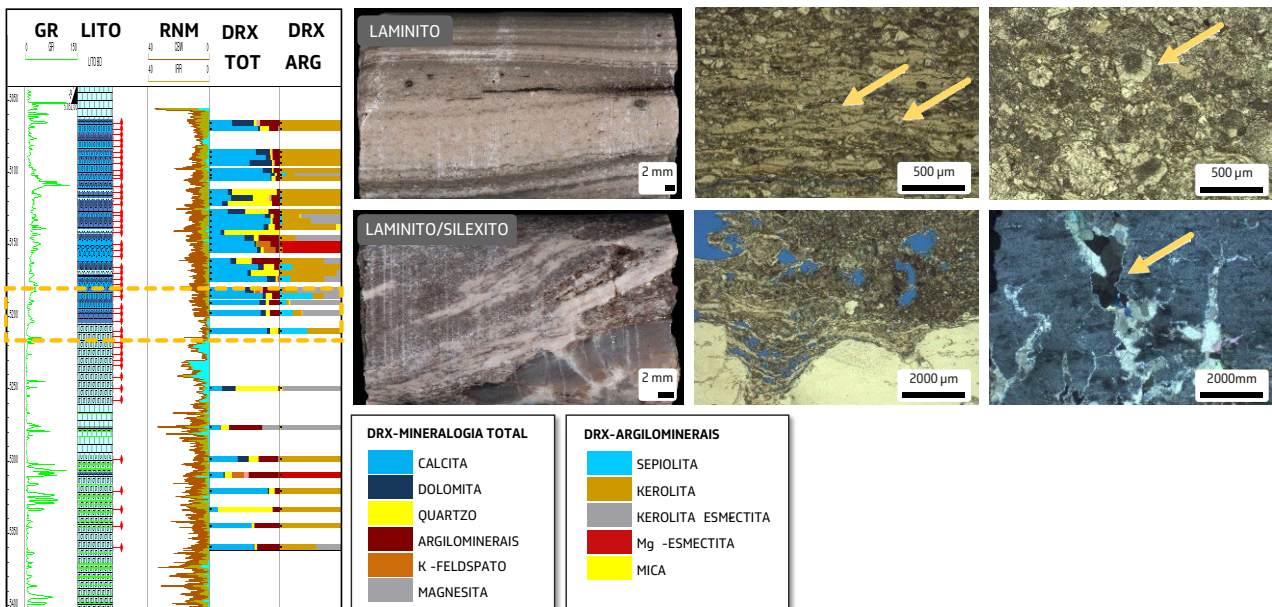


Figura 5.3.2 – Intervalo de aproximadamente 30 metros com feições de exposição e presença de sepiolita diagenética, formada a partir da desestabilização parcial de kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico (seta laranja). Nesse intervalo, a presença de *coating* de sepiolita associada a *coated plants* (seta azul) e fraturas alargadas por dissolução (seta amarela) indicam um intervalo de ambiente raso, com exposição subaérea. Fotos: Geol. Cláudia Moré de Lima.

Nesses depósitos mais rasos, pequenas variações da lâmina d'água, que alteram o pH e a salinidade, podem favorecer a desestabilização dos argilominerais magnesianos. Dentre os depósitos argilosos formados em condições mais rasas, destacam-se os estromatolitos com argilominerais magnesianos e as fácies retrabalhadas equivalentes (Madrucchi *et al.*, 2019a e Madrucchi *et al.*, 2019b). Nessas condições, ocorre a precipitação singenética

de kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico, e a formação de *coating* de sepiolita eodiagenética. Com o avanço da eodiagênese, esses argilominerais podem desestabilizar e, como consequência, formam-se o quartzo, magnesita e dolomita (Figura 5.3.3), ou ainda, porosidade secundária. Na Formação Barra Velha, a desestabilização dos argilominerais magnesianos é mais proeminente em direção ao topo da sequência (BVE-100).

Ainda na eodiagênese, nos depósitos de argilominerais formados durante o maior espaço de acomodação, é comum a formação de saponita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico, em processo de autigênese por transformação. Esses depósitos caracterizam-se principalmente por lamitos, esferulitos

e laminitos silticos, que se distinguem pela presença de minerais detríticos, como micas e feldspatos, e clastos de rochas vulcânicas. A desestabilização desses minerais detríticos durante a eodiagênese libera, entre outros, Al, Fe, Ti e Ni para o meio, que em parte são alocados na estrutura da saponita (Figura 5.3.4).

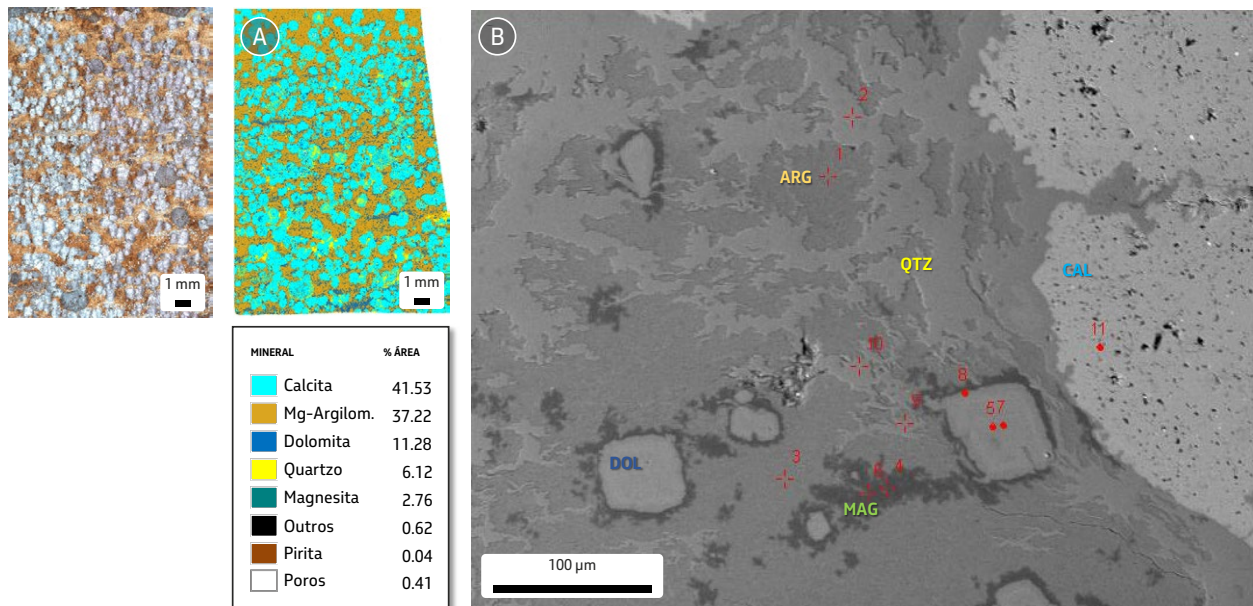


Figura 5.3.3 – Transformação dos argilominerais magnesianos (kerolita e sepiolita) em quartzo e magnesita. Na imagem de mapeamento mineral automatizado (A) nota-se a silicificação dos sítios com argilominerais magnesianos, além da substituição por magnesita. Na imagem de microsonda eletrônica (B) as bordas de reação entre a magnesita (MAG), a dolomita (DOL) e a calcita (CAL) são evidenciadas. O quartzo (QTZ) precipita-se no espaço antes ocupado pelos argilominerais magnesianos (ARG).

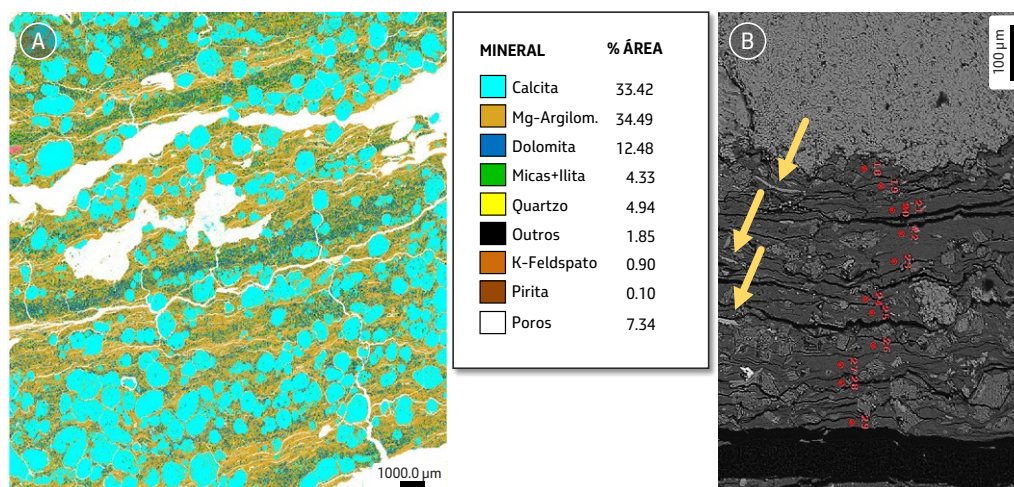


Figura 5.3.4 - Esferulito com argilomineral magnesiano, com destaque para o interestratificado kerolita-esmectita saponítico diagenético (autigênese por transformação). Na imagem de mapeamento mineral (A) observa-se a laminação da camada argilosa, que apresenta minerais detríticos: micas e feldspatos. Na imagem de microsonda eletrônica (B) ressaltam-se micas detríticas (setas amarelas), cuja desestabilização liberou íons para a formação do Inter. K-S.

6. ATRIBUTOS PETROSSÍSMICOS DOS CARBONATOS COM ARGILOMINERAIS

Nesta seção são apresentados dados de fácies e petroelásticos, além da interpretação da influência dos argilominerais nas velocidades de propagação de ondas sísmicas e nas impedâncias das rochas do Pré-sal, bem como na relação entre as velocidades e na anisotropia.

No intuito de ilustrar a variedade composicional destas rochas, é representado na Figura 6.1 um diagrama ternário, indicando a composição relativa aos minerais dominantes (calcita, dolomita e quartzo) com os pontos apresentando a quantidade total de argilominerais e micas segundo análises DRX. A fim de se obter um panorama das propriedades

petrofísicas destas rochas, é ilustrado na Figura 6.2 um gráfico mono-log da permeabilidade das amostras contra a porosidade. Neste gráfico, atribuímos deliberadamente o valor de 0,0001 mD a todas as amostras cuja permeabilidade se encontra abaixo do limite de sensibilidade do equipamento utilizado (0,001 mD), de modo a serem representadas na figura. Uma vez que este gráfico contém rochas de diversas áreas do Pré-sal, incluindo somente algumas submetidas a ensaios de medidas de velocidades e contendo argilominerais, é importante ressaltar que este diagrama não deve, em hipótese alguma, servir de base para avaliações do efeito da argilossidade sobre as propriedades petrofísicas das rochas do Pré-sal. Porém, nota-se que as máximas permeabilidades para as fácies com argilominerais mais micas não excedem 1 mD de permeabilidade.

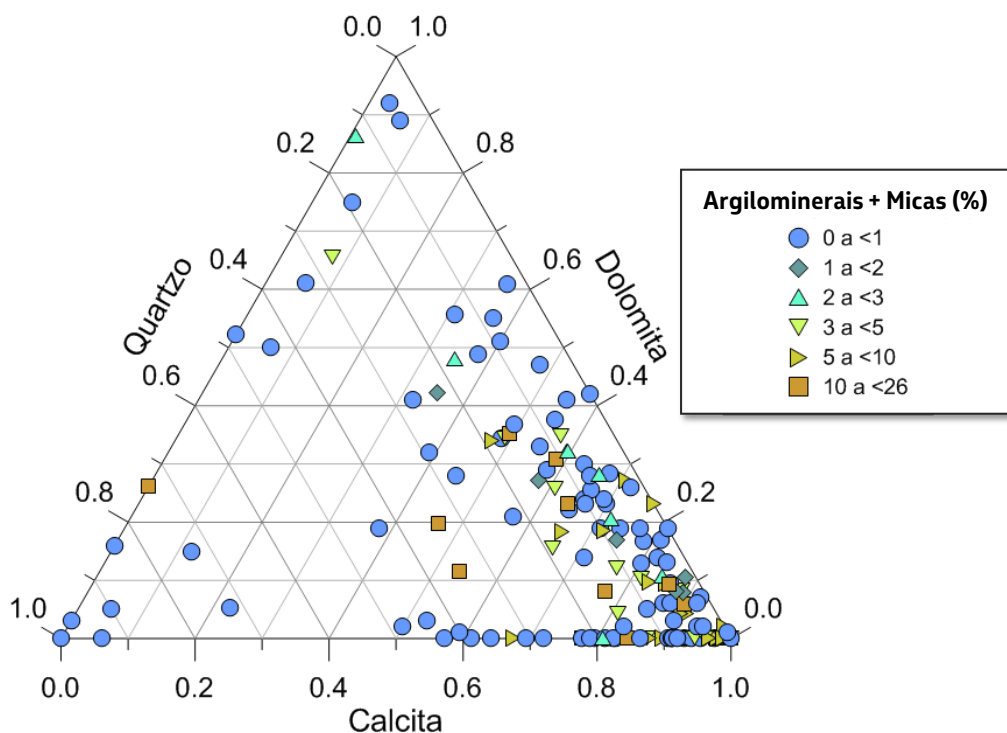


Figura 6.1: Diagrama ternário indicando a composição dominante de amostras de diferentes campos do Pré-sal da Bacia de Santos submetidas a ensaios de medidas de velocidades elásticas.

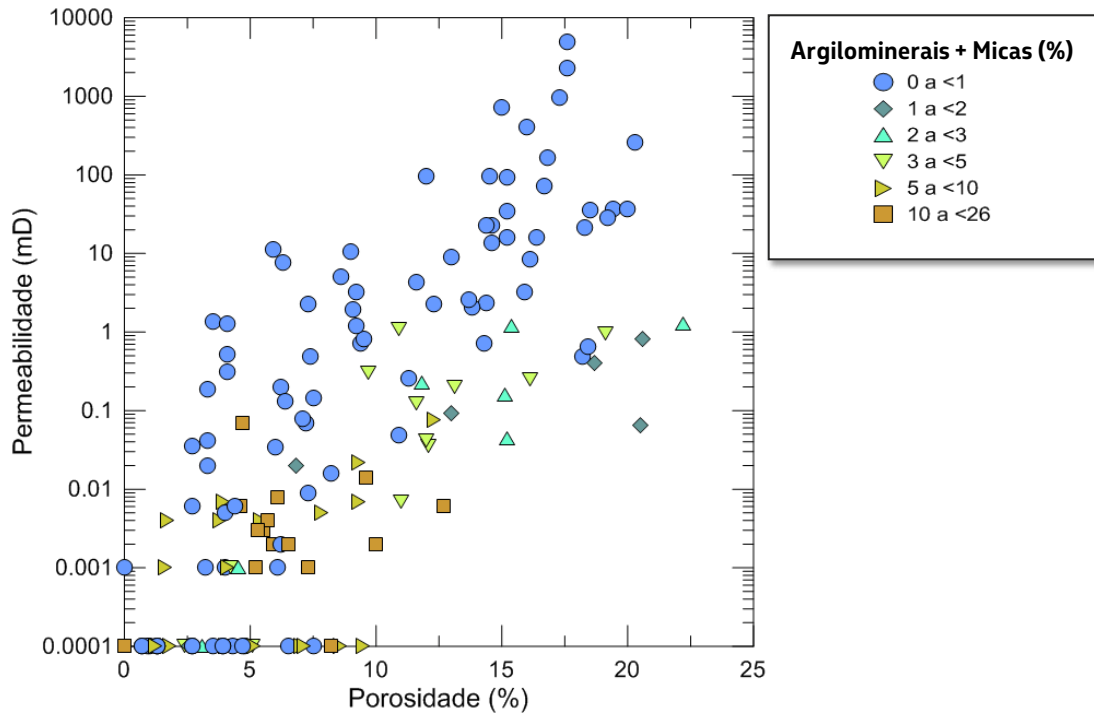


Figura 6.2: Diagrama de dispersão para a permeabilidade contra a porosidade para as amostras de diferentes campos do Pré-sal da Bacia de Santos utilizadas neste estudo. É importante ressaltar que as amostras representadas em permeabilidades iguais a 0,0001 mD na verdade estão abaixo do limite de detecção do equipamento utilizado. De fato, só se sabe que estas permeabilidades são menores que 0,001 mD.

Observa-se que a presença de argilominerais nas rochas carbonáticas do Pré-sal é responsável pela redução das velocidades de propagação das ondas compressoriais e cisalhantes (V_p e V_s), isto porque, em geral, os argilominerais possuem menores módulos elásticos que os demais minerais predominantes nestas rochas (calcita, dolomita e eventualmente quartzo). Neste sentido, a Figura 6.3 ilustra os diagramas de dispersão para as velocidades das amostras contra suas porosidades, com os pontos codificados segundo o teor total de argilominerais e micas medidos em fragmentos retirados das amostras laterais e plugues de testemunho. Naturalmente há um decréscimo das velocidades com aumento da porosidade, associado a uma menor quantidade de matriz

sólida em rochas mais porosas. Todavia, observa-se também um decréscimo marcante das velocidades para as amostras mais argilosas, incluindo as que apresentam menores porosidades. Os decréscimos de velocidades são extremamente acentuados em rochas com mais de 3% de argilominerais em suas composições.

Os dados indicados por discos azuis correspondem às rochas com menos de 1% de argilominerais e micas, e são referidos aqui como “carbonatos limpos”. Contudo, algumas destas rochas possuem diferentes teores de dolomita e de quartzo. O espalhamento dos dados referentes às rochas “limpas”, em geral, é atribuído a variações texturais, especialmente à geometria dos poros (Eberli *et al.*, 2003, Weger *et al.*, 2009), mas são associados

também a variações composicionais. Amostras “limpas” mais ricas em quartzo tendem a

apresentar velocidades menores que rochas mais ricas em dolomita.

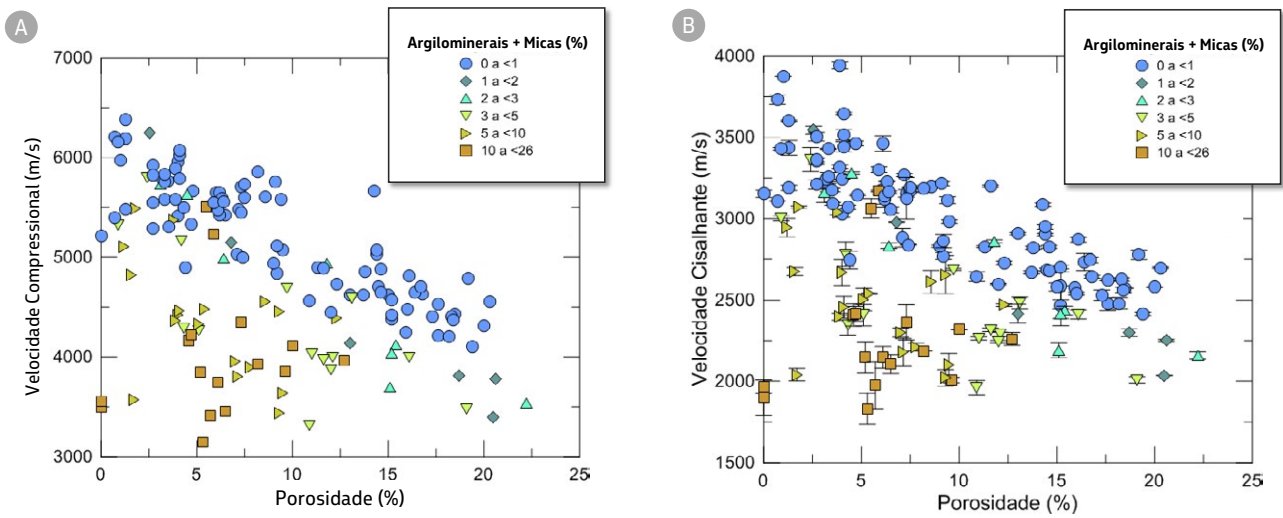


Figura 6.3: Velocidades de propagação das ondas compressonais (A) e cisalhantes (B) para amostras de rochas reservatório de diferentes campos do Pré-sal da bacia de Santos, com símbolos indicando o teor de argilominerais e micas. As barras verticais no gráfico referente às velocidades cisalhantes indicam os valores de velocidade “rápida” e “lenta”, cujas polarizações são ortogonais entre si, estando os pontos localizados na posição do valor médio.

A Tabela 6.1 lista algumas propriedades elásticas de alguns minerais presentes nas rochas do Pré-sal. Além de existirem poucos registros das propriedades elásticas de argilominerais, estes podem ser relativamente pouco confiáveis devido às dificuldades de medição. Nesta tabela consta também uma linha assinalada como “Argilominerais”, que contém valores de propriedades muito utilizadas em trabalhos de petrossísmica e interpretação quantitativa, como “valores médios para argilominerais” geralmente referentes a casos do Golfo do México, ricos em ilita. (Mavko *et al.*, 2020).

A Figura 6.4 ilustra um gráfico da impedância acústica IP (produto entre a velocidade e a densidade total da rocha) em função da

porosidade, seguindo a mesma codificação utilizada nas figuras anteriores. Foram superpostas a este gráfico curvas correspondentes às realizações do modelo petroelástico de Vernik e Kachanov (2010) para carbonatos contendo zero, 10 e 20% de argilominerais, respectivamente. Tais curvas ilustram que, em teoria, a queda de impedância acústica com aumento da argilosidade é esperada. Vale observar que foi incluída uma pequena quantidade de quartzo na simulação das rochas “limpas”, para que a curva acompanhasse a tendência média da nuvem correspondente a estes casos (Vasquez *et al.*, 2019). Outros modelos testados (e.g. Dvorkin *et al.*, 2014, Berryman, 1995) fornecem previsões similares, com valores ligeiramente diferentes.

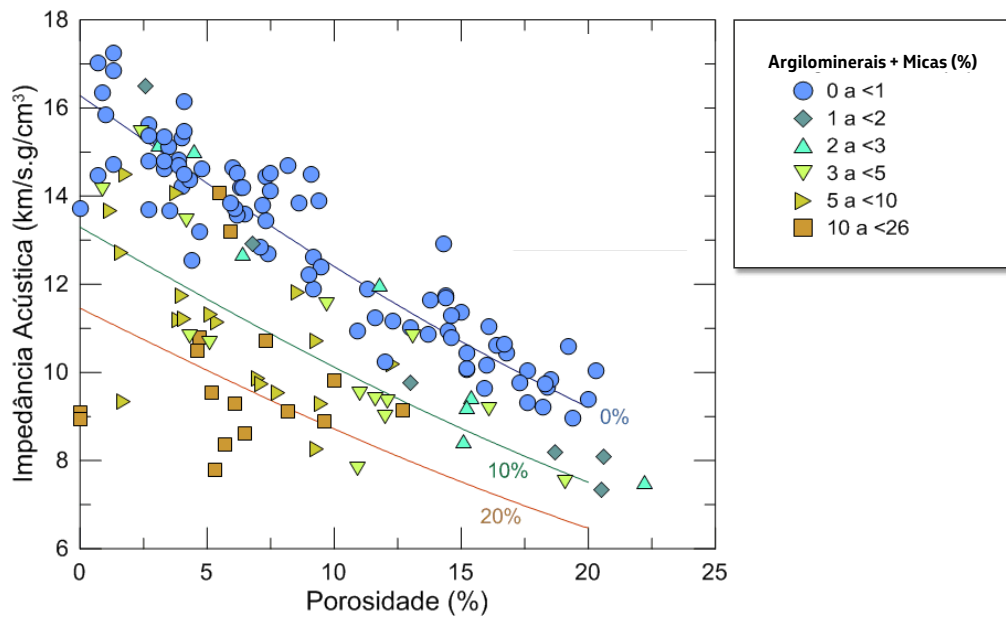


Figura 6.4: Impedância acústica contra porosidade para amostras de diferentes campos do Pré-sal da bacia de Santos, com pontos coloridos conforme o teor de argilominerais e micas. As curvas contínuas azul, verde e marrom correspondem a realizações de um modelo petroelástico para rochas com 0, 10 e 20% de argilominerais e micas.

Tabela 6.1: Propriedades petrossísmicas de alguns minerais (compilado de Wang, 2001; Mavko *et al.*, 2020 e Pant, 2013). A linha "Argila*" se refere a valores geralmente utilizados por autores como uma "média para argilas", particularmente para áreas do Golfo do México.

	ρ (g/cm ³)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	I_p (km/s.g/cm ³)	V_p/V_s	Razão de Poisson
Calcita	2.71	6648	3452	18.02	1.93	0.32
Dolomita	2.87	7366	3990	21.14	1.85	0.29
Quartzo	2.65	6056	4093	16.05	1.48	0.08
Sílica	2.35	4982	3262	11.71	1.53	0.12
Argilominerais	2.68	4391	2160	11.77	2.03	0.34
Caulinita	2.44	5511	2853	13.47	1.93	0.32
Esmeclita	2.39	2780	1698	6.66	1.64	0.20
Ilita	2.71	5971	3082	16.16	1.94	0.32
Ilita-Esmeclita	2.55	4832	2644	12.30	1.83	0.29
Montmorilonita	2.60	4448	2504	11.56	1.78	0.27
Saponita	2.51	3838	2205	9.63	1.74	0.25
Talco (Kerolita)	2.75	5501	3369	15.13	1.63	0.20

A relação entre as velocidades de propagação das ondas cisalhantes e compressionais é ilustrada no gráfico da Figura 6.5. A maioria dos dados está alinhada a curvas correspondente a razões entre velocidades, V_p/V_s entre

1.7 e 1.8. Há vários pontos correspondentes a "rochas limpas", com menos de 1% de argilominerais e micas, que fogem da tendência geral, apresentando maiores velocidades cisalhantes (V_s) para uma mesma velocidade

compressional (V_p). Tais pontos correspondem a amostras com diferentes teores de quartzo, desde 33% até 97%. Isso não ocorre porque o quartzo apresenta uma razão V_p/V_s mais baixa em relação aos outros minerais. É interessante também observar que as rochas mais argilosas seguem uma tendência ligeiramente diferente da maioria das rochas “limpas”. Este fato indica uma provável dificuldade de discriminação destas rochas mais argilosas a partir de atributos elásticos, já que suas razões V_p/V_s são similares. Finalmente, a maioria das rochas argilosas apresenta velocidade cisalhante abaixo de 2500 m/s e velocidades compressionais abaixo de 4500 m/s.

Os dados aqui ilustrados foram adquiridos com um sistema (AutoLab1000 construído pela empresa New England R) que possibilita a medida de velocidades de uma onda compressional e duas ondas cisalhantes, ortogonalmente polarizadas; todas estas se propagando ao longo do eixo de simetria das amostras, que são cilíndricas. A medida das duas ondas cisalhantes ortogonalmente polarizadas não é suficiente para caracterizar a anisotropia sísmica das rochas, mas pode indicar a ocorrência deste fenômeno. Quando as rochas possuem acamamento aparente, a polarização de uma das ondas cisalhantes é alinhada com o plano das camadas, enquanto a polarização da outra fica perpendicular aos planos das camadas. De modo análogo a um baralho de cartas, é mais fácil a deformação na direção perpendicular em comparação com a direção dos planos definidos pelas cartas. Assim, espera-se que a onda cisalhante polarizada ao longo dos planos das camadas apresente maior velocidade de propagação que a onda polarizada

perpendicularmente aos mesmos. Os filossilicatos também apresentam estruturas planares. De fato, os comentários acima se aplicam perfeitamente a rochas pelíticas, como os folhelhos (Vasquez *et al.*, 2001; Vasquez *et al.*, 2015), cuja composição pode ser largamente dominada por argilominerais e as diferenças entre as ondas cisalhantes polarizadas ao longo da camada e perpendicular às mesmas podem chegar a 50% ou mais.

Na Figura 6.6 é ilustrado um gráfico de dispersão para as ondas cisalhantes “rápidas” e “lentas” medidas nestas amostras. São representadas também retas que correspondem a três casos: velocidades exatamente iguais, velocidade “rápida” 10% maior que a “lenta”, que geralmente é adotado como um limite para “anisotropia fraca”, e velocidade “rápida” 20% maior que a lenta. Diversas rochas contendo argilominerais e micas apresentam anisotropia das ondas cisalhantes, em geral moderada. É curioso observar que algumas amostras “limpas” também apresentam anisotropia. Tal observação é relacionada à ocorrência de heterogeneidades distribuídas na forma de camadas na escala de plugue. O contraste entre as propriedades dos minerais e suas distribuições deve ser responsável pela anisotropia, como no caso de laminitos com camadas mais intensamente dolomitizadas, por exemplo.

Evidentemente, a aplicação destas observações em escala de amostras para a escala de campo não é direta e trivial (Dillon *et al.*, 2015). Entretanto, os comentários sobre a anisotropia observada indicam que a presença de argilominerais pode não ser a principal, ou pelo menos não a única, causa de anisotropia sísmica no Pré-sal.

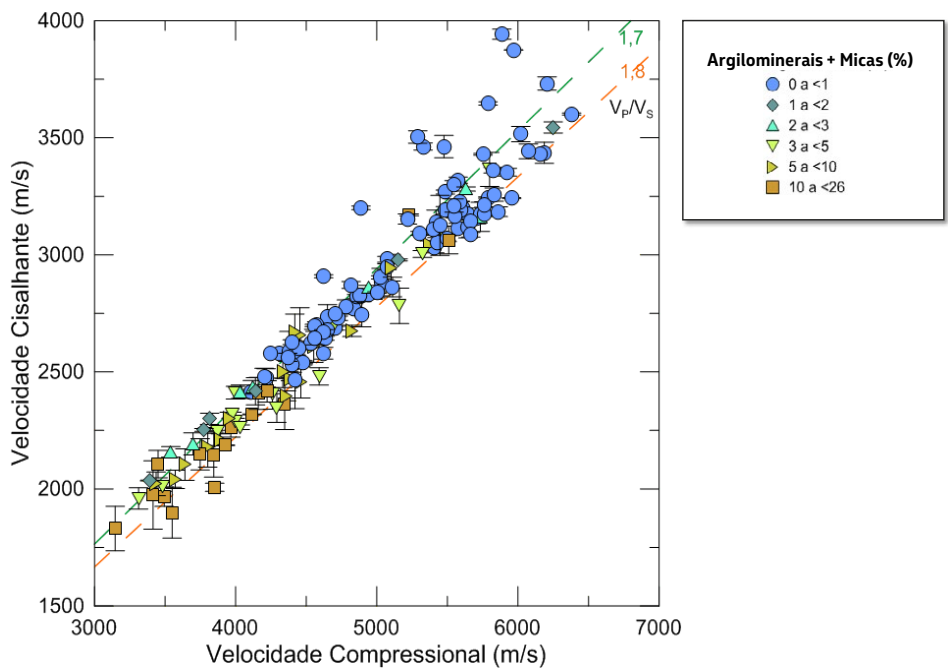


Figura 6.5: Relação entre velocidade cisalhante e velocidade compressional para as rochas (secas). As barras verticais no gráfico referente às velocidades cisalhantes indicam os valores de velocidade “rápida” e “lenta”, cujas polarizações são ortogonais entre si, estando os pontos localizados na posição do valor médio. Os pontos que fogem à tendência geral correspondem a amostras com mais de 33% de quartzo em suas composições (podendo chegar a até 97%). Outra observação interessante é que as rochas argilosas seguem aproximadamente a mesma tendência das “limpas”. As linhas pontilhadas em verde e laranja correspondem respectivamente as retas de V_p/V_s de 1,7 e 1,8.

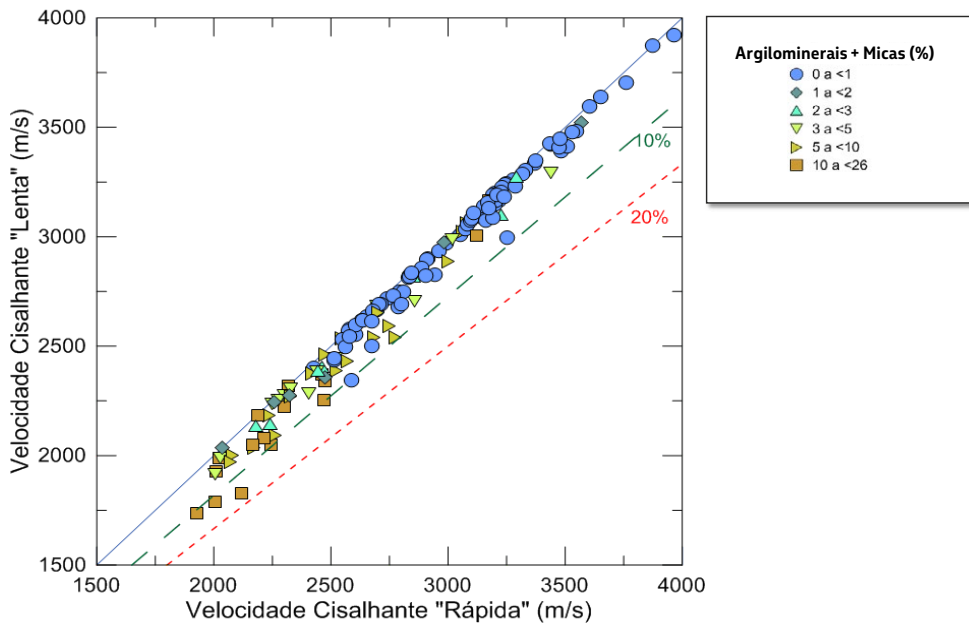


Figura 6.6: Velocidade Cisalhante Rápida contra velocidade cisalhante “lenta” para as rochas estudadas. As rochas “mais argilosas” tendem a apresentar anisotropia da onda cisalhante, mas pelo menos 3 amostras “limpas” apresentam anisotropia significativa, relacionada à presença de heterogeneidades e não de argilominerais.

Um diagrama muito utilizado nos trabalhos de interpretação quantitativa com base em atributos elásticos é o gráfico de razão V_p/V_s contra impedância acústica (Avseth *et al.*, 2010). Com base em dados de poços, é possível a definição de regiões neste diagrama correspondentes a diferentes “litologias” e até conteúdo de fluido. Em ambientes siliciclásticos, por exemplo, no caso de reservatórios de quartzo-arenitos até subarcóseos, pode ser relativamente fácil a distinção destes e dos folhelhos, devido às diferentes razões entre velocidades (Dillon *et al.*, 2013). A Figura 6.7 ilustra um diagrama deste tipo para as rochas aqui consideradas. Apesar de ocorrerem diversas rochas com maiores

teores de argilominerais e micas acima da tendência geral da nuvem de dados, é possível notar que a diferenciação entre amostras mais argilosas e limpas não é trivial neste caso, pois há uma superposição entre elas. Por outro lado, amostras com maiores teores de quartzo geralmente figuram nas regiões com menores razões de velocidades V_p/V_s .

A experiência adquirida nas diferentes áreas do Pré-sal sugere que as variações nas razões V_p/V_s , e conseqüentemente a facilidade ou dificuldade de detecção de argilosidade via atributos elásticos, está relacionada ao tipo, proveniência e gênese destas argilominerais.

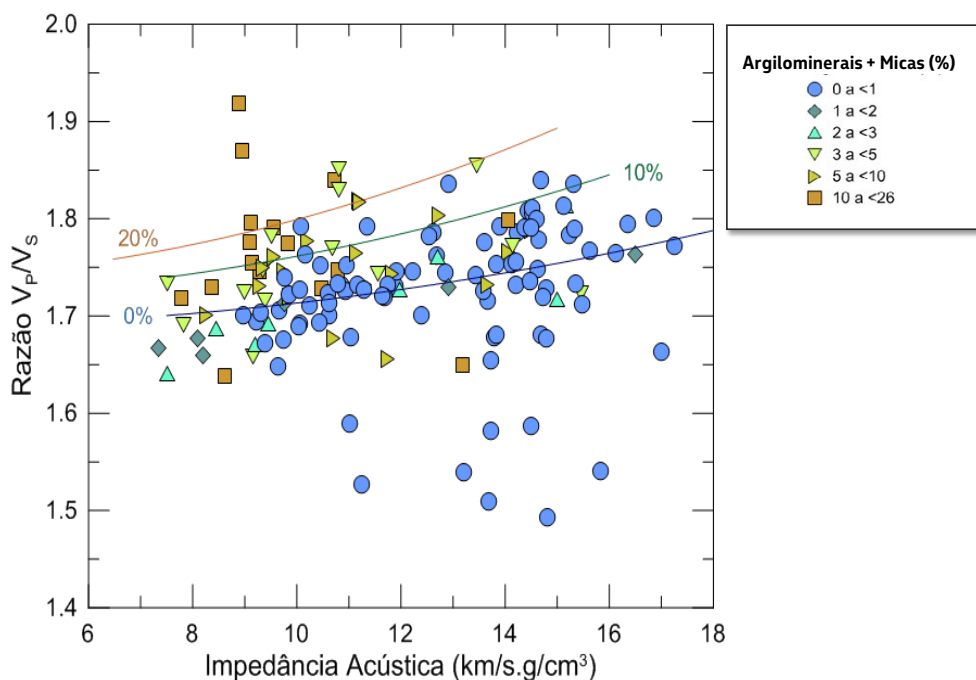


Figura 6.7: Gráfico de dispersão para a razão de velocidades contra a impedância acústica para as rochas do Pré-sal da Bacia de Santos estudadas. Apesar da distinção relativamente fácil de rocha com altos teores de quartzo (com razões V_p/V_s menores que 1,65) a discriminação de rochas com altos teores de argilominerais não é tão trivial.

7. EMPILHAMENTO DE FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E CONTEXTO DEPOSICIONAL

O contexto deposicional das fácies carbonáticas com argilominerais foi definido através da caracterização das litofácies carbonáticas (litologia e estruturas sedimentares), das espécies, texturas e gêneses dos argilominerais, integrados com o empilhamento deposicional na alta frequência, que foi realizado em testemunhos (escala métrica) e também com amostras laterais. Observou-se que, nos topos dos hem ciclos regressivos (sequências de rasamento para o topo), há uma tendência de ocorrência de argilomineral autigênico neoformado do tipo kerolita e kerolita-esmectita estevensítico de textura limpa laminada e/ou granular, associado com fácies carbonáticas *in situ* de baixa energia, por vezes com feições de exposição, ou seja, num contexto de diminuição de espaço de acomodação. Por outro lado, nos topos dos hem ciclos transgressivos, associado ao aumento do espaço de acomodação, há o predomínio de argilomineral detrítico e/ou autigênico por transformação, do tipo saponita, interestratificado kerolita-esmectita saponítico, ilita-esmectita e ilita; todos associados com fácies depositadas num contexto de baixa energia e ambiente de águas relativamente mais fundas, tais como margas, lamitos, esferulitos com matriz lamítica. A Figura 7.1 apresenta um detalhe esquemático do padrão de ciclicidade e do empilhamento das fácies carbonáticas com argilominerais, observado em testemunhos. Na fotografia do testemunho, é possível diferenciar as cores nos intervalos argilosos, o que torna clara a visualização dos padrões de empilhamento:

a coloração esverdeada onde há a ocorrência de argilominerais detríticos e autigênicos por transformação (saponita, ilita-esmectita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico) e a coloração castanho clara onde há as argilominerais autigênicos neoformados (kerolita, estevensita, kerolita-esmectita). A quantificação da espécie do argilomineral (diagrama de pizza) é baseada em dados de DRX e é ilustrativa de um ciclo de escala decimétrica. Em outros ciclos, a ocorrência de espécies de argilominerais pode variar.

As fácies características do início do hem ciclo transgressivo podem ser *packstones* e *grainstones* com intraclastos de argilominerais magnesianos, como kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e/ou estevensita na fração areia, passando para esferulitos com argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação e por transformação. O ponto de inflexão (*turn around*) é caracterizado pela ocorrência de feldspatos e micas na fração silte, bem como de argilominerais autigênicos por transformação e também detríticos, do tipo esmectita (saponita), interestratificado kerolita-esmectita saponítico, ilita-esmectita e ilita, associados com esferulitos e laminitos, bem como lamitos. O início do hem ciclo regressivo (sequência de rasamento para o topo) é caracterizado por *packstones* com intraclastos de argilominerais magnesianos e esferulitos com argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação e por transformação. O final do hem ciclo regressivo é caracterizado por fácies *in situ*, como estromatolitos, laminitos e esferulitos, com argilomineral magnésiano autigênico neoformado, (principalmente kerolita, kerolita-esmectita estevensítico, estevensita e

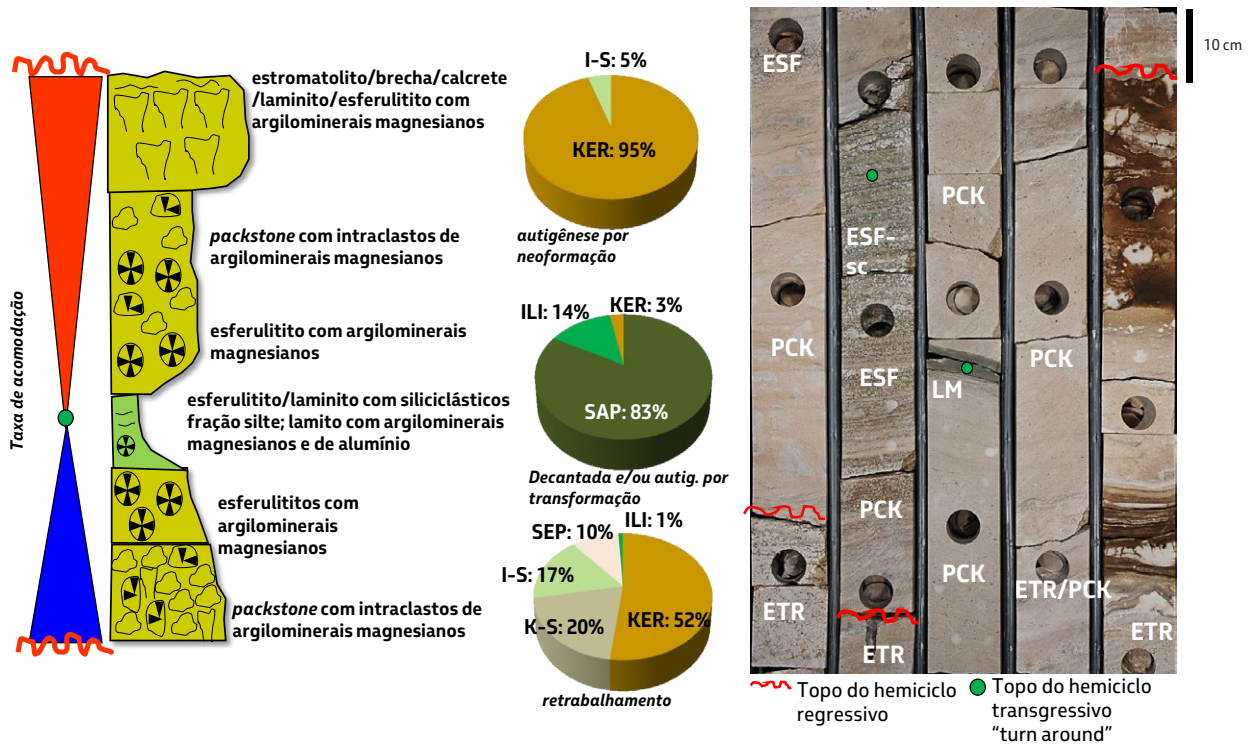


Figura 7.1 - Padrão de ciclicidade esquemático em escala decimétrica e fotografia de conjunto de testemunho também indicando o padrão de ciclicidade. O diagrama de pizza ilustra a proporção de espécies de argilominerais em um ciclo decimétrico, baseada em dados de DRX. KER: kerolita, K-S: interestratificado kerolita-esmectita, I-S: interestratificado ilita-esmectita, SAP: saponita; ILI: ilita, SEP: sepiolita. No testemunho, legenda das fácies: ESF: esferulitito; PCK: packstone, ETR: estromatolito, LM: lamito; ESF-sc: esferulitito com grãos siliciclásticos de feldspato e mica na fração silte (Madrucci *et al.*, 2019a e Madrucci *et al.*, 2019b).

sepiolita), podendo ser observadas feições de exposição e calcretes.

Com base no estudo do empilhamento de fácies em diferentes poços, incluindo testemunhos, elaborou-se um trato de fácies transgressivo (Figura 7.2.A) e um regressivo (Figura 7.2.B).

A. Trato transgressivo: em um primeiro momento (Figura 7.2A), de maior umidade e aumento do nível do lago (expansão do lago), são depositadas as seguintes fácies: a) *packstones* com intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia (denominados de depósitos clásticos argilosos), interpretados como resultantes do retrabalhamento de fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos

neoformados, em um contexto deposicional de moderada energia na borda do lago, na porção mais rasa do Interior da Plataforma carbonática (Figura 7.2A seta vermelha); b) fácies carbonáticas *in situ* com argilomineral magnesiano autigênico por neoformação e por transformação num contexto deposicional de baixa energia, no Interior da Plataforma carbonática, nomeados como depósitos de Embaiamento Argiloso (Figura 7.2A seta azul); e c) lamitos, margas, lamitos com esferulitos, com maior conteúdo de matéria orgânica, associados com argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, interpretados como depositados numa porção de rampa distal ou mais central no Interior da Plataforma, denominados como Depósitos Sublitorâneos (Figura 7.2 A, seta verde).

B. Trato regressivo: em um segundo momento (Figura 7.2.B), em contexto deposicional predominantemente de baixa energia, maior aridez e diminuição do nível do lago, são depositadas as seguintes fácies: a) laminitos, esferulititos e estromatolitos com argilomineral magnesiano autigênico neoformado indicando baixa energia e contexto raso, interpretados como depositados na porção mais rasa do interior da plataforma carbonática ou rampa intermediária, com eventuais exposições subaéreas e nomeados como depósitos de Embaiamento Argiloso (Figura 7.5 B, seta vermelha); b) laminitos finamente laminados com argilomineral

magnesiano autigênico por neoformação e por transformação, indicando baixa energia com lamina d'água maior do que em a), mas ainda em um contexto raso, pois ainda são reconhecidas feições de exposição, porém menos frequentes (Figura 7.2.5B seta azul), e nomeado como Embaiamento Argiloso; c) lamito, marga e lamito com esferulititos associados com argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, interpretados em contexto relativamente mais profundo, de baixa energia, em rampa distal ou mais central no Interior da Plataforma, denominados como Depósitos Sublitorâneos (Figura 7.5.2 B seta verde).

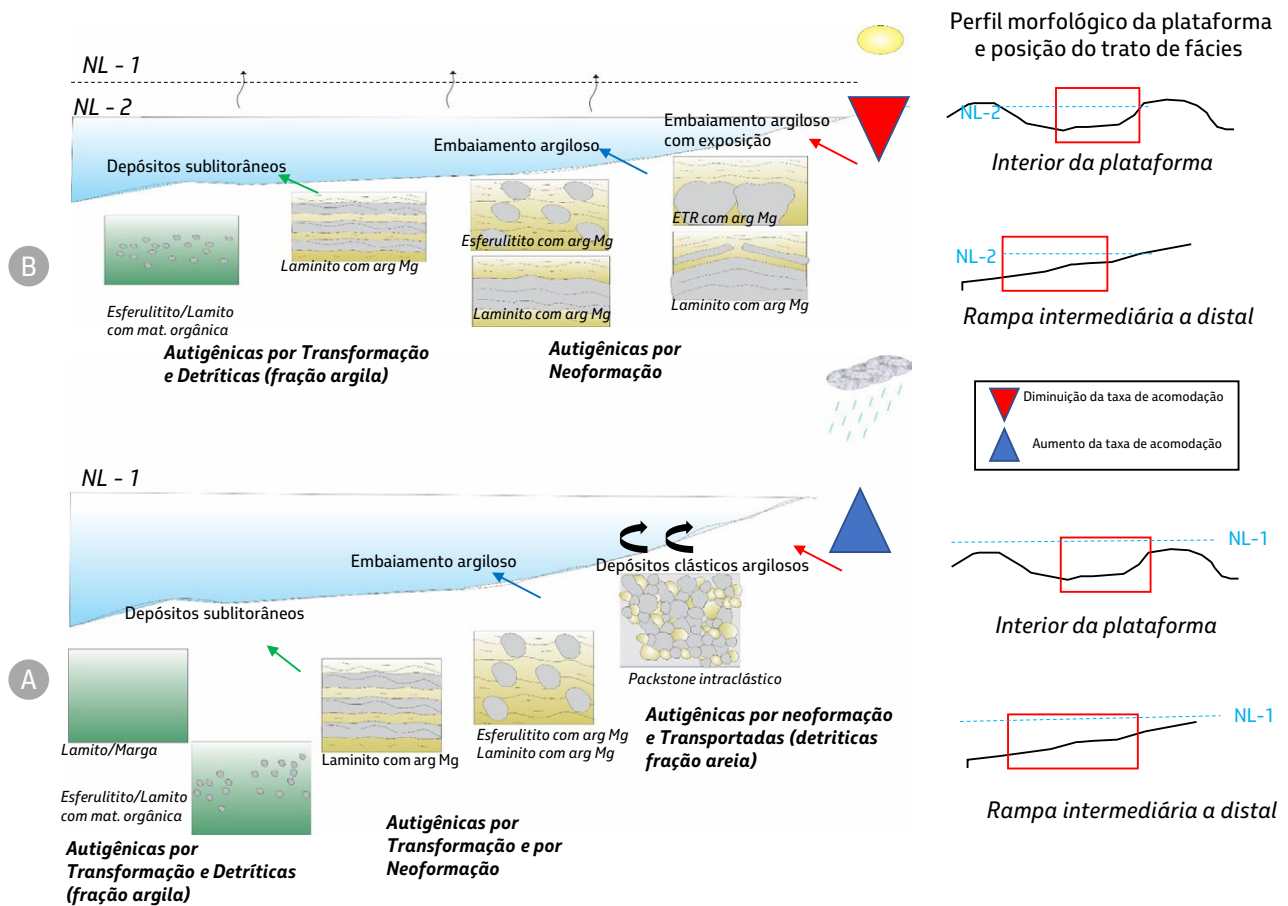


Figura 7.2: Trato de fácies e localização do trato de fácies no perfil esquemático da plataforma carbonática: A) trato de fácies em contexto de maior umidade, com nível do lago relativamente alto; B) trato de fácies em contexto de maior aridez, nível do lago relativamente mais raso. Modificado de Araújo *et al.* (2013)

Os padrões de empilhamento de fácies interpretados em alta frequência, de ordem decimétrica a métrica, baseados na análise de testemunhos, também são observados com a mesma tendência de empilhamento em baixa frequência. Ou seja, em contexto de menor taxa de acomodação (ciclos regressivos) ocorrem, com maior frequência, argilominerais autigênicos neoformados (kerolita, estevensita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e sepiolita) associados as fácies carbonáticas *in situ*, em ciclos métricos até a escala sísmica. Da mesma maneira, em um contexto de aumento de espaço de acomodação (ciclos transgressivos/agradacionais), ocorrem, com maior frequência, *packstones* com intraclastos de argilominerais magnesianos e fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos por transformação e argilominerais detríticos na fração argila (ilita-esmectita, saponita, interestratificado kerolita-esmectita saponítico), em ciclos métricos até a escala sísmica.

Para a melhor compreensão do salto de escala testemunho-perfis-sísmica, a definição de associações de fácies/elementos arquiteturais é fundamental. São discriminadas três associações de fácies que contemplam as fácies carbonáticas com argilominerais (Figura 7.3): A) Embaiamento Argiloso, que compreende predominantemente fácies *in situ* de baixa energia com argilominerais autigênicos neoformados, relativamente rasos; B) Depósitos

Clásticos de moderada a baixa energia, constituído predominantemente por *packstones* com intraclastos argilosos de kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico na fração areia, sendo estes intraclastos de kerolita e kerolita-esmectita formados em esferulitos com argilomineral magnesiano autigênico por neoformação e por transformação e C) Depósitos Sublitorâneos, onde ocorrem lamitos e esferulitos com quartzo, feldspato e mica na fração silte, associados com argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, além de matéria orgânica, em um contexto de baixíssima energia e relativamente com maior lâmina d'água.

A Figura 7.4 apresenta uma correlação estratigráfica regional entre as diferentes áreas, passando por poços com ocorrência de argilominerais magnesianos. Nesta seção é possível verificar que o tipo de argilomineral predominante nas amostras analisadas (Figura 7.4, trilha DRX) varia tanto verticalmente como lateralmente, seja na alta frequência como na baixa frequência. Além disso, é possível constatar que a espessura dos pacotes sedimentares que contêm argilominerais magnesianos, representados pelas associações de fácies Embaiamento Argiloso, Depósitos Clásticos Argilosos e Depósitos Sublitorâneos (Figura 7.4, trilha AF), varia entre as áreas, o que indica também que a deposição destes argilominerais está condicionada a paleogeografia.

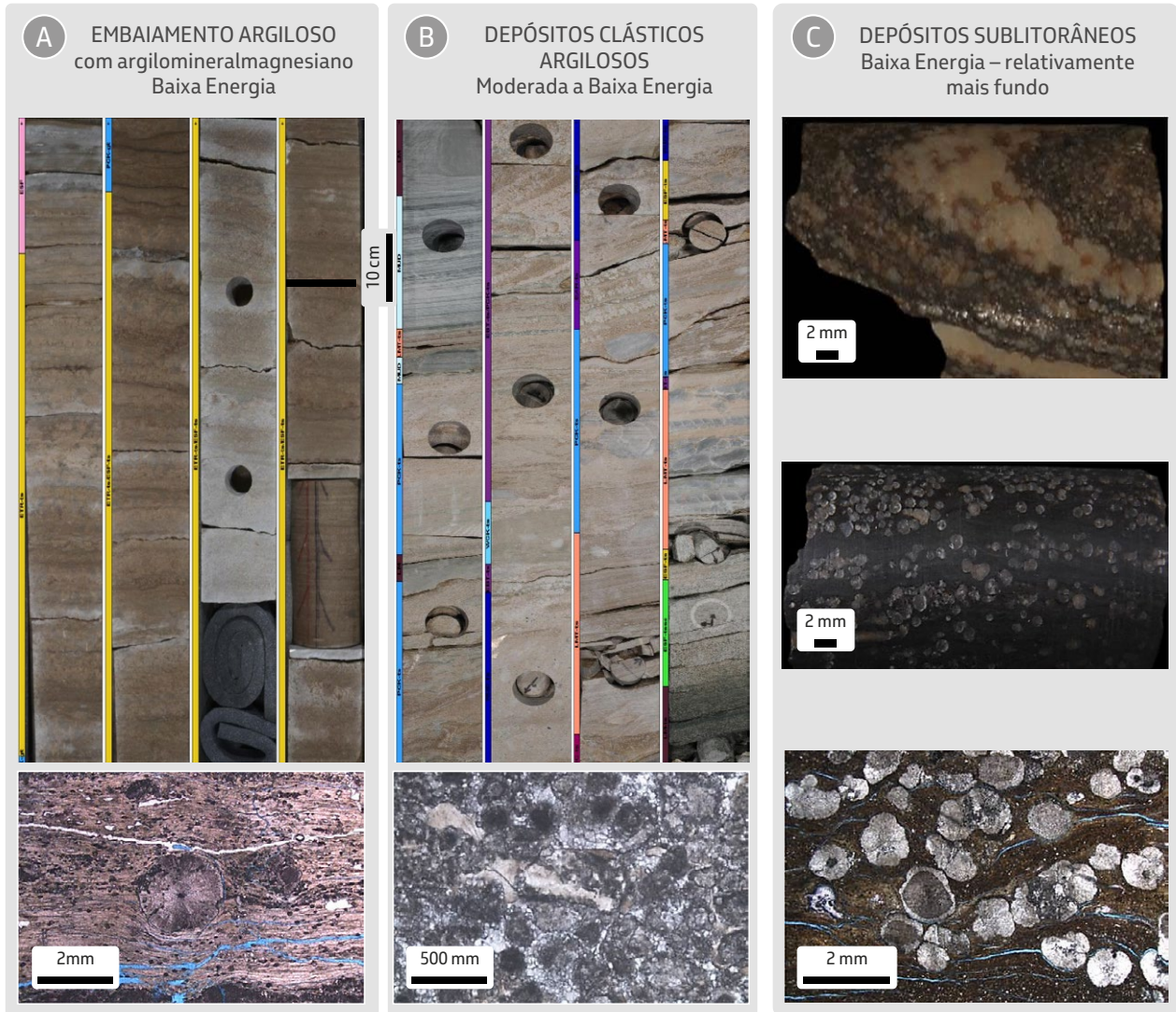


Figura 7.3: Três principais associações de fácies carbonáticas com argilominerais e respectivas fotos macroscópicas de testemunhos e de amostras laterais. As fotomicrografias em luz polarizada plana (LPP) representam as fácies principais de cada associação: A) Embaiamento argiloso, fotomicrografia LPP de esferulitito com kerolita; B) Depósitos clásticos argilosos, fotomicrografia LPP de *packstone* com intraclastos de kerolita e kerolita-esmectita estevensítico e C) Depósitos sublitorâneos, fotomicrografia LPP de esferulitito com matriz de lamito com interestratificado kerolita-esmectita saponítico, ilita-esmectita, saponita, e COT de aproximadamente 4%.

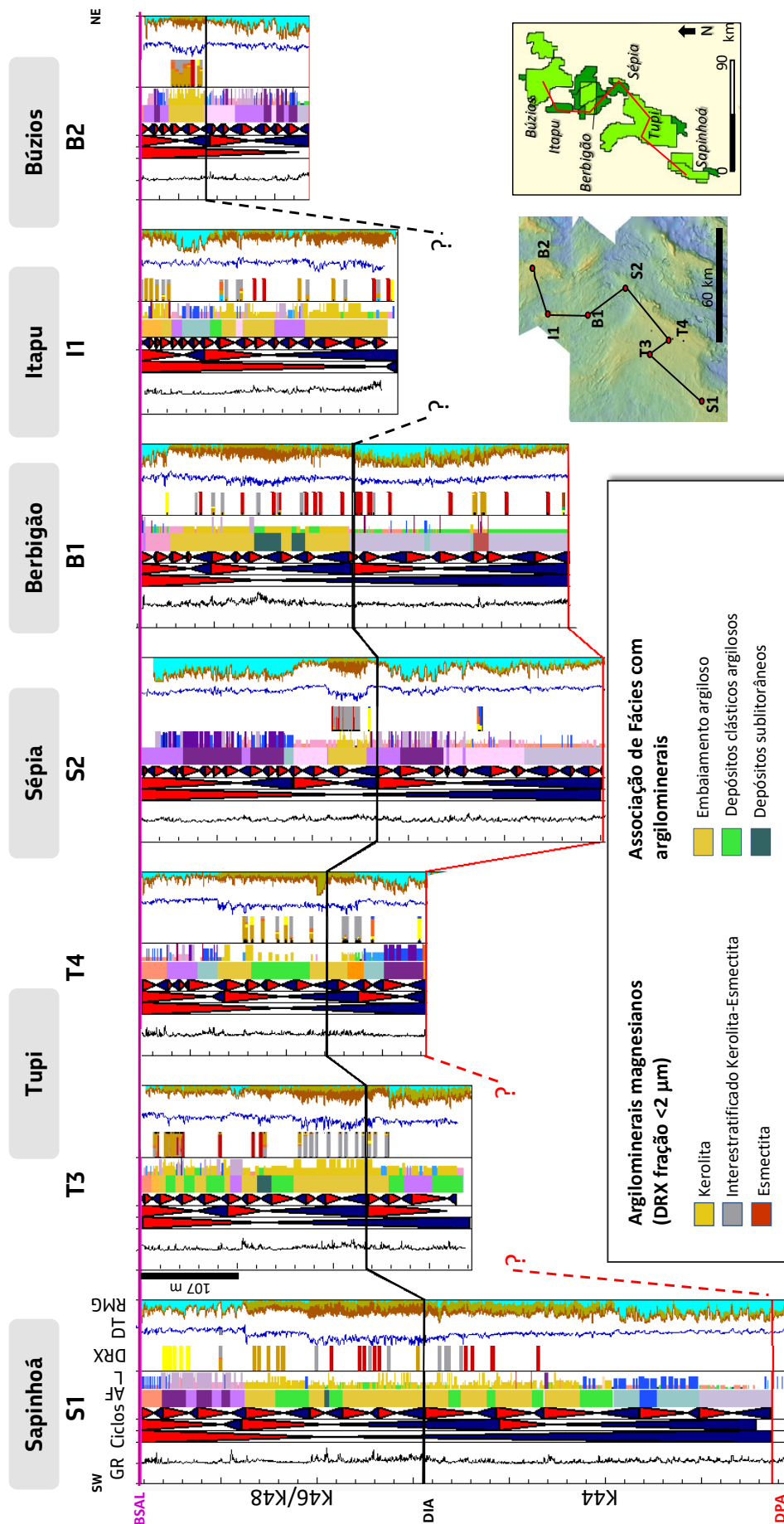


Figura 7.4: Correlação estratigráfica horizontalizada na base do sal (BSAL), passando por poços dos campos de Sapinhoá, Tupi, Sépia, Berbigão, Itapu e Búzios. Notar a variação de associações de fácies argilosas (AF) e as diferentes espécies de argilominerais magnesianos na alta e baixa frequência (DRX), bem como a identificação dos ciclos na baixa e na alta frequência (Círculos). Observa-se que as associações de fácies com argilominerais magnesianos podem ocorrer na K44 e/ou na K46/K48.

8. PALEOMORFOLOGIA DEPOSICIONAL DAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DO PRÉ-SAL ALAGOAS E OCORRÊNCIAS DE ARGILOMINERAIS MAGNESIANOS

O Andar Alagoas é constituído pela ocorrência de plataformas carbonáticas isoladas com diferentes morfologias (plataformas com bordas proeminentes, plataformas planas e rampas) em ambiente lacustre, como apresentado no capítulo 8 “Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos” e discutido em Minzoni *et al.* (2020) e Araújo *et al.* (2022).

Conforme apresentado, as análises sedimentológicas indicam uma variedade de argilominerais magnesianos associados a um forte controle de ciclos deposicionais carbonáticos (empilhamento de fácies) na alta e baixa frequência. As análises estratigráficas indicam que a ocorrência desses argilominerais não segue uma linha de tempo. Assim sendo, com base no conhecimento adquirido na análise integrada rocha-perfil-sísmica e na estratigrafia de alta resolução em diferentes áreas do Pré-sal da Bacia de Santos, constatou-se três contextos paleomorfológicos principais para a ocorrência de argilominerais magnesianos: a) áreas protegidas no interior da plataforma carbonática; b) rampas íngremes/taludes na porção intermediária a distal e c) rampas suaves na porção intermediária a distal (Figuras 8.1, 8.2, 8.3 e 8.4). A distribuição vertical e lateral das fácies carbonáticas com argilominerais é variável a depender da evolução paleomorfológica da plataforma.

Áreas protegidas no interior da plataforma carbonática

Ocorrem em contexto de altos estruturais, onde depósitos carbonáticos de alta energia formam barreiras e, conseqüentemente, diminuição do padrão de circulação de água, o qual é favorável ao aumento da taxa de alcalinidade/evaporação do lago e à deposição de fácies carbonáticas de baixa energia associadas à argilominerais magnesianos autigênicos neoformados. A extensão lateral de fácies carbonáticas com argilomineral magnesiano pode ser da ordem de poucos metros a dezenas de quilômetros. Na Figura 8.1, a região de interior da plataforma com argilominerais magnesianos possui extensão lateral da ordem de 7 Km e extensão vertical da ordem de 350 m. Note que o refletor sísmico do topo da sequência com fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos é marcado pela amplitude negativa, conforme mostra a figura 8.1 (interior da plataforma, seta laranja). Porém, fácies carbonáticas de alta energia e porosas, como as de Margem de Plataforma na figura 8.1, também podem apresentar as mesmas respostas sísmicas, como já discutido em Dillon *et al.* (2015) e Vasquez *et al.* (2019).

A Figura 8.2 também apresenta uma região de interior de plataforma, onde a ocorrência de fácies com argilominerais magnesianos apresenta uma extensão vertical de 60 metros e lateral de 2 Km, variando lateralmente para fácies de moderada a alta energia. Verticalmente, a ocorrência também está diretamente associada à evolução desta proteção ao longo do tempo. É importante salientar que podem ocorrer restrições de pequena extensão, de poucos metros, em escala subsísmica, formadas em condições paleomorfológicas de embaiamento local.

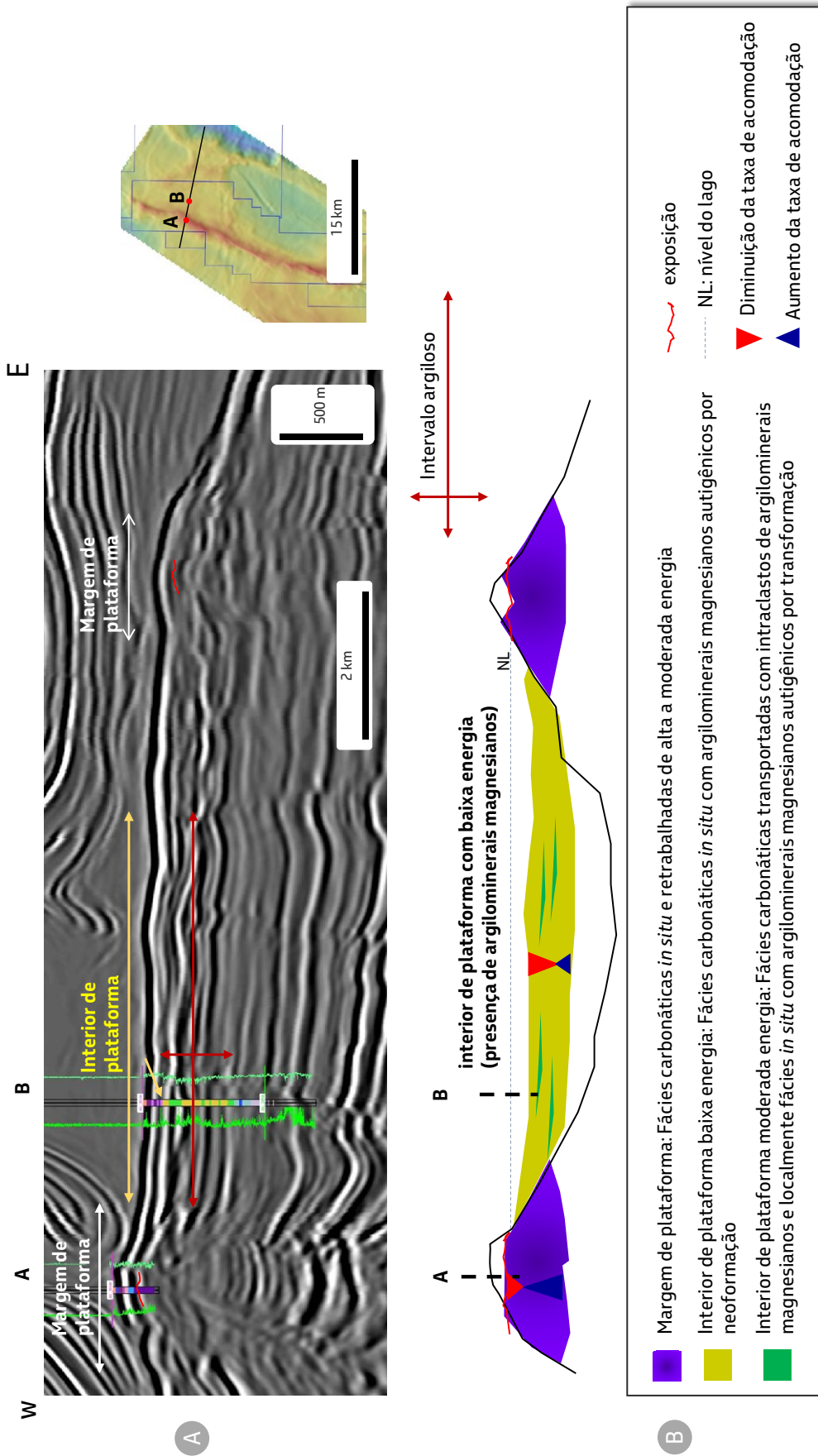


Figura 8.1 A) Seção sísmica W-E mostrando a morfologia da plataforma carbonática e ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos predominantemente autigênicos por neoformação. B) Seção esquemática com a interpretação dos elementos arquiteturais da plataforma, fácies associadas e os ciclos deposicionais da escala de dezenas a centenas de metros. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

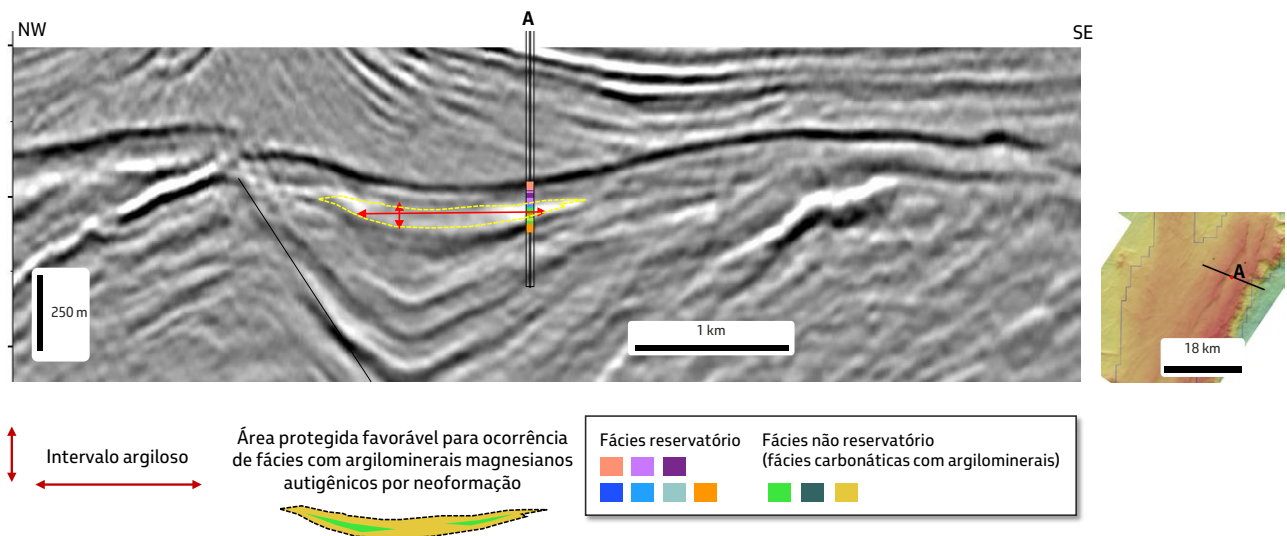


Figura 8.2 A) seção sísmica W-E mostrando uma região paleomorfológica protegida, com ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos predominantemente autigênicos por neoformação. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

E. Rampa íngreme - porção intermediária a distal

Em baixos estruturais relativos, onde prevalecem processos de retrabalhamento e decantação. Há o predomínio de depósitos clásticos com carbonatos transportados e intraclastos de argilominerais magnesianos associados com depósitos carbonáticos de baixa energia, com argilominerais magnesianos autigênicos por transformação, em que predominam processos de decantação. Em menores proporções, há ocorrência de argilomineral magnésiano autigênico neoformado. Há também maior continuidade lateral e vertical das fácies com argilominerais para a porção mais distal da rampa, a não ser que ocorra algum alto relativo, mudando a morfologia do substrato, aumentando a circulação e variação de energia, favorecendo a

ocorrência de carbonatos de mais alta energia, sem argilominerais (Figura 8.3).

F. Rampa suave - porção intermediária a distal

Há o predomínio de fácies carbonáticas de baixa energia associadas com argilominerais magnesianos autigênicos neoformados sin-deposicionais aos carbonatos. Também nas rampas distais, observa-se maior continuidade lateral e vertical das fácies com argilominerais para a porção mais distal da rampa, a não ser que ocorra algum alto relativo, mudando a morfologia do substrato, aumentando a circulação e variação de energia, favorecendo a ocorrência de carbonatos de mais alta energia, sem argilominerais (Figura. 8.4).

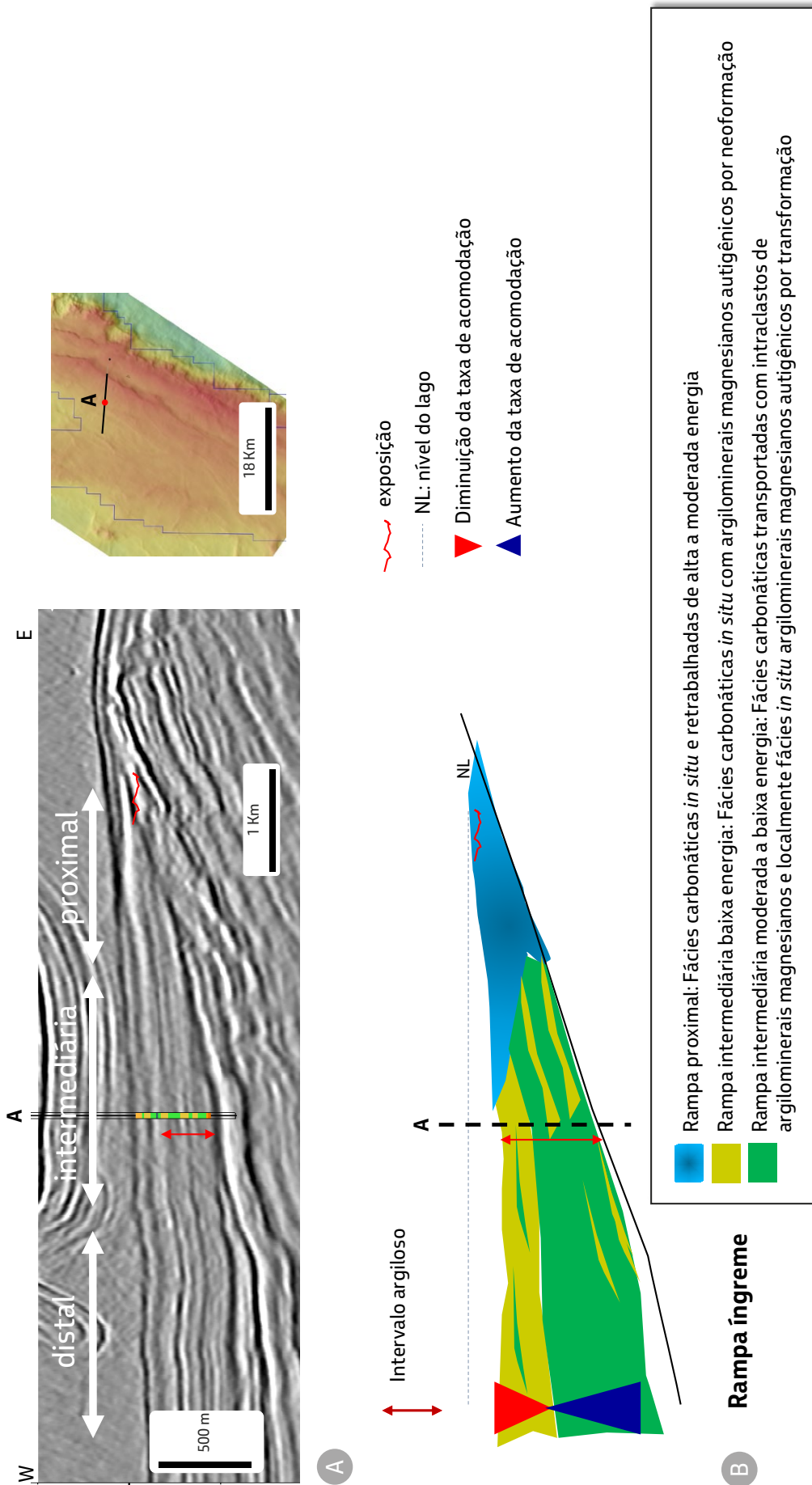


Figura 8.3 A) Seção sísmica de direção W-E, mostrando a morfologia da plataforma carbonática em rampa e a ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos; B) Seção esquemática com a interpretação dos elementos da rampa íngreme e associações de fácies relacionadas e os ciclos deposicionais da escala de centenas de metros. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

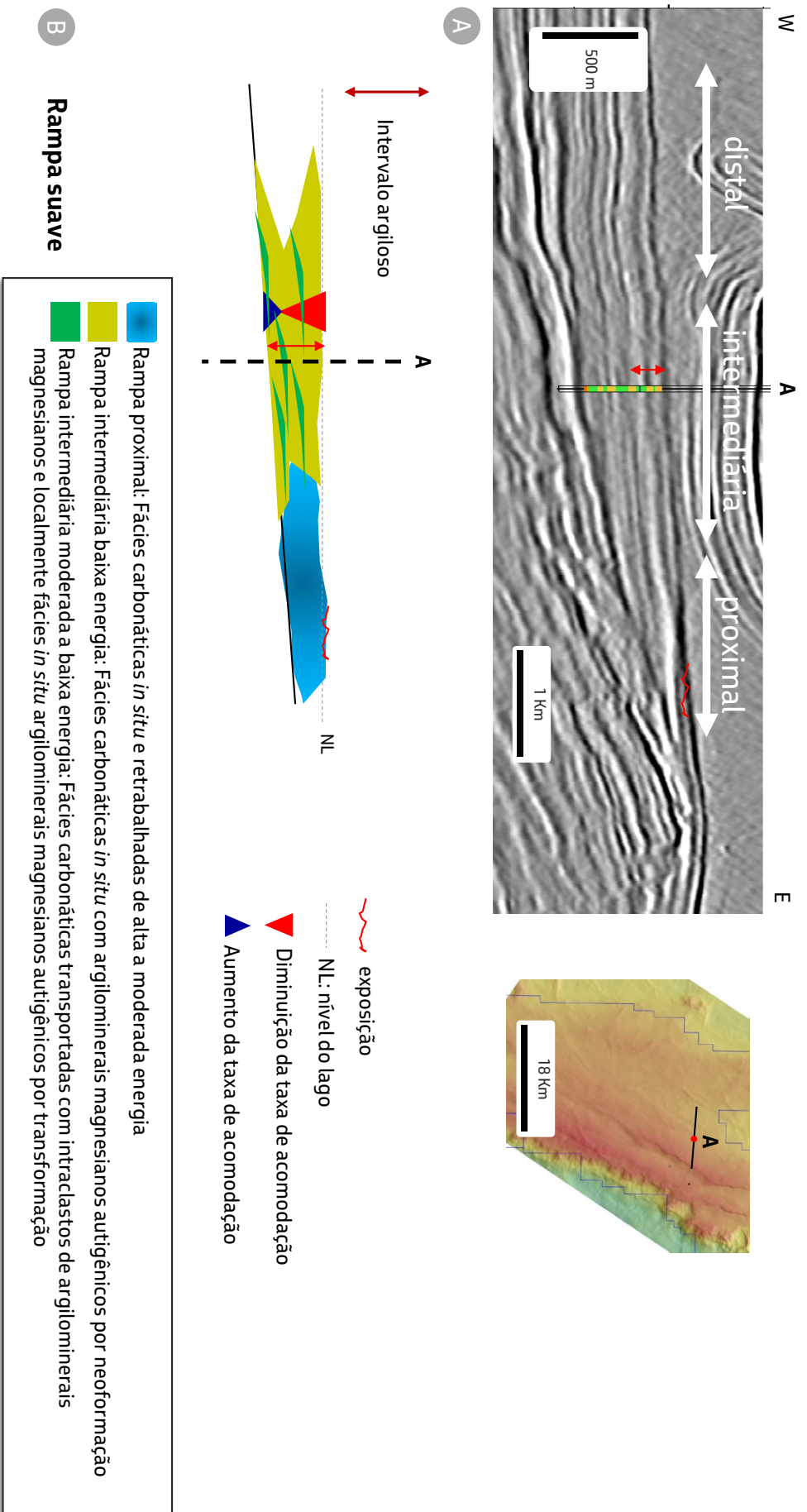


Figura 8.4 A) seção sísmica de direção W-E, mostrando a morfologia da plataforma carbonática em rampa e a ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos; B. seção esquemática com a interpretação dos elementos da rampa suave (de baixo ângulo) e associações de fácies relacionadas e os ciclos deposicionais da escala de centenas de metros. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

Conforme pode ser observado nas Figuras 8.1, 8.2, 8.3 e 8.4, a análise integrada das geometrias sísmicas com o modelo sedimentológico-estratigráfico dos argilominerais auxilia a mitigação da ambiguidade do sinal sísmico onde, por exemplo, amplitudes negativas poderiam significar presença de argilominerais ou fácies reservatório. A partir das geometrias observadas na sísmica, interpretam-se as regiões mais protegidas da plataforma carbonática, caracterizadas como interior de plataforma, sendo estas facilmente identificadas como favoráveis à presença dos argilominerais. Plataformas carbonáticas com morfologia de rampa, em regiões intermediárias a distais e com diferentes inclinações, também são claramente reconhecidas, podendo estar relacionadas com a ocorrência de argilominerais.

A interpretação paleomorfológica/deposicional para a ocorrência dos argilominerais magnesianos também é embasada em dados da literatura sobre as condições para a precipitação destes argilominerais. A seguir, no item Discussão, são apresentados os principais condicionantes de acordo com a literatura, seguida de uma breve comparação com o que é interpretado no Pré-sal.

9. DISCUSSÃO

De acordo com evidências texturais e mineralógicas, a gênese dos argilominerais presentes no Pré-sal é interpretada como relacionada a dois processos: precipitação química

e origem detrítica. A precipitação química está relacionada a autigênese por neoformação (precipitação a partir soluções iônicas ou coloidais) e autigênese por transformação (precipitação a partir de minerais precursores, durante a eodiagênese) cujos critérios texturais estão definidos em Galán e Pozo, 2011 e Pozo e Calvo, 2018), com deposição singenética aos carbonatos. A origem detrítica está relacionada a processos de transporte e decantação, os quais são definidos em Millot 1964; Chamley, 1989; Merriman 2005. No Pré-sal, destaca-se a ocorrência de processos de transporte de intraclastos de argilominerais magnesianos na fração areia, originalmente autigênicos por neoformação (associado com fácies *in situ*) e também processos de suspensão e decantação de argilominerais na fração argila. Tosca e Wright (2015) interpretam que os argilominerais magnesianos do Pré-sal se formaram a partir de um gel rico em silício e magnésio, sendo a assembléia mineral formada por estevensita e interestratificado kerolita-estevensita. Silva *et al.* (2020) também interpretam que os argilominerais magnesianos reconhecidos no Pré-Sal tem sua origem associada a autigênese por neoformação, transformação e detrítica. Assim como apresentado neste trabalho, Netto *et al.* (2022) também interpretam, em amostras da Fm Barra Velha, que a kerolita e a estevensita tem sua origem pela autigênese por neoformação e a saponita pela autigênese por transformação, a partir de minerais precursores ricos em alumínio, mas não descartam a possibilidade de ocorrência da saponita detrítica ou de alteração.

9.1. Estudos experimentais e estudos de depósitos do Quaternário e Neógeno (Plioceno)

Os estudos experimentais, bem como os estudos em depósitos recentes, auxiliam no entendimento das condições físico-químicas para a precipitação das espécies dos argilominerais magnesianos. Os dados experimentais de precipitação de argilominerais magnesianos (Tosca e Masterson, 2014; Jones e Galán, 1988) e os estudos em ambientes recentes com precipitação desses argilominerais (Stoessel e Hay, 1978, Badaut e Risacher, 1983 e Furquim, 2007) indicam que o pH necessário para a precipitação das espécies magnesianas está entre 8,5 a 10,5, mas pode ser um pouco mais baixo, com pH 7, caso haja influência orgânica (Bontognali *et al.* 2014). Como esses minerais tornam-se instáveis em condições de pH inferior ~8,5, é muito provável que as rochas do Pré-sal com espécies de argilominerais magnesianos também estivessem dentro desse range de pH durante a sedimentação. Carvalho e Fernandes (2021) apresentam que, no Pré-sal da Bacia de Santos, estevensitas precipitaram em condições de pH 8 a 9 e talco hidratado (kerolita) em pH entre 9 e 10.

Os trabalhos experimentais também mostram que os argilominerais magnesianos podem se formar com ou sem a presença de agentes biológicos, e que a formação de argilominerais magnesianos e minerais carbonáticos pode ser concomitante em condições favoráveis do meio (Carvalho, 2016; Tutolo e Tosca, 2018). As espécies de argilominerais precipitadas variam de acordo com mudanças no pH, salinidade, razão Si/Mg, pCO_2 e presença de álcalis. Quanto às formas esféricas

associadas, estas podem ser calcíticas ou aragoníticas, dependendo da razão Mg/Ca, em que o aumento de Mg favorece a precipitação da aragonita.

Nos lagos salinos do Altiplano Boliviano (Plioceno), Badaut e Risacher (1983) estudaram a formação de estevensita em frústulas de diatomáceas e concluíram que o principal fator que controla a formação da estevensita nesses lagos é o pH (8,5 e 9,18), uma vez que as concentrações de Si e Mg não seriam fatores excludentes.

No Quênia, o lago Amboseli é alimentado por águas subterrâneas, que são agentes de alteração de olivina-basaltos alcalinos, posicionados nas bordas do lago. Segundo Stoessel e Hay (1978), os minerais desses basaltos dissolvem facilmente produzindo altas concentrações de Mg e Si nas águas subterrâneas que abastecem o lago, tornando-o saturado em sepiolita e kerolita. A sepiolita e a kerolita precipitaram em sedimentos pleistocênicos.

No Pantanal (Nhecolândia/MS), Furquim (2007) estudou a formação de saponita e estevensita em solos sódicos. O estudo dos sedimentos de diferentes profundidades da salina analisada (Lagoa do Meio) mostrou que a saponita e a estevensita formaram-se apenas em um horizonte superficial de poucos centímetros, com altas taxas de evaporação, e, segundo a autora, essas esmectitas magnesianas formaram-se por precipitação química diretamente da coluna d'água da salina.

Os estudos nos depósitos recentes indicam a existência de variedade de espécies de

argilominerais, dependendo da posição do depósito no lago e das variações nas condições físico-químicas.

9.2. Depósitos do Neógeno – Bacia de Madri

Nas seções do Neógeno da Bacia de Madri, na região de Esquivias, os depósitos carbonáticos/argilosos apresentam semelhanças mineralógicas e texturais com os depósitos carbonáticos/argilosos do Pré-sal. As principais

espécies de argilominerais identificadas tanto na Bacia de Madri quanto no Pré-sal são a kerolita, a sepiolita, a saponita, a estevensita e o interestratificado kerolita-esmectita. O estudo mineraloquímico e textural de 400 amostras, realizado por Martín de Vidales *et al.* (1991) e Pozo e Casas (1999), indicou que a kerolita predomina em ambiente palustre, enquanto a saponita é característica de *mudflats*. Em ambiente palustre, os argilominerais magnesianos formam-se principalmente a partir de géis de Si-Mg, enquanto nos *mudflats* a presença de argilominerais detríticos,

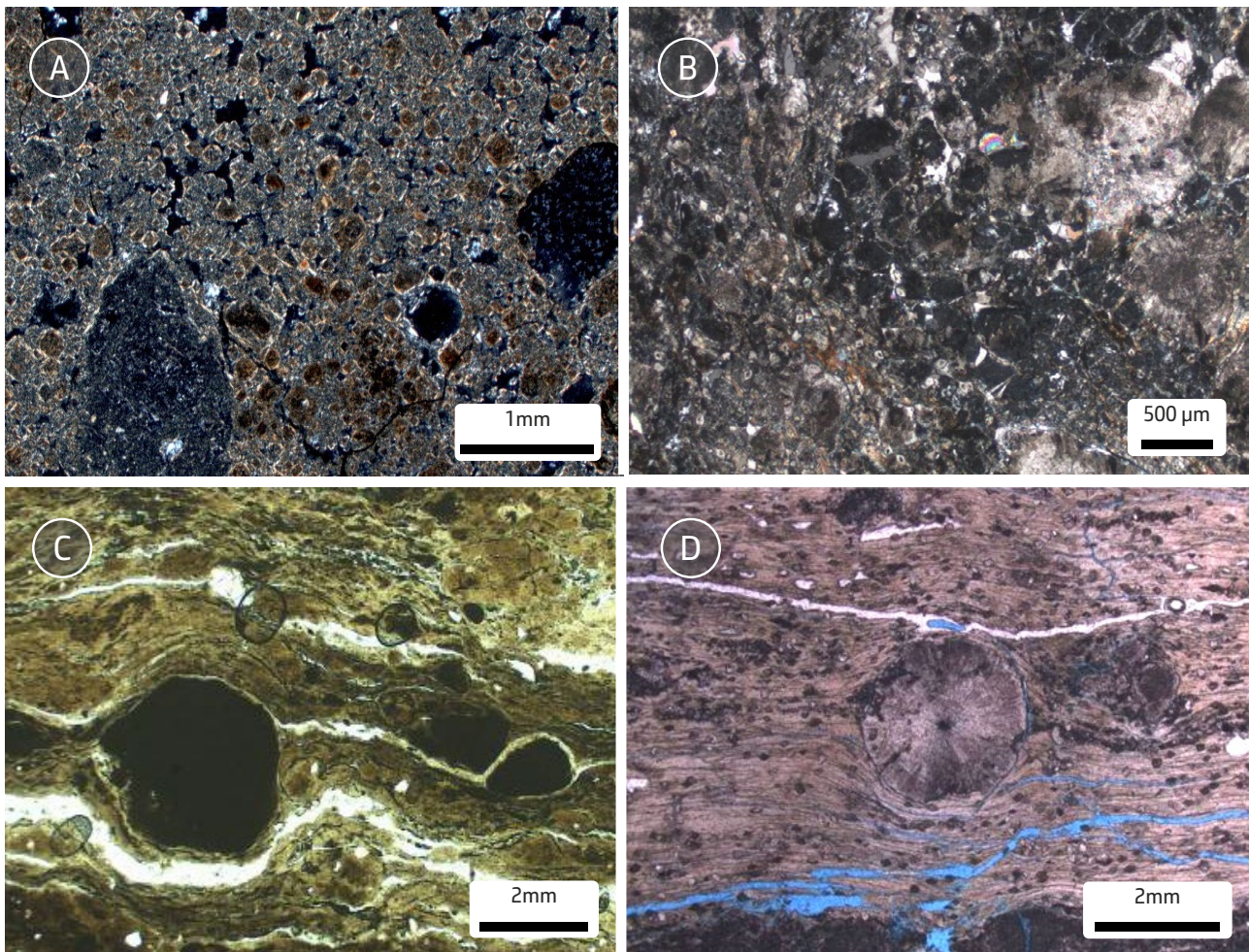


Figura 9.2.1 – Comparação entre as texturas petrográficas, em lâminas delgadas, de argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação em amostras da Bacia de Madri e em amostras do Pré-sal. Textura limpa e granular (luz polarizada cruzada - LPX): A) kerolita-estevensita (Depósito Esquivias), bacia de Madri (lâmina delgada cedida por Dr. Manuel Pozo) e B) kerolita e kerolita-esmectita estevensítica, Bacia de Santos. Textura limpa e laminada (luz polarizada paralela - LPP): C) esmectita magnesiânica (Depósito Magã), Bacia de Madri (lâmina delgada cedida por Dr. Manuel Pozo) e D) kerolita, Bacia de Santos.

como a beideleita (Al-esmectita), são condicionantes para a formação da saponita. A alternância entre o ambiente palustre kerolítico e o *mudflat* saponítico reflete os ciclos de expansão e contração da linha de costa do lago, segundo os autores. Comparativamente, nas amostras do Pré-sal, as diferentes espécies de argilominerais magnesianos também indicam diferentes condições deposicionais.

As texturas petrográficas dos argilominerais magnesianos presentes na Bacia de Madri também são semelhantes às encontrados na Bacia de Santos (Figura 9.2.1).

Isso não significa que os depósitos carbonáticos argilosos do Pré-sal tenham um contexto deposicional idêntico ao da bacia de Madri, mesmo porque no Pré-sal a sedimentação é predominantemente carbonática. Porém, foi possível reconhecer as mesmas gêneses identificadas para os argilominerais da bacia de Madri, com base em texturas petrográficas: a autigênese por neoformação e a autigênese por transformação, que aliada com a caracterização das espécies de argilominerais, análise sedimentológica, empilhamento das fácies carbonáticas, associação de fácies e geometrias da plataforma carbonática, permitiu o entendimento do contexto deposicional em escala semi-regional. Portanto, a ocorrência de argilominerais no Pré-sal não se restringe somente às condições rasas nas porções marginais do lago, como apresentado por Calvo e Pozo (2015) para a bacia de Madri, mas sim com fortes controles da

morfologia das plataformas/rampas carbonáticas lacustres.

A interpretação do contexto deposicional dos argilominerais apresentada neste trabalho é diferente do modelo proposto por Wright e Barnett (2015) e Tosca e Wright (2015). Enquanto este trabalho apresenta as evidências de forte controle deposicional e paleomorfológico, Wright e Burnett (2015) e Tosca e Wright (2015) interpretam que os argilominerais magnesianos são amplamente distribuídos nas áreas e que os processos mesodiagenéticos (alta temperatura devido ao soterramento) seriam os responsáveis pela dissolução desses argilominerais, originando porosidade secundária nas fácies carbonáticas. Evidências de dissolução de argilominerais magnesianos foram retratadas por Carramal *et al.* (2022) em poços do Campo de Tupi. Neste capítulo os autores consideram que no Pré-sal processos localizados de passagem de CO₂ podem desenvolver condições favoráveis para a dissolução de argilominerais e formação de porosidade secundária, mas esse é um processo local e restrito à zona de ação do fluido rico em CO₂. Silva *et al.* (2020) interpretam um forte controle estratigráfico na deposição dos argilominerais magnesianos, enquanto este trabalho mostra que a ocorrência dos argilominerais não está restrita a um único intervalo estratigráfico e, sim, a controles paleomorfológicos distintos entre as plataformas carbonáticas.

9.3. Ambiente marinho versus lacustre

Segundo Pozo e Calvo (2018), a formação de argilominerais magnesianos está relacionada a ambientes marinhos e não marinhos, porém as condições mais favoráveis para a sua formação são encontradas predominantemente em ambientes deposicionais evaporíticos, tanto para depósitos primários quanto eodigenéticos. Segundo Jones e Galán (1988), os ambientes de formação de argilominerais magnesianos são principalmente lagos evaporíticos, salinas e ambiente palustre, e como menor relevância, o marinho. Os corpos aquosos têm em comum valores elevados de pH, acima de 8,5, e concentrações relevantes de Si(OH)_4 e Mg^{2+} . É comum a precipitação de fases carbonáticas, sulfatos e quartzo (sílica) no mesmo ambiente de formação dos argilominerais magnesianos. Com a diminuição da lâmina d'água, que modifica os parâmetros ambientais, há a dissolução e/ou precipitação de espécies de argilominerais.

Jones e Galán (1988) compilaram, a partir de dados da literatura, as condições químicas e ambientais necessárias para a formação dos argilominerais magnesianos: sepiolita, paligorsquita e esmectita magnesiana. O aumento de pH favorece a precipitação da esmectita magnesiana ($\text{pH} > 9,5$), enquanto em valores próximos a 8, a precipitação de sepiolita é beneficiada. O aumento da concentração de Si em relação ao Mg favorece a precipitação de sepiolita, e, em contrapartida, o aumento de Mg favorece a formação

de esmectita magnesiana. A paligorsquita ocorre quando há uma atividade mínima necessária de Al. Quanto ao ambiente deposicional, condições marinhas são mais favoráveis para a formação de paligorsquita e condições lacustres para a precipitação de esmectita magnesiana. Ambientes pedogenéticos silicáticos são propícios para a formação de paligorsquita, enquanto ambientes pedogenéticos carbonáticos favorecem a sepiolita. Além de ambientes lacustres, os argilominerais magnesianos também são formados em sequências carbonáticas marinhas, como estudado por Yalçin e Bozkaya (1995). Os depósitos carbonáticos marinhos do Cretáceo Superior/Terciário da Bacia de Hekimhan (Turquia) contêm quantidades significativas de sepiolita e paligorsquita, além de calcita, dolomita, esmectita e quartzo, entre outros minerais. Os autores interpretam que a fonte dos elementos formadores dos argilominerais magnesianos (Si, Mg, Al e Fe) é provavelmente a suíte ofiolítica localizada na área fonte. Esses elementos seriam disponibilizados para o meio aquoso a partir de processos de hidrólise dos minerais máficos.

Como o Andar Alagoas é entendido como sistema deposicional lacustre, esta poderia ser uma explicação para que não tenham sido encontrado evidências de paligorsquita nas amostras do Pré-sal, já que a precipitação desse argilomineral é favorecida em ambientes marinhos, ou ainda em ambiente lacustre

com disponibilização de Al, ou seja, com atuação expressiva de área fonte siálica.

9.4. Fontes de silício (Si) e magnésio (Mg)

Como descrito no item 9.1 desse capítulo, a formação de argilominerais magnesianos autigênicos neoformados pode ocorrer numa ampla variedade de salinidade, controlada pela concentração de Si e Mg e pelo pH.

No Pré-sal, tanto as rochas do embasamento quanto os derrames basálticos (Eventos Tupi e Parati) são potenciais fornecedores de silício e magnésio para o lago. Uma fonte não excluiu a outra e, considerando a dimensão da bacia de Santos, é possível que tenha havido contribuição de ambas as fontes durante a sedimentação do lago. Araujo *et al.* (2011) e Silva *et al.* (2020) interpretam a influência do vulcanismo Parati na gênese dos argilominerais magnesianos do Pré-Sal.

Em relação às fontes de silício e magnésio, necessárias para a formação dos argilominerais magnesianos, os trabalhos da literatura indicam várias possibilidades, a depender da área fonte próxima aos depósitos de argilominerais magnesianos. Rochas do embasamento (metassedimentares ou ígneas), ou ainda sequências vulcânicas de bacias vulcano-sedimentares, configuram a hipótese de fontes desses elementos, que são transportados para o lago a partir de fluidos subterrâneos ou meteóricos.

Um possível condutor do silício do embasamento para o paleolago são as falhas profundas do Pré-sal, como proposto por Pelosi *et al.* (2013). Quanto aos derrames básicos, uma fonte direta de sílica amorfa para o lago desenvolve-se a partir da alteração do vidro basáltico. A cloritização do basalto também pode ser responsável pela disponibilização de sílica para o lago. Esse processo libera $3\text{H}_4\text{SiO}_4$ para o fluido (Gifkins *et al.* 2005), além de aprisionar Fe e Al na estrutura da clorita. Esses dois elementos têm ocorrência restrita nas rochas carbonáticas do Pré-sal, então a permanência deles na rocha-fonte é mais um fator favorável a esse modelo de transferência iônica segundo a interação rocha-fluído.

9.5. Fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos

Na Bacia de Santos, verifica-se a presença de argilominerais associados às diversas fácies carbonáticas, sejam autóctones como estromatolitos, laminitos e esferulititos, sejam alóctones como lamitos, *packstones* e *grainstones*. A variação das espécies de argilominerais segundo os ciclos deposicionais é expressa na forma de níveis com maior espaço de acomodação com espécies esmectíticas, do tipo saponita, enquanto as fases kerolíticas predominam no menor espaço de acomodação e, em condições de maior aridez, a sepiolita está presente. No Pré-sal, as evidências de processos pedogenéticos em níveis argilosos não são tão claras, embora sejam reconhecidas feições de micritização, brechas sedimentares e calcretes. A presença de argilomineral com textura limpa e granular

(kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítica) e *coating* de sepiolita sugere um período de exposição, que eventualmente poderia ter culminado com a formação de perfil de solo. Há evidências de kerolita e sepiolita em estromatolitos em topo de ciclo de rasamento, com feição granular, típica de exposição subaérea (Figuras 5.1.1 C, 5.1.1 D e 5.2.2).

Fácies de estromatolitos com argilominerais magnesianos são relatadas em lagos recentes da Austrália (Guerreiro, no prelo) e em sequências do Neógeno da bacia de Madrid (Calvo *et al.*, 1999), do Paleoceno da bacia de Salta (Bunevich *et al.*, 2017) e do Eoceno, da Formação Green River (Cupertino *et al.*, 2018). O lago recente da Austrália (Lake Richmond) apresenta salinidade baixa e as análises mostram que o microambiente formado pelas bactérias tem a capacidade de fornecer as condições necessárias para a precipitação de argilominerais magnesianos no EPS (Guerreiro, no prelo). Na Formação Green River, Cupertino *et al.* (2018) interpretam que os argilominerais magnesianos autigênicos formaram-se por precipitação direta, a partir de soluções iônicas ou coloidais, em condições evaporativas, com $\text{pH} > 9$ e baixa razão Si/Mg. A alternância de camadas com estevensita e interestratificado kerolita-estevensita está relacionada com as oscilações hidroquímicas do lago. O estudo estratigráfico realizado por Gomes *et al.* (2018) na Bacia de Salta mostrou que os microbiolitos com argilominerais magnesianos são encontrados em hem ciclos regressivos de baixa frequência (3ª ordem).

O estudo desenvolvido nessas três áreas levanta fatores importantes para a formação dos argilominerais magnesianos em fácies carbonáticas *in situ*: i) precipitação direta em lago com condições adequadas de salinidade, pH e razão Si/Mg, ou o desenvolvimento de um microambiente favorável dentro dos estromatolitos a partir da interferência biótica; ii) alternância das espécies de argilominerais magnesianos precipitadas segundo os ciclos deposicionais.

A alternância de espécies de argilominerais é bem reconhecida no Pré-sal e também é relacionada com ciclos deposicionais (Figura 7.4). Fácies com argilominerais magnesianos e ação de pedogênese são relatadas nas bacias de Madrid (Espanha) e Amboseli (Quênia). Nessas fácies, o argilomineral predominante é a sepiolita. Gretas de contração, perfis de solo, marcas de raiz e outros icnofósseis são comuns nessas fácies. No Pré-Sal a sepiolita também ocorre, na forma de *coating*, associada aos carbonatos topo dos hem ciclos regressivos, interpretadas como depositados em contexto raso, de baixa energia.

9.6. A hipótese microbial e os argilominerais magnesianos

Madrucci e Zambonato (2013), Madrucci *et al.* (2019a) e Madrucci *et al.* (2019b) estudaram 16 amostras de carbonatos com argilominerais magnesianos do Pré-sal, Bacia de Santos, porém em apenas uma foram encontrados diminutos moldes de filamentos e estruturas esféricas (menos que 5 microns)

impressas nos argilominerais. Os autores explicam que tais feições podem ser indicativas de atividade de organismos microbiais, embora não possa ser usada como critério isolado no entendimento da autigênese dos argilominerais do Pré-sal (Figura 9.6). Portanto, a influência da atividade microbiana e a presença de EPS na precipitação dos argilominerais magnesianos ainda permanece como hipótese de trabalho. Neste sentido, diversos estudos, por meio de experimentos de laboratório, têm comprovado a influência microbiana na precipitação de argilominerais magnesianos. Os resultados sugerem que a atividade microbiana, através da produção de ácidos orgânicos, poderia desempenhar

um importante papel, ainda subestimado, na formação de argilominerais autigênicos a baixas temperaturas e sob condições de pH neutro (Konhauser e Urrutia, 1999; Urrutia e Beveridge, 1994; Urrutia e Beveridge, 1995; Beveridge e Fyfe, 1985; Mullen *et al.*, 1989; Fiore *et al.*, 2011; Paction *et al.*, 2010 e Bontognali e Vasconcelos, 2011 e Bontognali *et al.* 2014). Os biofilmes produzidos por bactérias são capazes de concentrar Si e Mg, promovendo a formação de fases minerais, prováveis precursoras de argilominerais. Já nos experimentos estéreis, isto é, sem bactérias, nas mesmas condições do experimento anterior, não foram formadas as fases minerais ricas em Si e Mg.

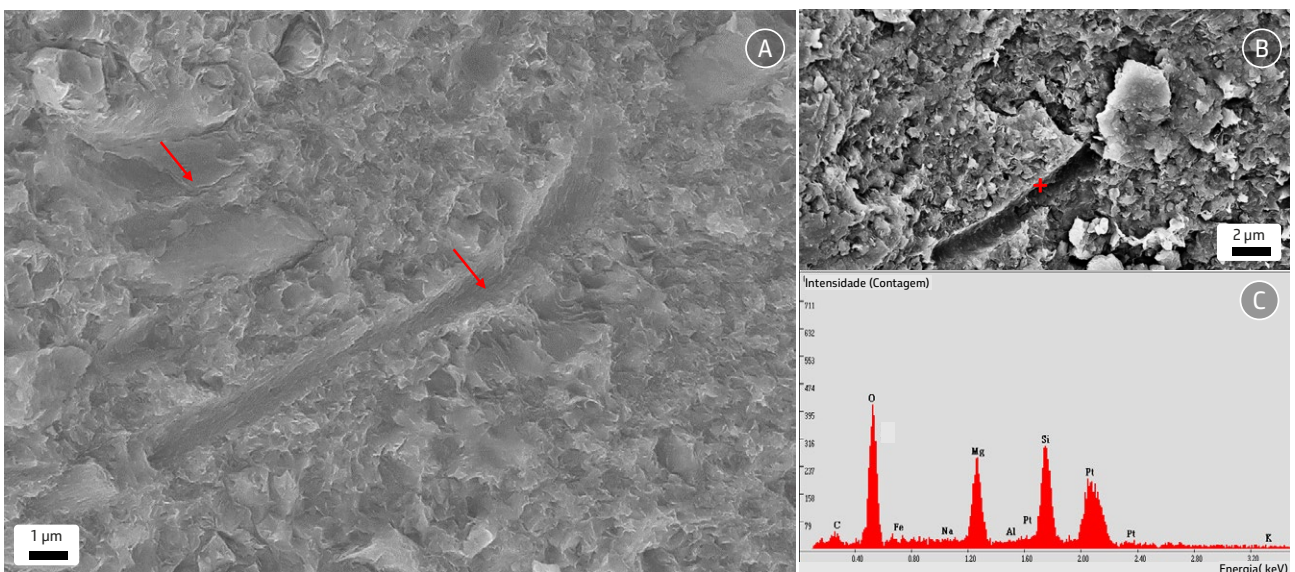


Figura 9.6 – Imagens em MEV em argilomineral magnesiano autigênico por neorformação em amostra do Pré-sal: A) possíveis moldes de filamentos microbiais (setas vermelhas). B) Detalhe do ponto onde foi realizado a amostragem de EDS e C) os elementos identificados: Mg, Si e O. O alto conteúdo de Pt (platina) é devido a cobertura da amostra para a análise de MEV. Fonte: Madrucci e Zambonato (2013) e Madrucci *et al.* (2019a).

10. CONCLUSÕES

Os níveis argilosos associados aos depósitos carbonáticos do Andar Alagoas da Bacia de Santos são constituídos por argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação, por transformação e detríticos (processos de retrabalhamento e decantação). Esses intervalos argilosos ocorrem em várias áreas e sua distribuição está relacionada às condições físico-químicas do meio, determinada pela paleomorfologia deposicional das plataformas carbonáticas. Este trabalho mostrou que não há um intervalo estratigráfico específico de ocorrência. Os principais argilominerais magnesianos autigênicos são: kerolita, estevensita, saponita, sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita. A saponita e o interestratificado kerolita-esmectita saponítico, com textura suja, do tipo maciça ou finamente laminada, associados com minerais detríticos fração silte, são autigênicos por transformação. A kerolita, a estevensita (laminada e/ou granular), a sepiolita (*coating*) e o interestratificado kerolita-esmectita estevensítico (laminada e/ou granular), todos com textura limpa, são autigênicos por neoformação. Os argilominerais detríticos ocorrem na forma de intraclastos na fração silte/areia (kerolita e kerolita-esmectita, de texturas limpas), associados a processos de retrabalhamento, e na fração argila (saponita, interestratificado kerolita-esmectita saponítico, ilita-esmectita, todos com textura suja) como minerais detríticos na fração silte, associados a processos de suspensão e decantação.

O estudo dos padrões difratométricos da kerolita e da esmectita magnesiana de diferentes poços da Bacia de Santos mostra que esses minerais apresentam modificações no ordenamento (cristalinidade) devido à ação da diagênese. As análises químicas pontuais mostraram que os argilominerais neoformados por vezes apresentam pequenas quantidades de Fe e Al na estrutura, enquanto os argilominerais autigênicos por transformação apresentam quantidades expressivas de Fe, Al, Ti, Mn, Cr e Ni, devido principalmente à alteração de minerais detríticos como micas e feldspato potássico.

O ambiente continental lacustre do Pré-sal apresenta dimensões de centenas de quilômetros, associados a abertura do Atlântico, com morfologias deposicionais de plataformas carbonáticas. Neste sentido, análises sedimentológicas em testemunhos e amostras laterais permitiram o reconhecimento das possíveis condições de taxa de acomodação para a ocorrência das diferentes espécies de argilominerais magnesianos. Na base dos hemiciclos transgressivos, há fácies retrabalhadas (*packstones*) com intraclastos de argilominerais magnesianos, na fração areia. Já na máxima inflexão dos hemiciclos transgressivos, há a ocorrência de esferulititos, laminitos e lamitos com argilominerais magnesianos com textura suja do tipo autigênico por transformação (saponíticos), associados com minerais detríticos, decantados na fração silte e com maior conteúdo orgânico, indicando maior umidade, maior nível do lago (expansão do lago e ou porções relativamente

mais fundas). No topo dos hemiciclos regressivos (sequências de rasamento para o topo), há o predomínio de fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos neoformados (kerolíticos e estevensíticos).

Foram identificados três importantes controles paleomorfológicos para a deposição de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos, além da hidroquímica do lago (alcalina e rica em Magnésio):

1. Áreas protegidas no interior de plataforma carbonática – neste contexto, depósitos de alta energia da margem da plataforma formam barreiras e, conseqüentemente, diminuem a energia de circulação de água para o interior da plataforma, o que propicia a baixa energia deposicional e o aumento da taxa de alcalinidade/evaporação. Depositam-se esferulitos, estromatolitos arbustiformes e laminitos, com argilominerais magnesianos autigênicos neoformados, como kerolita, estevensita, kerolita-esmectita estevensítica e sepiolita, em sequências de rasamento para o topo (contexto raso e de baixa energia). Em períodos de maior umidade, carbonatos transportados com intraclastos de argilominerais magnesianos são depositados em contexto de moderada energia. Depósitos de esferulitos com matriz de lamito e laminitos com minerais detríticos fração silte com argilominerais autigênicos por transformação, como sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico são depositados no máximo de umidade/espaco de acomodação e/ou em regiões relativamente mais fundas;

2. Rampa íngreme/talude, em porção intermediária a distal – em baixos estruturais relativos onde ocorre predomínio de processos de decantação e retrabalhamento.

Em momento de maior umidade, predominam depósitos carbonáticos híbridos, de baixa energia e subaquosos, como esferulitos com matriz de lamito, laminito e marga, por vezes com maior conteúdo orgânico (COT) e argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, como saponita, ilita, interestratificado ilita-esmectita e kerolita-esmectita saponítica (de textura suja). Já os *packstones* com intraclastos de kerolita-esmectita e esmectita são interpretados como depositados em contexto de moderada energia. Em menores proporções, há ocorrência de fácies carbonáticas *in situ* e com argilomineral magnesiano autigênico neoformado, representando os topos dos hemiciclos regressivos, períodos mais secos e relativamente mais rasos;

3. Rampa suave/talude suave (inclinação menor do que 2 graus) porção intermediária a distal – predomínio de esferulitos, estromatolitos arbustiformes e laminitos, com argilominerais magnesianos neoformados, do tipo kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e estevensita, interpretados como depositados em águas calmas, em sequências de rasamento para o topo. Localmente ocorrem *packstones* com intraclastos de argilomineral magnesiano, depositados em contexto de moderada energia, no início dos hemiciclos transgressivos, relacionados a maior umidade. A variação vertical e

lateral das fácies com argilominerais magnesianos é controlada pela evolução da morfologia de cada plataforma carbonática.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à gerência executiva de Exploração da Petrobras, na pessoa do gerente executivo Mario Carminatti, e ao Centro de Pesquisas (CENPES) pela oportunidade de apresentar o conhecimento acerca dos argilominerais do Pré-sal neste Livro. Aos gerentes gerais Rogério Cunha, Jonilton Pessoa e Vinicius de França Machado e aos Editores deste livro pela oportunidade e confiança. Um agradecimento especial aos professores: Dr. Crisógono Vasconcelos (ETH-Zurique) e sua equipe pelas discussões técnicas. Ao Dr. Manuel Pozo (Universidad Autónoma de Madrid), Dra. Edi Mendes Guimarães (Universidade de Brasília) e Dra. Daisy Barbosa Alves (Consultora Petrobras) pelos ensinamentos e discussões sobre os argilominerais magnesianos da Bacia de Madrid e do Pré-sal, além da criteriosa revisão deste texto. Aos professores Dr. Alain Meunier (Université de Poitiers) e Dr. André Mexias (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) pelas discussões sobre gênese dos argilominerais e alteração de basaltos.

REFERÊNCIAS

ABRAHÃO, D.; WARME, J. E. Lacustrine and Associated Deposits in a Rifted Continental Margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore, Brasil. *In*: Katz, B. J. (ed.). **Lacustrine basin exploration, case**

studies and modern analogs. Tulsa: AAPG, 1990. p. 287-305. (AAPG Memoir, v. 50).

ALVES, D. B. **Argilominerais da Seção Pré-sal da Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. IRPS, 2013. 770 p. Relatório Interno. RT IRPS 006/13.

ALVES, D. B. **Argilominerais da Sequência Talco-Estevensita da Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. IRPS, 2014. 58 p. Relatório Interno. CT IRPS 143/14.

ALVES, D. B.; ANJOS, S. M. C.; HOWER, J. Argilominerais do Membro Calumbi, Bacia de Sergipe-Alagoas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais [...]**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 5, p. 2314-2327.

ANJOS, C. W. D. **Petrografia de amostras selecionadas para estudo de argilominerais do Pré-sal da Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GSEP, 2010. 153 p. Relatório Interno. RT GSEP 007/10.

ANJOS, C. W. D. **Composição Química de argilominerais do Pré-Sal obtida com análises por microsonda eletrônica**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDED. IRPS, 2016. 42 p. Relatório Interno. RT IRPS 509/2016.

ANJOS, C. W. D.; SANTOS J. F.; SILVA Y. M. P.; VASQUEZ G. F.; MOERSCBACHER M. J.; MADRUCCI V. **Argilominerais magnesianos da formação Barra Velha, Pré-sal da bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES.

PDEP. IRPS, 2018. 228 p. Relatório Interno. RT IRPS 27/2018.

ANJOS, C. W. D.; MADRUCCI, V.; SANTOS, J. F. S.; PARIZEK-SILVA, Y. M.; VASQUEZ, G. F.; MORSCHBACHER, M. J. Argilominerais: Considerações Genéticas, Depositionais, Estratigráficas e Petroacústicas. *In*: MADRUCCI, V. (coord.). **Tectonossedimentação e Mapeamento Regional Integrado e controles na distribuição e qualidade dos reservatórios dos Andares Jiquiá e Alagoas – Bacia de Santo. Áreas:** Tupi (Lula) – Iracema (Cernambi) – Tupi NE (Sépia) – Iara (Sururu, Berbigão, Atapu) – Florim (Itapu) – Franco (Búzios) – Libra. Rio de Janeiro: PETROBRAS. EXP. GEOP. AES, 2017. 29 p. Relatório Interno.

ANJOS, C. W. D.; FREITAS, G. N.; VASQUEZ, G. F.; SANTOS, J. F.; BONZANINI, L. A. F.; SILVA, Y. P. **Alterações e Interações no Contato de Rochas Vulcânicas e Carbonáticas.** Petrobras, Programa Tecnológico de Exploração, Documento Interno. Rio de Janeiro, 2015., RT PROEXP 001/15.

ANJOS, S. M. C. **Diagenetic evolution of marine shales of the Campos Formation (Cretaceous/Tertiary), Campos Basin, offshore Rio de Janeiro, SE, Brazil.** 1984. Dissertação (Mestrado) - University of Illinois, Illinois, 1984. 76 f.

ARAUJO, A. L. N. A.; ERTHAL, M. M.; SANTOS, J.F.; REZENDE, M.F., JUSCHAKS, L.C.S., MOURA, G.M. Caracterização da influência do magmatismo/ hidrotermalismo na diagênese dos

carbonatos de Pré-sal: Importância do vulcanismo Cretácico na precipitação de sílica e de outros minerais autigênicos. PETROBRAS. CENPES. PDGEO. GCAR, 2011. 15 p. Relatório Interno. RT GCAR 001/2011.

ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. M.; HOMEWOOD, P.; METTRAUX; RAMNANI, C. W.; SPADINI, A. R. Stratigraphic and sedimentary constraints on Pre-salt carbonate reservoirs of the South Atlantic Margin, Santos Basin, Offshore Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 106 (12). p. 2531-2546, 2022.

ARAÚJO, C. C.; GUERRA, M. M.; METTRAUX, M; PAULO, O. B; HOMEWOOD, P.W.; MADRUCCI, V. **Arcabouço estratigráfico da seção Alagoas no campo de Lula – área Tupi.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2013. 165 p. Relatório Interno.

AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. **Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk.** Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 682p.

BADAUT, D.; RISACHER, F. Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 47, p. 363-375, 1983.

BAILEY, S. W. Nomenclature for regular interstratifications. **American Mineralogist**, Washington, v. 6, p. 394-398, 1982.

- BERRYMAN, J. G. Mixture Theories for Rock Properties. *In*: AHRENS, T. J. **Rock Physics and Phase Relations**, A Handbook of Physical Constants. (AGU Reference shelf, v. 3). Washington: AGU, 1995. p. 205-228.
- BERTANI, R.T.; CAROZZI, A.V. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — I. **Journal of Petroleum Geology**. v.8, n.1, p. 37-58, 1985.
- BEVERIDGE, T. J.; FYFE, W. S. Metal fixation by bacterial cell walls. **Canadian Journal of Earth Science**, Ottawa, v. 22, p. 1893-1898, 1985.
- BONTOGNALI, T.; VASCONCELOS, C. **Microbial mediation of clay minerals simulated in laboratory experiments**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2011. 61 p. Projeto PETHROS, ETH-Zurich, Dezembro.
- BONTOGNALI, T. R. R.; MARTINEZ-RUIZ, F.; MCKENZIE, J.; BAHNIUK, A.; ANJOS, S.M.; VASCONCELOS, C. Smectite synthesis at low temperature and neutral pH in the presence of succinic acid. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 101, p. 553-557, 2014.
- BRINDLEY, G. W.; BISH, D. L.; WAN, H-M. The nature of kerolita, its relation to talc and stevensite. **Mineralogical Magazine**, Cambridge, v. 41, p. 443-452, 1977.
- BRUKER AXS GMBH. **DIFFRAC.TOPAS**. Versão 4.2.0.2. Karlsruhe: Bruker AXS, 2011. CD-ROM.
- BUNEVICH, R. B.; BORGHI, L.; GABAGLIA, G. P. R.; TERRA, G. J. S.; BENTO-FREIRE, E.; LYKAWKA, R.; FRAGOSO, D. G. C. Microbialitos da Sequência Balbuena IV (Daniano), Bacia de Salta, Argentina: caracterização de intra-bioarquiteturas e de microciclos. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 44, p. 177-202, 2017.
- CALVO, J. P.; BLANC-VALLERON, M. M.; RODRÍGUEZ-ARANDA, J. P.; ROUCHY, J. M.; SANZ, M. E. **Authigenic clay minerals in continental evaporitic environments**. Zaragoza: International Association of Sedimentologists, 1999. p. 129-151. (International Association of Sedimentologists Special Publications, v. 27).
- CALVO, J. P.; POZO, M. Geology of magnesian clays in sedimentary and non-sedimentary environments. *In*: POZO, M.; GÁLAN, E. (eds.). **Magnesian Clays: Characterization, Origin and Applications**. Saint Denis: AIPEA, 2015. p. 123-174. (AIPEA Educational Series Publication, n. 2).
- CARRAMAL, N. G; OLIVEIRA, D. M; CACELA, A. S. M.; CUGLIERI, M. A. A.; ROCHA, N. P.; VIANA, S. M.; TOLEDO, S. L. V.; PEDRINHA, S. P.; DE ROS, L. F. Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian Pre-Salt magnesium silicates from the Lula field, Santos Basin, Brazil. **Journal of Sedimentary Research**. v.92, p. 12-31, 2022.
- CARVALHO, M. D.; FERNANDES, F. L. Pre-Salt Depositional System: Sedimentology, Diagenesis, and Reservoir Quality of the Barra

Velha Formation, as a Result of the Santos Basin Tectono-Stratigraphic Development. In: Marcio R. Mello, Pinar O. Yilmaz and Barry J. Katz, eds. The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil. **AAPG Memoir 124**, p. 121-154. 2021

CARVALHO, J. **Síntese e Caracterização Estrutural de Silicatos Magnesianos Hidratados no CRTI**. Relatório do projeto "SILCARB - Relações de fase e estabilidade de silicatos de magnésio na deposição e diagênese de rochas carbonáticas: sistemas naturais e experimentais", projeto de cooperação UFG-Petrobras. 2016.

CHAMLEY, H. **Clay Sedimentology**. Berlin: Springer-Verlag, 1989. 623 p.

CUPERTINO, D.; ANJOS, C. W. D.; AWRAMIK, S.; BUCHHEIM, P. Mg-clay Characterization of a Lacustrine Carbonate Deposit: Eocene Green River Formation, Sanpete Valley, Utah, U.S.A. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS ANNUAL CONVENTION & EXHIBITION, Utah, 2018. **Abstracts**. Tulsa: AAPG, 2018.

DIAS, J. L. **Análise sedimentológica e estratigráfica do andar Aptiano em parte da margem leste do Brasil e no Platô das Malvinas - considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do oceano Atlântico Sul Meridional**. 1988. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1988. 222 p.

DILLON, L. D.; SCHWEDERSKY NETO, G.; NUNES, C. Shale Rock Physics: Reducing Exploratory Risk. In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 15., 2013, Rio de Janeiro. **Proceedings**. 2013.

DILLON, L. D.; SCHWEDERSKY NETO, G.; NUNES, C. Rock Physics: Key for Quantitative Interpretation in Carbonates. In: BRAZILIAN PETROLEUM CONFERENCE, 2015, Rio de Janeiro. **Proceedings**. 2015.

DVORKIN, J.; GUTIERREZ, M. A.; GRANA, D. **Seismic Reflections of Rock Properties**. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 352 p.

EBERL, D. D.; JONES, B. F.; KHOURY, H. N. Mixed-layer kerolite/stevensite from the Amargosa Desert, Nevada. **Clays and Clay Minerals**, Bloomington, v. 30, p. 321-326, 1982.

EBERLI, G. P.; BAECHLE, G. T.; ANSELMETTI, F. S.; INCZE, M. L. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. **The Leading Edge**, Tulsa, v. 22, p. 654-660, 2003.

IORE, S.; DUMONTET, S.; HUERTAS, F. J.; PASQUALE, V. Bacteria-induced crystallization of kaolinite. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 53, p. 566-571, 2011.

FURQUIM, S. A. C. **Formação de Carbonatos Recentes e Argilo-minerais em Solos Sódicos do Pantanal Sul-Mato-Grossense**. 2007.

Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. 170p.

GALÁN, E.; POZO, M. Palygorskite and Sepiolite Deposits in Continental Environments. Description, Genetic Patterns and Sedimentary Settings. In: GALÁN, E.; SINGER, A. (eds.). **Developments in palygorskite-sepiolite research: a new outlook on these nanomaterials.** Oxford: Elsevier, 2011. p. 125-173. (Developments in Clay Science, v. 3).

GIFKINS, C.; HERRMANN, W.; LARGE, R. **Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation.** Tasmania: ARC Special Research Centre, 2005. 275 p.

GOMES, J. P. B.; TONIETTO, S. N.; BUNEVICH, R. B.; ALVES, D. B.; SANTOS, J. F. Ocorrência de argilominerais, dolomita e calcita fibro-radial associados à depósitos lacustres da Sequência Balbuena IV, Bacia de Salta, e sua relação com ciclos estratigráficos de baixa e alta frequência. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 2018, Rio de Janeiro; SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 2018, Rio de Janeiro. **Resumo Expandido.** Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2018.

GUERREIRO, J. P. B. **Holocene Microbial Sedimentation in Lakes of the Rockingham Region, Western Australia.** Tese (Doutorado) - Curtin University, Perth, Australia. No prelo.

ICDD. PDF-2, Release 2013. **Pennsylvania: International Centre for Diffraction data.** 2013. CD-ROM.

JONES, B. F.; GALÁN, E. Sepiolite and palygorskite. In: BAILEY, S. W. (ed.). **Hidrous Phyllosilicates (exclusive of micas).** Washington: Mineralogical Society of America, 1988. p. 631-674. (Reviews in mineralogy, v. 19).

KONHAUSER, K. O.; URRUTIA, M. M. Bacterial clay authigenesis: a common biogeochemical process. **Chemical Geology,** Amsterdam, v. 161, p. 399-413, 1999.

MADRUCCI, V.; ARAUJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; ALVES, D. B.; SPADINI, A. R.; ANJOS, S. M. C. **Contexto deposicional dos argilominerais magnesianos do Pré-sal (Alagoas) da Bacia de Santos: exemplo do campo de Lula.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO. ES, 2015. 43 p. Relatório Interno.

MADRUCCI, V.; ZAMBONATO, E. E. **Estudo das fácies carbonáticas argilosas do Pré-sal e sua resposta em perfis.** Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2013. 238 p. Relatório de participação do PDRHE no ETH.

MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R.; ANJOS, C. W. D.; ALVES, D. B.; ANJOS, S. M. C. Authigenic Magnesian Clays in Carbonate Reservoirs in Brazil. In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 15., 2013, Rio de Janeiro. **Abstracts.**

MADRUCCI, V.; ARAÚJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; SPADINI, A. R. **Argilominerais magnesianos do Pré-sal da bacia de Santos: contexto deposicional e predição de ocorrência.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEOP. AES, 2019a. 61 p. Relatório interno.

- MADRUCCI, V.; ARAÚJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; SPADINI, A. R. Depositional paleoenvironment of authigenic magnesium clays in Pre-Salt of Santos Basin – Brazil. *In: INTERNATIONAL MEETING OF CARBONATE SEDIMENTOLOGISTS*, 16., 2019, Mallorca. **Abstract**. 2019b.
- MARTÍN DE VIDALES, J. L.; POZO, M.; ALIA, J. M.; GARCÍA NAVARRO, F. Y.; RULL, F. Kero-lite-stevensite mixed-layers from the Madrid Basin, Central Spain. **Clay Minerals**, London, v. 26, p. 329-324, 1991.
- MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. **Rock Physics Handbook**. 3. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2020.
- MDI, 2015. Jade 9, versão 9.6. **Livermore: Materials Data**, 2015. CD-ROM.
- MERRIMAN, R. J. Clay minerals in sedimentary basin history. **European Journal of Mineralogy**, Stuttgart, v. 17, p. 7-20, 2005.
- MEUNIER, A. **Clays**. Berlin: Springer, 2005. 472 p.
- MEUNIER, A.; VELDE, B. Solid solutions in I/S mixed-layer minerals and illite. **Amer. Mineral**, v. 74, p. 1106-1112, 1989.
- MILLOT, G. **Géologie des Argiles: Altération, Sédimentologie, Géochimie**. Paris: Masson et Cie, 1964. 499 p.
- MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J.; WIGNALL, B. Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, Presalt Section, Brazil. *In: HENDRY, J.; BURGESS, P.; HUNT, D.; JANSON, X.; AND ZAMPETTI, V. (eds.). Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs*. London: Geological Society, 2020. p. 509. (Special Publications).
- MOREIRA, J. L. P.; C. V. MADEIRA, J. A. GIL; M. A. P. MACHADO. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 531-549. 2007.
- MORSCHBACHER, M.; VASQUEZ, G.; JUSTEN, J. Methods for Seismic Velocity Estimation from Pulse Transmission Laboratory Experiments. *In: INTERNATIONAL ROCK PHYSICS WORKSHOP*, 1., 2011, Golden. **Proceedings**. 2011.
- MULLEN, M. D.; WOLF, D. C.; FERRIS, F. G.; BEVERIDGE, T. J.; FLEMMING, C. A.; BAILEY, G. W. Bacterial sorption of heavy metals. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 55, p. 3143-3149, 1989.
- NETTO, P.R.A; POZO, M.; da SILVA, M.D.; MEXIAS, A.S.; GOMES, M.E.B.; BORGHI, L; RIOS-NETTO, A.M. Authigenic Mg-clay assemblages in the Barra Velha Formation (Upper Cretaceous) from Santos Basin (Brazil): The role of syngenetic and diagenetic process. **Applied Clay Science**. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2021.106339>
- PACTON, M.; VASCONCELOS, C.; MCKENZIE, J. **Microbial mediation of amorphous Mg-silica**

precipitates: A new hypothesis to explain the formation of Si-rich phases. Report PE-THros Project. ETH-Zurich, 2010.

PANT, R. R. **Nanoindentation characterization of clay minerals and clay-based hybrid bio-geomaterials.** 2013. Tese (PhD) - Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College, Louisiana, 2013.

PELOSI, A. P. M. R.; PESTILHO, A. L. S.; JESUS, C. M.; SILVA, C. M. A.; SOUZA, D. M.; ZAMBONATO, E. E.; LIMA, F. M.; INVERNIZZI, F. R. S.; LOBO, J. T.; BAHNIUK, J.; GOMES, L. C.; MACHADO, M. A. P.; GUIMARÃES, M. S. B.; MATSUDA, N. S.; DEHLER, N. M.; VIANA, S. M. **Silicificação nos Reservatórios do Pré-sal.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2013. 270 p. Relatório Interno.

POZO, M. Origin and evolution of magnesium clays in lacustrine environments: sedimentology and geochemical pathways. *In*: LATIN-AMERICAN CLAY CONFERENCE, 1., Funchal, 2000. **Proceedings.** 2000. p. 117–133.

POZO, M.; CALVO, J. P. An Overview of Authigenic Magnesian Clays. **Minerals**, v. 8, n. 11, p. 520, 2018.

POZO, M.; CASAS, J. C. Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments. The Esquivias deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). **Clay Minerals**, London, v. 34, n. 3, p. 395–418, 1999.

POZO, M., GALÁN, E. Magnesian clay deposits: Mineralogy and origin. *In*: M. Pozo & E. Galán

(editors) **Magnesian Clays: Characterization, Origin and Applications.** Saint Denis: AIPEA, 2015. p. 175–227. (AIPEA Educational Series, Publication, n. 2).

RAMNANI, C. W.; SANTOS, J. F.; PARIZEK-SILVA, Y. M.; TEIXEIRA, A. F. L. Diagênese de argilominerais magnesianos na Formação Barra Velha, Bacia de Santos. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 2., 2020, Rio de Janeiro; SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 10., 2020, Rio de Janeiro. **Resumo Expandido.** Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2020. p. 7.

RAMNANI, C.W.; SANTOS, J.F.; PARIZEK-SILVA, Y.; MADRUCCI, V.; ARAUJO, C.C.; VASQUEZ, G.F.; MORSCHBACHER, M.J., BONZANINI, L.A.F.; VIANA, S.M.; SOUZA, R.S.; ALVES, D.B.; ANJOS, S.M.C. 2021. Magnesian Clay Minerals in Brazilian Pre-Salt Province. *In*: INTERNATIONAL MEETING FOR APPLIED GEOSCIENCE & ENERGY, 01, 2021, Denver. **Abstract.**

REHIM, H. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; CARVALHO, M. D.; MONTEIRO, M. Talco e estensivita na Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos - Possíveis implicações no ambiente deposicional. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais [...].** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v. 1, p. 416–422.

REYNOLDS JUNIOR, R. C.; REYNOLDS, R. C. Newmod-For-Windows Version 2™. **The Calculation of One-Dimensional X-Ray Diffraction Patterns of Mixed-Layered Clay Minerals.** Newmod X-Ray Diffraction of Mixed layer

Clay Minerals Software by Reynolds. 2014. CD-ROM.

SILVA, C. M. A.; ANJOS, S. M. C. Diagênese dos Arenitos do Membro Mucuri, Cretáceo Inferior das bacias de Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 10, n. 1/4, p. 61-80, 1996.

SILVA, C. M. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; MENEZES, T. R. N. G.; ANJOS, C. W. D. Gênese e distribuição dos argilominerais magnesianos na BVE-200, campo de Búzios. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 2., 2020, Rio de Janeiro; SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 10., 2020, Rio de Janeiro. **Resumo Expandido**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2020.

STOESSELL, R. K.; HAY, R. L. The Geochemical Origin of Sepiolite and Kerolite at Amboseli, Kenya. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 65, p. 255-267, 1978.

TETTENHORST, R.; MOORE, G.E.. Stevensite oolites from the Green River Formation of Central Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 48(2):587-594, 1978.

TOSCA, N.; MASTERSON, A. L. Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25°C: Implications for early and late diagenesis. **Clay Minerals**, London, v. 49, p. 165-194, 2014.

TOSCA, N.; WRIGHT, V. P. **Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs: A model for the**

origin of secondary porosity in the Cretaceous Pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil. London: Geological Society, 2015. p. 33-46. (Geological Society Special Publication, v. 435).

TUTOLO, B. M.; TOSCA, N. J. Experimental examination of the Mg-silicate-carbonate system at ambient temperature: Implications for alkaline chemical sedimentation and lacustrine carbonate formation. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 225, p. 80-101, 2018.

URRUTIA, M. M.; BEVERIDGE, T. J. Formation of fine-grained metal and silicate precipitates on a bacterial surface (*Bacillus subtilis*). **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 116, p. 261-280, 1994.

URRUTIA, M. M.; BEVERIDGE, T. J. Formation of short-range ordered aluminosilicates in the presence of a bacterial surface (*Bacillus subtilis*). and organic ligands. **Geoderma**, Amsterdam, v. 65, p. 149-165, 1995.

VASQUEZ, G. F.; DILLON, L. D.; LIRA, J. E. M.; PINHEIRO, J. E. F. **Propriedades anisotrópicas de folhelhos geradores do campo de Rio Uatumã, bacia do Amazonas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS: CENPES. PDEP. TRO, 2001. 14 p. Relatório interno. CT TRO 115/01.

VASQUEZ, G. F.; MORSCHBACHER, M. J.; JUSTEN, J. C. R.; SILVA, M. L. **Coeficientes de biot estático e dinâmico e verificação do modelo de Gassmann em amostra do campo de Libra**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES.

- PDGEO. IRPS, 2015. 36 p. Relatório interno. RT IRPS 001/15.
- VASQUEZ, G. F.; JUSTEN, J. C. R.; MORSCHBACHER, M. J., **Análise petrossísmica de amostras de folhelho do poço 3-SES-186, bacia de Sergipe (mar), entre as profundidades de 5924,26 e 5924,76 m.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. IRPS, 2015. 23 p. CT IRPS 034/15.
- VASQUEZ, G. F.; MORSCHBACHER, M. J.; ANJOS, C. W. D.; SILVA, Y. M. P.; MADRUCCI, V.; JUSTEN, J. C. R., Petroacoustics and composition of presalt rocks from Santos Basin, **The Leading Edge**, Tulsa, v. 38, p. 342–348, 2019.
- VELDE, B.; MEUNIER, A. **The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks.** Amsterdam: Springer-Verlag, 2008. 406 p.
- VERNIK, L.; KACHANOV, M. Modeling elastic properties of siliciclastic rocks. **Geophysics**, Tulsa, v. 75, v. 6, p. E171–E182, 2010.
- WANG, Z. The Gassmann Equation Revisited: Comparing Laboratory Data with Gassmann's Predictions. *In: Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks: Recent Developments.* NUR, A. M, WANG, Z. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2001. 633 p. (Geophysics Reprint Series, n. 19).
- WEGER, R. J.; EBERLI, G. P.; BAECHLE, G. T.; MASSAFERRO, J. L.; SUN, Y-F. Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 93, n. 10, p. 1297–1317, 2009.
- WHITNEY, G. Hydrothermal reactivity of saponite. **Clays and Clay Minerals**, v. 31, p. 1–8, 1983.
- WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates, *In: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K.; LEHERON, D.; PRITCHARD, T.; VINING, B. (eds.). Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production.* London: Geological Society of London, 2015. p. 209–219. (Special Publication, v. 418).
- YALÇIN, H.; BOZKAYA, O. Sepiolite-Palygorskite from the Hekiman Region (Turkey). **Clays and Clay Minerals**, London, v. 43, n. 6, p. 705–717, 1995.
- YOUNG, R.A. *The Rietveld Method.* Oxford University Press, Oxford.1995.

