

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

EDUARDO ROEMERS DE OLIVEIRA

**CONTEXTO DEPOSICIONAL DA SEQUÊNCIA BALBUENA III
(MAASTRICHTIANO/DANIANO) DA FORMAÇÃO YACORAITE NA
SUB-BACIA METÁN-ALEMANIA, NA REGIÃO DE SALTA,
ARGENTINA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de Mestre em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sergio Amarante Simões
Coorientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes

Rio Claro - SP
2014

RESUMO

A Bacia de Salta localiza-se no noroeste argentino e sua origem está relacionada a um rifte intracontinental, formado durante o Cretáceo e início do Paleógeno. Subdivide-se em quatro sub-bacias (Lomas de Olmedo a leste; Sey a oeste; Tres Cruces a norte; e Metán-Alemania a sul) que foram preenchidas por sedimentos das supersequências Pirgua (fase sin-rifte) e Balbuena (fase sag). A seção sedimentar que compõe a fase sag é dividida em quatro sequências: Balbuena I, II, III e IV, da base para o topo. O presente estudo aborda a caracterização faciológica e estratigráfica com base em afloramentos da Sequência Balbuena III (Maastrichtiano/Daniano) da Fm. Yacoraite, na Sub-bacia Metán-Alemania, região do dique Cabra Corral, distrito de Coronel Moldes, Argentina. Os dados foram obtidos no levantamento de 14 seções estratigráficas verticais na escala 1:40, nas quais foram adquiridos perfis de raios gama espectral e realizada coleta de amostras para análises sedimentológicas. A análise faciológica revelou que a Sequência Balbuena III é composta por fácies carbonáticas, siliciclásticas e mistas, depositadas em ambiente lacustre. As fácies carbonáticas são constituídas por *grainstones* oolíticos e/ou bioclásticos, *packstones* oolíticos e/ou bioclásticos, *rudstones* e *floatstones* bioclásticos, *mudstones*, laminitos e estromatólitos. As fácies siliciclásticas correspondem a arenitos muito finos ondulados, siltitos e lamitos. As litofácies de deposição mista (com componentes siliciclásticos e carbonáticos) são constituídas por arenitos híbridos e margas. As litofácies identificadas foram agrupadas em quatro associações de fácies, que a partir das observações de campo, resultaram em duas sucessões verticais ideais de fácies (sequências elementares). Tais sucessões foram hierarquizadas em sequências de média e alta frequências e puderam ser rastreadas por dezenas de quilômetros na bacia. A partir do entendimento da distribuição das fácies e correlações das associações e sucessões verticais de fácies foi possível concluir que o clima é o principal condicionador do nível de base e controlou os regimes hidrológicos do lago. Desta forma, os calcários foram gerados em períodos de clima seco de forma autóctone, com o contínuo raseamento do lago (intervalo de lago fechado) e os litotipos siliciclásticos formaram-se nos períodos de clima mais úmido, com componentes alóctones a partir do aporte de sedimentos no lago (intervalo de lago aberto).

Palavras-Chave: Ambiente lacustre. Sedimentologia. Estratigrafia.

ABSTRACT

The Salta Basin is located in the northwest of Argentina and its origin is related to an intracontinental rift which was formed during the Cretaceous and early Paleogene. It is subdivided into four sub-basins (Lomas de Olmedo – east; Sey – west; Tres Cruces – north; and Metán-Alemania – south) that were filled by sediments from the Pirgua (synrift phase) and Balbuena (sag phase) supersequences. The sedimentary section that forms the sag phase is divided into four sequences: Balbuena I, II, III and IV, from bottom to top. This research covers the sedimentological and stratigraphical outcrops characterization of the Balbuena III Sequence (Maastrichtian/Danian) from Yacoraite Fm., in the Metán-Alemania sub-basin, Cabra Corral dam region, district of Coronel Moldes, Argentina. The data have been collected from the survey of 14 vertical stratigraphic sections measured in these outcrops at a 1:40 scale, where spectral gamma-ray logs have been acquired and samples for sedimentological analysis have been collected. Data analysis has shown that Balbuena III Sequence consists of carbonate, siliciclastic and mixed facies which have been deposited in a lacustrine environment. The carbonate facies are formed by oolitic/bioclastic grainstones, oolitic/bioclastic packstones, bioclastic rudstones and floatstones, carbonate mudstones, laminites and stromatolites. The siliciclastic facies correspond to very fine wavy sandstones, siltstones and mudstones. The lithofacies of mixed deposition (with carbonate and siliciclastic components) consist of hybrid sandstones and marls. The identified lithofacies have been grouped into four facies associations, which from field observations, could be grouped into two ideal vertical successions of facies (elementary sequences). The observed cycles have been ranked in sequences of medium and high frequencies and could be traced for tens of kilometers in the basin. From the understanding of the distribution of facies and correlations of association and vertical successions of facies was possible to conclude that the climate has been a major factor in the depositional control and controlled the hydrological regimes of the lake. In this way, the carbonate rocks were formed in periods of dry weather autochthonous pattern, with continuous shallowing of the lake (closed lake interval) and the siliciclastic facies were formed in periods of more humid weather, with allochthonous components delivered into the lake (opened lake interval).

Keywords: Lacustrine Environment. Sedimentology. Stratigraphy.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

As grandes descobertas de hidrocarbonetos da seção Pré-Sal, constituem um desafio para as áreas de Exploração & Produção (E&P) da Petrobras. Grandes volumes de petróleo foram encontrados em um tipo de rocha pouco estudada até o momento quanto à sua gênese e preservação. A situação geotectônica e deposicional peculiar (abertura do Atlântico Sul e espessa camada de evaporitos) leva a uma grande dificuldade na identificação de análogos ao Pré-sal. A região de Salta, Argentina, foi selecionada para o presente estudo por possuir contexto geotectônico evolutivo e idade de deposição mais próximos da seção Pré-Sal, bem como apresentar facilidades logísticas e boa continuidade dos afloramentos. Além do entendimento sedimentológico e estratigráfico desta nova fronteira do conhecimento, a área de E&P necessita de informações quantitativas da forma e da distribuição dos depósitos sedimentares para identificação nas seções sísmicas, assim como para subsidiar a modelagem geológica tridimensional e a simulação de fluxo numérica de reservatórios. A presente pesquisa tem o patrocínio do Programa Tecnológico para o desenvolvimento da Produção dos Reservatórios Pré-Sal (PROSAL) desenvolvido pela Petrobras e o apoio da Universidade Petrobras, por meio do Programa de Capacitação em Estratigrafia de Alta Resolução (PCEAR).

1.2 Área de estudo

A Bacia do Grupo Salta (TURNER, 1959), também denominada de Bacia de Salta (MARQUILLAS et al., 2005) estende-se do noroeste da Argentina, onde está 70% do seu território até o sul da Bolívia e oeste do Paraguai com abrangência aproximada de 150.000 km² (DEL PAPA; SALFITY, 1999). Sua origem está relacionada a um rifte intracontinental da placa Sul-Americana, como resposta ao processo de abertura do Gondwana durante o ciclo orogênico Patagonídico (KEIDEL, 1921). Este processo teve início durante o Cretáceo e estendeu-se até o final do

Eoceno, sendo interrompido pela orogênese Andina (HERNADEZ; ECHAVARRIA, 2009). Características estruturais (BIANNUCCI et al., 1981; SALFITY, 1979; SALFITY; MARQUILLAS, 1994) possibilitam a divisão da Bacia de Salta, em quatro sub-bacias: Lomas de Olmedo a leste; Sey a oeste; Tres Cruces a norte; e Metán-Alemania a sul.

Outros estudos já foram ou estão sendo temas de dissertações de mestrado na Bacia de Salta por integrantes do corpo técnico da Petrobras. Já publicados, encontram-se os trabalhos de Bento Freire (2012) e Gomes (2013). Na presente pesquisa, em função principalmente dos aspectos logísticos como disposição, qualidade e facilidade de acessos aos afloramentos, decidiu-se estudar a sub-Bacia Metán-Alemania, no distrito de Coronel Moldes, província de Salta, em torno da região do Dique Cabra Corral (figura 1.1).

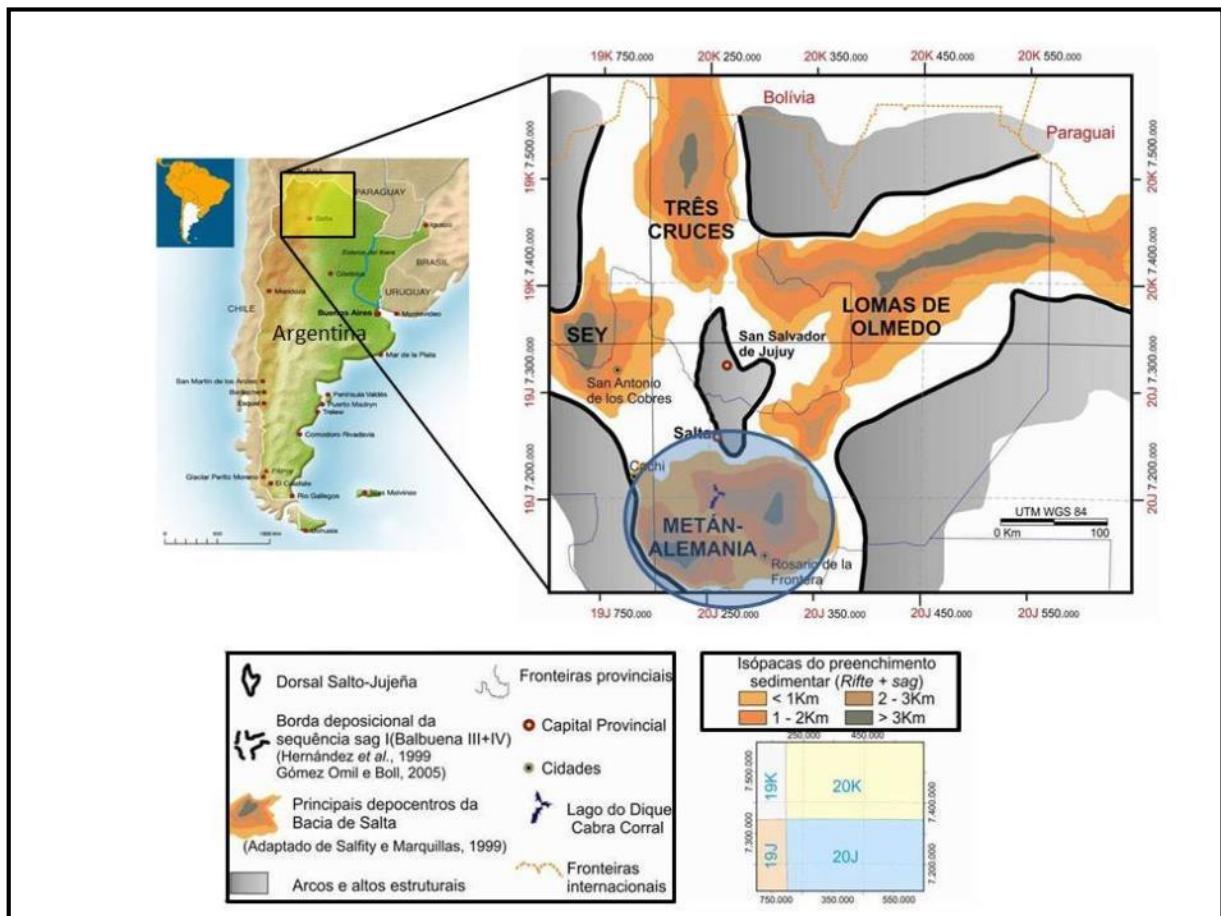


Figura 1.1: Mapa de localização da Bacia Salta e suas sub-bacias. Em detalhe, no círculo azul, está a sub-Bacia Metán-Alemania, alvo desse estudo. Modificado de Bento Freire (2012).

1.3 Acesso à área de estudo

O acesso à área a partir da cidade de Salta, capital da província homônima, é feito pela autopista RA-51 até o entroncamento com a rodovia (rota) nacional RA-68, passando pelas cidades de Cerrillos, La Merced, El Carril até a cidade de Coronel Moldes. Deste sítio, acessa-se a rota provincial 47, percorrendo-se cerca de dez quilômetros até o Dique Cabra Corral. Todo o trajeto é realizado por estradas pavimentadas, em um percurso total de 65 km. A partir do Dique, os pontos mais distantes foram acessados por estradas vicinais (figura 1.2).

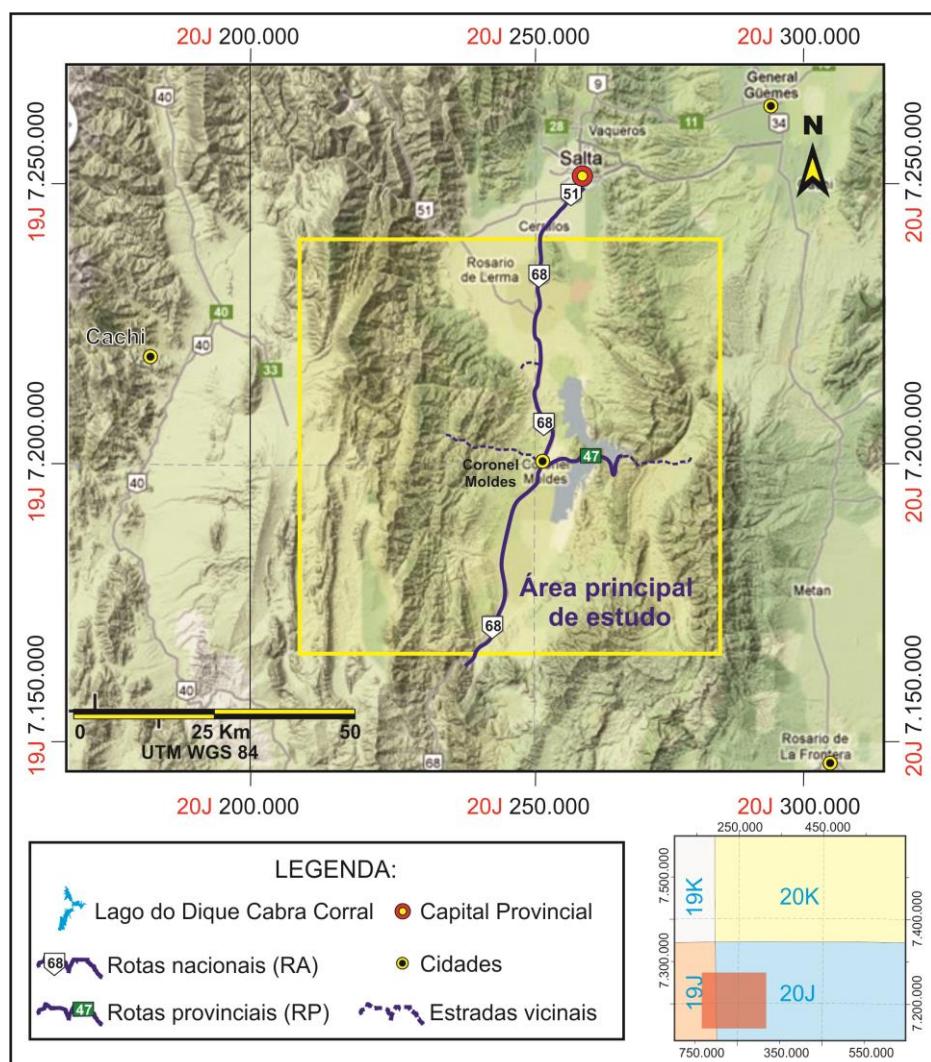


Figura 1.2: Mapa de acesso à área de estudos (quadrado amarelo) nas adjacências do Dique Cabra Corral, província de Salta, Argentina. Mapa de relevo – fonte: Google® Maps Brasil, disponível em Bento Freire (2012).

1.4 Objetivos

Os principais objetivos aqui propostos são: 1) caracterização sedimentológica (composições, texturas e estruturas) dos litotipos presentes no intervalo estratigráfico compreendido entre 66 e 64,3 Ma denominado como Sequência Balbuena III (HERNÁNDEZ et al., 1999) na região do dique Cabra Corral na sub-Bacia Metán Alemania da Bacia de Salta; 2) realização de correlações estratigráficas de alta resolução no âmbito da Estratigrafia de Sequências entre seções em diferentes porções da bacia, para entendimento da disposição lateral e vertical das fácies; e 3) caracterizar o(s) modelo(s) e os sistemas deposicionais.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica acompanhou todas as etapas da pesquisa e serviu de base para o levantamento, interpretação, discussão e conclusão dos dados. Inicialmente procuraram-se dados bibliográficos disponíveis em domínio público sobre a Bacia de Salta, a respeito da sua caracterização faciológica, estratigráfica, paleoambiental e estrutural. Posteriormente foi analisada bibliografia a respeito dos temas abordados neste trabalho, tais como caracterização de ambientes lacustres, classificações de rochas e análise de fácies, guias de identificação de constituintes das rochas e Estratigrafia de Sequências.

2.2 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo para aquisição de dados foram realizados em cinco etapas, que totalizaram 53 dias efetivos no campo, como mostra o quadro 2.1.

Quadro 2.1: Etapas de trabalhos de campo realizados durante a pesquisa.

Atividade	Período
1 ^a etapa de campo – Reconhecimento da área de estudo e levantamento de dados	5 a 17 de maio de 2012
2 ^a etapa de campo – Levantamento de dados	27 de maio a 6 de junho de 2012
3 ^a etapa de campo – Levantamento de dados	24 de setembro a 8 de outubro de 2012
4 ^a etapa de campo – Levantamento de dados	15 a 26 de abril de 2013
5 ^a etapa de campo – Levantamento de dados	12 a 23 de maio de 2013

Durante as etapas de campo foram estudados/analisados 14 afloramentos (figuras 2.1, 2.2 e quadro 2.2), nos quais foram realizadas as seguintes atividades: identificação macroscópica das fácies sedimentares, levantamento de perfis verticais na escala 1:40, aquisição de perfis de raios gama espectral, coleta de amostras para petrografia e demais análises laboratoriais, detalhadas a seguir.

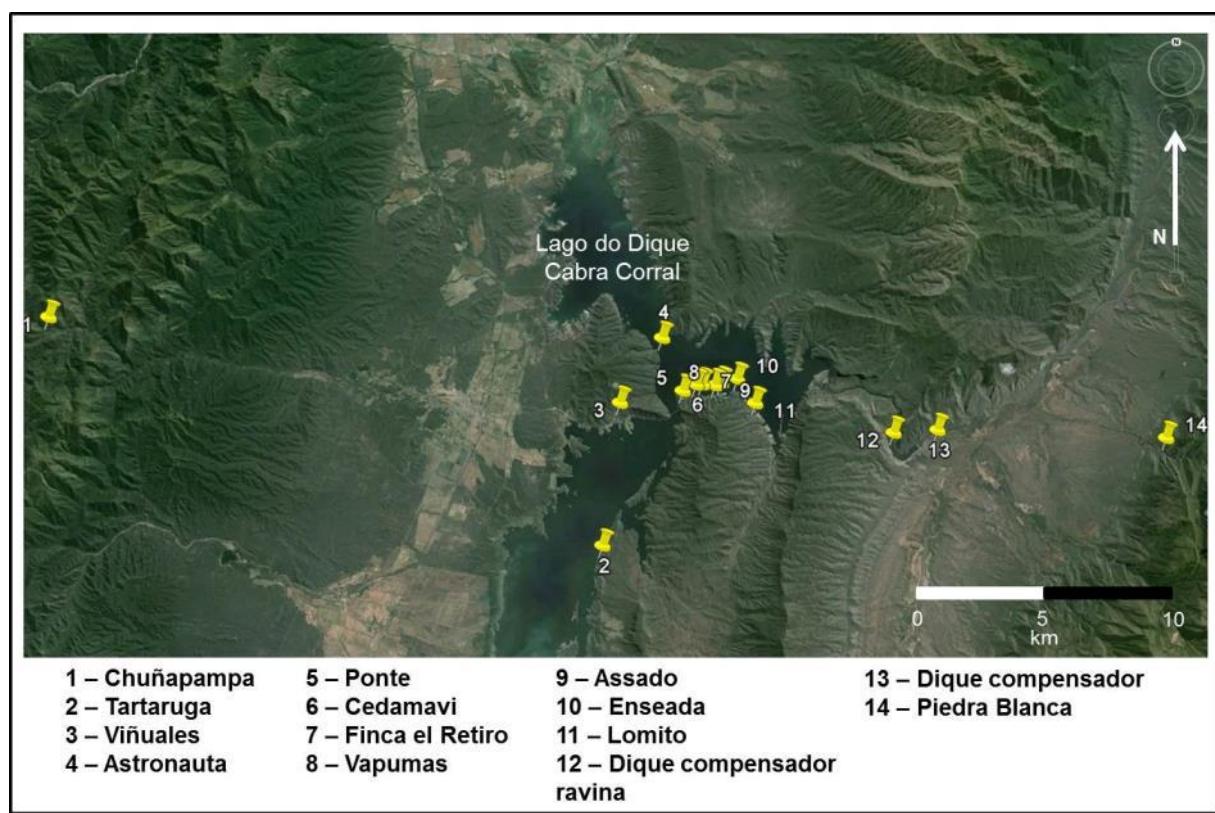


Figura 2.1: Localização dos afloramentos estudados na Sequência Balbuena III durante as etapas de campo na Província de Salta – Argentina. Mapa de relevo: Google Earth®2013.

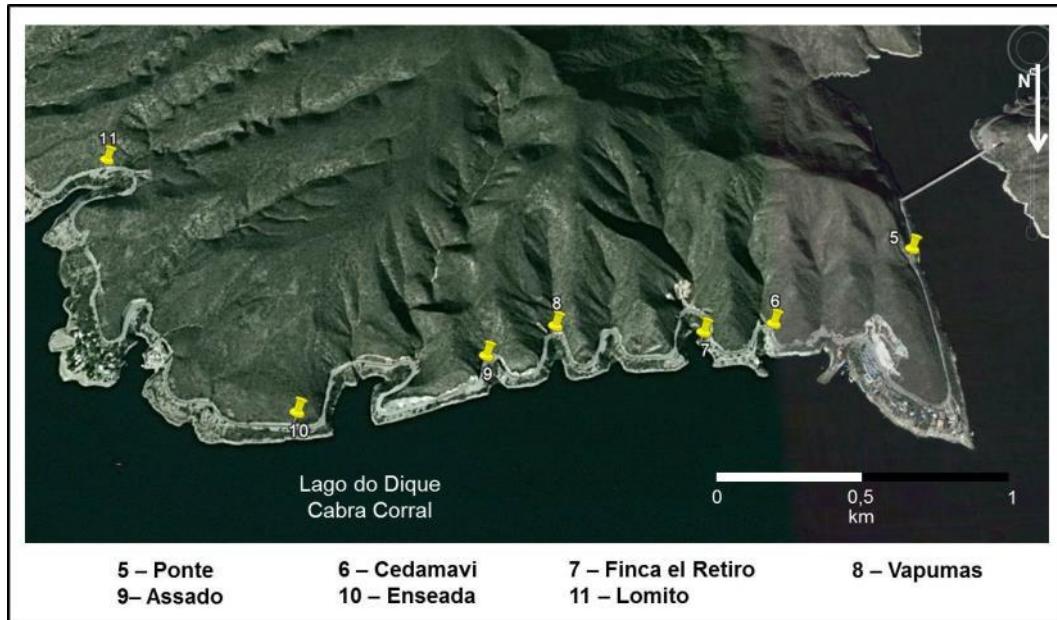


Figura 2.2: Localização de alguns dos afloramentos na proximidade do lago do Dique Cabra Corral. Nestes locais, encontram-se os afloramentos mais bem preservados. Mapa de relevo: Google Earth®2013.

Quadro 2.2: Coordenadas dos afloramentos analisados/estudados durante as atividades de campo.

Afloramento	Coordenadas (Datum WGS 84)	Espessura medida (m) da Sequência Balbuena III
1 – Chuñapampa	20J 0233454 7204354	29,4
2 – Tartaruga	20J 0256158 7195458	33
3 – Viñuales	20J 0256764 7201335	16
4 – Astronauta	20J 0258453 7204027	30
5 – Ponte	20J 0259345 7201873	33,2
6 – Cedamavi	20J 0259884 7202140	32,2
7 – Finca el Retiro	20J 0260135 7202159	31,2
8 – Vapumas	20J 0260670 7202127	32
9 – Assado	20J 0260922 7202232	31,6
10 – Enseada	20J 0261590 7202266	32,2
11 – Lomito	20J 0262343 7201424	33,4
12 – Dique compensador ravina	20J 0268101 7200325	25,1
13 – Dique compensador	20J 0269935 7200476	34,6
14 – Piedra Blanca	20J 0279229 7200347	32

2.2.1 Reconhecimento das fácies sedimentares

Em campo foram identificadas fácies carbonáticas, siliciclásticas, mistas e vulcanoclásticas (figura 2.3). Para classificar as rochas carbonáticas utilizaram-se as classificações de Grabau (1904), Dunham (1962), Logan et al. (1964), Embry e Klovan (1971) e Terra et al. (2010). As rochas siliciclásticas foram classificadas segundo Picard (1971). Para as rochas vulcanoclásticas aplicou-se a classificação de Schmid (1981). Já, para as fácies mistas, utilizou-se a classificação de Zuffa (1984). Mais detalhes sobre as classificações encontram-se no capítulo de análise de fácies.



Figura 2.3: Identificação e reconhecimento das litofácies em campo. Na imagem vê-se siltito, lamitos com lentes de arenitos e camadas de calcirruditos, da base da Sequência Balbuena III. Afloramento Assado.

2.2.2 Levantamentos de perfis verticais

Em cada um dos 14 afloramentos analisados durante as atividades de campo foram levantados perfis estratigráficos verticais na escala de detalhe (1:40), conforme método descrito em Miall (2000), totalizando 425,9m de seções verticais.

Para o levantamento das seções, utilizou-se ficha de descrição de afloramentos (figura 2.4), na qual as fácies são representadas segundo a granulação predominante em seu arcabouço, independente de sua composição. Para tal, utilizou-se a escala granulométrica de Wentworth (1922). No caso das fácies carbonáticas bioinduzidas, como laminitos e estromatólitos utilizaram-se convenções para representá-las na mesma ficha. Desta forma, as fácies descritas como laminitos foram assinaladas na granulação silte e os estromatólitos na granulação seixo, independente da sua textura interna e forma externa. Ao lado do perfil com a granulação, anotaram-se as estruturas sedimentares, os litotipos, com breve descrição de suas características e feições.

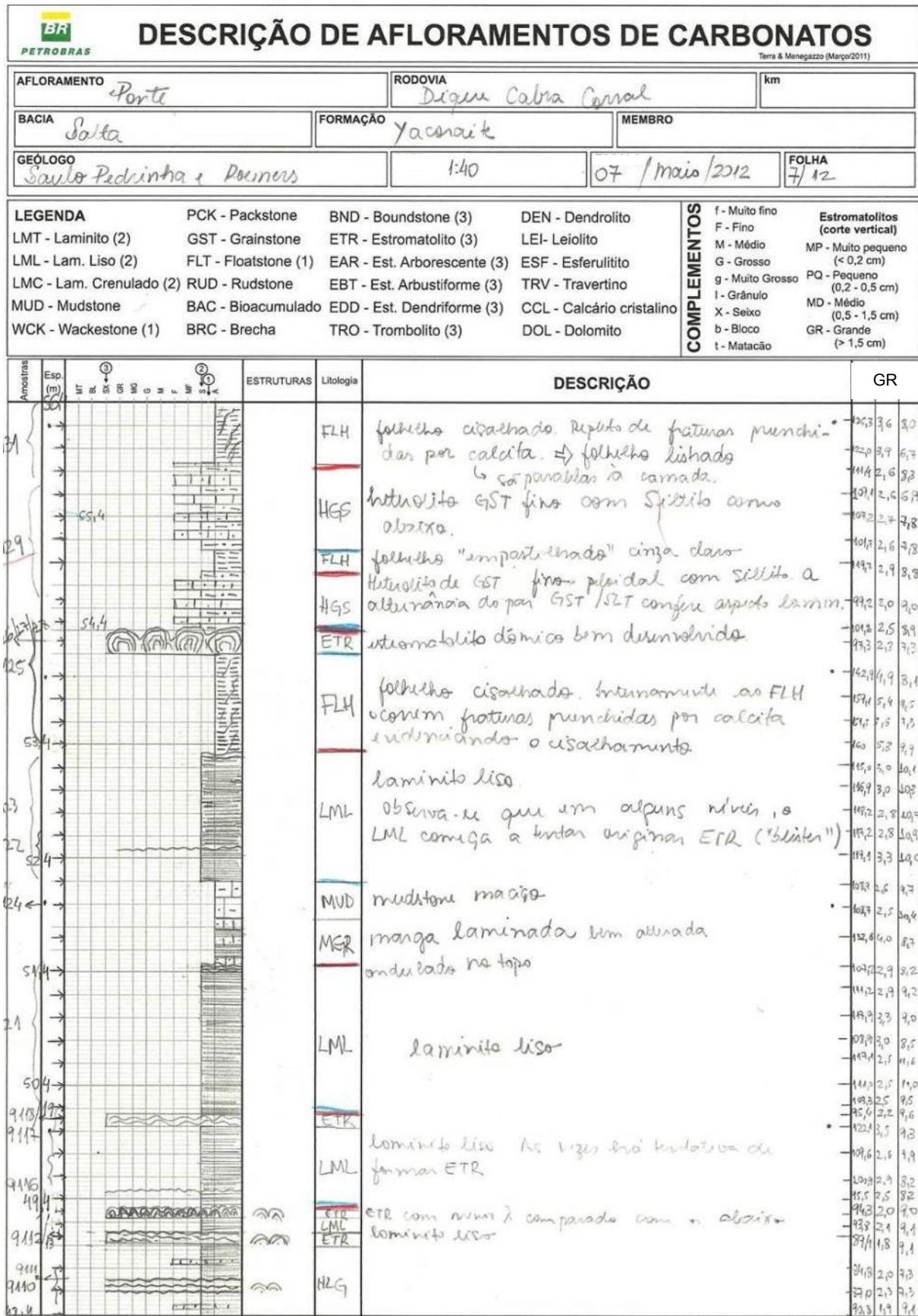


Figura 2.4: Exemplo de perfil estratigráfico vertical levantado em campo na ficha de descrição.

2.2.3 Aquisição de perfis de raios gama espectral

Com o objetivo de construir o perfil de raios gama espectral, foram adquiridos dados de raios gama do intervalo estratigráfico alvo deste estudo. Foram levantados em todos os afloramentos cerca de 350 m de perfis gama (figura 2.5). Para tal utilizou-se o equipamento de mão modelo RS-230BGO Super-Spec® (*Radiation Solutions Inc.*). As medições foram feitas com espaçamento vertical constante de 20 cm, com tempo de aquisição de 60 segundos. Foram medidos valores de emissões de raios gama total (ngVh^{-1}), K (%), U (%) e Th (ppm). Os valores de raios gama obtidos subsidiaram as correlações entre os diferentes afloramentos e possibilitaram a caracterização das sequências estratigráficas.



Figura 2.5: Aquisição de dados com os valores de intensidade de emissões de raios gama espectral em campo. Afloramento Cedamavi.

2.2.4 Coleta de amostras

Durante todo trabalho de campo foram coletadas 175 amostras em praticamente todos os afloramentos. O objetivo da coleta foi selecionar amostras para laminação, análises com MEV e demais análises laboratoriais, cujos resultados subsidiaram a caracterização petrológica e estratigráfica da Sequência Balbuena III.

2.2.5 Documentação fotográfica

Foram tomadas centenas de fotografias em todos os afloramentos. Essas fotografias constituem fotomosaicos dos afloramentos e fotografias de detalhe das fácies, texturas e estruturas sedimentares, as quais foram utilizadas para ilustração da dissertação.

2.3 Análise petrológica

2.3.1 Petrografia

A partir das amostras coletadas em campo, foram confeccionadas 109 lâminas petrográficas que foram analisadas em microscópio petrográfico ótico de luz transmitida, que tem a possibilidade de ampliação de até 1000x de uma seção delgada de rocha.

A petrografia microscópica foi de suma importância para a caracterização das fácies, pois possibilitou análise apurada de seus constituintes (arcabouço, matriz e cimentos) e ainda permitiu a identificação de texturas e microestruturas, a partir das quais foi possível obter informações sobre os contextos deposicionais, diagenéticos e estruturais.

Os percentuais dos componentes constituintes das rochas foram definidos por estimativa visual por meio de comparações com tabelas específicas para tal (BACCELLE; BOSELLINI, 1965; MATTHEW et al., 1991 apud FLÜGEL, 2010).

Para os calcários, foi aplicada sobre as lâminas petrográficas solução de alizarina e ferrocianeto de potássio para identificação e diferenciação entre calcita e dolomita. Após a aplicação da solução sobre a lâmina petrográfica, a dolomita permanece incolor enquanto que a calcita (e seus polimorfos) é tingida, tornando-se avermelhada (DICKSON, 1966).

2.3.2 MEV

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) foi utilizado como ferramenta auxiliar para caracterizar litofácies. O MEV é um equipamento que, por gerar imagens de grande ampliação e de boa profundidade de campo, pode ser utilizado, entre outras aplicações, para analisar feições microtexturais tais como microporosidade e revestimento de poros, identificar matriz, cimentos e fases de cimentação, neoformação diagenética e relações entre arcabouço/matriz/cimento.

Neste estudo, o MEV foi útil principalmente: a) na caracterização das fácies pelíticas, devido à maior capacidade de ampliação de feições e texturas, em escala complementar à da microscopia óptica; b) na identificação de filamentos orgânicos em fácies bioinduzidas e c) na caracterização de relações texturais entre arcabouço e matriz/cimento para as fácies psamíticas. Além do MEV, foi utilizado o dispositivo acoplado ao MEV de espectrometria de energia dispersiva (EDS) para identificação semi-quantitativa da composição química do material analisado.

O microscópio eletrônico de varredura é um equipamento que gera imagens de grande ampliação e resolução, com relevo das superfícies (tridimensionalidade) formadas a partir da emissão de feixes de elétrons criados a partir do aquecimento de um fio capilar de tungstênio. A interação do feixe de elétrons primário com a amostra produz várias formas de radiação, tais como elétrons secundários, elétrons *auger*, elétrons retroespelhados, raios-x de energias características e raios-x *bremsstrahlung*. As imagens do MEV podem ser geradas a partir dos sinais dos elétrons secundários (mais comum) ou dos elétrons retroespelhados. Já o espectro EDS é obtido pelos sinais dos raios-x característicos (WELTON, 1984).

As imagens geradas no MEV e os espectros de EDS foram obtidos no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) do Departamento de Ciências Biológicas da Universidade Federal do Paraná (UFPR) por meio do aparelho marca Jeol® modelo JSM-636OLV. Para preparação das amostras foram utilizados fragmentos de rocha com tamanho médio de 1 cm³, que foram encobertas com película de ouro, após desumidificação prévia em estufa. A criação de fraturas frescas visou evitar efeitos de contaminação ou alteração superficial do material antes da análise. Este procedimento, chamado de metalização, permite eliminar o excesso de cargas

elétricas acumuladas na superfície de materiais não condutores, como é o caso das rochas analisadas.

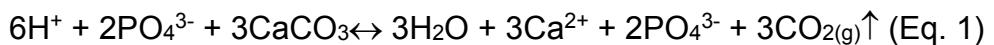
2.4 Análises laboratoriais

Com o objetivo de auxiliar na caracterização de ambientes e condições deposicionais das unidades da Sequência Balbuena III foram solicitadas análises de isótopos estáveis de C e O para nove amostras. Também foram analisadas rochas potencialmente geradoras por meio de caracterização geoquímica *bulk*, determinação da composição geoquímica dos estratos e palinofácies para 22 amostras. Todas as análises foram realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Melo (CENPES) da Petrobras e seguiram os padrões dos seus respectivos laboratórios, conforme descreve-se a seguir.

2.4.1 Isótopos estáveis de C e O

Para as análises químicas de isótopos de C e O, aproximadamente 1 g de rocha foi separado e moído em tamanho menor que 80 meshes. A pulverização foi realizada em moinho mecânico Retsch® modelo RM-200 com gral de ágata, a fim de evitar contaminação química. As amostras foram, em seguida, submetidas à extração de óleo usando metanol 70% e clorofórmio 70%, em aparelho Soxhlet®.

As análises realizadas com amostras de afloramentos foram executadas no laboratório de estratigrafia Química do CENPES, utilizando espectrômetro de massas de razão isotópica Delta V Plus acoplado a uma unidade de preparação de carbonatos *Gas Bench* para a extração de CO₂. A extração foi realizada através da reação da amostra pulverizada com ácido ortofosfórico (H₃PO₄) em vácuo a 70-75°C durante 3 minutos (Equação 1 - Eq. 1).



As razões $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ foram medidas em partes por mil (‰ – Eq. 2 e 3) relativas à amostra padrão de *belemnites* conhecido como VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*, em substituição à *Belemnitella americana* da Formação PeeDee cretácea – HOEFS, 2009, SHARP, 2007).

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[\frac{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}(\text{amostra}) - \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}(\text{padrão})}{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}(\text{padrão})} \right] \times 1000 \text{ (Eq. 2)}$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{amostra}) - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{padrão})}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{padrão})} \right] \times 1000 \text{ (Eq. 3)}$$

2.4.2 Análise de rochas geradoras

2.4.2.1 Caracterização geoquímica *bulk*

A caracterização geoquímica *bulk* engloba a determinação do teor de carbono orgânico total (COT) e pirólise *Rock-Eval*.

O teor de COT é determinado através da combustão das amostras pulverizadas e acidificadas com ácido clorídrico (HCl), utilizando o analisador LECO SC-144 com detector de infravermelho. A alíquota de amostra não eliminada pelo ataque ácido é utilizada para a análise, bem como, para o cálculo do resíduo insolúvel (RI) (Eq. 4).

$$\% \text{RI} = [\text{peso do insolúvel} / \text{peso da amostra}] * 100 \text{ (Eq. 4)}$$

As amostras que apresentam teores mínimos de 0,5% de COT para carbonatos e 1% de COT para pelitos são submetidas à análise de pirólise *Rock-Eval* no equipamento *Rock-Eval 6 Classic*® de acordo com Behar et al. (2001), a fim de quantificar os hidrocarbonetos livres. Como os resultados das análises de COT da Sequência Balbuena III foram inferiores a 0,5%, esta análise não foi realizada.

2.4.2.2 Determinação da composição geoquímica dos estratos

A Determinação da assinatura geoquímica dos estratos engloba a extração de hidrocarbonetos livres, cromatografia líquida, cromatografia gasosa, biomarcadores e isótopos de carbono total.

Após a análise de COT, selecionou-se uma alíquota para extração acelerada com solvente (ASE - *Accelerated Solvent Extractor*), com o objetivo de recuperar os compostos orgânicos presentes na rocha geradora na forma de hidrocarbonetos livres, também chamados de betume (JANSEN et al., 2006). A amostra pulverizada foi condicionada com solvente orgânico (diclorometano) em uma célula de aço inox a uma temperatura de 75°C e pressão de 1500 psi, por um período de 25 minutos. O betume foi purgado juntamente com o solvente orgânico para um vaso coletor, sendo posteriormente separado por evaporação.

Uma alíquota do betume (extrato orgânico) foi submetida à análise da composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$ – per mil) por meio de um espectrômetro de massa (EAIRMS). A outra fração foi analisada em cromatografia líquida de média pressão (MPLC) para a separação das frações, representadas pelos compostos saturados, aromáticos, resinas e asfaltenos.

Os compostos saturados obtidos pela cromatografia líquida foram utilizados para as análises de geoquímica molecular, que envolvem a composição global de saturados obtida por meio da cromatografia gasosa (CG) e a composição dos biomarcadores (Hopanos e Esteranos) por meio da cromatografia gasosa acoplada a espectrometria de massas (CG-EM) (PETERS et al., 2005).

2.4.2.3 Palinofácies

A preparação do material para análise de palinofácies foi baseada em métodos ópticos (microscopia sob luz branca transmitida e fluorescência) e utilizou procedimentos palinológicos padrões, não oxidativos, descritos por Araujo et al. (1994), com as modificações propostas por Oliveira et al. (2006) e Mendonça Filho et al. (2010). As amostras passaram por processos de Trituração e acidificação com ácido

clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF), com o objetivo de eliminar a fração mineral. Após a etapa de acidificação foi utilizado líquido denso (cloreto de zinco – ZnCl₂) para concentrar a matéria orgânica particulada para confecção de lâminas de querogênio concentrado.

A identificação do querogênio obedece à classificação geral proposta por Tyson (1995), com as modificações de Mendonça Filho et al. (2010), sendo o material orgânico dividido em três grupos principais: **matéria orgânica amorfá (MOA), fitoclasto e palinomorfo**. Na análise se segue o critério de contagem 300 partículas por lâmina (MENDONÇA FILHO, 1999).

A análise de palinofácies fornece informações sobre o tipo de aporte terrestre, condições de redução-oxidação, tendências transgressiva e/ou regressiva e pode, também, permitir inferências em relação ao potencial de geração de petróleo de uma amostra.

2.5 Análise estratigráfica

2.5.1 Tratamento de perfis de campo

Os perfis levantados em campo foram digitalizados e tratados com o programa ANASETE® (A7), *software* desenvolvido pela Petrobras para armazenamento de informações em perfis estratigráficos e dados de testemunho.

Os perfis foram redesenhados segundo padrões do programa no que diz respeito à litologia, granulação, textura, estruturas sedimentares (primárias e secundárias), componentes biogênicos (traços fósseis, bioclastos e fósseis) e feições diagenéticas.

Os dados obtidos a partir da aquisição de intensidade de raios gama espectral também foram carregados no A7, sendo apresentados como curvas. Para a importação, os dados foram organizados em planilhas no programa Excel®, as quais foram transferidas para o A7 em formato de arquivos de texto (.txt).

A figura 2.6 mostra o resultado de um dos perfis estratigráficos levantados em campo após tratamento no programa A7.

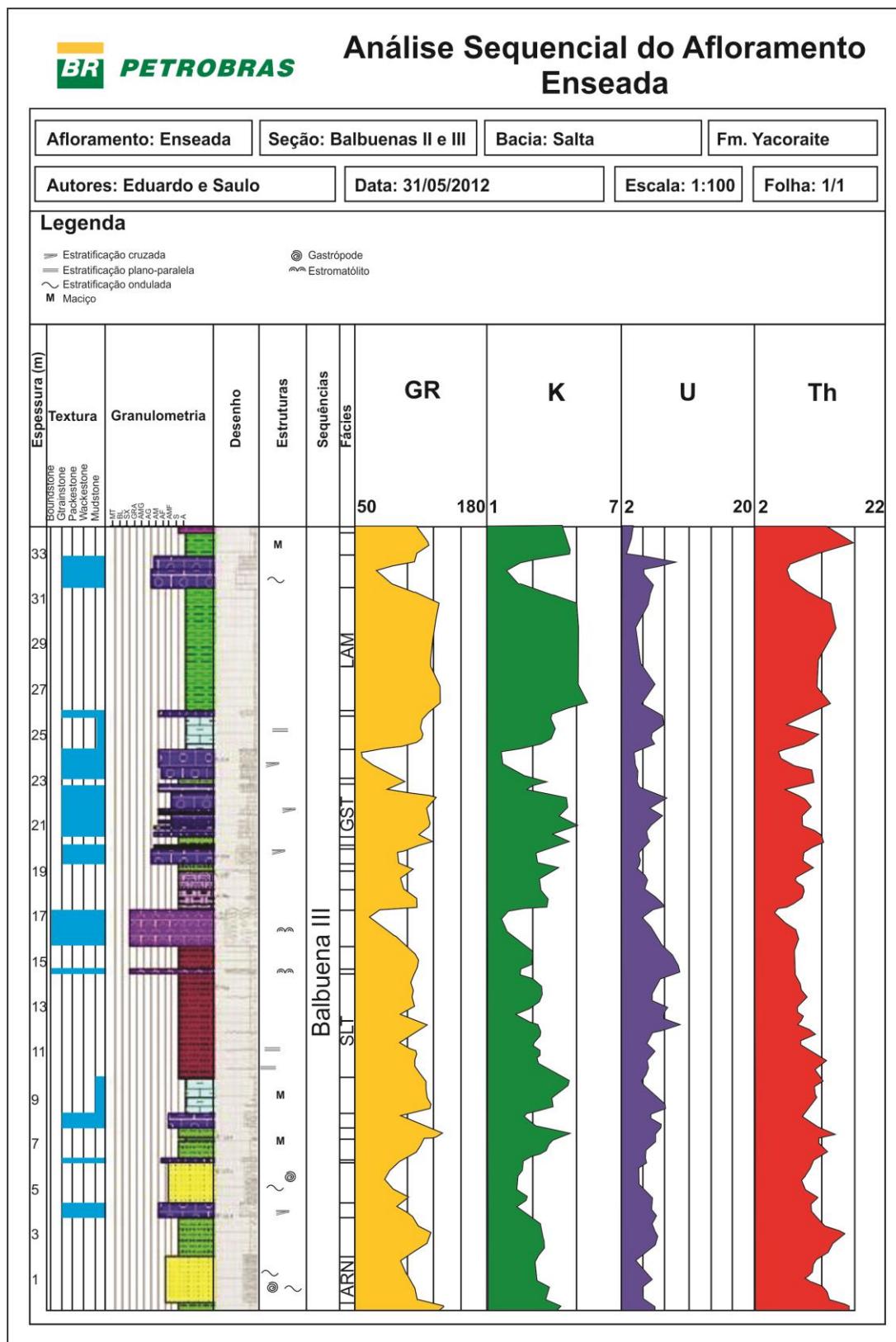


Figura 2.6: Imagem do perfil estratigráfico do afloramento Enseada após tratamento no programa ANASETE (A7).

2.5.2 Correlações estratigráficas

Uma vez tratados no programa ANASETE®, os perfis estratigráficos verticais foram exportados para o software Petrel® (figura 2.7), programa para modelagem geológica da empresa Schlumberger. Nele, foi possível correlacionar as seções estratigráficas a partir dos dados de raios gama espectral, que, juntamente com os dados de litologia, ciclicidade e estruturas sedimentares específicas permitiram a mapeabilidade das superfícies estratigráficas. Todos os resultados dessas análises estão abordados no capítulo correspondente (análise estratigráfica).

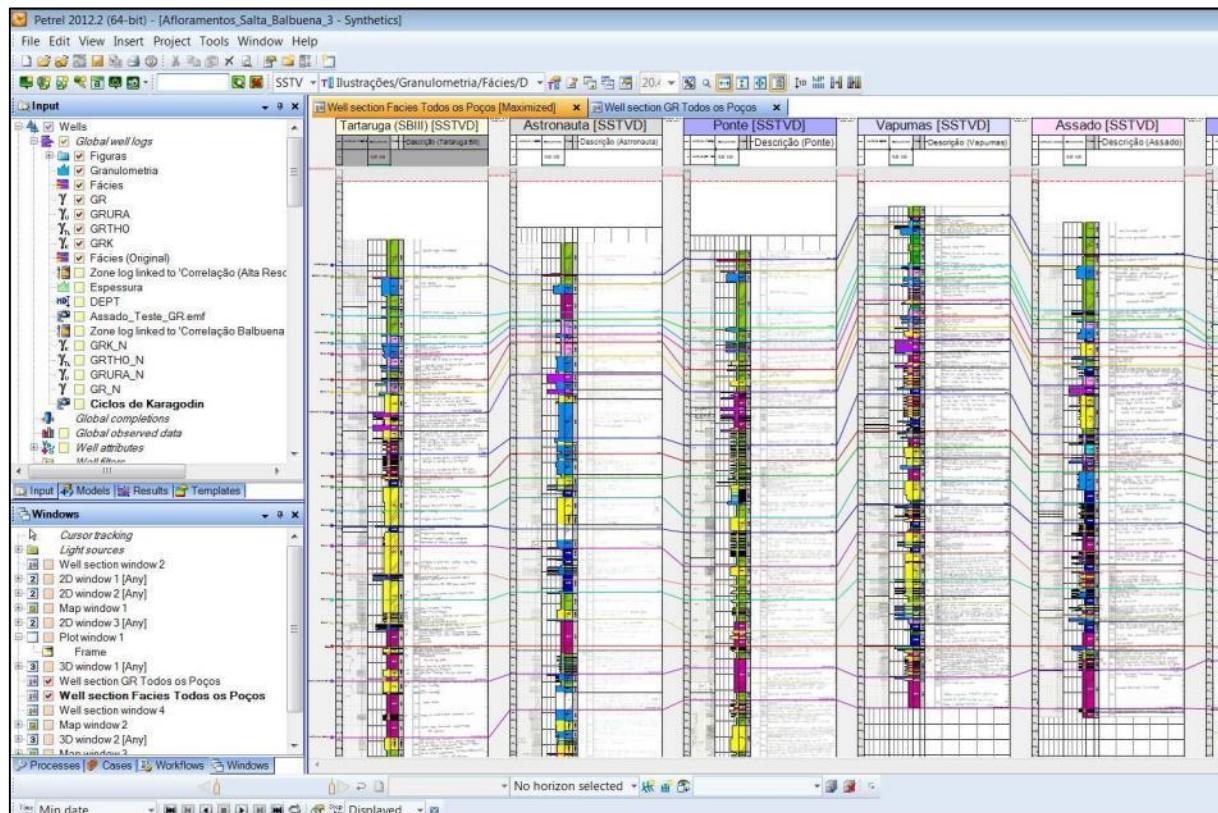


Figura 2.7: Detalhe da janela de correlação estratigráfica do software Petrel®.

Importante ressaltar que os softwares usados para análise estratigráfica utilizam os valores verticais, que indicam a espessura, aumentando do topo para a base e não da base para o topo, padrão utilizado no levantamento de perfis verticais em Estratigrafia. Isto se dá pelo fato desses programas terem sido desenvolvidos para a indústria do petróleo, onde se trabalha com dados de poços, cujas informações são coletadas de cima para baixo.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Estado atual do conhecimento

Grande parte da evolução do conhecimento e dos estudos geológicos na região de Salta estão associados à atividade exploratória em busca de petróleo. Os primeiros relatos escritos (documentos históricos) sobre a existência de hidrocarbonetos na Bacia de Salta datam de meados do século XVII e foram escritos por freis franciscanos das missões de Tarija (DORFMAN, 1942). No início do século XX as pesquisas desenvolvidas na área de Salta conduziram à descoberta de pequenas acumulações não comerciais de petróleo, impulsionadas por estudos da empresa estatal argentina YPF (*Yacimientos Petrolíferos Fiscales*) (DISALVO, 2002). A primeira jazida comercial da região foi descoberta na sub-Bacia Lomas de Olmedo no final dos anos quarenta. Desde então, a região foi alvo de intensa atividade exploratória, tendo como objetivos reservatórios carbonáticos fraturados e/ou carstificados da Formação Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano). Nestes reservatórios, foram perfurados poços com mais de 5.000 m de profundidade medida, que resultaram numa produção diária de até 50.000 barris de óleo na década de 70 (DISALVO, 2002).

A existência de reservatórios de petróleo nos calcários da Formação Yacoraite em Lomas de Olmedo impulsionou os estudos na sub-Bacia de Metán-Alemania, em função dos afloramentos, contínuos e de fácil acesso. Desta forma, foi publicada uma série de trabalhos de caracterização estratigráfica, paleoambiental e genética das rochas da Formação Yacoraite na sub-Bacia Metán-Alemania. Em função do detalhamento, acurácia na abordagem e por serem relativamente recentes, destacam-se os trabalhos de Hernández et al. (1999), Sial et al. (2001a,b), Disalvo et al. (2002), Marquillas et al. (2003, 2005 e 2007) e Hernández e Omil (2008). Também merecem destaque trabalhos mais recentes de detalhe, em estratigrafia de alta resolução de Bento-Freire (2012), que apresenta uma ampla revisão bibliográfica sobre a Bacia de Salta, assim como o de Gomes (2013), que caracterizou em detalhe dois ciclos estratigráficos de alta frequência da Sequência Balbuena IV (intervalo estratigráfico de idade Daniano da Fm. Yacoraite – HERNÁNDEZ et al., 1999).

Importante ressaltar que como a Bacia do Grupo Salta é também denominada “Bacia de Salta” (MARQUILLAS et al., 2005), muitas vezes a expressão “Bacia de Salta” será utilizada nesse texto com o mesmo significado de “Bacia do Grupo Salta”.

3.2 Geologia estrutural e evolução geotectônica

A evolução geotectônica da Bacia de Salta é bastante complexa, uma vez que foi afetada por diversos ciclos orogênicos desde o Cretáceo até o processo compressivo da Orogênese Andina no Eoceno (HERNÁNDEZ; ECHAVARRIA, 2009).

A origem da Bacia de Salta está associada a um processo de rifteamento intraplaca durante o Cretáceo (BIANUCCI; HOMOVOC, 1982) relacionado à abertura do Gondwana, que gerou o Atlântico Sul e pode estar relacionada ao Ciclo Orogênico Patagonídico (figura 3.1).

A evolução geotectônica da bacia permitiu o desenvolvimento das fases pré-rifte, rifte e pós-rifte. Cada uma destas fases, por apresentar diferentes mecanismos de subsidência, irá apresentar diferentes características deposicionais.

A fase pré-rifte é formada por unidades sedimentares, vulcanoclásticas e ígneas, depositadas, intrudidas e extrudidas na região noroeste da Argentina. Estas rochas correspondem ao embasamento da bacia, de idade Meso-Neoproterozóico/Paleozóico que foram metamorfisadas em baixo a médio grau (fácies xisto verde a anfibolito médio) até o início do Cretáceo (BIANUCCI; HOMOVOC, 1982; SALFITY; MARQUILLAS, 1989).

A fase rifte está caracterizada pela distensão crustal no Cretáceo, que gerou depocentros de até 4.000m de profundidade (MARQUILLAS et al., 2005). Segundo Hernández et al. (1999), os litotipos que preenchem o rifte apresentam suas bases em discordância litológica com o embasamento. Ramos (1988) expõe que a forma de abertura do rifte está associada a lineamentos estruturais herdados de paleo-riftes que se desenvolveram do Permiano ao Triássico/Jurássico, no Ciclo Orogênico Gondwânico. Tais lineamentos ocasionaram variações na subsidência da bacia, determinando a formação de altos internos, conhecidos na área como “umerais” (COMÍNGUEZ; RAMOS, 1995; CRISTALLINI et al., 1998). Destacam-se os umerais

que se conectam a partir das bordas do rifte a um alto central chamado Dorsal de Salta-Jujuy, conferindo geometria radial para a bacia que, por sua vez, é delimitada por arcos estruturais (SABINO, 2004).

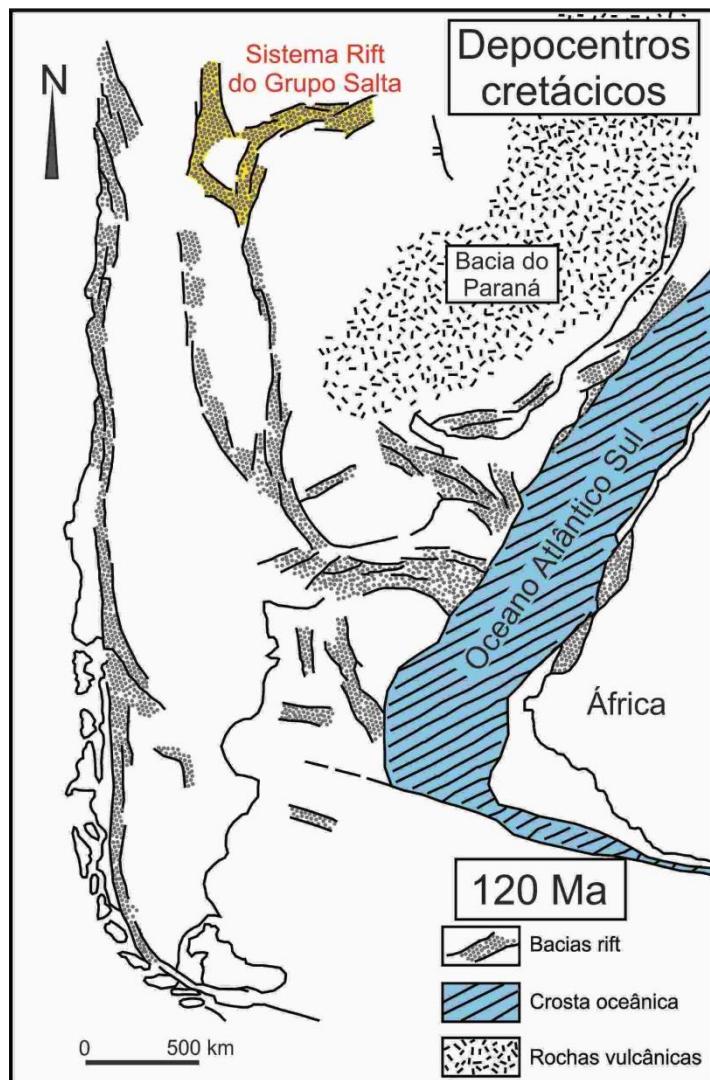


Figura 3.1: Sistema de riftes cretácicos desenvolvido durante o Ciclo Patagonídico. Destaque em amarelo para o sistema rifte do Grupo Salta. Adaptado de Ramos (1999).

A sub-Bacia de Metán-Alemania é delimitada pelos arcos Transpampeano-Púnico e Pampeano a oeste/sudoeste, e leste/sudeste, respectivamente. Internamente, o Umbral de Guachipas é responsável pela separação dos depocentros de Métan a leste e Alemania a oeste (figura 3.2). Segundo Hernández et al. (1999), os registros sedimentares nesta fase apresentam forma de cunha, indicando forte controle tectônico durante a deposição.

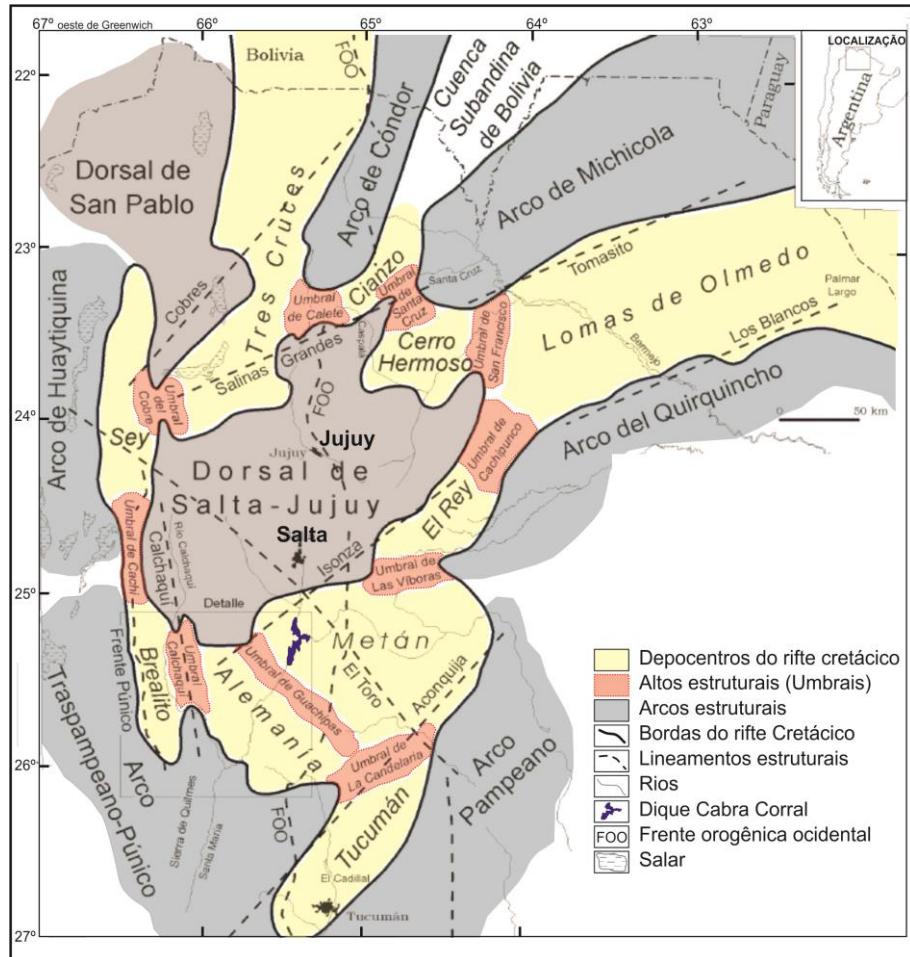


Figura 3.2: Feições estruturais e tectônicas do rifte cretácico da Bacia de Salta. Em amarelo os depocentros, em vermelho os umbrais e em cinza os arcos e dorsais estruturais. (BENTO-FREIRE, 2012, modificado de SABINO, 2004).

A fase pós-rifte tem início no Maastrichtiano, quando ocorre diminuição significativa nas taxas de subsidência na bacia, com redução do aporte sedimentar a partir das bordas. Nesta etapa desenvolve-se o estágio SAG, no qual a subsidência passa a ser predominantemente termal (DEL PAPA; SALFITY, 1999; SALFITY; MARQUILLAS, 1999).

Nesta fase, a sedimentação recobriu os altos estruturais, unindo as sub-bacias geradas no estágio rifte, fazendo com que a bacia se tornasse ampla e rasa (figuras 3.3A e B). Isto ocasionou a expansão dos limites da bacia (figura 3.4) e fez com que seus registros sedimentares se tornassem mais tabulares. Apesar da colmatação da fase rifte ter iniciado no Maastrichtiano, a dorsal de Salta-Jujuy continuou se comportando como um alto no centro da bacia, sendo coberto pela sedimentação

somente no final do Daniano (DEL PAPA; SALFITY, 1999; GÓMEZ OMIL; BOLL, 1999, 2005; HERNÁNDEZ et al., 1999; SALFITY; MARQUILLAS, 1999).

Muitos estudos consideram a evolução do estágio SAG de forma contínua até o Eoceno (CRISTALLINI et al., 1998; MARQUILLAS et al., 2005; REYES; SALFITY, 1973; SALFITY; MARQUILLAS, 1994). Outros estudos (e.g. BIANUCCI et al., 1981; GÓMEZ OMIL; BOLL, 1999; GÓMEZ OMIL et al., 1989; HERNANDEZ; DISALVO, 1991; HERNANDEZ et al., 1999) demonstraram que há significativa mudança no padrão de subsidência da bacia durante o Paleoceno, manifestado através de um novo tectonismo distensivo que marca a Fase Pré-Olmédica. Este evento promoveu o desenvolvimento de um segundo estágio rifte da bacia, que se distingue por uma discordância regional erosiva que se associa, em parte, ao rejuvenescimento da drenagem fluvial, observado, principalmente, nas bordas da sub-Bacia de Lomas de Olmedo. Os depósitos sedimentares gerados nesta etapa são de formas complexas, por vezes cuneiformes, tendendo à tabularidade no Thanetiano (58-57 Ma). Esta fase, Pré-Olmédica não foi capaz de gerar depocentros significativos que pudesse acumular espessuras comparáveis com as da primeira etapa rifte do Grupo Salta. Com isto, seus depósitos logo foram encobertos por camadas regionalmente tabulares, marcando um segundo estágio SAG na área, que se estende até o Eoceno (figura 3.5).

A orogenia Andina ou Ciclo Andino é a última etapa evolutiva da Bacia do Grupo Salta (RAMOS et al., 1988). Nesta fase, a bacia apresentou regime tectônico típico de *foreland*, na qual ocorrem deformações, inversões (algumas envolvendo até o embasamento), dobramentos (anticlinais e sinclinais) e reativações de falhas (HERNÁNDEZ; ECHAVARRIA, 2009; HERNÁNDEZ et al., 1996). Segundo Gómez Omil e Boll (1999), esta orogenia é responsável pela geração de trapas, que constituem importantes alvos exploratórios para a prospecção de petróleo.

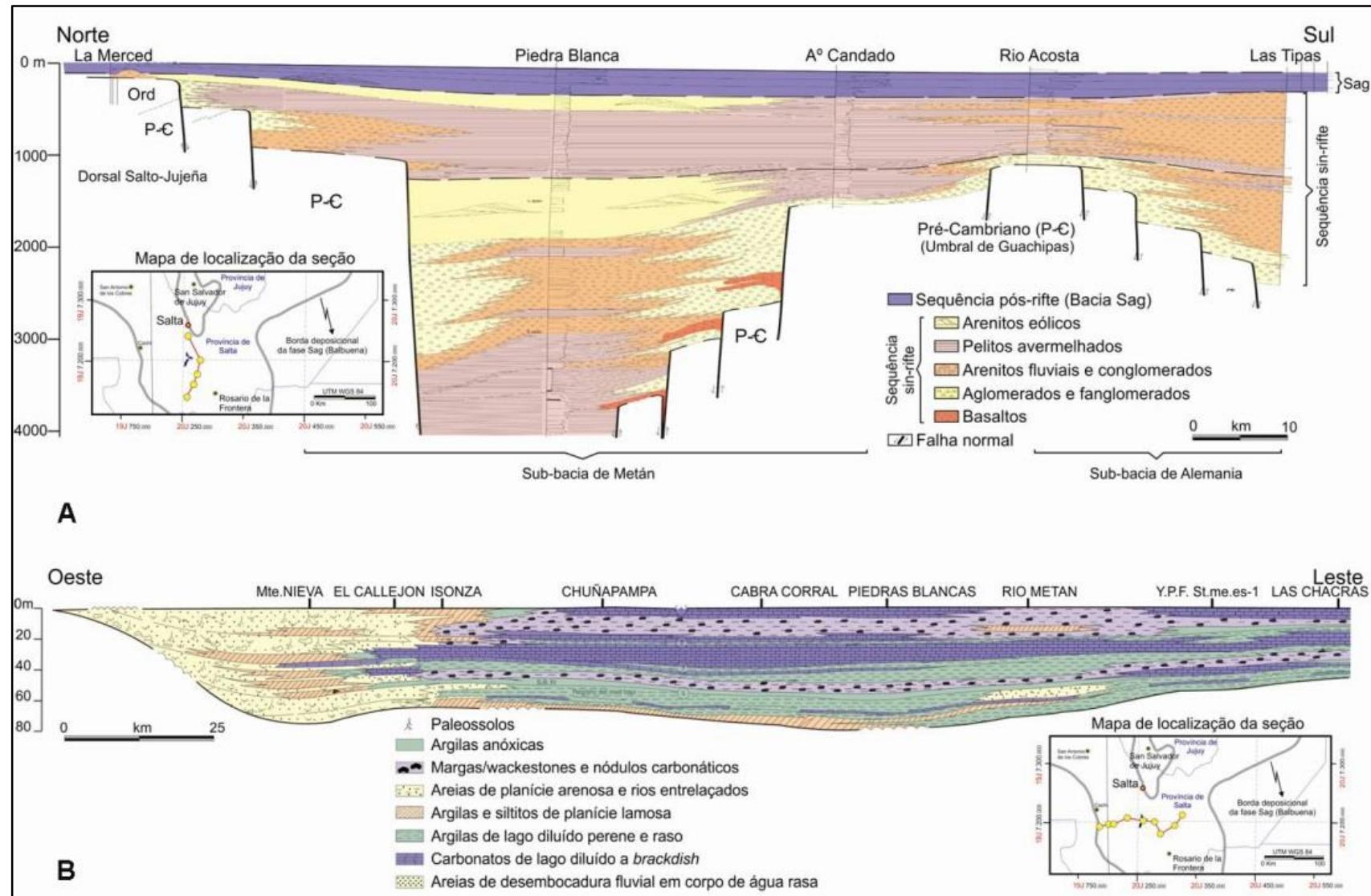


Figura 3.3: Seções estratigráficas na sub-Bacia de Metán-Alemania. (A) Seção apresentando espessura na fase rifte superior à espessura na fase SAG. (B) Detalhe da forma tabular e suave (não falhada) da fase SAG. (BENTO-FREIRE, 2012 modificada de HERNANDEZ et al., 1999).

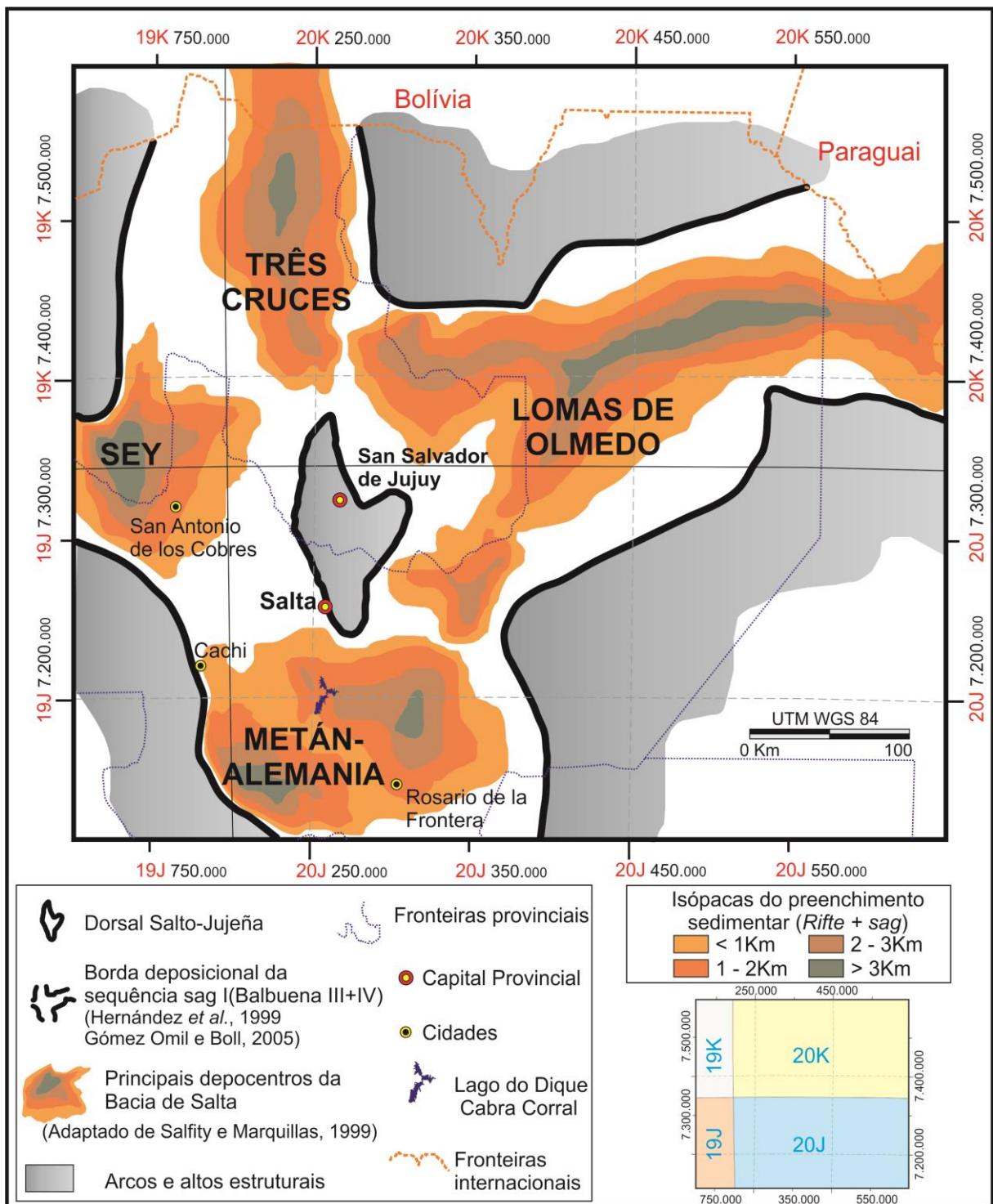


Figura 3.4: Limites deposicionais da primeira fase SAG da Bacia de Salta com destaque para os principais depocentros das sub-bacias. (BENTO-FREIRE, 2012, adaptado de HERNÁNDEZ et al., 1999 e SALFITY; MARQUILLAS, 1999).

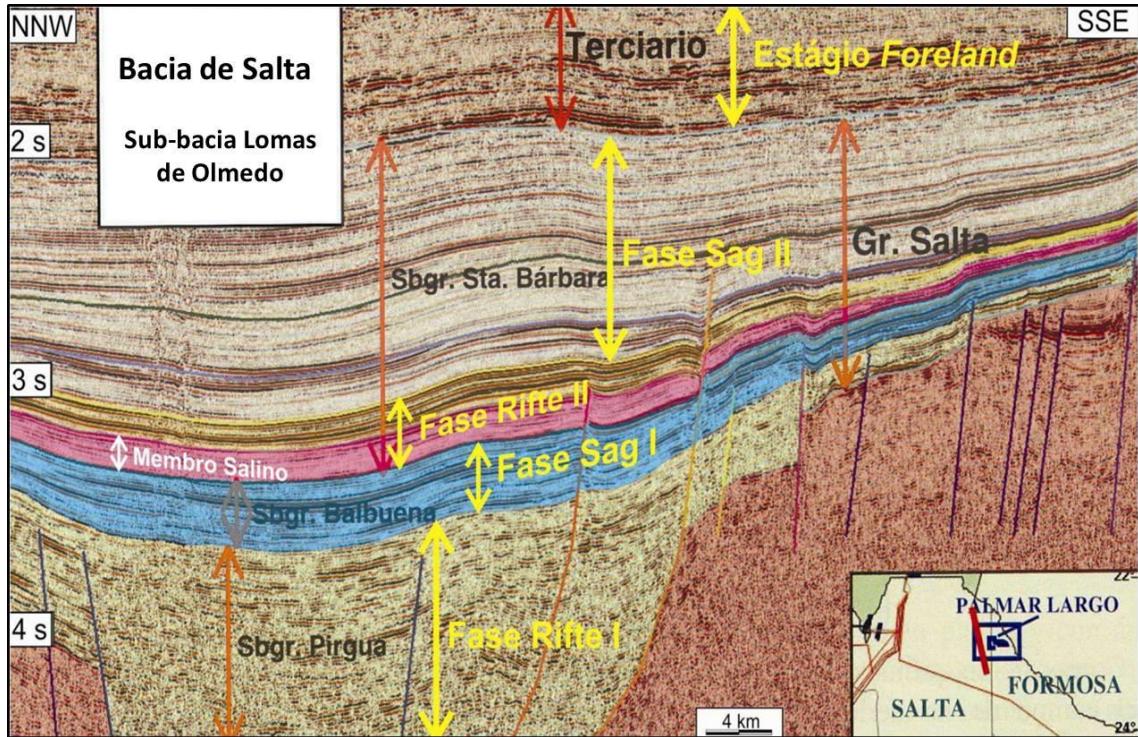


Figura 3.5: Linha sísmica em tempo, apresentando os registros sedimentares das fases tectônicas da Bacia de Salta na região de Lomas de Olmedo, flanco sul. Escala vertical em segundos. (Modificado de DISALVO et al., 2005 apud CANDIDO, 2007).

3.3 Estratigrafia da Bacia de Salta

Os primeiros trabalhos de mapeamento das unidades sedimentares na região de Salta foram publicados por Brackebush em 1891, o qual denominou as unidades cretácicas da região como “Sistema Salta”. Com a evolução do conhecimento, conceitos e aprimoramento das técnicas geológicas, Turner (1959) denominou o antigo sistema como Grupo Salta, englobando as rochas formadas desde o Cretáceo até o Paleógeno no noroeste da Argentina. Gómez Omil e Boll (2005) consideram três subgrupos para a Bacia do Grupo Salta (figura 3.6): Subgrupo Pirgua (REYES; SALFITY, 1973; VILELA, 1953); Subgrupo Balbuena (MORENO, 1970) e Subgrupo Santa Bárbara (MORENO, 1970).

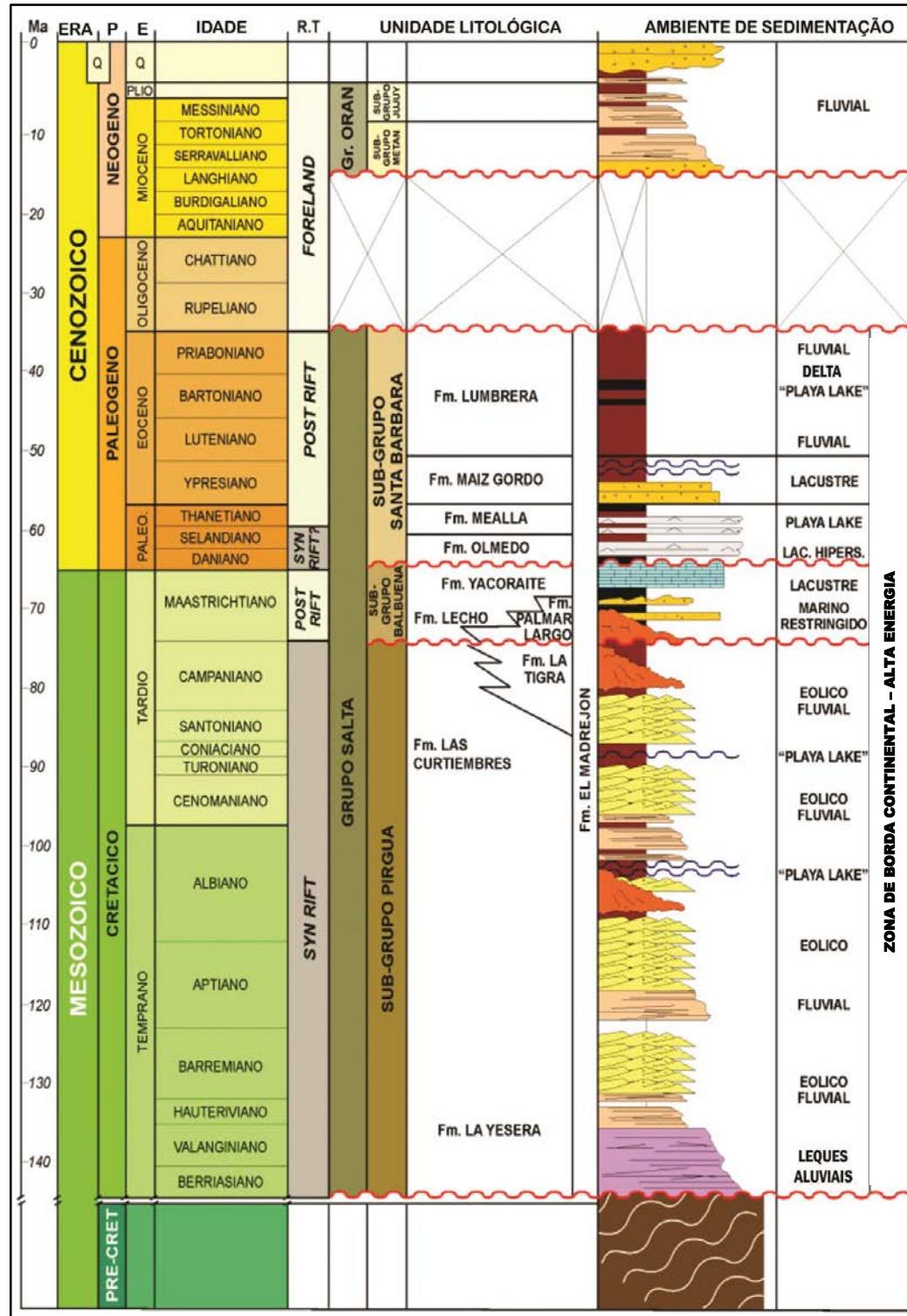
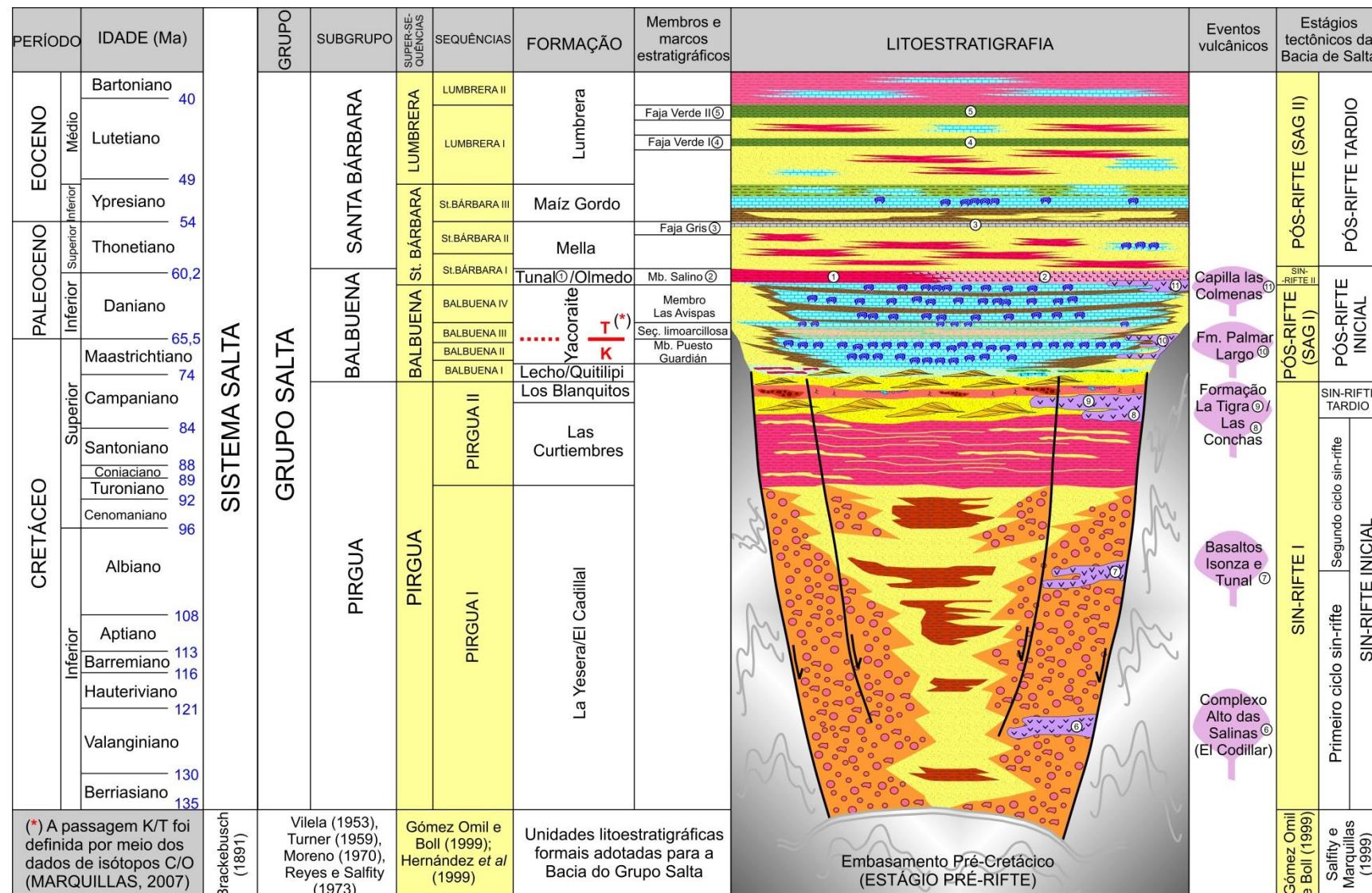


Figura 3.6: Coluna cronoestratigráfica simplificada da Bacia de Salta. Legenda: P (Período), E (Época), R.T. (Regime Tectônico) e Q (Quaternário). (Modificado de GÓMEZ OMIL e BOLL, 2005).

A figura 3.7 apresenta a carta cronolitoestratigráfica do Grupo Salta produzida por Bento-Freire (2012) sintetizando a evolução do conhecimento estratigráfico na Bacia de Salta.



A seguir, são descritas as principais unidades litoestratigráficas da Bacia do Grupo Salta.

3.3.1 Primeira fase rifte

Esta fase corresponde aos depósitos do **Subgrupo Pirgua** formados entre 130 a 71 Ma (Berrasião ao Campaniano). Integram esse subgrupo as formações **La Yesera, Las Curtiembres e Los Blanquitos**. A Formação La Yesera corresponde a depósitos fluviais do tipo entrelaçado (*braided*) e lacustres perenes. A Fm. Las Curtiembres corresponde a depósitos predominantemente lacustres na base (siltitos e argilitos marrom-avermelhados) e eólicos no topo (GÓMEZ OMIL et al., 1989; SUREDA et al., 1984). A Fm. Los Blanquitos é formada por depósitos fluviais arenosos (clima semi-árido,) na base e depósitos flúvio-eólicos (clima árido) no topo (GÓMEZ OMIL et al., 1989). Fósseis de saurópodes (BONAPARTE; BOSSI, 1967; BONAPARTE; POWELL, 1980; POWELL, 1979) encontrados na porção superior desta formação remetem sua idade ao Campaniano.

O Subgrupo Pirgua é o que apresenta disposição geográfica mais restrita do Grupo Salta. Sua forma foi condicionada pelo arcabouço estrutural, sendo comuns formas cuneiformes (figuras 3.3A e 3.5). Seus depósitos apresentam discordâncias erosivas e/ou não deposicionais, quando não houve deposição nas áreas mais elevadas nesse período devido à dinâmica do rifte. A espessura do seu registro sedimentar pode variar abruptamente (até centenas de metros) em poucos quilômetros dentro de uma mesma sub-bacia (GÓMEZ OMIL et al., 1989; SABINO, 2002).

3.3.2 Primeira fase SAG

Esta fase é registrada pelo **Subgrupo Balbuena** depositado entre 75 e 63 Ma (Campaniano ao Daniano) (HERNÁNDEZ et al., 1999), que é composto pelas formações **Lecho e Yacoraite**.

A Formação Lecho é composta por arenitos quartzo-arcoseanos depositados em ambiente fluvio-eólico. Fácies carbonáticas associadas às fácies pelíticas ocorrem esporadicamente. Seus depósitos são tabulares com espessura média de 150 m (SALFITY, 1979).

A Formação Yacoraite compreende depósitos tabulares depositados em ambiente lacustre. Na sub-Bacia de Metán-Alemania, esta formação chega a ter no máximo 200 m de espessura (HERNÁNDEZ et al., 1999). De acordo com Bento-Freire (2012) na porção central da sub-Bacia de Metán-Alemania ocorrem rochas carbonáticas de origem microbiana, *wackstones*, margas, argilitos e siltitos. Arenitos quartzosos, arcoseanos e carbonáticos ocorrem subordinadamente. Fósseis são frequentes, tendo sido publicada a ocorrência de pegadas de saurópodes (ALONSO, 1980), palinomorfos (QUATROCCHIO, 2006; MORONI, 1982), ostracodes, bivalves, gastrópodes (CÓNSOLE GONELLA; ACEÑOLAZA, 2010; GONELLA, 2011; SALFITY; MARQUILLAS, 1999), algas e peixes (ACEÑOLAZA, 1968; BENEDETTO; SANCHES, 1972). Esta formação é a que apresenta a maior distribuição em área, encobrindo parte dos arcos de Michicola, Condor, Quirquincho e, no final da sua deposição, os altos de San Pablo e da dorsal Salto-Jujeña (SALFITY; MARQUILLAS, 1999). Na Fm. Yacoraite estão os principais reservatórios produtores de hidrocarbonetos na Bacia de Salta. Segundo Disalvo (2002), tais reservatórios correspondem a carbonatos fraturados em trapas estratigráfico-estruturais. Também estão nessa formação, os depósitos de urânio mais importantes da Argentina (SALFITY; MARQUILLAS, 1999).

No âmbito da estratigrafia de sequências, as formações Lecho e Yacoraite correspondem à Supersequência Balbuena (correspondente na área de estudo ao Subgrupo Balbuena - figura 3.8) e pode ser subdividida em quatro sequências, interpretadas como de terceira ordem, da base para o topo: Balbuena I, Balbuena II, Balbuena III e Balbuena IV (BOLL, 1991; HERNÁNDEZ et al., 1999, 2008). Como a Sequência Balbuena III é o objeto deste trabalho, as sequências da Supersequência Balbuena serão detalhadas a seguir.

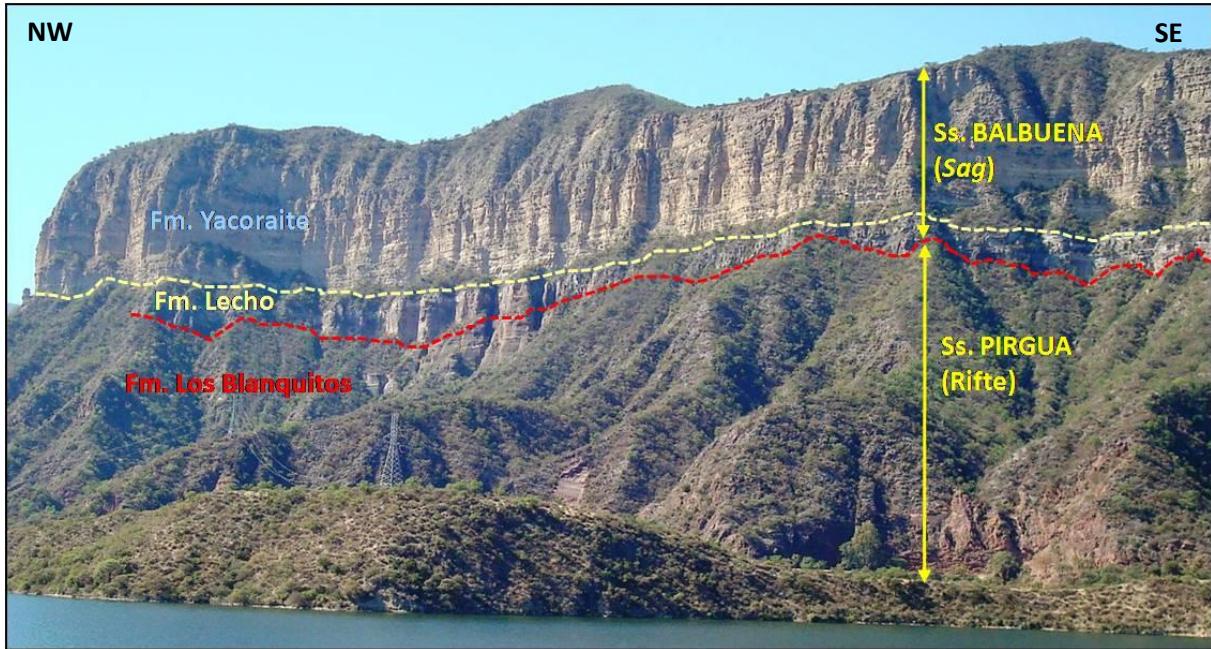


Figura 3.8: Forma tabular da Supersequência (Subgrupo – Sg.) Balbuena (formações Lecho e Yacoraite) sobre depósitos do Sg. Pirgua (Fm. Los Blanquitos). A linha horizontal pontilhada amarela possui cerca de 900 m de comprimento e altura da escarpa em seu ponto mais alto atinge cerca de 300 m. (BENTO-FREIRE, 2012).

3.3.2.1 Supersequência Balbuena (SsB)

A deposição da Supersequência Balbuena (figura 3.9) foi datada como restrita ao período de 71 a 63 Ma (HERNÁNDEZ et al., 1999). O limite K/Pg (Cretáceo/Paleógeno – 66 Ma), comumente designado como K/T posiciona-se na base da Sequência Balbuena III (MARQUILLAS et al., 2007).

A seguir apresenta-se breve descrição de cada uma das sequências que compõem a Supersequência Balbuena.

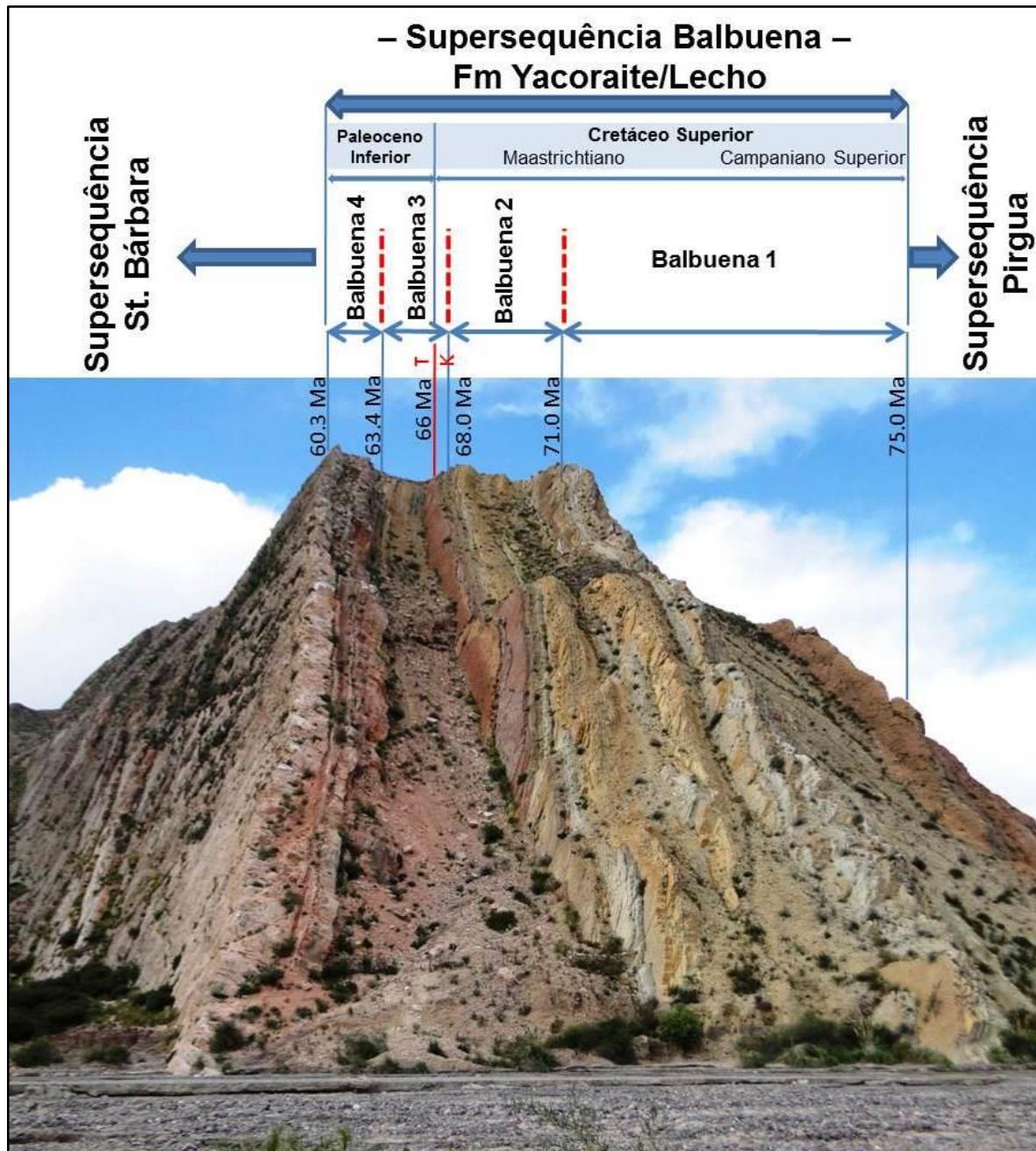


Figura 3.9: Disposição das sequências Balbuenas I a IV na Província de Jujuy. Idades baseadas nos trabalhos de Hernández et al. (1999) e Marquillas et al. (2007). Espessura entre a base da Sequência Balbuena I até topo da Sequência Balbuena IV é de 180 m e a altura do afloramento é de cerca de 120 m (modificado de BENTO-FREIRE, 2012).

3.3.2.1.1 Sequência Balbuena I (SBI)

A Sequência Balbuena I corresponde à Formação Lecho e a porção basal da Fm. Yacoraite nas porções centrais das sub-bacias de Lomas de Olmedo, Metán-Alemania e Tres Cruces. A porção inferior dessa sequência é constituída por arenitos flúvio-eólicos interpretados como o registro do Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB) (HERNÁNDEZ et al., 1999). Já a porção superior, composta por rochas carbonáticas de alta energia (*grainstones*), raros estromatólitos e rochas pelíticas (argilitos, margas, *wackestones* e lamitos), corresponderia ao Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA). A passagem do TSNB para TSNA representaria uma superfície de máxima transgressão. No topo da sequência ocorrem feições de exposições que seriam o registro de um limite de sequências (LS) marcado por uma discordância subaérea.

3.3.2.1.2 Sequência Balbuena II (SBII)

Esta sequência, segundo Bento-Freire (2012), corresponde a depósitos de alta ciclicidade (figura 3.10) entre rochas carbonáticas (*grainstones*, laminitos e estromatólitos) e fácies finas (margas e *wackestones*) depositadas em ambiente lacustre. As fácies estromatolíticas comumente estão no topo dos ciclos de alta frequência no intervalo mediano desta unidade e encontram-se muitas vezes com feições de exposição. De acordo com Hernández et al. (1999), em direção às bordas da bacia, as fácies gradacionam de carbonáticas para siliciclásticas grossas (arenitos a arenitos conglomeráticos).



Figura 3.10: Ciclicidade da Sequência Balbuena II, no afloramento Ponte. A seta vermelha (1) indica intervalo de fácies mais siliciclásticas (argilitos, lamitos e margas), a seta azul (2) fácies carbonáticas (*grainstones* e estromatólitos) e a seta cinza (3) fácies carbonáticas finas (*wackestones* e laminitos) (BENTO-FREIRE, 2012).

Hernández et al. (1999) atribuem um TSNB na porção inferior da sequência (em função principalmente de paleossolos com calcretes no topo dos ciclos de alta frequência) e TSNA na porção superior, já que ocorrem mais fácies pelíticas devido ao maior aporte de águas doces para o lago em períodos mais chuvosos, inibindo a fábrica carbonática.

3.3.2.1.3 Sequência Balbuena III (SBIII)

A sequência Balbuena III, na porção central da sub-Bacia de Metán-Alemania, diferencia-se das demais sequências por apresentar predomínio de fácies siliciclásticas, sendo constituída por arenitos quartzosos e híbridos de granulação predominantemente fina, intercalados com pelitos (argilitos, siltitos, lamitos e margas). Em direção ao topo ocorrem fácies carbonáticas, tais como *grainstones*, *packstones*, laminitos e estromatólitos. Importante ressaltar que a SBIII, dentre todas as

sequências da SsB é a que apresenta menor distribuição em área na região de estudo (HERNÁNDEZ et al., 1999).

A base da sequência é bem marcada por depósito de siltito vermelho acinzentado, no qual, segundo estudos isotópicos (isótopos estáveis de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) de Marquillas et al. (2003 e 2007), encontra-se o limite K/Pg (figuras 3.11 e 3.12). Tal depósito, segundo Hernández et al. (1999) corresponderia ao registro do TSNB, enquanto que os arenitos intercalados com pelitos e as rochas carbonáticas marcariam o TSNA, sendo o topo dessa unidade marcado por uma superfície erosiva que representaria uma queda do nível de base.



Figura 3.11: Passagem K/Pg (linha tracejada em vermelho) no afloramento Assado na região do Dique Cabra Corral.

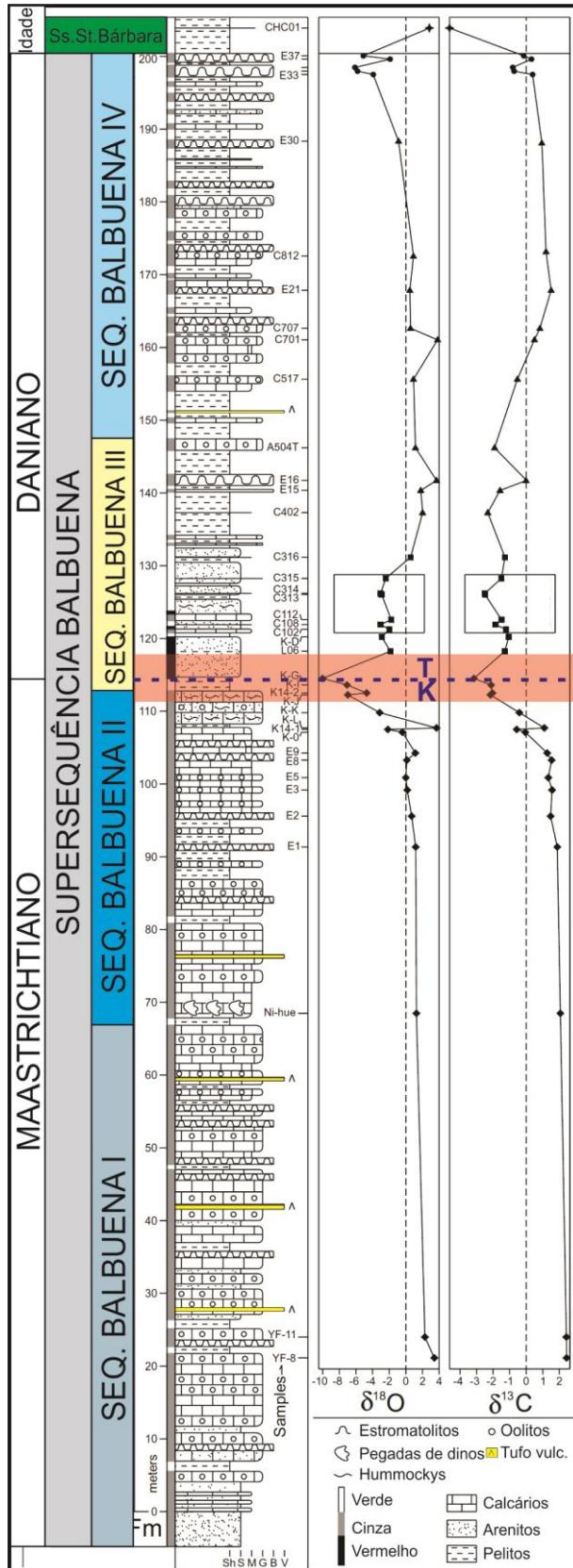


Figura 3.12: Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ mostrando anomalia negativa (em laranja) na passagem K/T(K/Pg). Modificado de Marquillas et al. (2007).

3.3.2.1.4 Sequência Balbuena IV (SBIV)

A Sequência Balbuena IV (figura 3.13) é representada por fácies carbonáticas (*grainstones*, *packstones*, estromatólitos e laminitos) que intercalam-se com rochas pelíticas (argilitos, siltitos, lamitos, *wackestones* e margas) em ciclos de alta frequência (BENTO-FREIRE, 2012).



Figura 3.13: Ciclicidade interna de alta frequência na Sequência Balbuena IV no afloramento Cedamavi.

Na seção inferior dessa sequência ocorrem *grainstones* oolíticos, estromatólitos, *packstones* e espessos estratos de laminitos lisos e crenulados com gretas de ressecamento (BENTO-FREIRE, 2012), que segundo Hernández et al. (1999) são depósitos de TSNB. Na seção superior ocorrem intercalações de fácies carbonáticas (*grainstones* oolíticos e estromatólitos bem desenvolvidos) e fácies siliciclásticas pelíticas (argilitos, siltitos e margas), marcando um TSNA.

Boll (1991), Hernández et al. (1999) e Salfity e Marquillas (1999) atribuíram deposição em ambiente lacustre com influência marinha, onde a eustasia e o clima seriam os principais condicionantes da sedimentação.

3.3.3 Segunda fase rifte

A segunda fase rifte é representada pela **Formação Olmedo**, seção basal do Subgrupo Santa Bárbara (ou ao menos pela sua porção inferior). A característica mais marcante desta formação são os depósitos evaporíticos (depósitos complexos tipo *playa lake* formados em lagos hipersalinos anóxidos) de halita com gipsita e anidrita em Lomas de Olmedo, conhecidos como “**Membro Salino**”, cuja espessura atinge até 900 m (MORENO, 1970). A unidade é ainda composta por folhelhos pretos e cinzas, siltitos com nódulos de anidrita e gipsita. Nela ocorrem calcários dolomitizados e micritizados subordinados. Na sub-Bacia de Metán-Alemania, esta unidade denomina-se **Formação Tunal** (TURNER et al., 1979) e é constituída por folhelhos pretos, cinzas, verdes e marrom-avermelhados, além de arenitos com gipsita e estratos delgados de gipsita (SALFITY; MARQUILLAS, 1999).

Importante ressaltar que não há consenso na literatura sobre a existência de um segundo estágio rifte na evolução da bacia. Bianucci et al. (1981) e Gómez Omil e Boll (1999), que acreditam na existência do segundo estágio rifte para a bacia, apontam como evidência desta fase o padrão cuneiforme dos depósitos da parte inferior da Formação Olmedo. Tal padrão seria uma resposta ao rejuvenescimento do sistema de drenagem causado pela distensão da bacia devido ao tectonismo pré-Olmédico, no qual ocorreram reativações de falhas e intrusões de rochas vulcânicas (vulcanismo Capilla Las Colmenas).

3.3.4 Segunda fase SAG

Na segunda fase SAG estão englobadas, da base para o topo, as formações **Mealla**, **Maíz Gordo** e **Lumbrera** depositadas entre 60 e 49,5 Ma (final do Paleoceno até o Eoceno) (HERNÁNDEZ et al., 1999).

A Formação Mealla corresponde a depósitos clásticos com espessuras entre 100 e 150 m depositados em ambiente de planícies lamosas cortadas por rios meandrantes (DEL PAPA; SALFITY, 1999). Na sub-Bacia Lomas de Olmedo são descritos discretos estromatólitos dômicos associados às fácies siliciclásticas. A parte

superior dessa formação é composta por calcários pelíticos de cor cinza a verde escuro, associados a calcarenitos e arenitos híbridos, que correspondem a um marcador na bacia chamado “*Faja Gris*” (GÓMEZ OMIL; BOLL, 1999).

A Formação Maíz Gordo é composta, na sub-Bacia Metán-Alemania, por siltitos avermelhados que se intercalam com arenitos (também reservatórios de petróleo na bacia), *mudstones*, margas, *wackstones*, *grainstones*, estromatólitos dônicos e folhelhos verdes (BENTO-FREIRE, 2012). Esta formação atinge espessuras entre 200 e 250 m e segundo Salfity e Marquillas (1999) foi depositada em ambiente fluvial tipo entrelaçado (*braided*) que passou para ambiente lacustre de água doce a salobra, com deposição de fácies carbonáticas (*mudstones*, *wackstones* e *grainstones*) no centro do lago, assim como estromatólitos nas bordas.

A Formação Lumbrera corresponde a arenitos avermelhados, siltitos avermelhados com nódulos calcários e pelitos (SALFITY; MARQUILLAS, 1999). Esta formação apresenta a maior distribuição em área e espessura do Subgrupo Santa Bárbara, com espessura média entre 400 a 500 m (GÓMEZ OMIL; BOLL, 1999). O ambiente deposicional foi interpretado como sendo fluvial meandrante em meio a planícies lamosas. O intervalo central desta formação é conhecido como “*Faja Verde*” e representa um marco estratigráfico na bacia, formado por pelitos verde-escuros a acinzentados que podem estar intercalados com arenitos finos e estromatólitos. Este intervalo teria sido depositado em sistemas lacustres estratificados (SALFITY; MARQUILLAS, 1999).

No topo desta unidade encontra-se a *Discordância Incaica* que representa o início do ciclo Andino e marca o final da fase distensiva da Bacia de Salta. Tal discordância encontra-se encoberta por depósitos neógenos do estágio *foreland* da bacia, correspondentes ao Grupo Orán (CAZAU et al., 1976).

3.4 Ambiente deposicional da Supersequência Balbuena

A Supersequência Balbuena na sub-Bacia de Metán-Alemania apresenta algumas características distintas quando comparadas com as demais sub-bacias no que diz respeito ao ambiente deposicional.

Nas sub-bacias de Lomas de Olmedo e Tres Cruces ocorrem evidências claras que indicam deposição em ambiente lacustre com influência marinha direta. Em Tres Cruces foram descritos amonites (STEINMANN, 1906 apud CONSOLE; GONELLA, 2009) e foraminíferos (MENDEZ; VIVIER, 1973), fósseis praticamente ausentes da sub-Bacia de Metán-Alemania, que por sua vez apresenta fósseis típicos de ambientes de água doce, tais como carófitas (MUSACHIO, 1972), *Illyocypris* sp. (espécie de ostracode lacustre) (CARMO, 2004; MENDEZ; VIVIERS, 1973) e *Azolla cretacea* (QUATTROCCHIO, 2006), gênero de samambaia aquática.

Ainda, dados isotópicos da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos por Sial et al. (2001a) em calcários na região do Dique Cabra Corral, apresentam valores que variam de 0,714 a 0,7156 e indicam que estes calcários da SsB na sub-Bacia de Metán-Alemania foram gerados e depositados em ambiente tipicamente lacustre, com forte influência continental.

A reconstituição do continente Sul-americano durante o limite K/Pg (figura 3.14) mostra que as sub-bacias do norte estariam diretamente influenciadas pelo corredor marinho que se conectava à região pelo norte, enquanto que a sub-Bacia de Metán-Alemania só teria influência marinha nos momentos de máximas cheias dos lagos do norte, quando as sub-bacias poderiam se comunicar por meio de vertedouros (BENTO FREIRE, 2012).

Desta forma, o presente trabalho admite um ambiente tipicamente lacustre para a sub-Bacia de Metán-Alemania no período de formação da SBIII.

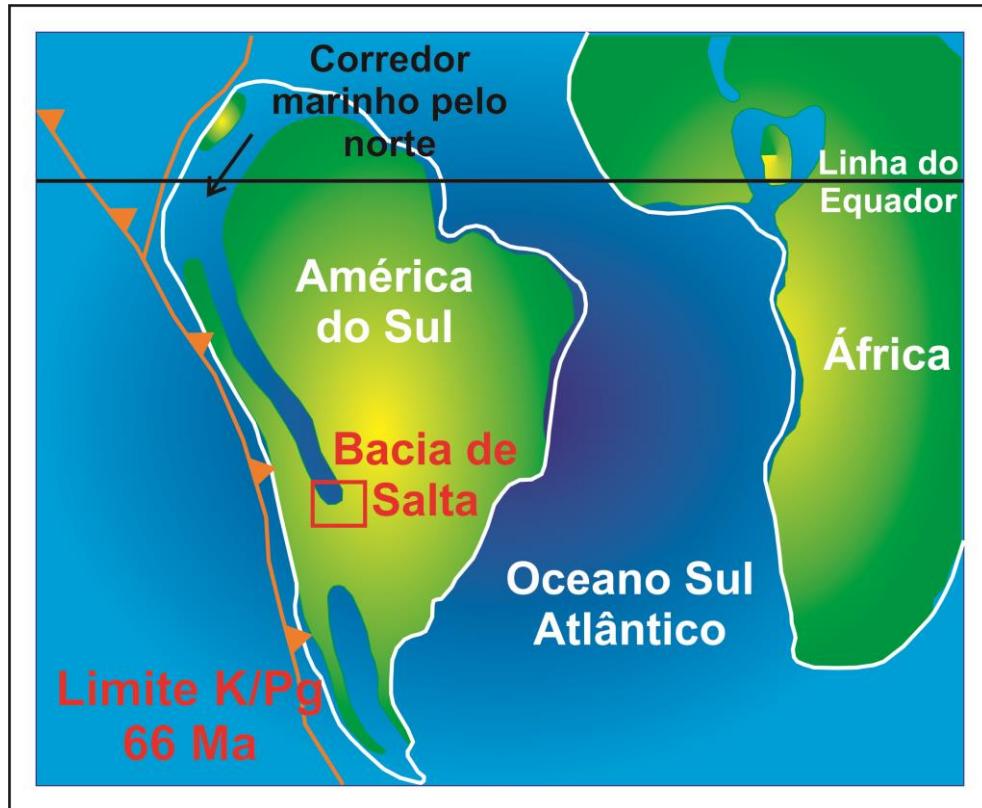


Figura 3.14: Reconstituição da posição dos continentes Sul-americano e Africano no limite K/Pg. Notar corredor marinho que se conectava à Bacia de Salta pelo norte. Como a sub-Bacia de Metán-Alemania é a mais austral de todas as sub-bacias, sua comunicação com águas marinhas teria sido esporádica, apenas nos momentos de máximas cheias das sub-bacias do norte. Esquema paleogeográfico adaptado a partir de Scotese (2001).

4 AMBIENTE LACUSTRE

4.1 Aspectos gerais

Lagos são massas de água circundadas por terra e de considerável extensão, de forma que a vegetação terrestre não possa enraizar-se completamente em seu interior. Quando as massas de água são pouco extensas são chamadas de lagoas e quando apresentam extensões excessivamente grandes são chamadas de mares. Essas massas de água podem ser perenes ou permanentes e doces (salinidade < 1‰ de NaCl), salobras (salinidade entre 1 e 24,7‰ de NaCl) ou salgadas (salinidade > 24,7‰ de NaCl) (NEUMANN et al., 2008). Lagos são sistemas dinâmicos. Variações em intervalos de tempo longos a curtos quanto ao clima, química da água e batimetria podem resultar em expressivas variações de (lito e bio) fácies e em padrões de distribuição, tanto verticais como laterais (FLÜGEL, 2010).

Os lagos ocorrem praticamente em todos os contextos geográficos, geológicos e climáticos nos quais fatores geomorfológicos permitem a criação de espaço de acomodação e o balanço hidrológico é adequado para acumulação de água. Uma série de fatores é capaz de criar e manter lagos na superfície terrestre, tais como processos tectônicos, glaciais, eólicos, fluviais, cársticos, vulcânicos e até mesmo processos decorrentes da atividade humana. (VALERO-GARCÉS et al., 2014). Bohacs et al. (2000) destacam que lagos são muito sensíveis ao clima. Com isto, o nível de um lago varia de forma muito mais rápida e mais frequente do que o nível do mar. Os chamados lagos de sistemas de baixo relevo, por exemplo, podem mover a linha de costa por longas distâncias com pequenas oscilações do nível d'água.

De acordo com Neumann et al. (2008), os critérios utilizados para o reconhecimento dos sedimentos lacustres não são definitivos, uma vez que os critérios diagnósticos dos sedimentos lacustres são complexos e frequentemente interpretativos. Associações biológicas e uns poucos minerais exclusivos do domínio lacustre são os únicos registros diferenciadores entre ambientes marinhos e continentais. Com base nisso, alguns critérios utilizados para o reconhecimento de sedimentos lacustres são:

a) Critérios biogênicos:

- ausência de fauna marinha (corais, equinodermos, cefalópodes, briozoários, braquiópodes etc.);
- ausência de fauna de ambiente transicional;
- presença de fauna e flora não-marinhos (carófitas, gastrópodes, ostracodes, conchostráceos, bivalves, peixes e vertebrados próprios desse ambiente);
- em lagos com pouco influxo e baixa precipitação há diversidade de organismos devida à elevada sensibilidade às mudanças climáticas.

b) Critérios químicos:

- associação de sais diferentes das concentradas pela água marinha (trona, por exemplo, típica de ambiente lacustre).

c) Critérios físicos:

- fenômenos de exposição subaérea frequentes e, sobretudo, recorrentes (em especial nas bordas dos lagos);
- ausência de ação de marés;
- variações bruscas de fácies.

A figura 4.1 apresenta os componentes e elementos de sedimentação lacustre.

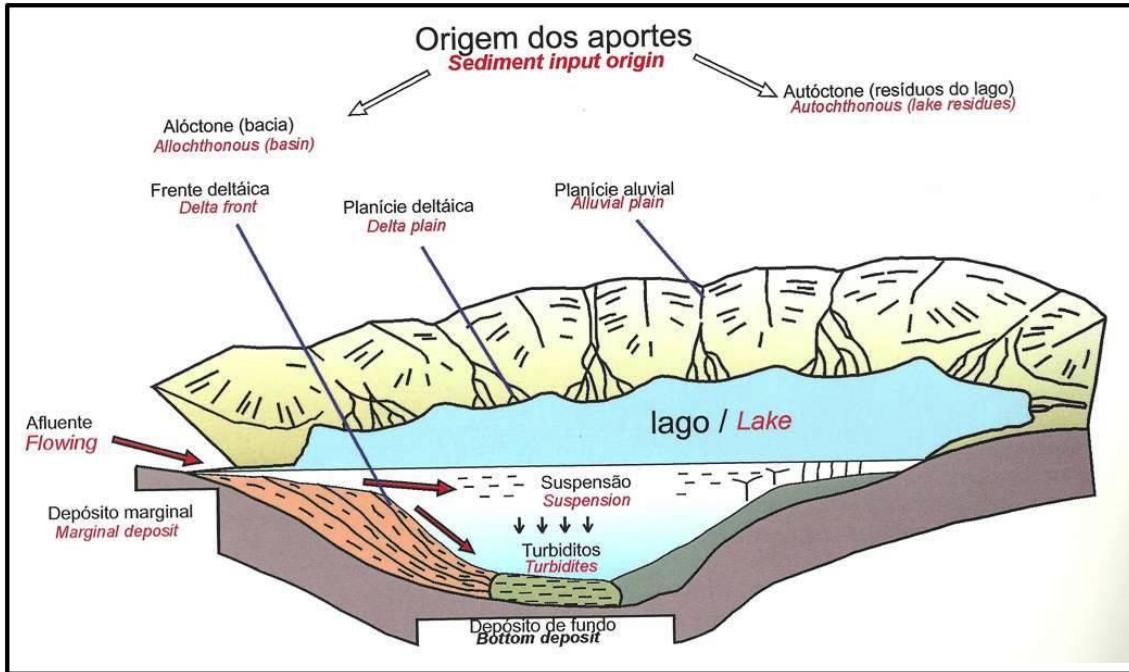


Figura 4.1: Componentes e elementos de sedimentação lacustre (NEUMANN et al., 2008).

4.2 Hidrologia

Hidrologicamente, os lagos podem ser classificados como abertos ou fechados (FLÜGEL, 2010; MARTÍNEZ; MELÉNDEZ, 2010; NEUMANN et al., 2008; PLATT; WRIGHT, 1991; WRIGHT, 1990).

Os lagos abertos apresentam margens relativamente estáveis, pois têm seus efluentes permanentes e o aporte hídrico dos rios e da chuva está em equilíbrio com a evaporação ($\text{influxo} + \text{precipitação} = \text{efluxo} + \text{evaporação}$). Domina o influxo fluvial de material clástico, porém alguns apresentam também precipitação química e biogênica.

Os lagos fechados, por sua vez, apresentam margens móveis e ciclos progradacionais e retrogradacionais (transgressivos-regressivos), pois não há efluentes estáveis e o balanço hídrico e químico se estabelece da seguinte forma: $\text{influxo} + \text{precipitação} < \text{efluxo} + \text{evaporação}$. Há o domínio da precipitação química devido à alta concentração iônica. Lagos fechados se desenvolvem em bacias endorreicas nas quais a rede hidrológica termina no lago ou em áreas sem uma rede hidrológica permanente. Lagos fechados podem ser perenes ou efêmeros. Lagos

perenes contêm corpos de água que podem durar anos ou até mesmo milhares de anos.

Com alterações no clima, sistemas abertos podem se tornar fechados, assim como, sistemas fechados podem se tornar abertos.

Fator fundamental dos sistemas deposicionais lacustres é a densidade da água. A densidade das águas depende da temperatura e, em menor, grau da salinidade e da concentração de sólidos.

Em lagos profundos, se as águas lacustres apresentarem diferenças de densidade elas podem se estratificar. A mistura de águas é muito difícil de ocorrer quando a temperatura é mais elevada. Portanto, os lagos tropicais tendem a ter águas mais estratificadas, enquanto que os lagos temperados tendem a misturar águas, além de favorecer a circulação vertical por esfriamento da água superficial de inverno.

Quatro zonas são reconhecidas em lagos com estratificação termal (figura 4.2):

- 1) epilimnion – zona superficial mais quente, oxigenada;
- 2) metalimnion – zona intermediária, de transição;
- 3) hipolimnion – zona inferior fria, de escassa circulação, frequentemente anóxida, e;
- 4) termoclima, horizonte no qual a temperatura da água decresce rapidamente com a profundidade.

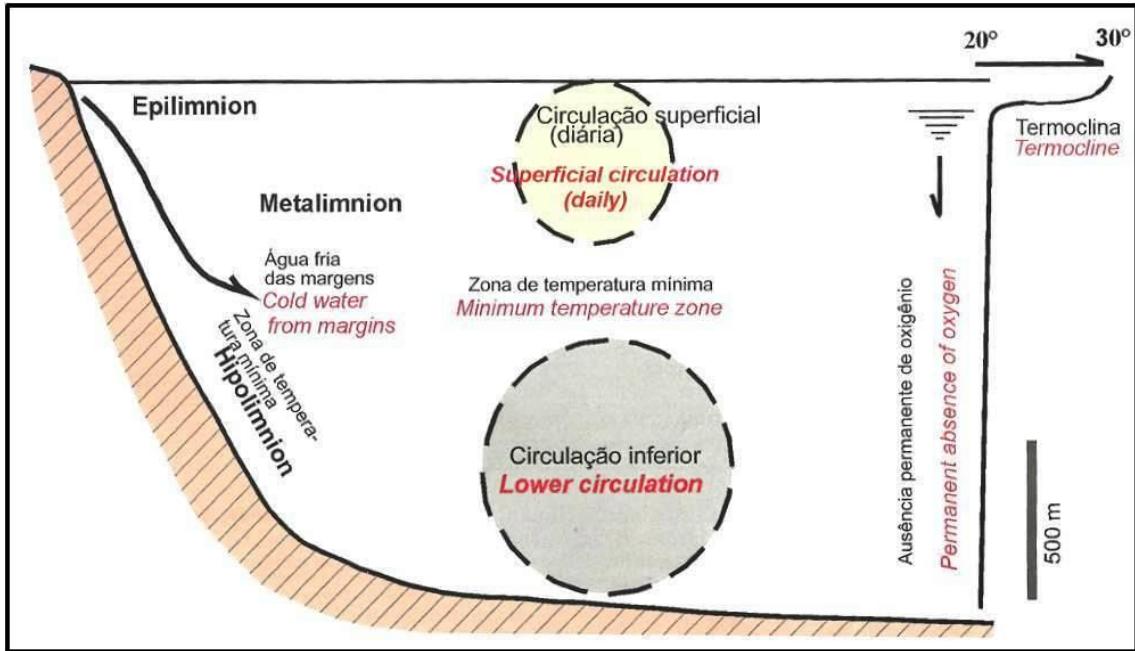


Figura 4.2: Zonas reconhecidas em lagos com estratificação termal. Modificado de Beadle (1981) (apud NEUMANN et al., 2008).

Em lagos com águas estratificadas a sedimentação será diretamente influenciada por tais anisotropias, uma vez que os sedimentos serão transportados e depositados de acordo com a relação de densidades dos sedimentos e energia dos fluxos (figura 4.3).

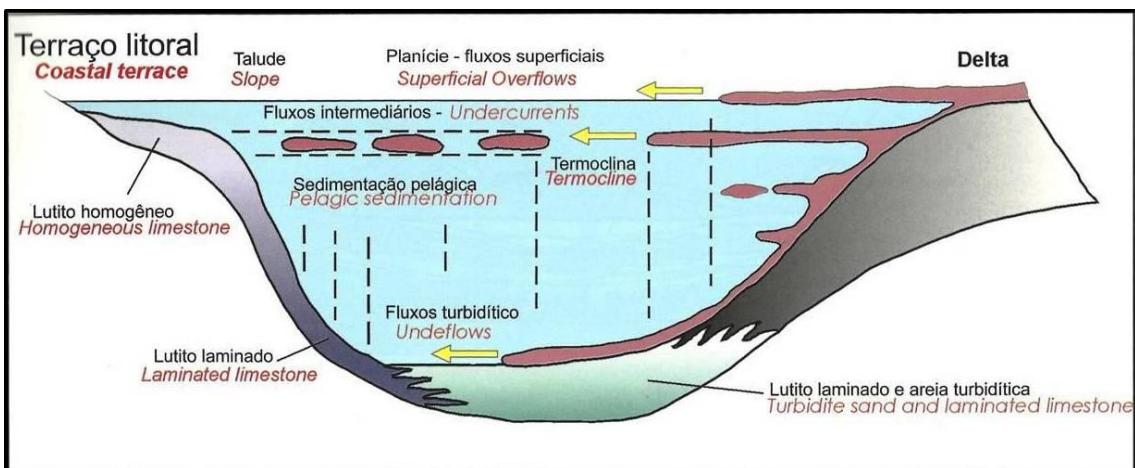


Figura 4.3: Mecanismos de distribuição de sedimentos em lagos estratificados. Modificado de Sturm e Matter (1978) (apud NEUMANN et al., 2008).

Conforme a circulação das águas, os lagos são denominados **holomíticos**, aqueles com circulação total, mais frequentes em regiões temperadas e frias, com

esfriamento superficial no inverno; e **meromíticos** os lagos com circulação parcial, superficial e de fundo estagnado permanente, mais frequentes nos trópicos.

4.3 Produtividade orgânica

A produtividade orgânica de um lago é determinada pelo conteúdo em oxigênio dissolvido e nutrientes. Denominam-se lagos **eutróficos** aqueles que apresentam pouco oxigênio dissolvido e muitos nutrientes, lagos **oligotróficos** os que apresentam muito oxigênio e poucos nutrientes, e **distróficos** os que oxigênio e nutrientes são escassos (MARTÍNEZ; MELÉNDEZ, 2010; NEUMANN et al., 2008; WRIGHT, 1990).

4.4 Tipos de Lagos

Neumann et al. (2008), baseados nos trabalhos de Kukal (1971) e Selley (1970) classificam os lagos em seis tipos (figura 4.4):

- 1) **de depósitos terrígenos**: área com alta precipitação, gerando uma rede de drenagem bem desenvolvida que alimenta o lago, capaz de originar uma rede fluvial a partir do extravasamento do vertedouro do lago (*outlet*);
- 2) **de depósitos carbonáticos**: área de clima temperado e úmido, com relevo baixo (rio só aporta argila e há carbonato algálico no fundo);
- 3) **de depósitos carbonático e orgânicos**: apresentam carbonato algálico e moluscos, correspondem a depósitos lacustres antigos;
- 4) **de depósitos sapropélicos** (com turfa): apresentam pântanos marginais que programam para o interior do lago;
- 5) **de depósitos de leques aluviais passando para evaporitos**: lagos de clima semi-árido a árido; e
- 6) **com depósitos salinos (Sabka continental)**: são os conhecidos lagos de desertos, em regiões com relevo plano onde se desenvolvem extensas áreas de sal.

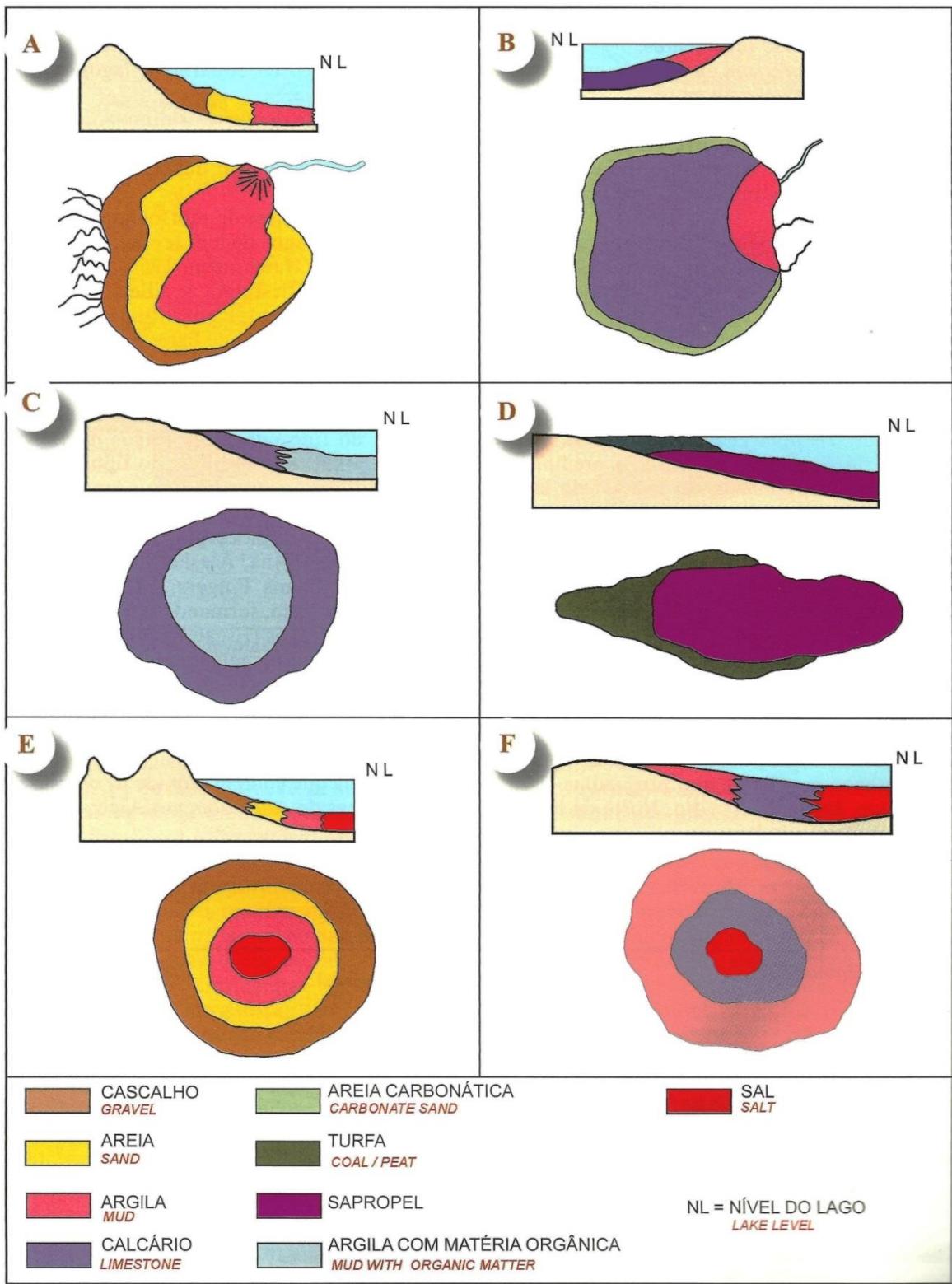


Figura 4.4: Perfis e mapas esquemáticos de distribuição dos sedimentos em diversos tipos de lagos para diferentes condições climáticas e com base nos depósitos sedimentares, segundo Kukal (1971) e Selle (1970) (apud NEUMANN et al., 2008). A: lagos de depósitos terrígenos; B: lagos de depósitos carbonáticos; C: lagos de depósitos carbonáticos e orgânicos; D: lagos de depósitos sapropélicos; E: lagos de depósitos de leques aluviais passando para evaporito; e F: lagos com depósitos salinos.

Já Bohacs et al. (2000), subdividem os lagos em três tipos, se baseando na existência de vertedouros que irão definir o volume final de água dentro do lago:

- 1) **overfilled:** sempre cheio, até o limite determinado por seu vertedouro. Nas margens destes, não é comum o desenvolvimento de expressivos perfis de paleossolos, nem feições de exposição uma vez que suas margens praticamente não são submetidas a efeitos de retração e expansão;
- 2) **underfilled:** o volume de água do lago não consegue suplantar o vertedouro, mesmo em momentos de maior cheia. Nesses lagos é propícia a formação de evaporitos, uma vez que os íons se concentram no sistema, precipitando sais;
- 3) **balanced-fill:** é aquele que nos momentos de cheia se comporta como um lago *overfilled* e nos momentos de seca como lago *underfilled*.

4.5 Modelo de fácies lacustres

Lagos são sistemas dinâmicos, especialmente suscetíveis às variações climáticas e seus registros sedimentares podem ser altamente variáveis em função do contexto deposicional no qual estejam inseridos (posição geográfica, influência tectônica, aporte de sedimentos, clima, etc). Desta forma, não existe uma única forma de estabelecer critérios para reconhecer depósitos lacustres, mas ainda assim, modelos idealizados de fácies podem ser gerados.

De maneira geral, segundo Wright (1990) dois subambientes podem ser identificados nos sistemas lacustres (figura 4.5): subambiente litorâneo ou marginal, que corresponde às margens do lago, e subambiente pelágico, que corresponde às regiões mais profundas do lago.

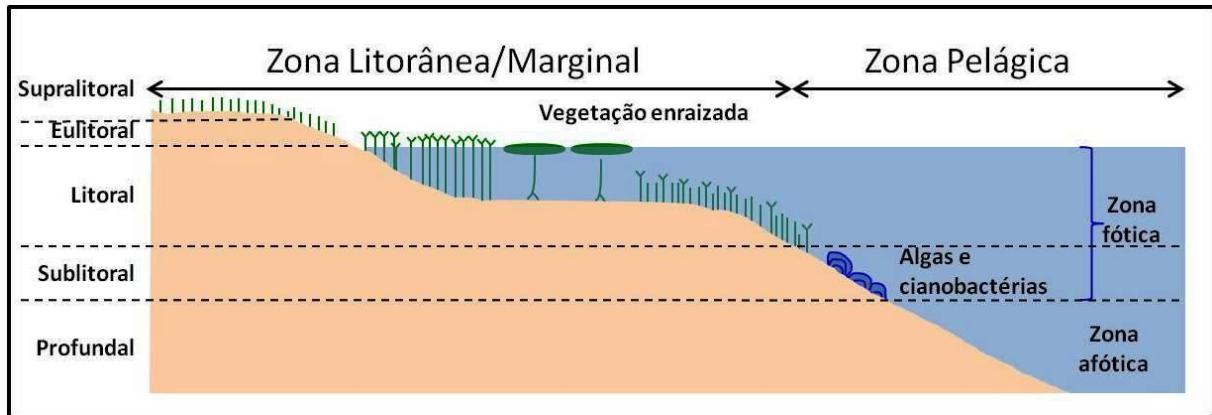


Figura 4.5: Perfil esquemático de subambientes do sistema deposicional lacustre. Adaptado de Wright (1990).

Neumann et al. (2008) apresentam as fácies de subambientes lacustres para lagos abertos (figura 4.6) e fechados (figura 4.7), descritas a seguir.

4.5.1 Lagos abertos

Subambiente litorâneo

- Arenitos com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, indicando ambiente de praia costeira;
- arenitos com estratificação cruzada, típicos de depósitos de canal distributário e de barra de desembocadura;
- linhitos e lutitos interlaminados, indicando ambiente pantanoso interdistributário e de baía;
- estromatólitos;
- calcarenitos oolíticos e oncolíticos, indicando região costeira sob influência de ondas;
- lutitos e arenitos finos oxidados, laminados, indicando depósitos fluviais de transbordamento e sistemas efêmeros.

Subambiente pelágico

- Carbonatos, alternância de lâminas de calcita micrítica com margas e folhelhos;
- Iutitos e folhelhos orgânicos com estrutura laminar, feições de escape de água e gretas de sinerese;
- Iutitos e arenitos finos com laminação ondulada, devido ação de ondas, indicando um ambiente de transição no qual há o decréscimo da profundidade.

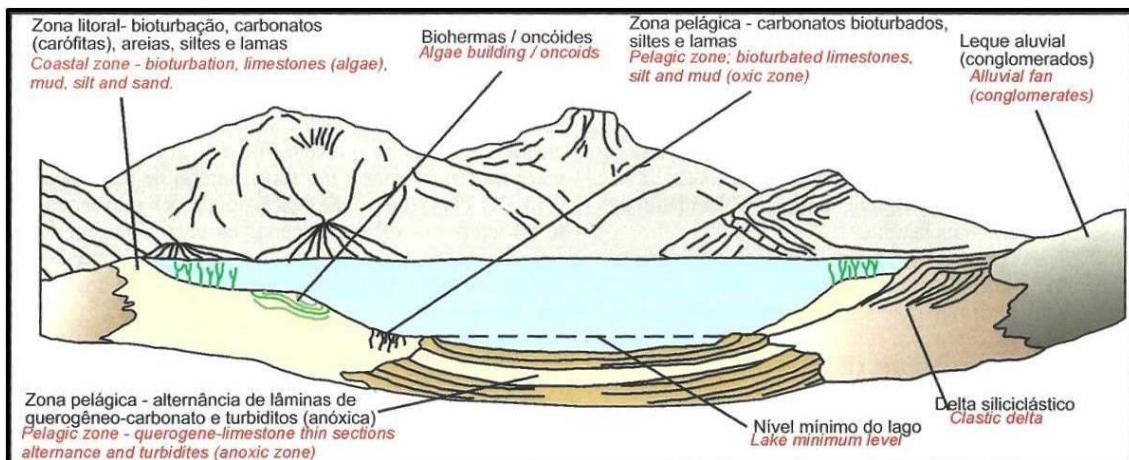


Figura 4.6: Elementos deposicionais em lago hidrologicamente aberto. Modificado de Eugster e Kelts (1983) (apud NEUMANN et al., 2008).

4.5.2 Lagos fechados

Subambiente litorâneo

- Estromatólitos;
- calcarenitos oolíticos, originados em bancos de areia de alta energia ou em barras próximas às costas;
- arenitos siliciclásticos, característicos de depósitos de barra e praia por retrabalhamento de depósitos fluviais efêmeros;
- margas laminadas com gretas de ressecamento, correspondentes a sedimentos de planície lamosa supralitoral com gipsita nodular e mineral salino intersticial.

Subambiente pelágico

- Margas, folhelhos com alto teor orgânico e sedimentos micríticos;
- fácies salinas, caracterizadas por depósitos de salmouras hiperconcentradas;
- lâminas de sulfato (gipsita) e carbonato de cálcio (aragonita).

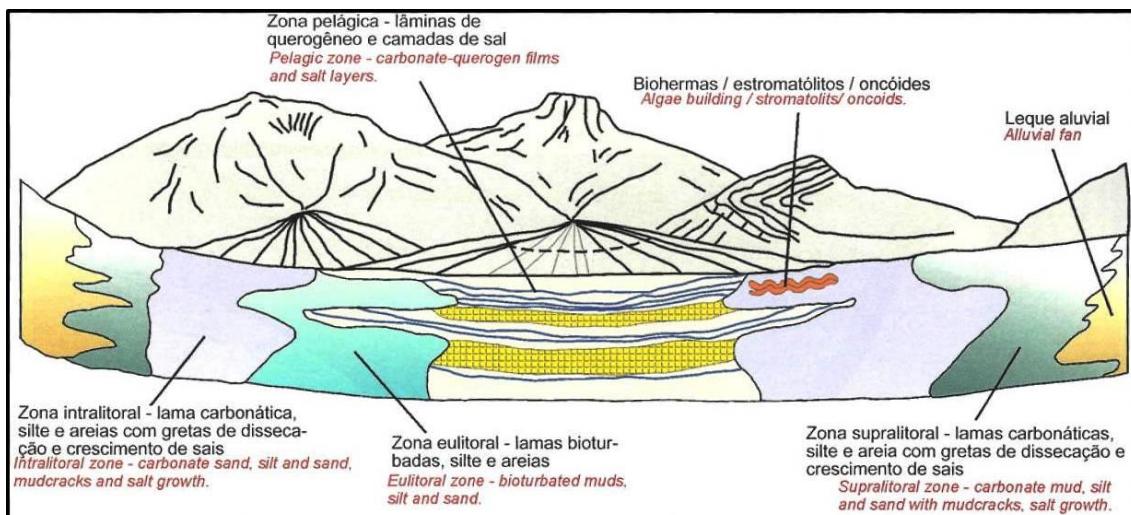


Figura 4.7: Elementos deposicionais em um lago hidrologicamente fechado. Modificado de Eugster e Kelts (1983) (apud NEUMANN et al., 2008).

5 APRESENTAÇÃO DA SEQUÊNCIA BALBUENA III NA ÁREA DE ESTUDO

5.1 Aspectos gerais

A Sequência Balbuena III (SBIII), na área de estudo, compreende rochas sedimentares siliciclásticas e carbonáticas da Formação Yacoraite do Subgrupo Balbuena da Bacia de Salta, depositadas em ambiente lacustre.

No âmbito da Estratigrafia de Sequências, a SBIII integra a Supersequência Balbuena (HERNÁNDEZ et al., 1999) que é composta pelas sequências Balbuena I, Balbuena II, Balbuena III e Balbuena IV, cada uma delas interpretada como sequência de terceira ordem (ver item 3.3).

A Sequência Balbuena III diferencia-se das demais sequências por apresentar predomínio de fácies siliciclásticas, em especial pelíticas. Há grande proporção de rochas siltosas e argilosas, tanto que é comum tal sequência ser denominada na literatura como “Seção Limoarcilosa” (HERNÁNDEZ et al., 1999). É constituída por arenitos quartzosos de granulação predominantemente fina, intercalados com pelitos (lamitos e siltitos). Em direção ao topo ocorrem fácies carbonáticas, tais como calcarenitos, laminitos e estromatólitos que também se intercalam com pelitos.

A Sequência Balbuena III apresenta espessuras entre 30 e 35 m nos pontos estudados e no geral, em um único afloramento é possível tê-la toda exposta. Devido à tectônica andina os estratos encontram-se basculados com inclinação média de 30° a 40° em relação à sua deposição (horizontal), como pode ser observado na figura 5.1.

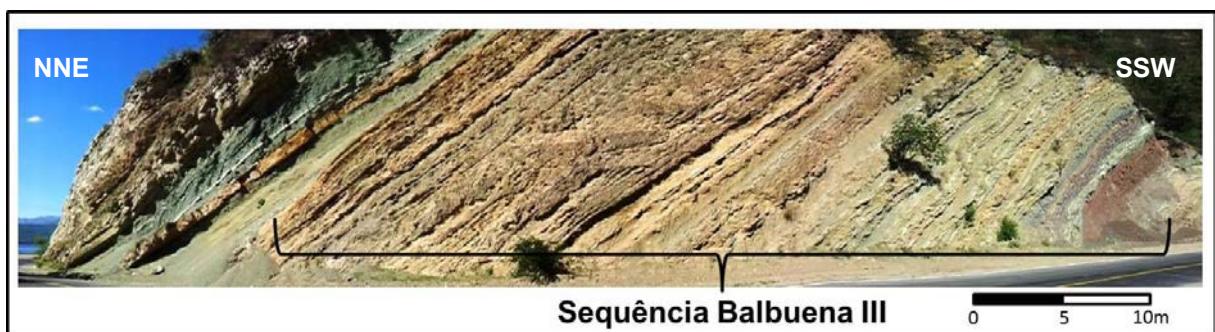


Figura 5.1: Sequência Balbuena III no afloramento Assado (km 13,5 da rota provincial 47, coordenadas: 20J 0260922/7202232).

Na área de estudo, a SBIII é relativamente fácil de ser reconhecida em campo, uma vez que possui camadas guias que facilitam sua identificação. A porção basal da sequência é constituída por uma unidade de siltito vermelho de até 3 m de espessura (figura 5.2A). Em cerca de dois terços acima da base da sequência encontra-se um nível de estromatólitos colunares que também constitui boa camada guia (figura 5.2B). Outro guia estratigráfico pode ser encontrado acima da seção (já integrante da Sequência Balbuena IV – HERNÁNDEZ et al., 1999), onde ocorre camada de calcário intercalada com lamitos. Nesta camada podem ser observadas feições típicas de dissolução por fluidos ascendentes (observar forma de gota invertida do poro formado por dissolução na figura 5.2C – seta amarela). Em poucos centímetros acima dessa camada também é encontrado estrato de 15 a 20 cm de espessura de tufo vulcânico, frequentemente encontrado nessa posição (figura 5.2C).

Outra característica da SBIII é a variação do predomínio de fácies. Da base até cerca de 2/3 da seção ocorre o predomínio de fácies siliciclásticas, enquanto que no 1/3 superior, predominam fácies carbonáticas (figuras 5.3 e 5.4).

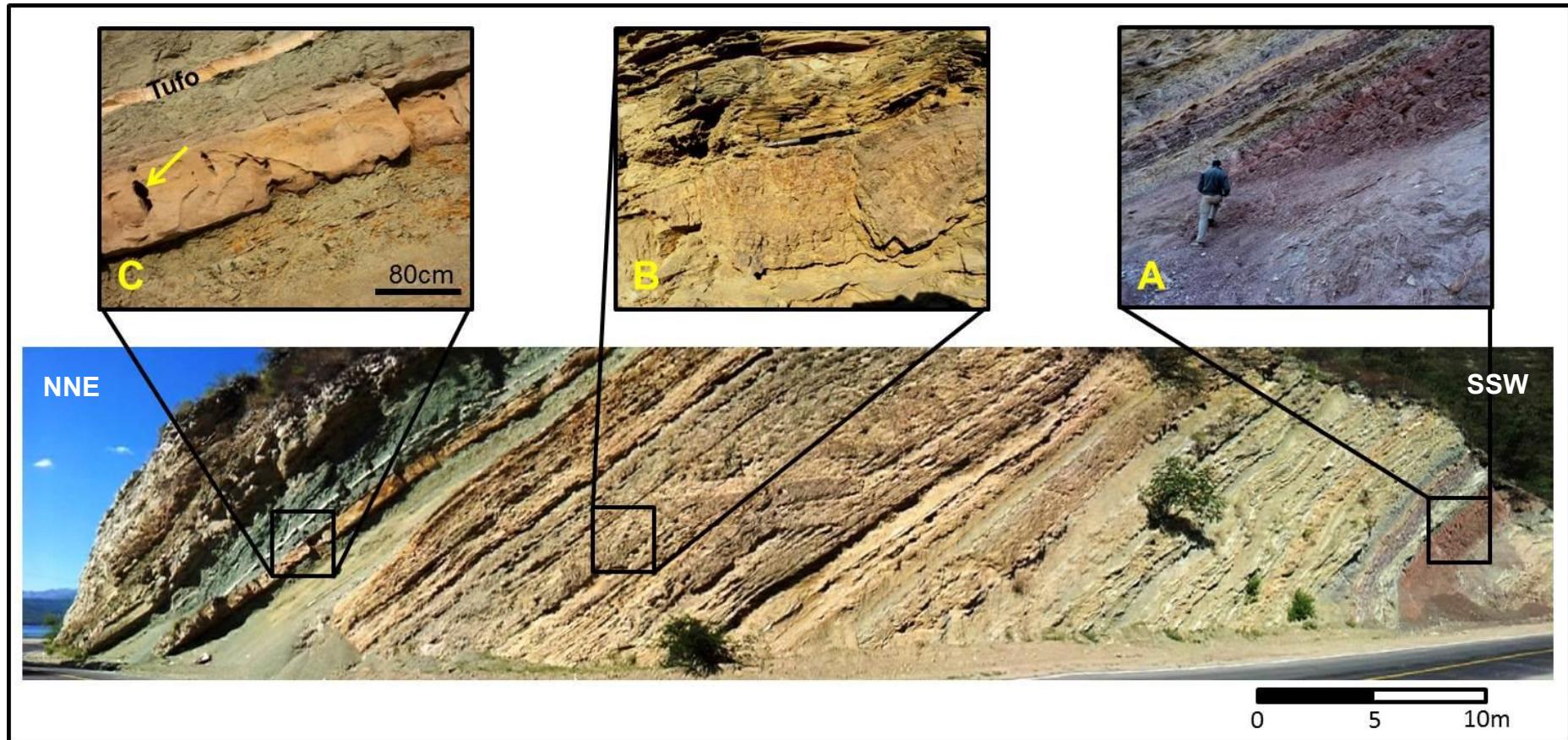


Figura 5.2: Camadas guias que facilitam a identificação da Sequência Balbuena III em campo. 5.2A) siltito vermelho; 5.2B) estromatólito colunar e 5.2C) feição de dissolução por fluido ascendente (seta amarela) em calcário e nível de tufo vulcânico. Afloramento Assado (km 13,5 da rota provincial 47, coordenadas: 20J 0260922/7202232).

5.2 Seção-tipo da SBIII

O afloramento Vapumas foi escolhido como seção-tipo da Sequência Balbuena III, por apresentar a SBIII completa, em bom estado de conservação e ser de fácil acesso. Situa-se no km 14 da rota provincial 47 (coordenadas 20J 0260670/7202127 – datum WGS 84), na região do Dique Cabra Corral, no distrito de Coronel Moldes da Província de Salta, Argentina (figuras 2.1 e 2.2). As figuras 5.3 e 5.4 apresentam a seção-tipo para SBIII. Na figura 5.3 é apresentado o perfil estratigráfico vertical com os litotipos, estruturas sedimentares primárias e secundárias e os principais componentes observados na SBIII. A figura 5.4 mostra o padrão de comportamento dos perfis de raios gama, total e espectral levantados na sequência em estudo. Nestes perfis, a resposta do gama espectral para o elemento tório mostra bem a variação do predomínio de fácies: os valores mais elevados denotam predomínio das fácies siliciclásticas, presentes na porção inferior da SBIII.

5.3 Idade e tempo de deposição da SBIII

A SBIII é de idade Maastrichtiano/Daniano. O limite K/Pg (66 Ma – segundo tabela cronoestratigráfica internacional – ICS, 2013) encontra-se na base da sequência (figura 5.3). Na base da Sequência Balbuena IV, posicionada estratigráficamente logo acima da SBIII, ocorre estrato de tufo vulcânico, datado por Carmo e Terra (2012) pelo método U-Pb em zircão, em $64,8 \pm 0,5$ Ma. Desta forma pode-se estimar que o tempo de deposição para a SBIII está entre 0,7 e 1,7 Ma.

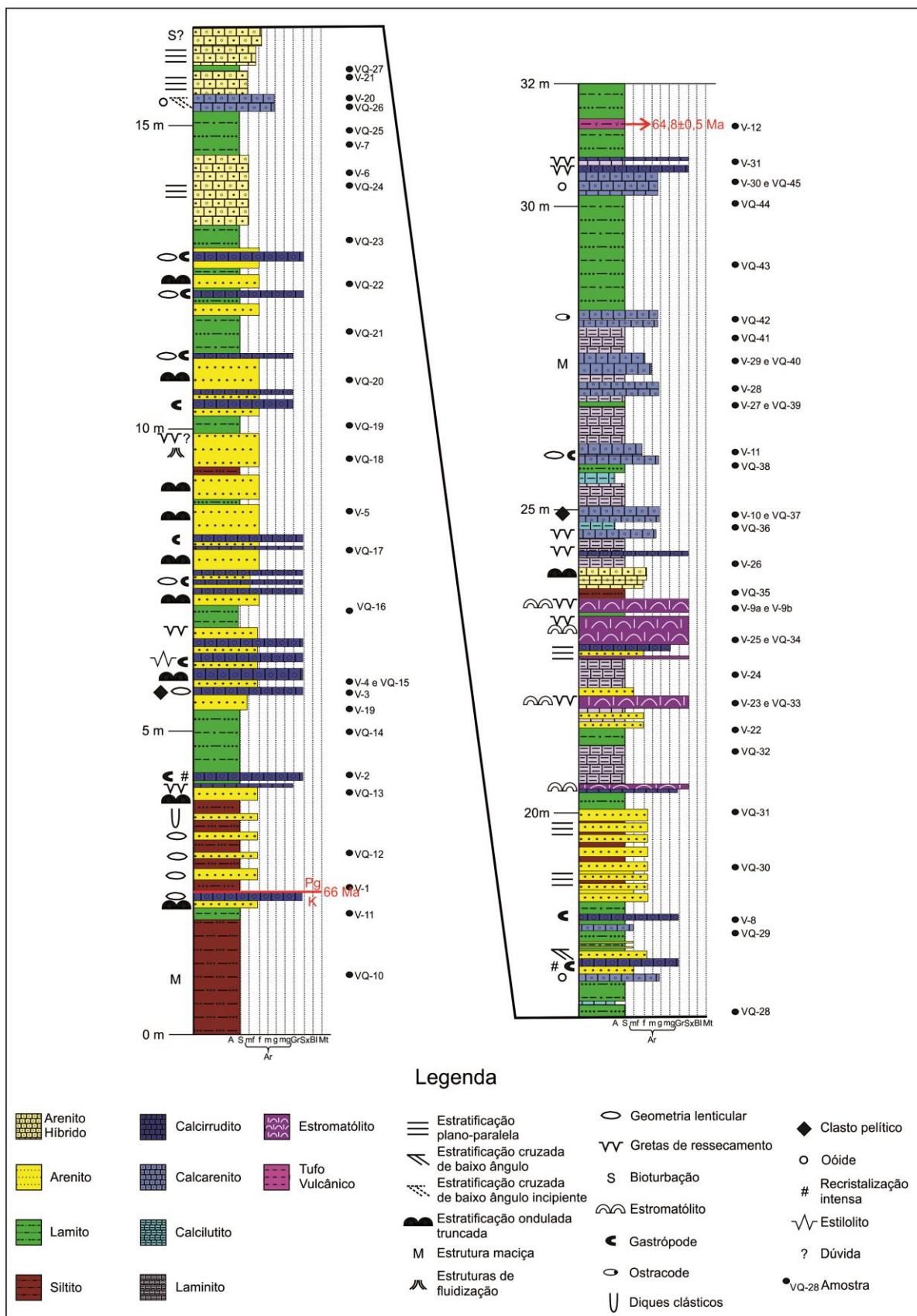


Figura 5.3: Seção-tipo da Sequência Balbuena III. Observar limite K/Pg (66 Ma) na base da seção (em vermelho) e idade absoluta do tufo ($64,8 \pm 0,5$ Ma) na porção superior do perfil. Escala granulométrica de Wentworth (1922).

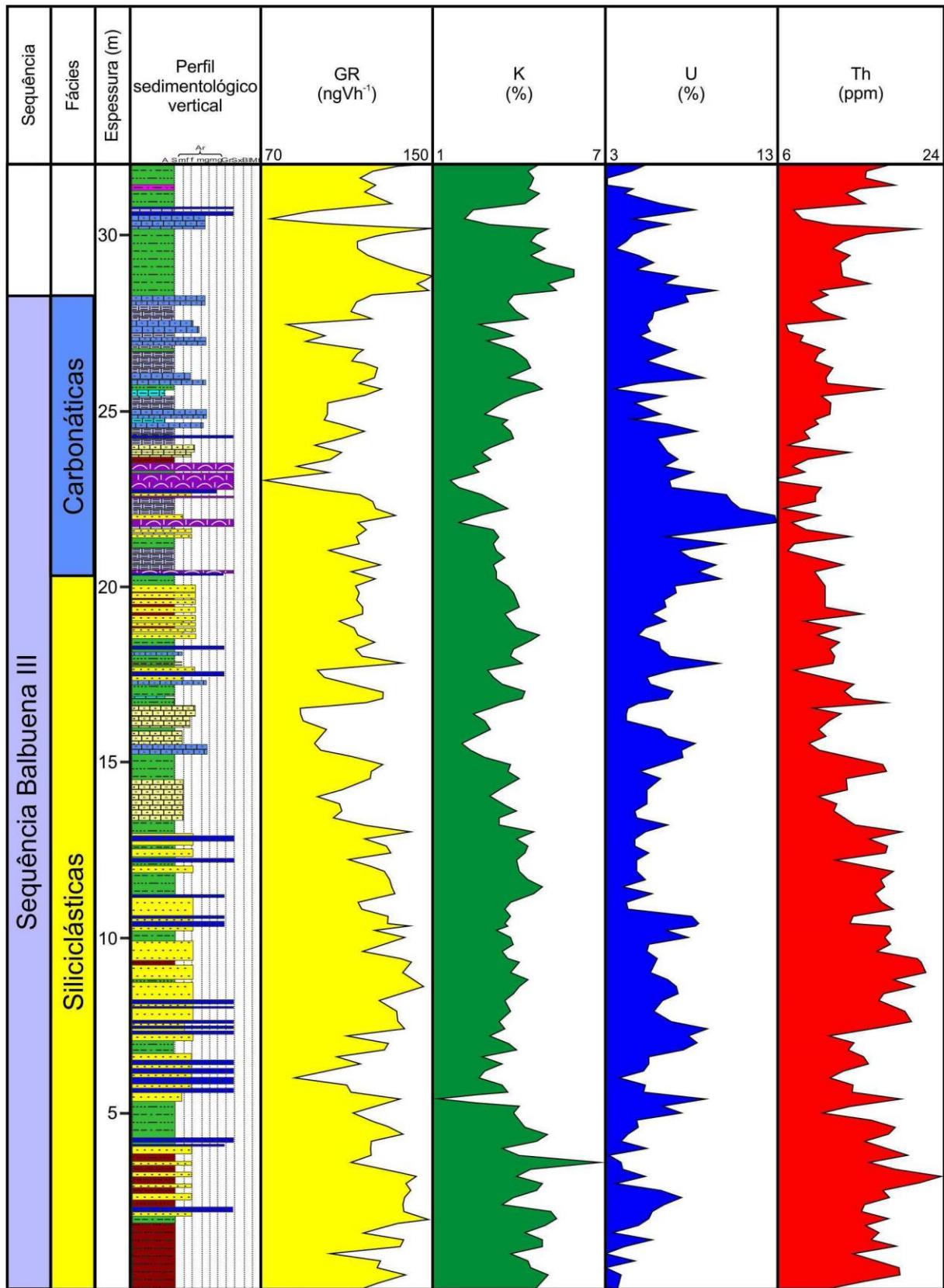


Figura 5.4: Padrão dos perfis de raios gama, total e espectral (K, U e Th) para a seção-tipo da SBIII. Símbolos dos litotipos de acordo com a figura 5.3.

6 ANÁLISE DE FÁCIES DA SEQUÊNCIA BALBUENA III

Neste capítulo estão apresentados os resultados da análise de fácies para as rochas da Sequência Balbuena III (SBIII). Tal análise envolveu a descrição de rochas em campo e em laboratório, buscando a caracterização das fácies no que diz respeito a seus constituintes, texturas, estruturas sedimentares e feições diagenéticas.

6.1 Classificações adotadas

Para o desenvolvimento do trabalho, algumas classificações de rochas sedimentares foram adotadas para facilitar e padronizar o estudo.

Em relação às rochas siliciclásticas foi utilizada a classificação de Picard (1971). O nome do litotipo, em campo, foi classificado genericamente de lamito, siltito ou arenito e posteriormente com o auxílio do microscópio petrográfico, a partir de um diagrama triangular (figura 6.1), estimou-se visualmente o percentual dos constituintes das rochas e os termos arenoso, siltico e argiloso foram adicionados ao nome do litotipo. Em relação aos tamanhos das partículas, adotou-se a escala granulométrica de Wentworth (1922).

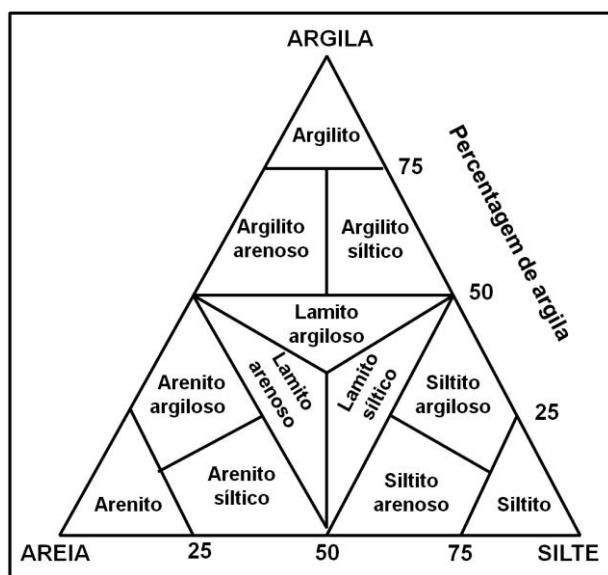


Figura 6.1: Classificação utilizada para rochas siliciclásticas. Adaptado de Picard (1971).

As rochas carbonáticas foram inicialmente classificadas em campo segundo Grabau (1904) (figura 6.2). Posteriormente, com a análise microscópica, foram classificadas de acordo com Dunham (1962) para as rochas com menos de 10% dos grãos maiores de 2 mm e Embry e Klovan (1971) quando o litotipo apresentava pelo menos 10% de seus componentes maiores que 2 mm (figura 6.3).

Granulação	Nome da Rocha
< 62 µm	Calcilutito
62 µm – 2 mm	Calcarenito
> 2 mm	Calcirudito

Figura 6.2: Classificação de Grabau (1904) utilizada para classificar macroscopicamente as rochas carbonáticas em campo.

CALCÁRIOS ALÓCTONES							
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível		Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado	>10% grãos >2 mm		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos			Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm		
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	
							
Dunham, 1962				Embry e Klovan, 1971			

Figura 6.3: Classificação utilizada para os calcários após análise microscópica, com base em Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971). Adaptado de Terra et al. (2010).

Para os calcários finamente laminados adotou-se o termo laminito conforme apresentado por Terra et al. (2010). Segundo esses autores, laminito corresponde a uma rocha carbonática de granulação fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela

recorrência de lâminas, termo modificado de Demicco e Hardie (1994). As laminationes podem ser plano-paralelas com superfícies lisas (laminito liso – origem microbiana ou não) ou crenuladas (laminito crenulado – indicativo de origem microbiana).

Para os estromatólitos utilizou-se a classificação de Logan et al. (1964). Neste estudo, o termo estromatólito foi adotado conforme apresentado por Riding (1991a, 1991b, 1999, 2000), correspondendo a um depósito laminado originado por comunidades microbianas bentônicas. Tal definição corresponde a uma atualização do conceito original do termo, proposto por Kalkowsky em 1908, que diz que estromatólito corresponde a um depósito laminado de origem orgânica (apud RIDING, 1999).

A classificação de Logan et al. (1964) é uma classificação descritiva para estromatólitos e baseia-se nas relações geométricas dos hemisferóides, independente da escala de observação. As combinações de diferentes formas dos estromatólitos podem ser agrupadas em três tipos (figura 6.4):

- 1) **LLH** (*Laterally Linked Hemispheroids*): hemisferóides ligados lateralmente. Pode ser subdividido em **LLH-C** (*Close Lateral Linkage of Hemispheroids*) quando a distância entre os hemisferóides é menor que o diâmetro das estruturas e **LLH-S** (*Spaced Lateral Linkage of Hemispheroids*), quando a distância entre as estruturas é maior que o diâmetro das estruturas. Estromatólito LLH difere-se do laminito por este não apresentar estruturas hemisferoidais em planta.
- 2) **SH** (*discrete, vertically Stacked Hemispheroids*): hemisferóides discretos empilhados verticalmente. Pode ser dividido nos tipos **SH-C** (*Constant basal radius*), no qual as laminationes superiores dos hemisferóides alcançam ou sobrepõem a base das precedentes, sem que ocorra o aumento do raio basal da estrutura e **SH-V** (*Variable basal radius*) quando as laminationes dos hemisferóides superiores não alcançam a base das já existentes, ocasionando variação no raio basal da estrutura.
- 3) **SS** (*Spheroidal Structures*): quando ocorrem estruturas esferoidais (oncóides) isolados.

É possível que um tipo de estromatólito passe para outro. Desta forma deve-se utilizar uma seta (\rightarrow) para indicar a passagem de um tipo para outro como mostrado na figura 6.4.

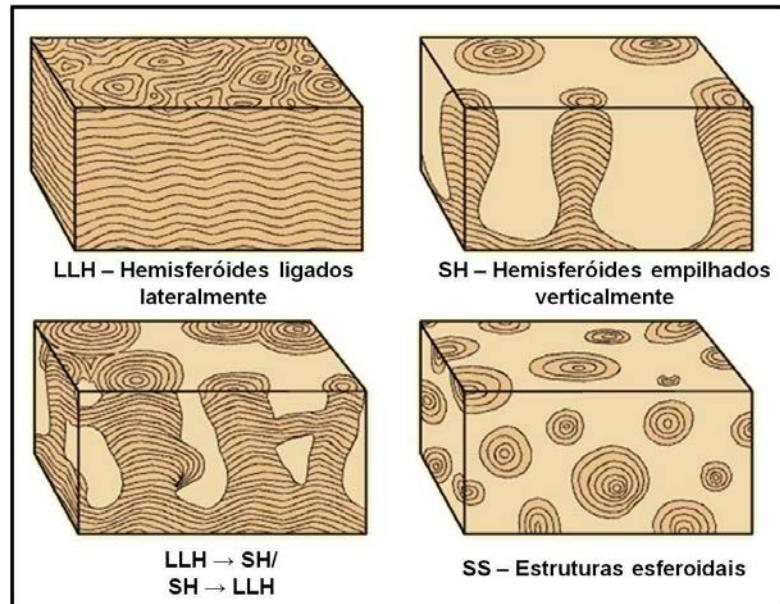


Figura 6.4: Classificação de estromatólitos de Logan et al. (1964). Adaptado de Scholle e Ulmer-Scholle (2003).

As fácies híbridas psamíticas foram nomeadas de acordo com a classificação de Zuffa (1980), que utiliza o termo **arenito híbrido** quando a porcentagem de grãos siliciclásticos extrabacial ultrapassa 33% do total de grãos da rocha. Caso esse valor seja menor, o litotipo foi classificado de acordo com Dunham (1962). Rochas híbridas pelíticas, com teores de silte e/ou argila entre 35 e 60% foram denominadas margas.

Para as rochas piroclásticas (quando composta por mais de 75% de piroclastos \rightarrow fragmentos de minerais, vítreos ou líticos) adotou-se a classificação de Schmid (1981) (figura 6.5).

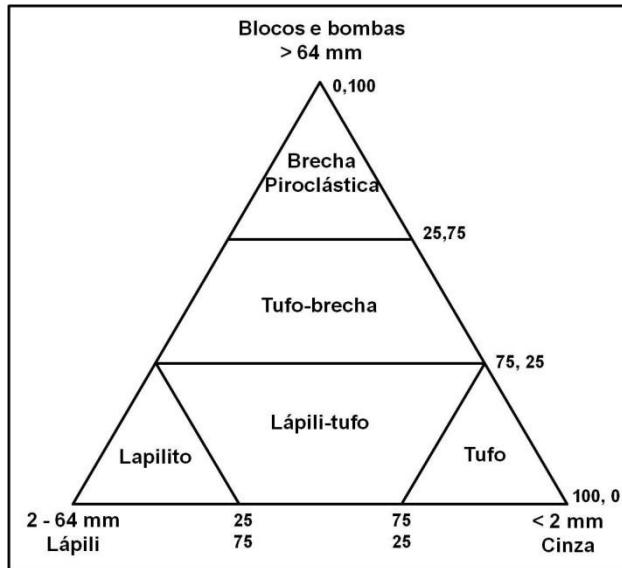


Figura 6.5: Classificação de rochas piroclásticas. Adaptado de Schmid (1981).

A respeito da porosidade, os termos adotados neste estudo seguem a classificação de Choquette e Pray (1970) (figura 6.6).

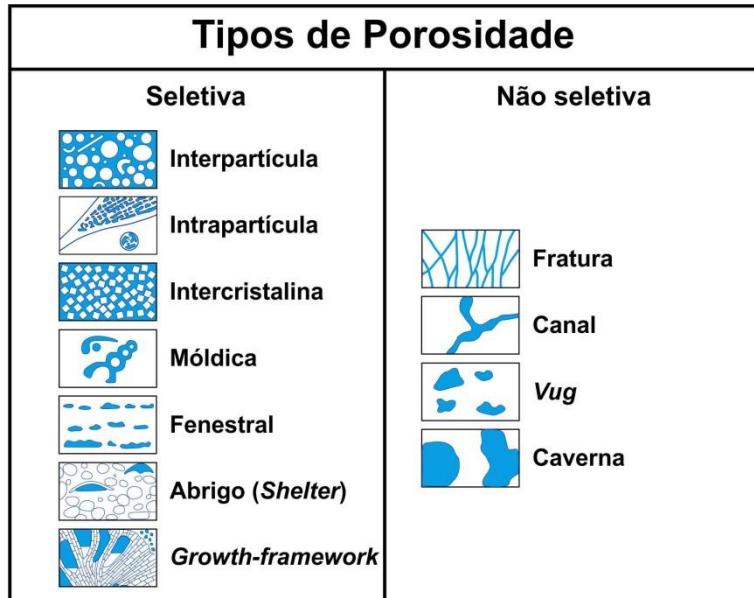


Figura 6.6: Nomenclatura de porosidade. Áreas em azul correspondem a poros. Adaptado de Choquette e Pray (1970).

6.2 Fácies

Fácies sedimentar corresponde ao conjunto das propriedades físicas, químicas e biológicas de uma unidade sedimentar, na qual devem ser ressaltadas características que possam diferenciá-las das unidades adjacentes, tais como tipo de rocha, mineralogia, texturas, estruturas sedimentares e conteúdo e/ou registro fossilífero (READING, 1996; MIALL, 1999). A análise de fácies sedimentares é de suma importância, pois trará informações que possibilitarão a identificação e caracterização do sistema deposicional, os processos e as condições de deposição de unidades sedimentares.

Para a análise de fácies da SBIII adotou-se o procedimento de classificação de sedimentos lacustres conforme proposto por Schnurrenberger et al. (2003). De acordo com esses autores, a análise correta de depósitos sedimentares lacustres (tanto antigos como recentes) deve englobar as descrições macro e microscópica de seus componentes (sejam eles clásticos, químicos ou biológicos) em conjunto, uma vez que sedimentos lacustres são geneticamente diversos e podem derivar de uma grande variedade de fontes. Desta forma, o esquema adotado para este trabalho, segue a seguinte forma: Nome da fácie = Nome da rocha + constituintes principais + estrutura sedimentar + constituintes menores ou secundários. Exemplo: *Grainstone* oolítico maciço com ostracodes.

Para a SBIII foram descritas cinco fácies siliciclásticas, onze carbonáticas, duas mistas (rochas composta por constituintes carbonáticos e siliciclásticos) e uma piroclástica, apresentadas a seguir:

6.2.1 Fácies siliciclásticas (FS)

6.2.1.1 Siltito argiloso micáceo com laminação plano-paralela incipiente (FS1)

Esta fácie corresponde à fácie basal da SBIII. Apresenta espessura variando de 1,5 a 3 m. Caracteriza-se por apresentar cor vermelha, laminação plano-paralela incipiente e padrão de fraturamento conchóide, conferindo à rocha aspecto mamelonar (figura 6.7). Encontra-se comumente bem alterada, em algumas situações

com perfis de solo bem desenvolvidos. Intercalações com estratos carbonáticos de até 20 cm de espessura são comuns nesta fácie.



Figura 6.7: Aspecto mamelonar da fácie FS1 nos afloramentos Finca el Retiro (A) e Vapumas (B). Em B, a camada de siltito foi horizontalizada.

Em lâmina petrográfica, esta fácie exibe grãos angulosos de quartzo tamanho silte e cristais placóides de muscovita (dispostos paralelamente ao acamamento da rocha), ambos envoltos por matriz argilosa, podendo ser classificada como siltito argiloso. Intercalações de lâminas com predomínio de silte e níveis com predomínio de argila conferem à rocha laminação plano-paralela (figura 6.8). Algumas vezes esta fácie apresenta porções com predomínio de argila, onde é possível identificar porosidade dos tipos interpartícula e microporosidade (figura 6.9).

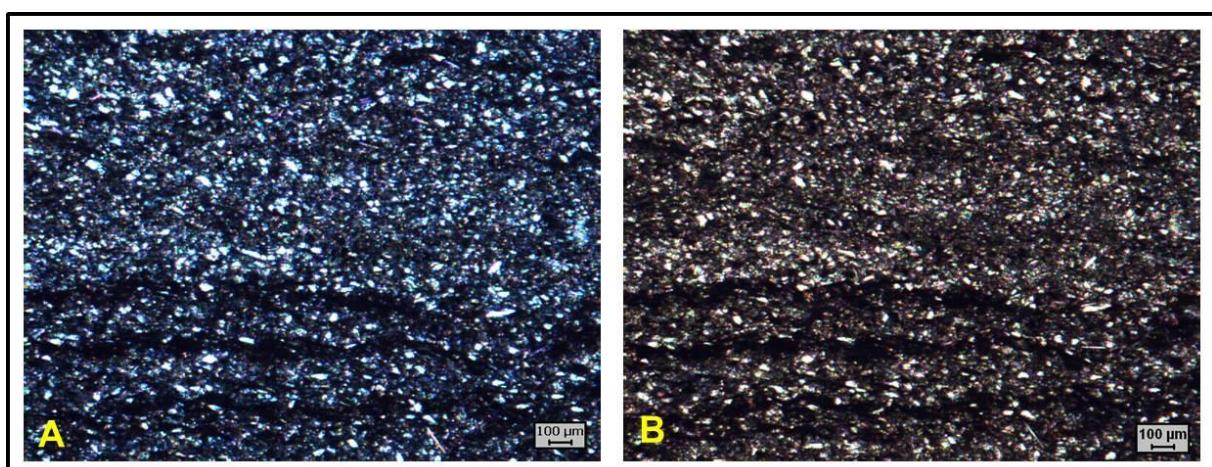


Figura 6.8: Laminação plano paralela em siltito argiloso da fácie FS1. Em A, polarizadores cruzados e em B, polarizadores paralelos. Amostra P-7 (afloramento Ponte).

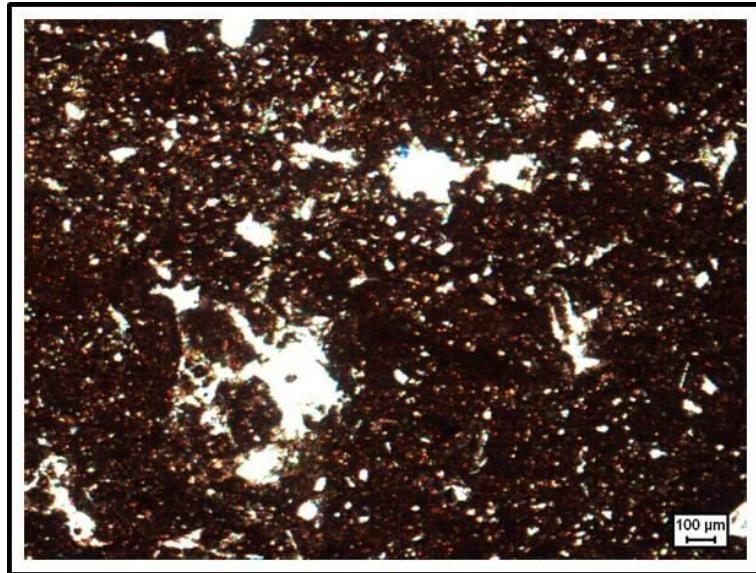


Figura 6.9: Porosidade (em branco) em porção argilosa da fácies FS1. Amostra FR-4 (afloramento Finca el Retiro).

Nas seções delgadas dos intervalos carbonáticos ocorrem *girogonites* de carófitas com diâmetros variando de 0,3 a 0,7 mm em meio matriz carbonática (figura 6.10) e fragmentos de gastrópodes com até 2,5 mm de comprimento. Grãos angulosos de quartzo do tamanho areia muito fina/fina ocorrem dispersos.

Ao observar amostra da fácies FS1 com MEV, verificou-se que é composta por partículas de argila detritica (matriz), na qual ocorrem grãos de quartzo e muscovita dispersos, ambos angulosos e com baixa esfericidade (figura 6.11).

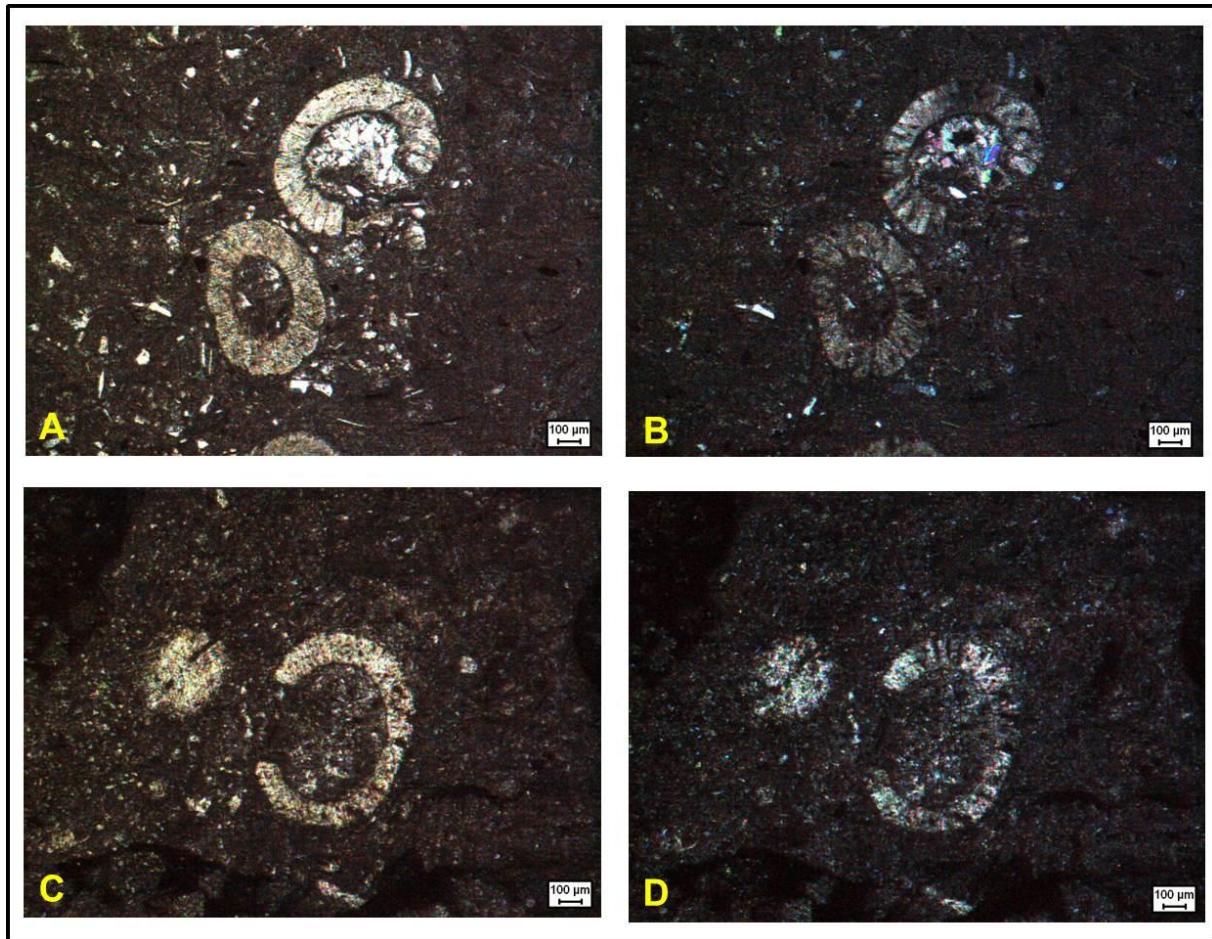


Figura 6.10: *Girogonites* de carófita em intervalos carbonáticos da fácies FS1. A e B amostra E-10 (afloramento Enseada) e C e D amostra T-36 (afloramento Tartaruga). A e C com polarizadores paralelos e B e D com polarizadores cruzados.

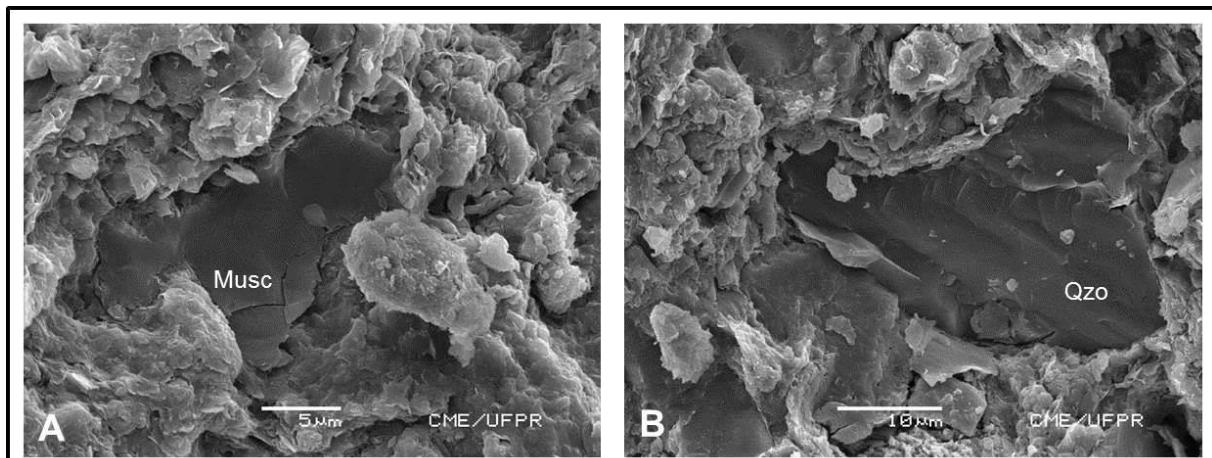


Figura 6.11: Imagem de MEV (elétrons secundários) da fácies FS1. Em A, vê-se cristal de muscovita (musc) rodeado por partículas detriticas de argila (matriz) e em B, grão de quartzo (qzo – com fraturas conchóides) em meio a matriz argilosa detritica. Amostra VQ-10 (afloramento Vapumas).

Interpretação:

Esta fácie foi interpretada como depositada em planície lamosa em ambiente supralitorâneo em função da sua constituição lamosa (silte + argila), laminação plano-paralela e a presença de porosidade com características típicas de ambiente vadoso (MARTÍNEZ; MELÉNDEZ, 2010; TALBOT; ALLEN, 1996). A presença de *girogonites* de carófitas indica deposição em ambiente lacustre oligotrófico com águas rasas, doces a salobras (FLÜGEL, 2010). Carófitas vivem submersas (sob pequenas lâminas d'água) e apresentam muitas vezes padrão de distribuição paralela à costa (FLÜGEL, 2010, MARTÍNEZ; MELÉNDEZ, 2010).

6.2.1.2 Heterolito de lamito com laminação plano-paralela e lentes de arenito muito fino com laminação ondulada (FS2)

A fácie FS2 é heterolítica, com espessura média de 0,5 m, na qual ocorre lamito cinza arroxeado com laminação plano-paralela e lentes (*linsen*) de arenito muito fino (figura 6.12). O lamito apresenta laminação plano-paralela definida pela concentração de mica nos planos de acamamento. As lentes de arenito apresentam espessuras de 1 a 3 cm e podem se estender lateralmente por até 50 cm. Essas lentes possuem base e topo ondulados e laminações internas onduladas.

Nesta fácie é comum a presença de diques clásticos (figura 6.13), constituídos por sedimentos de granulação silte a areia muito fina. Tais diques são tabulares a irregulares (deformados), podem ser bifurcados, apresentam espessuras de até 2 cm e chegam a atingir 50 cm de comprimento.



Figura 6.12: Heterolito de lamito arroxead com lentes (*linsen*) de arenito muito fino da fácie FS2 no afloramento Cedamavi.

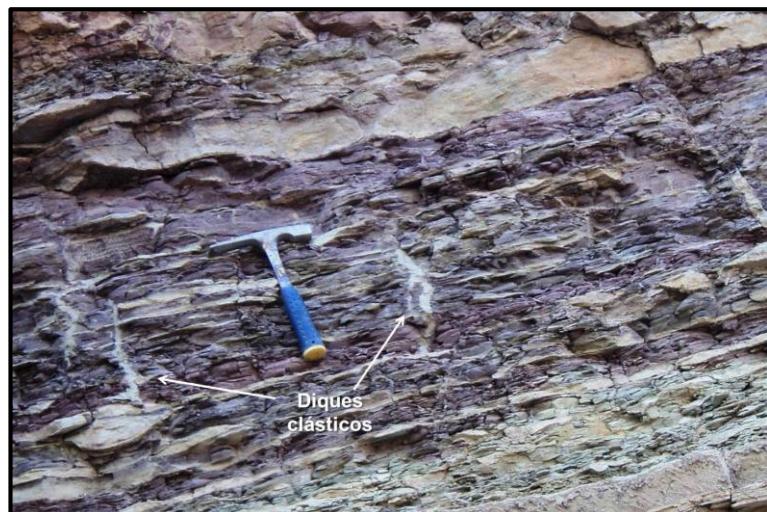


Figura 6.13: Diques clásticos na fácie FS2 no afloramento Assado.

Em seção delgada, a fácie FS2 corresponde a um lamito argiloso com laminação plano-paralela incipiente, definida principalmente pela orientação de minerais lamelares de muscovita com até 0,1 mm de comprimento (figura 6.14A). É comum, nas lâminas petrográficas, porções com estrutura convoluta (fluidização?) (figura 6.14B).

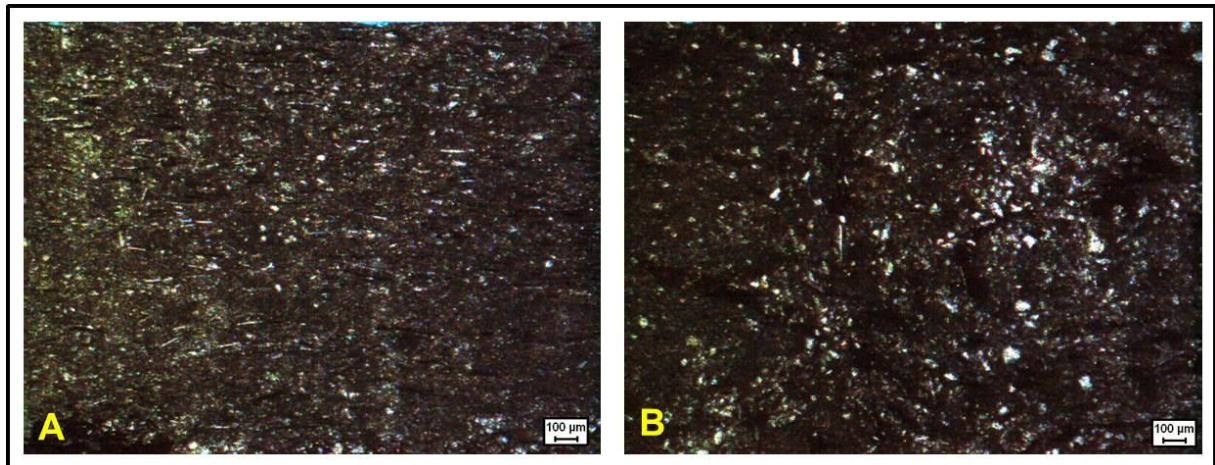


Figura 6.14: Lamito argiloso da fácie FS2. Em A, laminação plano-paralela e em B, estrutura convoluta. A e B, polarizadores paralelos. Amostra T-34 (afloramento Tartaruga).

Interpretação:

Esta fácie foi interpretada como depositada em ambiente litorâneo a sublitorâneo com predomínio de processos de decantação de lama intercalado com deposição de areias por fluxos oscilatórios (denotado pelo padrão preferencialmente simétrico das lentes de arenito). A descontinuidade dos estratos de arenito indica baixo suprimento de areia (WALKER, 2006).

Diques clásticos são estruturas de deformação penecontemporânea à sedimentação, nas quais sedimentos liquefeitos ou fluidizados se mobilizam e se alojam em fraturas presentes em rochas adjacentes. A geração de diques clásticos pode estar ligada a diversas causas, tais como escorregamentos, vibrações sísmicas, cisalhamento oriundos de ondas e marés, incidência de tempestades ou instabilidades deposicionais locais (PERINOTTO et al., 2008). O fato dos diques da SBIII apresentarem conotação estratigráfica (estão restritos a dado intervalo estratigráfico, não mais espesso que 1 metro e apresentarem ampla distribuição geográfica (são verificados, na mesma posição, a dezenas de quilômetros), faz com que os mesmos possam ser interpretados como provenientes de atividade sísmica (JONES; OMOTO, 2000; OBERMEIER, 1996; MORETTI; SABATO, 2007).

6.2.1.3 Lamito argiloso com laminação plano-paralela (FS3)

Esta fácie corresponde a lamito cinza laminado comumente alterado com padrão de fraturamento facoidal e conchóide conforme mostra a figura 6.15. Nesta fácie, além da argila e grãos de quartzo na fração silte ocorrem placas submilimétricas de mica (até 10%) dispostas preferencialmente nos planos de laminação da rocha. Em algumas porções, pode apresentar estrutura maciça.

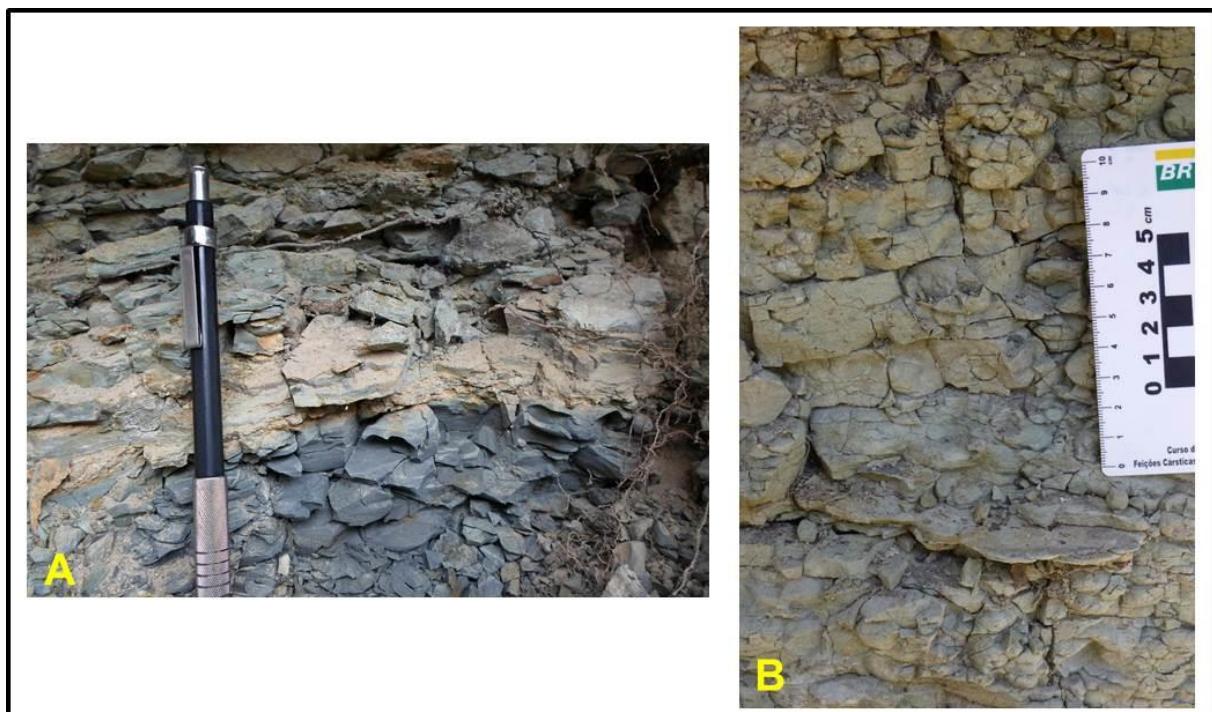


Figura 6.15: Fraturamentos facoidal e conchoidal no lamito da fácie FS3 nos afloramentos Viñuales (A) e Lomito (B).

Microscopicamente (figura 6.16) esta fácie apresenta entre 55 e 65% de argila, 30 a 35% de grãos de quartzo na fração silte e até 10% de cristais placóides de muscovita, o que, de acordo com o diagrama de Picard (1971), a classifica como lamito argiloso. A alternância de intervalos mais ricos em silte e porções mais ricas em argila conferem à fácie laminação plano-paralela. Os grãos de quartzo são angulosos, apresentam alta esfericidade e estão imersos em matriz argilosa. As placas de muscovita estão dispostas com eixo maior paralelo à laminação da rocha.

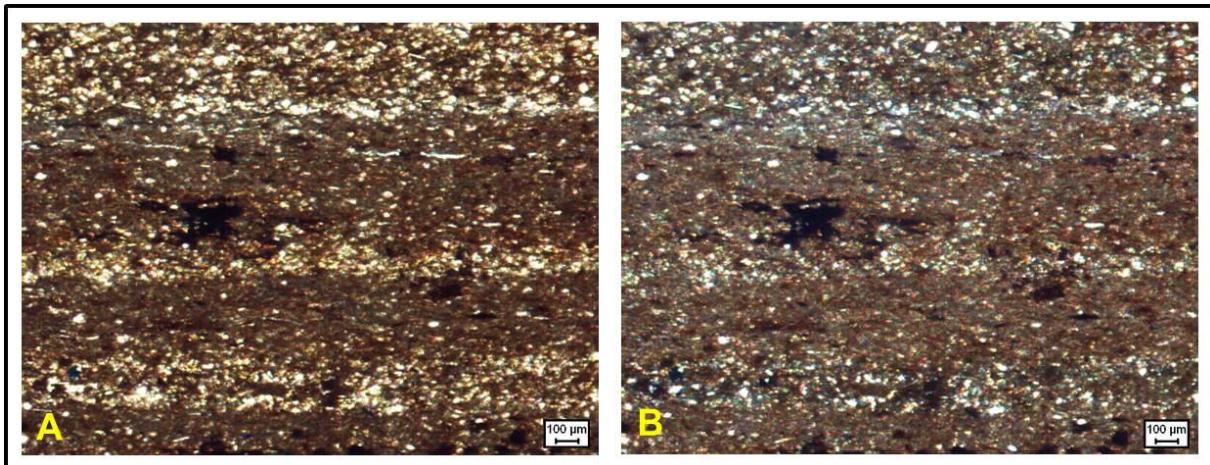


Figura 6.16: Laminação plano-paralela em fotomicrografias de amostras da fácie FS3. Em A, com polarizadores paralelos e em B, com polarizadores cruzados. Amostra V-22 (afloramento Vapumas).

Interpretação:

Esta fácie foi interpretada como depositada em ambiente pelágico com predominância de processos de decantação, no qual intercalaram-se momentos com maior e menor deposição de partículas de quartzo na fração silte provavelmente por influência de tempestades (observar gradações normais na figura 6.16).

6.2.1.4 Heterolito de arenito muito fino com laminação ondulada truncada e lamito com laminação plano-paralela (FS4)

Esta fácie corresponde a intercalações de arenito muito fino, às vezes fino com laminação ondulada truncada, com espessuras variando entre 2 e 8 cm, intercalados com estratos de lamito (espessuras de 1 a 10 cm) com laminação plano-paralela. Partículas submilimétricas de muscovita são comuns nos planos de laminação tanto no arenito como no lamito. A passagem do arenito para o lamito é brusca e possui contatos (topo e base) normalmente ondulados. De maneira geral, os estratos de arenito apresentam padrão de afinamento das camadas em direção ao topo do intervalo heterolítico embora sejam extremamente lenticulares (figuras 6.17 e 6.18). No topo desses intervalos, podem ocorrer *drapes* de lama, nos quais se desenvolveram gretas de ressecamento (figura 6.19). As gretas apresentam padrão poligonal em planta e são pouco penetrativas em corte.

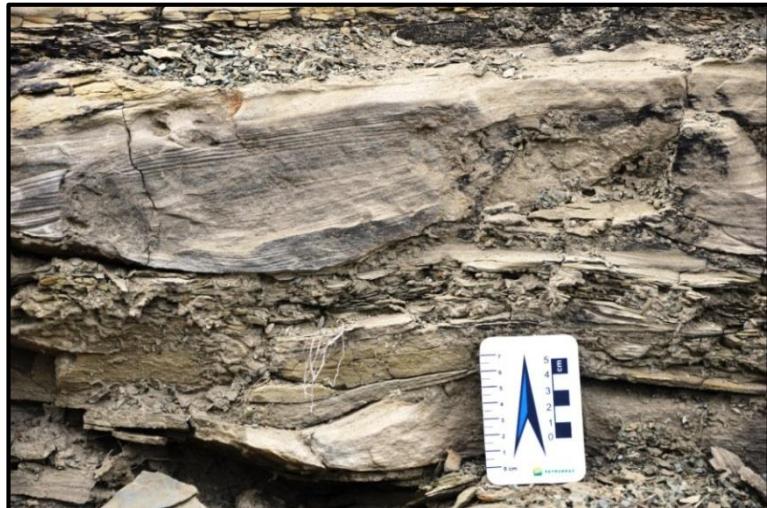


Figura 6.17: Intercalações de arenito muito fino ondulado com lamito da fácie FS4. Afloramento Enseada.



Figura 6.18: Detalhe da estratificação ondulada/truncada indicando ação de fluxos oscilatórios na deposição da fácie FS4. A: afloramento Vapumas; B: afloramento Assado.

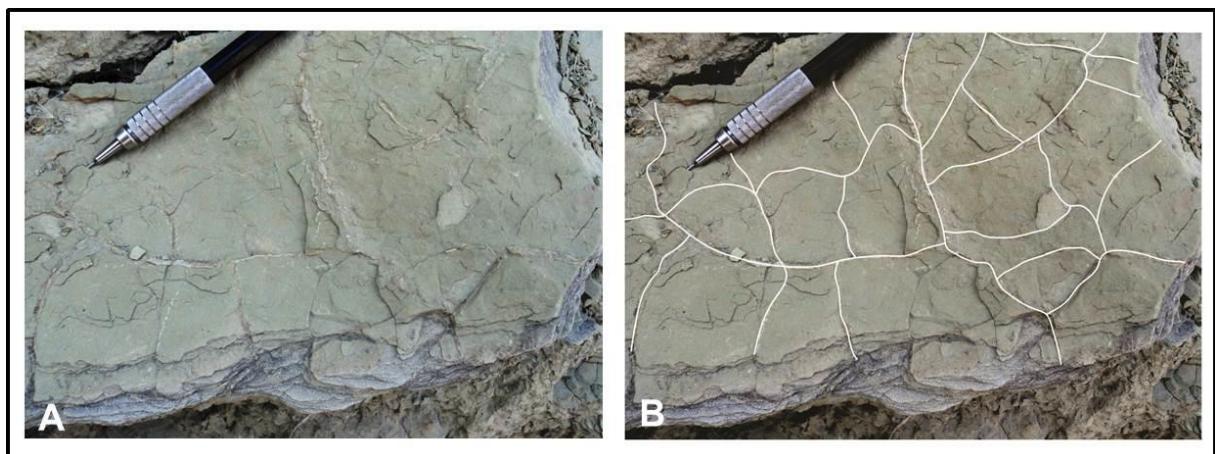


Figura 6.19: Gretas de ressecamento na fácie FS4 no afloramento Vapumas. A: foto original; B: gretas de ressecamento indicadas pelas linhas brancas.

Em seção delgada (figura 6.20), o arenito da fácie FS4 é composto por grãos de quartzo (70 a 90%) tamanho areia muito fina a fina (embora também ocorram grãos tamanho areia média), partículas placóides de mica (< 5%), que podem ser de biotita ou muscovita (mais comum → seta branca na figura 6.20B) e traços de oóides (figura 6.20C) e de grãos de feldspato (setas vermelhas nas figuras 6.20B e D). A rocha possui matriz argilosa, que nas amostras analisadas variou de 10 a 25%. Micrita também foi observada, podendo corresponder a até 10% da matriz. O litotipo apresenta arcabouço aberto com contatos pontuais (predominantes) a planos. Os grãos de quartzo são angulosos a subangulosos e os de mica estão normalmente orientados paralelos à laminação da rocha. A porosidade no arenito é baixa do tipo intergranular.

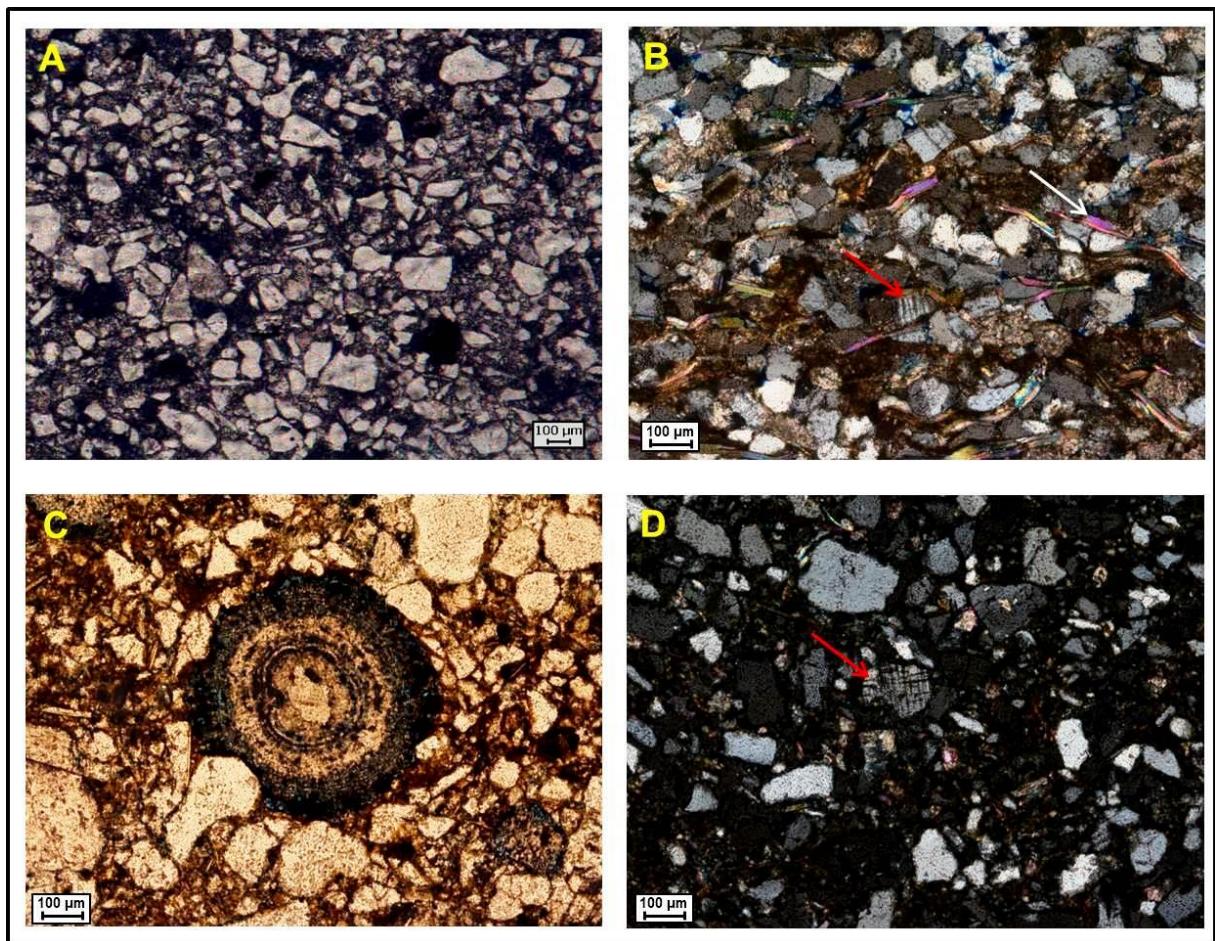


Figura 6.20: Fotomicrografias do arenito da fácie FS4. Em A, grãos de quartzo angulosos com contatos pontuais; em B, presença de grãos de feldspato (seta vermelha) e partículas de mica (seta branca); em C: oóide no centro da imagem e D: ocorrência de microclínio (seta vermelha). A e C: polarizadores paralelos; B e D: polarizadores cruzados. Amostras: A: E-14 (afloramento Enseada); B: FR-3 (afloramento Finca el Retiro); C: T-43 (afloramento Tartaruga); e D: V-5 (afloramento Vapumas).

Interpretação:

Esta fácie foi interpretada como depositada em ambiente litorâneo a sublitorâneo com interação de processos de decantação + fluxos oscilatórios. A intercalação de arenito e lamito indica alternância de períodos de menor energia, no qual predominava a deposição de lama com períodos de maior energia, no qual por ação de ondas ocorria a deposição da areia. Registros de ação de ondas em lagos foram relatados numa grande gama de profundidades (2 a 20 m, e.g. DUKE, 1964; EYLES; CLARK, 1986). A ocorrência de gretas de ressecamento, pouco penetrativas e as características texturais da fácie FS4 indicam deposição em ambiente raso (<5 m), dominados pela ação de ondas com posterior rebaixamento do nível do lago, ocasionando exposição subaérea.

6.2.1.5 Arenito muito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo (FS5)

A fácie FS5 corresponde a arenitos finos com estratificação cruzada de baixo ângulo (figura 6.21). Esta fácie ocorre em intervalos com espessura de até 0,5 m, na qual ocorrem camadas de 10 a 20 cm que apresentam contatos (base e topo) planos a levemente ondulados separados por lâminas milimétricas (3 a 5 mm) de lamito. Em alguns afloramentos esta fácie ocorre associada à fácie FS4. Pode apresentar estruturas de fluidização, tais como estruturas convolutas e feições de “ruptura” (estratificação fica curvada para cima por escape de fluidos) com desenvolvimento de condutos gerados por fluxos ascendentes (figura 6.22).



Figura 6.21: Estratificação cruzada de baixo ângulo em arenitos da fácie FS5. Afloramentos Cedamavi (A) e Lomito (B).



Figura 6.22: Feições de fluidização na fácie FS5. Em A, foto original; em B, feições de fluidização indicadas pelas linhas vermelhas (estruturas convolutas e de “ruptura”). Afloramento Enseada.

A fácie FS5 é constituída por arenitos a arenitos argilosos compostos por grãos de quartzo muito finos, angulosos a subangulosos com esfericidade moderada a alta. Entre os grãos do arcabouço ocorre material argiloso, cujas proporções variam de 10 a 30%. Quando a rocha apresenta menor proporção de matriz (mais comum), possui porosidade baixa a moderada do tipo intergranular (figura 6.23A). Já a rocha com maior teor de matriz, normalmente não apresenta porosidade visível (figura 6.23B). Esta fácie possui laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo definida pela intercalação de lâminas com predomínio de quartzo e lâminas com material argiloso. Quando a rocha é mais imatura texturalmente, como na figura 6.23B, sua estrutura se torna mais incipiente. Ocorrem grãos placóides de mica (muscovita e raramente biotita) em até 5% dispostos concordantemente com a laminação da rocha.

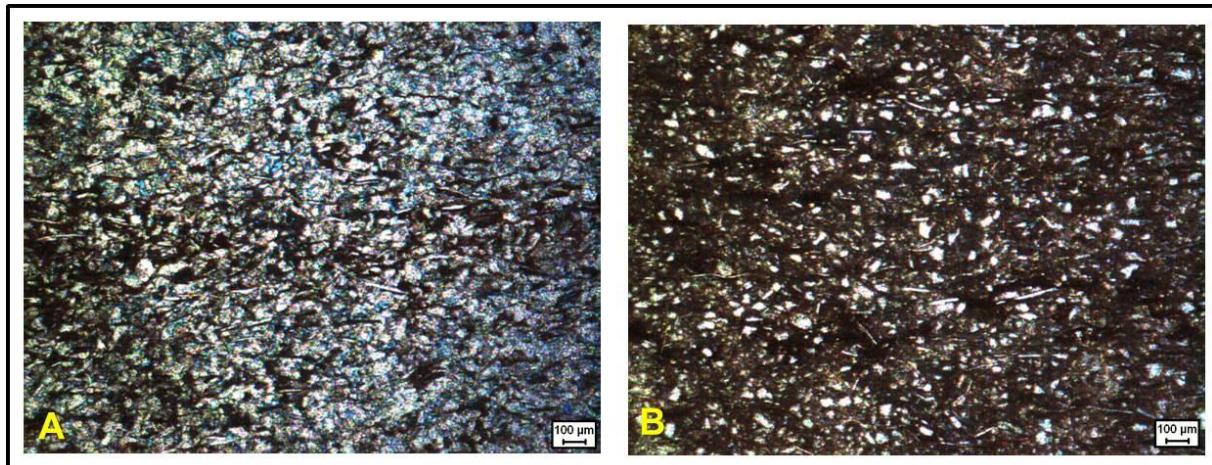


Figura 6.23: Variações de texturas microscópicas da fácie FS5. Em B, sem porosidade visível, arenito com mais matriz do que em A, que apresenta porosidade do tipo intergranular. Fotomicrografias com polarizadores paralelos. Amostras do afloramento Tartaruga (A: T- 41 e B: T- 42).

Interpretação:

As características texturais e estruturais desta fácie indicam deposição em ambiente costeiro (intercalações de momentos de alta energia – deposição das areias e de baixa energia – deposição de argila). As estruturas de fluidização correspondem a estruturas de deformação que podem ser geradas em sedimentos não litificados em função de intenso aporte sedimentar ou sismos penecontemporâneos (ALLEN, 1982).

6.2.2 Fácie carbonáticas (FC)

6.2.2.1 Mudstone laminado (FC1)

A fácie FC1 é constituída por mudstone marrom claro com laminação plano-paralela (figura 6.24). Esta fácie caracteriza-se pela recorrência de lâminas de micrita intercaladas com lâminas ricas em mica. Oóides, carapaças de ostracodes e grãos de quartzo ocorrem subordinadamente (juntos, somam no máximo 10%). É comum nesta fácie, a ocorrência de veios preenchidos por gipsita, conforme apresentado na figura 6.24B.

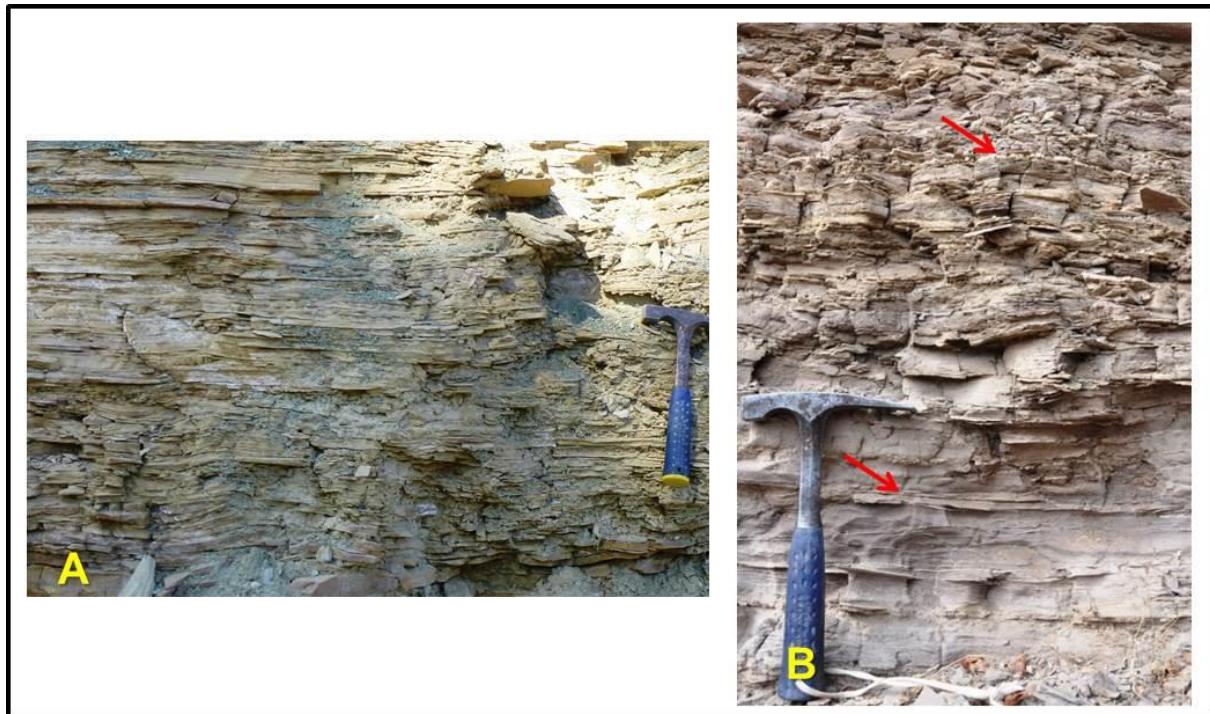


Figura 6.24: Mudstone laminado da fácie FC1. Em B, ocorrência de veios preenchidos por gipsita, dispostos subparalelamente à laminação da rocha (setas vermelhas). A: afloramento Lomito; B: afloramento Dique Compensador.

Em lâmina petrográfica (figura 6.25), a fácie FC1 apresenta-se sustentada por micrita (composição carbonática da matriz evidenciada pelo tingimento com alizarina) e até 10% de partículas placóides submilimétricas de muscovita. Os grãos de muscovita estão dispostos subparalelamente conferindo à rocha laminação plano-paralela. Podem ocorrer até 20% de grãos subangulosos a subarredondados de quartzo tamanho silte a areia muito fina e raros (<1%) grãos de oóides tamanho areia média, grãos de feldspato tamanho areia muito fina ou fragmentos fosfatizados (provavelmente fragmentos de espinhas de peixes) com até 1 mm de comprimento que deformam a laminação da rocha (figuras 6.25E e F).

A figura 6.26 apresenta imagem de MEV desta fácie, na qual é possível observar cristal de muscovita em matriz carbonática (micrita).

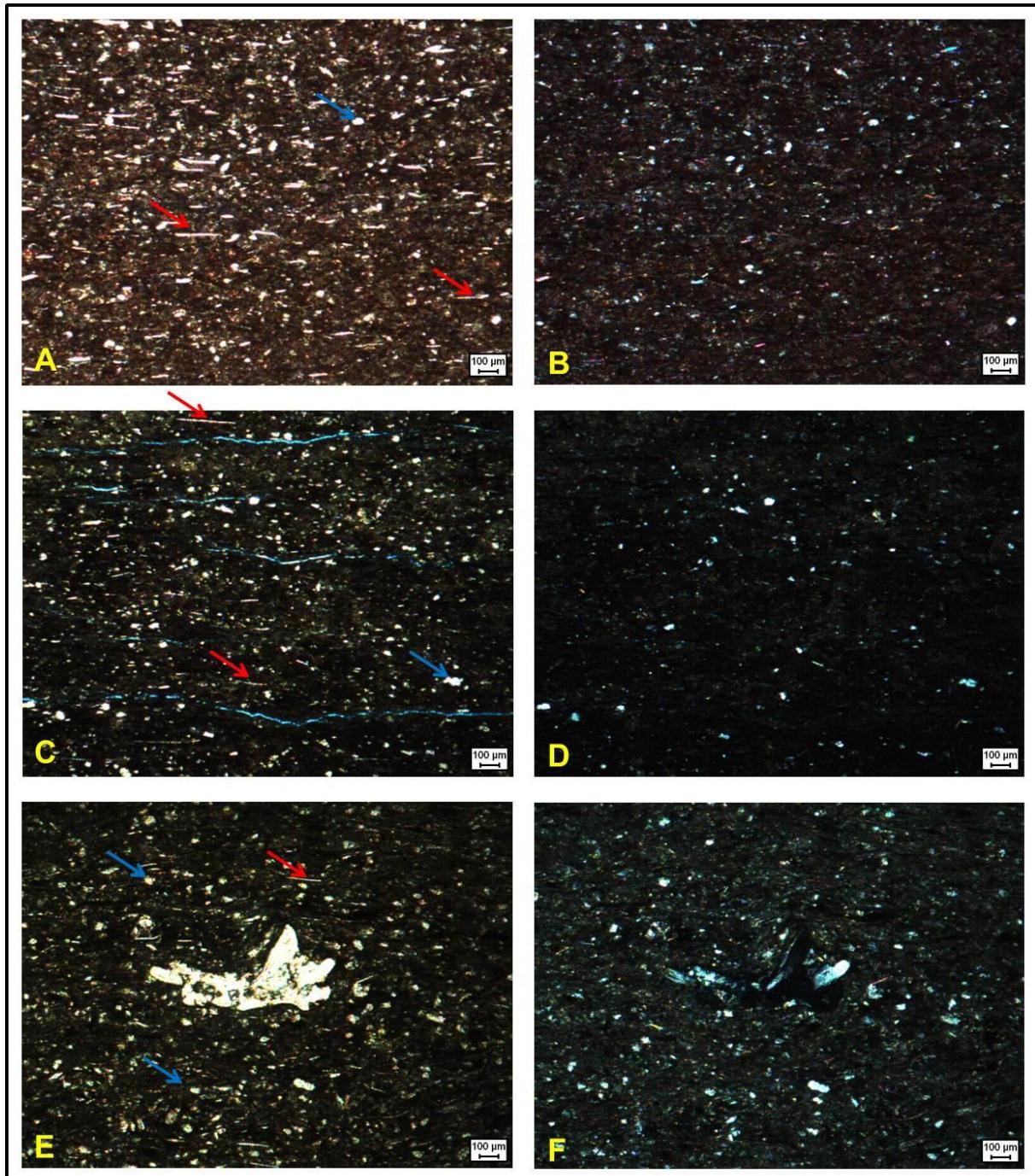


Figura 6.25: Fotomicrografias da fácie FC1. Observar presença de mica (setas vermelhas) definindo laminação da rocha e grãos equigranulares de quartzo (setas azuis) dispersos. A e B: amostra FR-2 (afloramento Finca el Retiro), tingida com alizarina; C e D: amostra T-44 (afloramento Tartaruga); E e F: amostra T-47 (afloramento Tartaruga) – ocorrência de fragmento fosfatizado no centro das imagens. A, C e E, polarizadores paralelos; B, D e F, polarizadores cruzados.

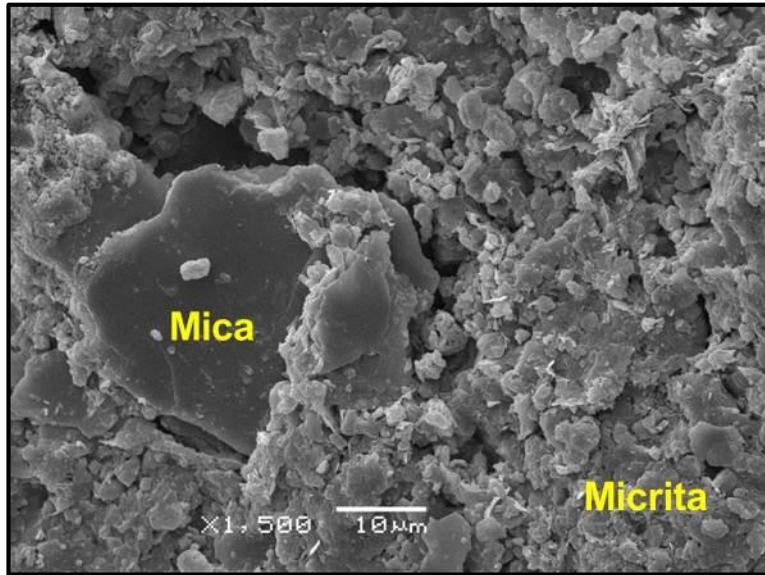


Figura 6.26: Eletromicrografia obtida por MEV da fácie FC1. Observar micrita e mica detritica (muscovita). Amostra VQ-31 (afloramento Vapumas).

Interpretação:

A fácie FC1 foi interpretada como depositada em ambiente pelágico, de baixa energia. Correspondem aos lamiítos lisos segundo classificação de Terra et al. (2010). A geração dos veios preenchidos por gipsita deve estar associada a processos de cisalhamento intraestratal recente (deformação andina).

6.2.2.2 Mudstone maciço (FC2)

Esta fácie, constituída por mudstone bege maciço (figura 6.27), é formada por lama carbonática, com estrutura maciça. Cristais de mica e grãos de quartzo ocorrem dispersos. Está normalmente associada à fácie pelíticas (FS3).

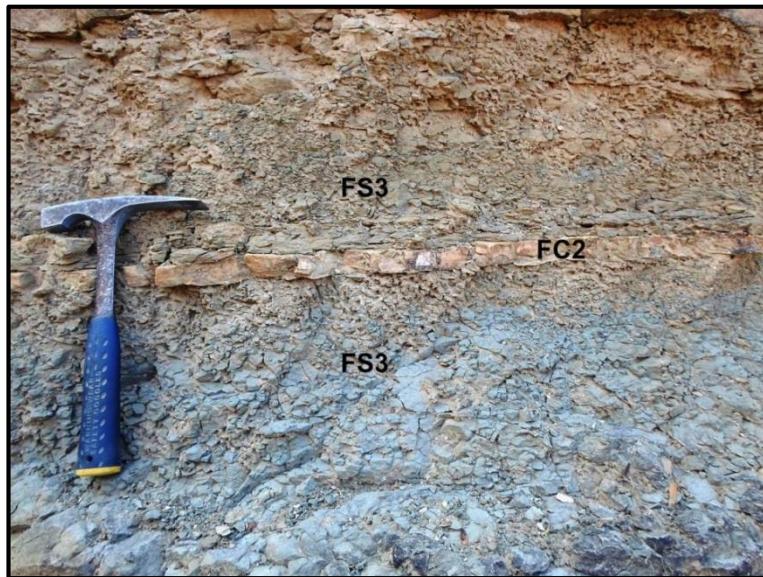


Figura 6.27: Associação das fácies FC2 à fácie FS3 no afloramento Chuñapampa.

Em seção delgada (figura 6.28) a fácie FC2 é composta por lama carbonática e pode possuir até 5% de grãos angulosos de quartzo subarredondados tamanho silte e grãos placóides de muscovita não orientados.

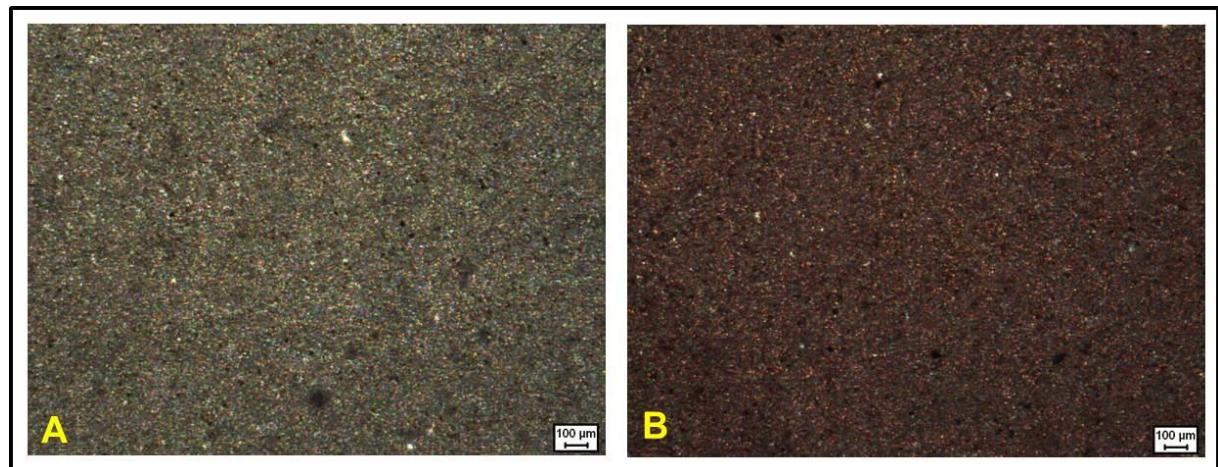


Figura 6.28: Fotomicrografias da fácie FC2 com polarizadores paralelos. Em B, fácie tingida com alizarina evidenciando composição calcítica da micrita. Amostra Lo-5 (afloramento Lomito).

Interpretação:

Assim como a fácie FC1, a fácie FC2 também foi interpretada como depositada em ambiente pelágico (baixa energia).

6.2.2.3 *Packstone oolítico com estratificação cruzada de baixo ângulo a ondulada (FC3)*

Esta fácie equivale a *packstone oolítico* bege com estratificação cruzada de baixo ângulo com base plana e topo ondulado. Pode ocorrer de forma isolada, em conjunto com a fácie FS4 (figura 6.29A) ou intercalada com a fácie FC2 (figura 6.29B). São visíveis a olho nu, além de oóides, grãos de quartzo tamanho areia fina (até 10%) e fragmentos lamelares de *mudstone* (fácie FC1 ou FC2), dispostos concordantemente com o acamamento da rocha.

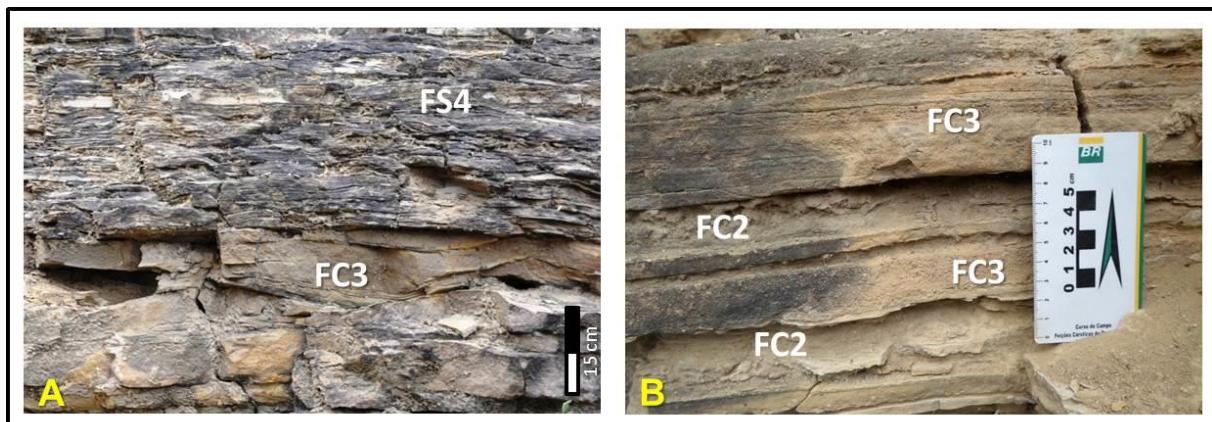


Figura 6.29: Diferentes formas de ocorrência da fácie FC3. Em A, associada com a fácie FS4 no afloramento Enseada e em B, intercalada com a fácie FC2 no afloramento Viñuales.

Em lâmina petrográfica (figura 6.30) observa-se que esta fácie é composta por oóides concêntrico-radiais (= estrutura concêntrica e fibro-radiada) esféricos a ovalados com tamanho areia média (cujos núcleos, carbonáticos, encontram-se comumente micritizados). Também é comum a ocorrência de grãos de quartzo angulosos tamanho silte a areia média (até 10% - setas vermelhas nas figuras 6.30A e B), além de grãos placóides de muscovita (até 5%), fragmentos lamelares de *mudstone* laminados ou maciços (fácie FC1 ou FC2) de até 1 mm de comprimento (<1%) e fragmentos submilimétricos fosfatizados (<1%). Entre os grãos do arcabouço ocorre micrita (setas amarelas nas figuras 6.30A e B) que pode estar parcialmente recristalizada. A rocha apresenta arcabouço aberto com contatos entre grãos preferencialmente pontuais, indicando baixa compactação mecânica (em função de cimentação precoce?). Ao redor de alguns oóides observou-se cimento do tipo franja prismática. Intensa dissolução foi observada na amostra Vn-31 (afloramento Viñuales).

na qual ocorreu dissolução da matriz e de oóides, gerando porosidade móldica (setas azuis nas figuras 6.30C e D). Nas demais amostras não foi observada porosidade.

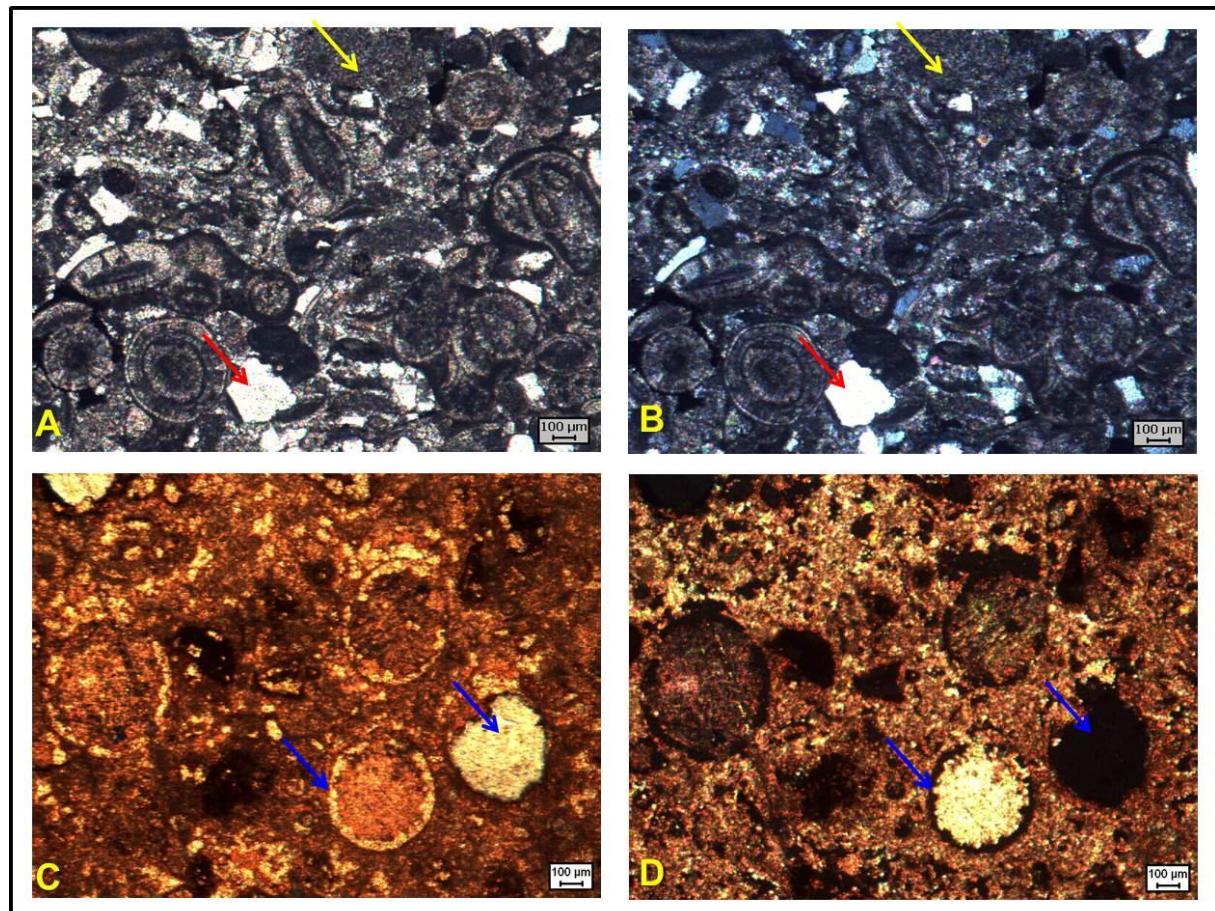


Figura 6.30: Fotomicrografias da fácie FC3. A e B amostra P-9 (afloramento Ponte) com destaque (seta amarela) para micrita e grãos de quartzo (setas vermelhas); C e D amostra Vn-31 (afloramento Viñuales), tingida com alizarina com destaque para porosidade móldica (setas azuis) gerada por dissolução. A e C, polarizadores paralelos; B e D, polarizadores cruzados.

Interpretação:

A presença de micrita e intercalação desta fácie com fácie de baixa energia indicam deposição em ambiente de energia moderada (ou em ambiente com intercalações de alta e baixa energias) próximas a bancos de areia oolítica em ambiente lacustre litorâneo a sublitorâneo. O cimento tipo franja prismática indica processo de cimentação precoce, eodiagenético, de ambiente freático meteórico (TUCKER, 1990). Tal cimentação pode ter sido responsável pela manutenção do arcabouço pouco compactado da rocha. Processos de intensa dissolução como

observado na amostra Vn-31 estão relacionados à fase mesodiagenética em profundidade (TUCKER, 1990).

6.2.2.4 *Packstone* bioclástico a ostracode (FC4)

A fácie FC4 (figura 6.31) corresponde a *packstone* bioclástico composto predominantemente por carapaças de ostracodes. Apresenta-se em camadas onduladas (apresentando em planta, marcas onduladas simétricas sinuosas) com estrutura interna maciça. Esta fácie corresponde ao estrato de topo da SBIII, podendo ser caracterizado como uma camada guia, uma vez que foi encontrado em todos os afloramentos, com espessuras variando entre 5 e 15 cm. Sobre ele, ocorre lamito (fácie FS3), já da Sequência Balbuena IV, segundo limite estabelecido por Hernández et al. (1999).

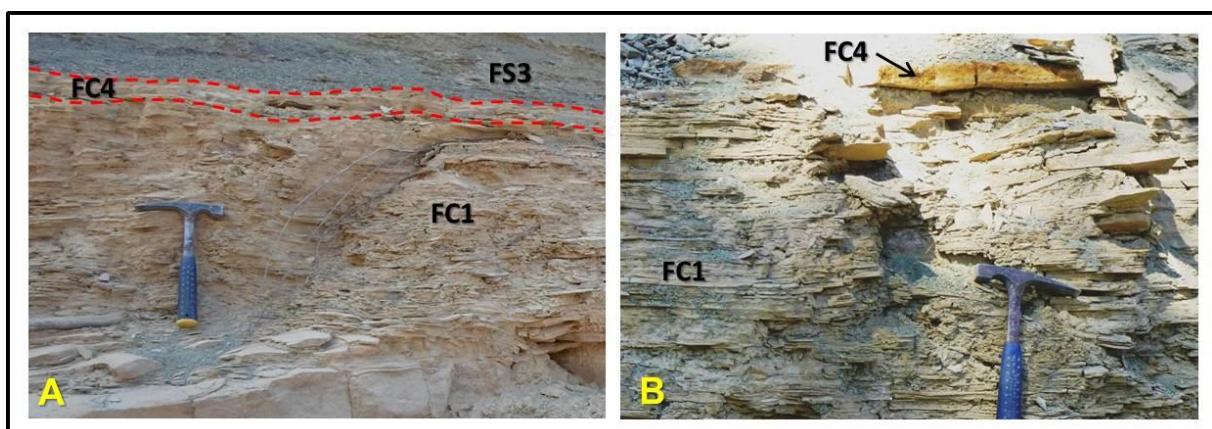


Figura 6.31: Ocorrência da fácie FC4. Em A (Vapumas), fácie FC4 delimitada pelas linhas tracejadas em vermelho, em conjunto com as fácies FS3 e FC1; em B (Lomito), fácie FC4 indicada pela seta preta sobre fácie FC1.

Em seção delgada (figura 6.32), a fácie FC4 apresenta carapaças sem ornamentação de ostracodes tamanho areia fina/média, em sua maioria articuladas e dispostas preferencialmente paralelas ao acamamento. Entre e no interior das carapaças ocorre matriz carbonática (micrita). Os contatos entre os bioclastos são preferencialmente pontuais (embora também ocorram contatos planos). Fragmentos submilimétricos fosfatizados, intraclastos lamelares de *mudstone* de até 1,5 mm e

grãos subangulosos de quartzo de granulação areia muito fina/fina ocorrem como acessórios (somam no máximo 5%).

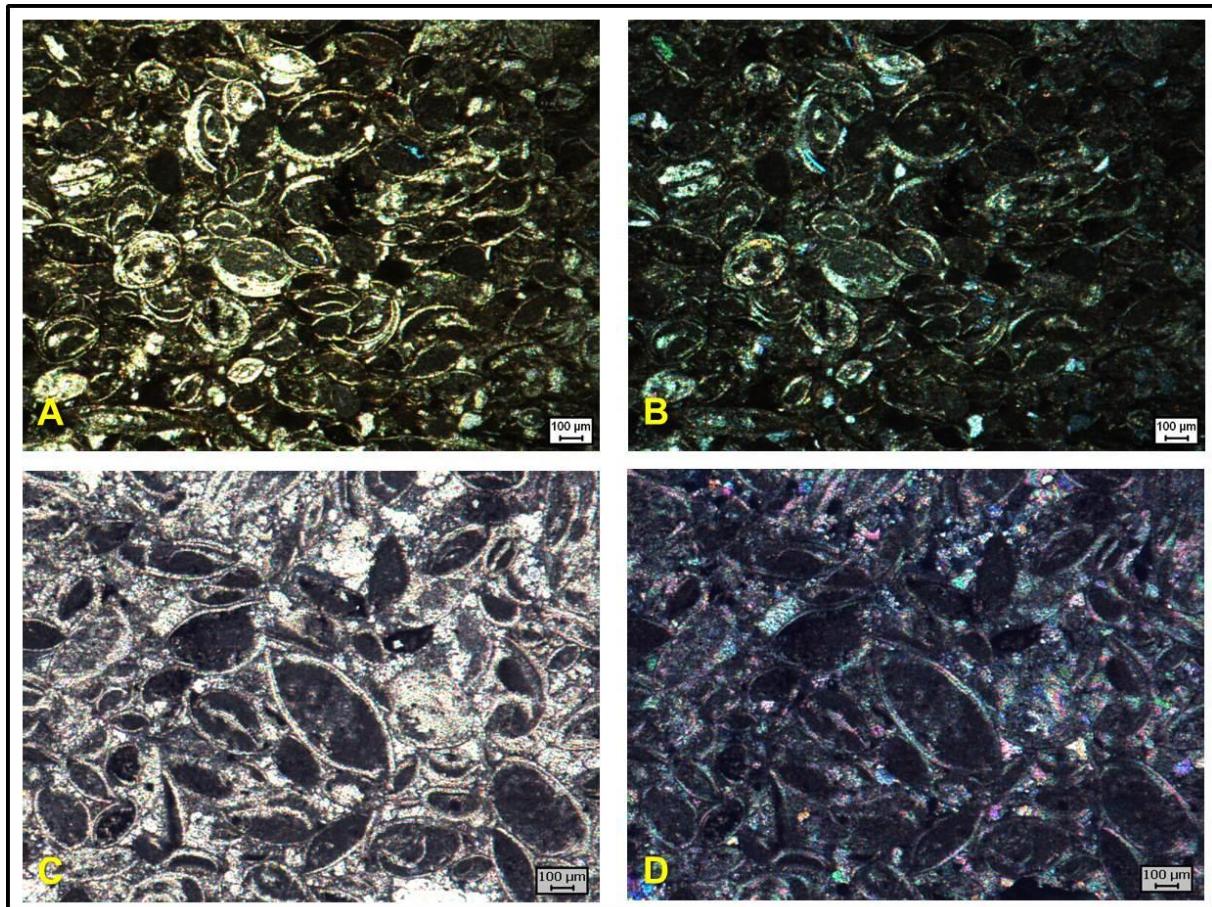


Figura 6.32: Ostracodes com carapaças predominantemente articuladas em meio micrita. Fácies FC4. A e B: amostra T-49 (afloramento Tartaruga); C e D: amostra P-12 (afloramento Ponte). A e C, polarizadores paralelos; B e D, polarizadores cruzados.

Em algumas porções das lâminas petrográficas, a fácies apresenta cimento silicoso ou calcítico em substituição à micrita. Nas figuras 5.33A e B observa-se cimento de sílica, enquanto que nas figuras 5.33C e D nota-se cimento de calcita em mosaico (composição realçada pelo tingimento com alizarina). A porosidade desta fácies é muito baixa, dos tipos inter e intrapartícula (porosidade intrapartícula, em azul, pode ser vista no centro da figura 6.33C).

A figura 6.34 traz imagens obtidas com MEV, nas quais as carapaças de ostracodes (setas brancas) estão em matriz carbonática.

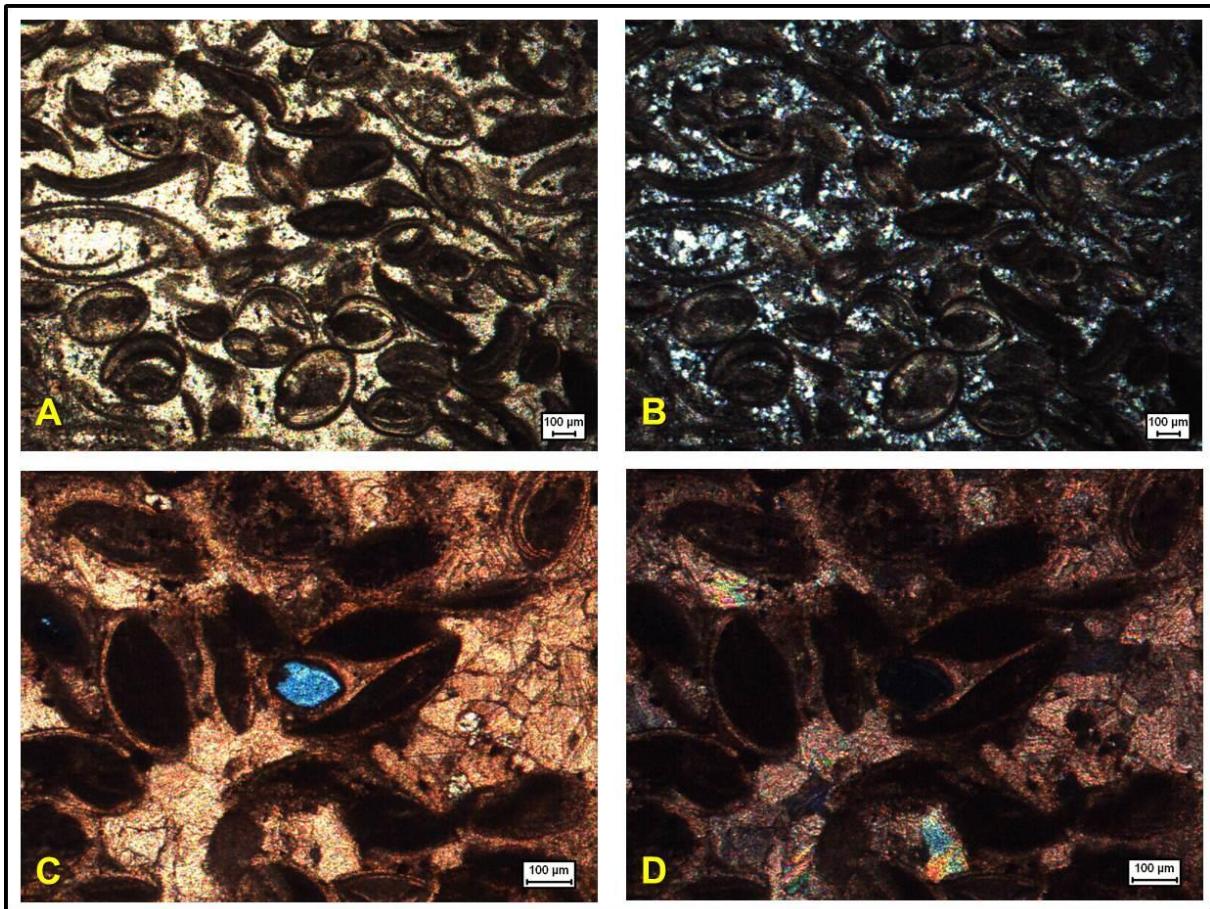


Figura 6.33: Exemplos de cimentação tardia na fácie FC4. A e B: amostra Lo-12 (Lomito), com ocorrência de sílica; C e D: amostra FR-10 (Finca el Retiro), tingida com alizarina, presença de cimento mosaico de calcita. A e C, polarizadores paralelos; B e D, polarizadores cruzados.

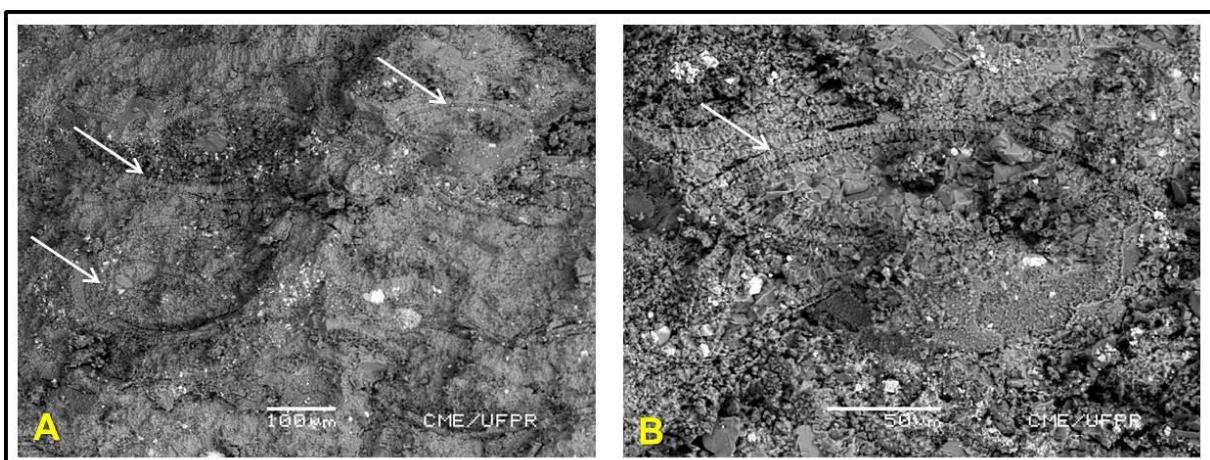


Figura 6.34: Imagem de MEV da fácie FC4 obtidas por meio de elétrons retro-espalhados. Em A, observa-se várias carapaças de ostracode (setas brancas) em meio a micrita e em B, detalhe da estrutura da carapaça de ostracode. Amostra VQ-42 (afloramento Vapumas).

Interpretação:

De acordo com Scholle e Ulmer-Scholle (2003) e Flügel (2010), ostracodes são organismos aquáticos que podem ser bentônicos e viver enterrados na lama depositada no substrato das bacias sedimentares. A ocorrência de carapaças articuladas associadas à lama indica que a fácie FC4 foi depositada em ambiente muito próximo ao ambiente de vida desses organismos. A forma ondulada dos seus estratos, sua textura (sustentado por grãos), assim como a disposição das carapaças em posição diferente da de vida, permite inferir remobilização dos sedimentos por fluxos oscilatórios em ambiente litorâneo. O cimento de calcita em mosaico observado é característico de diagênese tardia (mesodiagênese) em subsuperfície (TUCKER, 1990; FLÜGEL, 2010). Já a silicificação pode estar associada a diversos processos, tais como atividade vulcânica, processos hidrotermais e/ou remobilização da sílica em subsuperfície a partir de fácies siliciclásticas (FLÜGEL, 2010).

6.2.2.5 *Packstone peloidal wavy (FC5)*

A fácie FC5 é constituída por *packstone* peloidal de granulação areia fina. Esta fácie caracteriza-se por apresentar acamamento *wavy* na forma de estratos ondulados com espessuras de 3 a 10 cm que podem se intercalar com lâminas de fácies carbonáticas lamosas (FC1 e/ou FC2), como pode ser visto na figura 6.35.

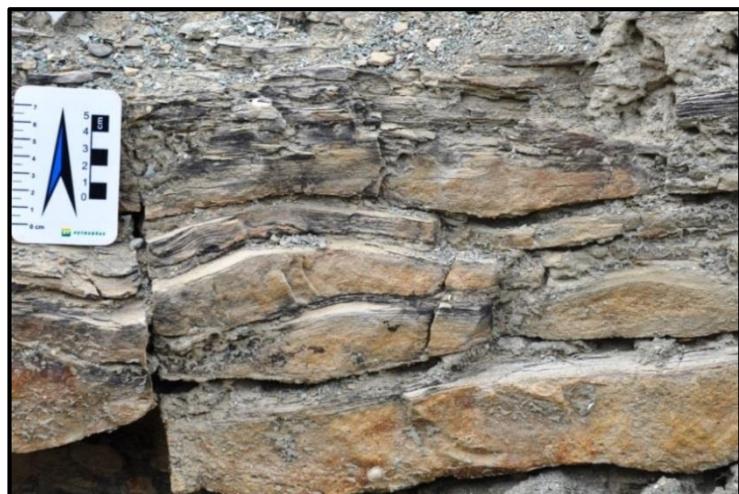


Figura 6.35: Acamamento *wavy* da fácie FC5. Notar intercalação com fácies carbonáticas lamosas (FC1 e/ou FC2). Afloramento Enseada.

Em seção delgada (figura 6.36), a fácie FC5 é composta predominantemente por grãos de pelóides esféricos, tamanho areia fina. Ocorrem fragmentos lamelares de *mudstone* com até 2,5 mm de comprimento (até 5%), grãos subarredondados a subangulosos de quartzo tamanho areia muito fina/fina (<5%), oóides tamanho areia fina/média (<3%), partículas placóides de muscovita (<1%) e fragmentos fosfatizados (<1%). Entre os grãos do arcabouço ocorre matriz carbonática parcialmente recristalizada. Após teste de tingimento com alizarina, verificou-se que tanto os grãos como a matriz apresentam composição calcítica (figuras 6.36C e D). Em algumas porções das lâminas, observa-se cimento de calcita tipo mosaico. A porosidade desta fácie é muito baixa a ausente e, quando presente, é do tipo móldica, como pode ser visto em azul na figura 6.36A, ou interpartícula.

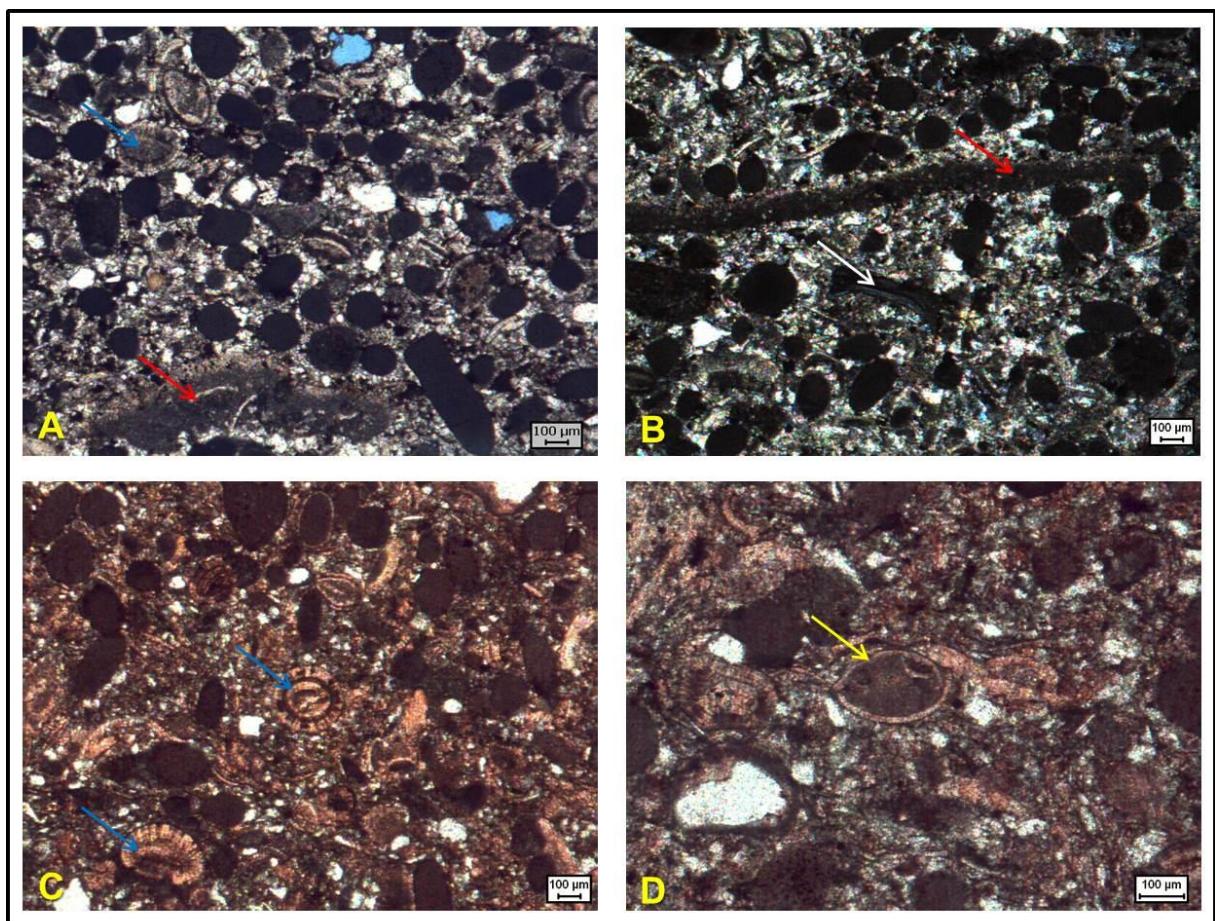


Figura 6.36: Fotomicrografias da fácie FC5. Notar os oóides (setas azuis), fragmentos líticos (setas vermelhas), fragmentos fosfatizados (seta branca) e ostracode (seta amarela). A: amostra E-20 (Enseada), polarizadores paralelos; B: amostra Lo-10 (Lomito), polarizadores cruzados; C e D: amostra V-10 (Vapumas), tingida com alizarina, polarizadores cruzados em C e paralelos em D.

Interpretação:

Pelóide é um termo genérico, utilizado para descrever grãos carbonáticos compostos por cristais micro e criptocristalinos desprovidos de estruturas internas. Pode ser de diferentes origens, como orgânicas (*pellets* fecais, origem algólica, origem microbiana, origem bioerosional) ou inorgânicas (retrabalhamento de calcilutitos, precipitação direta, recristalização/micritização de outros grãos carbonáticos) (FLÜGEL, 2010). Apesar de não ser possível definir com segurança a origem dos pelóides, a partir da ocorrência de micrita e intercalações da fácie FC5 com fácie de baixa energia (FC1/FC2) é possível interpretar que esta fácie se depositou em ambiente de moderada energia na zona de influência de ondas (ambiente litorâneo – indicado pelo acamamento *wavy*) com alguma contribuição siliciclástica (extrabacinal) indicado pela presença de grãos de quartzo. A depender da origem dos pelóides, é possível inferir que os mesmos foram gerados em ambientes rasos e de baixa energia e posteriormente remobilizados para regiões um pouco mais profundas com maior energia, onde foram submetidos à ação de ondas. Os processos diagenéticos observados (dissolução e cimentação) são típicos da mesodiagênese.

6.2.2.6 *Grainstone oolítico maciço ondulado com quartzo (FC6)*

A fácie FC6 (figura 6.37) é constituída por *grainstone* oolítico de granulação areia média a grossa. Esta fácie ocorre como bancos ondulados com espessuras de 15 a 30 cm. As ondulações são suaves, com comprimento de onda decimétricos. É comum a ocorrência de 3 a 4 camadas associadas, cujas espessuras variam lateralmente devido à compensação lateral entre eles. Internamente, o *grainstone* apresenta estrutura maciça, como pode ser visto em detalhe na figura 6.37C.

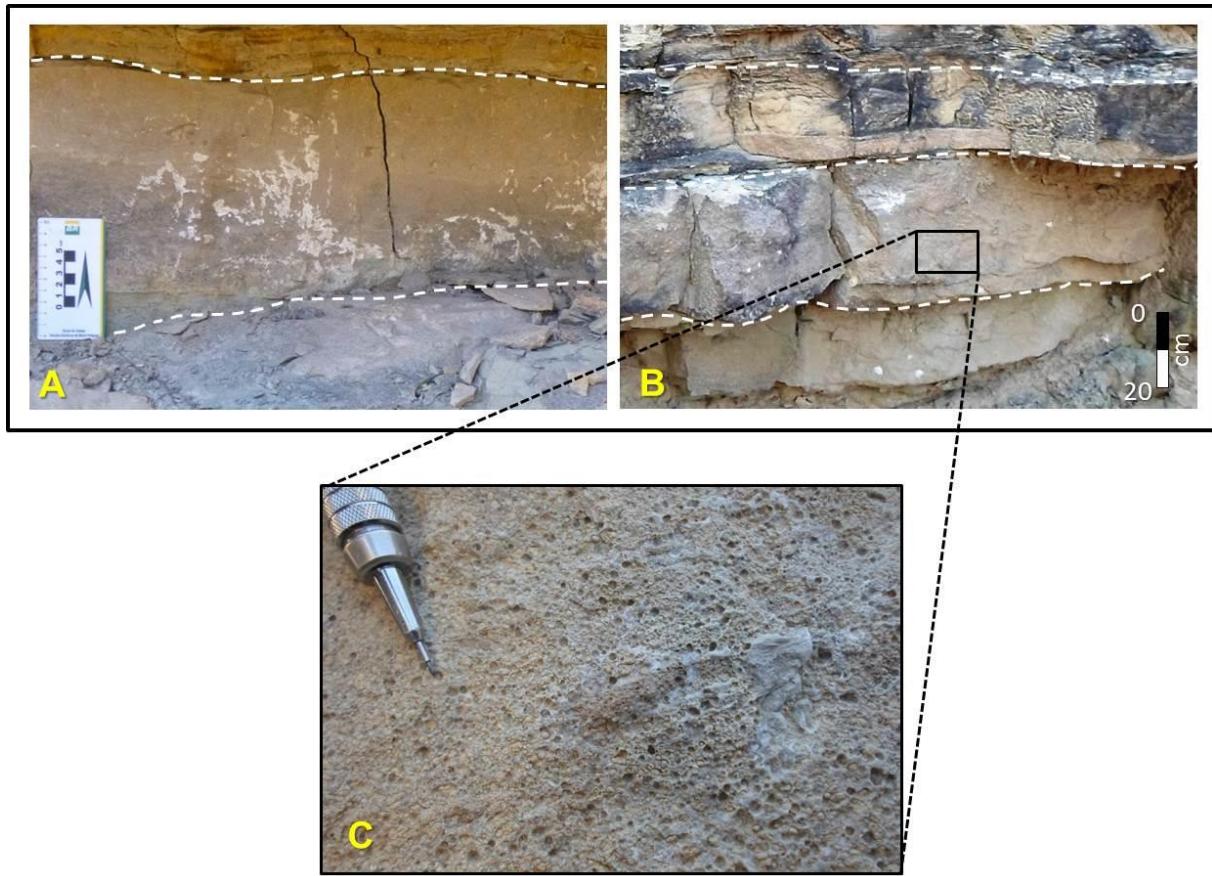


Figura 6.37: Detalhe da fácie FC6. Linhas tracejadas brancas em A e B delimitam as formas onduladas dos bancos oolíticos. Em C, detalhe da estrutura maciça. A: afloramento Lomito; B e C: afloramento Vapumas.

Petrograficamente a fácie FC6 (figura 6.38) é composta predominantemente por grãos de oóides concêntrico-radiais tamanho areia média a grossa (predominam). Os oóides podem apresentar grãos carbonáticos micritizados, grãos angulosos de quartzo (setas vermelhas nas figuras 6.38A e B) ou bioclastos (e.g. carapaça de ostracode na figura 6.38D – seta amarela) como núcleos. Alguns oóides encontram-se quebrados com uma segunda geração de envelope oolítico, indicando retrabalhamento precoce em ambiente de alta energia. Em menores proporções, ocorrem grãos angulosos de quartzo (até 20%) tamanho areia muito fina/fina, fragmentos líticos lamelares submilimétricos de *mudstone* e/ou lamito (até 5%) e partículas placóides de muscovita (até 1%). Quando associada a grãos de quartzo, é comum esta fácie apresentar oóides quebrados (figura 6.38E). A fácie apresenta arcabouço aberto com contatos entre grãos variando de pontuais a côncavo-convexos, predominando os planos. Algumas vezes é possível identificar formação de microestilolito (figura 6.38A) no contato entre grãos. Em raras amostras foi observado

cimento tipo franja prismática, de origem meteórica ao redor dos grãos. A presença de cimento de calcita em mosaico no espaço intergranular é comum a todas elas. Em função da obliteração do espaço poroso por cimento calcítico, a fácie FC6 apresenta porosidade muito baixa do tipo intergranular. A figura 6.39 apresenta a fácie FC6 observada com MEV.

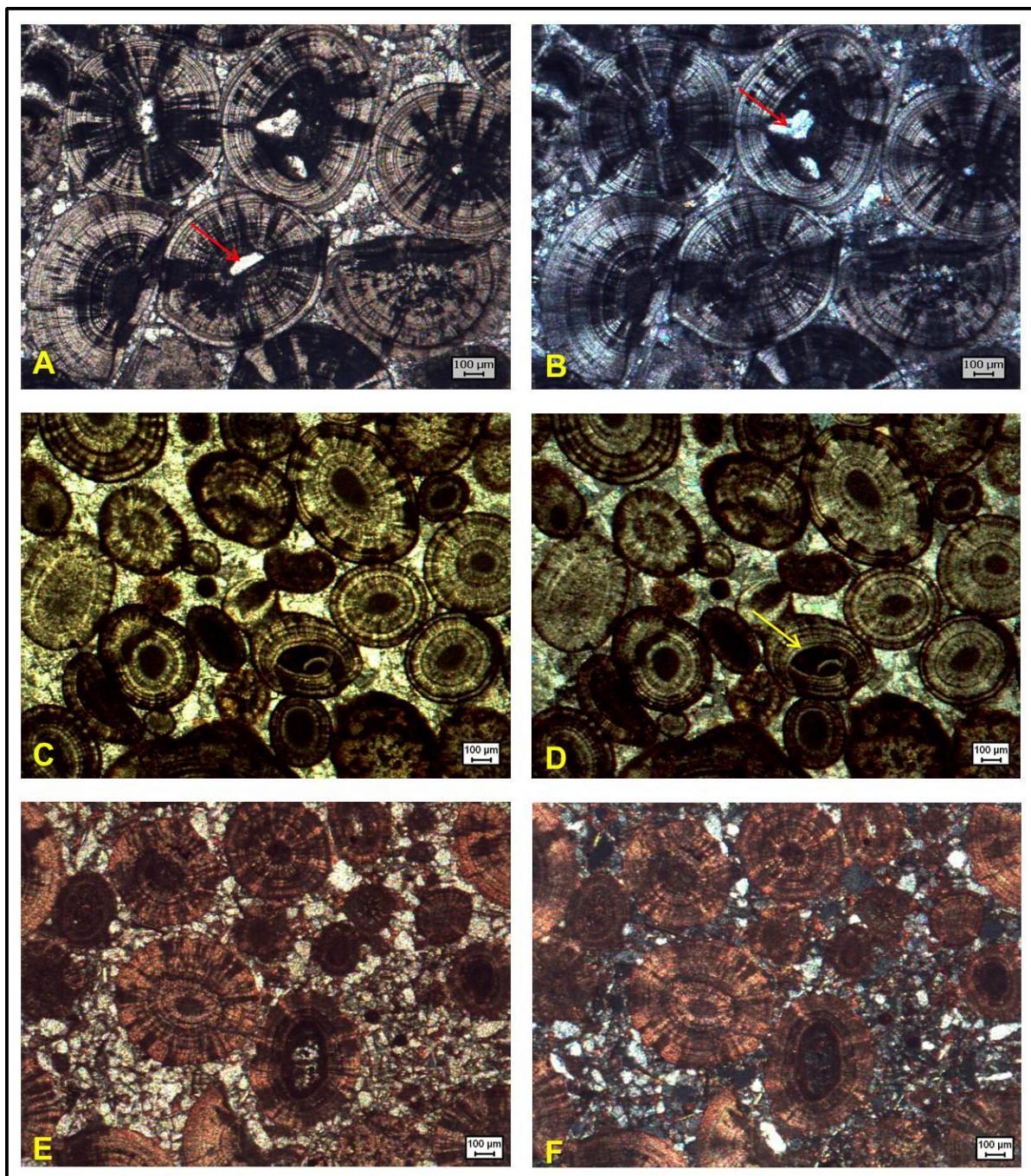


Figura 6.38: Fotomicrografias da fácie FC6. Observar grãos de quartzo (setas vermelhas) e carapaça de ostracode (seta amarela) como núcleos dos oóides. A e B: amostra E-13 (Enseada); C e D: amostra V-30 (Vapumas); E e F: amostra V-20 (Vapumas) – observar ocorrência de grãos de terrígenos (quartzo e feldspato). A, C e E, polarizadores paralelos; B, D e F, polarizadores cruzados.

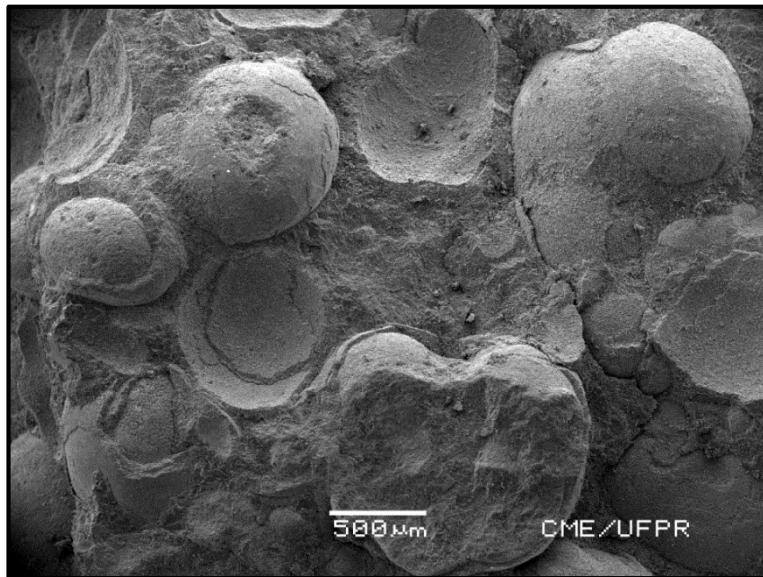


Figura 6.39: Eletromicrografia da fácie FC6 obtidas com MEV. Observar oóides e cimento calcítico entre eles. Amostra VQ-45 (afioramento Vapumas).

Interpretação:

A fácie FC6 foi interpretada como depositada em ambiente litorâneo raso de alta energia – bancos de areia oolítica (GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010; WRIGHT, 1990b). De acordo com Wright (1990a) oóides são grãos esféricos revestidos de forma regular que podem apresentar estruturas concêntricas tangenciais, radiais ou aleatórias (*random*). A maioria dos oóides presentes no registro geológico é formada em ambiente muito raso (até 2 m de profundidade), em águas quentes e saturadas/supersaturadas em carbonato de cálcio. As águas nas quais os oóides se formam também devem ser agitadas (alta energia) para propiciar a formação das estruturas concêntricas regulares dos grãos. A ocorrência de partículas de quartzo junto aos oóides indica entrada de grãos terrígenos extrabacinais de forma esporádica. A variedade de elementos como núcleos dos oóides simplesmente indica suas disponibilidades na bacia sedimentar, uma vez que a presença de partículas que serão colocadas em suspensão e a partir das quais as estruturas concêntricas se formarão é um fator indispensável para a formação de oóides (FLÜGEL, 2010). Os principais eventos diagenéticos foram registrados pela precipitação de cimento tipo franja prismática de origem meteórica durante a eodiagênese, compactação mecânica não muito severa (até primeiros estágios da compactação química,) e cimentação de calcita tipo mosaico em estágio mesodiagenético. A compactação química incipiente

é constatada pela identificação de contatos entre grãos côncavo-convexos e microestilosíticos.

6.2.2.7 *Grainstone* peloidal com estratificação cruzada (FC7)

Grainstone fino/médio peloidal corresponde a fácies FC7. Esta fácies ocorre com espessuras entre 10 e 30 cm, frequentemente com base plana e topo ondulado e estratificações cruzadas internas conforme mostra a figura 6.40.



Figura 6.40: Vista de detalhe da fácies FC7. Observar topo ondulado e estratificação cruzada interna. Foto no afloramento Enseada.

Em seção delgada (figura 6.41) esta fácies tem arcabouço constituído por pelóides esféricos a alongados (com relações comprimento-largura da ordem 3:1), tamanho areia fina a média. Em algumas lâminas é possível identificar a orientação dos grãos em estratos oblíquos (linhas amarelas tracejadas na figura 6.41B). Os pelóides são os principais componentes dessa fácies (somam entre 85 e 95%), mas outros grãos ocorrem de forma secundária, tais como oóides tamanho areia média (<5%), carapaças de ostracodes tamanho areia fina/média (<5%), fragmentos lamelares submilimétricos de *mudstone* e/ou lamito, fragmentos fosfatizados de até 1 mm (<1%) e partículas placóides de mica (muscovita e/ou biotita – <1%). A fácies apresenta arcabouço aberto com contatos entre grãos predominantemente pontuais. O cimento de calcita tipo mosaico preenche a maioria do espaço intergranular. Em

função da cimentação, essa fácie apresenta baixa porosidade, dos tipos intergranular, intragrangular e móldica.

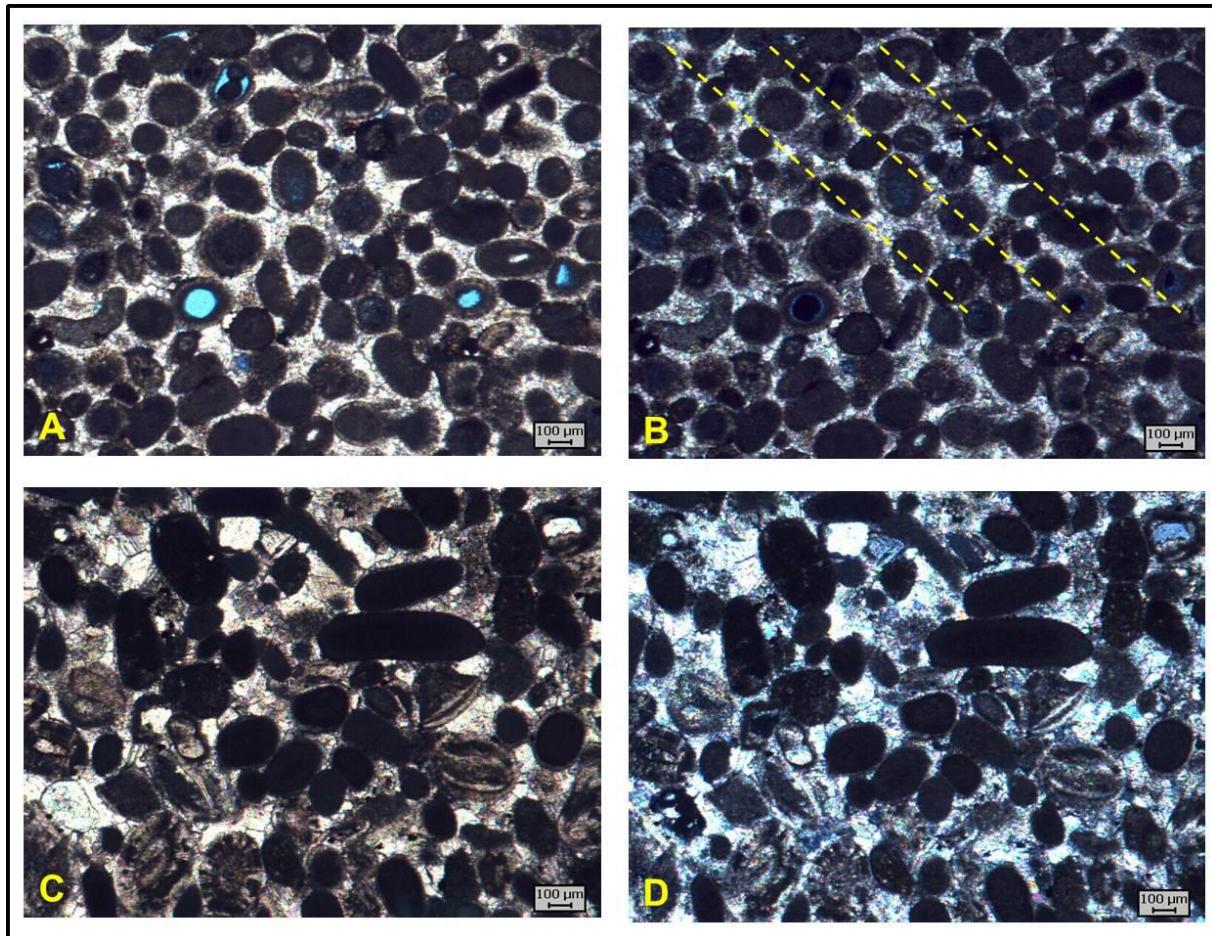


Figura 6.41: Fotomicrografias da fácie FC7. A e B: amostra E-21 (Enseada). C e D: amostra P-10 (Ponte). A e C polarizadores paralelos; B e D polarizadores cruzados. Em B, linhas amarelas tracejadas indicam orientação dos grãos em estratos oblíquos.

Interpretação:

Esta fácie foi interpretada como depositada em ambiente litorâneo de alta energia sob influência de ondas em fluxos oscilatórios a combinados. A manutenção do arcabouço aberto indica cimentação precoce (tipo franja – eodiagênese), que mesmo não identificada em lâmina petrográfica deve ter sido gerada e posteriormente dissolvida, dando espaço à cimentação tipo mosaico, já na mesodiagênese. A rocha originalmente deve ter sido constituída predominantemente por oóides, que em ambiente diagenético foram micritizados originando os pelóides, uma vez que pelóides não são típicos de ambientes de alta energia.

6.2.2.8 Rudstone bioclástico a gastrópode (FC8)

A fácie FC8 (figura 6.42) é constituída por *rudstone* composto por carapaças de gastrópodes de tamanho grânulo e seixo. Ocorre em estratos tabulares a levemente ondulados com espessuras de 10 a 20 cm, normalmente bem recristalizados, sendo comum a presença de estilólitos (seta amarela na figura 6.42A). A recristalização pode ser tão intensa que esta fácie pode confundir-se com calcário cristalino (quando não é possível a identificação da textura deposicional). No entanto, em observação de detalhe, é possível identificar vestígios das conchas dos gastrópodes (figura 6.42B). Sistematicamente essa fácie ocorre associada às fácies FS4 e FS5.

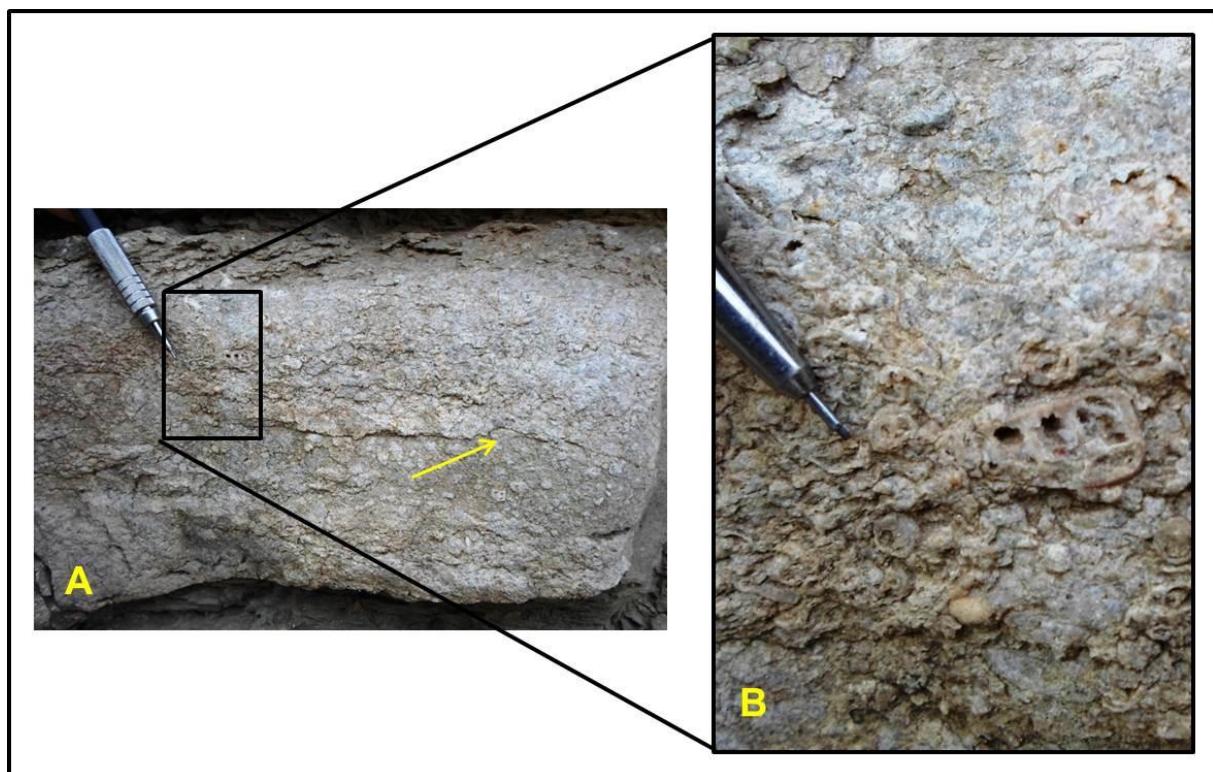


Figura 6.42: Fácie FC8 muito recristalizada com estilólitos (seta amarela em A). Em B, detalhe da carapaça de gastrópode com porosidade intrapartícula. Afloramento Vapumas.

Em seção delgada, a fácie FC8 apresenta carapaças de gastrópodes de tamanho grânulo com micrita (entre 5 a 25%) entre e dentro delas. Numa mesma lâmina é possível ver tanto seções transversais como longitudinais dos moluscos,

como é mostrado na figura 6.43. As carapaças podem ser lisas (mais comum) ou ornamentadas. As conchas normalmente não se tocam ou apresentam contatos pontuais. Algumas partes da rocha encontram-se parcialmente recristalizadas, com texturas de calcário cristalino. A amostra V-8 (figura 6.43) apresenta feições de processos de substituição parcial do material interno à concha (micrita) por sílica microcristalina. A porosidade é muito baixa, dos tipos intergranular, intragrangular e móldica.

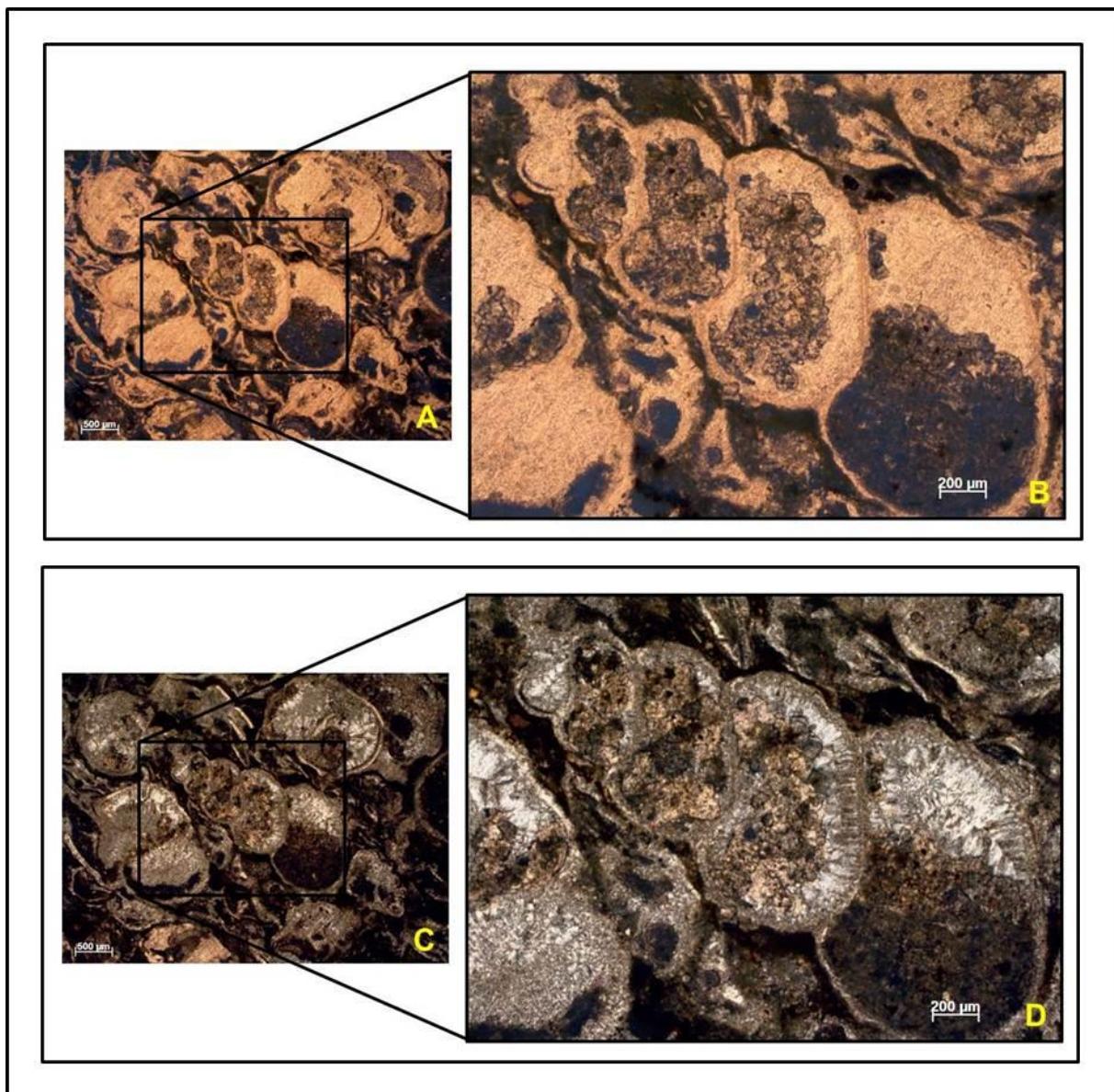


Figura 6.43: Seções transversais e longitudinais de gastrópodes da fácie FC8. Em detalhe (B e D) seção longitudinal de gastrópode com substituição parcial da micrita, interna à carapaça, por sílica microcristalina. Amostra V-8 (Vapumas). A e B, polarizadores paralelos; C e D, polarizadores cruzados.

Interpretação:

Gastrópodes são moluscos univalves, que segundo Scholle e Ulmer-Scholle (2003) podem ser marinhos, transicionais ou continentais. Raramente são os principais formadores de sedimentos, com exceções em ambientes muito estressantes (como em ambientes hipersalinos ou de água doce de alta energia). Em função da textura (sustentada por grãos), ocorrência de matriz carbonática e baixo nível de retrabalhamento das conchas, essa fácie foi interpretada como depositada em ambiente litorâneo raso (provavelmente na zona eulitoral) com energia moderada possivelmente por influência de tempestades. A intensa recristalização, bem como a ocorrência de estilólitos indicam processos de compactação química com ocorrência de dissolução por pressão durante mesodiagênese. Já a silicificação observada na amostra V-8 é fruto de processos diagenéticos que segundo Flügel (2010) são processos que ocorrem durante a meso ou telodiagênese.

6.2.2.9 *Floatstone* bioclástico a gastrópode (FC9)

Floatstone bioclástico a gastrópode corresponde à fácie FC9. Esta fácie é sustentada por matriz, possui estrutura maciça e é composta por 20 a 30% de bioclastos (carapaças de gastrópodes) tamanho grânulo e seixo, como apresentado na figura 6.44. A fácie apresenta estratos contínuos com espessuras variando entre 10 a 20 cm, normalmente com base e topo planares. Esta fácie equivale a variações laterais da fácie FC8.



Figura 6.44: Aspecto geral da fácie FC9, no afloramento Chuñapampa.

Em seção delgada (figura 6.45) observa-se que a fácie FC9 é sustentada por matriz carbonática e apresenta carapaças de gastrópodes dispersas. As carapaças possuem tamanhos entre 1,5 a 3 mm na seção transversal e 2 a 8 mm na seção longitudinal. Em algumas situações, verifica-se que as carapaças foram dissolvidas e substituídas por calcita tipo mosaico. Ocorrem dispersos, grãos subangulosos a angulosos de quartzo (até 15%) tamanho areia fina a média e partículas placóides de muscovita (até 3%).

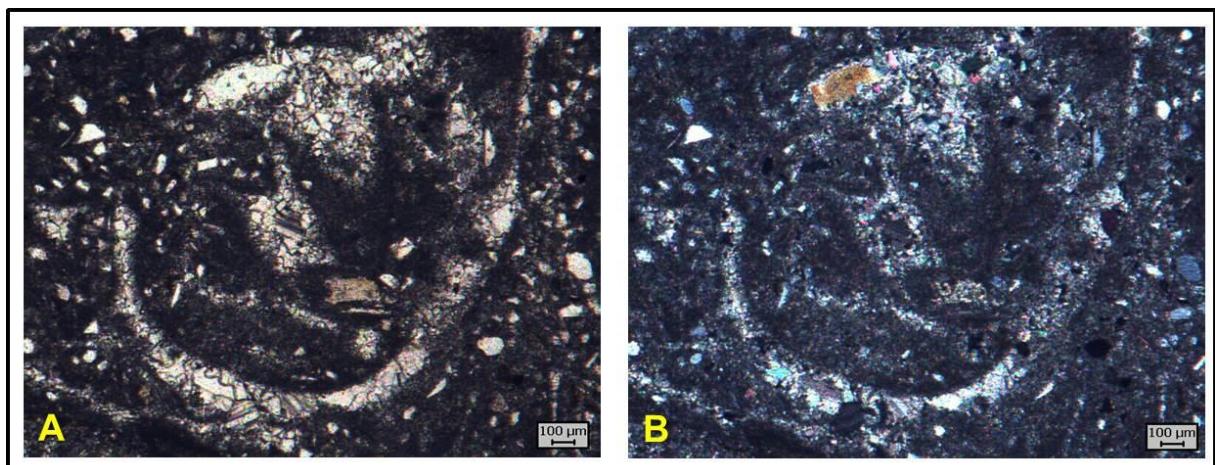


Figura 6.45: Fotomicrografias da fácie FC9. Nas imagens, seção basal da carapaça de gastrópode. A: polarizadores paralelos; B: polarizadores cruzados. Amostra P-8 (afloramento Ponte).

Interpretação:

A fácie FC9 foi interpretada como depositada em ambiente litorâneo raso (eulitoral) de baixa energia (restrito). A estrutura maciça, a textura (litolito sustentado pela matriz), bem como o grau de preservação das carapaças dos gastrópodes indicam que essa fácie devia estar *in situ* (os organismos se acumularam próximos ao seu ambiente de vida e passaram por pouco ou nenhum retrabalhamento). A dissolução e posterior preenchimento das conchas de gastrópodes por calcita tipo mosaico é segundo Tucker (1990) feição característica da mesodiagênese.

6.2.2.10 Estromatólito colunar (FC10)

A fácie FC10 é constituída por estromatólitos colunares. Os estromatólitos da SBIII configuram biostromas, uma vez que são lateralmente contínuos e, por estarem restritos a dados horizontes estratigráficos, são excelentes camadas guias. Em todos os afloramentos estudados sempre foram identificados ao menos dois intervalos de estromatólitos, com espessuras que variam de 20 a 50 cm, como pode ser visto na figura 6.46.



Figura 6.46: Ocorrência de biostromas de estromatólitos (FC10) da SBIII no afloramento Lomito. A: foto original; B: níveis de estromatólitos destacados.

No estrato inferior (figura 6.47A) os estromatólitos tendem a apresentar forma mais tabular, correspondendo ao tipo LLH (estromatólitos de hemisferóides conectados lateralmente) da classificação de Logan et al. (1964). No estrato superior

os estromatólitos tendem a ser preferencialmente dômicos (figura 6.47B), tipo SH (estromatólitos de hemisferóides empilhados verticalmente) da classificação de Logan et al. (1964). Em algumas situações, no estrato superior, os estromatólitos são do tipo LLH na base e SH no topo.

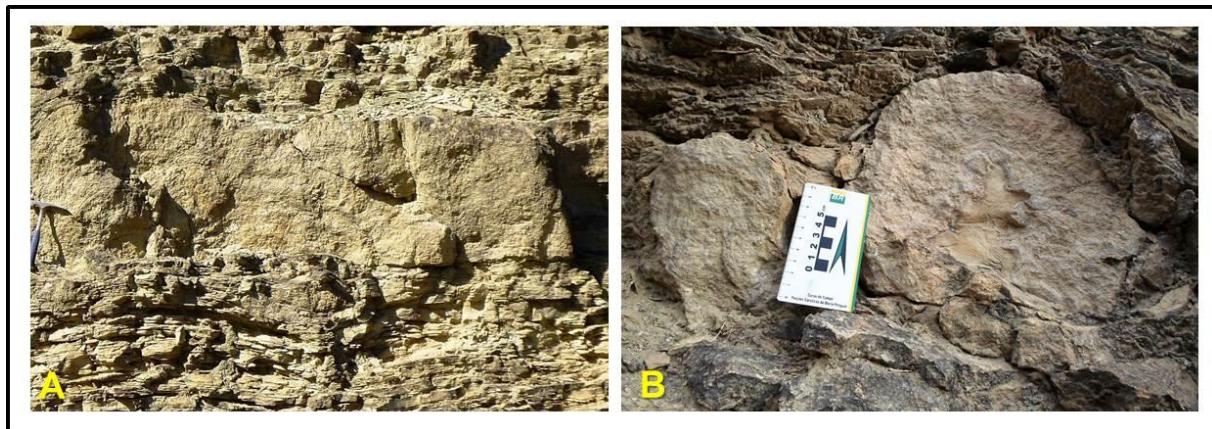


Figura 6.47: Classificação dos estromatólitos segundo Logan et al. (1964). A: estromatólito tipo LLH; B: estromatólito tipo SH. Afloramento Lomito.

Raras vezes foram identificados biohermas de estromatólitos, que se apresentam na forma de lente de até 50 cm de comprimento e 15 cm de espessura (no eixo da bioconstrução), como visto na figura 6.48.

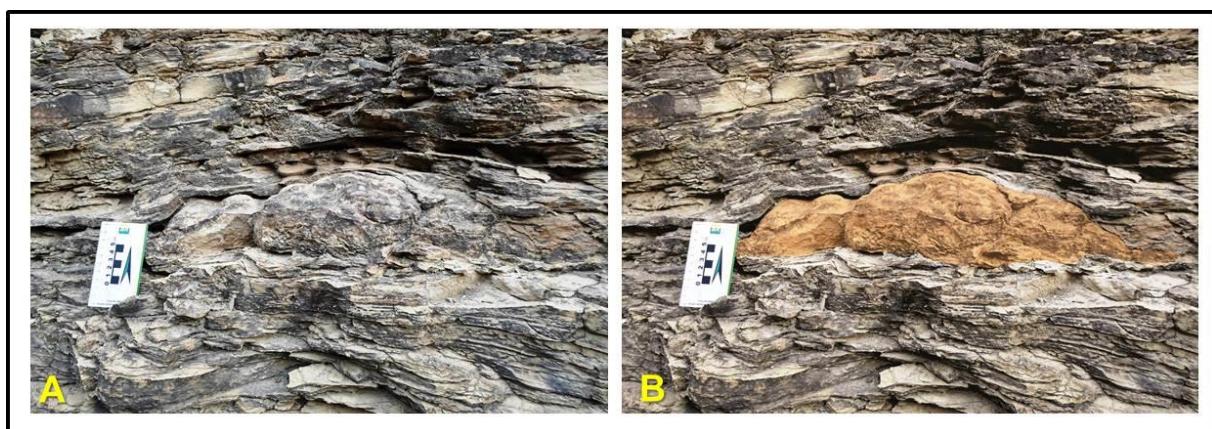


Figura 6.48: Bioherma de estromatólito (FC10) no afloramento Lomito em meio laminito crenulado (FC11). A: foto original; B: lente de estromatólito destacado.

Macroscopicamente, tanto os estromatólitos LLH como os SH são laminados com estrutura interna colunar (figuras 6.49A e B). Em planta apresentam aspecto cerebróide (figura 6.49C). Gretas de ressecamento no topo das bioconstruções são comuns nesta fácie (figura 6.49D).

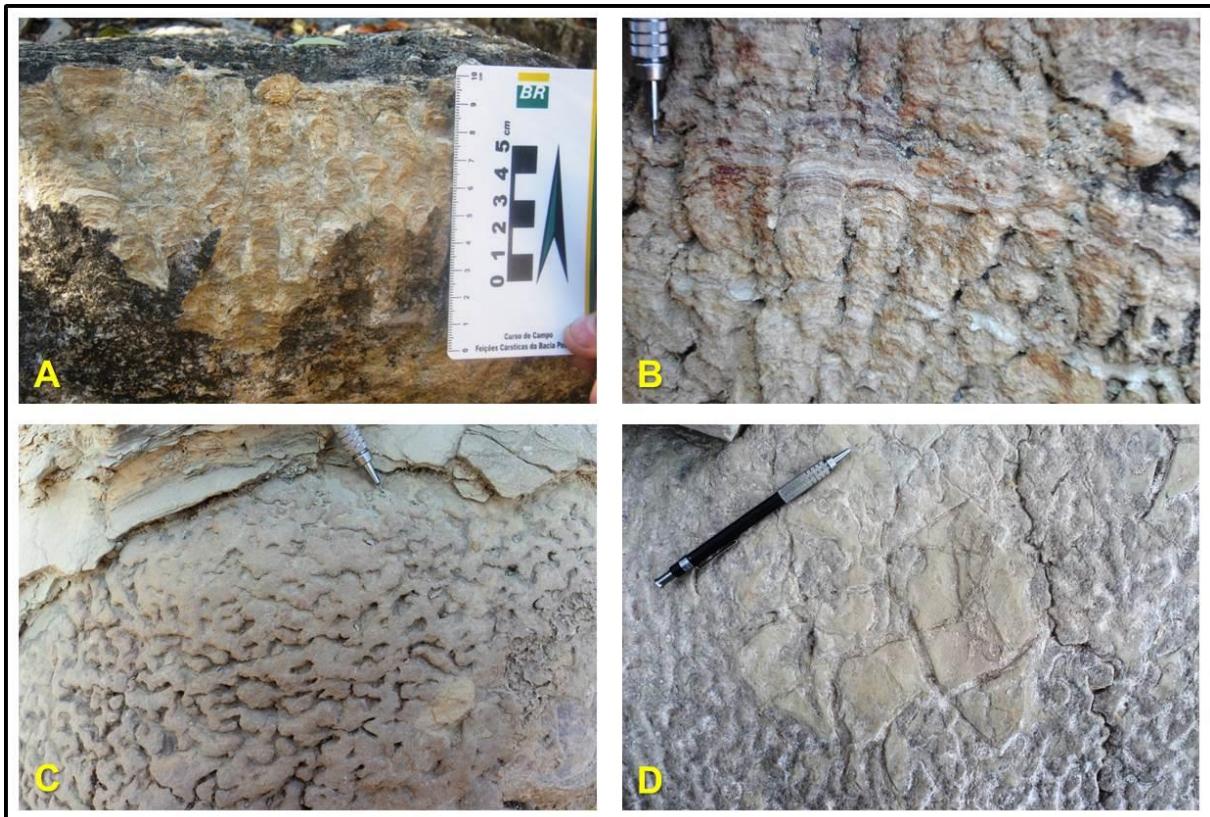


Figura 6.49: Fotografias da fácie FC10. A: estrutura interna colunar no afloramento Dique compensador ravina; B: estrutura interna colunar no afloramento Vapumas; C: aspecto cerebróide da vista em planta no afloramento Assado; D: feições de exposição no topo da fácie no afloramento Astronauta (vista em planta).

Em lâmina petrográfica (figura 6.50) ambos os tipos (LLH e SH) da fácie FC10 apresentam as mesmas características. Observa-se que as rochas possuem estruturas convexas laminadas (colunares) de até 5 mm de largura (figuras 6.50A e B) com alternância de intervalos milimétricos com micrita e pelóides tamanho areia fina (figuras 6.50C e D) e intervalos com cristais fasciculares de calcita de até 1 mm de comprimento (figuras 6.50E e F). Raramente são observados trapeamentos de grãos de quartzo. Em função da ocorrência de cristais fasciculares de calcita, a fácie FC10 poderia ser classificada como estromatólito arborescente segundo Terra et al. (2010), no qual os componentes internos dos estromatólitos se organizam de forma ramificada divergente e possuem comprimento maior que a largura. Esta fácie apresenta alta porosidade primária do tipo *growth framework* (figuras 6.50E e F).

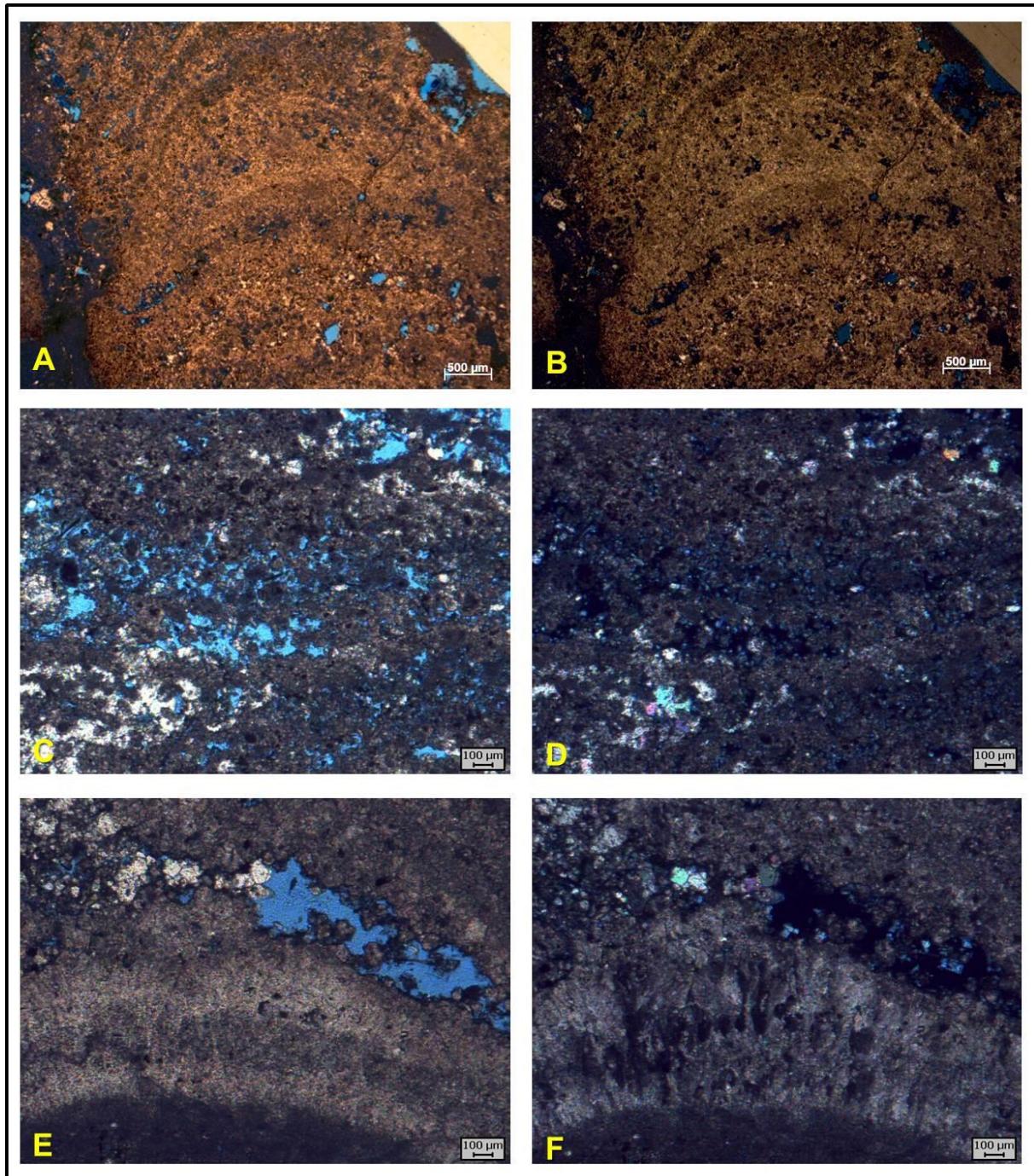


Figura 6.50: Fotomicrografias da fácie FC10. A e B: estrutura laminada colunar. Amostra T-46 (Tartaruga); C e D: porção peloidal com alta porosidade. Amostra E-17 (Enseada); E e F: detalhe do nível com cristais fasciculares de calcita com porosidade do tipo *growth framework*. Amostra E-17 (Enseada). A, C e E: polarizadores paralelos; B, D e F: polarizadores cruzados.

As figuras 6.51 e 6.52 apresentam imagens da fácie FC10 obtidas com MEV. Na figura 6.51 é possível observar alta porosidade, cristais romboédricos de calcita (composição verificada por EDS) e argilo-minerais. Na figura 6.52 observam-se filamentos microbianos. A identificação dos filamentos se deu por meio da análise dos

resultados de EDS, que apontaram que os filamentos estão parcialmente calcitizados em comparação com exemplos da literatura (e.g. FOLK, 1993; PERRI; TUCKER; MAWSON, 2013).

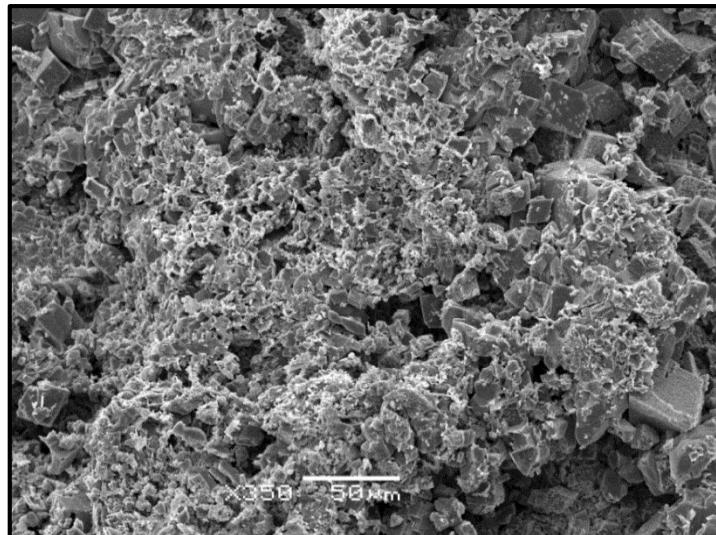


Figura 6.51: Eletromicrografia da fácie FC10 no MEV. Amostra T-46 (Tartaruga).

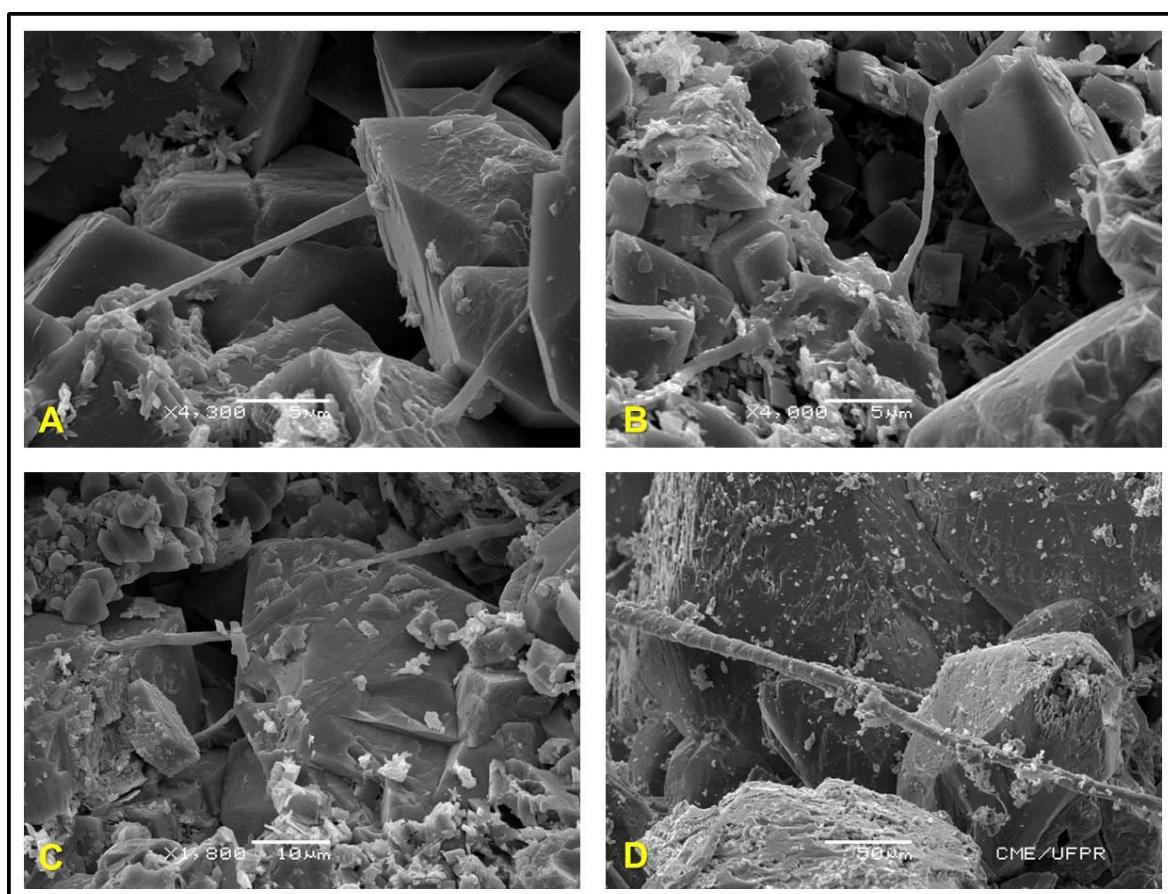


Figura 6.52: Filamentos microbianos na fácie FC10, imagens obtidas com MEV. Amostra T-46 (Tartaruga).

Interpretação:

As formas de ocorrência, estruturas e componentes observados na fácie FC10 indicam formação a partir de processos de acumulação bioinduzidos por atividade microbiana. A ocorrência de estromatólitos é restrita à zona fótica, uma vez que cianobactérias necessitam de luz para realização da fotossíntese (WRIGHT, 1990b). Desta forma, a fácie FC10 foi interpretada como depositada em ambiente litorâneo, sob lâmina d'água rasa, mas com espaço suficiente para formação dos domos, que chegam a atingir até 50 cm de altura. As feições de exposição (gretas de ressecamento) observadas nos topos das bioconstruções indicam períodos de exposição subaérea. A boa porosidade observada corresponde à porosidade primária preservada e evidencia que esta fácie pode ser um bom alvo para a prospecção de hidrocarbonetos, uma vez que apresenta características permo-porosas favoráveis para rocha reservatório.

6.2.2.11 Laminito crenulado (FC11)

A fácie FC11 é constituída por laminito crenulado (figura 6.53). Corresponde a rocha carbonática de granulação fina (silte/argila) formada pela recorrência de lâminas com superfícies crenuladas (onduladas). Podem estar associadas a fácies carbonáticas lamosas (FC1 ou FC2) ou a estromatólitos (FC10). Algumas vezes, as laminações encontram-se rompidas/brechadas por efeitos de exposição subaérea.



Figura 6.53: Ocorrência da fácie FC11 no afloramento Finca el Retiro.

Em lâmina petrográfica, a fácie FC11 apresenta intercalações de cristais lamelares de calcita (composição definida pelo tingimento com alizarina) e micrita com aspecto laminado crenulado (ondulado) como pode ser observado na figura 6.54. Esta fácie é rica em quartzo, podendo ter até 25% de grãos angulosos a arredondados tamanho areia muito fina (predominante) a silte. Carapaças de ostracodes, normalmente desarticuladas, de tamanho areia fina, e partículas placóides submilimétricas de muscovita ocorrem como acessórios (até 5%). A porosidade é baixa, do tipo fenestral.

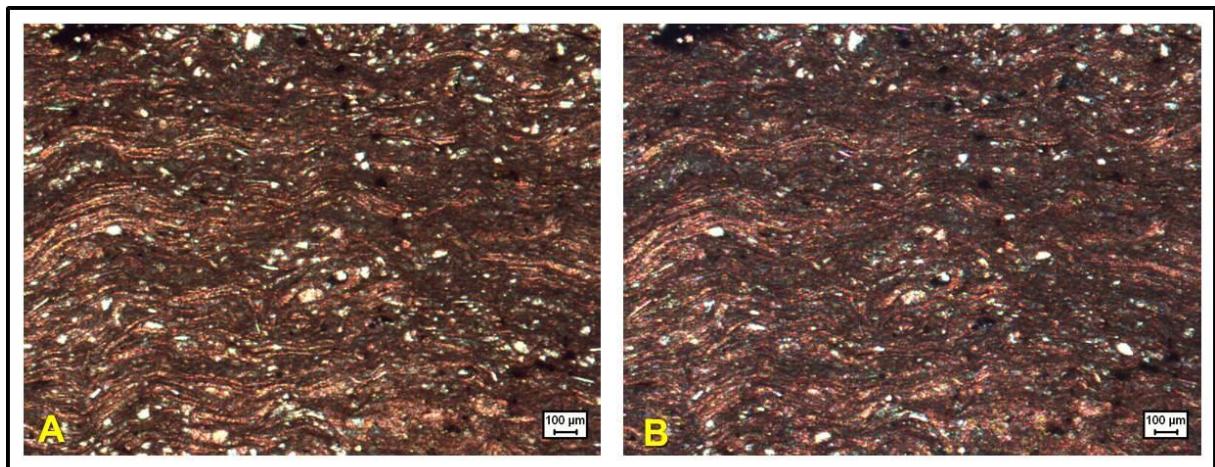


Figura 6.54: Fotomicrografias do laminito crenulado da fácie FC11. Amostra V-26 (Vapumas), tingida com alizarina. A: polarizadores paralelos; B: polarizadores cruzados.

Ao MEV (figura 6.55), esta fácie apresenta cristais de calcita (micrita) variando de um a vinte micrômetros de comprimento. Assim como na fácie FC10 foram identificados filamentos microbianos (figuras 6.55B a D) parcialmente calcitizados.

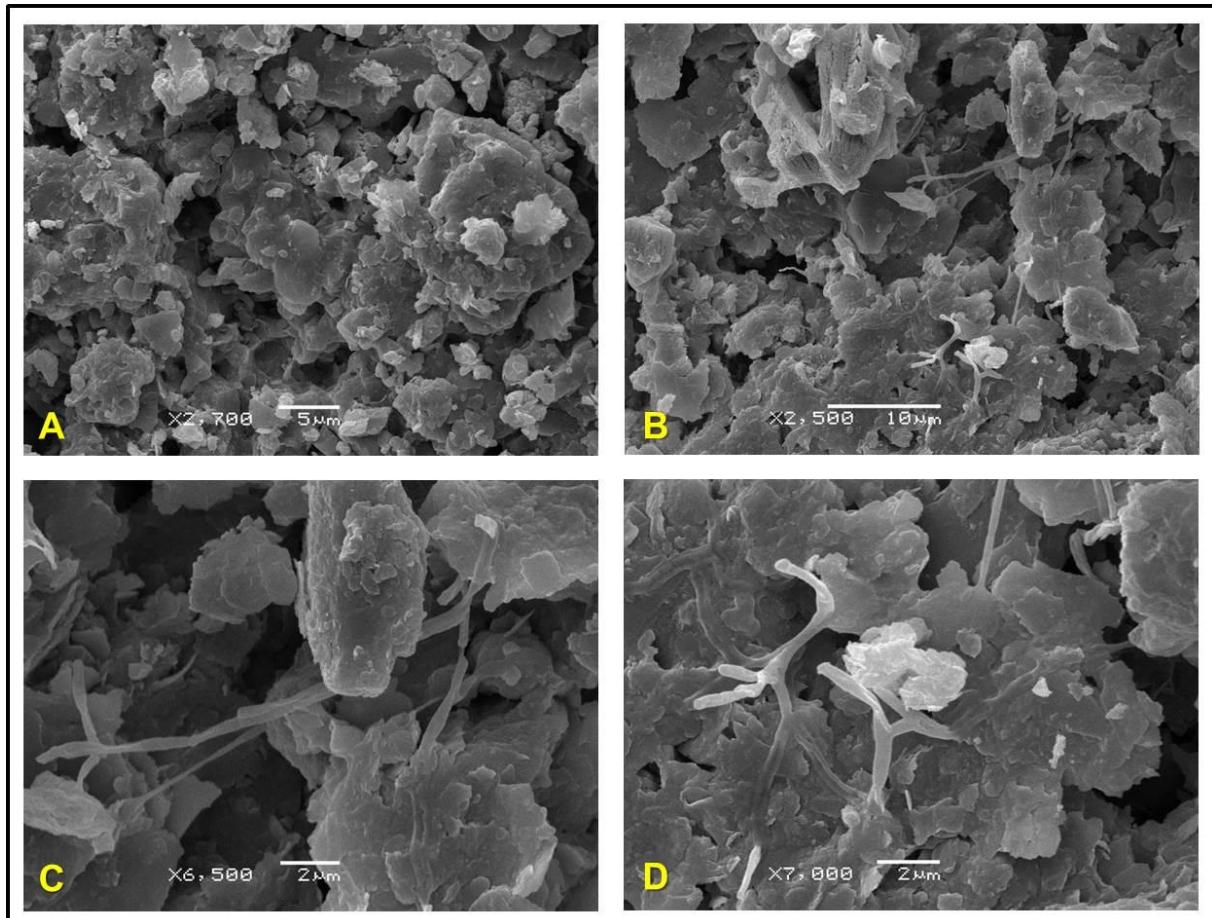


Figura 6.55: Eletromicrografias da fácie FC11. Observar ocorrência de filamentos microbianos em B, C e D. Amostra VQ-41 (Vapumas).

Interpretação:

A ocorrência de superfícies irregulares (crenuladas) em laminitos, segundo Terra et al. (2010) é indicativa da ação de atividade microbiana na sua formação. Tal observação é corroborada pela identificação de filamentos ao MEV. Desta forma, a fácie FC11 corresponde a esteiras microbianas que segundo Flügel (2010) e Neumann et al. (2008), podem se formar nos lagos em ambientes de planície lamosa supralitoral, ambiente extremamente raso no qual não há espaço suficiente para geração de domos como ocorre com os estromatólitos.

6.2.3 Fácies mistas (FM)

6.2.3.1 Marga com laminação plano-paralela (FM1)

A fácie FM1 é constituída por margas com laminação plano-paralela (figura 6.56). Corresponde a rocha pelítica, cinza esverdeada, sustentada por matriz e podendo ter entre 35 e 60% de componentes siliciclásticos (argila e/ou silte). Apresenta laminação plano-paralela, definida pela ocorrência de partículas placóides de mica paralelas ao acamamento. Encontra-se comumente bem alterada com padrão de desagregação facoidal.

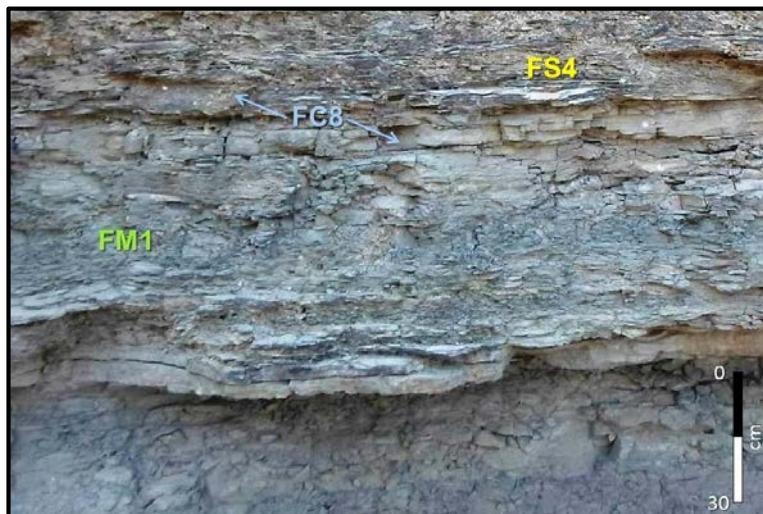


Figura 6.56: Margas da fácie FM1 em ocorrência com as fácies FS4 e lentes da FC8 no afloramento Vapumas.

Petrograficamente (figura 6.57), a fácie FM1 corresponde a rocha sustentada por matriz com grãos de quartzo e mica dispersos. A matriz é composta por micrita e argila (a fração argilosa pode atingir até 40% do total da matriz). Os grãos de quartzo são angulosos a subangulosos, granulação silte (predominante) a areia muito fina e podem corresponder a até 30% dos componentes da fácie. A mica, cujo teor não ultrapassa os 10%, se apresenta como partículas lamelares de muscovita com comprimentos que variam entre 0,1 a 0,3 mm. Raramente ocorrem grãos carbonáticos (pelóides e bioclastos), cujos percentuais não chegam a 1%. A rocha apresenta

laminação plano-paralela incipiente, definida pela orientação das lamelas de muscovita.

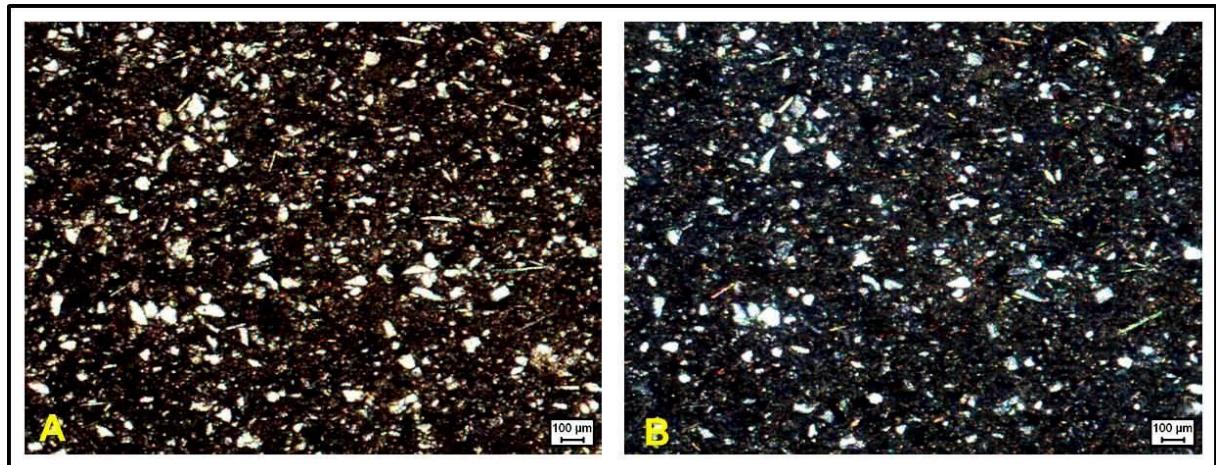


Figura 6.57: Fotomicrografias da fácie FM1. Amostra V-19 (Vapumas). A: polarizadores paralelos; B: polarizadores cruzados.

Interpretação:

A fácie FM1 foi interpretada como depositada em ambiente pelágico com predominância de processos de decantação (baixa energia), com mistura de componentes carbonáticos e siliciclásticos. Grãos de granulação silte a areia muito fina podem chegar ao ambiente pelágico por meio de plumas hipopicnais ou podem ser transportados pelo vento (FLÜGEL, 2010).

6.2.3.2 Arenito híbrido (FM2)

A fácie FM2 (figura 6.58) corresponde a arenito fino/muito fino híbrido, composto por grãos siliciclásticos e carbonáticos. Estas rochas possuem de 45 a 65% de grãos de quartzo+mica e 35 a 55% de grãos carbonáticos (pelóide+intraclasto+bioclasto+oóide). Esta fácie se apresenta em estratos de até 50 cm formados por camadas tabulares a ondulados com espessuras variando de 1 a 5 cm. Internamente, essas camadas apresentam laminações plano-paralelas à cruzadas de baixo ângulo.



Figura 6.58: Arenitos híbridos com camadas tabulares a onduladas da fácie FM2 nos afloramentos Finca el Retiro (A) e Vapumas (B).

Observada em lâmina petrográfica (figura 6.59), a fácie FM2 é composta por intercalações de intervalos mais ricos em componentes siliciclásticos e intervalos mais ricos em componentes carbonáticos, originando laminação plano-paralela. Os componentes siliciclásticos são constituídos por grãos de quartzo de granulação areia muito fina/fina, angulosos a subangulosos e partículas lamelares submilimétricas de muscovita. Já os componentes carbonáticos são constituídos predominantemente por pelóides de tamanho areia fina, intraclastos arredondados a alongados de *mudstone* com comprimento médio de 1 mm, carapaças de ostracodes (granulação areia fina a média) e raros oóides concêntricos-radiais a micritizados de tamanho areia média. Entre os grãos pode ocorrer até 10% de matriz que também apresenta composição mista (argilosa+micrítica).

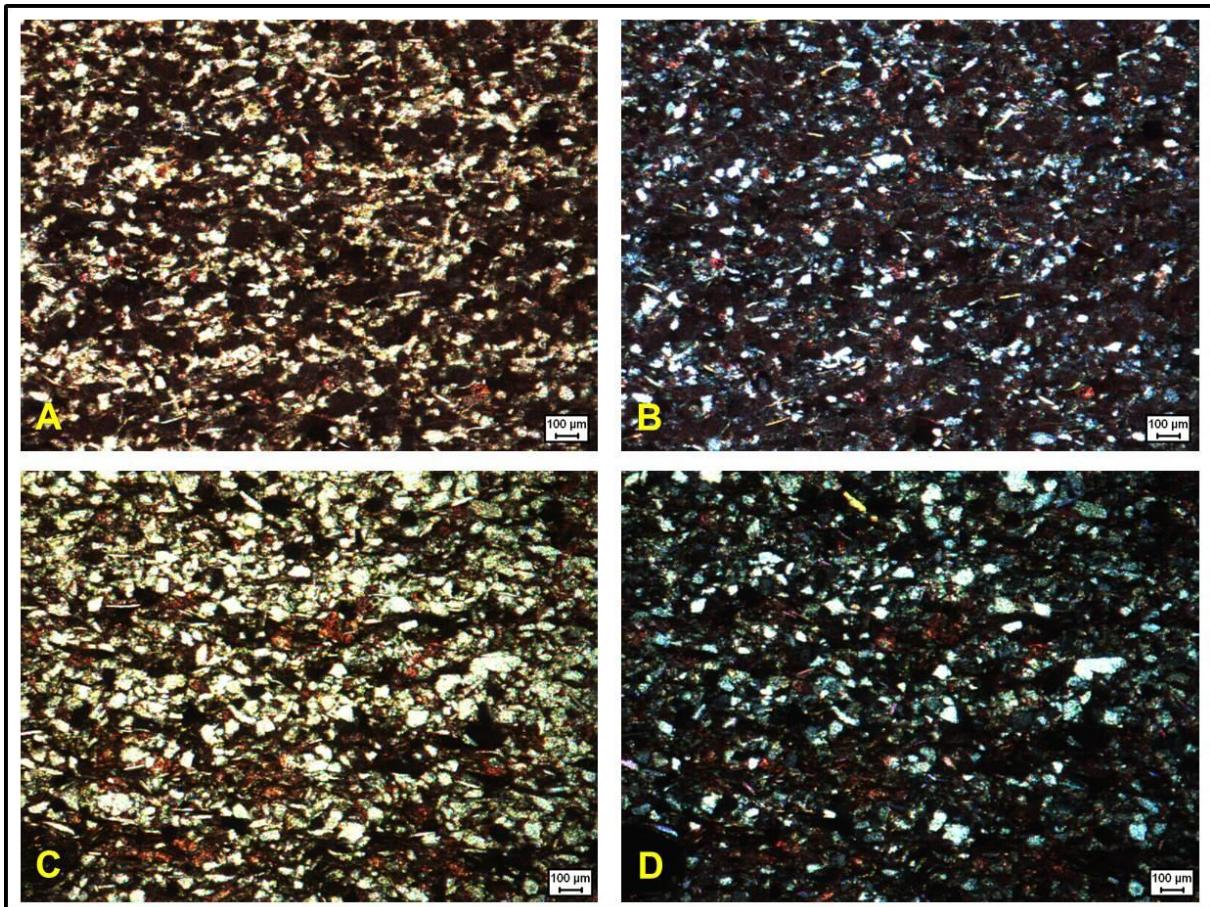


Figura 6.59: Intercalação de constituintes siliciclásticos e carbonáticos da fácie FM2. A e B: amostra FR-7 (Finca el Retiro); C e D: amostra Lo-3 (Lomito). Ambas amostras estão tingidas com alizarina. A e C, polarizadores paralelos; B e D, polarizadores cruzados.

Interpretação:

A fácie FM2 foi interpretada como depositada em ambiente raso, com deposição conjunta de grãos carbonáticos e siliciclásticos. A ocorrência de grãos detriticos em meio a grãos carbonáticos indica aporte de grãos externos da bacia e sugere proximidade com a linha de costa e da fonte siliciclástica. A laminação observada indica, na alta frequência, alternância de períodos com maior influxo siliciclástico e períodos de maior produtividade carbonática.

6.2.4 Fácies vulcanoclásticas (FV)

6.2.4.1 Tufo vulcânico vítreo (FV1)

A fácie FV1 corresponde a rocha vulcanoclástica composta por piroclastos com tamanhos inferiores a 2 mm (cinzas vulcânicas). Essa fácie é constituída por litotipo de cor bege, de baixa densidade, com laminação plano-paralela e contatos bruscos com adjacentes, como pode ser observado na figura 6.60. Esta fácie corresponde a um estrato tabular e contínuo com espessura entre 15 a 20 cm que ocorre em praticamente todos os afloramentos estudados.



Figura 6.60: Nível de tufo (fácie FV1) nos afloramentos Assado (A) e Vapumas (B).

Em lâmina petrográfica (figura 6.61) a fácie FV1 apresenta aspecto maciço e é composta majoritariamente (90 a 95%) por fragmentos vítreos que configuram a matriz da rocha. Cristais subédricos de feldspato e cristais granulares de quartzo submilimétricos somam entre 5 e 10%.

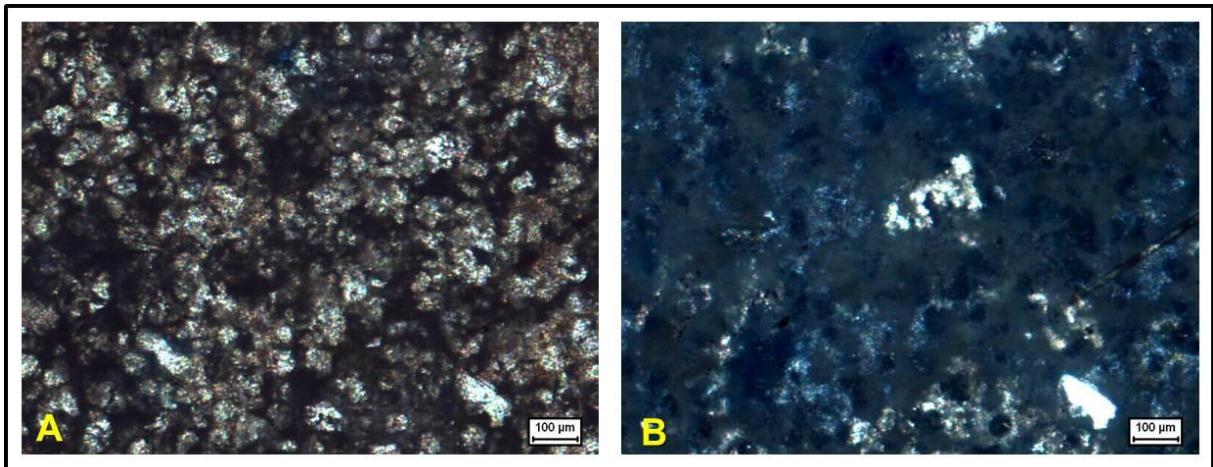


Figura 6.61: Fotomicrografias do tufo vulcânico vítreo da fácie FV1. Amostra V-12 (Vapumas).
Observar predomínio de vidro vulcânico na composição da rocha. A: polarizadores paralelos; B: polarizadores cruzados.

Interpretação:

Tufo vulcânico se forma a partir da sedimentação e litificação de material vulcânico fino gerado por erupções vulcânicas e transportados pelo vento (GILL, 2010). Pelo fato da fácie FV1 apresentar exclusivamente fragmentos de cinza vulcânica é possível inferir que corresponde à porções distais dos depósitos de queda piroclástica e marca evento praticamente síncrono na bacia. Justamente por este motivo, este estrato se caracteriza como um excelente marco cronoestratigráfico (sua datação foi apresentada no capítulo 5, item 5.3).

O quadro 6.1 apresenta um resumo, contendo os códigos, descrições e interpretações para cada uma das dezenove fácies descritas para a SBIII. Já a figura 6.62 mostra a distribuição das fácies no perfil-tipo (afloramento Vapumas) da sequência em estudo.

Quadro 6.1: Quadro resumo das fácies descritas para a Sequência Balbuena III.

Fácies		Descrição	Interpretação
FS	FS1	Siltito argiloso micáceo com laminação plano-paralela incipiente	Deposição em planície lamosa em subambiente supralitorâneo
	FS2	Heterolito de lamito com laminação plano-paralela e lentes de arenito muito fino com laminação ondulada	Decantação de lama (predomina) e deposição de areias por fluxos oscilatórios em subambiente litorâneo a sublitorâneo
	FS3	Lamito argiloso com laminação plano-paralela	Decantação em subambiente pelágico
	FS4	Heterolito de arenito muito fino com laminação ondulada truncada e lamito com laminação plano-paralela	Decantação de lama e deposição de areias (predomina) por fluxos oscilatórios em subambiente litorâneo a sublitorâneo
	FS5	Arenito muito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo	Deposição de areias em subambiente litorâneo de alta energia
FC	FC1	<i>Mudstone</i> laminado	Deposição de micrita em subambiente pelágico de baixa energia
	FC2	<i>Mudstone</i> maciço	Deposição de micrita em subambiente pelágico de baixa energia
	FC3	<i>Packstone</i> oolítico com estratificação cruzada de baixo ângulo a ondulada	Deposição em áreas próximas à bancos de areia oolítica em subambiente litorâneo a sublitorâneo
	FC4	<i>Packstone</i> bioclástico a ostracode	Deposição em subambiente litorâneo de moderada energia na zona de influência de ondas
	FC5	<i>Packstone</i> peloidal wavy	Deposição em subambiente litorâneo de moderada energia na zona de influência de ondas
	FC6	<i>Grainstone</i> oolítico maciço ondulado com quartzo	Deposição em bancos de areia oolítica em subambiente litorâneo de alta energia
	FC7	<i>Grainstone</i> peloidal com estratificação cruzada	Deposição em bancos oolíticos em subambiente litorâneo de alta energia sob influência de ondas em fluxos oscilatórios a combinados
	FC8	<i>Rudstone</i> bioclástico a gastrópode	Deposição em subambiente supralitorâneo de moderada energia
	FC9	<i>Floatstone</i> bioclástico a gastrópode	Deposição em subambiente supralitorâneo de moderada/baixa energia
	FC10	Estromatólito colunar	Bioindução de cianobactérias na zona fótica em subambiente litorâneo
	FC11	Laminito crenulado	Bioindução de cianobactérias em subambiente supralitorâneo
FM	FM1	Marga com laminação plano-paralela	Decantação em subambiente pelágico
	FM2	Arenito híbrido	Deposição de areias híbridas em subambiente litorâneo de moderada/alta energia com variações de influxo siliciclastico
FV	FV1	Tufo vulcânico vítreo	Sedimentação de material proveniente de erupções vulcânicas

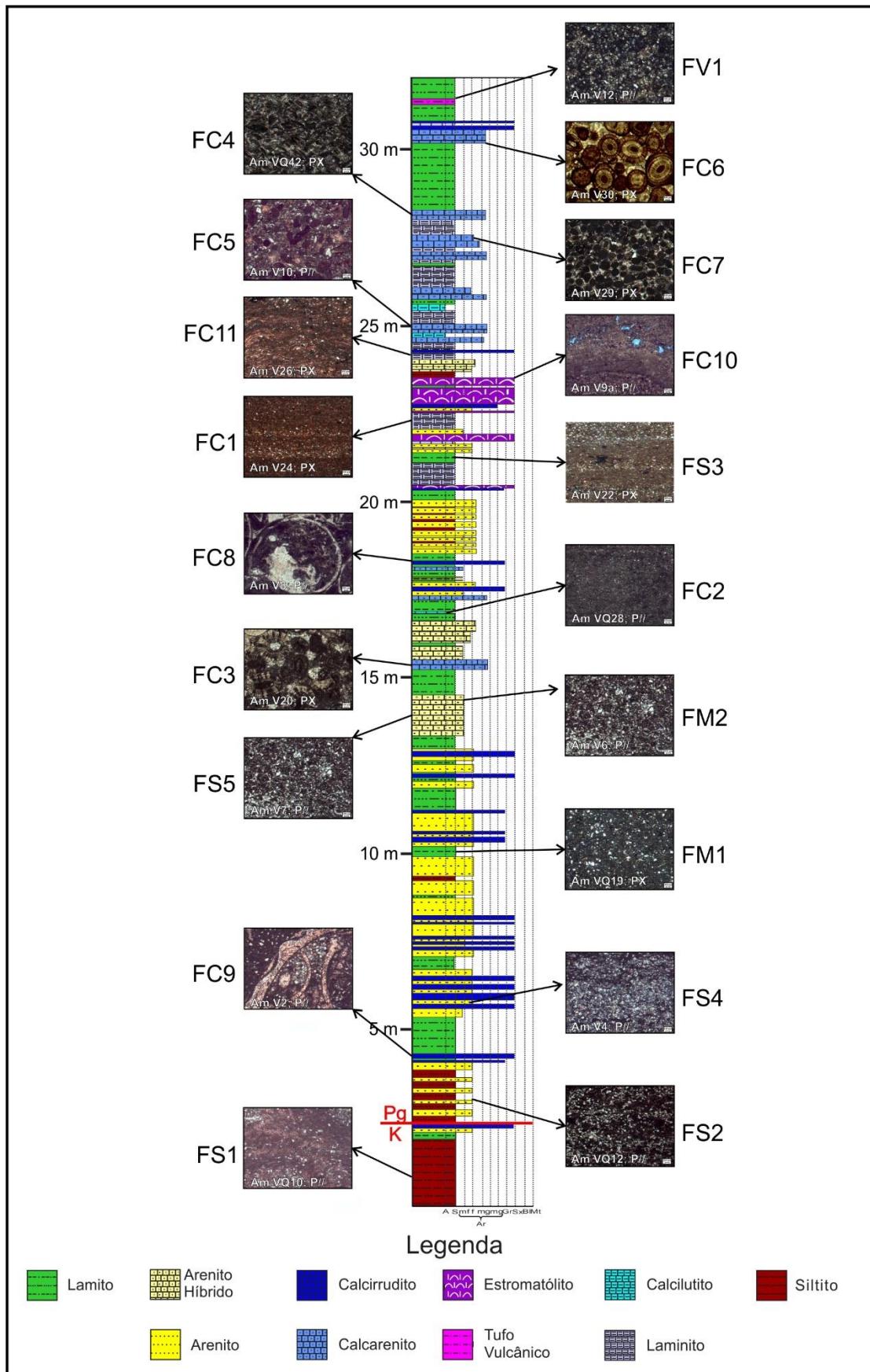


Figura 6.62: Distribuição das fácies descritas para a SBIII na seção-tipo (afloramento Vapumas).
Nas fotomicrografias estão o código da amostra e a indicação da posição dos polarizadores (P// = polarizadores paralelos; PX: polarizadores cruzados).

6.3 Associações de fácies

Associação de fácies pode ser definida como um grupo de fácies geneticamente relacionadas entre si e que possui significado ambiental (COLLINSON, 1969). Desta forma, a partir das relações de ocorrência das fácies da SBIII em campo, foi possível reuni-las em quatro **associações de fácies** (AFs): AF1) associação de fácies litorânea de lago aberto; AF2) associação de fácies pelágica de lago aberto; AF3) associação de fácies litorânea de lago fechado; e AF4) associação de fácies pelágica de lago fechado.

A ocorrência das associações de fácies na área de estudo pode ser relacionada a fatores climáticos, uma vez que o clima é o principal controlador do nível de base e influenciará diretamente a deposição do sistema lacustre. O clima é que irá controlar os agentes de deposição que condicionarão o aporte de sedimentos siliciclásticos e a taxa de produção de carbonatos no lago, uma vez que, por se tratar de uma bacia em fase SAG, assume-se taxa de subsidência praticamente regular e contínua (PROSSER, 1993; ARMITAGE; ALLEN, 2010).

Desta forma, há associações de fácies para os intervalos de clima úmido, no qual o lago encontra-se hidrologicamente aberto (maior umidade provoca mais chuvas, que alimentam a entrada de sedimentos no lago) e associações de fácies para os intervalos de clima árido, no qual o lago se torna hidrologicamente fechado e a produção da fábrica carbonática é favorecida. A única fácie que não está inserida em nenhuma das associações é a FV1, fácie associada a eventos vulcânicos, cuja ocorrência independe das características deposicionais do sistema lacustre.

6.3.1 Associação de fácies litorânea de lago aberto (AF1)

As fácies litorâneas de lago aberto estão associadas aos momentos de clima úmido. Nestes momentos, nos quais o lago encontra-se aberto, há entrada constante de sedimentos siliciclásticos na bacia, o que faz com que as fácies siliciclásticas predominem, embora também ocorram fácies carbonáticas e mistas. Na AF1 estão as fácies depositadas nas áreas proximais do lago, na zona litorânea. Nestes momentos

os sedimentos siliciclásticos, que são trazidos para o lago por rios, são transportados e retrabalhados por ondas e correntes. Fácies carbonáticas estão associadas aos momentos de maior quietude (menor aporte de sedimentos extrabacinais), nos quais a estabilização dos bancos de areia permite o desenvolvimento de gastrópodes. Nas áreas supralitorâneas pode ocorrer exposições subaéreas originando gretas de ressecamento. Esta associação agrupa as fácies FS1, FS4, FS5, FC8, FC9 e FM2.

6.3.2 Associação de fácies pelágica de lago aberto (AF2)

A associação de fácies 2 reúne fácies depositadas na região pelágica nos momentos que o lago encontra-se aberto. Nestas áreas predominam processos de decantação. A associação é formada pelas fácies FS2, FS3 e FM1.

6.3.3 Associação de fácies litorânea de lago fechado (AF3)

A associação de fácies 3 é constituída por fácies litorâneas depositadas nos momentos em que o lago encontrava-se fechado. Nestes momentos, cessava a entrada de sedimentos siliciclásticos, a água ficava mais límpida e o lago se tornava cada vez mais saturado em íons de carbonato de cálcio. Nesta associação estão as fácies carbonáticas e mistas geradas em ambientes litorâneos (zona fótica), sejam elas geradas sob condições de alta e moderada energia (*grainstones* e *packstones*), assim como por processos bioinduzidos (laminitos e estromatólitos). As fácies mais proximais (FC10 e FC11) estavam susceptíveis à exposição subaérea. Integram essa associação as fácies FC3, FC4, FC5, FC6, FC7, FC10, FC11 e FM2.

6.3.4 Associação de fácies pelágica de lago fechado (AF4)

A associação de fácies 4 é composta pelas fácies FC1, FC2, FM1 e FS3, que correspondem a depósitos formados em condições de baixa energia, de subambiente pelágico, no momentos em que o lago encontra-se fechado. A ocorrência de fácies siliciclásticas e mistas (FS3 e FM1) nesse contexto é explicada pelo fato dos

sedimentos clásticos de granulação fina continuarem sendo transportados em plumas hipopicnais para as regiões mais distais/internas do lago, mesmo depois de cessada a entrada de material extrabacinal.

As figuras 6.63 e 6.64 apresentam perfis deposicionais esquemáticos com a distribuição das fácies e associações de fácie para os intervalos de lago aberto (clima úmido, com predomínio de fácie siliciclásticas) e lago fechado (clima seco, com predomínio de fácie carbonáticas) respectivamente. Já nas figuras 6.65 e 6.66 estão blocos diagramas esquemáticos para os intervalos de lago aberto e de lago fechado.

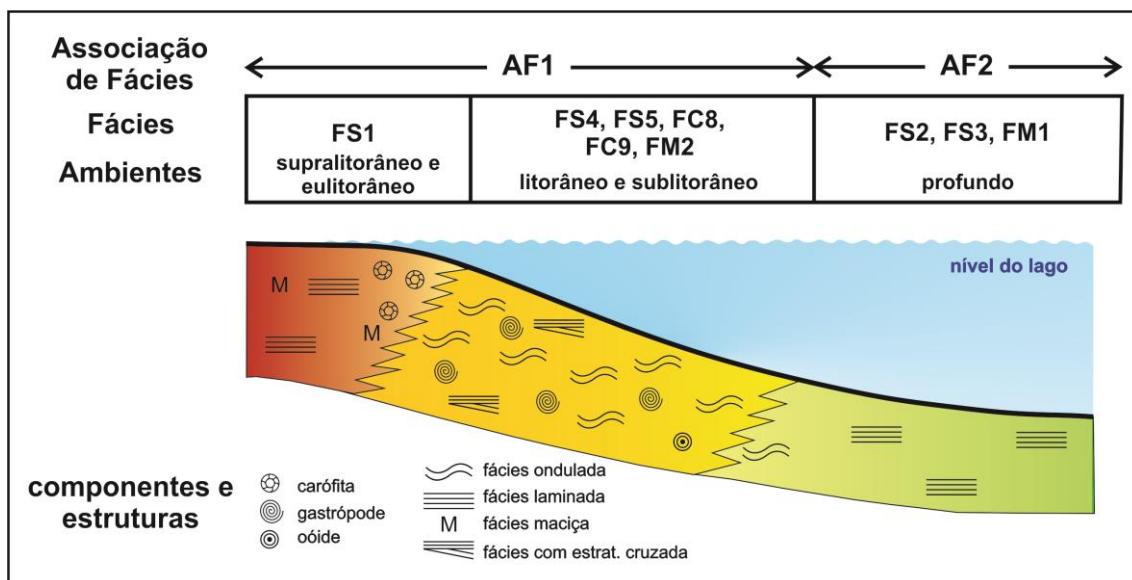


Figura 6.63. Perfil esquemático com a distribuição das fácie e associações de fácie para o intervalo de lago aberto (clima úmido) da SBIII.

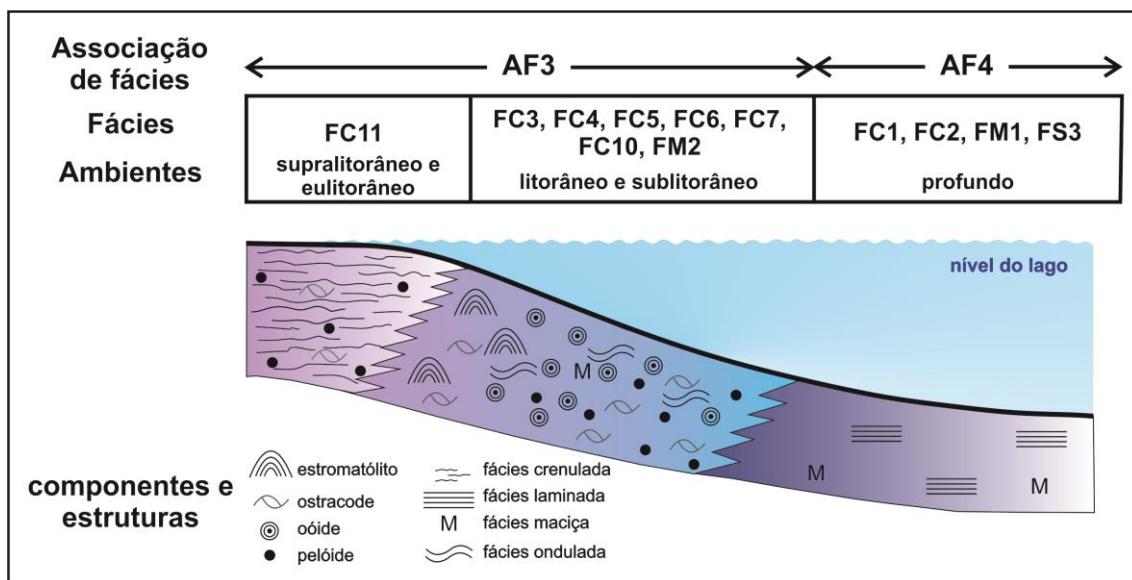


Figura 6.64. Perfil esquemático com a distribuição das fácie e associações de fácie para o intervalo de lago fechado (clima seco) da SBIII.

Intervalo de lago aberto

Clima úmido: lago em expansão

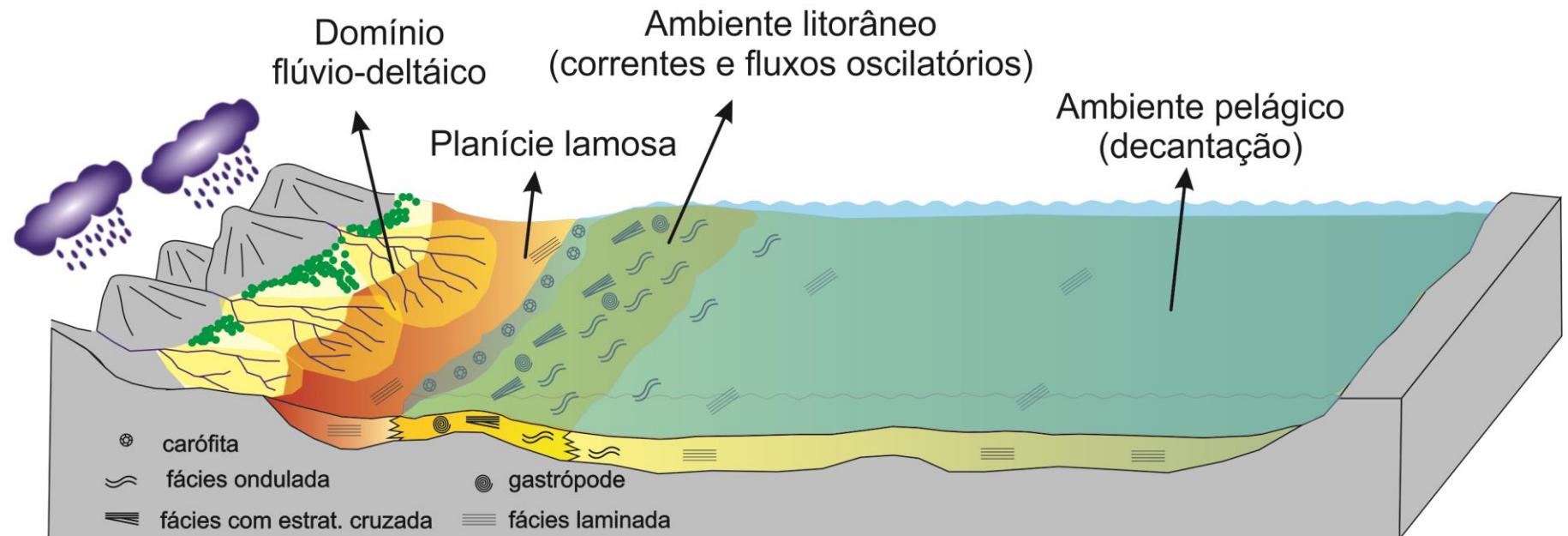


Figura 6.65. Bloco diagrama esquemático com a distribuição dos ambientes lacustres para o intervalo de lago aberto (clima úmido) da SBIII.

Intervalo de lago fechado

Clima árido: lago em retração

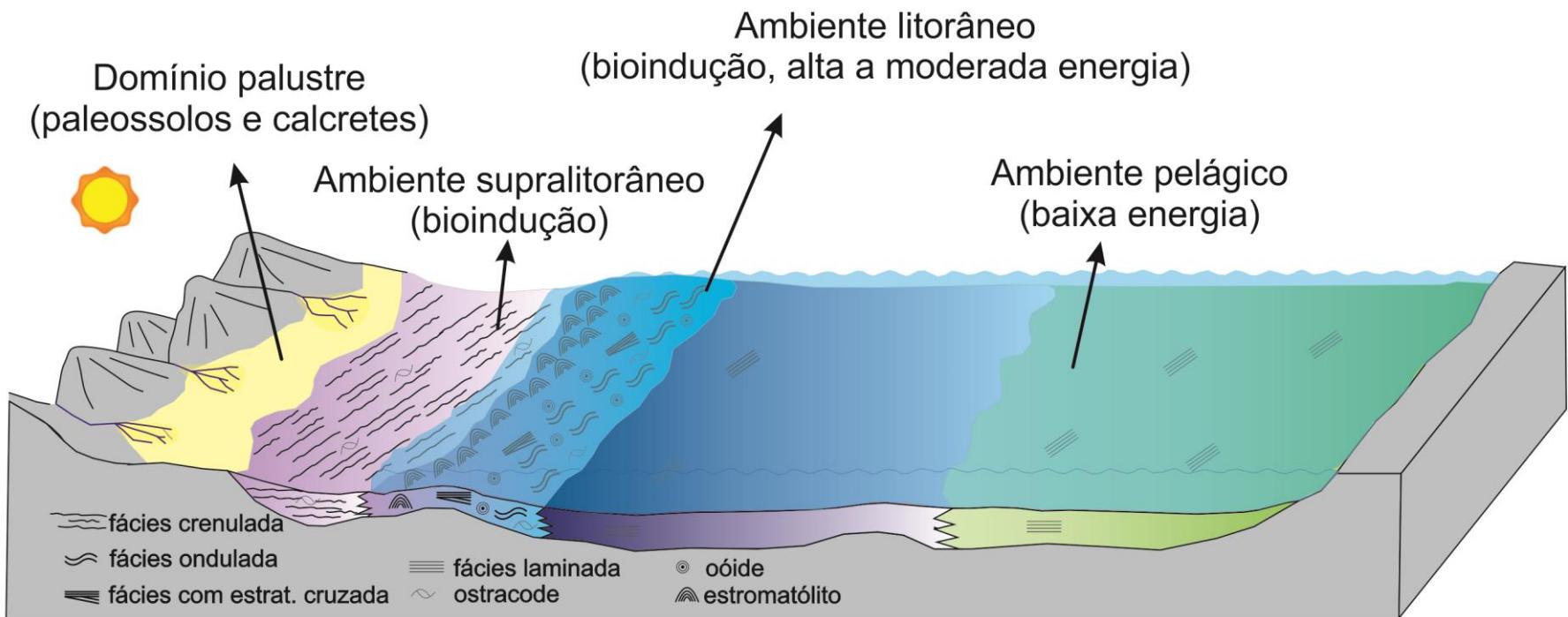


Figura 6.66. Bloco diagrama esquemático com a distribuição dos ambientes lacustres para o intervalo de lago fechado (clima árido) da SBIII.

7 ANÁLISES GEOQUÍMICAS DA SEQUÊNCIA BALBUENA III

7.1 Análise de rochas geradoras

Com o objetivo de caracterizar geoquimicamente as rochas geradoras (lamosas) da SBIII, foram realizadas análise geoquímica *bulk*; determinação da composição geoquímica dos estratos e análise de palinofácies para 19 amostras provenientes do afloramento Vapumas (seção-tipo da SBIII).

7.1.1 Análise geoquímica *bulk*

A análise geoquímica *bulk* reúne as análises de carbono orgânico total (COT) e pirólise *Rock-Eval*. As amostras não foram submetidas à análise de pirólise *Rock-Eval*, devido aos teores de COT estarem abaixo do padrão analítico estabelecido (COT $\geq 0,5\%$ para carbonatos e $\geq 1\%$ para pelitos).

Os resultados de COT, resíduo insolúvel (RI) e enxofre (S) estão apresentados no quadro 7.1. Os teores de COT são baixíssimos (inferiores a 0,3%, figura 7.1), o que implica uma baixa preservação do conteúdo orgânico em função das condições de deposição/preservação de matéria orgânica.

Os resultados de análises de resíduo insolúvel revelam tratar-se de uma seção sedimentar com deposição predominantemente siliciclástica, podendo haver alguma contribuição carbonática. O resultado da amostra VQ-31, com RI de 49%, sugere deposição mista (siliciclástica + carbonática) conforme mostrado na figura 7.2.

O método COT/S, que é usado como indicador de paleosalinidade (distinção entre paleoambiente marinho e lacustre de água doce/salino/hipersalino), não foi aplicado nesse estudo, pois esse método é validado somente para rochas com teor de COT $> 1\%$ e $< 15\%$, segundo Berner e Raiswell (1984).

Quadro 7.1: Teores de carbono orgânico total (COT), resíduo insolúvel (RI) e enxofre (S) para amostras da SBIII.

Amostra	COT (%)	RI (%)	S (%)
VQ-10	0,18	88,0	0,00
VQ-11	0,17	93,0	0,01
VQ-12	0,22	92,0	0,01
VQ-14	0,19	89,0	0,00
VQ-16	0,18	85,0	0,01
VQ-19	0,17	83,0	0,01
VQ-21	0,18	91,0	0,01
VQ-23	0,15	90,0	0,01
VQ-25	0,15	90,0	0,00
VQ-28	0,17	90,0	0,01
VQ-29	0,24	88,0	0,01
VQ-31	0,26	49,0	0,04
VQ-35	0,25	72,0	0,01
VQ-36	0,16	87,0	0,01
VQ-38	0,20	91,0	0,01
VQ-39	0,22	73,0	0,01
VQ-41	0,20	66,0	0,04
VQ-43	0,17	92,0	0,00
VQ-44	0,16	94,0	0,01

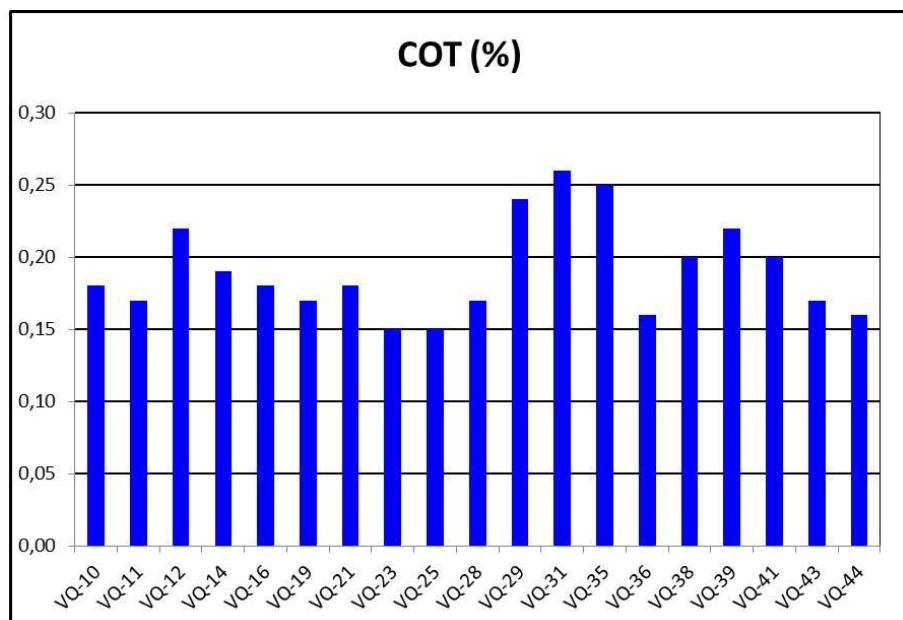


Figura 7.1: Resultados de análises de carbono orgânico total (COT) para a SBIII.

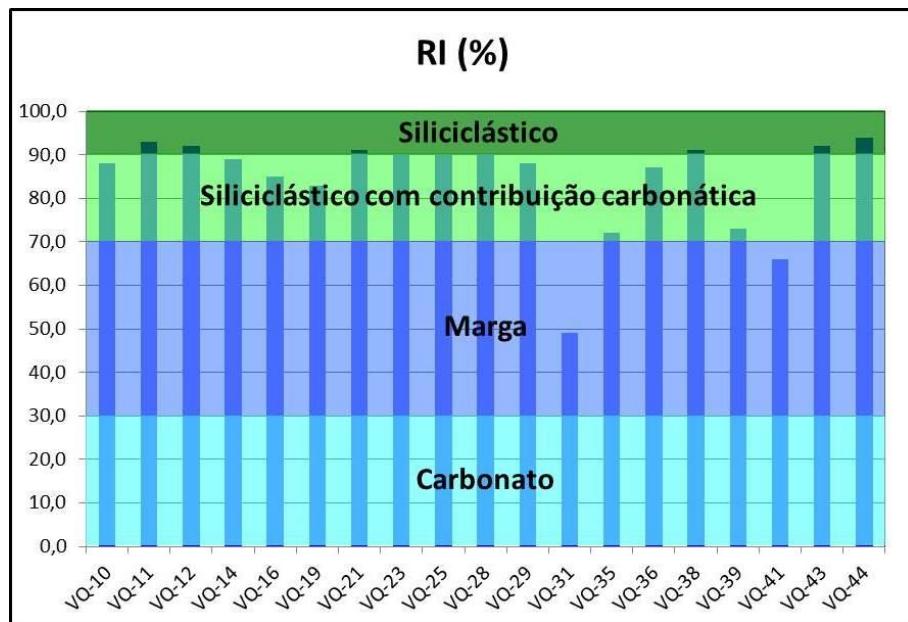


Figura 7.2: Resultados de teores de resíduo insolúvel (RI) para a SBIII.

7.1.2 Caracterização geoquímica de estratos

Devido ao baixo conteúdo orgânico das amostras analisadas, os valores obtidos da análise por cromatografia gasosa (perfil de *n*-parafinas) não foram conclusivos. Os parâmetros de biomarcadores foram utilizados para inferências paleambientais, segundo a compilação de Peters et al. (2005). Deste modo, a deposição em **ambiente lacustre** com moderada a elevada salinidade (condições de **restrição ambiental**), é sugerida por: a) presença de metil esteranos; b) elevada abundância relativa de gamacerano; c) baixos valores das razões Hopano/Esterano, TPP/(TPP+DiaC27) e 26/25TRI; d) altos valores da razão H35/H34, e) percentuais equânnimes dos esteranos C27-C28-C29 e f) composição isotópica do carbono dos extratos entre -27,14‰ e -25,65‰.

7.1.3 Palinofácies

Foram selecionadas as amostras VQ-29 e VQ-41, respectivamente com COT de 0,24% e 0,20%, para isolamento e concentração da matéria orgânica particulada.

Não foi possível realizar análise de palinofácies devido à baixa recuperação de matéria orgânica particulada no material (<300 partículas; figura 7.3). Nas lâminas foram observadas partículas de fitoclastos opacos e raros fitoclastos bioestruturados que correspondem à matéria orgânica mais refratária (resistente à degradação óxica).

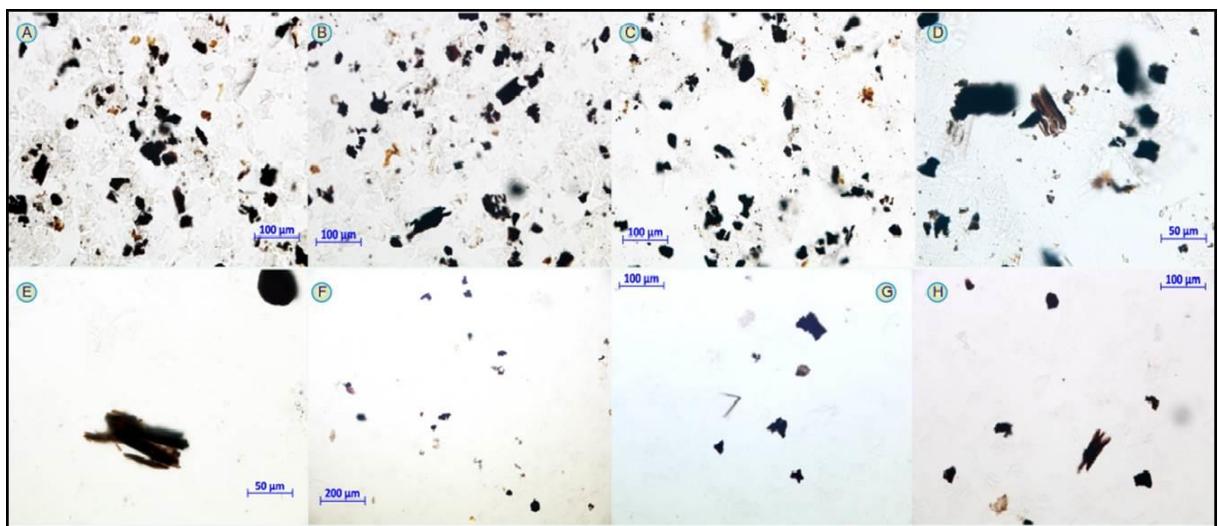


Figura 7.3: Partículas de fitoclastos opacos e raros fitoclastos bioestruturados. 1A a 1D: amostra VQ-29; 1E a 1H: amostra VQ-41. Fotomicrografias sob luz branca transmitida.

7.2 Isótopos estáveis de C e O

Resultados de análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio possibilitam interpretações das condições ambientais no momento de formação das rochas carbonáticas. Com o objetivo de auxiliar a discussão do ambiente deposicional da SBIII, nove amostras de fácies carbonáticas provenientes da porção superior da seção-tipo da SBIII (afloramento Vapumas) foram analisadas para isótopos estáveis de C e O.

O Quadro 7.2 apresenta os resultados dessas análises. Os valores da composição isotópica de carbono variaram de -0,2 a -2,3 ‰ (VPDB) e do oxigênio de -0,54 a 4,29 ‰ (VPDB) e estão dentro do range esperado para carbonatos lacustres

encontrados na literatura (e.g. CAMOIN et al. 1997; TALBOT, 1990; TALBOT; KELTS, 1990).

Quadro 7.2: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para amostras da SBIII.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Std dev $\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Std dev $\delta^{13}\text{O}$
VQ-02	-0.2	0.08	3.37	0.1
VQ-26	-2.3	0.03	-0.54	0.05
VQ-33	-0.45	0.03	4.1	0.05
VQ-34	-0.88	0.05	2.29	0.06
VQ-37	-1.39	0.06	-0.31	0.05
VQ-40	-1.73	0.05	0.03	0.05
VQ-41	-0.55	0.05	4.29	0.08
VQ-42	-2.06	0.03	-0.12	0.11
VQ-45	-0.36	0.08	-0.06	0.11

A figura 7.4 exibe as relações entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras da SBIII. É possível verificar que os dados apresentam forte covariância positiva, com coeficiente de correlação (r) = 0,73. De acordo com Talbot (1990) a partir dessas constatações é possível considerar que os depósitos sedimentares carbonáticos da porção superior da SBIII se formaram em condições típicas de lagos fechados, uma vez que o coeficiente de correlação é superior a 0,7.

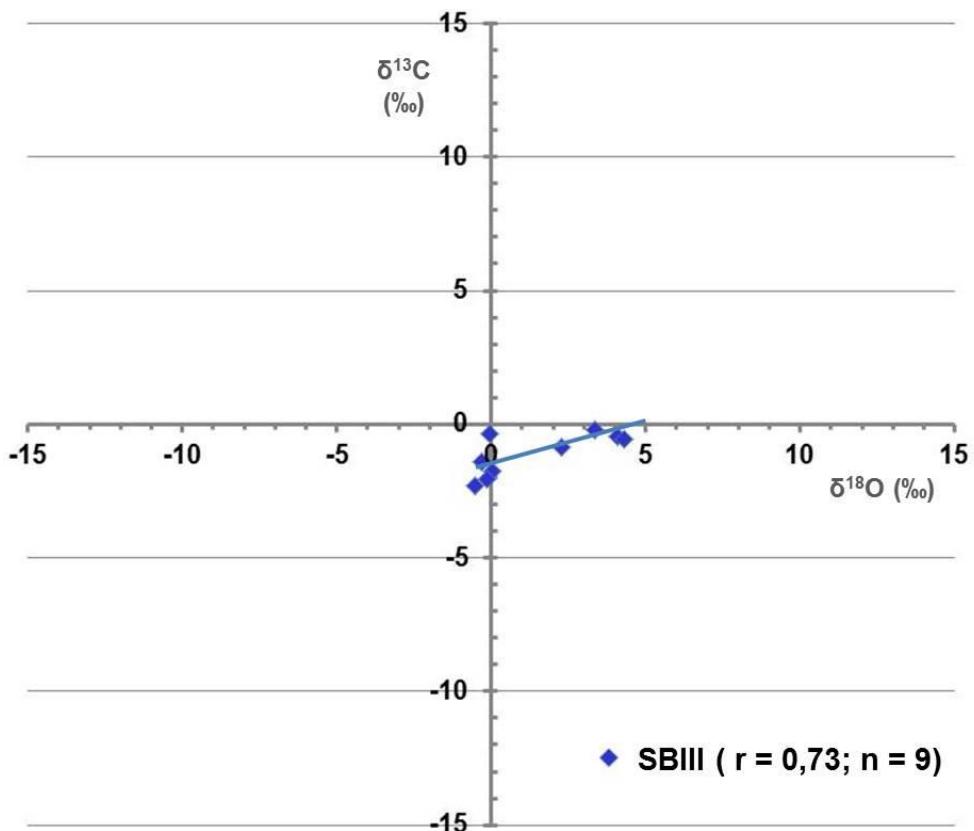


Figura 7.4: Resultados de teores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras da SBIII; r = coeficiente de correlação e n = número de amostras.

Em lagos fechados o balanço entre o influxo e evaporação tende a ser negativo (as taxas de evaporação são maiores que as taxas de influxo), o que faz com que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variem mais do que em lagos abertos. Os valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ (figura 7.5) indicam os momentos de maior taxa de evaporação e correspondem aos momentos de maior retração do lago. Como estes valores são provenientes das fácies FC10 e FC11, ambas de formação bioinduzida, é possível afirmar que estas fácies se desenvolveram sob condições de maior restrição ambiental, ou seja, em condições climáticas mais áridas, com maior estresse ambiental, coerente com o desenvolvimento de comunidades microbianas.

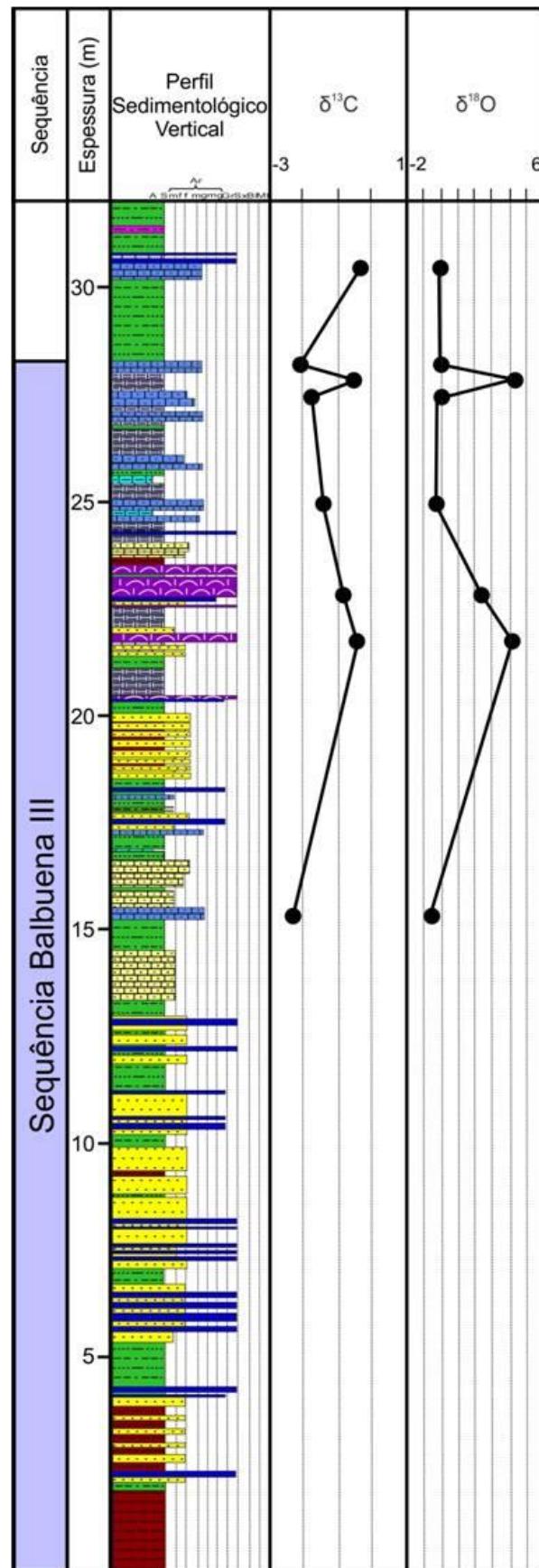


Figura 7.5: Perfis de resultados de análises de isótopos estáveis de C e O para porção superior da seção-tipo (afloramento Vapumas) da SBIII. Legenda dos litotipos de acordo com a figura 5.3.

8 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA SEQUÊNCIA BALBUENA III

Neste capítulo são apresentados os resultados da análise estratigráfica para a SBIII. Tal análise envolveu a identificação dos ciclos ideais de deposição, das superfícies estratigráficas e correlações entre os afloramentos estudados a partir dos preceitos da Estratigrafia de Sequências.

8.1 Estratigrafia de Sequências

A teoria da Estratigrafia de Sequências surgiu pela necessidade do entendimento das relações temporais e espaciais do registro sedimentar. Segundo Catuneanu et al. (2011), a Estratigrafia de Sequências hoje vai além e corresponde a um método que fornece ferramentas para o entendimento de elementos de qualquer ambiente deposicional, facilitando as reconstruções paleogeográficas e a predição de fácies e tipos litológicos mesmo distantes dos pontos de controles.

O termo “sequência” apareceu pela primeira vez na literatura no trabalho de Sloss et al. (1949), que a caracterizou como uma sucessão de estratos em ambiente cratônico, limitada no topo e na base por discordâncias, que podem ser traçadas e correlacionadas por grandes distâncias. Mas, foi apenas na década de 70 que a Estratigrafia de Sequências se consolidou como um método adequado de trabalho para análise estratigráfica de unidades sedimentares, em função do surgimento da Sismoestratigrafia e avanços na exploração de petróleo. Neste contexto, importante ressaltar os trabalhos de Mitchum (1977) e de Vail et al. (1977), publicados no livro “*Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*” (PAYTON, 1977). O trabalho de Mitchum (1977) lançou os fundamentos modernos da Estratigrafia de Sequências, no qual sequência deposicional foi definida como uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitados, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlativas, enquanto que o trabalho de Vail et al. (1977) apresentou os conceitos de sismoestratigrafia e propôs uma carta de ciclos de variação eustática global.

Na sequência, uma série de autores (e.g. VAN WAGONER, 1988; POSAMENTIER et al. 1988; GALLOWAY, 1989; EMBRY e JOHANNESSEN, 1992) começaram a utilizar a Estratigrafia de Sequências como método de trabalho para explicar as observações em seus estudos, porém, não havia uma padronização dos conceitos e nomenclatura, fazendo que com cada trabalho a utilizasse em função das suas observações/necessidades locais.

Catuneanu et al. (2010) definiram sequência como sendo uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de mudança na acomodação ou suprimento de sedimentos e em 2011, Catuneanu e colaboradores, propuseram a padronização do método e da nomenclatura para utilização da Estratigrafia de Sequências. A presente pesquisa adotou os conceitos apresentados nos trabalhos supracitados e partir disso foi possível: a) adotar o conceito de que uma sequência deposicional se limita por duas superfícies estratigráficas quaisquer desde que estas tenham a mesma gênese e, portanto, limitem um ciclo sedimentar completo, e b) utilizar a mesma nomenclatura para todas as frequências independentes da ordem.

Importante ressaltar que apesar da Estratigrafia de Sequências ter aspecto genético, os dados descritivos são de suma importância. Uma análise estratigráfica adequada só é possível a partir de uma análise de fácies cuidadosa, com detalhamento dos padrões de empilhamento e integração com demais áreas das geociências (geofísica, geomorfologia, geocronologia, paleontologia, geoquímica entre outras) (CATUNEANU, 2006).

Para o adequado entendimento do padrão de deposição das sequências, superfícies estratigráficas são “chaves-mestras” para aplicação da Estratigrafia de Sequências. Segundo Catuneanu et al. (2011), essas superfícies marcam mudanças no padrão de empilhamento dos estratos e podem servir, ao menos em parte, como limite dos tratos de sistemas.

De acordo com Catuneanu et al. (2011), as seguintes superfícies estão em uso frequente (figura 8.1): 1) Inconformidade subáerea; 2) Conformidade correlativa; 3) Superfície de máxima inundação; 4) Superfície de máxima regressão; 5) Superfície de ravinamento transgressivo; e 6) Superfície regressiva de erosão marinha. A definição de cada uma delas está contida em Catuneanu et al. (2011) e os critérios para seus mapeamentos podem ser encontrados em Catuneanu (2006).

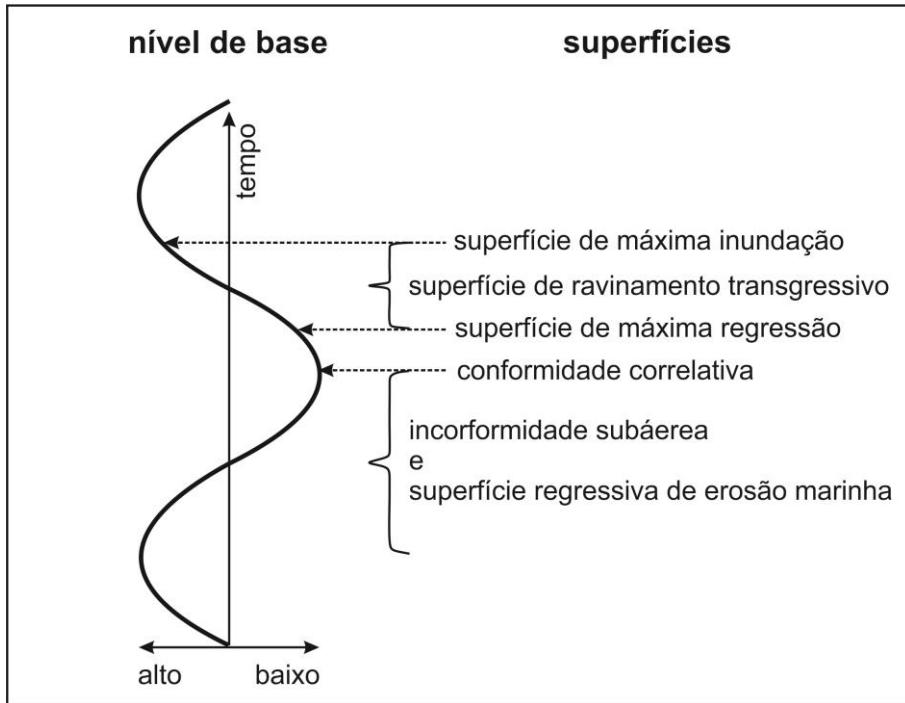


Figura 8.1: Posição das superfícies estratigráficas na curva de variação do nível de base.
Adaptado de Catuneanu (2006).

8.2 Estratigrafia de Sequências aplicada à SBIII

8.2.1 Dinâmica da sedimentação controlada pelo clima

A SBIII pode ser subdividida em dois intervalos, que são caracterizados pela variação do predomínio de fácies. Na porção basal, predominam fácies siliciclásticas, na superior, fácies carbonáticas. Essa variação no predomínio de fácies reflete variações dos regimes hidrológico e climático. Foram definidos regimes hidrológicos de lago aberto e clima úmido para a porção com predomínio de fácies siliciclásticas, e de lago fechado e clima árido para o intervalo com predomínio de fácies carbonáticas.

O intervalo de lago aberto apresenta balanço hídrico positivo (precipitação>evaporação), e o aumento das chuvas é o principal responsável pela chegada de sedimentos no lago. Já no intervalo de lago fechado, o balanço hídrico é negativo (evaporação>precipitação) e a entrada de sedimentos extrabacinais é limitada, favorecendo a deposição carbonática.

Na curva de variação do nível de base do lago podem ser identificados quatro pontos que marcam mudanças entre os regimes hidrológico e climático. Estes pontos buscam mostrar as relações da evolução de um sistema lacustre climaticamente controlado (controle alocíclico). A definição desses pontos está de acordo com Bento-Freire (2012) que estudou em detalhe a Sequência Balbuena IV, intervalo localizado estratigráficamente acima da sequência em estudo, e os nomeou de pontos de **máxima cheia, máximo rebaixamento, máxima umidade e mínima umidade**.

Os pontos de **máxima cheia** e **máximo rebaixamento** marcam a mudança entre os períodos de climas úmido e árido e correspondem respectivamente aos momentos de máxima expansão e máxima retração do lago. O ponto de **máxima umidade** corresponde ao momento no qual o nível do lago tem sua maior taxa de subida, ocasionando a maior taxa de geração de espaço de acomodação. Já o ponto de **mínima umidade** equivale ao momento com maior taxa de evaporação, no qual o espaço de acomodação chega ao mínimo. A partir do ponto de mínima umidade, até o momento no qual o nível do lago volta a subir, as fácies (em especial nas regiões mais proximais) estão suscetíveis à exposição. De acordo com Bento-Freire (2012), as premissas básicas para tal interpretação são subsidência praticamente constante e contínua da Supersequência Balbuena IV, baseado nos estudos realizados por Prosser (1993) para bacias tipo SAG, e o “lago” Balbuena ter sido do tipo *balanced fill* (cfe. BOHACS et al., 2000). Isto implica a existência de um vertedouro que controlaria o nível máximo que a água atingiria no lago durante os momentos de cheia (maior umidade).

A figura 8.2 apresenta a curva de variação do nível de base do lago, a posição dos pontos que marcam as mudanças nos regimes hidrológico e climático e os períodos de clima úmido (com predomínio da sedimentação siliciclástica) e clima árido (com predomínio da sedimentação carbonática) para a SBIII (baixa frequência).

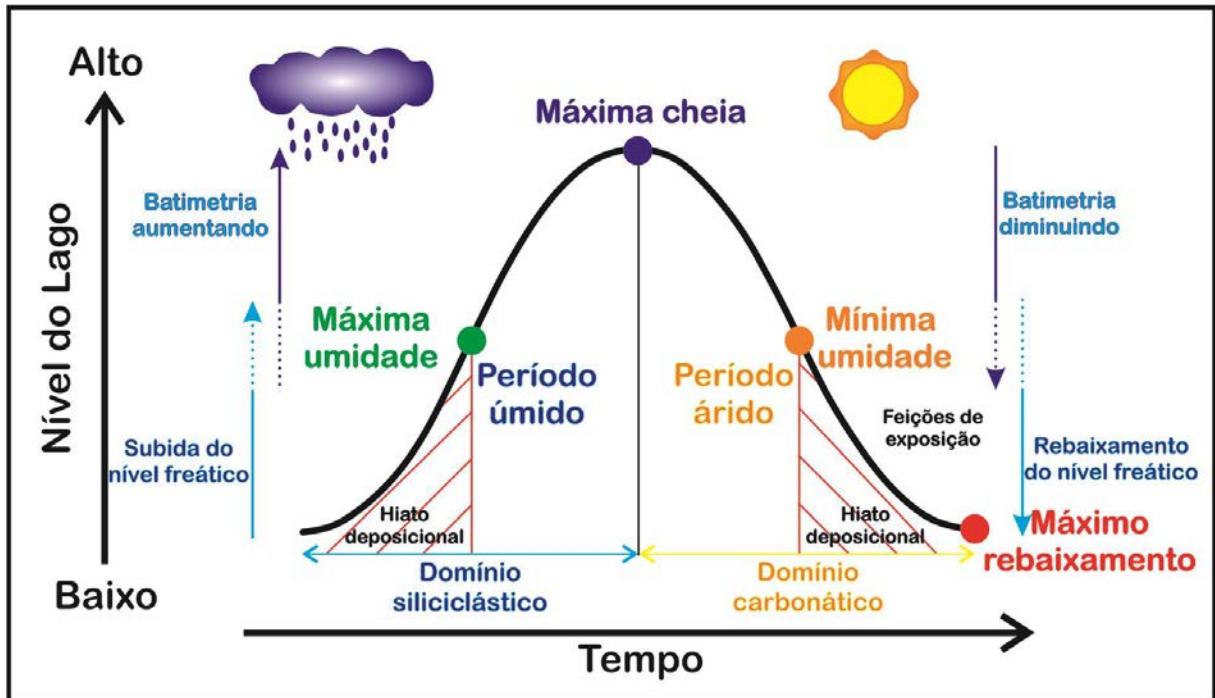


Figura 8.2: Curva de variação do nível de base do lago com a posição dos pontos de máxima umidade, máxima cheia, mínima umidade e máximo rebaixamento. Na curva também estão identificados os períodos de clima úmido (domínio siliciclástico) e clima árido (domínio carbonático).

8.2.2 Sequências elementares e superfícies estratigráficas

As sequências (ou ciclos) elementares correspondem às principais unidades de trabalho desse estudo, e equivalem a unidades de alta frequência, definidas pela sucessão vertical de fácies. Uma das características mais marcantes da Supersequência Balbuena é a recorrência no padrão do empilhamento vertical de fácies, que demonstra repetição periódica dos fatores controladores da sedimentação (ciclicidade).

De maneira geral, as sequências elementares (parasequências), apresentam espessuras entre um e dois metros e são marcadas por ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*), apresentando associações de fácies pelágicas (AF2 e AF4) encobertas por associações de fácies litorâneas (AF1 e AF3). Diferenças entre relevos positivos e negativos entre as camadas nos afloramentos se tornam bons guias para identificação visual das sequências, como pode ser observado nas figuras 8.3 e 8.4. Isto se dá, pelo fato das fácies pelágicas, constituídas por sedimentos finos, serem mais suscetíveis ao intemperismo e à erosão diferencial atual.



Figura 8.3: Ciclicidade observada na porção basal da SBIII (intervalo de lago aberto) no afloramento Assado. Camada de siltito avermelhado (fácies FS1) marca o início da SBIII.

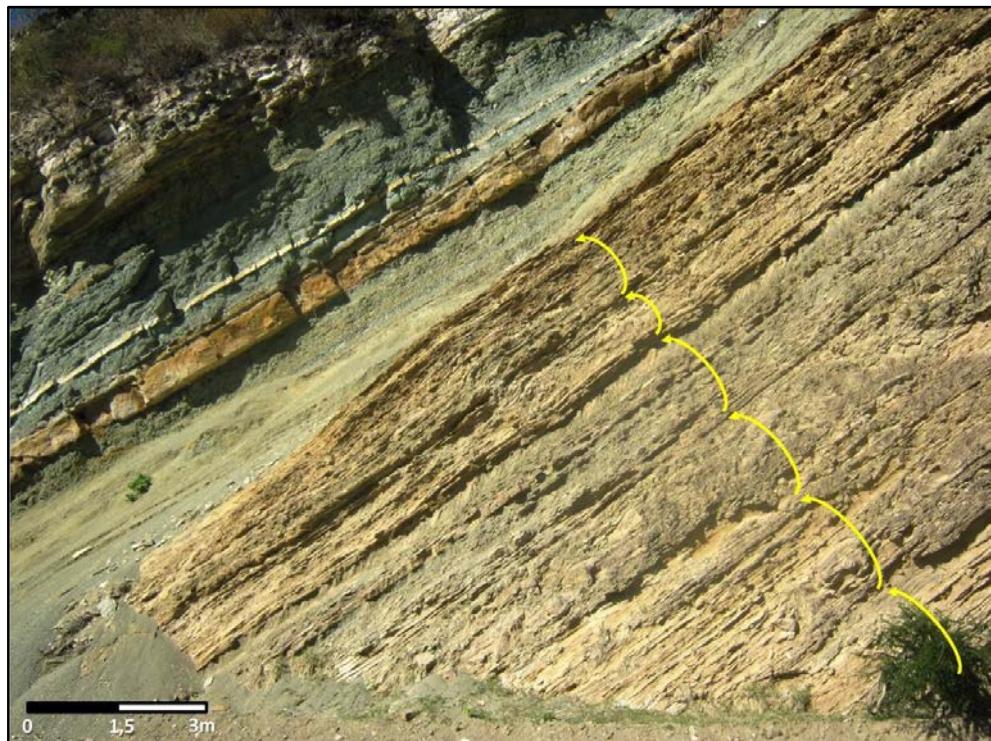


Figura 8.4: Ciclicidade observada na porção superior (intervalo de lago fechado) da SBIII no afloramento Assado.

A partir da sucessão vertical de fácies foram identificadas duas sequências elementares para a SBIII: uma para o intervalo siliciclástico e outra para o intervalo carbonático. Estas sequências equivalem aos ciclos de alta frequência observados nas figuras 8.3 e 8.4 e são altamente correlacionáveis, uma vez que puderam ser correlacionadas por até 45 km (distância entre os dois afloramentos mais extremos).

Nas sequências elementares, duas superfícies estratigráficas puderam ser identificadas e utilizadas para as correlações: superfície de inundação máxima (**SIM**) e a superfície de regressão máxima (**SRM**).

A **SIM** marca a máxima expansão do lago e corresponde ao momento a partir do qual a subida do nível de base ocorre em taxas relativamente menores. A SIM pode ser identificada por marcar o ponto a partir do qual se observa padrão de empilhamento progradacional, no qual fácies proximais ocorrem sobre fácies distais (taxas de sedimentação>taxas de criação de espaço de acomodação).

Já a **SRM** equivale ao momento no qual o lago atinge sua maior retração. A SRM marca o momento a partir do qual o lago volta a se expandir. A partir desse ponto observa-se padrão de empilhamento retrogradacional, no qual fácies distais ocorrem sobre fácies proximais (taxas de sedimentação<taxas de criação de espaço de acomodação).

Na porção basal da SBIII, a ciclicidade de alta frequência é mais facilmente observada uma vez que predominam fácies siliciclásticas pelíticas e psamíticas que se intercalam. Já na porção superior, predominam fácies carbonáticas, na qual, muitas vezes, os ciclos são marcados por diferenças granulométricas mais sutis.

Importante ressaltar que as sequências elementares apresentadas são ideais. Desta forma, nem sempre todas as fácies estão presentes em todos os ciclos identificados. Ocorrem variações laterais de fácies em função da variação dos agentes controladores da sedimentação (fisiografia de fundo, variações do nível de base, variações de energia do agente transportador, aporte de sedimentos terrígenos, produção de sedimentos carbonáticos, etc). Desta forma, os *end members* das sequências elementares podem variar, sendo comum a ausência de uma ou mais fácies, embora os padrões de sucessão vertical das associações de fácies se

mantenham (sempre são observadas associações de fácies litorâneas encobrindo associação de fácies pelágicas).

Nas representações das sequências elementares (figuras 8.5 e 8.6), além das sucessões verticais de fácies, também são apresentadas interpretações sobre a variação de nível de base representadas pelo ciclo de Karagodin (1975) e a posição das superfícies estratigráficas utilizadas neste estudo (SIM e SRM). O ciclo de Karagodin (1975) considera uma sequência elementar completa o par afogamento/raseamento, que nesse trabalho será adaptado para o par T-R (Transgressivo-Regressivo). Desta forma, o triângulo azul equivale ao hemiciclo que representa o *trend* transgressivo (T) e o triângulo invertido vermelho ao hemiciclo que corresponde ao *trend* regressivo (R). O ponto no qual os dois triângulos se encontram é dito “*turn around*” e representa o momento no qual o sistema passará para um contínuo raseamento. Em relação às superfícies estratigráficas, a SIM está no ponto do *turn around* e a SRM nas bases dos triângulos.

8.2.2.1 Sequência elementar do intervalo siliciclástico

A figura 8.5 traz a sucessão vertical ideal de fácies para o intervalo siliciclástico. Na sequência elementar, ocorrem fácies da associação de fácies litorânea de lago aberto (AF1) encobrindo fácies da associação pelágica de lago aberto (AF2). Desta forma, da base para o topo, ocorre a fácies FS2 sobreposta pelas fácies FS3 ou FM1 que, por sua vez, são encobertas pela intercalação das fácies FS4 e FS5 com as fácies FC8 e FC9. Estratos ou lentes da fácies FM2 podem ocorrer intercalados nas porções superiores (R) da sequência ideal.

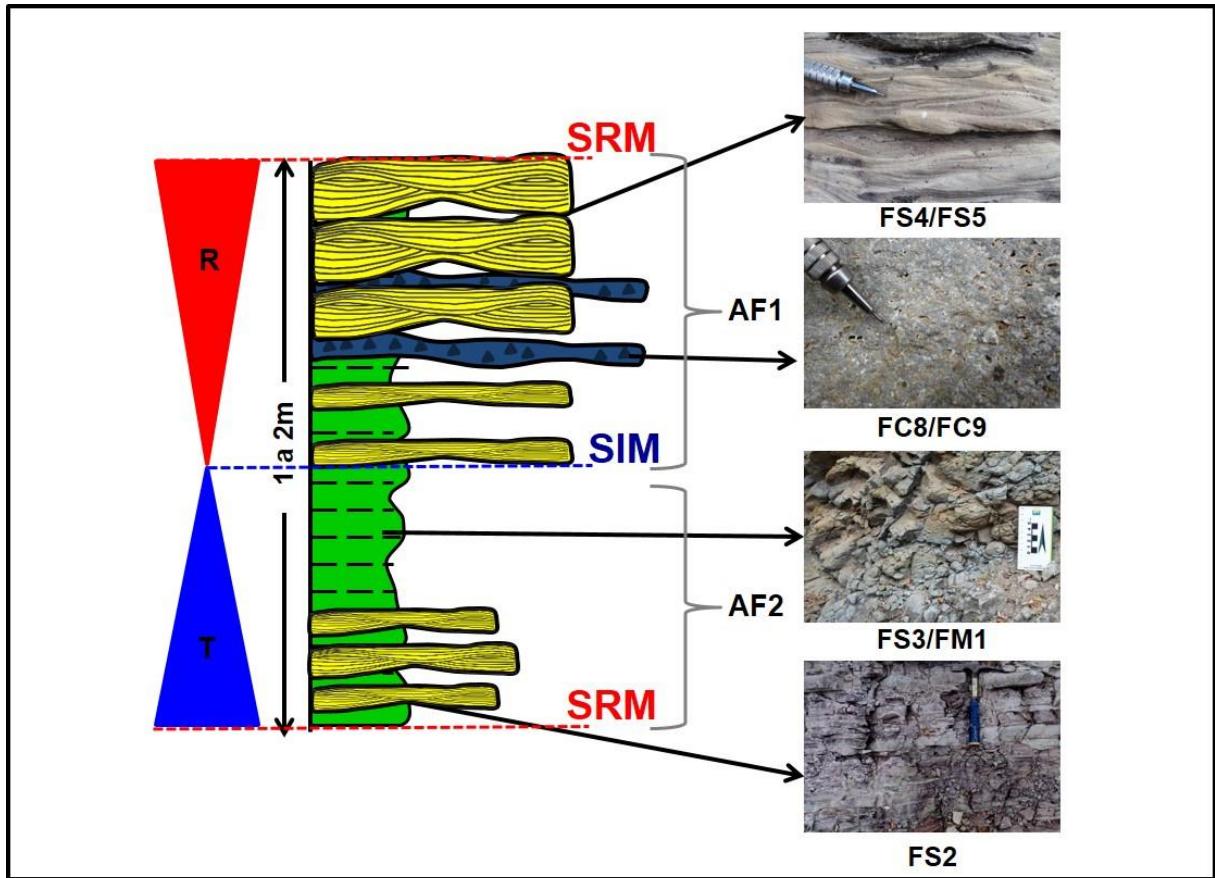


Figura 8.5: Sequência elementar (sucessão vertical) de fácies para o intervalo siliciclástico com interpretação dos *trends* transgressivo (T) e regressivo (R) e a posição das superfícies estratigráficas (SIM e SRM).

8.2.2.2 Sequência elementar do intervalo carbonático

A sequência elementar de fácies do intervalo carbonático está esquematizada na figura 8.6. Nela, observa-se que a sequência ideal caracteriza-se pela ocorrência de fácies da associação de fácies litorânea de lago fechado (AF3) encobrindo fácies da associação pelágica de lago fechado (AF4). Assim, a sequência elementar é composta por fácies pelíticas siliciclásticas e mistas (FS3 e/ou FM1), sobrepostas pelas fácies FC1 ou FC2 (que podem apresentar lentes intercaladas das fácies FM2, FC3 e FC4). Logo acima, para o topo, ocorrem as fácies FC3, FC4 ou FC5 encobertas pelas fácies FC6 e FC7. Em situações nas quais o lago atingiu seus máximos momentos de aridez (momentos de maior estresse ambiental), criaram-se condições favoráveis para a produção de fácies bioinduzidas, tais como as fácies FC10 e FC11,

que correspondem às fácies formadas nos ambientes mais rasos da sequência ideal do intervalo carbonático.

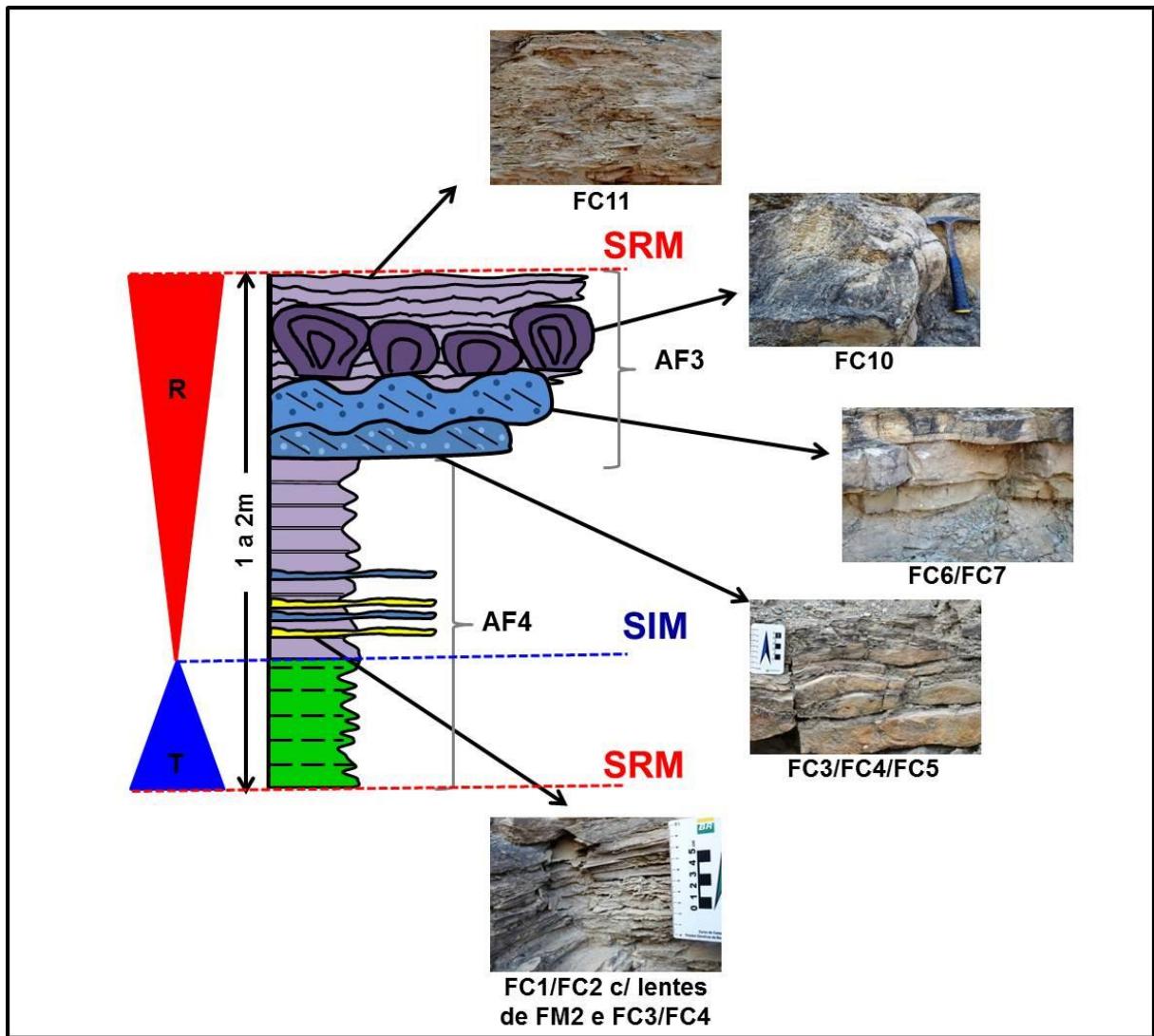


Figura 8.6: Sequência elementar (sucessão vertical) de fácies para o intervalo carbonático com interpretação dos *trends* transgressivo (T) e regressivo (R) e a posição das superfícies estratigráficas (SIM e SRM).

8.2.3 Curvas de variação do nível do lago para alta frequência

Da mesma forma que para a baixa frequência, o clima é assumido como o principal responsável pela variação do nível de base do lago para a alta frequência. Assim, nas curvas de variação do nível de base para os intervalos siliciclástico e carbonático de alta frequência também são identificados os períodos úmido (maior

incidência de chuvas → aumento do nível do lago) e árido (maior evaporação → diminuição do nível do lago). Durante o período úmido, o aumento de chuvas ocasionou entrada de material clástico. Tal fato foi corroborado pelos dados de RI (resíduo insolúvel – item 7.1.1), os quais confirmaram que as rochas constituídas por sedimentos finos possuem origem siliciclástica, ou seja, são constituídas por material externo à bacia.

A figura 8.7 mostra a posição das associações de fácies e das superfícies estratigráficas em relação à curva simplificada da variação do nível de base do lago para os intervalos siliciclástico e carbonático na alta frequência.

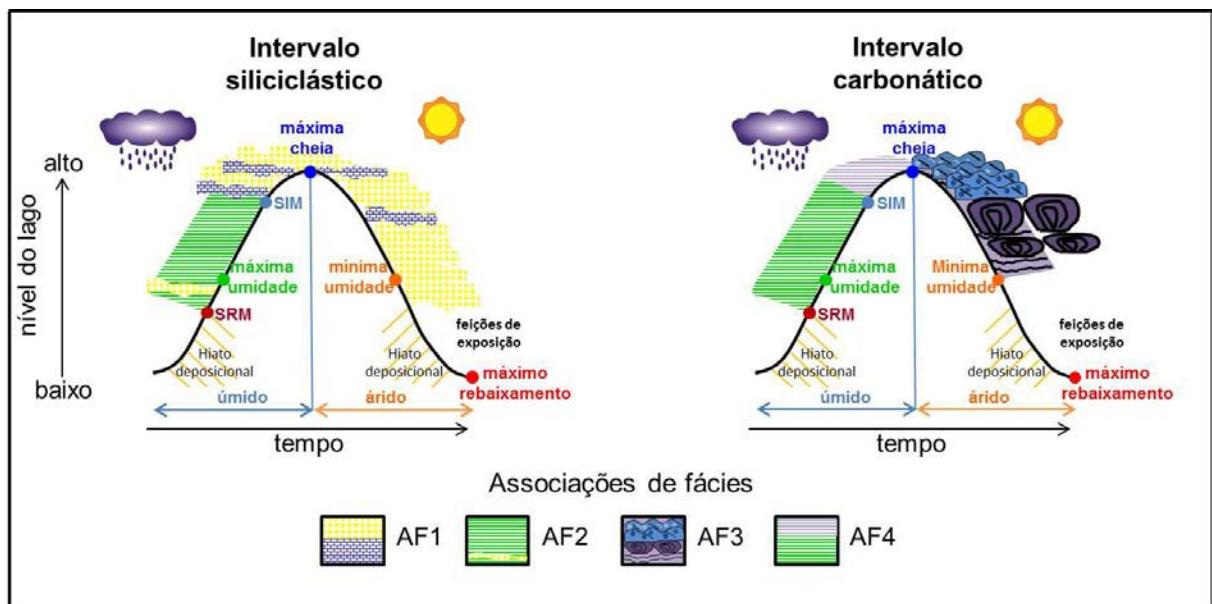


Figura 8.7: Curva simplificada de variação do nível de base do lago com a posição de deposição das associações de fácies e das superfícies estratigráficas para as sequências elementares de alta frequência.

Para as sequências no intervalo siliciclástico, durante a subida do nível do lago (entre a SRM e a SIM) depositaram-se sedimentos da associação de fácies pelágica de lago aberto (AF2), enquanto que durante a descida do nível do lago (entre SIM e SRM) depositou-se a associação de fácies litorânea de lago aberto (AF1). A deposição da AF1 está condicionada até a ocupação total do espaço de acomodação. Caso o nível do lago continuasse abaixando, as fácies depositadas anteriormente poderiam ser submetidas à exposição.

Para as sequências do intervalo carbonático, acumuladas durante a subida do nível do lago (entre SRM e SIM) depositaram-se sedimentos da associação de fácies

pelágica de lago fechado (AF4). Já durante a queda do nível do lago (entre SIM e SRM) depositou-se a associação de fácies litorânea de lago fechado (AF3). Durante a queda do nível do lago, a evaporação intensa juntamente com a alta produtividade carbonática pode ocasionar o consumo total do espaço de acomodação. A partir desse momento as rochas podem ser expostas, e feições de exposição, como gretas de ressecamento, brechas e carstes, geradas.

Importante ressaltar a influência da variação do nível do lago da baixa frequência na variação do nível do lago na alta frequência. Durante o período úmido (subida do nível do lago) na baixa frequência, o *trend* ascendente da curva atenuará todas as variações de descida do nível de base na alta frequência. Já durante o período árido (descida do nível do lago) na baixa frequência, o *trend* descendente da curva abrandará as variações de subida do nível do lago na alta frequência. Justamente por esse motivo, espera-se que as fácies pelágicas sejam mais representativas no intervalo siliciclástico. Já as fácies litorâneas, bem como as feições de exposição tendem a possuir mais importância no intervalo carbonático.

8.2.4 Sequências deposicionais em diferentes escalas

A análise das sequências deposicionais da SBIII ocorreram em baixa, média e alta frequências.

A baixa frequência corresponde a todo o intervalo de estudo (SBIII) que foi subdividido nos intervalos: de lago aberto (período úmido, com predomínio de fácies siliciclásticas) e lago fechado (período árido, com predomínio de fácies carbonáticas).

A alta frequência foi definida a partir das sequências elementares. Ao longo de toda SBIII foram identificados 19 sequências elementares, sendo oito no intervalo siliciclástico e 11 no intervalo carbonático. A deposição de uma sequência elementar completa engloba a deposição em dois períodos distintos: um período úmido, com predomínio de fácies originadas em ambientes mais profundos (prevalecendo processos de decantação → baixa energia) em função do lago estar em expansão; e um período de clima árido, com predomínio de fácies originadas em ambientes mais rasos (domínio de processos trativos, oscilatórios → alta energia e bioinduzidos) em

função do lago estar em retração. As características mais importantes da alta frequência são a tabularidade, a rastreabilidade e a mudança abrupta de fácies.

Entre as baixas e as altas frequências há médias frequências. Para o intervalo de estudo caracterizaram-se quatro sequências de média frequência. As médias frequências foram definidas a partir dos padrões de *thickening upward* (espessuras das camadas aumentando para o topo) e *thinnig upward* (espessuras das camadas diminuindo para o topo) de várias sequências elementares. Desta forma, observa-se padrão de *thinnig upward* das camadas representativas do hemiciclo regressivo das altas frequências em direção a SIM da média frequência e padrão de *thickining upward* das camadas representativas do hemiciclo regressivo das altas frequências em direção a SRM de média frequência. Analisando-se um conjunto de sequências elementares, a SRM da média frequência foi marcada no topo da camada representativa do hemiciclo regressivo mais espessa dentre as analisadas e a SIM na base da camada representativa do hemiciclo regressivo menos espessa dentre elas. A média frequência caracteriza-se pela mudança gradual de fácies.

Partindo do pressuposto que a Sequência Balbuena III (baixa frequência) corresponde a uma sequência de terceira ordem conforme definido por Hernández et al. (1999), as sequências de média e alta frequências corresponderiam respectivamente a sequências de 4^a e 5^a ordens.

A Figura 8.8 exibe o perfil sedimentológico do afloramento Vapumas (seção tipo), os padrões de perfis de raio gama espectral e as sequências (representados pelos ciclos de Karagodin) de baixa, média e alta frequências.

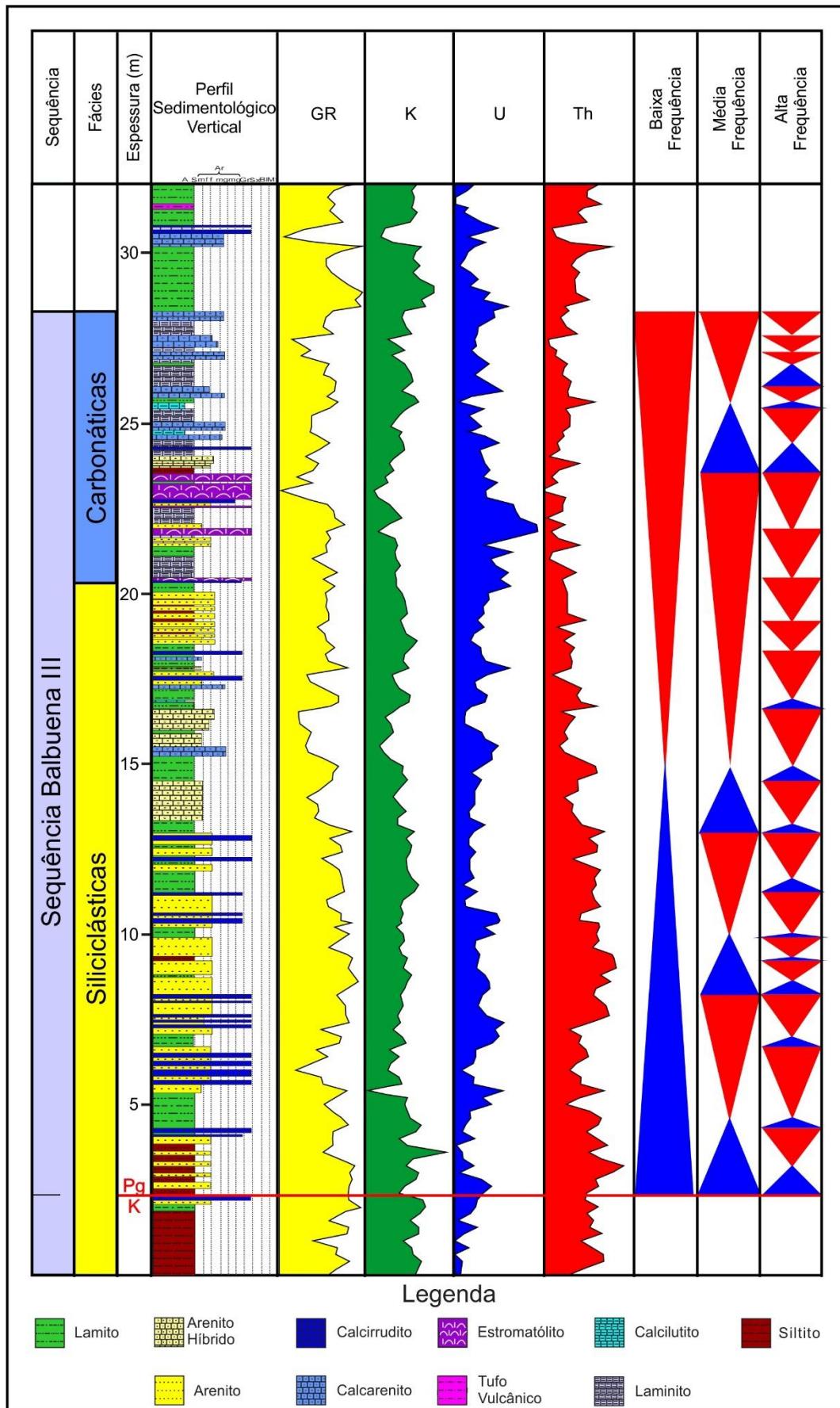


Figura 8.8: Perfil sedimentológico com a representação (ciclos de Karagodin) dos ciclos de baixa, média e alta frequências na seção tipo da SBIII (afloramento Vapumas).

8.2.5 Correlações estratigráficas

Uma das características mais marcantes da Supersequência Balbuena é a correlação de suas sequências deposicionais, sejam elas de baixa, moderada ou alta frequência. Todas as sequências de alta frequência identificadas para SBIII puderam ser correlacionadas nos quatorze afloramentos estudados, cujas distâncias podem chegar a 45 km. Este fato confirma o caráter alocíclico das sequências deposicionais da SBIII (a geração e organização dos estratos estão fortemente condicionadas por fatores externos à bacia).

Duas seções, uma de direção Leste-Oeste (figura 8.10 e APÊNDICE A), e outra de direção Norte-Sul (figura 8.11 e APÊNDICE B), foram construídas para demonstrar as correlações ao longo dos locais estudados. A figura 8.9 mostra a posição dos afloramentos em cada uma das seções.

Ambas as seções apresentam como datum o limite K/Pg, que corresponde a um evento cronoestratigráfico (66 Ma). O limite K/Pg está localizado logo acima dos siltitos avermelhados da fácie FS1. Como esta fácie foi interpretada como depositada em ambiente mais raso (supralitorâneo) dentre as fácies do intervalo de lago aberto, seu topo representa uma SRM de baixa frequência e marca o início do *trend* transgressivo. Já o limite superior da sequência na baixa frequência é marcado por uma SRM sobre a qual ocorre mudança abrupta de fácie, na qual fácies pelágicas siliciclásticas ocorrem sobre rochas carbonáticas do intervalo de lago fechado da SBIII. Nas seções, as linhas vermelhas correspondem à SRM de média frequência e as linhas roxas à SRM de alta frequência. As correlações estão apresentadas a partir das associações de fácies, uma vez que as sequências elementares da SBIII apresentam como característica principal a ocorrência de fácies das associações litorâneas (AF1 e AF3) encobrindo fácies das associações pelágicas (AF2 e AF4).

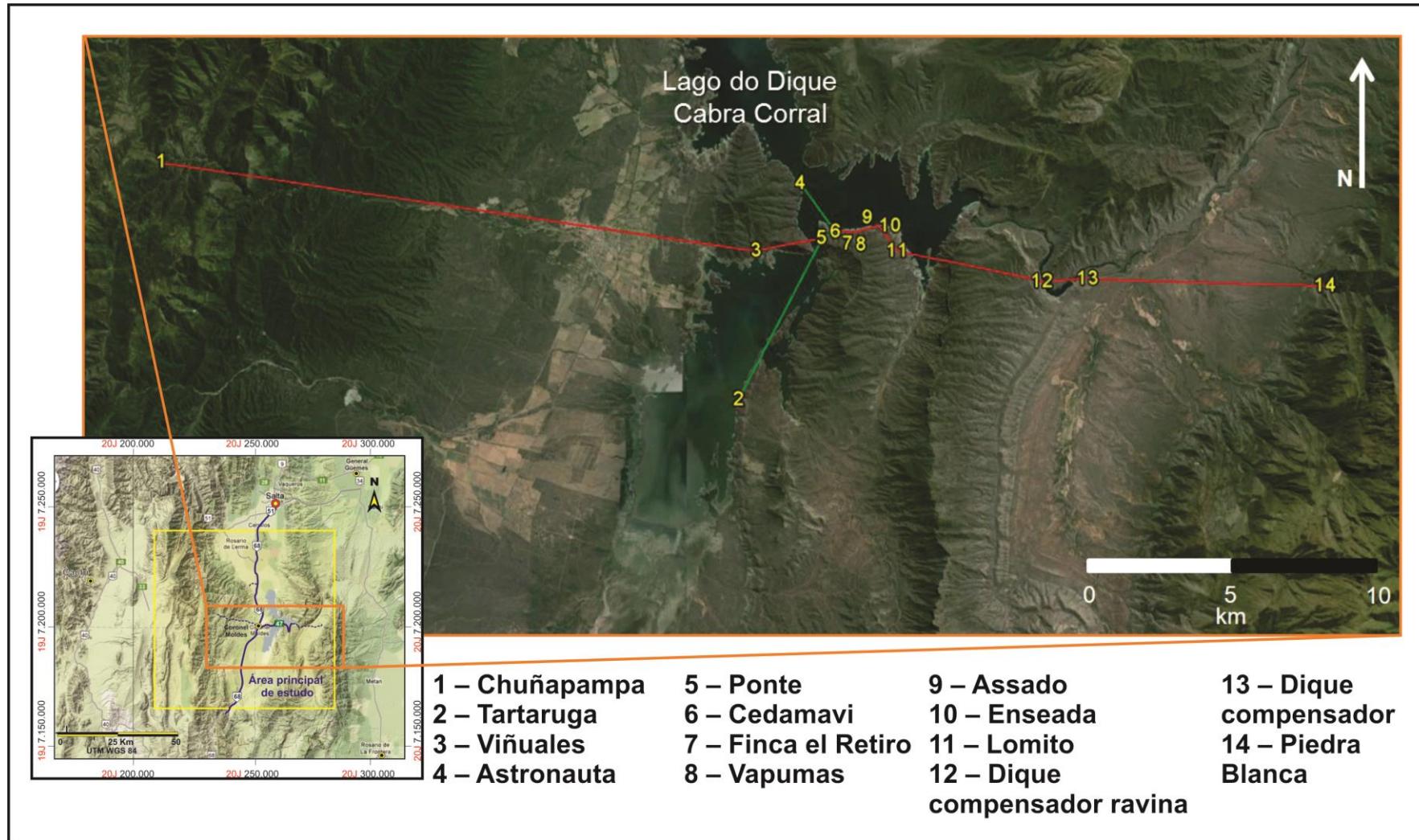


Figura 8.9: Localização das seções estratigráficas utilizadas para correlações entre as sequências deposicionais da SBIII. Em vermelho, seção de direção E-W e em verde, seção de direção N-S.

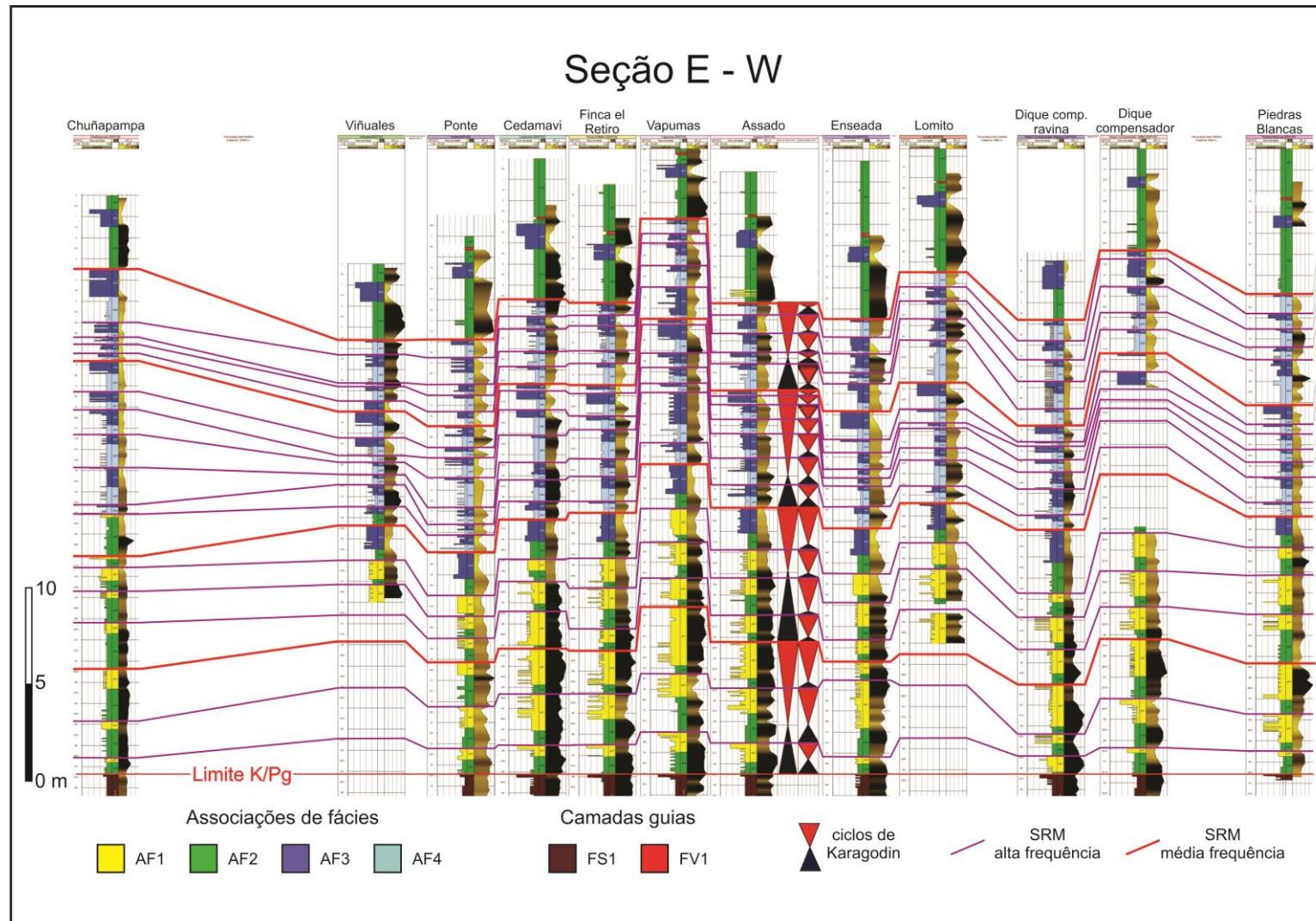


Figura 8.10: Seção de direção E-W com correlação dos ciclos interpretados para a Sequência Balbuena III.

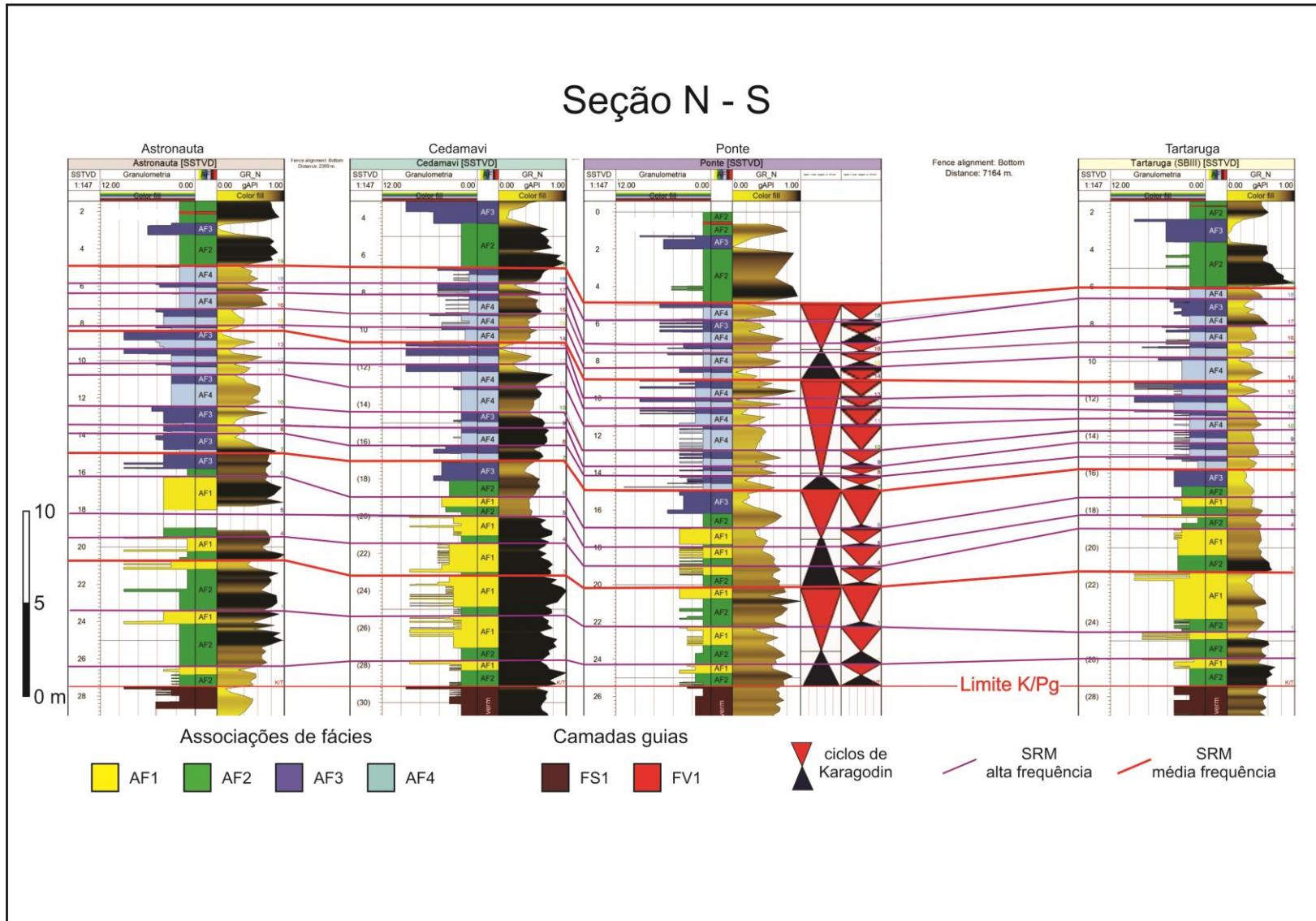


Figura 8.11: Seção de direção N-S com correlação dos ciclos interpretados para a Sequência Balbuena III.

9 CONCLUSÕES

O presente estudo buscou caracterizar a Sequência Balbuena III da Formação Yacoraite na região do Dique Cabra Corral da sub-Bacia de Metán-Alemania da Bacia de Salta, noroeste argentino, no que diz respeito às suas características faciológicas e estratigráficas.

A análise de fácies se mostrou eficaz na caracterização e compreensão no ordenamento dos processos deposicionais da sequência em estudo. Na análise de fácies foram identificadas dezenove litofácies, sendo cinco siliciclásticas, onze carbonáticas, duas mistas e uma vulcanoclástica. As fácies siliciclásticas são representadas por siltitos, lamitos e heterolitos de arenitos muito finos com lamitos. As fácies carbonáticas compreendem *mudstone*, *packstones*, *grainstones*, *rudstones*, *floatstones*, estromatólitos colunares e laminitos crenulados. As fácies mistas são compostas por margas e arenitos híbridos. A fácie vulcanoclástica equivale a tufo vulcânico.

Os principais constituintes das fácies siliciclásticas são quartzo nas frações areia fina/muito fina, mica e argila. Feldspatos e componentes carbonáticos ocorrem de forma acessória. Já os principais constituintes das fácies carbonáticas são oóides, pelóides, bioclastos (ostracodes, gastrópodes, carófitas e espinhas de peixes – fragmentos fosfatizados), fragmentos líticos, micrita e mica, podendo haver mistura com material siliciclástico (<30% de quartzo na granulação areia fina).

No que diz respeito à diagênese foi possível identificar duas fases de cimentação: a) precoce (eodiagenética), correspondente a revestimento de paredes de poros por franjas prismáticas, que foram as principais responsáveis pela manutenção do arcabouço aberto das rochas (poucas seções delgadas apresentaram feições de compactação mecânica e/ou química), e b) tardia (mesodiagenética), em profundidade, correspondente pelo preenchimento de espaço intergranular por calcita em mosaico, que foi a responsável pela obliteração da maioria do espaço poroso. Ainda foram identificados processos de substituição por sílica.

Em relação ao sistema poroso, as fácies da SBIII apresentam baixíssima porosidades. No geral, todo o espaço poroso original foi preenchido por cimento.

Exceções foram observadas na fácie de estromatólito colunar, que apresenta boa porosidade, podendo ser caracterizada como rocha reservatório.

Com exceção da fácie vulcanoclástica, as demais foram agrupadas em quatro associações de fácie: litorânea de lago aberto (AF1), pelágica de lago aberto (AF2), litorânea de lago fechado (AF3) e pelágica de lago fechado (AF4). As associações de fácie definem os principais ambientes do sistema lacustre (zona litorânea e zona pelágica) em ambos regimes hidrológicos – lago aberto e fechado. Nas associações de fácie de lago aberto ocorrem os litotipos que se desenvolveram em períodos de clima úmido, sendo as rochas formadas no ambiente litorâneo incluídas na AF1 e as fácie formadas no ambiente pelágico na AF2. Já nas associações de lago fechado estão os depósitos de períodos de clima árido, sendo que as fácie originadas no ambiente litorâneo integram a AF3 e as formadas no ambiente pelágico a AF4.

A partir das associações de fácie foram estabelecidas duas sucessões verticais de fácie (sequências elementares), uma para o intervalo siliciclástico e outra para o carbonático. Tais sucessões apresentam espessuras entre um a dois metros e possuem, como característica principal, a ocorrência de fácie das associações litorâneas encobrindo fácie das associações pelágicas.

A correlação foi a principal ferramenta utilizada para determinar a continuidade das sequências deposicionais identificadas. Isto só foi possível em função da identificação bem clara de duas superfícies estratigráficas: SIM e SRM. A SIM corresponde à máxima expansão do lago e, portanto, ao momento a partir do qual a subida do nível de base ocorre a taxas relativamente menores, e marca a posição a partir da qual observa-se padrão de empilhamento progradacional. Já a SRM equivale ao momento no qual o lago atinge sua maior retração, e marca o início do padrão retrogradacional. A SRM corresponde à superfície utilizada para marcar o início e o fim das sequências mapeadas que puderam ser correlacionadas por toda a área de estudo na baixa, média e alta frequências, evidenciando forte controle alocíclico.

A forma de representar os ciclos deposicionais por meio dos triângulos de *Karagodin* facilitou o posicionamento das superfícies estratigráficas e consequentemente permitiu de forma mais prática a realização das correlações.

O caráter lacustre do sistema deposicional foi corroborado por: a) dados isotópicos da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que apresentam valores característicos de ambiente lacustre; b) restituição paleogeográfica durante o limite K/Pg, evidenciando que apenas as sub-bacias setentrionais teriam sido influenciadas diretamente pelo corredor marinho que se conectava à região pelo norte; c) os fósseis identificados na análise de fácies (gastrópodes, ostracodes, carófitas, estromatólitos e peixes) são característicos de lagos; d) análises geoquímicas das rochas geradoras apresentaram resultados compatíveis com deposição em ambiente lacustre; e e) valores de isótopos de C e O obtidos para a porção superior da SBIII estão no intervalo esperado para carbonatos lacustres encontrados na literatura.

Por meio de algumas análises químicas procurou-se caracterizar geoquimicamente as rochas geradoras. Os resultados não foram os esperados em função do baixo teor de matéria orgânica nas fácies pelíticas, o que impossibilitou a realização de estudos de palinofácies e de paleosalinidade. Já os resultados de resíduos insolúveis indicaram que essas fácies apresentam composição predominantemente siliciclástica, ou seja, extrabacinal, o que é compatível com a interpretação que estas fácies são geradas durante os períodos de clima úmido com chegada de material de fora da bacia.

Após junção de todos os resultados é possível concluir que o clima foi o principal agente controlador do nível de base do lago. A alternância de períodos úmidos e áridos ocasiona variações no regime hidrológico da bacia. Nos momentos de clima úmido o lago se comportou como aberto e nos momentos de clima árido, como lago fechado. Essas variações no regime hidrológico refletiram na sedimentação lacustre. Lagos abertos são caracterizados por possuírem afluentes permanentes e balanço hídrico positivo ou em equilíbrio ($\text{influxo} + \text{precipitação} \geq \text{efluxo} + \text{evaporação}$), predominando regime de influxo fluvial de material clástico. Por outro lado, em lagos fechados os afluentes não são permanentes, o que faz com que o balanço hídrico seja negativo ($\text{influxo} + \text{precipitação} < \text{efluxo} + \text{evaporação}$), favorecendo a sedimentação autóctone (carbonática).

A variação no comportamento hidrológico, associado à ocorrência de siltitos, arenitos e carbonatos, padrões de empilhamento progradacionais e parasequências bem definidas e domínio de matéria orgânica microbiana faz com que o “lago”

Balbuena III possa ser caracterizado como do tipo *balanced fill* que evoluiu de um lago aberto (representado pelos depósitos predominantemente siliciclásticos na base) desenvolvido em período de clima úmido para um lago fechado (representado pelos depósitos carbonáticos no topo) desenvolvido em clima árido.

Com este trabalho, verificou-se que muitas são as diferenças entre a área de estudo e os depósitos de petróleo da seção Pré-Sal. Embora as incertezas das correlações entre essas duas áreas ainda sejam grandes, algumas informações da área de estudo, tais como as grandes continuidades das sequências mapeadas e o modelo deposicional (deposição alocíclica cujas variações climáticas são as principais responsáveis pela variação do nível do lago determinando desse forma, o tipo de depósito sedimentar que será formado) podem ser levadas ao estudo dos reservatórios do Pré-Sal. Ainda, o método de trabalho (estratigrafia de alta resolução) se mostrou uma ótima ferramenta que pode tranquilamente ser adaptada à realidade da indústria de petróleo, nos quais os afloramentos serão substituídos pelos poços. A análise de fácies (macro e microscopicamente) a partir de seções estratigráficas verticais em escalas de detalhe permite um zoneamento adequado que poderá ser utilizado para definição das zonas de fluxos dos reservatórios de hidrocarbonetos. Todos esses dados podem ser utilizados como variáveis primárias e secundárias, subsidiando a modelagem geológica tridimensional e a simulação de fluxo numérica de reservatórios.