UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

"Júlio de Mesquita Filho"

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

SAULO PEDRINHA GUIMARÃES

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA EM DEPÓSITOS LACUSTRES MAASTRICHTIANOS DA FORMAÇÃO YACORAITE (BACIA DE SALTA - ARGENTINA): DEFINIÇÃO E RASTREABILIDADE DE SEQUÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO

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. Dimas Dias Brito

Co-orientador: Dr. Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia

Rio Claro – SP

2014

551.7 Pedrinha, Saulo
P371a Análise estratigráfica em depósitos lacustres maastrichtianos da Formação Yacoraite (Bacia de Salta - Argentina): definição e rastreabilidade de sequências de alta resolução / Saulo Pedrinha. - Rio Claro, 2014
150 f. : il., figs., tabs., fots., mapas + 2 Perfis

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Dimas Dias Brito
Coorientador: Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia

1. Geologia estratigráfica. 2. Estratigrafia de sequências. 3. Carbonatos. 4. Estromatólitos. 5. Cicloestratigrafia. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

SAULO PEDRINHA GUIMARÃES

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA EM DEPÓSITOS LACUSTRES MAASTRICHTIANOS DA FORMAÇÃO YACORAITE (BACIA DE SALTA - ARGENTINA): DEFINIÇÃO E RASTREABILIDADE DE SEQUÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO

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.

Comissão Examinadora

Dimas Dias Brito (UNESP)

Mario Luis Assine (UNESP)

Claiton Marlon dos Santos Scherer (UFRGS)

Resultado: **Aprovado**

Rio Claro, 13 de Novembro de 2014

AGRADECIMENTOS

Ao apoio da Petrobras que patrocinou este trabalho por meio do Programa Tecnológico para o Desenvolvimento dos Reservatórios do Pré-Sal (PROSAL); da Universidade Petrobras (pelo Programa de Capacitação em Estratigrafia de Alta Resolução - PCEAR); e dos setores de gerenciamento de reservatórios e Recursos Humanos (RH).

Aos colegas geólogos Ricardo Lykawka, Eduardo Roemers de Oliveira, Ednilson Bento Freire, João Paulo Borges Gomes e Juan Ignácio Hernández pelo apoio fundamental às atividades de campo e pelas importantes discussões sobre o tema.

RESUMO

As grandes descobertas de petróleo ocorridas nos últimos anos na província do “Pré-Sal” brasileiro levaram a necessidade de estudos em afloramentos análogos às rochas reservatório presentes na referida província. Neste âmbito, a Bacia de Salta com a Formação Yacoraite tem papel de alto destaque, pois apresentam diversas características semelhantes aos depósitos sedimentares do “Pré-Sal”. Localizada no noroeste argentino, a Bacia de Salta evoluiu a partir de um contexto tectônico de um rifte intracontinental durante o Cretáceo e início do Paleógeno, formando sub-bacias que foram preenchidas pelos sedimentos dos Sub-grupos Pirgua (sin-rifte), Balbuena e Santa Bárbara (ambos fase *sag*). De forma particular, o desenvolvimento do *sag* na Sub-bacia de Metán-Alemania durante o Maastrichtiano (Formação Yacoraite) permitiu a deposição de rochas carbonáticas em um ambiente dominantemente lacustre, onde fatores climáticos - associados aos ciclos de Milankovitch - desempenharam forte influência. As fácies carbonáticas presentes no intervalo estudado são constituídas principalmente por estromatólitos e *grainstones* a *packstones* oolíticos, que estão relacionados a períodos de clima seco em que a progressiva diminuição da lamina d’água do lago ocorreu de maneira expressiva. Com a aplicação das técnicas da estratigrafia de alta resolução, as sequências elementares individualizadas foram hierarquizadas em sequências de média e baixa frequência e correlacionadas ao longo de dezenas de quilômetros na bacia. Assim, a estratigrafia de alta resolução aplicada em sucessões carbonáticas lacustres permitiu uma melhor compreensão da evolução de seus depósitos e torna-se uma ferramenta importante de previsibilidade faciológica. Trata-se, portanto, de uma metodologia com aplicabilidade na indústria do petróleo, em que rochas de mesma natureza constituem reservatórios produtores.

Palavras-chave: depósitos lacustres; carbonatos; estromatólitos; estratigrafia; alta resolução.

ABSTRACT

The large oil discoveries of the past few years in the Brazilian "pre-salt" province led to necessity of studies in outcrops analogous to reservoir rocks present in that province. In this context, the Salta Basin and Yacoraite formation have a remarkable importance because of the several characteristics similar to the "pre-salt" sedimentary deposits. Located in northwestern Argentina, the Salta Basin evolved from an intracontinental tectonic rift context during the Cretaceous and early Paleogene, forming sub-basins that were filled by sediments of Pirgua (syn-rift), Balbuena and Santa Bárbara (both sag phase) Sub-groups. In particular, the sag development in Metán-Alemania Sub-basin during the Maastrichtian (Yacoraite Formation) allowed the deposition of carbonate rocks in a typical lake environment, where climatic factors - associated with Milankovitch cycles - played strong influence. The carbonate facies present in the studied area consist mainly of stromatolites and oolitic grainstones to packstones, which are related to periods of dry weather where the progressive decrease of lake water depth was expressive. By applying high-resolution stratigraphy techniques, elementary sequences individualized were ranked into medium and low frequency sequences and correlated over tens of kilometers in the basin. Thus, high-resolution stratigraphy applied to lacustrine carbonate successions allowed a better understanding of their depositional evolution and becomes an important tool for predictability and facies mapping. It is, therefore, a methodology with applicability in the oil industry, where rocks of the same nature are reservoirs.

Key-words: lacustrine deposits; carbonates; stromatolites; stratigraphy; high resolution

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa e localização da Bacia de Salta e de suas sub-bacias. (SALFITY E MARQUILLAS, 1994).....16

Figura 1.2 – Coluna Estratigráfica do Grupo Salta. P= Período, E= Época e RT= Regime Tectônico. Os campos em cinza representam hiatos deposicionais. A partir de Marquillas et al. (2003) e Hernandes et al. (1999).....17

Figura 2.1 – Imagem da área estudada (Fonte: Google Earth® 2010). Os pontos brancos indicam as localidades (afloramentos) em que os perfis foram levantados e estudados em detalhe. Sub-bacia de Metán-Alemania – Bacia de Salta.....20

Figura 3.1 – Principais feições estruturais e tectônicas do rifte cretácico da Bacia do Grupo Salta. Notar os diversos depocentros que subdividem a bacia em várias sub-bacias, separadas pelos principais altos estruturais (umbrais). A partir de Salfity e Marquillas (1994) e Sabino (2004).....29

Figura 3.2 – Seção estratigráfica enfatizando a espessura da seção rifte e o forte controle tectônico de sua deposição (Datum: topo da Fm. Yacoraite). A partir de Hernández et al. (1999).....35

Figura 3.3 – Seção estratigráfica destacando a morfologia suave e não falhada da seção pós-rifte; parte superior da Fm.Yacoraite (Datum: topo da Fm. Yacoraite). A partir de Hernández et al. (1999).....36

Figura 3.4 – Passagem Cretáceo-Paleógeno. A linha tracejada marca o limite superior da parte maastrichtiana da Formação Yacoraite. Detalhe para a tonalidade avermelhada da “seção limoarcillosa” - Afloramento Enseada.....37

Figura 3.5 – Ciclicidade interna de alta freqüência presente na Fm. Yacoraite. Camadas acinzentadas relativas aos intervalos pelíticos e as mais claras aos intervalos carbonáticos (Afloramento Dique Compensador – Intervalo maastrichtiano). Escala: Poste de eletricidade.....38

Figura 3.6 – Depósitos das Formações Lecho e Yacoraite (pós-rifte) sobre depósitos da Formação Los Blanquitos (rifte). Destaque para a tabularidade e continuidade horizontal dos estratos da Fm. Yacoraite. O comprimento do afloramento é de cerca

de 1200m e a altura do paredão no seu ponto mais alto atinge aproximadamente 300m (Afloramento da Escarpa – Dique Cabra Corral).....39

Figura 4.1 – Gráfico relacionando a razão $^{87}Sr\backslash^{86}Sr$ com ambientes de contribuição (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003 *apud* ELDERFIELD, 1986). Os valores para os sedimentos da Formação Yacoraite na Sub-bacia de Metán-Alemania obtidos por Sial et al. (2001) indicam a alta contribuição continental, evidenciando um ambiente tipicamente lacustre no momento de sua deposição..... 44

Figura 4.2 – A faixa azul mostra a variação da razão isotópica de $^{87}Sr/^{86}Sr$ da água do mar no tempo geológico. Curva construída a partir de medidas em rochas carbonáticas marinhas do Fanerozóico. Adaptado de Burke et al. (1982). Os valores obtidos por Sial et al. (2001) são muito superiores e incompatíveis com os valores esperados para os carbonatos marinhos do Cretáceo.....44

Figura 4.3 – Reconstrução dos continentes Sul-americano e Africano durante o período da transição K/T, mostrando a localização da Bacia de Salta. Notar que a porção norte da bacia, por este modelo, estaria sendo diretamente influenciada pelo corredor marinho que entrava pelo norte da região. Modificado de Blakey (2011).....45

Figura 4.4 – Influência marinha inferida a partir dos dados paleontológicos e isotópicos para as principais sub-bacias do Grupo Salta durante a deposição dos carbonatos da Formação Yacoraite. As bacias de Metán e Alemania teriam depósitos de origem dominantemente lacustres. A partir de Salfity e Marquillas (1994) e Bento-Freire (2012).....46

Figura 4.5 – Quadro resumo mostrando as principais variáveis que controlam a sedimentação lacustre em um ciclo completo de variação climática. Destaque para a relação direta entre o clima, o suprimento sedimentar que vem de fora da bacia e o nível do lago. A taxa de variação do nível do lago é máxima positiva quando o clima atinge a máxima umidade e máxima negativa quando atinge a máxima aridez. A produção carbonática atinge o seu auge no período de máxima aridez e tem sua pujança reduzida pela progressiva redução do espaço de acomodação dada pela contínua retração do lago até o ponto de seu máximo rebaixamento podendo, eventualmente, chegar a ausência completa do corpo d'água.....48

Figura 5.1 – Aspecto de afloramento da fácies Fs: estrutura maciça com laminação incipiente. Afloramento Ponte.....50

Figura 5.2 – Aspecto de afloramento da fácies ARN: estratificações cruzadas truncadas e de baixo ângulo. Afloramento Ponte. Cartão de escala: 9 cm.....51

Figura 5.3 – Aspecto microscópico da fácies ARN: destaque para a composição quartzosa e micácea. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Enseada - Amostra E22.....52

Figura 5.4 – Aspecto de afloramento da fácies Fcs: Estrutura laminada e coloração cinza. Afloramento Ponte. Cartão de escala: 9 cm.....53

Figura 5.5 – Aspecto microscópico da fácies Fcs: destaque para a ocorrência de grãos siliciclásticos (fração argila a silte) e ostracodes (tamanho areia muito fina). Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P27.....54

Figura 5.6 – Aspecto miscroscópico da fácies GST: destaque para os oóides e ostracodes de granulometria tamanho areia média a grossa. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P15.....56

Figura 5.7 – Aspecto miscroscópico da fácies GST: ostracodes servindo de núcleo de crescimento para os oóides. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P25.....57

Figura 5.8 - Geometria dos corpos da fácies GST: variações de camadas com geometria desde tabulares, com topo levemente ondulado, a lenticulares. Na figura nota-se o aumento da espessura dos pacotes para o topo (*thickening-upward*) predominando na base estruturas do tipo “wavy”. Afloramento Dique Compensador. Cartão de escala: 9 cm.....58

Figura 5.9 – Aspecto em afloramento da fácies GST: destaque para o topo ondulado e a ausência de estrutura interna. Afloramento Dique Compensador. Cartão de escala: 9 cm.....59

Figura 5.10 – Estrutura interna da fácies GST: estratificações cruzadas tangenciais (a) e de baixo ângulo (b) realçadas pela variação granulométrica. Afloramento Paredão. Cartão de escala: 9 cm.....59

Figura 5.11 – Aspecto miscroscópico da fácies GST: franja prismática calcítica típica de cimentação meteórica. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P18.....60

Figura 5.12 – Aspecto macroscópico observado em afloramento da fácies GST quando ocorre em associação com a fácies Fcs. Destaque para as estruturas do tipo "*wavy*", indicando a alternância de processos sedimentares subaquosos de decantação e tração. Afloramento Ponte. Cartão de escala: 9 cm.....61

Figura 5.13 – Aspecto de afloramento da fácies ETRd: destaque para a geometria dômica (linha tracejada amarela). Afloramento Chuñapampa.....63

Figura 5.14 – Aspecto de afloramento da fácies ETRd: destaque para a geometria dômica (linha tracejada amarela) e a estrutura interna colunar. Afloramento Piedra Blanca.....63

Figura 5.15 – Aspecto de afloramento da fácies ETRd: destaque para as feições de exposição subaérea no topo da camada (linha vermelha). Afloramento Dique Compensador.....64

Figura 5.16 – Aspecto de afloramento da fácies ETRc: Destaque para a geometria em "colchete" (a) e sua associação com a fácies LMT (b). Afloramento Enseada. Cartão de escala: 9 cm.....66

Figura 5.17 – Aspecto de afloramento da fácies ETRc: destaque para as brechas relacionadas a exposição subaérea e remobilização lateral por fluxos de baixa energia (seta vermelha). Afloramento Chuñapampa.....67

Figura 5.18 – Aspecto de microscópico da fácies LMT: destaque para o arcabouço micrítico e para os grãos de quartzo tamanho silte dispersos e/ou concentrados em lâminas plano-paralelas. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Enseada – Amostra E1.....68

Figura 5.19 – Aspecto de afloramento da fácies ARNh: coloração amarelo-esbranquiçada e estrutura maçica. Afloramento Dique Compensador. Cartão de escala: 9 cm.....69

Figura 5.20 – Aspecto microscópico da fácies ARNh: destaque para a presença de grãos de quartzo e oóides. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Tartaruga – Amostra T8.....70

Figura 5.21 – Aspecto de afloramento da fácies TUF: destaque para a tabularidade de seus depósitos e a coloração alaranjada. Cartão de escala: 9 cm.....71

Figura 5.22 – Aspecto de microscópico da fácies TUF: destaque para os cristaloclastos subédricos de plagioclásio e feldspato não identificado inseridos numa matriz vítrea. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Dique Compensador – Amostra D1.....72

Figura 5.23 – Posição das fácies sedimentares identificadas em relação à lâmina d´água e à borda do lago.....77

Figura 6.1 – Perfil tipo do intervalo estudado: empilhamento faciológico, perfis de raios gama (RG), posicionamento estratigráfico das camadas-guia e das sequências elementares identificadas.....83

Figura 6.2 – Sequência elementar tipo “ETR”: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).....87

Figura 6.3 – Sequência elementar tipo “G8”: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).....91

Figura 6.4 – Sequência elementar tipo “Colchete”: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).....94

Figura 6.5 – Sequência elementar siliciclástica: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).....97

Figura 6.6 – Padrão hierarquizado das sequências identificadas: sequências elementares agrupam-se em sequências de média frequência que foram agrupadas em sequências de baixa frequência – Afloramento Ponte.....99

Figura 6.7 – Sequência de média frequência: limites definidos a partir da análise dos padrões de empilhamento em *thickening-upward* e *thinning-upward* dos tratos de sistemas transgressivos das sequências elementares. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM_{MF}) e regressão máxima (SRM_{MF}) de média frequência e tratos de sistemas transgressivo (TST_{MF}) e regressivo (TSR_{MF}) de média frequência – Afloramento Ponte.....100

Figura 6.8 – Modelo de evolução deposicional relacionado aos quatro (4) tratos de sistemas de baixa frequência individualizados no intervalo estudado.....106

Figura 6.9 – Superposição de frequências em diferentes escalas: favorecimento para a ocorrência de *missed beats* em situações de flutuações de alta frequência com baixas amplitudes. Destaque para o papel da tendência de baixa frequência na atenuação das subidas e descidas de alta frequência.....109

Figura 6.10 – Mapa de localização das duas seções estratigráficas construídas: W-E e ~ NNE-SSW.....110

Figura 6.11 – Seção estratigráfica W-E: expressiva correlação estratigráfica das sequências identificadas. Destaque para os níveis de tufos vulcânicos observados e inferidos (linhas em vermelho contínuo e tracejado, respectivamente) e camadas-guia (em cinza).....112

Figura 6.12 – Seção estratigráfica NNE-SSW: expressiva correlação estratigráfica das sequências identificadas. Destaque para os níveis de tufos vulcânicos observados e inferidos (linhas em vermelho contínuo e tracejado, respectivamente) e camadas-guia (em cinza).....113

Figura 6.13 – *Fischer plot* hipotético mostrando as mudanças no espaço de acomodação em função da sequência elementar. Linhas verdes correspondem à espessura individual da sequência elementar. O aumento no espaço de acomodação é representado pela curva ascendente enquanto a diminuição é representada pela curva descendente (HUSINEC et al., 2008).....114

Figura 6.14 – *Fischer plots*: expressiva correlação estratigráfica dos padrões de aumento e diminuição no espaço de acomodação. Tratos de sistemas transgressivos e regressivos de baixa frequência coincidem, respectivamente, com o aumento e diminuição no espaço de acomodação.....117

Figura 6.15 – *Fischer plots*: expressiva correlação estratigráfica dos padrões de aumento e diminuição no espaço de acomodação. Tratos de sistemas transgressivos e regressivos de média frequência coincidem, respectivamente, com o aumento e diminuição no espaço de acomodação.....118

Figura 6.16 – Fotomosaico do afloramento “Ponte”: posição das principais camadas-guia e superfícies estratigráficas de baixa frequência.....119

Figura 6.17 – Fotomosaico do afloramento “Paredão”: posição das principais camadas-guia e superfícies estratigráficas de baixa frequência.....120

Figura 6.18 – Fotomosaico da escarpa: posição das principais camadas-guia e superfícies estratigráficas de baixa frequência.....121

Figura 6.19 – Os três principais ciclos orbitais definidos por Milankovitch. Fonte: http://www.skepticalscience.com.....123

Figura 6.20 – Representação gráfica da Precessão dos Equinócios. A partir de http://astro.if.ufrgs.br.....125

Figura 6.21 – Mudanças na periodicidade da obliquidade e precessão ao longo do tempo geológico (BERGER et al., 1989).....125

Figura 6.22 - Periodicidade para a precessão, obliquidade e excentricidade e sua influência na insolação (último 1 milhão de anos). Adaptado de Schwarzacher (1993) e Berger (1978).....126

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Classificação de rochas carbonáticas adotada no presente estudo. A partir de Terra et al. (2010).....23

Tabela 2.2 – Seções estudadas neste trabalho, com localização e espessuras. Sub-bacia de Metán-Alemania, Bacia de Salta.....25

Tabela 5.1 – Principais fácies reconhecidas na área estudada, características e processos sedimentares.....75

Tabela 5.1 (Continuação) – Principais fácies reconhecidas na área estudada, características e processos sedimentares.....127

Tabela 6.1 – Fatores controladores na formação das sequências individualizadas. Nesta hipótese assumem-se flutuações climáticas associadas aos ciclos de precessão como fator controlador na formação das sequências elementares.....127

Tabela 6.2 – Fatores controladores na formação das sequências individualizadas. Nesta hipótese assumem-se flutuações climáticas associadas aos ciclos de obliquidade como fator controlador na formação das sequências elementares.....127

Tabela 6.3 – Fatores controladores na formação das sequências individualizadas. Nesta hipótese assume-se que 15% de sequências elementares não ocorrem no registro geológico. Flutuações climáticas associadas aos ciclos de precessão (a) ou obliquidade (b) são consideradas como fatores controladores na formação das sequências elementares.....128

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....16

2 – MATERIAL E MÉTODOS.....19

2.1 - Levantamento bibliográfico.....21

2.2 - Campanhas e atividades de campo.....21

2.2.1 - Identificação e caracterização das fácies sedimentares.....22

2.2.2 - Levantamento de perfis sedimentológicos 24

2.2.3 - Levantamento de perfis de raio gama espectral.....24

2.2.4 - Levantamento de acervo fotográfico de detalhe e confecção de fotomosaicos.....26

2.2.5 - Coleta de amostras.....26

2.3 - Estudos de laboratório, tratamento e organização de dados.....26

2.3.1 - Petrografia.....26

2.3.2 - Tratamento dos perfis de campo.....27

2.3.3 - Construção de seções estratigráficas, identificação e correlação de superfícies estratigráficas e sequências.....27

3 – GEOLOGIA REGIONAL.....28

3.1 - Arcabouço estrutural e evolução geotectônica.....28

3.2 - Estratigrafia do Grupo Salta.....31

3.2.1 - Depósitos da fase rifte (Barremiano-Campaniano).....31

3.2.2 - Depósitos da fase pós-rifte (Maastrichtiano-Bartoniano).....33

4 – FORMAÇÃO YACORAITE: DINÂMICA E CONTROLES DEPOSICIONAIS.....43

5 – FÁCIES SEDIMENTARES.....49

5.1 - Fácies sedimentares identificadas.....49

5.1.1 - Fácies siliciclásticas.....50

5.1.2 - Fácies carbonáticas.....53

5.1.3 - Fácies mista.....69

5.1.4 - Fácies vulcânica piroclástica.....71

5.2 - Interpretação paleoambiental.....73

6 – ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS.....78

6.1 - Ciclos sedimentares.....80

6.2 - Sequências elementares.....82

6.2.1 - Sequência elementar tipo “ETR”.....82

6.2.2 - Sequência elementar tipo “G8”.....88

6.2.3 - Sequência elementar tipo “Colchete”.....92

6.2.4 - Sequência elementar siliciclástica.....95

6.3 - Sequências em diferentes escalas.....98

6.4 - *Missed beats*: o registro incompleto de sequências elementares.....107

6.5 - Correlação Estratigráfica.....110

6.6 - Flutuações climáticas e ciclos orbitais.....122

7 – CONCLUSÕES.....130

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....134

9 – ANEXOS.....149

9.1 - Anexo 1 – Seção Estratigráfica W-E.....149

9.2 - Anexo 2 – Seção Estratigráfica ~NNE-SW.....150

1 – Introdução

A Bacia de Salta, com depósitos sedimentares do Grupo Salta (TURNER, 1959), cobre uma área de aproximadamente 150.000 km^2 que se estende desde o noroeste da Argentina até a parte sul da Bolívia e oeste do Paraguai (DEL PAPA e SALFITY, 1999). Grande parte da bacia encontra-se em território argentino e inclui as províncias de Jujuy, Salta e Tucumán. O Grupo Salta se desenvolveu a partir do Cretáceo em uma bacia do tipo rifte intracontinental, síncrono à ruptura do Gondwana (HERNÁNDEZ et al, 1999); sua evolução foi encerrada no final do Eoceno**,** associada à Orogênese Andina (HERNÁNDEZ e ECHAVARRIA, 2009). Feições estruturais dividem a Bacia de Salta em quatro principais sub-bacias: Três Cruces, a norte; Lomas de Olmedo, a leste; Sey, a Oeste; e Metán-Alemania a Sul, esta última sub-bacia alvo do presente estudo (Figura 1.1).

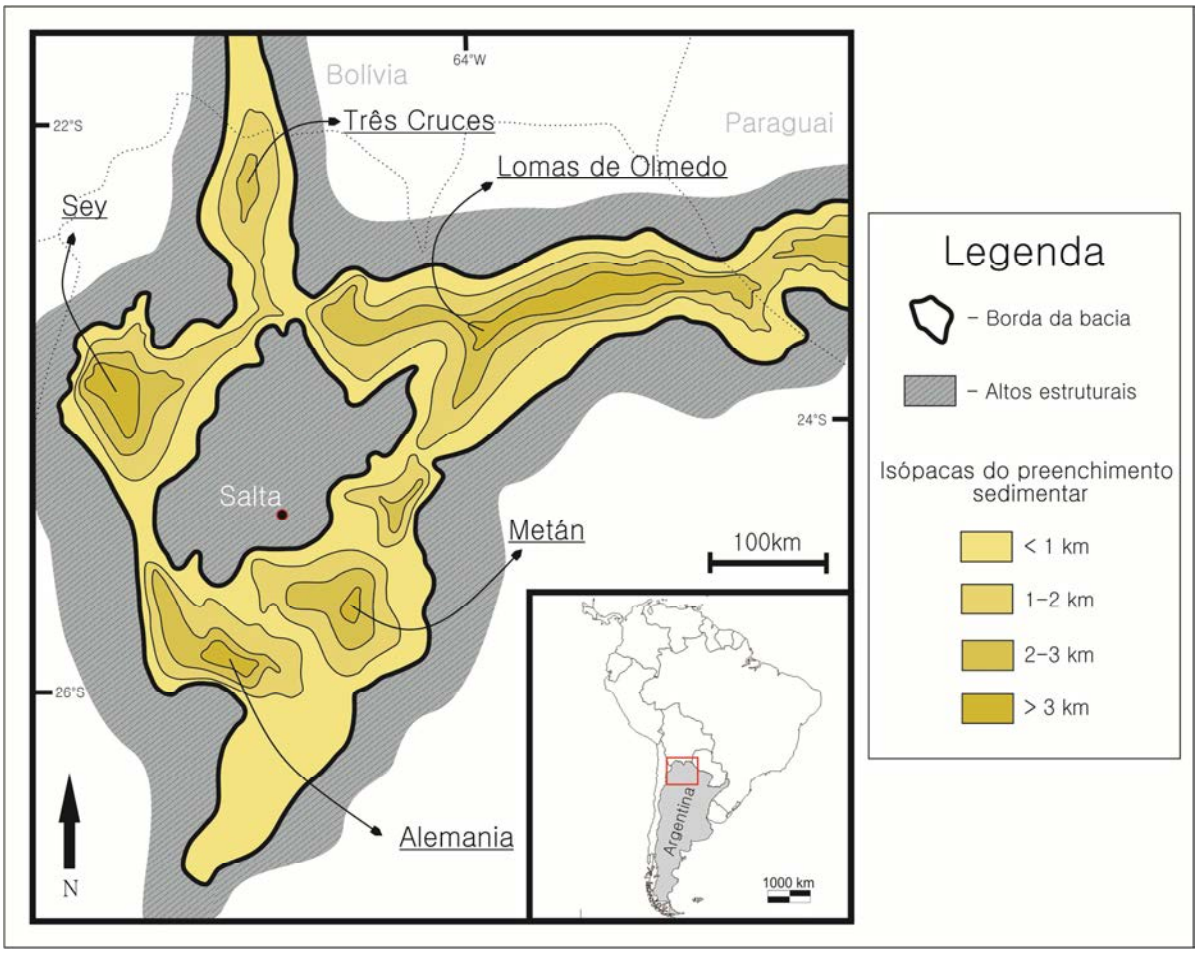


Figura 1.1 – Mapa e localização da Bacia de Salta e de suas sub-bacias. (SALFITY e MARQUILLAS, 1994).

A coluna estratigráfica da Bacia de Salta é apresentada na Figura 1.2. Salfity e Marquillas (1994) descreveram sua evolução a partir da análise de seu empilhamento sedimentar e dos processos estruturais atuantes na época da deposição. Estes autores reconheceram duas categorias de depósitos na bacia: depósitos sin-rifte e pós-rifte. Os primeiros correspondem a folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados do Sub-Grupo Pirgua; quando de sua acumulação, a atividade de falhas desempenhou importante papel na geração de espaço para a

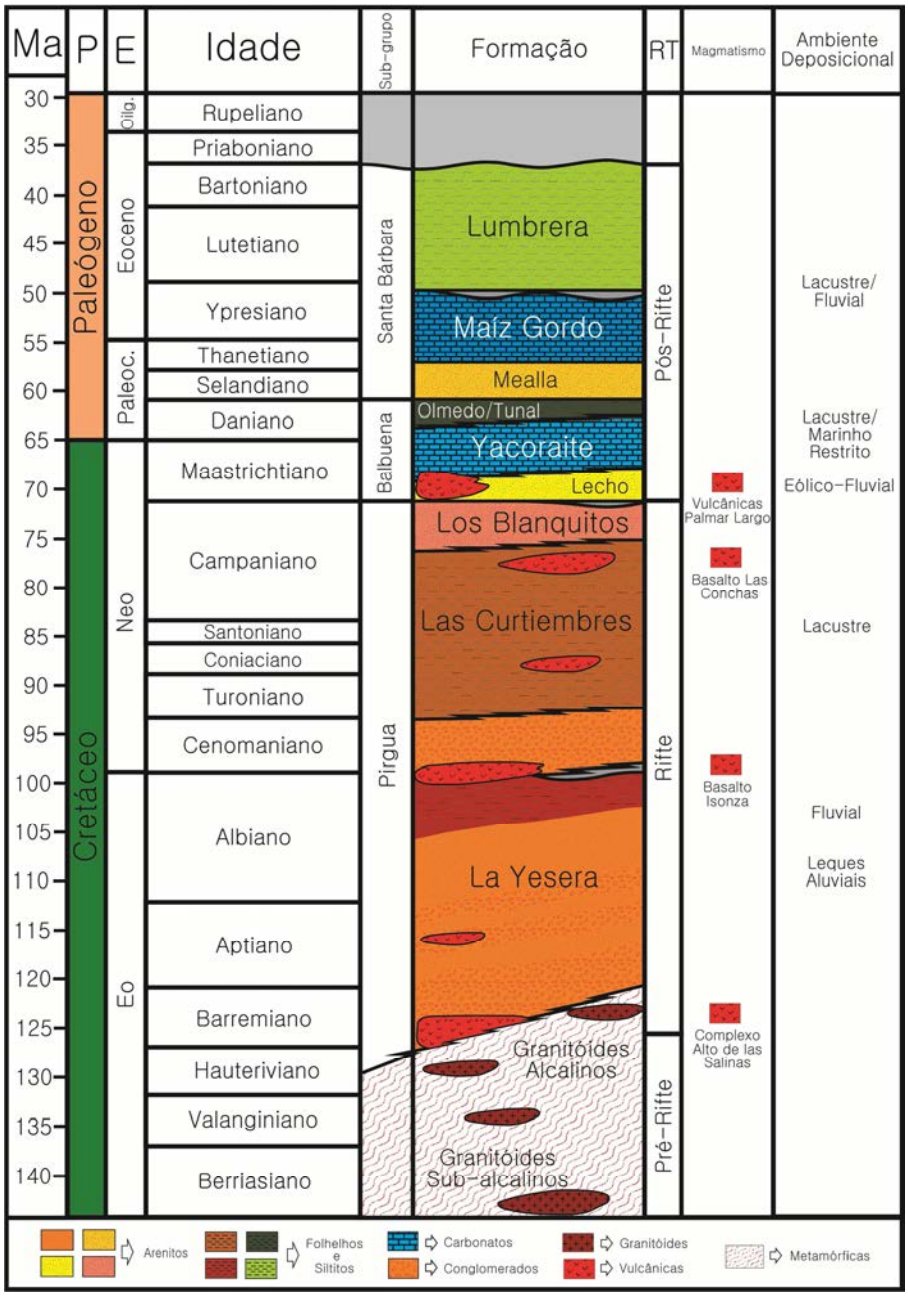


Figura 1.2 – Coluna Estratigráfica do Grupo Salta. P= Período, E= Época e RT= Regime Tectônico. Os campos em cinza representam hiatos deposicionais. A partir de Marquillas et al. (2003) e Hernández et al. (1999).

acomodação dos sedimentos. Os depósitos pós-rifte são representados por arenitos, carbonatos, margas, folhelhos e siltitos dos sub-grupos Balbuena e Santa Bárbara; tais sedimentos foram acumulados em uma fase em que a subsidência termal foi o principal mecanismo de controle da acomodação.

No final da década de 40 do século XX foi descoberta a primeira jazida comercial de petróleo na Bacia de Salta, mais precisamente, na sub-bacia de Lomas de Olmedo. A partir de então**,** houve um crescente programa exploratório na região, tendo como principais objetivos os *plays* de carbonatos fraturados (e/ou carstificados) da Formação Yacoraite (Maastrichtiano – Daniano) em que rochas pelíticas, desta mesma unidade, atuaram como os principais geradores da bacia. Os poços mais profundos da Argentina foram perfurados nesta sub-bacia (além dos 4.000m de profundidade), responsável pela produção de até 50.000 barris/dia de óleo na década de 70 (DISALVO, 2002).

A presença de reservatórios carbonáticos de hidrocarbonetos na Bacia de Salta levou à necessidade de amplas pesquisas acerca da gênese e do controle sedimentológico de seus depósitos. Em razão do grande número de afloramentos acessíveis, e em ótimas condições de preservação, a sub-bacia de Metán-Alemania serviu de laboratório para diversos trabalhos que buscaram a caracterização estratigráfica, paleoambiental e genética de suas rochas.

No Brasil, as grandes descobertas de petróleo - ocorridas nos últimos anos nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo - geraram a necessidade de estudos em afloramentos análogos aos reservatórios denominados “Pré-Sal”. Com isto, a Petrobras passou a investir amplamente em pesquisas direcionadas ao entendimento de rochas carbonáticas semelhantes às encontradas na província do “Pré-Sal” brasileiro. Estas pesquisas têm tido como foco principal o levantamento de insumos geológicos, petrofísicos e estatísticos necessários à melhor caracterização daqueles reservatórios e sua modelagem geológica, de modo a oferecer suporte aos projetos de desenvolvimento dos campos de petróleo da referida província.

Desde 2009 a Petrobras possui um Programa Tecnológico voltado para as pesquisas e estudos do “Pré-Sal” (PROSAL). Neste contexto, a Universidade Petrobras (UP), por meio do Programa de Capacitação em Estratigrafia de Alta Resolução (PCEAR), buscou áreas propícias ao desenvolvimento de escolas-de-

campo portadoras de seções análogas aos reservatórios recém descobertos. Neste âmbito, a Bacia de Salta com a Formação Yacoraite tem papel de alto destaque, pois esta unidade apresenta diversas características semelhantes à seção “Pré-Sal”; o aprimoramento do conhecimento de sua geologia é de grande importância para o melhor entendimento dos reservatórios em questão.

O presente trabalho faz uso dos principais resultados e conceitos elaborados pela equipe do PCEAR na região da sub-bacia de Metán-Alemania (BENTO FREIRE et al., 2011; RAJA GABAGLIA et al., 2011; BENTO FREIRE, 2012; LYKAWKA et al., 2012; TERRA et al., 2012; GOMES, 2013) e tem como objetivo o estudo das rochas carbonáticas, mistas e siliciclásticas do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite na sub-bacia de Metán-Alemania, visando a compreensão de seu arcabouço genético e deposicional sob a ótica da estratigrafia de alta resolução.

2 – Material e Métodos

Como dito, o material foco deste estudo é o intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite. A área de concentração - delimitada a partir do reconhecimento regional na Bacia de Salta, executado pelo grupo de trabalho da Petrobras - é a porção central da sub-bacia de Metán-Alemania, a sul da capital provincial de Salta. A maior parte dos estudos foi desenvolvida nas proximidades da cidade de Coronel Moldes, na região do Dique Cabra Corral, onde as exposições do intervalo de interesse - em cortes de estrada, ravinas e escarpas, com espessuras verticalizadas entre 35 e 136 m - permitem uma boa compreensão tridimensional do arcabouço estratigráfico da unidade (Fig. 2.1; Tabela 2.2).

Os pontos selecionados para a descrição de perfis sedimentológicos verticais possuem dimensões laterais entre 250 e 900 m e espaçamento entre si variando de 2 km a 45 km. O intervalo escolhido é favorecido pelo bom estado de conservação dos afloramentos e sua excepcional exposição nas escarpas de região, o que permite uma boa caracterização dos principais tipos litológicos e uma excelente visualização da continuidade física dos estratos.

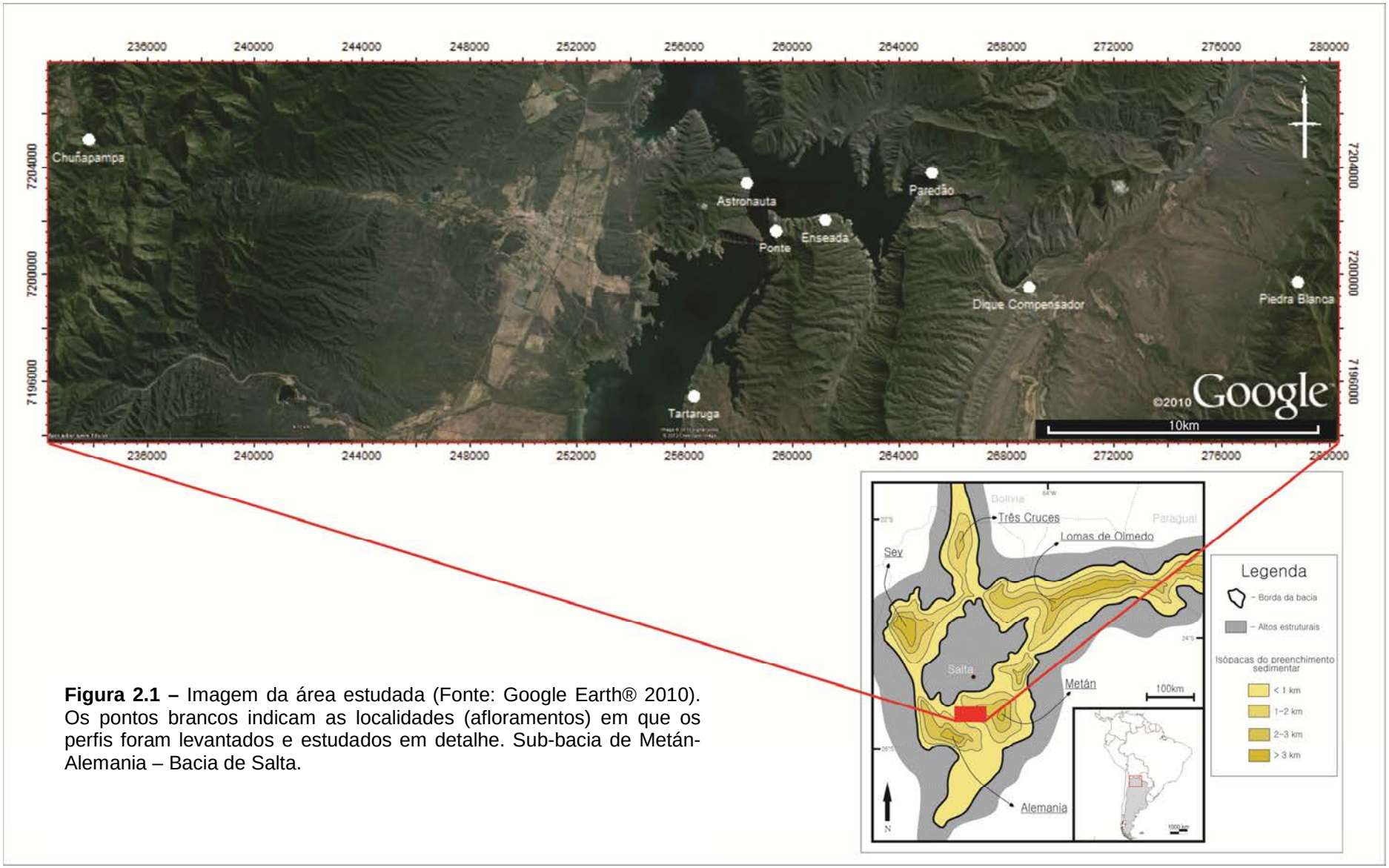


Figura 2.1 – Imagem da área estudada (Fonte: Google Earth® 2010). Os pontos brancos indicam as localidades (afloramentos) em que os perfis foram levantados e estudados em detalhe. Sub-bacia de Metán-Alemania – Bacia de Salta.

Aplica-se aqui uma metodologia de análise estratigráfica sequencial com vistas à individualização de sucessões sedimentares em diversas escalas e como uma ferramenta preditiva e operacional para a compreensão das heterogeneidades faciológicas da seção estudada. Faz-se uso de ferramentas básicas, como descrição de afloramentos, confecção e correlação de perfis sedimentológicos e de raios gama, além de análises petrográficas a partir do estudo de lâminas delgadas.

2.1 - Levantamento bibliográfico

Inicialmente foram analisados os dados bibliográficos disponíveis em domínio público acerca da caracterização estratigráfica, paleoambiental e estrutural do Grupo Salta. Em um segundo momento, foram investigados, em detalhe, trabalhos que tratam da evolução tectono-estratigráfica do Subgrupo Balbuena (e.g., MORENO, 1970). Merecem destaque os trabalhos de Hernández et al. (1999), Hernández e Omil (2008), Marquillas et al. (2003, 2005 e 2007), Disalvo et al. (2002) e Sial et al. (2001). Cabe ressaltar o trabalho de Bento-Freire (2012), como uma importante síntese das discussões geológicas da área, com foco na interpretação dos ambientes deposicionais e estratigrafia de alta resolução do intervalo paleocênico da Formação Yacoraite.

2.2 - Campanhas e atividades de campo

Visando estudos e levantamento de dados nos pontos (afloramentos) pré-selecionados, foram realizadas cinco campanhas de campo: campo 1, de 05 a 17.05.2012; campo 2, de 27.05 a 06.06.2012; campo 3, de 24.09 a 08.10. 2012; campo 4, de 15 a 26.04.2013; e campo 5 de 12 a 23.05.2013. No total, descontando-se os dias de viagem, foram 53 dias de trabalho. As seguintes atividades foram desenvolvidas: identificação macroscópica das principais fácies sedimentares, levantamento dos perfis sedimentológicos, aquisição dos perfis de raios gama espectral, fotodocumentação e coleta de amostras para estudos petrográficos sob microscopia ótica.

2.2.1 - Identificação e caracterização das fácies sedimentares

A análise de fácies é um método sedimentológico fundamental de caracterização de massas de rocha com atributos litológicos, físicos e biológicos singulares e distintos das demais. Este método é comumente aplicado para descrever rochas sedimentares ou sedimentos observados em afloramentos, testemunhos ou ambientes modernos. A análise de fácies é de extrema importância para qualquer estudo de estratigrafia de sequências, pois fornece evidências tanto para reconstruções paleogeográficas e paleoambientais, quanto para a definição de superfícies estratigráficas (CATUNEANU, 2006).

A caracterização litológica das principais fácies carbonáticas observadas neste estudo teve como base as classificações de Pettijohn (1957), Folk (1962), Dunham (1962), Carozzi et al. (1972), Embry e Klovan (1971), Demicco (1994), Riding (2000) e Flügel (2004), integradas no trabalho de Terra et al. (2010) (Tabela 2.1). Para a caracterização litológica das fácies sedimentares siliciclásticas foi utilizada à classificação de Folk (1968) que se baseia na textura e composição dos sedimentos.

As fácies híbridas foram caracterizadas de acordo com a classificação de Zuffa (1980), que utiliza o termo arenito híbrido quando a quantificação da porcentagem de grãos siliciclásticos vindos de fora da bacia ultrapassa 33% do total de grãos da rocha. Caso esse valor tenha sido menor, a fácies foi caracterizada de acordo com o arranjo classificatório de Terra et al. (2010).

Para as fácies vulcânicas piroclásticas adotou-se a classificação de Schmid (1981) que separa estes litotipos de acordo com o tamanho e a abundância de seus piroclastos. Tufos vulcânicos são rochas piroclásticas dominadas por cinzas vulcânicas (piroclastos < 2 mm) e lapilli vulcânico é o nome dado a rochas com piroclastos entre 2 mm e 64 mm. As rochas piroclásticas dominadas por blocos e bombas (piroclastos > 64 mm) são denominadas de brechas ou aglomerados.

Além da caracterização litológica foram descritas as estruturas sedimentares (primárias e secundárias), a geometria e espessura das camadas, a composição e a cor dos principais litotipos presentes na seção investigada.

Tabela 2.1 – Classificação de rochas carbonáticas adotada no presente estudo. A partir de Terra et al. (2010).

NOMENCLATURA PRINCIPAL		TEXTURA	DEFINIÇÃO	NOMENCLATURA COMPLEMENTAR	REFERÊNCIA OU MODIFICADO DE
Elementos não ligados durante a deposição	***MUDSTONE***		Rocha suportada pela matriz com **menos** de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	**COM** (Caso ocorram grãos) oolitos, oncolitos, pelóides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos ou **CALCILUTITO A BIRDSEYES**= rocha suportada pela matriz com porosidade fenestral ou lentes de calcita espática.	Dunham (1962)
	WACKSTONE		Rocha suportada pela matriz com **mais** de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	**COM** (para os grãos) - oolitos, oncolitos, pelóides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos.	Dunham (1962)
	PACKSTONE		Rocha suportada pelos grãos com matriz.	"+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito.	Dunham (1962)
	GRAINSTONE		Rocha suportada pelos grãos, sem matriz (< 5% de matriz).	"+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito.	Dunham (1962)
	FLOATSTONE		Rocha suportada pela matriz com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	**COM** (para os grãos) - oolitos, oncolitos, pelóides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos. Com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito.	Embry&Klowan (1971)
	RUDSTONE		Rocha suportada pelos grãos com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	"+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulitito.	Embry e Klowan (1971)
	BIOACUMULADO		Rocha constituída pela dominância de um tipo de organismo sem retrabalhamento (*in situ*) e granulometria areia ou maior.	"+" organismo formador: ex. ostracodes, bivalvos, macroforaminíferos, crinóides, etc....	Carozzi (1972)
	BRECHA		Rocha suportada pelos grãos com mais de 50% dos grãos angulosos maiores que 2 mm.	"+" (composição principal): intraclástica; com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulitito.	Flügel (2004); Pettijohn (1974)
Elementos ligados durante a deposição - *in situ*	***BOUNDSTONE***		Rocha formada *in situ* cujos componentes da trama original (fábrica original) foram ligados durante a deposição.	"+" principais organismos formadores: ex. coralgal, a rudistas, a estromatoporóides, etc...	Dunham (1962)
	ESTROMATÓLITO		Depósito de estrutura laminada e, em geral, convexa, podendo apresentar feições de crescimento/ramificações internas para o topo. Na maioria das vezes de origem microbial. Pode ser observado em diferentes escalas.	-	Riding (2000)
Elementos ligados ou não	**LAMINITO**		Rocha carbonática de granulação fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela recorrência de laminações delgadas. As laminações tendem a ser plano-paralelas, com superfície lisa (origem microbial ou não) ou crenulada (origem microbial).	LISO CRENULADO	Demicco (1994)
Textura original não reconhecível	**CALCÁRIO CRISTALINO**		Rocha carbonática totalmente recristalizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). CALCÁRIO MICROCRISTALINO: cristais entre 5 e 50 µm	-	Folk (1962), Dunham (1962)

2.2.2 - Levantamento de perfis sedimentológicos

Foram levantados 8 perfis sedimentológicos (Tabela 2.2) na escala de detalhe 1:40, totalizando 864 m de perfis verticalizados. Os pontos selecionados para este estudo foram definidos com base em quatro principais critérios: ocorrência da seção de estudo, estado de conservação do afloramento, distância entre os pontos (abrangência areal) e acessibilidade. O critério de abrangência areal é de extrema relevância para estudos estratigráficos de alta resolução, pois permite demonstrar as correlações e os controles sedimentológicos em grandes distâncias, dando robustez às interpretações paleoambientais em cada nível estratigráfico.

Foram necessárias adaptações para incluir em um mesmo perfil as rochas carbonáticas (suas texturas e granulometrias) e rochas siliciclásticas. Assim, considerou-se que as litologias carbonáticas descritas como *mudstones* seriam representadas na granulometria argila e os *wackestones* na granulometria silte-areia muito fina. As demais rochas carbonáticas (incluindo-se os *grainstones, packstones, rudstones* e brechas), bem como as litologias siliciclásticas observadas, foram representadas segundo a granulometria identificada em campo, com utilização da escala granulométrica de Wentworth (1922). Já os estromatólitos foram representados na granulometria grânulo com o objetivo de destacar e melhorar sua visualização nos perfis sedimentológicos. A única rocha vulcânica observada em campo, o tufo vulcânico, foi considerada na granulometria argila devido ao tamanho de seus piroclastos (<2 mm).

2.2.3 - Levantamento de perfis de raio gama espectral

Um equipamento de mão, modelo RS-230BGO Super-Spec® (Radiation Solutions Inc.), permitiu o levantamento de perfis de raio gama espectral nas seções estudadas, perfazendo-se um total de 834 m. Aferiu-se, continuamente, o intervalo maastrichiano da Formação Yacoraite e, em alguns pontos, a parte superior da Formação Lecho. As medições foram feitas mantendo-se um espaçamento vertical constante de 20 cm e cada medida ocorreu com um tempo variando de 30 a 60 segundos, dependendo da acessibilidade ao afloramento. Além do dado de raio

gama total (ngVh-1), foram obtidas medidas de Potássio (K,%), Urânio (U,ppm) e Tório (Th,ppm).

A grande contribuição dos perfis de raios gama é a utilização de suas assinaturas e padrões no suporte à identificação e correlação das principais sucessões sedimentares.

Tabela 2.2 – Seções estudadas neste trabalho, com localização e espessuras. Sub-bacia de Metán-Alemania, Bacia de Salta.

Seções estudadas	Espessura Verticalizada	Afloramento	Coordenadas (Datum WGS 84)	Região
Partes superior e média do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite	94 m	Dique Compensador	20J 0268827 7199560	Dique Cabra Corral
Parte superior do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite	35 m	Enseada	20J 0261590 7202266	Dique Cabra Corral
Intervalo maastrichtiano completo da Formação Yacoraite e parte superior da Formação Lecho	133 m	Ponte	20J 0259404 7201661	Dique Cabra Corral
Intervalo maastrichtiano completo da Formação Yacoraite e parte superior da Formação Lecho	122 m	Tartaruga*	20J 0256350 7195494	Dique Cabra Corral
Partes superior e média do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite	83 m	Astronauta*	20J 0258283 7204545	Dique Cabra Corral
Partes inferior, média e superior (não completa) do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite e parte superior da Formação Lecho	136 m	Paredão*	20J 0265201 7203828	Dique Cabra Corral
Intervalo maastrichtiano completo da Formação Yacoraite e parte superior da Formação Lecho	137 m	Chuñapampa	20J 0233454 7204354	Cerro Bravo
Intervalo maastrichtiano completo da Formação Yacoraite	123 m	Piedra Blanca	20J 0279229 7200347	Dique Cabra Corral

*Acesso por barco.

2.2.4 - Levantamento de acervo fotográfico de detalhe e confecção de fotomosaicos

Todos os afloramentos foram fotodocumentados. As fácies e estruturas sedimentares foram fotografadas em nível de detalhe. Além disso, fotografias panorâmicas foram tomadas de modo a obter fotomosaicos dos principais afloramentos descritos e mostrar a exuberante exposição da seção estudada nas escarpas da região. O levantamento fotográfico visa obter um registro o mais completo possível das localidades visitadas e permite, também, uma análise estratigráfica comparativa preliminar. Ademais, os painéis fotográficos confeccionados possibilitaram a identificação e avaliação das dimensões e continuidade lateral das principais entidades sedimentares presentes na seção de estudo.

2.2.5 - Coleta de amostras

Foram coletadas 55 amostras de mão, com tamanho médio de 10 cm, ao longo dos perfis sedimentológicos das diferentes localidades estudadas. As amostras foram obtidas de modo a abranger os principais litotipos e fácies observadas na seção, visando sua posterior caracterização petrográfica ao microscópio ótico.

2.3 - Estudos de laboratório, tratamento e organização de dados

2.3.1 - Petrografia

O estudo de lâminas delgadas sob microscópio ótico permite o reconhecimento mais preciso dos tipos litológicos e fácies sedimentares observados em campo, sendo esta etapa indispensável para a caracterização sedimentológica.

Para as rochas carbonáticas, a análise petrográfica é crucial para a: diferenciação das rochas espáticas e micríticas; identificação dos elementos bioclásticos e dos demais grãos componentes; detecção dos eventuais minerais não-carbonáticos; e definição de feições diagenéticas.

Com o estudo petrográfico, juntamente com as descrições macroscópicas, determina-se o arcabouço litofaciológico. Outro aspecto relevante é que, por meio da descrição microscópica, pode-se inferir a energia do ambiente durante a deposição e, em alguns casos, definir os processos diagenéticos a que foi submetida a rocha.

2.3.2 - Tratamento dos perfis de campo

Os perfis sedimentológicos levantados durante as missões foram escaneados e tratados no programa PETREL®. Os perfis puderam, assim, ser redesenhados conforme os padrões do programa para os quesitos granulometria, textura e litologia. Também foram plotados os pontos com as medidas de raio gama espectral e a posição estratigráfica em que ocorreu a coleta de amostras, visando os estudos microscópicos.

Para carregamento dos dados de gama espectral tomados em campo, construiu-se planilhas geradas no programa Excel®, as quais foram exportadas em forma de arquivos de texto (txt) compatíveis para a importação no PETREL ®.

2.3.3 - Construção de seções estratigráficas, identificação e correlação de superfícies estratigráficas e sequências

Com os perfis armazenados e tratados no software PETREL®, foram confeccionadas seções estratigráficas dentro do próprio aplicativo. Estas seções permitiram identificar e correlacionar as principais superfícies estratigráficas e sequências em diversas escalas, fornecendo insumos para compreensão da evolução e organização do arcabouço sedimentar da área de estudo.

3 – Geologia Regional

3.1 - Arcabouço estrutural e evolução geotectônica

A origem da Bacia de Salta está associada a um típico processo de rifteamento intraplaca durante o Cretáceo (BIANUCCI e HOMOVOC, 1982). Este processo está diretamente relacionado à ruptura do Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul.

A fase pré-rifte da bacia é formada por rochas do embasamento de idade Meso-Neoproterozóico/Paleozóico (BIANNUCI E HOMOVC, 1982; SALFITY e MARQUILLAS, 1989). Este embasamento é composto pelas unidades metassedimentares e sequências vulcanoclásticos-magmáticas intrusivas relacionadas à evolução da placa sul-americana na região noroeste argentina. A gênese dessas rochas associou-se a diversos ambientes tectono-sedimentares que se configuraram durante os ciclos orogênicos que afetaram esta porção da crosta (RAMOS, 1999) até o Mesozoico. Os litotipos formados sofreram baixo metamorfismo (fácies xisto verde a anfibolito médio) ao longo do intervalo pré-cretácico (SALFITY e MARQUILLAS, 1989).

A fase rifte é caracterizada como produto da distensão crustal ao longo do Cretáceo, originando depocentros com mais de 4000m de profundidade (MARQUILLAS et al., 2005). As rochas sedimentares que preencheram estes depocentros têm seu limite inferior marcado por uma discordância angular com o embasamento (HERNÁNDEZ et al., 1999).

A geometria de abertura do rifte está associada a lineamentos estruturais prévios herdados de paleo-riftes que se desenvolveram desde o Permiano até o Triássico/Jurássico (RAMOS, 1988). Estes lineamentos controlaram o arranjo da bacia rifte e formaram altos estruturais, que foram caracterizados através de métodos geofísicos e das isópacas das unidades sedimentares da bacia. Destes altos, destacam-se os chamados “umbrais” (COMÍNGUEZ e RAMOS, 1995;

CRISTALLINI et al., 1998) que se conectam a partir das bordas do rifte a um alto central denominado Dorsal de Salta-Jujuy, o que confere um arranjo geométrico radial para a bacia (SABINO, 2004) (Figura 3.1).

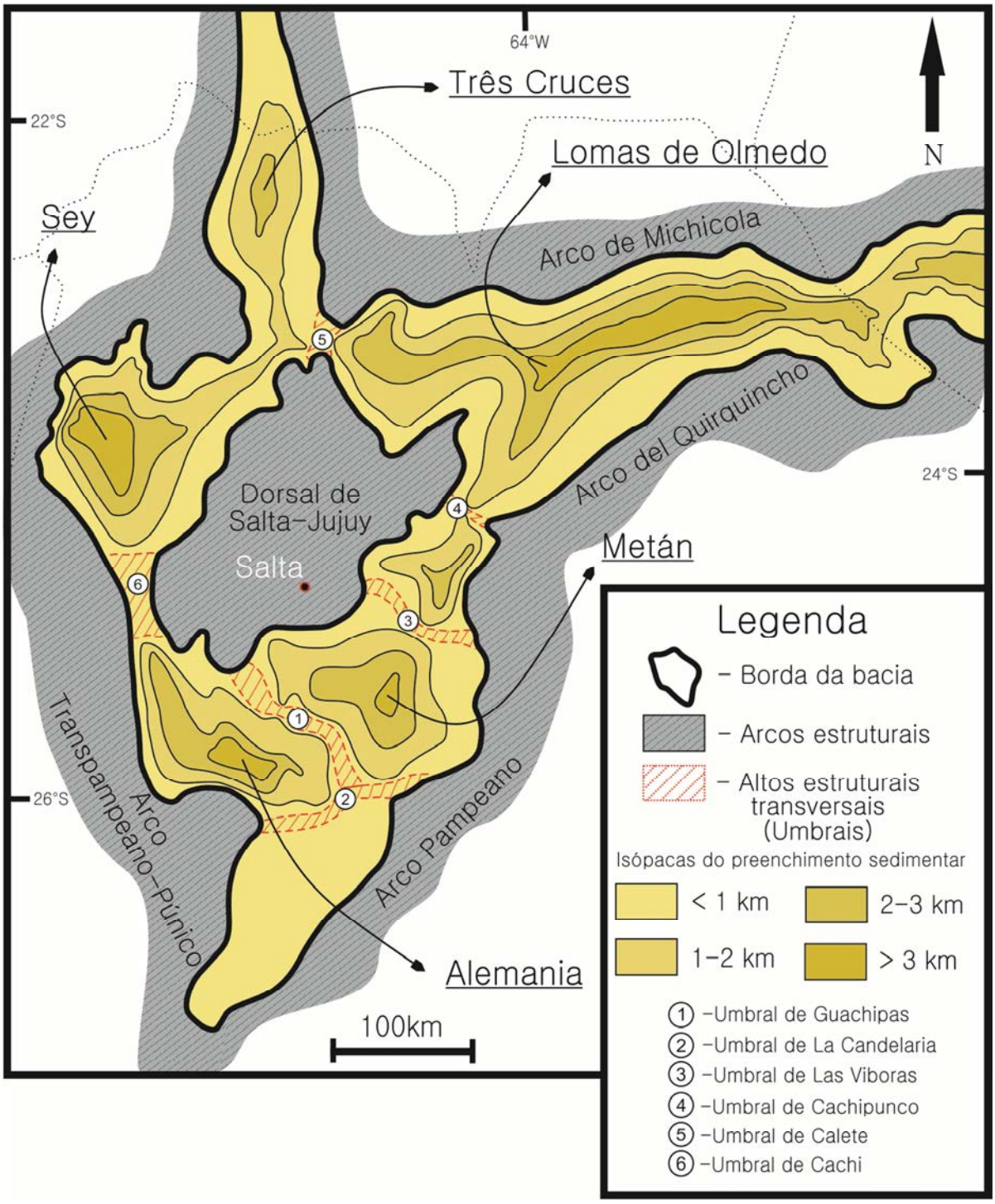


Figura 3.1 – Principais feições estruturais e tectônicas do rifte cretácico da Bacia do Grupo Salta. Notar os diversos depocentros que subdividem a bacia em várias sub-bacias, separadas pelos principais altos estruturais (umbrais). A partir de Salfity e Marquillas (1994) e Sabino (2004).

Delimitando o rifte, encontram-se os arcos estruturais, que determinam a extensão das bordas da bacia (REYES e SALFITY, 1973). Na sub-bacia de Metán-Alemania, foco deste estudo, estes limites são formados pelos arcos Transpampeano-Púnico e Pampeano. Além disso, internamente, o Umbral de Guachipas individualiza os depocentros de Alemania e Metán. Os registros sedimentares do rifte têm geometria, em seção transversal, em forma de cunha (Figura 3.2), evidenciando o forte controle estrutural e tectônico durante a deposição (HERNÁNDEZ et al., 1999).

As taxas de distensão crustal que atuavam desde o Barremiano diminuíram a partir do Maastrichtiano, afetando a taxa de subsidência da bacia e reduzindo o aporte sedimentar a partir de suas bordas (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA e SALFITY, 1999). Teve início, então, uma etapa pós-rifte, com geração de uma bacia interior com subsidência predominantemente termal, conhecida como "*interior sag basin*" ou simplesmente *sag* (HARDING, 1984). Como mostra a figura 3.3, os depósitos relacionados a esta fase são caracterizados pela geometria tabular ou, no caso das unidades mais basais, levemente cuneiformes próximo às bordas de paleoaltos herdados da etapa sin-rifte (HERNÁNDEZ et al., 1999).

Durante a fase pós-rifte, os altos estruturais (umbrais) e os limites originados no estágio de subsidência mecânica foram ultrapassados pelos depósitos sedimentares, colmatando os diversos depocentros da fase anterior. Embora estes altos tenham sido ultrapassados e recobertos, sua estruturação influenciou também a deposição durante a fase pós-rifte (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA e SALFITY, 1999).

A fase final de evolução da bacia, que se estendeu final do Eoceno até o Recente, é marcada pela Orogenia Andina (Ciclo Andino), descrita por Ramos et al. (1988). Nesta fase, a bacia passa a um regime tectônico tipicamente de *foreland*, em que ocorreram a deformação e a inversão da bacia, com reativação de falhamentos e geração de uma tectônica epidérmica a profunda, envolvendo o próprio embasamento (HERNÁNDEZ et al.,1996).

O Ciclo Andino é responsável pela geração de diversas estruturas compressivas, tais como anticlinais e sinclinais (HERNÁNDEZ e ECHAVARRIA, 2009). Estas feições deformacionais influenciaram diretamente na construção do

padrão de fraturamento dos reservatórios carbonáticos produtores da Bacia de Salta, os quais constituem importantes alvos para a exploração de hidrocarbonetos (GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999).

3.2 - Estratigrafia do Grupo Salta

Os trabalhos iniciais de caracterização e mapeamento das unidades sedimentares na região de Salta foram realizados por Brackebusch (1891), o qual denominou os intervalos cretácicos da área como “Sistema Salta”. Com a evolução do conhecimento e aprimoramento das técnicas estratigráficas, paleontológicas e geofísicas, Turner (1959) definiu o antigo sistema como GRUPO SALTA, englobando as rochas formadas desde o Cretáceo até o Paleógeno. Posteriormente, o Grupo Salta, como já foi mencionado, foi dividido nos sub-grupos Pirgua (VILELA, 1953; REYES e SALFITY, 1973), Balbuena (MORENO, 1970) e Santa Bárbara (MORENO, 1970). Tal divisão foi baseada no litotipo predominante e na variação de cores dos sedimentos; estas colaboram de forma marcante para a mapeabilidade dos conjuntos litológicos da área. A seguir, serão descritas as principais unidades litoestratigráficas do Grupo Salta.

3.2.1 - Depósitos da fase rifte (Barremiano-Campaniano)

O **Sub-grupo Pirgua** é composto pelos sedimentos depositados desde o Barremiano até o final do Campaniano. A geometria dos depósitos é condicionada pelo arcabouço estrutural e os estratos tendem a ser cuneiformes (GÓMEZ OMIL et al., 1989; SABINO, 2002). Devido aos depocentros e aos altos estruturais originados pela dinâmica da tectônica rifte, seus intervalos sedimentares são altamente afetados por discordâncias erosivas e/ou não deposicionais nas áreas paleogeomórficas mais elevadas desta fase. Desta forma, a espessura dos depósitos dentro de uma mesma sub-bacia pode variar centenas de metros em poucos quilômetros (Figura 3.2). As isópacas do preenchimento sedimentar variam de uma sub-bacia para outra: em Três Cruces não ultrapassam 1.000 m; em

Alemania chegam aos 2.000 m; já em Lomas de Olmedo superam os 3.500 m (GÓMEZ OMIL et al., 1989).

No registro do Grupo Salta, o Subgrupo Pirgua é o mais restrito em termos de distribuição areal, isto em razão de ter sido condicionado aos limites da fase de subsidência mecânica. Este subgrupo é composto pelos registros sedimentares das formações La Yesera, basal, Las Curtiembres e Los Blanquitos, no topo.

A **Formação La Yesera** é caracterizada por sedimentos depositados em ambientes dominados por *debris-flows* (associados a bordas falhadas), leques aluviais, rios tipo *braided* e por lagos perenes (MARQUILLAS et al., 2005). Os pelitos encontrados são associados a planícies lamosas e apresentam coloração avermelhada. No interior da sub-bacia de Metán-Alemania, esta formação também é denominada como Formação El Cadillal. Para Valencio et al. (1976), dois eventos magmáticos estão associados a esta formação, definindo dois ciclos sin-riftes (MARQUILLAS et al., 2005). O primeiro, registrado pelo Complexo Alto de las Salinas, é formado pelo vulcanismo El Codillar, com idades entre 128-103 Ma, Barremiano-Albiano (BOSSI, 1969; BOSSI e WAPLER, 1969), o qual se intercala em meio à Formação El Cadillal. O segundo evento é marcado pelos fluxos de lava de idade 114 Ma e 96-94 Ma, Aptiano-Cenomaniano (VALENCIO et al., 1976) e está associado aos basaltos Isonza e El Tunal que se intercalam com a Formação La Yesera.

A **Formação Las Curtiembres** é dominada por depósitos lacustres (exceto na sub-bacia de Três Cruces), predominando siltitos e argilitos marrom-avermelhados, levemente laminados. Subordinadamente são observados níveis pouco espessos de arenito marrom-avermelhados, ora micáceos e esverdeados, ocorrendo também siltitos com nódulos de cobre e urânio (SUREDA et al., 1984), isto evidencia ambiente subaquoso raso. No topo desta formação, ocorrem depósitos flúvio-eólicos (GÓMEZ OMIL et al., 1989), associados, na sub-bacia de Metán-Alemania, às vulcânicas dos fluxos piroclásticos e às lavas do Campaniano, datadas em 78-76 Ma, que formam os basaltos da unidade Las Conchas (REYES e SALFITY, 1973; VALENCIO et al., 1976; REYES et al., 1976; GALLISKI e VIRAMONTE, 1988). Estes basaltos, nas porções de borda a leste e sudoeste da

sub-bacia de Metán-Alemania, passam a ser denominados Formação La Tigra (COMÍNGUEZ e RAMOS, 1995; DISALVO et al., 2002).

A **Formação Los Blanquitos** é composta por arenitos avermelhados, normalmente arcoseanos, intercalados com siltitos bioturbados. Marcas de raízes e paleossolos carbonáticos incipientes podem ser observados (MARQUILLAS et al., 2005). Arenitos líticos também são comuns, sendo compostos por vezes, como na sub-bacia de Metán-Alemania, por fragmentos de granitóides. Conglomerados laranja-acinzentados a marrom-avermelhados ocorrem subordinadamente. Os ambientes sedimentares associados a esta formação são interpretados como tendo sido dominados por rios arenosos sob clima semi-árido passando a depósitos flúvio-eólicos sob clima árido (topo da sucessão sedimentar). Os registros fósseis de saurópodes (BONAPARTE e BOSSI, 1967; POWELL, 1979; BONAPARTE e POWELL, 1980), encontrados na porção superior desta formação, situam a mesma com idades que remetem ao Campaniano. Embora as falhas continuassem ativas neste período, Cristallini et al. (1998) demonstraram que a movimentação destas era menor do que quando da deposição das unidades anteriores.

3.2.2 - Depósitos da fase pós-rifte (Maastrichtiano-Bartoniano)

As rochas dos sub-grupos Balbuena e Santa Bárbara compõem o registro da fase pós-rifte (*sag*) da bacia, depositados desde o Maastrichtiano ao Bartoniano. Por serem associadas a um regime tectônico com baixa atividade de falhas, e subsidência predominantemente termal, as unidades que compõem estes depósitos apresentam geometria tabular ou levemente cuneiforme próximo às bordas de paleoaltos (HERNÁNDEZ et al., 1999) (Figura 3.3).

Os depósitos maastrichtianos-danianos do **Sub-grupo Balbuena** são constituídos pelas formações Lecho (base), Yacoraite e Olmedo/Tunal (topo). A **Formação Lecho** é composta por arenitos brancos de composição quartzo-arcoseana. Rochas calcárias associadas às fácies mais pelíticas ocorrem esporadicamente, sendo mais presentes na sub-bacia de Três Cruces. O ambiente deposicional é tipicamente flúvio-eólico, podendo ocorrer registros de deposição

lacustre nas porções mais lutáceas da base desta unidade. Seus depósitos são amplamente tabulares e com espessura média de 150 m (SALFITY, 1979).

A **Formação Yacoraite** é a unidade do Grupo Salta mais largamente distribuída pela bacia. Recobre parte dos arcos de Michicola, Quirquincho e, ao final de sua deposição, parte da dorsal de Salta-Jujuy (SALFITY e MARQUILLAS, 1999).

Os sedimentos da Formação Yacoraite foram depositados desde o Maastrichtiano até o Daniano. Isto implica que o limite Cretáceo-Paleógeno (K-T) está contido nesta unidade. Estudos e análises de dados isotópicos de carbono e oxigênio (SIAL et al., 2001; FERREIRA et al., 2003; MARQUILLAS et al., 2003 e 2007) contribuíram para a identificação deste importante marco estratigráfico presente na Formação Yacoraite. Valores negativos de δ13C, compatíveis com os padrões observados mundialmente no limite K-T, foram constatados no topo de uma camada de argilitos e siltitos avermelhados de ocorrência regional, presente em uma seção conhecida na bacia como “seção *limoarcillosa*” (BENTO-FREIRE, 2012). Este padrão é interpretado como um indicativo de grandes mudanças climáticas em consequência de intenso vulcanismo ou do impacto de um meteorito que poderia ter afetado o clima da Terra em escala global (SIAL et al., 2001).

A conspícua abrangência regional da “seção *limoarcillosa*”, a facilidade de sua identificação em campo e o seu caráter cronoestratigráfico bem definido, faz desta seção um importante marco estratigráfico para o presente estudo. A camada de argilitos e siltitos avermelhados presente neste marco estratigráfico representa o limite superior da parte maastrichtiana da Formação Yacoraite, parte esta que é foco desta dissertação (Figura 3.4).

Possuindo depósitos dominantemente tabulares, sobretudo na parte central da sub-bacia de Metán-Alemania, a Formação Yacoraite chega a ter 200 m de espessura (HERNÁNDEZ et al., 1999). O aspecto estratigráfico marcante desta formação é sua ciclicidade interna de alta freqüência evidenciada pela intercalação de intervalos pelíticos e intervalos carbonáticos (Figuras 3.5 e 3.6).

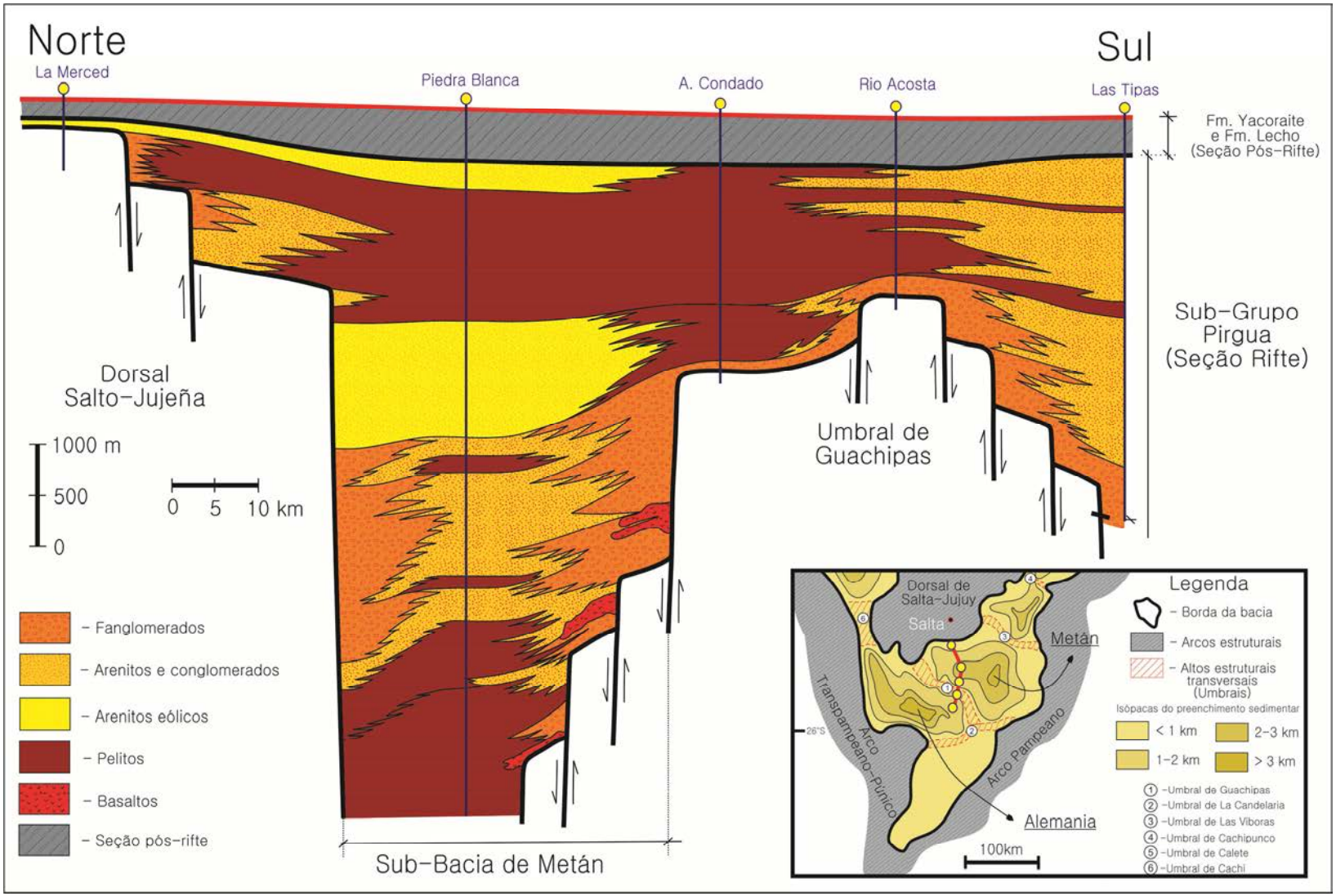


Figura 3.2 – Seção estratigráfica enfatizando a espessura da seção rifte e o forte controle tectônico de sua deposição (Datum: topo da Fm. Yacoraite). A partir de Hernández et al. (1999).

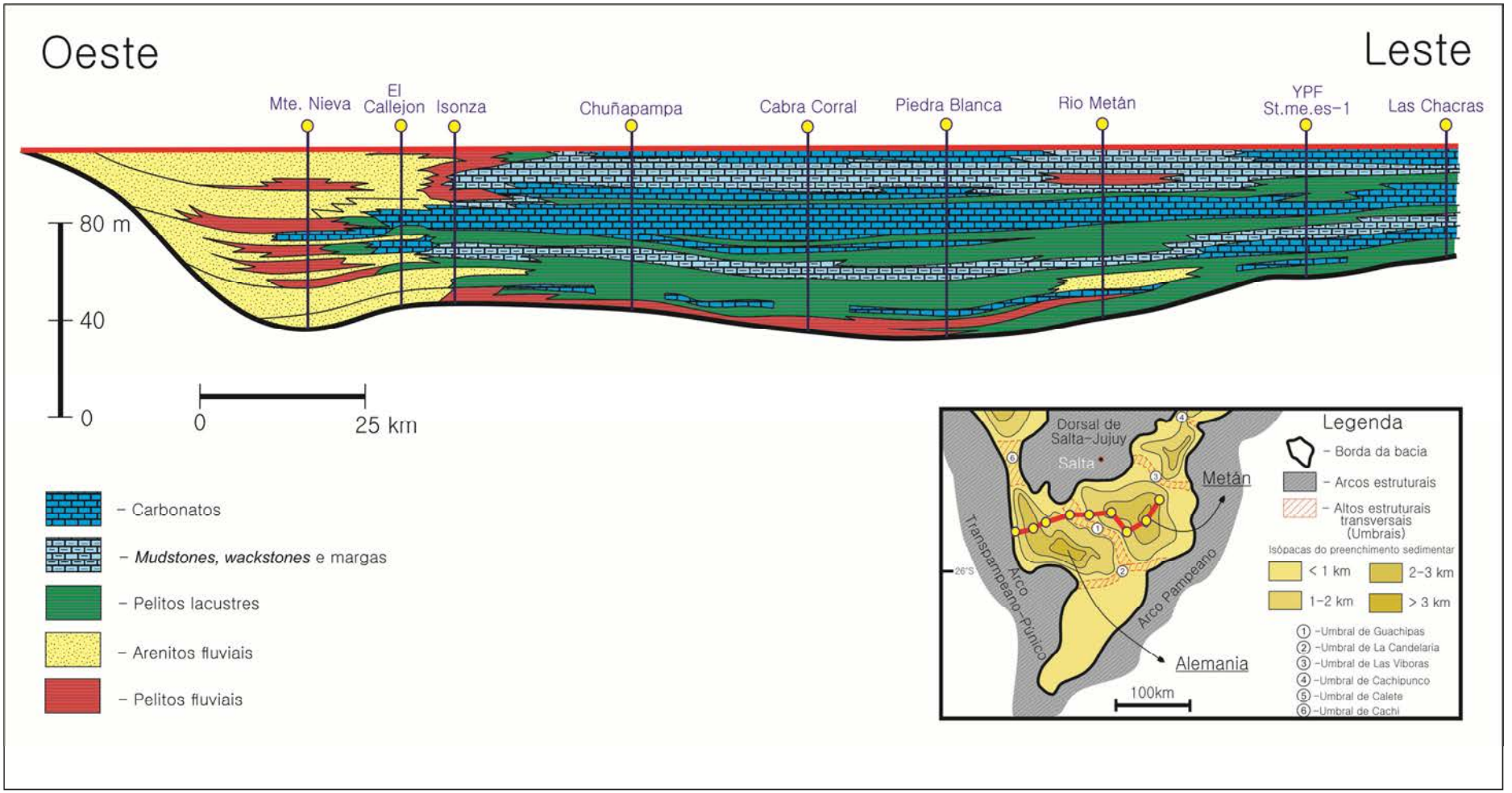


Figura 3.3 – Seção estratigráfica destacando a morfologia suave e não falhada da seção pós-rifte; parte superior da Fm.Yacoraite (Datum: topo da Fm. Yacoraite). A partir de Hernández et al. (1999).

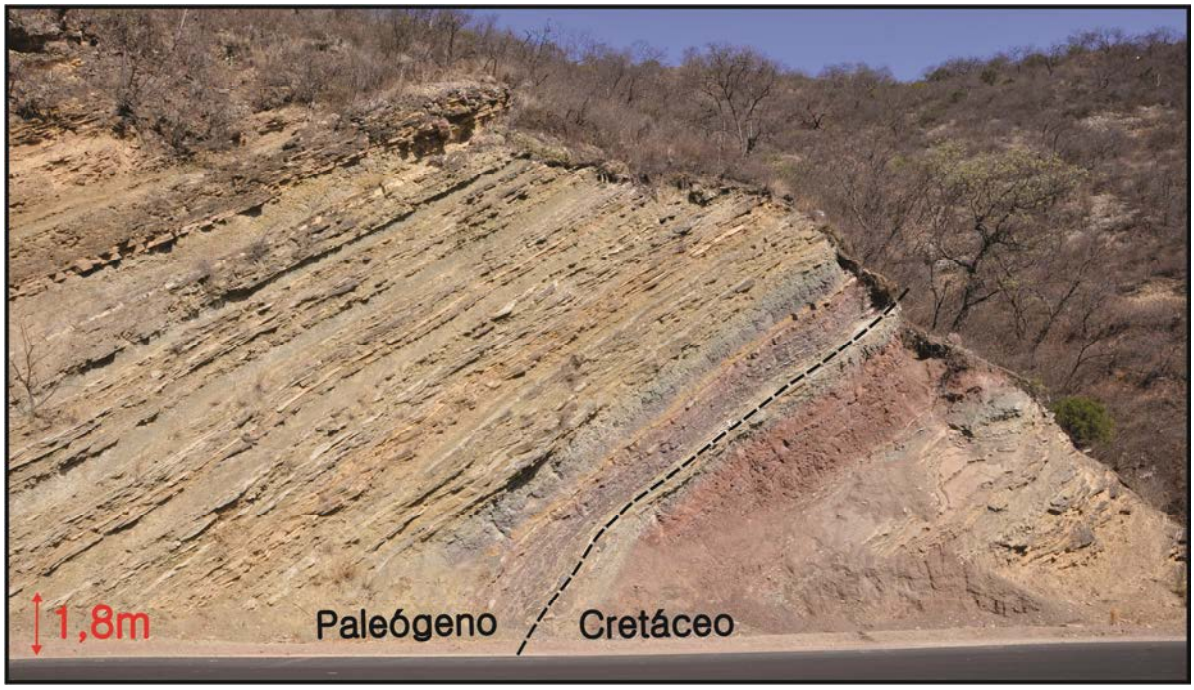


Figura 3.4 – Passagem Cretáceo-Paleógeno. A linha tracejada marca o limite superior da parte maastrichtiana da Formação Yacoraite. Detalhe para a tonalidade avermelhada da "seção limoarcillosa" - Afloramento Enseada.

A Formação Yacoraite é composta por estromatólitos, *grainstones*, *wackestones*, *mudstones*, margas, argilitos e siltitos, além de, subordinadamente, arenitos quartzosos e arcoseanos. No flanco oeste, região de Cerro Tin Tin e Cachi, esta unidade é composta quase exclusivamente por arenitos quartzo-feldspáticos, arcóseos e arenitos conglomeráticos. Suas rochas são ricas em fósseis e pistas de saurópodes (ALONSO, 1980), palinomorfos (MORONI, 1982; QUATTROCCHIO, 2006), ostracodes, pelecípodes, gastrópodes (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; CÓNSOLE GONELLA e ACEÑOLAZA, 2010), algas e peixes (BENEDETTO e SANCHES, 1972; ACEÑOLAZA, 1968), os quais auxiliam na interpretação paleoambiental e na datação.

Intercalados com as rochas da Formação Yacoraite, encontram-se os basaltos da Formação Palmar Largo (MÄDEL, 1984) na sub-bacia de Lomas de Olmedo, datadas como tendo 70 ± 5 Ma (GÓMEZ OMIL et al., 1989) (Figura 1.2).

Por constituir o foco principal deste estudo, a Formação Yacoraite será detalhada em termos de ambiente deposicional, em tópico exclusivo.



Figura 3.5 – Ciclicidade interna de alta freqüência presente na Fm. Yacoraite. Camadas acinzentadas relativas aos intervalos pelíticos e as mais claras aos intervalos carbonáticos (Afloramento Dique Compensador – Intervalo maastrichtiano). Escala: Poste de eletricidade.

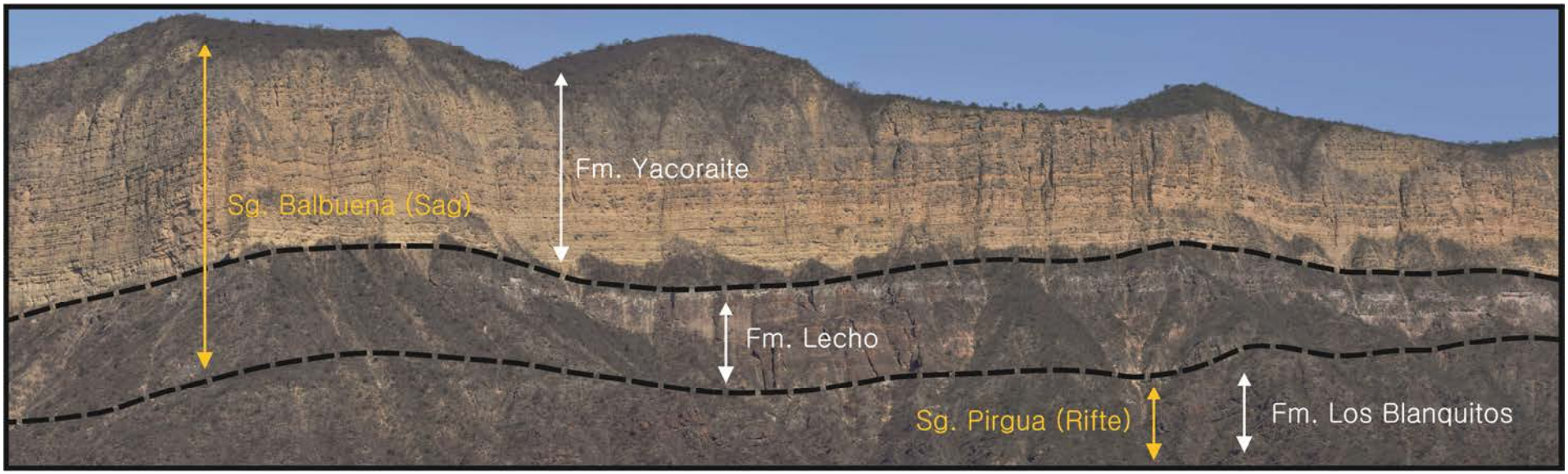


Figura 3.6 – Depósitos das Formações Lecho e Yacoraite (pós-rifte) sobre depósitos da Formação Los Blanquitos (rifte). Destaque para a tabularidade e continuidade horizontal dos estratos da Fm. Yacoraite. O comprimento do afloramento é de cerca de 1200m e a altura do paredão no seu ponto mais alto atinge aproximadamente 300m (Afloramento da Escarpa – Dique Cabra Corral).

A **Formação Olmedo** é composta por folhelhos pretos e cinzas, siltitos com nódulos de anidrita e gipsita. Subordinadamente, também ocorrem carbonatos micritizados e dolomitizados. Todavia, o registro mais marcante desta formação são seus depósitos evaporíticos de halita com gipsita e anidrita em Lomas de Olmedo, conhecidos como “Membro Salino”, cuja espessura chega a atingir 900m (MORENO, 1970). Na região da sub-bacia de Metán-Alemania, esta unidade passa a ser denominada como Formação Tunal (TURNER et al., 1979), sendo constituída por folhelhos pretos, ou cinzas esverdeados e marrons-avermelhados, além de arenitos gipsíferos e camadas delgadas de gipsita (SALFITY e MARQUILLAS, 1999). O ambiente que propiciou a geração das fácies na Formação Olmedo é relacionado a lagos hipersalinos anóxicos (complexos tipo “*playa lakes*”, segundo Moreno,1970) circundados por extensas planícies lamosas. O ambiente deposicional para a unidade Tunal é interpretado como lacustre perene circundado por florestas em um clima úmido e quente. Esta hipótese é evidenciada pelos dados palinológicos encontrados nesta unidade (QUATTROCCHIO et al., 2000). Nas sub-bacias de Três Cruces e Sey, as Formações Olmedo e Tunal encontra-se ausente, por não deposição.

Os depósitos do **Sub-Grupo Santa Bárbara** (Selandiano-Bartoniano) referem-se às formações Mealla (Base), Maíz Gordo e Lumbrera (topo), que correspondem à parte superior do Grupo Salta (HERNÁNDEZ et al., 1999).

A **Formação Mealla** é composta por depósitos clásticos com espessuras variáveis entre 100 e 150 m (DEL PAPA e SALFITY, 1999). É composta por arenitos finos a médios com evidências de tração (*ripples*, base erosiva) e estruturas de acreção lateral. Por vezes, é comum se encontrar arenitos finos intercalados finamente com siltitos vermelhos maciços. Na sub-bacia Lomas de Olmedo são descritos alguns estromatólitos dômicos associados às fácies siliciclásticas. Nesta sub-bacia, as principais fácies são arenitos intercalados com finas camadas de gipsita e pelitos vermelhos. O topo desta formação é constituído por uma camada de calcários pelíticos com coloração cinza a verde escura, associados a arenitos calcários. Esta camada é um marcador na bacia e é denominada “*Faja Gris*” por Gómez Omil e Boll (1999). Fósseis de mamíferos e tartarugas de água doce (PASCUAL et al., 1978), bem como inúmeros palinomorfos são encontrados nesta formação (QUATTROCCHIO, 2006). O ambiente interpretado para esta formação é

o de planícies lamosas cortadas por rios meandrantes, sendo que, em Lomas de Olmedo, houve o predomínio de um lago raso e salobro (SALFITY e MARQUILLAS, 1999). Para a "*Faja Gris*", o ambiente é interpretado como o de um lago de água doce e aberto. No todo, o clima era do tipo subtropical com períodos de seca (QUATTROCCHIO e VOLKHEIMER, 2000).

Sobrejacentes à Formação Mealla encontram-se os depósitos da **Formação Maíz Gordo**, que atingem espessuras entre 200 e 250 m. Na sub-bacia de Metán-Alemania, expressam-se como fácies sílticas avermelhadas com gretas de ressecamento que se intercalam com grandes pacotes de arenitos com marcas de tração. Sua parte média é composta por *mudstones* esverdeados que passam a margas e carbonatos (*wackestones*, *grainstones* oolíticos), chegando a estromatólitos dômicos com feições de exposição. O topo é composto por folhelhos verdes, *mudstones* maciços e *grainstones*. Segundo Salfity e Marquillas (1999), sustentados por dados palinológicos (QUATTROCCHIO e DEL PAPA, 2000), o ambiente de deposição desta formação foi inicialmente constituído por rios tipo *braided*, que passou a um lago de água doce a salobra, em cujo centro se depositaram as fácies carbonáticas mais finas e *grainstones*, enquanto que nas bordas do lago se formavam estromatólitos.

A **Formação Lumbrera**, unidade mais jovem do Grupo Salta, apresenta a maior distribuição areal e espessura do Subgrupo Santa Bárbara (GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999), com uma média de 400 a 500 m de seção vertical. Na sub-bacia de Metán-Alemania, esta formação apresenta espessura em torno de 280 m e pode atingir mais de 1.000 m na porção oriental, em Lomas de Olmedo (GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999). Sua porção inferior é composta por arenitos avermelhados e *mudstones*. Os arenitos podem ser encontrados intercalados com níveis finos de siltitos avermelhados com nódulos calcários. A porção central desta unidade é conhecida como "*Faja Verde*" e constitui um importante marco estratigráfico na bacia. É formada por uma seção contínua finamente laminada de pelitos verde-escuros a acinzentados, que podem ocorrer intercalados com arenitos finos e estromatólitos. No interior das sub-bacias são comuns níveis delgados de folhelhos pretos, ricos em matéria orgânica. A porção superior é composta principalmente por siltitos maciços avermelhados e *mudstone*s, com frequentes marcas de exposição e

níveis contínuos de nódulos carbonáticos. Esporadicamente, são encontrados nódulos de gipsita/anidrita.

A Formação Lumbrera também é rica em fósseis (mamíferos, peixes e répteis) e palinomorfos (QUATTROCCHIO, 1978; GASPARINI, 1984). O ambiente deposicional da porção basal é do tipo fluvial meandrante, em meio a vastas planícies lamosas. A "*Faja Verde*" é atribuída a sistemas lacustres. A porção superior registra um ambiente tipicamente lacustre raso e salino, em meio a um contexto de clima tropical úmido (SALFITY e MARQUILLAS, 1999).

De acordo com Cazau et al. (1976), o topo desta unidade é marcado pela discordância erosiva Incaica que dá início ao Ciclo Andino, sendo recoberto pelos depósitos neogênicos do estágio *foreland* da bacia (representados pelo Grupo Orán).

4 – Formação Yacoraite: dinâmica e controles deposicionais

A Formação Yacoraite na sub-bacia de Metán-Alemania apresenta aspectos particulares em relação às sub-bacias de Lomas de Olmedo e Três Cruces. Enquanto nas sub-bacias mais ao norte as evidências de influência marinha em sua deposição estão mais presentes, na sub-bacia de Metán-Alemania estas evidências são mais escassas.

Especificamente em Três Cruces, foi detectada na formação a presença de amonóides (STEINMANN, 1906 apud CÓNSOLE E GONELLA, 2009) e foraminíferos disseminados (MÉNDEZ e VIVIERS, 1973), além de dinoflagelados. Tal associação fossilífera aponta para uma efetiva influência marinha naquela sub-bacia à época da deposição dos sedimentos da Formação Yacoraite. Já em Metán-Alemania não foram encontradas registros de fósseis de amonóides nem tampouco de foraminíferos.

Fósseis de peixes marinhos da espécie *Coleodus toncoensis* encontrados no intervalo paleocênico da Formação Yacoraite na sub-bacia de Metán-Alemania (BENEDETTO e SANCHEZ, 1972) poderiam ser relacionados a um ambiente deposicional com influência marinha. Todavia, a ocorrência desses bioelementos é rara, sendo encontrados em associação com fósseis tipicamente de água doce, como carófitas (MUSACHIO, 1972), *Ilyocypris* sp. (MÉNDEZ e VIVIERS, 1973; CARMO et al., 2004) e *Azolla cretácea* (QUATTROCCHIO, 2006), principalmente nas fácies pelíticas siliciclásticas (argilitos, margas, lamitos e siltitos) do intervalo.

Os dados de isótopos sugerem, igualmente, para a sub-bacia de Metán-Alemania, a restrição na comunicação direta com o mar em tempos da deposição de sedimentos da Formação Yacoraite. Sial et al. (2001) analisaram nove amostras desta unidade na região do Dique Cabra Corral, constando-se variações de 0.7140 a 0.7156 nos valores da razão isotópica de $^{87}Sr/^{86}Sr$; isto confirmou que os carbonatos

depositados naquela época estiveram associados a um ambiente lacustre, sob forte influência continental (Figuras 4.1 e 4.2).

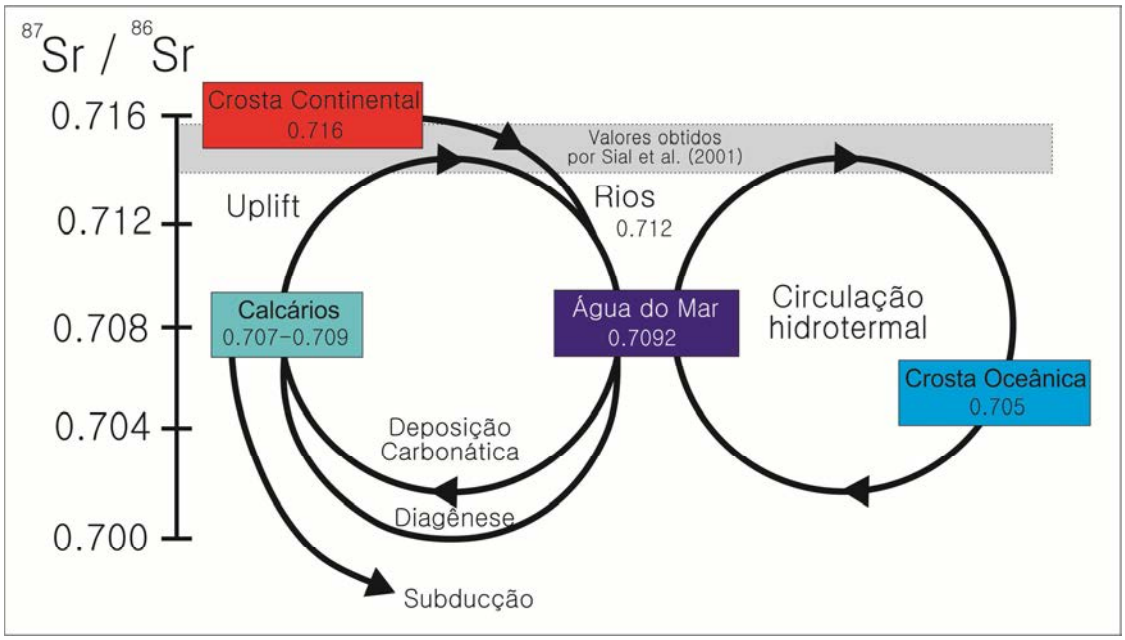


Figura 4.1 – Gráfico relacionando a razão $^{87}Sr\backslash^{86}Sr$ com ambientes de contribuição (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003 *apud* ELDERFIELD, 1986). Os valores para os sedimentos da Formação Yacoraite na Sub-bacia de Metán-Alemania obtidos por Sial et al. (2001) indicam a alta contribuição continental, evidenciando um ambiente tipicamente lacustre no momento de sua deposição.

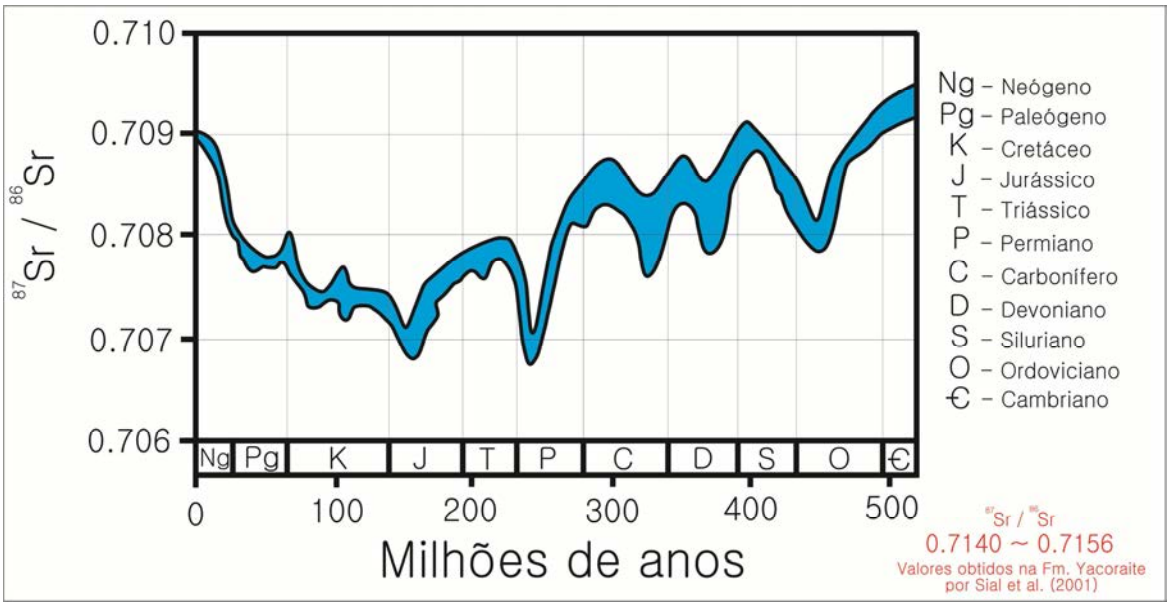


Figura 4.2 – A faixa azul mostra a variação da razão isotópica de $^{87}Sr/^{86}Sr$ da água do mar no tempo geológico. Curva construída a partir de medidas em rochas carbonáticas marinhas do Fanerozóico. Adaptado de Burke et al. (1982). Os valores obtidos por Sial et al. (2001) são muito superiores e incompatíveis com os valores esperados para os carbonatos marinhos do Cretáceo.

A partir das evidências encontradas, é possível interpretar que, embora as sub-bacias situadas mais ao norte tivessem uma comunicação direta com o mar, os carbonatos da Formação Yacoraite depositados na sub-bacia de Metán-Alemania, ao sul, teriam tido origem dominantemente lacustre.

De forma muito precária e eventual, a sub-bacia de Metán-Alemania pode ter tido alguma contribuição das águas marinhas que influenciaram os depósitos ao norte. Em períodos de cheia relacionados a elevações do nível do mar poderia ter havido alguma comunicação entre as sub-bacias. Assim, em raros momentos de sua evolução, o ambiente lacustre poderia ter sofrido alguma influência marinha (Figura 4.3 e 4.4).

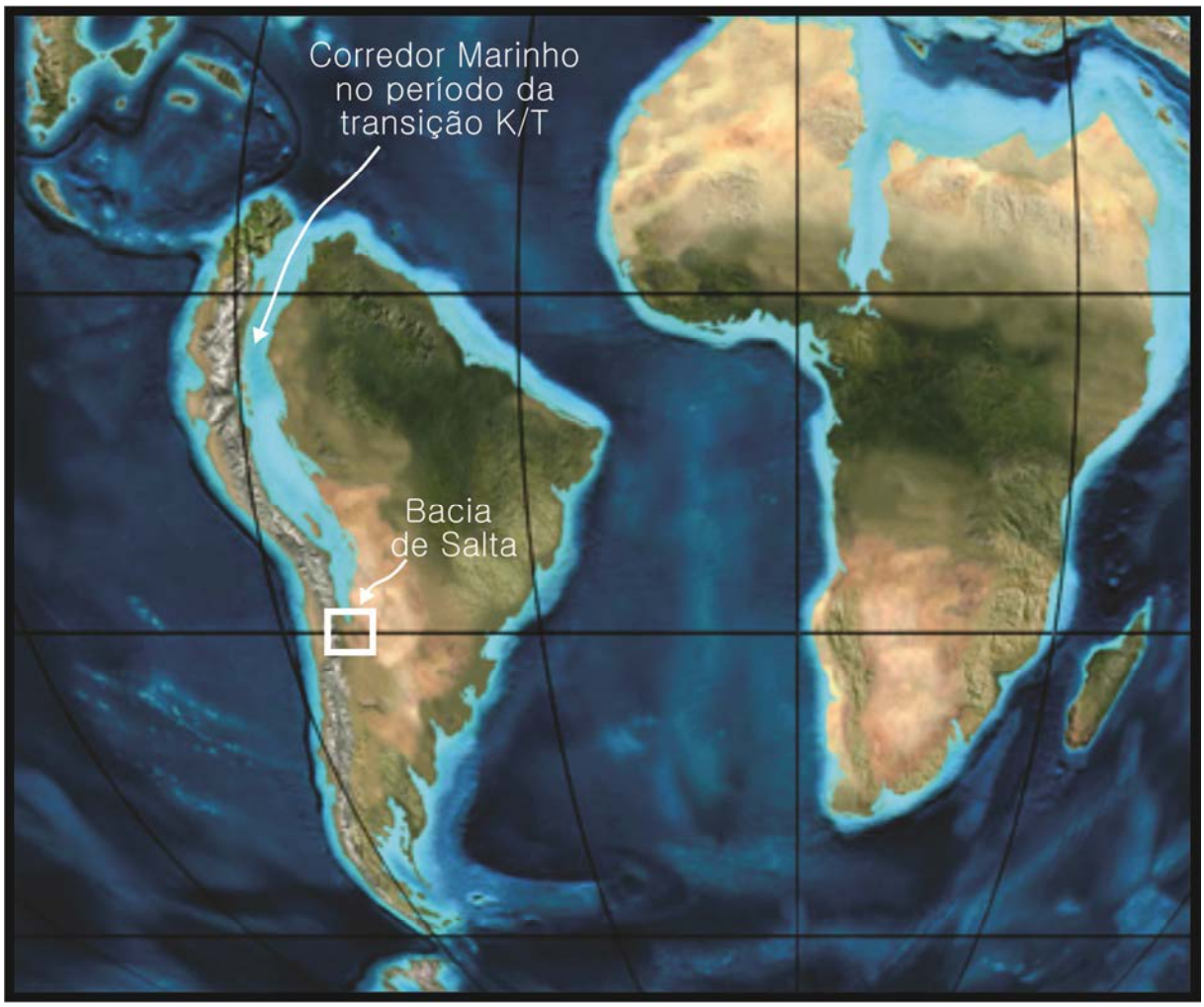


Figura 4.3 – Reconstrução dos continentes Sul-americano e Africano durante o período da transição K/T, mostrando a localização da Bacia de Salta. Notar que a porção norte da bacia, por este modelo, estaria sendo diretamente influenciada pelo corredor marinho que entrava pelo norte da região. Modificado de Blakey (2011).

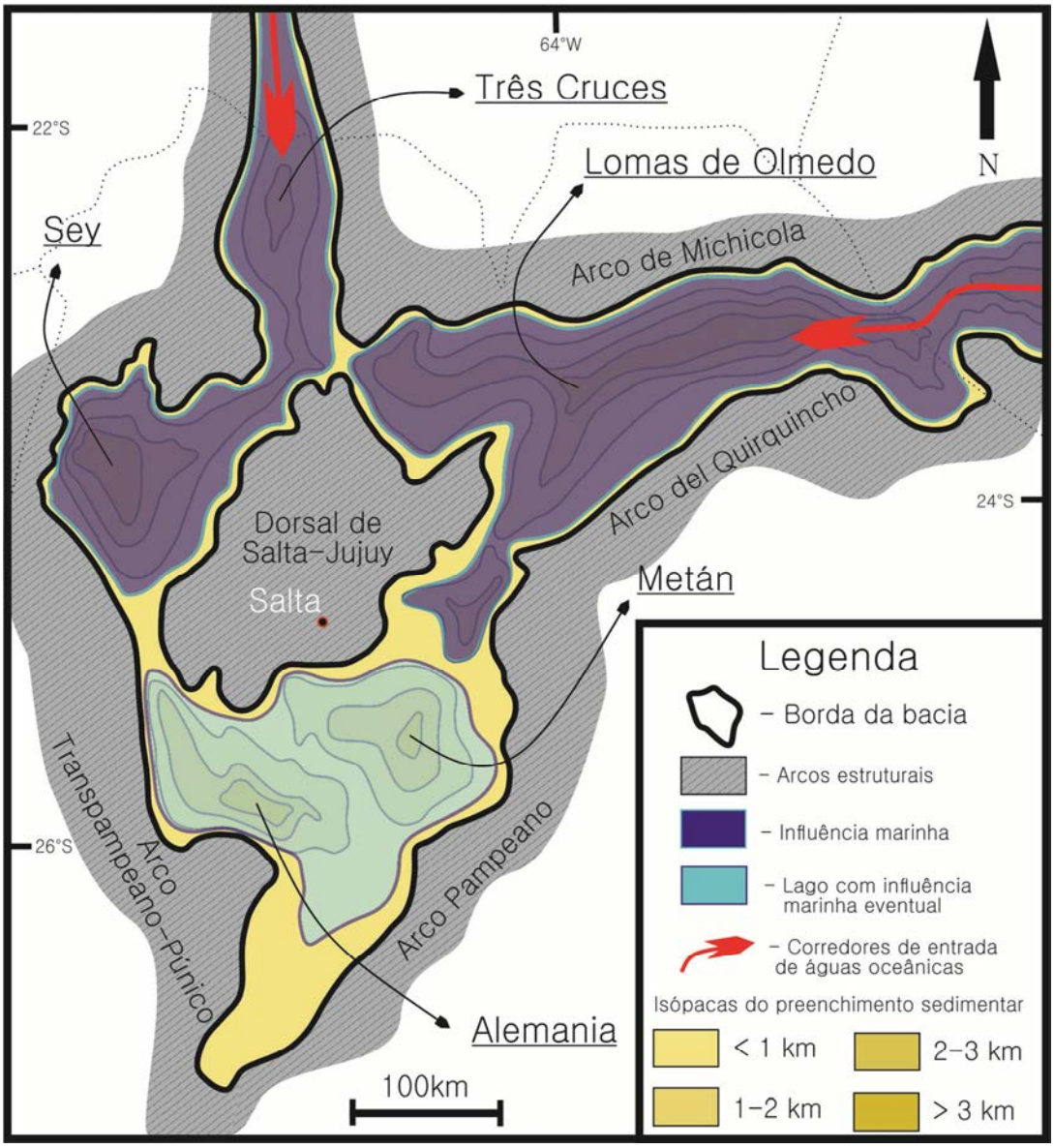


Figura 4.4 – Influência marinha inferida a partir dos dados paleontológicos e isotópicos para as principais sub-bacias do Grupo Salta durante a deposição dos carbonatos da Formação Yacoraite. As bacias de Metán e Alemania teriam depósitos de origem dominantemente lacustres. A partir de Salfity e Marquillas (1994) e Bento-Freire (2012).

.

Desta forma, o presente trabalho admite um ambiente dominantemente lacustre para a Formação Yacoraite na sub-bacia de Metán-Alemania. Tal concepção dirige a análise de deposição de suas rochas a partir dos principais fatores que controlam a sedimentação neste tipo de ambiente.

Segundo Bohacs et al. (2000), lagos são sistemas que possuem menor volume de água e sedimentos quando comparados aos sistemas marinhos, sendo, portanto, muito mais sensíveis ao clima. Períodos mais chuvosos (úmidos) e mais

secos (áridos) influenciam diretamente o nível de água do lago, a taxa de sedimentação e, por conseguinte, o espaço disponível para a acomodação de sedimentos.

O aporte de sedimentos siliciclásticos aos lagos é diretamente influenciado pelo clima. Em períodos de maior precipitação pluviométrica, com chegada de água por meio de rios, o suprimento sedimentar que vem de fora da bacia aumenta, sendo diretamente proporcional ao volume aquoso que entra no lago e à subida do seu nível, aumentando o espaço para a acomodação e expandindo suas bordas. Por outro lado, os períodos de menor aporte de sedimentos à bacia correspondem às épocas mais secas, com altas taxas de evaporação, quando os rios transportam uma pequena carga de sedimentos ou simplesmente secam. Durante esta fase (seca), as bordas do lago retraem-se, expondo áreas antes recobertas pela água, e o nível do lago tende a diminuir, o que reduz o espaço para acomodação de sedimentos (BOHACS et al., 2000) (Figura 4.5).

A produção carbonática também é controlada pelo clima. Nos períodos mais áridos, quando as águas se tornam limpas devido à menor concentração de argilominerais que vem de fora da bacia, a produção carbonática alcança seu auge e o espaço de acomodação sofre uma diminuição tanto pela queda no nível do lago (taxa de evaporação maior que a taxa de precipitação) quanto pela sedimentação carbonática. Os depósitos carbonáticos tendem a ocupar, de forma mais acelerada, o espaço disponível, tanto vertical quanto horizontalmente. (BOHACS et al., 2000) (Figura 4.5).

Outro fator importante na dinâmica lacustre são os chamados sistemas de baixo relevo associados a este tipo de ambiente sedimentar (BOHACS et al., 2000), e, particularmente, a bacias do tipo *sag*, em que pequenas oscilações no nível do lago podem mover a linha de costa - ou borda do lago - por longas distâncias, afastando, ou aproximando, as fontes de aporte sedimentar externo da porção central do corpo d’água.

Considerando-se uma taxa de subsidência regular e praticamente contínua conforme relatado para bacias do tipo *sag* (PROSSER, 1993, ARMITAGE e ALLEN, 2010), o clima se torna o fator preponderante na dinâmica sedimentar da Formação Yacoraite.

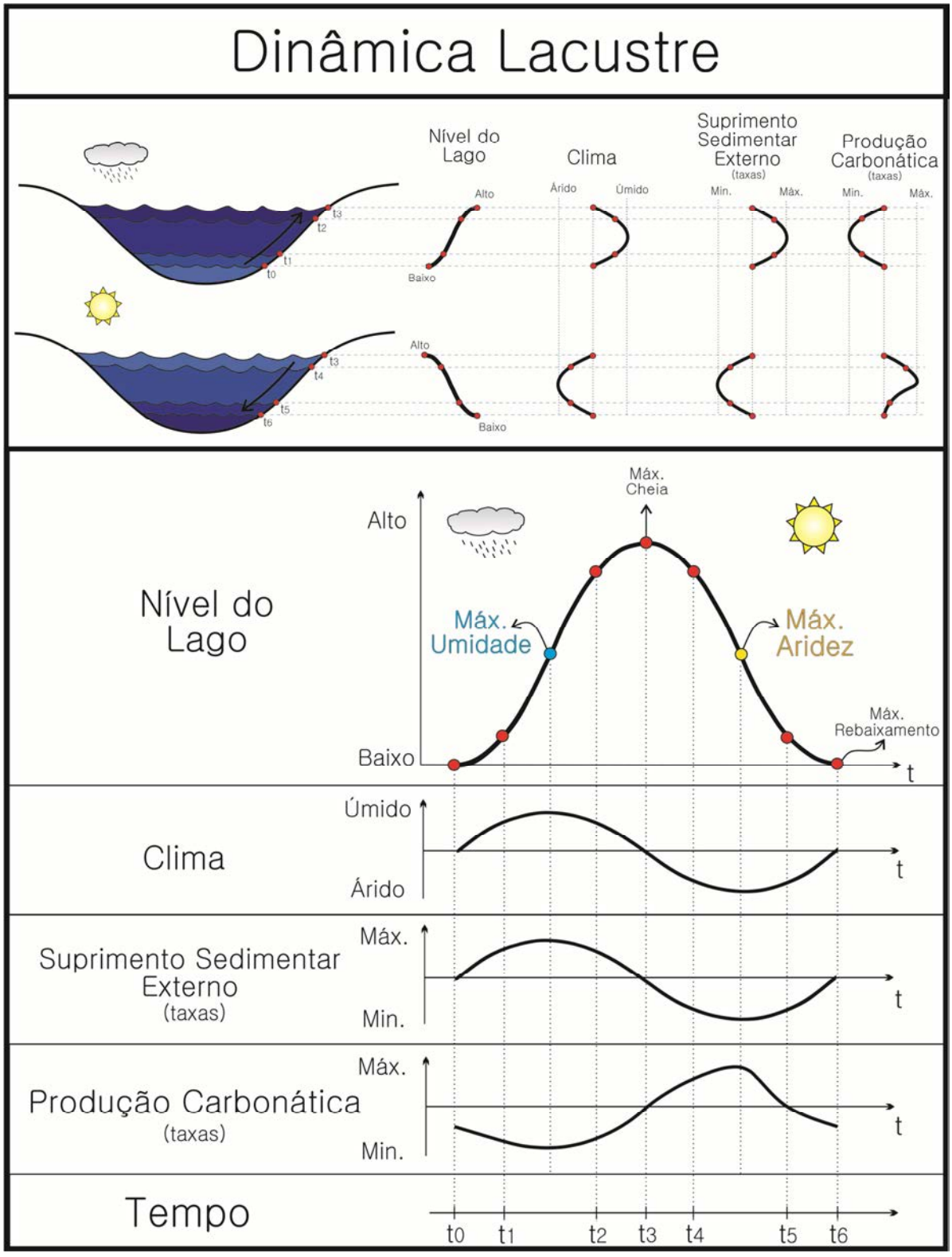


Figura 4.5 – Quadro resumo mostrando as principais variáveis que controlam a sedimentação lacustre em um ciclo completo de variação climática. Destaque para a relação direta entre o clima, o suprimento sedimentar que vem de fora da bacia e o nível do lago. A taxa de variação do nível do lago é máxima positiva quando o clima atinge a máxima umidade e máxima negativa quando atinge a máxima aridez. A produção carbonática atinge o seu auge no período de máxima aridez e tem sua pujança reduzida pela progressiva redução do espaço de acomodação dada pela contínua retração do lago até o ponto de seu máximo rebaixamento podendo, eventualmente, chegar a ausência completa do corpo d'água.

5 – Fácies Sedimentares

Fácies sedimentar é, por definição, uma massa de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, fósseis e cor (SELLEY, 1996). Corresponde ao registro geológico, em termos de rocha, de processos sedimentares próprios de determinados ambientes de sedimentação.

Neste contexto, a análise faciológica torna-se uma ferramenta indispensável para a compreensão e interpretação dos controles sedimentares na seção investigada, fornecendo informações fundamentais para a construção de modelos paleoambientais e paleogeográficos.

No âmbito da estratigrafia de sequências, o estudo de fácies sedimentares é particularmente relevante para o entendimento das variações dos processos sedimentares ao longo do tempo, sobretudo em resposta às flutuações cíclicas do nível de base dos ambientes de sedimentação (CATUNEANU, 2006).

5.1 – Fácies sedimentares identificadas

A subdivisão dos pacotes rochosos em fácies sedimentares é essencialmente um procedimento de classificação e o seu grau de detalhamento deve, em primeiro lugar, ser governado pelos objetivos do estudo. A relevância de determinadas características das rochas na subdivisão em fácies sedimentares deve ser ponderada com relação ao foco do trabalho e ao tempo disponível (WALKER, 1984).

A partir das premissas supracitadas, as rochas observadas ao longo do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite foram subdivididas em nove fácies sedimentares, sendo duas fácies siliciclásticas, cinco fácies carbonáticas, uma fácies mista e uma fácies vulcânica.

Em todas as fácies carbonáticas, contudo, a presença de areia quartzosa muito fina e de silte quartzoso é uma constante.

5.1.1 - Fácies siliciclásticas

FÁCIES Fs – Argilitos a siltitos laminados ou maciços.

Fácies formada pelas frações argila a silte. Exibe estrutura interna maciça a laminada. Composicionalmente é rica em minerais micáceos e, quando em fração silte, observa-se quartzo. Ocorre em camadas decimétricas (10 cm – 50 cm) e apresenta coloração que varia de cinza escuro a claro ou esverdeado (Figura 5.1). São observadas em todo o intervalo estudado, onde comumente estão associadas à fácies carbonáticas finas (*mudstones* e *wackestones*). Sua inferência em campo é feita por meio da avaliação visual dos constituintes siliciclásticos e pela ausência de reação ao ácido clorídrico com concentração de 10%.

A interpretação desta fácies sugere processos deposicionais de decantação em ambiente subaquoso de baixa energia. Representa aproximadamente 9% da espessura do intervalo estudado.

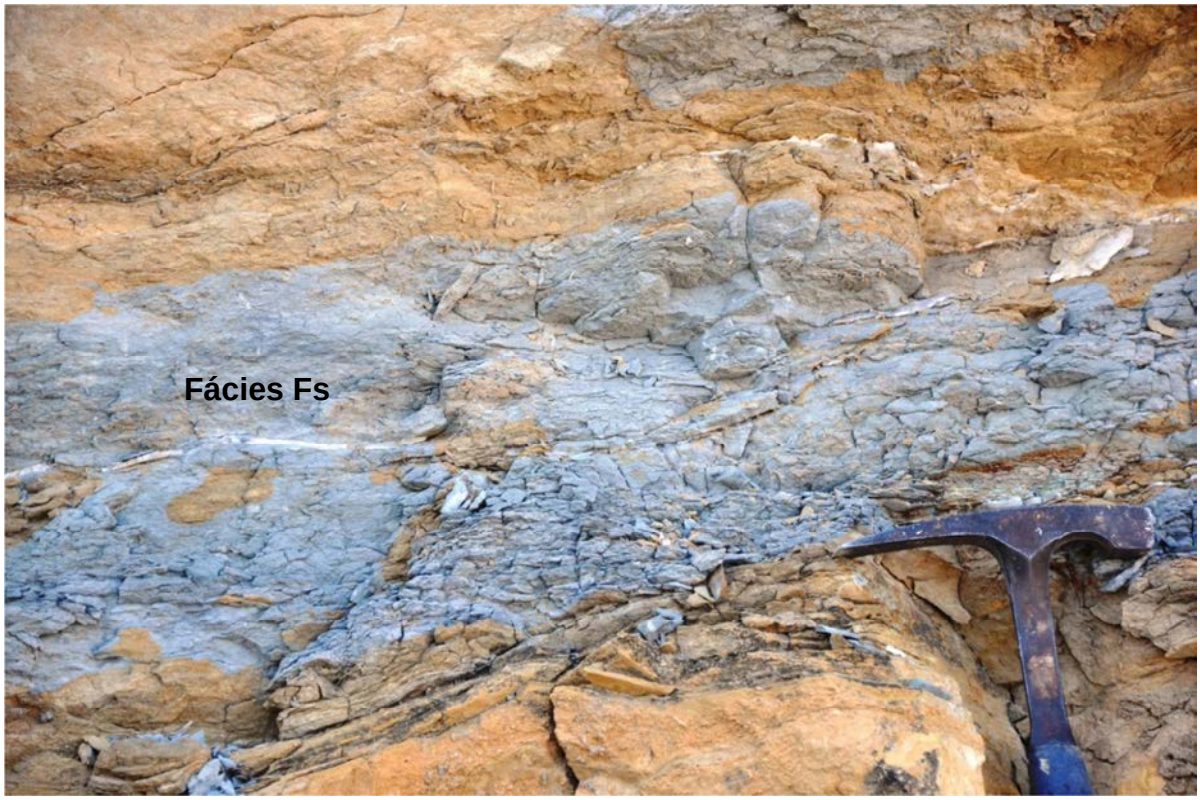


Figura 5.1 – Aspecto de afloramento da fácies Fs: estrutura maciça com laminação incipiente. Afloramento Ponte.

FÁCIES ARN – Arenitos com estratificação cruzada truncada e de baixo ângulo.

Fácies com granulometria variando de areia fina a média com composição quartzosa e micácea, apresentando raros grãos carbonáticos dispersos (oóides). Ocorre em camadas decimétricas (5 cm – 30 cm) e em conjunto de camadas amalgamadas de espessuras métricas (1 m – 1.5 m). Sua coloração varia de amarelada a levemente esbranquiçada. Apresentam camadas com geometria tabular a ondulada e internamente se observam estratificações cruzadas de baixo ângulo e frequentes truncamentos. Podem exibir feições de laminações convolutas. Ocorrem exclusivamente na seção superior do intervalo estudado. As figuras 5.2 e 5.3 mostram, respectivamente, as principais características macroscópicas e microscópicas desta fácies.

A interpretação da fácies ARN indica processos deposicionais de fluxos trativos subaquosos. As laminações convolutas indicam deformações por escape de fluido. Representa aproximadamente 4% da espessura do intervalo estudado.

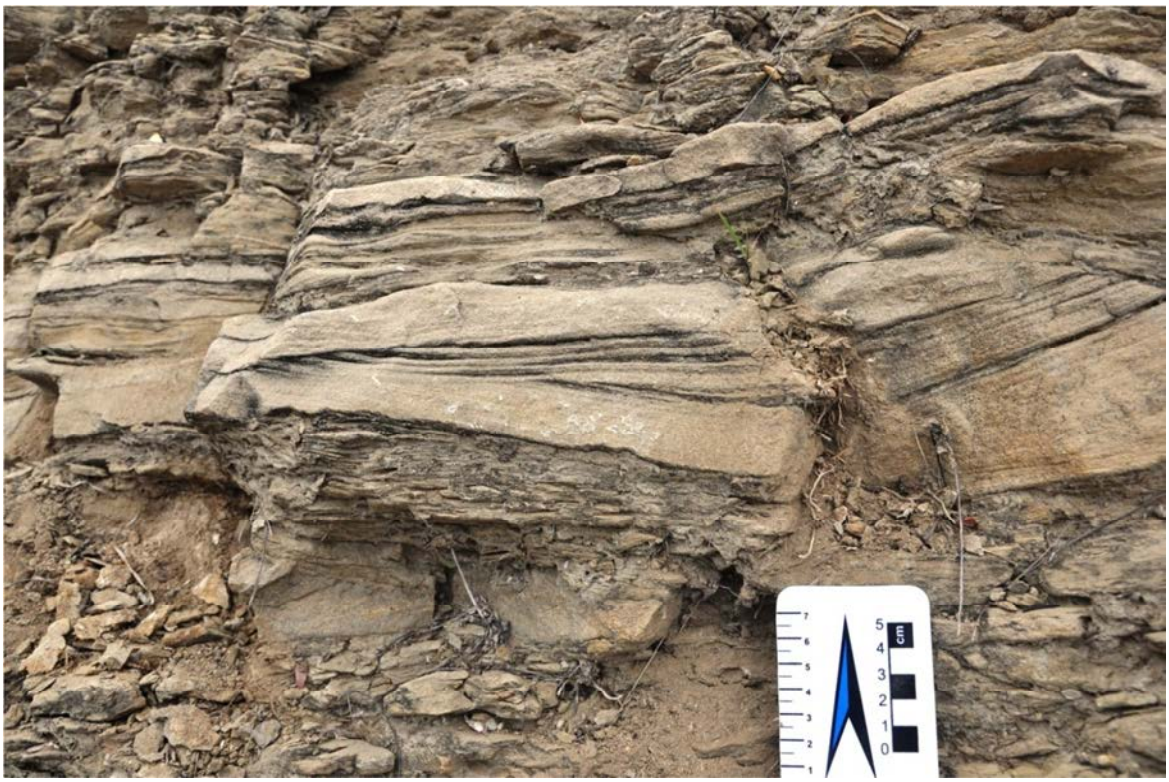


Figura 5.2 – Aspecto de afloramento da fácies ARN: estratificações cruzadas truncadas e de baixo ângulo. Afloramento Ponte. Cartão de escala: 9 cm.

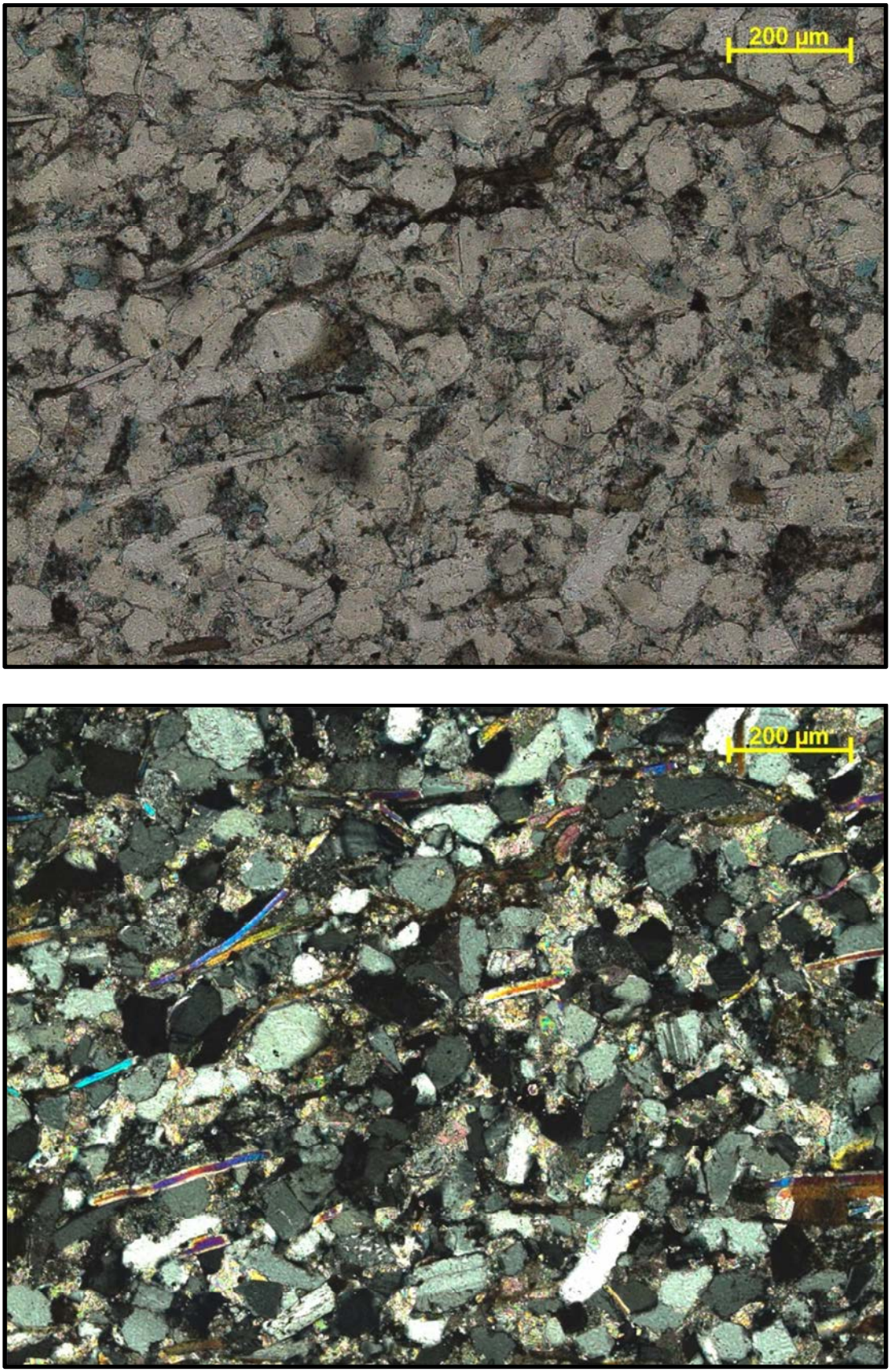


Figura 5.3 – Aspecto microscópico da fácies ARN: destaque para a composição quartzosa e micácea. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Enseada - Amostra E22.

5.1.2 - Fácies carbonáticas

FÁCIES Fcs – *Mudstones* a *Wackestone*s com grãos terrígenos

Fácies sustentada por matriz carbonática (lama/micrita). Seus grãos são bioclastos, principalmente ostracodes, e subordinadamente oóides e pelóides. A fácies Fcs possui como característica marcante a presença constante (entre 5% a 20%) de grãos siliciclásticos, dominantemente quartzo e minerais micáceos, variando da fração argila até silte. Apresenta estrutura laminada a maciça com camadas decimétricas (10 cm – 60 cm) que ocorrem com frequência em todo o intervalo estudado. Em campo exibe coloração cinza e se associa geralmente com as fácies Fs. Sua inferência em campo é feita com o auxílio do ácido clorídrico com concentração de 10% e avaliação visual dos constituintes siliciclásticos. As figuras 5.4 e 5.5 ilustram, respectivamente, as principais características macroscópicas e microscópicas desta fácies.

A interpretação da fácies Fcs sugere processos deposicionais de decantação em ambiente subaquoso de baixa energia. Representa aproximadamente 27% da espessura do intervalo estudado.

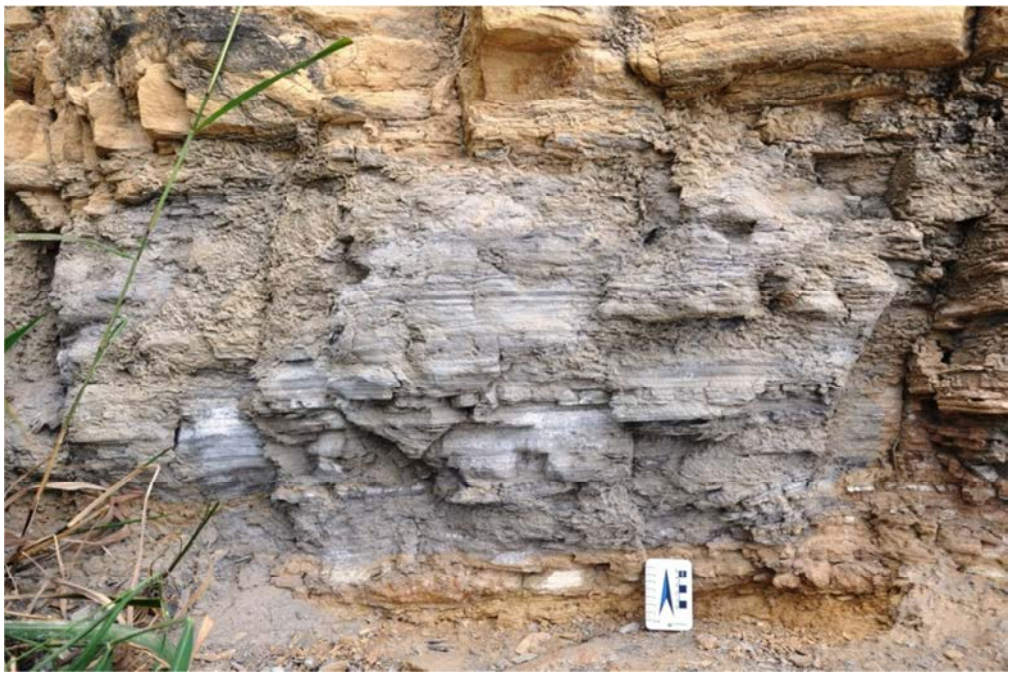


Figura 5.4 – Aspecto de afloramento da fácies Fcs: Estrutura laminada e coloração cinza. Afloramento Ponte. Cartão de escala: 9 cm.

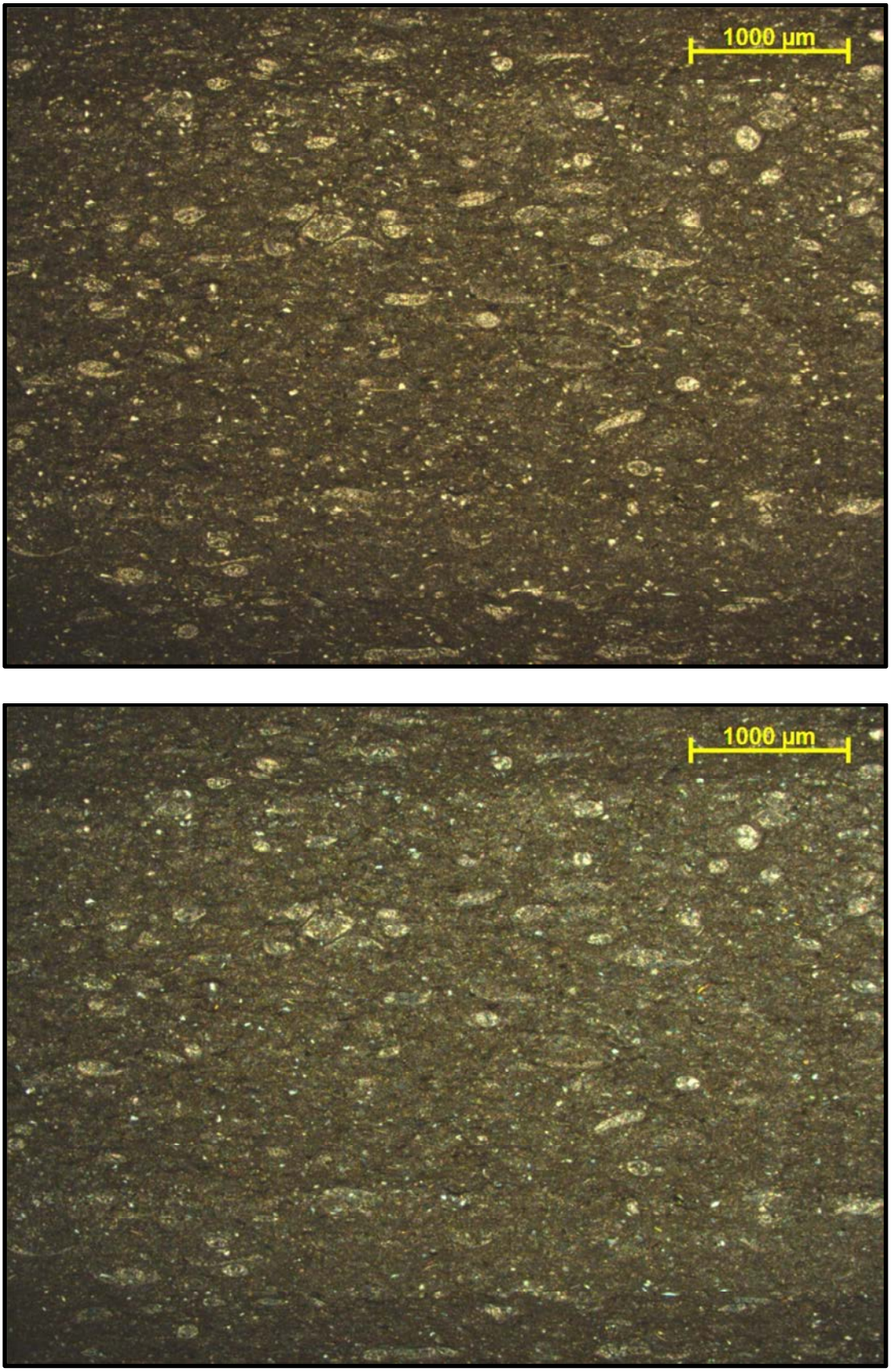


Figura 5.5 – Aspecto microscópico da fácies Fcs: destaque para a ocorrência de grãos siliciclásticos (fração argila a silte) e ostracodes (tamanho areia muito fina). Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P27.

FÁCIES GST – *Grainstones* a *Packstones* oolíticos com bioclastos

Fácies com granulometria que abrange desde areia muito fina até areia muito grossa, contudo os litotipos mais comuns são constituídos por areia média e grossa (Figura 5.6). Normalmente são bem a moderadamente selecionados. Composicionalmente, a fácies GST é formada essencialmente por oóides; ostracodes ocorrem na maioria das vezes como núcleos de crescimento de seus grãos (Figura 5.7). Subordinadamente alguns pelóides e gastrópodes podem ser observados. A presença de fragmentos de laminitos e de estromatólitos é muito comum nesta fácies.

Quanto à geometria, os corpos da fácies GST são dominantemente tabulares e lenticulares (Figura 5.8). Contudo, podem assumir formas cuneiformes a canalizadas se associadas a fácies estromatolíticas dômicas, quando preenchem os espaços entre as bioconstruções. Ocorrem predominantemente em camadas decimétricas (10 cm – 60 cm) e, em raros casos, métricas (1 m – 3 m). Comumente apresenta topo ondulado (Figura 5.9). Em termos de estruturas, a fácies GST pode apresentar estratificação cruzada tangencial e de baixo ângulo (Figura 5.10); quando os grãos do arcabouço são bem selecionados, estruturas internas tornam-se irreconhecíveis, o que se confunde com uma estrutura do tipo maciça (Figura 5.9).

A interpretação desta fácies indica processos deposicionais de fluxos trativos subaquosos de alta a moderada energia associados a correntes e ondas. A ocorrência frequente de ostracodes como formadores de sedimentos sugere deposição em ambientes estressantes (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003) e a presença de cimentação em franja calcítica prismática ao redor dos grãos evidencia processos relacionados à diagênese meteórica em zona freática (Figura 5.11). Representa aproximadamente 38% da espessura do intervalo estudado.

A fácies GST quando associada às fácies Fc ou Fcs em intercalação vertical, ora em proporções semelhantes, ora com predomínio de uma fácies sobre a outra, ocorre como um heterolito formando normalmente estruturas do tipo *wavy*, indicando a alternância de processos deposicionais subaquosos de decantação e tração. (Figura 5.12).

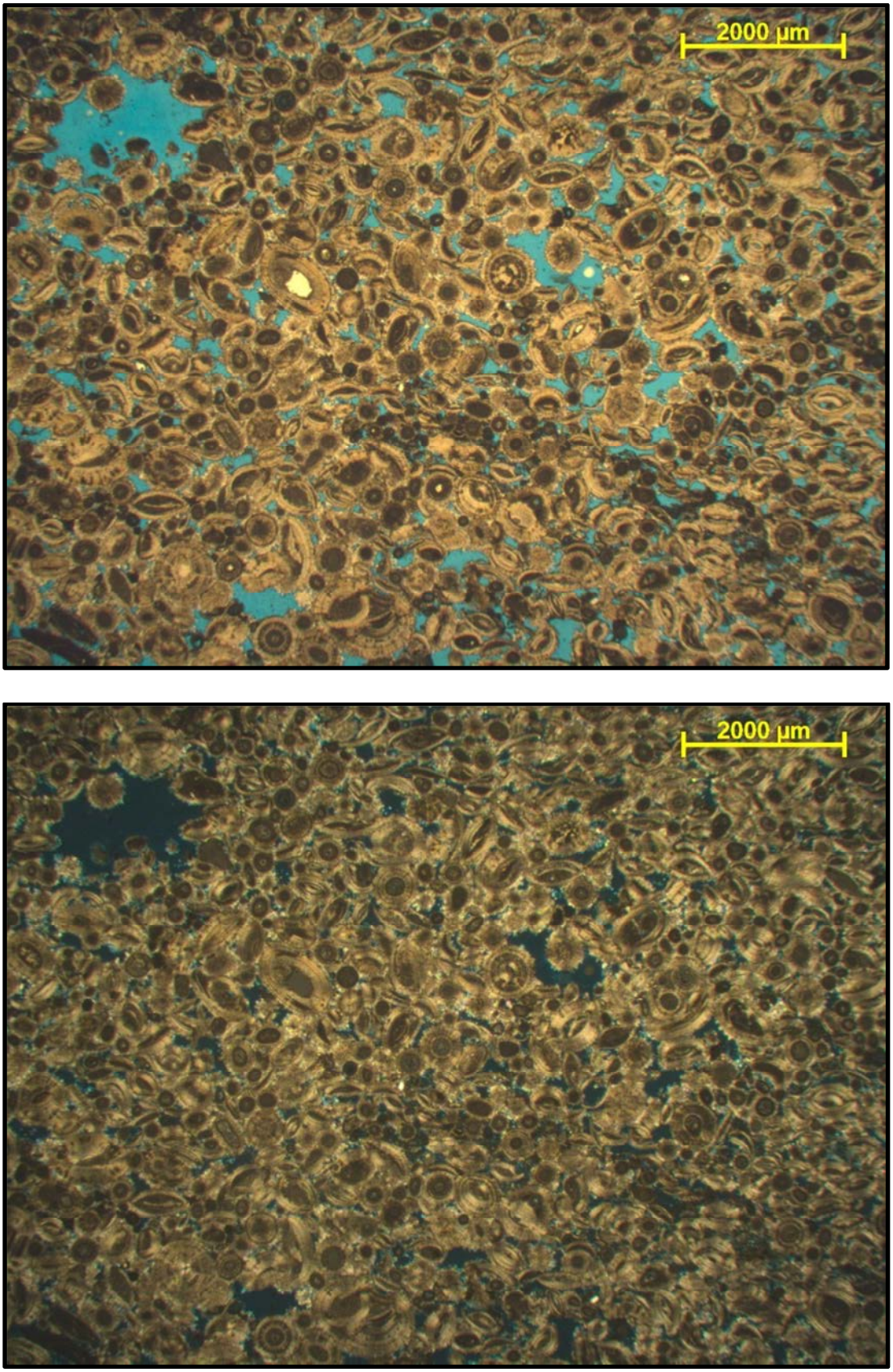


Figura 5.6 – Aspecto miscroscópico da fácies GST: destaque para os oóides e ostracodes de granulometria tamanho areia média a grossa. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P15.

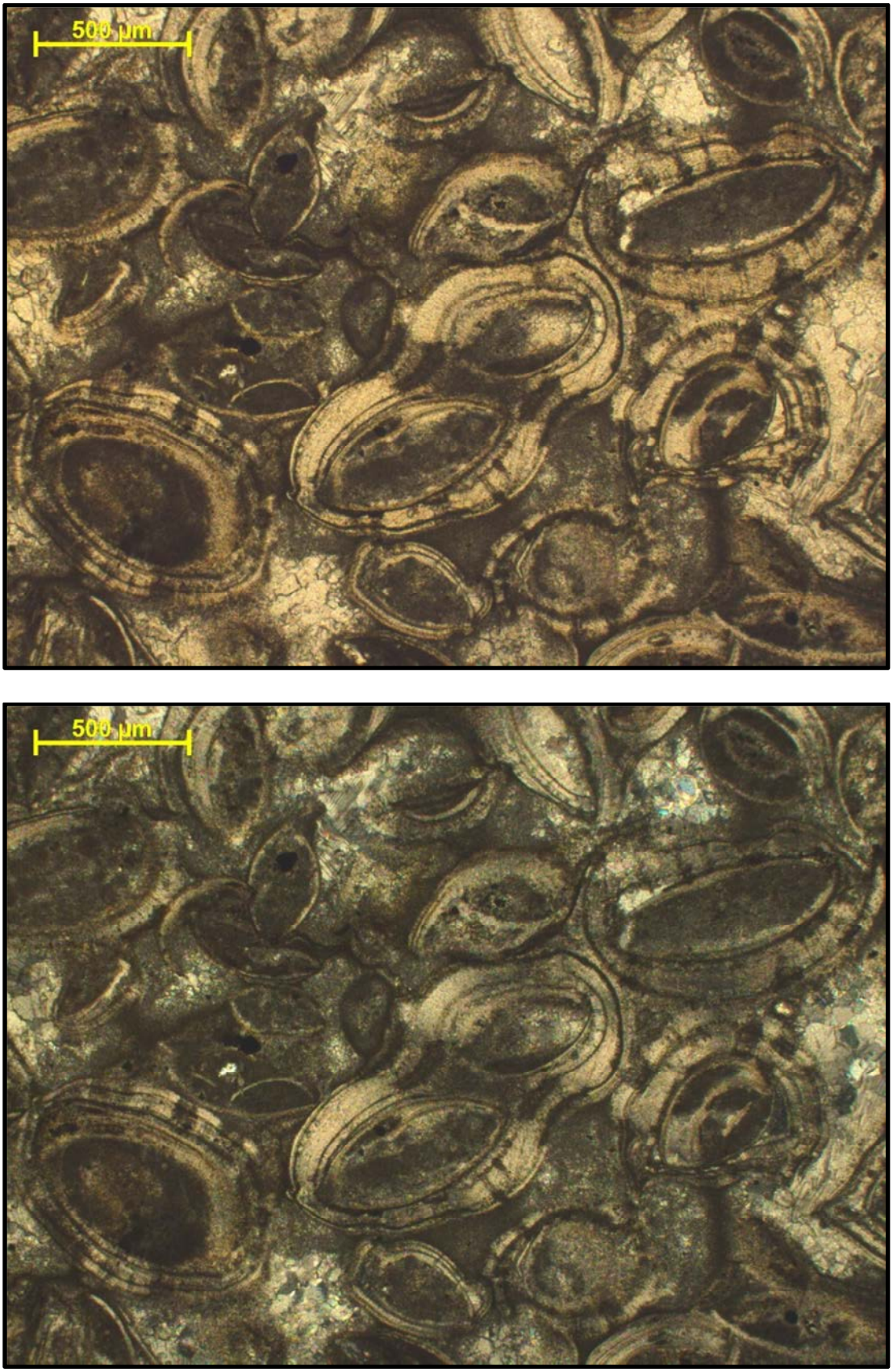


Figura 5.7 – Aspecto miscroscópico da fácies GST: ostracodes servindo de núcleo de crescimento para os oóides. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P25.



Figura 5.8 - Geometria dos corpos da fácies GST: variações de camadas com geometria desde tabulares, com topo levemente ondulado, a lenticulares. Na figura nota-se o aumento da espessura dos pacotes para o topo (*thickening-upward*) predominando na base estruturas do tipo “wavy”. Afloramento Dique Compensador. Cartão de escala: 9 cm.



Figura 5.9 – Aspecto em afloramento da fácies GST: destaque para o topo ondulado e a ausência de estrutura interna. Afloramento Dique Compensador. Cartão de escala: 9 cm.

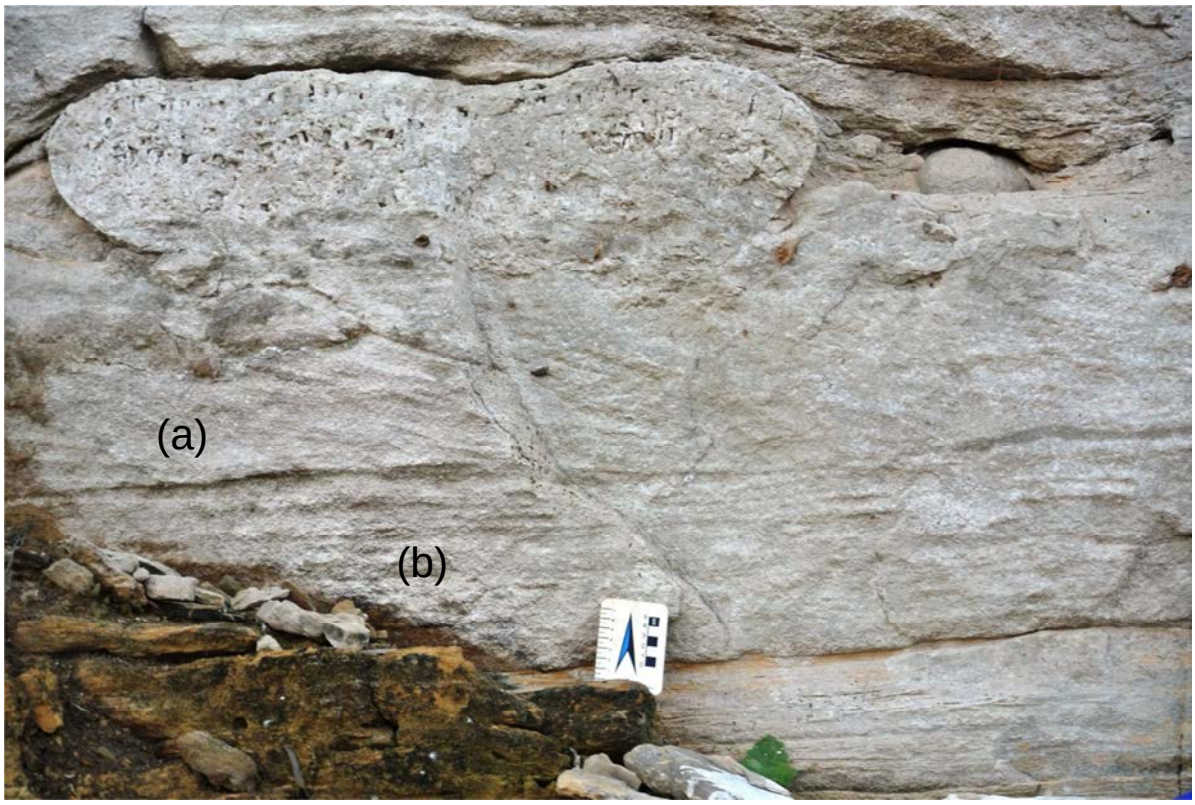


Figura 5.10 – Estrutura interna da fácies GST: estratificações cruzadas tangenciais (a) e de baixo ângulo (b) realçadas pela variação granulométrica. Afloramento Paredão. Cartão de escala: 9 cm.

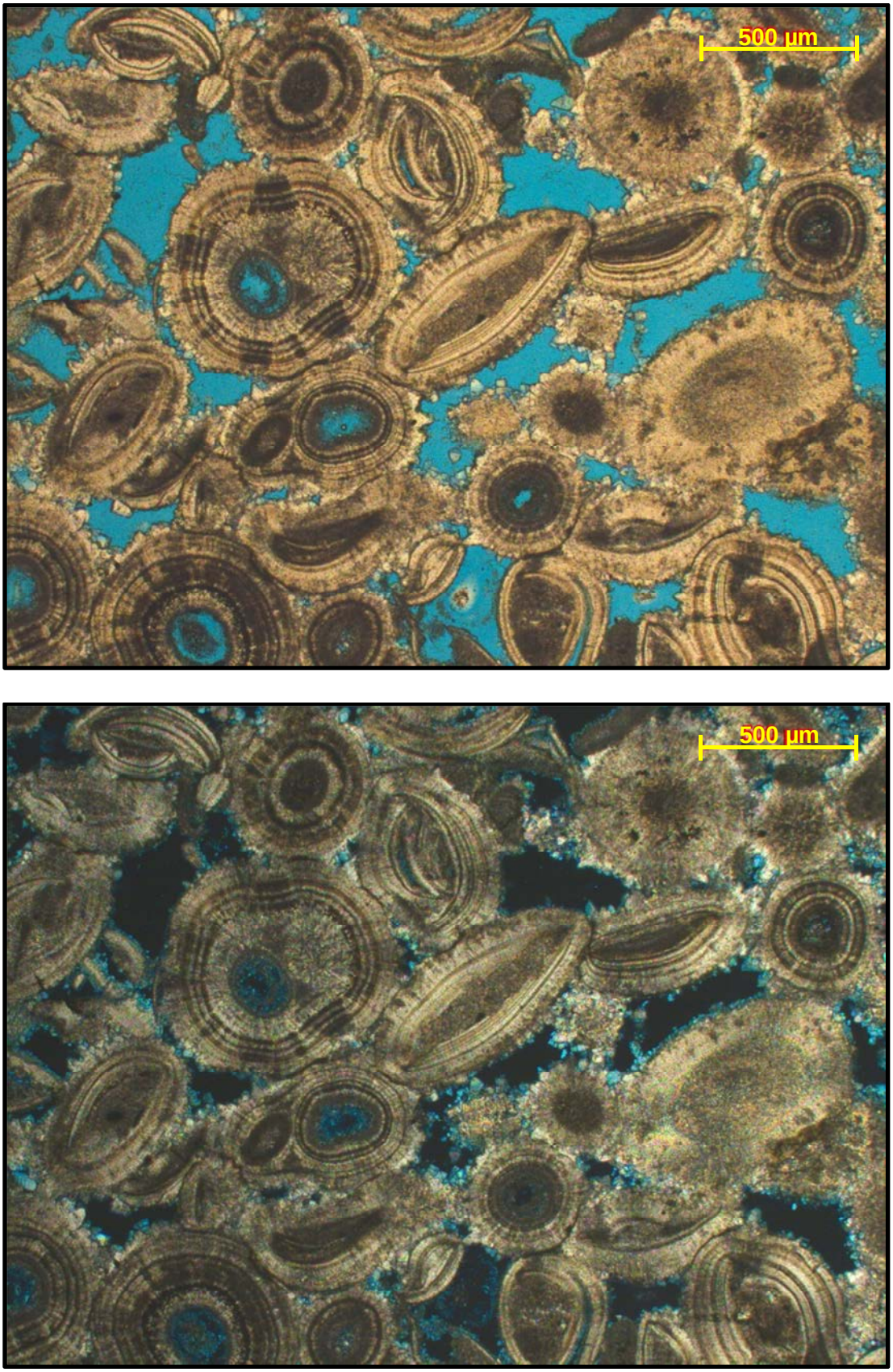


Figura 5.11 – Aspecto miscroscópico da fácies GST: franja prismática calcítica típica de cimentação meteórica. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Ponte – Amostra P18.

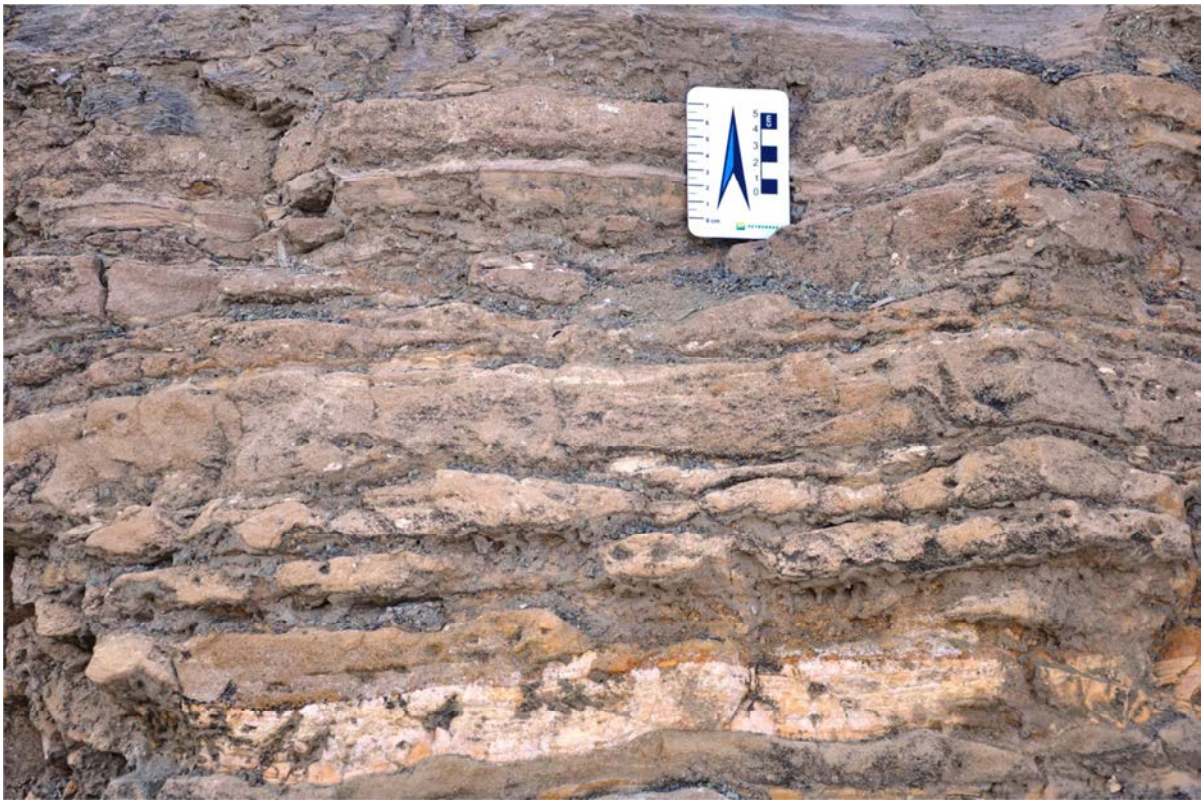


Figura 5.12 – Aspecto macroscópico observado em afloramento da fácies GST quando ocorre em associação com a fácies Fcs. Destaque para as estruturas do tipo "*wavy*", indicando a alternância de processos sedimentares subaquosos de decantação e tração. Afloramento Ponte. Cartão de escala: 9 cm.

ESTROMATÓLITOS

Os estromatólitos são estruturas organossedimentares formadas por processos de organomineralização (DUPRAZ et al., 2009). Este processo consiste na precipitação mineral de carbonato de cálcio ($CaCO_3$) em uma matriz orgânica, ou seja, a estrutura é bioinduzida. Esta matriz é normalmente constituída por cianobactérias (JAHNERT e COLLINS, 2011).

Outro processo marcante na sedimentação dos estromatólitos é a aglutinação ou *trapping and binding* (BLACK, 1933, NOFFKE et al., 2003), em que cianobactérias filamentosas capturam os sedimentos presentes nas correntes de água que passam por entre as colônias (NOFFKE et al., 2003) colando-os sobre filmes microbianos. A granulometria e a composição do material aprisionado dependerão da competência das bactérias filamentosas em capturar sedimentos - o

que está relacionada com a espécie do organismo - e da disponibilidade de sedimento no ambiente subaquoso.

Os estromatólitos encontrados na área de estudo formam as fácies mais complexas e mais emblemáticas do processo de sedimentação microbiana da Formação Yacoraite. São rochas que apresentam estrutura interna laminada, eventualmente envolvendo a aglutinação de lama carbonática a grãos de oóides e bioclastos.

O presente trabalho não visou caracterizar, de forma sistemática, cada uma das fácies estromatolíticas identificáveis, o que demandaria um trabalho exclusivo e à parte, devido à riqueza do assunto. Não foram utilizadas nomenclaturas consagradas de classificação de rochas estromatolíticas (e.g., LOGAN, 1964), pois sua aplicação implicaria na perda de características muito importantes e singulares destas fácies no intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite. Desta forma, as fácies estromatolíticas identificadas na área de estudo foram classificadas baseando-se, principalmente, em características específicas de sua geometria externa.

FÁCIES ETRd – Estromatólitos “dômicos”

A fácies ETRd é caracterizada pela geometria dômica (Figuras 5.13 e 5.14) e ocorre em camadas decimétricas (5 cm – 70 cm) em toda a seção investigada. Eventualmente, camadas métricas (1 m - 1,5 m) podem ser observadas na porção inferior da seção de estudo. As características marcantes desta fácies são a sua frequente associação com fácies a GST, que preenche os espaços entre os domos e a ocorrência ocasional de feições de exposição subaérea no topo das camadas (Figura 5.15).

A geometria dômica sugere que durante a deposição da fácies ETRd havia lamina d’água suficiente para o crescimento de estromatólitos com espessuras maiores e, portanto, espaço relativamente maior para acomodação de sedimentos. Eventualmente, quando o crescimento dos estromatólitos dômicos ocupava todo o espaço disponível, tornava-se propícia a ocorrência de exposição subaérea. Representa aproximadamente 7% da espessura do intervalo estudado.



Figura 5.13 – Aspecto de afloramento da fácies ETRd: destaque para a geometria dômica (linha tracejada amarela). Afloramento Chuñapampa.

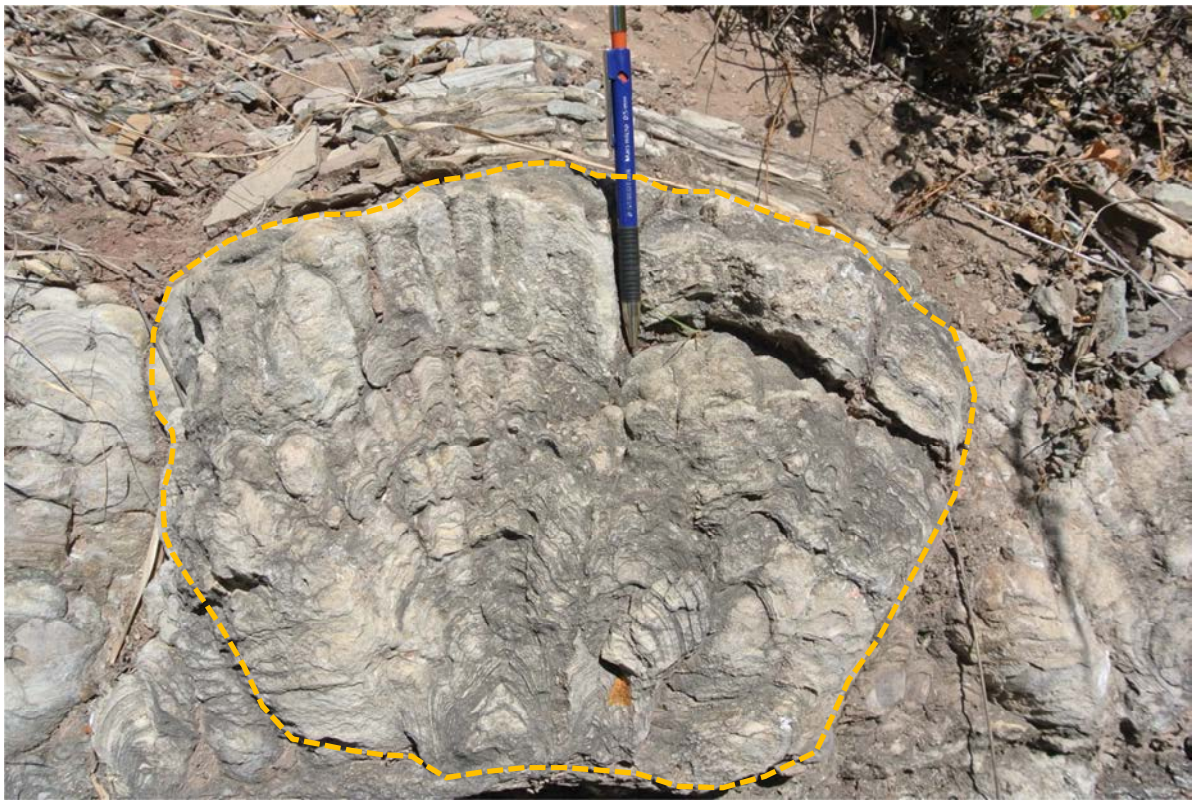


Figura 5.14 – Aspecto de afloramento da fácies ETRd: destaque para a geometria dômica (linha tracejada amarela) e a estrutura interna colunar. Afloramento Piedra Blanca.



Figura 5.15 – Aspecto de afloramento da fácies ETRd: destaque para as feições de exposição subaérea no topo da camada (linha vermelha). Afloramento Dique Compensador.

FÁCIES ETRc – Estromatólitos “colchete”

Dentre as fácies estromatolíticas observadas na área estudada, a fácies ETRc é a que apresenta a geometria externa mais peculiar. Sua forma se assemelha a “colchetes”, dada pelo pequeno desenvolvimento de sua espessura, principalmente quando comparado à sua extensão lateral, e pelo exótico encurvamento de seus limites laterais (Figura 5.16).

A fácies ETRc ocorre predominantemente em camadas centimétricas a decimétricas (1 cm – 15 cm) e são observadas na porção superior da seção investigada, principalmente em associação com a fácies LMT (laminitos lisos). Brechas de exposição subaérea podem ser observadas relacionadas a estas rochas, por vezes modificando por completo sua geometria primária (Figura 5.17).

Devido ao baixo desenvolvimento de sua espessura em relação à extensão lateral (geometria em colchetes), à sua associação com laminitos lisos e as

evidências de exposição subaérea, interpreta-se que a fácies ETRc esteve relacionada a ambientes de baixa energia em lâminas d'água bastante reduzidas e, portanto, com pouco espaço para acomodação de sedimentos. Representa aproximadamente 1% da espessura do intervalo estudado.

FÁCIES LMT – Laminitos lisos

Fácies composta por lama carbonática e, subordinadamente, por pelóides e bioclastos (ostracodes) quando sua granulometria varia até a fração areia fina. A estrutura interna é dominantemente laminada plano-paralela (Figura 5.16) e se dá pela leve variação granulométrica e/ou por mudanças de cor e composição dos sedimentos. Grãos de quartzo e mica tamanho silte a areia muito fina podem ser observados de forma dispersa ou concentrados em lâminas delgadas (Figura 5.18). Em raros níveis centimétricos (1 cm – 2 cm) observam-se laminações cruzadas, principalmente relacionadas a sedimentos de granulometria tamanho areia.

A fácies LMT ocorre principalmente na porção superior da seção estudada e apresenta-se associada à fácies ETRc e suas feições de exposição subaérea.

A interpretação desta fácies sugere como principal processo deposicional a decantação em ambiente subaquoso de baixa energia. Secundariamente são observados indicativos de eventuais processos de fluxo trativo subaquoso. Representa aproximadamente 8% da espessura do intervalo estudado.

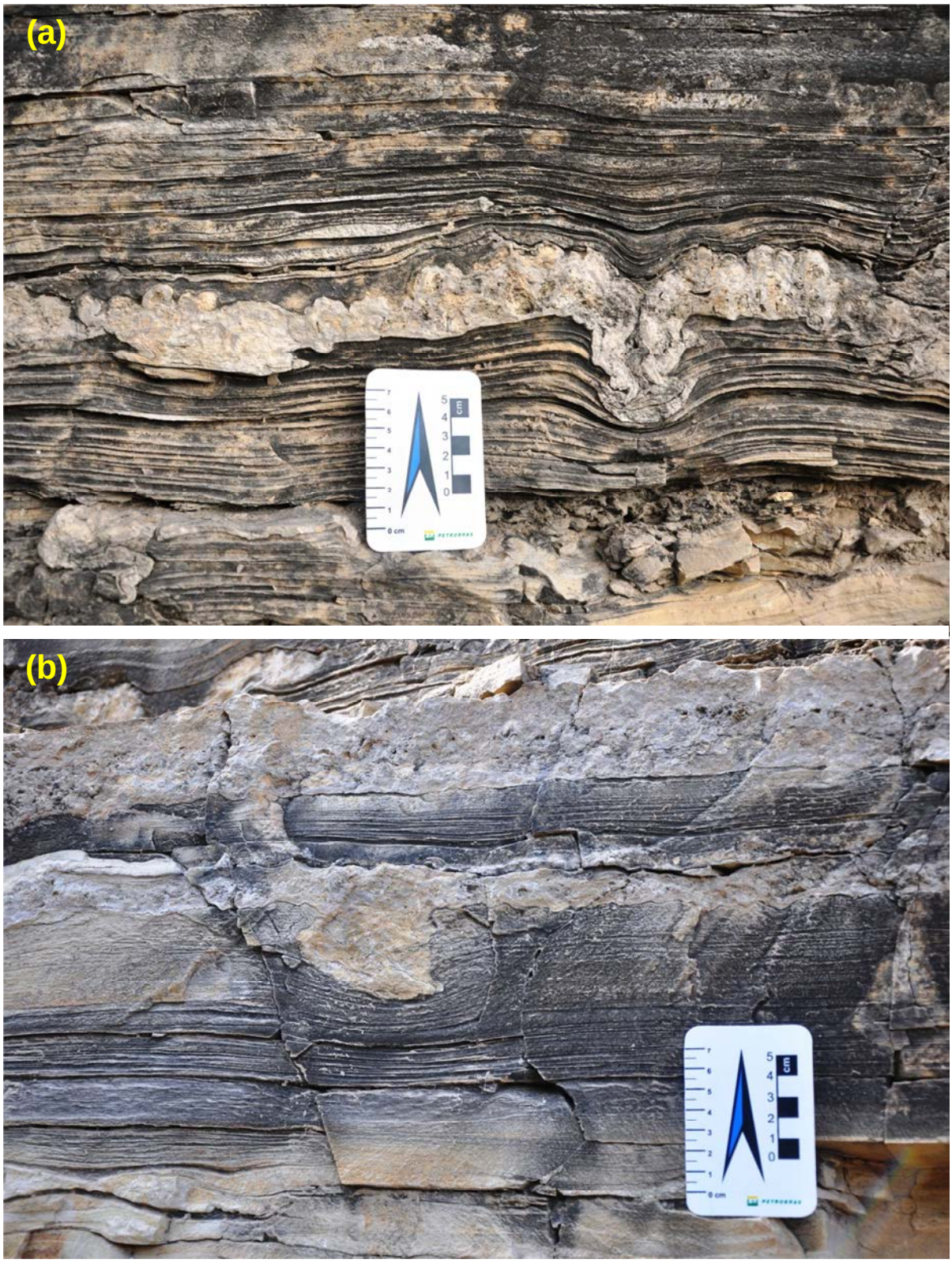


Figura 5.16 – Aspecto de afloramento da fácies ETRc: Destaque para a geometria em “colchete” (a) e sua associação com a fácies LMT (b). Afloramento Enseada. Cartão de escala: 9 cm.



Figura 5.17 – Aspecto de afloramento da fácies ETRc: destaque para as brechas relacionadas a exposição subaérea e remobilização lateral por fluxos de baixa energia (seta vermelha). Afloramento Chuñapampa.

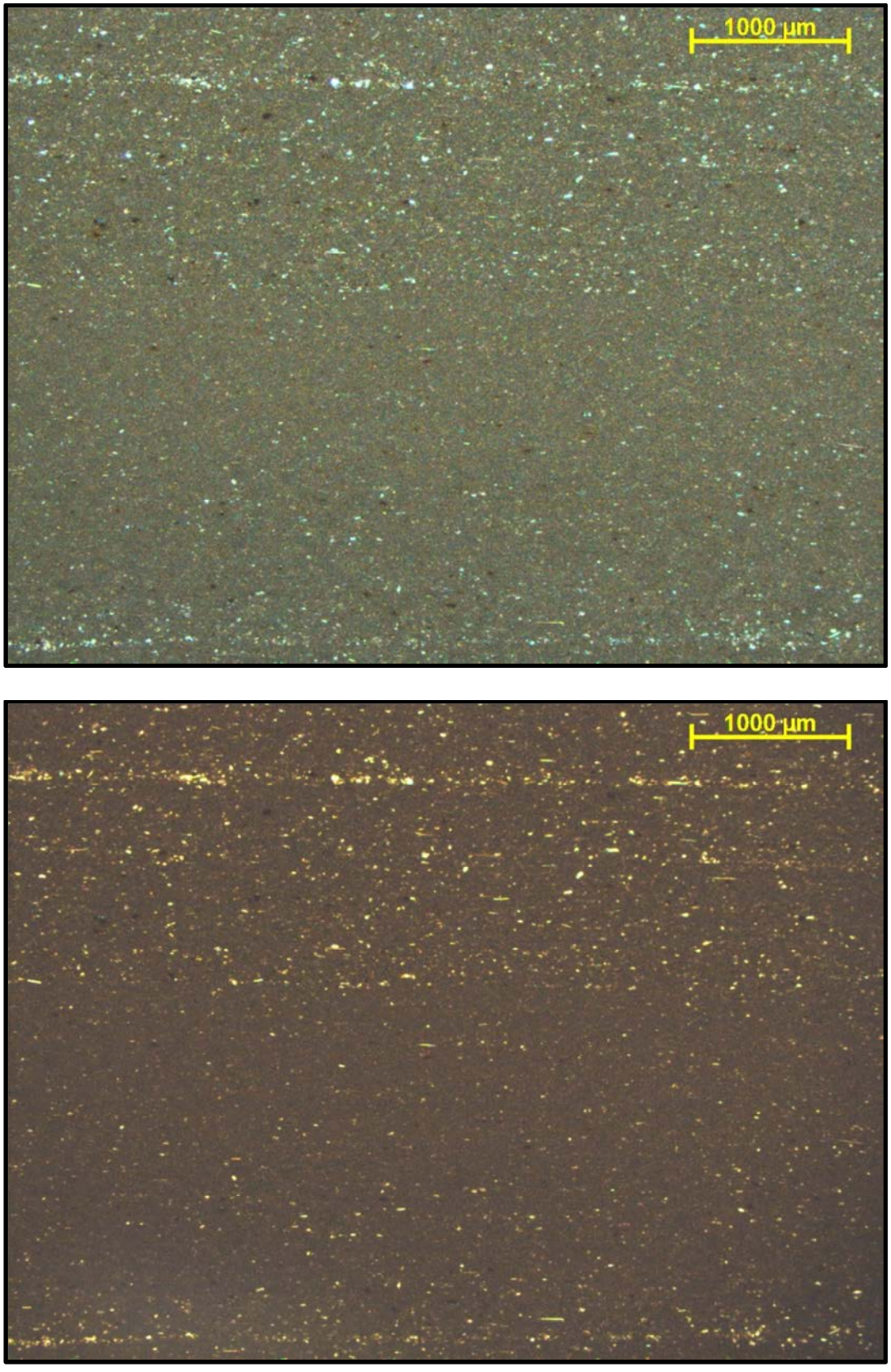


Figura 5.18 – Aspecto de microscópico da fácies LMT: destaque para o arcabouço micrítico e para os grãos de quartzo tamanho silte dispersos e/ou concentrados em lâminas plano-paralelas. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Enseada – Amostra E1.

5.1.3 - Fácies mista

FÁCIES ARNh – Arenitos híbridos

A fácies ARNh ocorre na coloração amarelo-esbranquiçada e suas camadas possuem geometria tabular a lenticular, por vezes com marcas onduladas no topo, apresentando-se em escalas decimétricas (5 cm – 20 cm), de forma eventual, em toda a seção estudada. Estratificações cruzadas de baixo ângulo e estrutura interna maciça também são observadas (Figura 5.19). Sua granulometria varia desde areia fina a grossa, com grãos angulosos a sub-arredondados, constituídos predominantemente por quartzo e oóides bem a moderadamente selecionados (Figura 5.20). A porcentagem de grãos carbonáticos é variável, entre 20% a 65% do total da rocha.

A interpretação desta fácies indica processos deposicionais de fluxos trativos subaquosos. A abundante presença de grãos siliciclásticos indica que este material é proveniente da borda do lago, tendo sido transportado por meio de plumas hiperpicnais. Representa aproximadamente 5% da espessura do intervalo estudado.



Figura 5.19 – Aspecto de afloramento da fácies ARNh: coloração amarelo-esbranquiçada e estrutura maçica. Afloramento Dique Compensador. Cartão de escala: 9 cm.

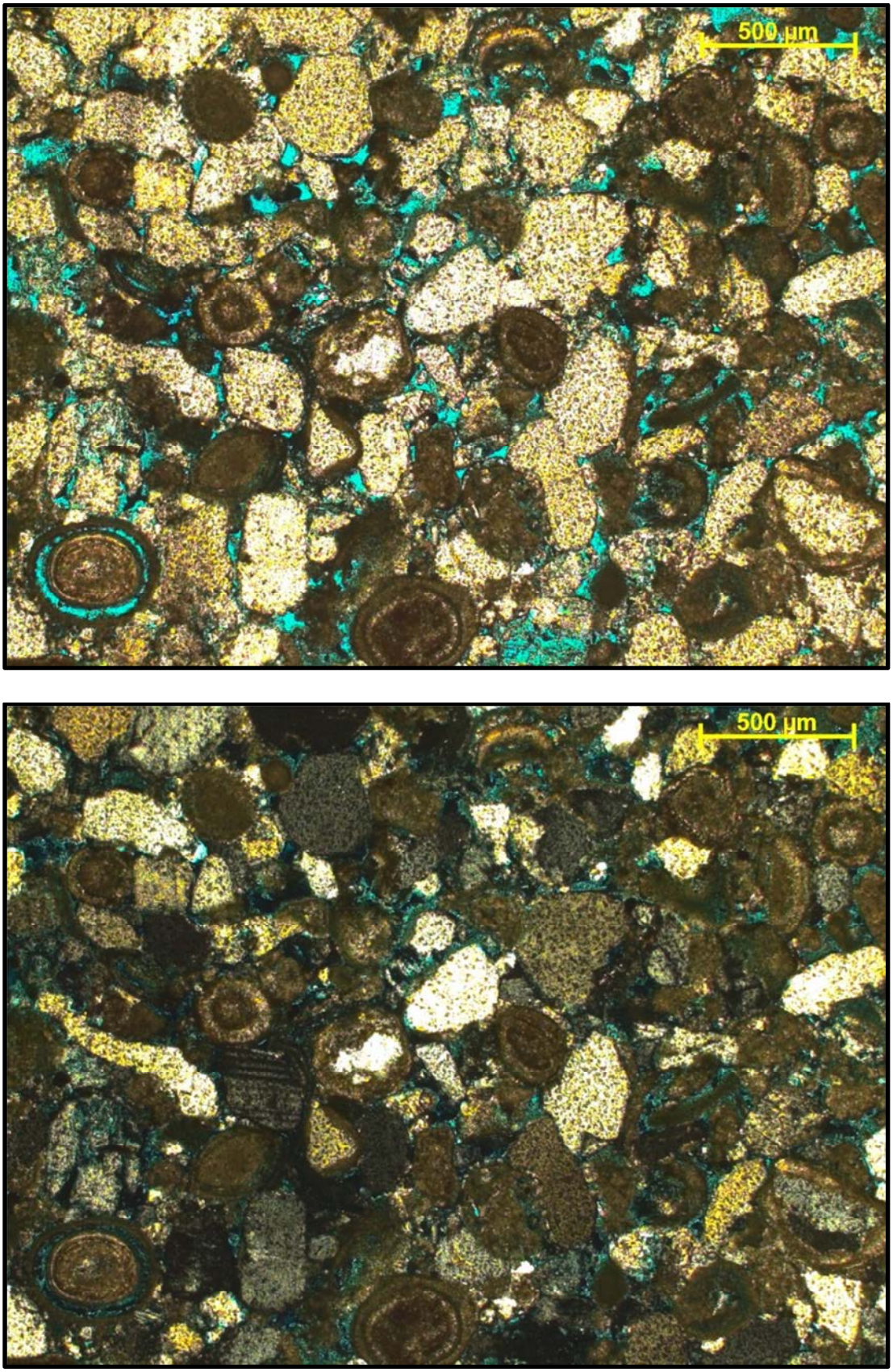


Figura 5.20 – Aspecto microscópico da fácies ARNh: destaque para a presença de grãos de quartzo e oóides. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Tartaruga – Amostra T8.

5.1.4 - Fácies vulcânica piroclástica

FÁCIES TUF – Tufos vulcânicos

A fácies TUF corresponde a depósitos de rochas piroclásticas dominadas por cinzas vulcânicas (piroclastos <2 mm). Repete-se, com frequência, na seção investigada em camadas centimétricas a decimétricas (5 cm – 30 cm) de coloração alaranjada a esbranquiçada com geometria tabular (Figura 5.21). Sob o olhar micropetrográfico, apresenta textura inequigranular fina com cristaloclastos subédricos de plagioclásio e feldspato não identificado, inseridos numa matriz constituída de vidro com feições de "*shards*". Minerais opacos são comumente observados na matriz (Figura 5.22).

A marcante continuidade lateral de suas camadas e o significado cronoestratigráfico de seus depósitos - por serem oriundos de eventos "instantâneos" na escala do tempo geológico - conferem as recorrentes camadas da fácies TUF o caráter de excelentes marcos estratigráficos no intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite. Representa menos de 1% da espessura do intervalo estudado.



Figura 5.21 – Aspecto de afloramento da fácies TUF: destaque para a tabularidade de seus depósitos e a coloração alaranjada. Cartão de escala: 9 cm.

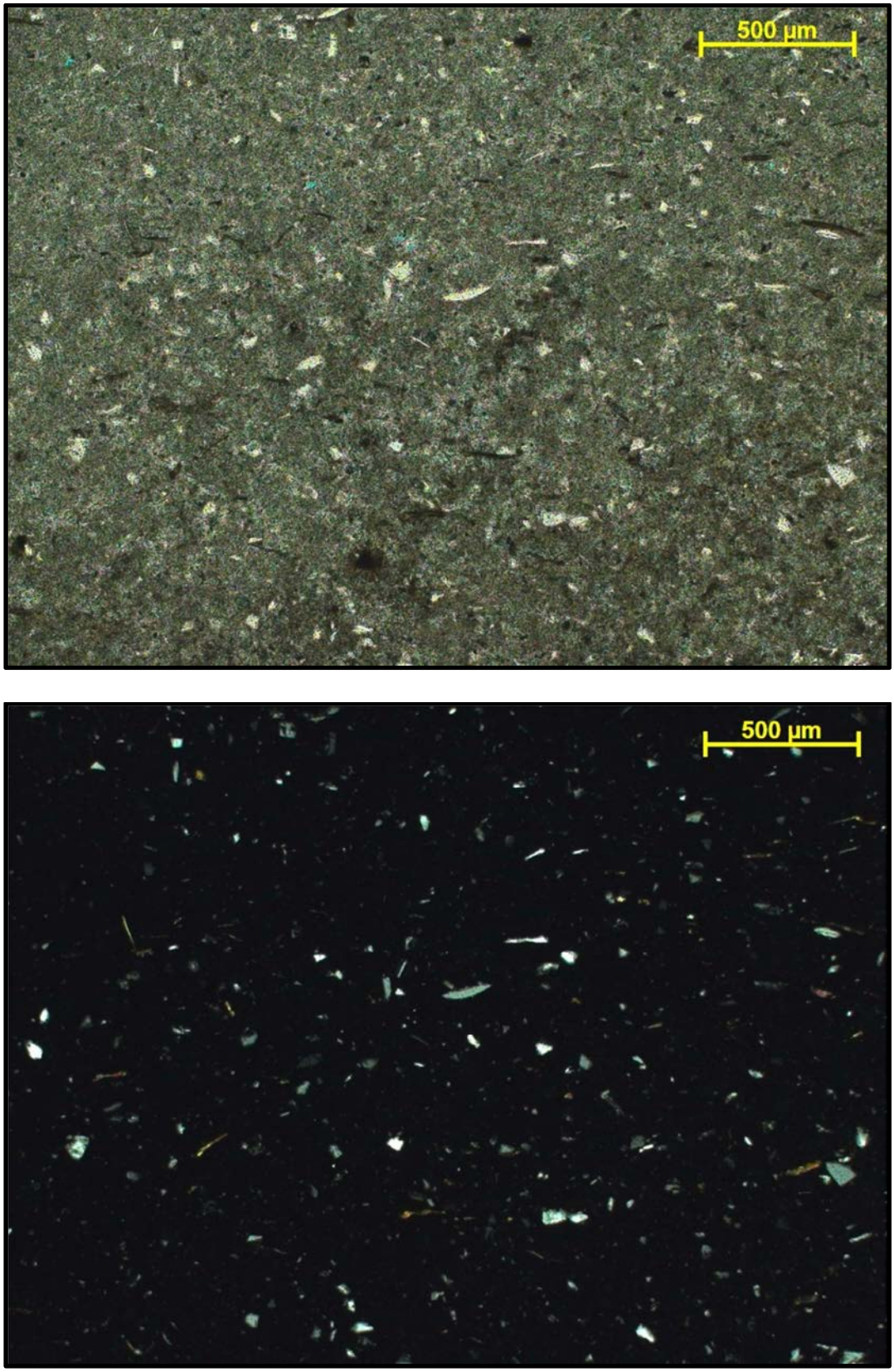


Figura 5.22 – Aspecto de microscópico da fácies TUF: destaque para os cristaloclastos subédricos de plagioclásio e feldspato não identificado inseridos numa matriz vítrea. Figura superior com polarizadores paralelos e figura inferior com polarizadores cruzados. Afloramento Dique Compensador – Amostra D1.

O posicionamento estratigráfico dos pontos de coleta das amostras das quais foram confeccionadas as lâminas delgadas, cujas fotomicrografias foram apresentadas, é indicado nos perfis sedimentológicos em anexo.

A tabela 5.1 apresenta uma síntese das principais fácies encontradas na área de estudo, incluindo a descrição diagnóstica em escala macroscópica e, para a maioria das fácies, em escala microscópica (lâmina delgada), além da inferência sobre os principais processos sedimentares envolvidos na deposição das mesmas.

5.2 – Interpretação paleoambiental

A partir da análise das fácies observadas na área de estudo e identificação dos principais processos sedimentares envolvidos em sua deposição é possível propor um modelo de ocorrência das mesmas em relação à lâmina d'água, condições de energia e ao posicionamento da borda do lago.

De uma maneira geral, as fácies carbonáticas ETRc, LMT, ETRd e GST se desenvolvem em regiões mais próximas à borda do lago, com maior energia e menor lâmina d´água e estão relacionadas a períodos climáticos mais áridos, em que a entrada de sedimentos vindos de fora da bacia é reduzida, deixando a água do lago mais limpa e favorecendo a produção carbonática.

As espessuras reduzidas e recorrentes feições de exposição subaéra associadas às fácies ETRc e LMT, indicam deposição em lâminas d'água bastante reduzidas para as mesmas. Com espessuras bem desenvolvidas, a fácies ETRd sugere sedimentação em lâminas d'água relativamente maiores do que as vigentes quando da deposição das fácies ETRc e LMT.

A ocorrência de estratificações cruzadas tangenciais e de baixo ângulo e topo ondulado na fácies GST caracterizam processos sedimentares de alta e moderada energia, sugerindo que sua sedimentação ocorreu em posições onde o lago é afetado pela a ação de correntes e ondas.

A fácies ARNh ocorre de forma eventual e associada às fácies carbonáticas. A abundante presença de grãos siliciclásticos nesta fácies indica que este material é

proveniente da borda do lago ou externo a ela, sendo transportado por meio de plumas hiperpicnais principalmente em períodos em que o lago encontra-se retraído, estando as bordas próximas ao seu centro.

As fácies finas (Fc e Fcs) estão localizadas nas porções mais profundas e de menor energia, enquanto as fácies areníticas (ARN) localizam-se mais próximas à borda do lago sendo submetidas ao retrabalhamento por ondas e correntes. Todas estas fácies são relacionadas à períodos mais úmidos em que grande aporte de sedimentos chegaram à bacia lacustre.

A figura 5.23 ilustra o posicionamento paleoambiental das fácies sedimentares identificadas em relação à borda do lago e à lâmina d'água.

A contextualização de todas as fácies sedimentares em um arcabouço estratigráfico e sedimentológico integrado é feito a seguir.

Tabela 5.1 – Principais fácies reconhecidas na área estudada, características e processos sedimentares.

Fácies			Caracterização		Processo principal
			Macroscópica	Microscópica	
Siliciclásticas	**Fs**	**Argilitos a siltitos laminados ou maciços**	Ocorre em camadas decimétricas (10cm - 50cm). Estrutura interna maciça a laminada. Coloração cinza escuro a claro ou esverdeado	-	Decantação em ambiente subaquoso de baixa energia
	ARN	**Arenitos finos a médios com estratificação cruzada truncada e de baixo ângulo**	Camadas decimétricas (5cm – 30cm) ou conjuntos amalgamados de camadas de espessuras métricas (1m – 1.5m) com geometria tabular a ondulada. Estratificações cruzadas truncada e de baixo ângulo.	Grãos subangulosos a angulosos, variando de areia fina a média, com composição micácea e quartzosa, raros grãos carbonáticos dispersos (oóides)	Fluxo trativo subaquoso
Carbonáticas	**Fcs**	***Mudstones* a *Wackestones* com grãos terrígenos**	Ocorre em camadas decimétricas (10cm – 60cm). Estrutura interna laminada. Coloração cinza	Rocha sustentada pela matriz carbonática (lama/micrita). Seus grãos são compostos por bioclastos, principalmente ostracodes, e subordinadamente por oóides e pelóides. Presença constante de grãos siliciclásticos.	Decantação em ambiente subaquoso de baixa energia
	GST	***Grainstones* a *Packstones* oóliticos com bioclásticos**	Ocorre predominantemente em camadas decimétricas (10cm – 60cm) dominantemente tabulares e lenticulares. Comumente apresenta topo ondulado. Pode apresentar estratificação cruzada tangencial e de baixo ângulo.	Constituida essencialmente por oóides. Ostracodes se apresentam comumente como núcleos de oóides. Pelóides e gastrópodes ocorrem subordinadamente. Granulometria dominante: tamanho areia média a grossa.	Fluxo trativo subaquoso de alta a moderada energia associados a correntes e ondas

Tabela 5.1 (Continuação) – Principais fácies reconhecidas na área estudada, características e processos sedimentares.

Fácies			Caracterização		Processo principal
			Macroscópica	Microscópica	
Carbonáticas	**ETRd**	**Estromatólitos "dômicos"**	Ocorrem em camadas centimétricas a decimétricas (5cm – 70cm) e eventualmente em camadas métricas (1m - 1,5m). Geometria dômica. Apresenta laminação interna.	Aglutinação: desde lama carbonática até grãos de oóides e bioclastos.	Bioconstrutivo [organomineralização bioinduzida, (DUPRAZ et al. 2009)] e *trapping and binding* (BLACK, 1933)
	ETRc	**Estromatólitos "colchete"**	Ocorre em camadas centimétricas a decimétricas (1cm – 15cm). Geometria em colchete dada pelo exótico encurvamento de seus limites laterais . Apresenta laminação interna.	Aglutinação: desde lama carbonática até grãos de oóides e bioclastos.	Bioconstrutivo [organomineralização bioinduzida, (DUPRAZ et al. 2009)] e *trapping and binding* (BLACK, 1933)
	LMT	**Laminitos**	Estrutura interna é dominantemente laminada plano-paralela. Em raros níveis centimétricos (1cm – 2cm) observa-se laminações cruzadas	Compostos por lama carbonática e subordinadamente por pelóides e bioclastos, quando sua granulometria varia até a fração areia fina. Grãos de quartzo e mica tamanho silte a areia muito fina podem ser observados de forma dispersa ou concentrados em lâminas	Decantação em ambiente subaquoso de baixa energia e eventual fluxo trativo subaquoso
Mista	**ARNh**	**Arenito híbrido**	Ocorre em camadas centiméricas a decimétricas (5cm – 20cm) de geometria tabular a lenticular, por vezes com marcas onduladas no topo. Pode apresentar tanto estratificação cruzada de baixo ângulo quanto estrutura maciça.	Granulometria varia desde areia fina a grossa, com grãos angulosos a sub-arredondados, constituídos predominantemente por quartzo e oóides bem a moderadamente selecionados	Fluxo trativo subaquoso
Vulcânica	**TUF**	**Tufo vulcânico**	Ocorre em camadas centimétricas a decimétricas (5cm – 30cm) com geometria tabular. Apresenta coloração alaranjada a esbranquiçada.	Textura inequigranular fina com cristaloclastos subédricos de plagioclásio e feldspato não identificado, inseridos numa matriz fina constituída de vidro vulcânico.	Precipitação física

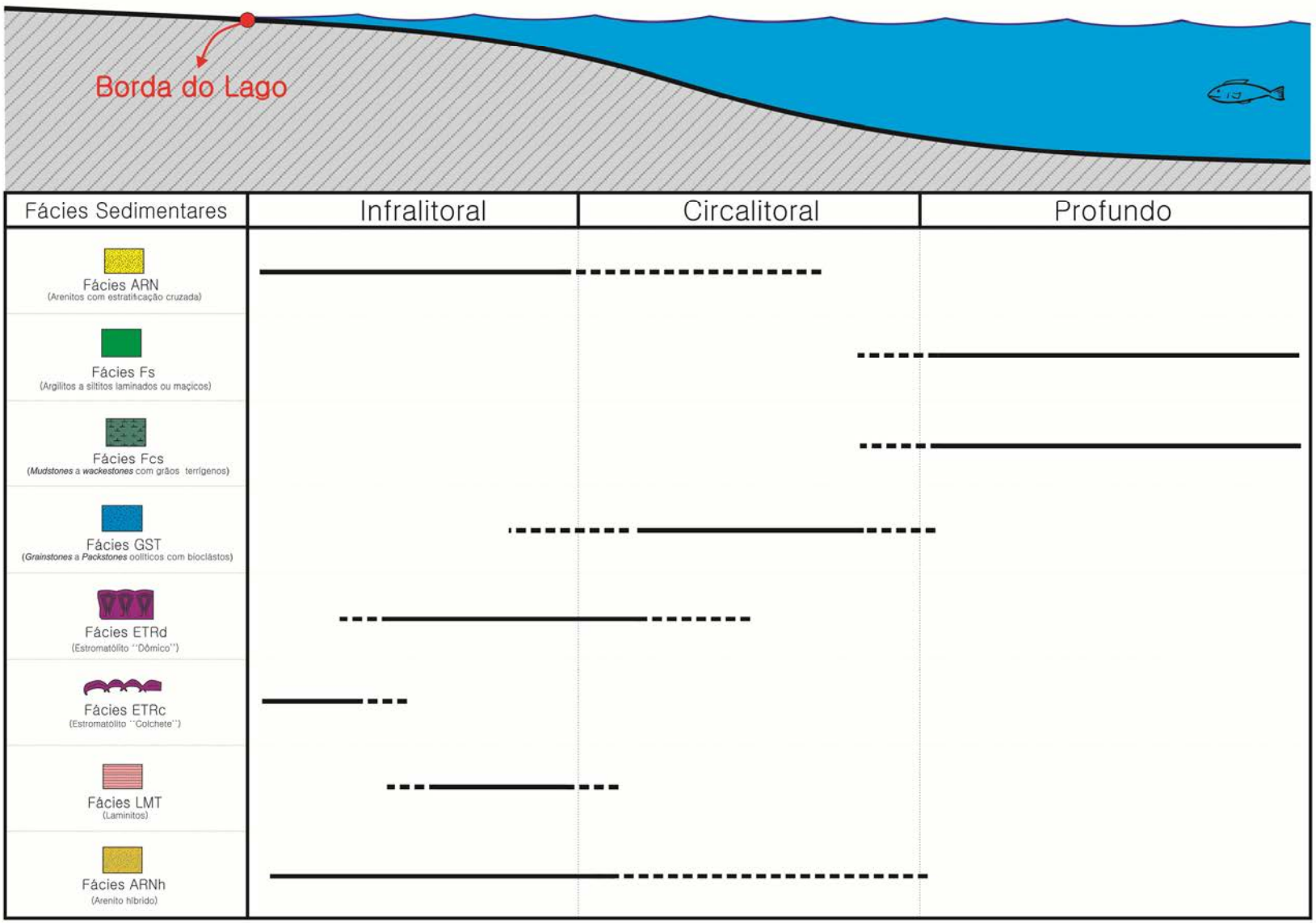


Figura 5.23 – Posição das fácies sedimentares identificadas em relação à lâmina d´água e à borda do lago.

6 – Estratigrafia de Sequências

Existem diversos métodos de análise estratigráfica, no entanto, a estratigrafia de sequências, ao longo dos últimos vinte anos, tem sido abraçada por diversos geocientistas como o método mais eficaz de entendimento do registro geológico de rochas sedimentares. O fundamental da estratigrafia de sequências é que sua abordagem implica na integração de diversos dados e métodos de investigação, aproveitando ideias de uma gama de disciplinas e, invariavelmente, levando a interpretações mais robustas e, consequentemente, ao progresso científico (CATUNEANU, 2006).

Embora a estratigrafia de sequências seja comumente considerada como apenas outro tipo de estratigrafia, com foco principal nas mudanças das tendências deposicionais e sua correlação através das bacias sedimentares, não se deve negligenciar o papel relevante das disciplinas convencionais de sedimentologia e estratigrafia clássica em sua metodologia.

Devido à natureza "genética" da abordagem estratigráfica sequencial, a sedimentologia é um pré-requisito importante que não pode ser separado - e faz parte integrante - da estratigrafia de sequências. Em estratigrafia de alta resolução, objeto desta dissertação, sua importância torna-se evidente ao tentar se explicar e resolver problemas de ciclicidade faciológica, de associações de fácies e de identificação das superfícies estratigráficas relacionadas.

A maioria dos critérios envolvidos na interpretação de superfícies estratigráficas gira em torno da natureza das fácies sedimentares ou padrões de empilhamento de fácies que estão em contato através da superfície em investigação. Isto requer uma boa análise faciológica e uma excelente compreensão dos processos deposicionais e dos ambientes de sedimentação. Estes contatos representam superfícies delimitadoras que marcam mudanças significativas nos regimes de sedimentação e são importantes para a correlação regional, bem como para a compreensão da evolução deposicional do intervalo de interesse. O estudo destes contatos estratigráficos não pode, contudo, ser isolado da análise das fácies,

já que esta análise, muitas vezes, fornece os critérios diagnósticos para o reconhecimento daquelas superfícies limitantes (CATUNEANU, 2006).

A componente da estratigrafia clássica dentro da estratigrafia de sequências consiste na aplicação de correlações e a construção de um arcabouço temporal do registro geológico, geralmente além da escala de sistemas deposicionais individuais. Assim, a integração de informações sedimentológicas dentro de um arcabouço temporal construído à luz da estratigrafia de sequências traz uma nova abordagem à previsibilidade de fácies e suas variações laterais comumente observadas em qualquer ambiente sedimentar.

Os tipos clássicos de estratigrafia tais como bioestratigrafia, litoestratigrafia, quimioestratigrafia e magnetoestratigrafia envolvem a coleta e interpretação de dados sem, necessariamente, ter que se utilizar de concepções sofisticadas para o estabelecimento das correlações estratigráficas. Em contraste, as correlações à luz da estratigrafia de sequências dependem da interpretação e do desenvolvimento de uma metodologia que aborda questões como, por exemplo, a reconstrução dos controles sedimentares na época da sedimentação (CATUNEANU, 2006).

Apesar de seu caráter genético, não se deve considerar a estratigrafia de sequências como o triunfo da interpretação sobre os dados, ou como um método desenvolvido isoladamente de outras disciplinas geológicas. Na verdade a estratigrafia de sequências baseia-se em várias fontes de dados existentes, o que exige um sólido conhecimento de sedimentologia (em especial a análise de fácies), integrando o vasto campo da geologia sedimentar e fazendo o uso de diversas metodologias técnicas e tecnologias. A confiabilidade do método estratigráfico sequencial depende da qualidade e da variedade de dados de entrada. Por isso, é recomendada a integração do maior número de conjuntos de dados possível.

A estratigrafia de sequências leva a uma melhor compreensão de como as unidades estratigráficas, fácies e elementos deposicionais se relacionam no tempo e no espaço dentro das bacias sedimentares. Suas aplicações podem ser observadas tanto em atividades industriais - na exploração e produção de petróleo e carvão - como na ciência, trazendo mais informações para o melhor entendimento do registro geológico da Terra.

No presente estudo, a seção eleita para ser analisada à luz da estratigrafia de sequências consiste no intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite da Bacia de Salta. Seu limite basal situa-se no topo dos depósitos fluvio-eólicos da Formação Lecho e seu limite superior é marcado na camada de argilitos e siltitos avermelhados de ocorrência regional que marca o limite K-T. Tal limite foi definido a partir de estudos e análises de dados isotópicos de carbono e oxigênio (SIAL et al., 2001; FERREIRA et al., 2003; MARQUILLAS et al., 2003 e 2007). O intervalo estudado nesta dissertação apresenta uma espessura que varia entre 115 m a 125 m, em que algumas camadas-guia que, *a priori*, não tinham nenhuma conotação estratigráfica, foram definidas. Estas camadas, ou conjunto de camadas, serviram de balizadores durante a etapa de campo e tiveram como principal objetivo ajudar no controle, do ponto de vista estratigráfico, durante o levantamento dos perfis sedimentológicos e de raios gama. As camadas-guia foram batizadas com nomes informais e suas posições, assim como os limites do intervalo estudado, podem ser observadas na figura 6.1.

6.1 – Ciclos sedimentares

Um ciclo sedimentar é um grupo de diferentes fácies ou associação de fácies que se repetem regularmente em uma sucessão vertical. Esta definição é baseada em critérios observacionais e, portanto, deve ser considerada uma definição preliminar, já que a repetição de eventos no registro geológico pode ter sido causada tanto por processos episódicos quanto por processos regidos por sistemas oscilatórios (SCHWARZACHER, 1993).

Um sistema oscilatório associado à repetibilidade deposicional é um sistema dinâmico que pode ser entendido - do ponto de vista da geologia - como um conjunto de variáveis e parâmetros que modificam, ao longo do tempo, as condições de um ambiente durante a sedimentação. A característica mais importante deste sistema é que seu desenvolvimento acontece de forma oscilatória, isto é, os parâmetros e variáveis que afetam o ambiente sedimentar se repetem periodicamente. Uma série ou sucessão sedimentar produzida sob o governo de um sistema oscilatório é diferente de uma sucessão produzida por uma série de eventos

isolados. Assim pode-se dizer que o reconhecimento de um ciclo sedimentar dito genuíno depende da existência de algum sistema oscilatório (SCHWARZACHER, 1993).

Vincular a definição de ciclos sedimentares genuínos à existência de um sistema oscilatório é uma tarefa de construção lógica simples. Definir ciclos desta forma vai ao encontro da terminologia usada por Einsele et al. (1991) que separou a estratigrafia cíclica da estratigrafia de episódios. A diferença entre eventos cíclicos e episódicos não pode ser considerada relativa, pelo contrário, é absoluta, e está intimamente ligada à existência de um sistema oscilatório. Um sistema oscilatório existe, ou não. Quando um sistema oscilatório existe, qualquer ciclo gerado sob seu governo possui atributos de tempo e, portanto, são considerados ciclos genuínos. Ciclos gerados por eventos episódicos, ao contrário, não possuem estes atributos (SCHWARZACHER, 1993).

Conforme discutido em detalhe no Capítulo 4 desta dissertação, a dinâmica sedimentar **lacustre** da Formação Yacoraite, considerando-se uma **taxa de subsidência regular e praticamente contínua** conforme relatado para **bacias do tipo *sag*** (PROSSER, 1993, ARMITAGE e ALLEN, 2010), teve no clima o fator preponderante, sendo ele, portanto, o principal sistema oscilatório reconhecido para o seu registro geológico.

Admite-se, assim, que as sucessões sedimentares identificadas no intervalo estudado têm atributos temporais, pois são formadas por um sistema oscilatório conhecido, com características periódicas, que autorizam a construção de um arcabouço temporal em diversas escalas a partir de sua análise estratigráfica sequencial.

6.2 – Sequências elementares

Sucessões sedimentares que apresentam uma evolução de fácies que correspondem ao menor ciclo reconhecível de uma mudança ambiental regionalmente relevante são chamadas de sequências elementares (STRASSER et al., 1999). O intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite apresenta um registro estratigráfico construído a partir do empilhamento de sequências elementares, em que foram identificados quatro tipos principais; três sequências dominantemente carbonáticas e uma sequência dominantemente siliciclástica, assim denominadas: **sequência tipo "ETR"**, **sequência tipo "G8"**, **sequência tipo "Colchete"** e **sequência siliciclástica**. A ocorrência destas sequências elementares varia conforme o nível estratigráfico observado: a sequência tipo "ETR" ocorre com maior frequência no intervalo basal da seção estudada; a sequência tipo "G8" ocorre apenas no intervalo central; já as sequências tipo "Colchete" e siliciclástica ocorrem exclusivamente no intervalo superior. A figura 6.1 ilustra o posicionamento estratigráfico das sequências elementares identificadas.

6.2.1 – Sequência elementar tipo "ETR"

A **sequência elementar tipo "ETR"** se apresenta idealmente da seguinte forma: na base heterolitos com estruturas do tipo "*wavy*" composto por argilitos a siltitos (Fc), *mudstones* a *wackestones* com grãos terrígenos (Fcs) e *grainstones* à *packstones* oolíticos (GST), com espessura das camadas diminuindo para o topo (*thinning-upward*); fácies finas (Fs e Fcs) ocorrem no intervalo médio, às quais são sucedidas por heterolitos com estruturas do tipo "*wavy*" composto pelas fácies Fs, Fcs e GST com espessura das camadas aumentando para o topo (*thickening-upward*); pacotes de *grainstones* a *packstones* oolíticos (GST) culminam com a fácies ETR "dômico" (ETRd) de espessuras bem desenvolvidas e com ocasionais feições de exposição subaérea no topo. Eventuais fácies mistas (ARNh) podem ser observadas na parte basal e superior. Estes ciclos variam entre 1 m e 2 m de espessura (Figura 6.2).

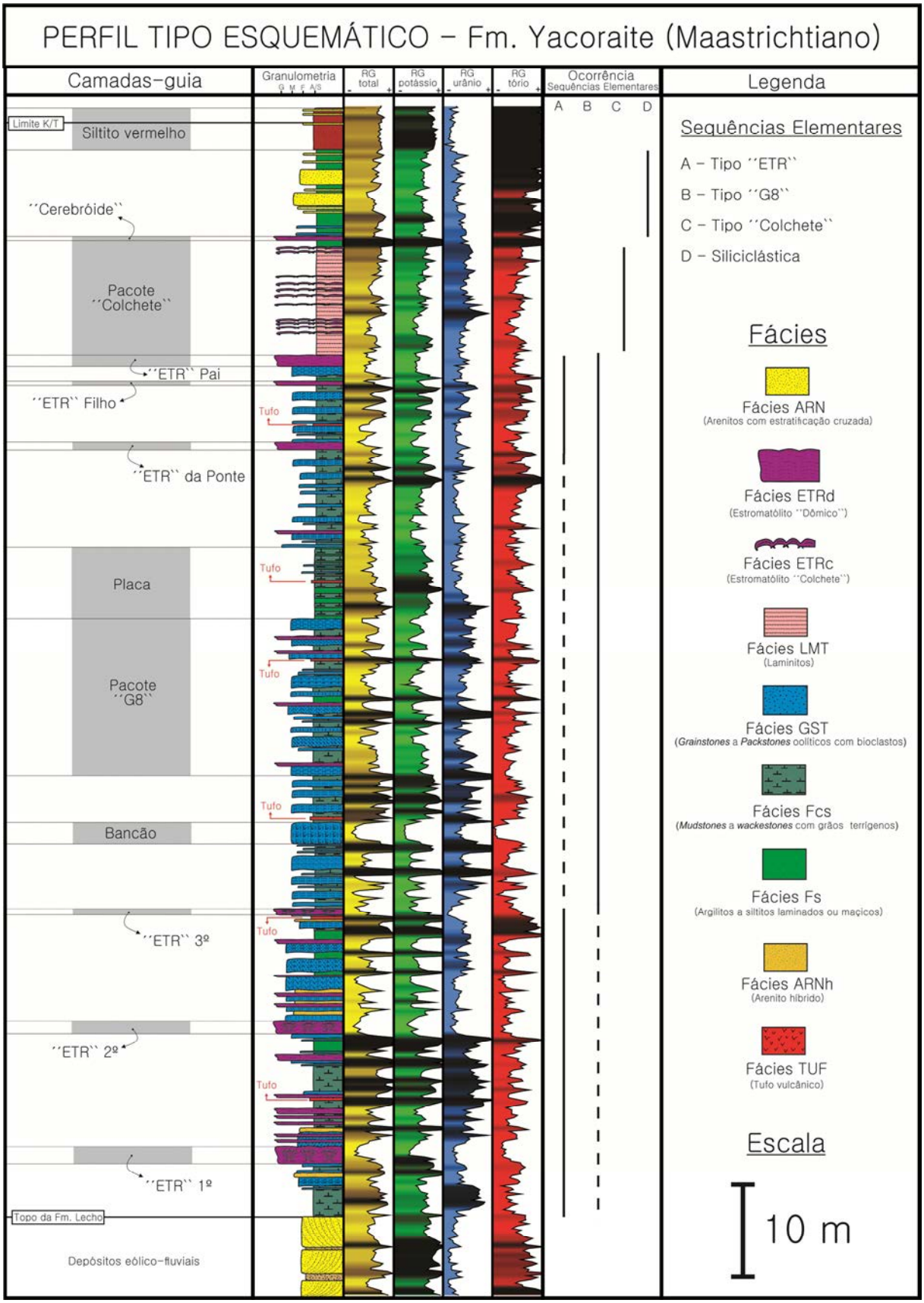


Figura 6.1 – Perfil tipo do intervalo estudado: empilhamento faciológico, perfis de raios gama (RG), posicionamento estratigráfico das camadas-guia e das sequências elementares identificadas.

O empilhamento de fácies identificado na sequência elementar tipo “ETR” pode ser associado a uma curva ideal de variação completa do nível do lago para uma posição mais central em seu corpo d’água.

Dois períodos principais no regime hidrológico e climático são definidos nesta curva (Figura 6.2). No **período úmido** (chuvoso), a maior taxa de precipitação pluviométrica faz com que o nível do lago aumente devido à maior chegada de água por meio de rios; no **período árido** (seco) a taxa de evaporação é mais elevada e faz com que o nível do lago diminua. Os períodos úmidos e áridos são separados pelos pontos de “**Máxima cheia**” e “**Máximo rebaixamento**”, que correspondem ao momento em que o nível do lago atinge, respectivamente, o seu maior e menor nível.

Dois outros pontos relacionados ao regime climático podem ser identificados na curva de variação do nível do lago: o ponto de **“Máxima umidade”** que é definido pela posição na curva em que o lago tem a maior taxa de subida de seu nível e corresponde ao momento de maior entrada de água e sedimentos no sistema; já o ponto de **“Máxima aridez”** que está associado ao momento de maior evaporação do sistema e, consequentemente, a maior taxa de descida do nível do lago.

O período úmido da curva de variação do nível do lago está relacionado com as fácies sedimentares finas (Fs e Fcs). Neste período, com o aumento da entrada de sedimentos à bacia, a água se torna mais “suja” e desativa a produção carbonática, dando lugar a uma deposição de baixa energia com processos sedimentares de decantação. Devido à presença de minerais radioativos terrígenos, principalmente argilominerais, as fácies sedimentares relacionadas a este período apresentam os valores relativamente mais elevados nos perfis de raio gama.

As fácies carbonáticas (ETRd e GST) estão relacionadas ao período árido, em que a entrada de sedimentos no lago é muito reduzida, deixando o lago limpo e ativando a produção carbonática. O início deste período é marcado pelo ponto de maior oferta de espaço para a acomodação de sedimentos, que gradativamente é consumido, tanto pelas elevadas taxas de evaporação, que diminui o nível do lago, quanto pela sedimentação carbonática. Eventualmente a acomodação é totalmente reduzida, levando à formação de eventuais feições de exposição subaérea,

deixando hiatos deposicionais no registro geológico. A ausência de minerais radioativos terrígenos faz com que as fácies depositadas durante o período árido apresentem os valores relativamente menores nos perfis de raios gama.

Alguns níveis de fácies mistas (ARNh) podem ser observados e estão relacionados a plumas hiperpicnais eventuais associadas a situações de lago retraído, em que as bordas mais próximas de seu centro favorecem a ocorrência deste tipo de sedimentação.

A característica faciológica mais marcante da sequência elementar tipo ”ETR” é a ocorrência de estromatólitos dômicos (ETRd) com espessuras bem desenvolvidas, indicando condições ambientais perfeitas para seu crescimento a taxas mais elevadas. A presença destas rochas sugere que durante sua deposição o clima era favorável (árido) e havia lâmina d’água ideal para o pleno desenvolvimento destes sedimentos.

Do ponto de vista da estratigrafia de sequências podem ser identificadas duas superfícies estratigráficas na sequência elementar do tipo “ETR” e relacioná-las a curva de variação do nível do lago. A **“superfície de inundação máxima” (SIM)** marca o instante em que o lago atingiu a sua máxima expansão, isto é, a posição em que a sua borda alcançou o ponto mais distante de seu centro. A **SIM** marca uma mudança no regime de sedimentação, em que, a partir daí, a produção carbonática começa a desenvolver-se. Corresponde ao instante a partir do qual a taxa de sedimentação carbonática suplanta taxa de criação de espaço de acomodação e, então, o padrão de empilhamento de fácies passa a ser **progradacional**, em que fácies proximais em relação à borda do lago são observadas sobre fácies mais distais - que caracteriza o início da **regressão** da linha de costa (ou borda do lago) e progressiva diminuição da lamina d’água - configurando o **trato de sistemas regressivo (TSR)**.

A segunda superfície estratigráfica importante que pode ser identificada na sequência elementar do tipo “ETR” é a **“superfície de regressão máxima” (SRM)**. Esta superfície marca o instante no registro geológico em que o lago atingiu a sua máxima retração, isto é, a posição em que sua borda alcançou o ponto mais próximo de seu centro. A **SRM** marca uma nova mudança no regime de sedimentação, em que, a partir daí, a produção carbonática deixa de se desenvolver; corresponde ao

instante a partir do qual a taxa de criação de espaço de acomodação suplanta a taxa de sedimentação e o padrão de empilhamento de fácies passa a ser **retrogradacional**, quando fácies mais distais em relação à borda do lago são observadas sobre fácies mais proximais - que caracteriza o início da **transgressão** da linha de costa (ou borda do lago) e progressivo aumento da lâmina d'água - configurando o **trato de sistemas transgressivo (TST)**.

No presente estudo, a sequência elementar tipo "ETR" é delimitada pelas superfícies de regressão máxima (SRM) as quais são posicionadas no topo das fácies ETRd e suas eventuais feições de exposição subaérea. Estas sequências correspondem a um ciclo completo de transgressão e regressão e equivalem às sequências do **tipo T-R** definidas por Embry e Johannessen (1992).

As posições das superfícies estratigráficas; dos tratos de sistemas identificados; e do empilhamento faciológico ideal em relação à curva de variação do nível do lago para a sequência elementar tipo "ETR" estão representadas na figura 6.2.

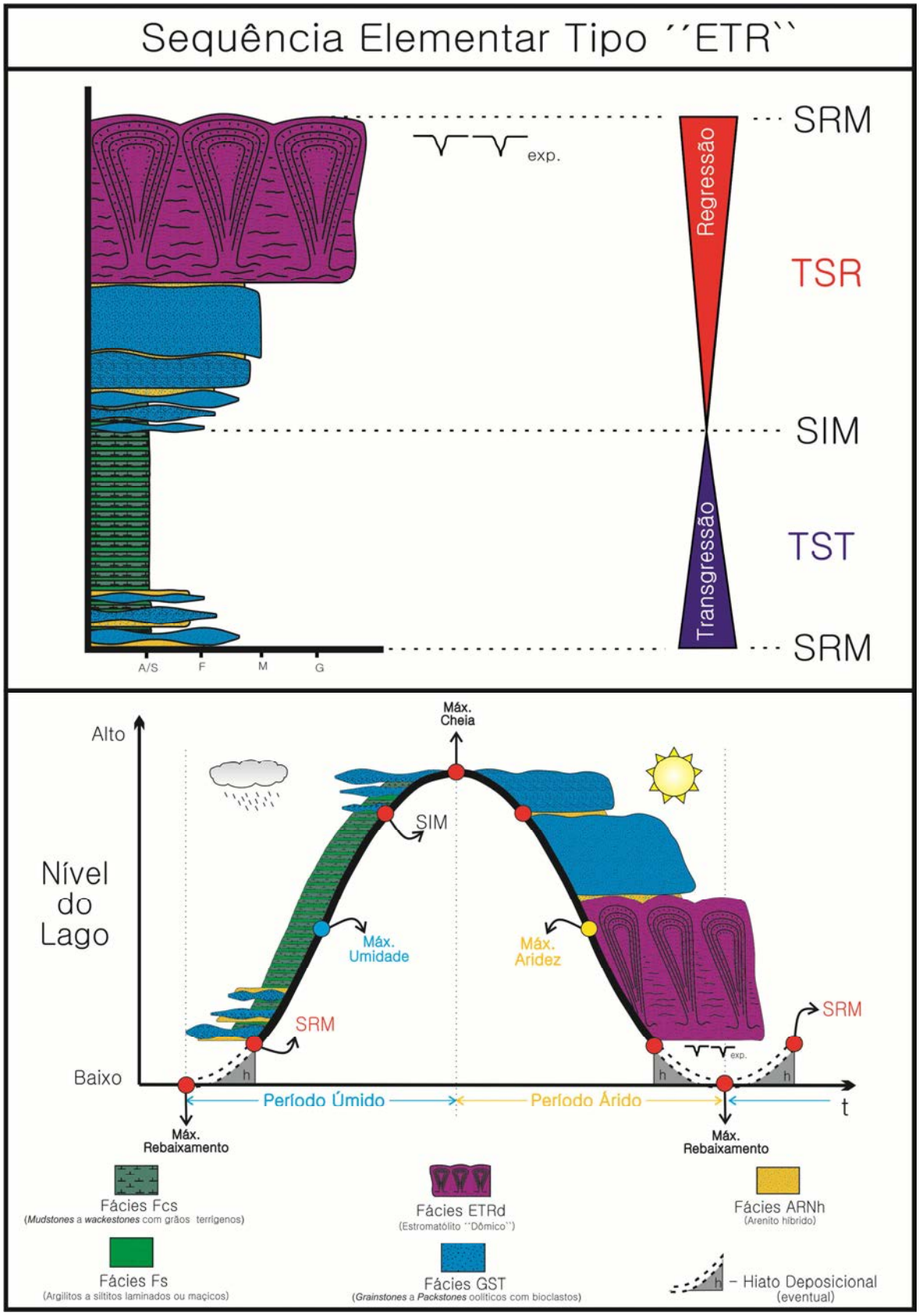


Figura 6.2 – Sequência elementar tipo “ETR”: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).

6.2.2 – Sequência elementar tipo “G8”

A **sequência elementar ideal tipo “G8”** se apresenta idealmente da seguinte forma: na base heterolitos com estruturas do tipo “*wavy*”, composto de argilitos a siltitos (fácies Fc), *mudstones* a *wackestones* com grãos terrígenos (fácies Fcs) e *grainstones* a *packstones* oolíticos (fácies GST) em que a espessura das camadas diminui para o topo (*thinning-upward*); pacotes de fácies finas (fácies Fs e Fcs) na porção média, seguidos por heterolitos com estruturas do tipo “*wavy*” composto pelas fácies Fs, Fcs e GST, em que a espessura das camadas aumenta para o topo (*thickening-upward*); pacotes da fácies GST, com espessuras bem desenvolvidas, culminam com a fácies ETR “dômico” de pequena espessura e ocasionais feições de exposição subaérea no topo. Eventuais fácies mistas (ARNh) podem ser observadas na parte basal e superior. Estes ciclos variam entre 1 m e 2 m de espessura. (Figura 6.3).

A lógica do empilhamento faciológico observado na sequência elementar tipo “G8” é a mesma da sequência elementar tipo “ETR”. O período úmido da curva de variação do nível do lago está relacionado com as fácies sedimentares finas (Fs e Fcs). Neste período, com o maior afluxo de sedimentos siliciclásticos ao lago, a produção carbonática era desativada, dando lugar a uma sedimentação de baixa energia com processos sedimentares de decantação. Valores relativamente mais elevados nos perfis de raio gama são observados nas fácies sedimentares relacionadas a este período devido à presença de minerais radioativos terrígenos, principalmente argilominerais.

O período árido está relacionado com as fácies carbonáticas (GST e ETRd), quando a entrada de sedimentos ao lago deixa de ocorrer, ativando a produção carbonática. Este período também era marcado pelo gradativo consumo do espaço de acomodação, causado tanto pela elevada taxa de evaporação (que diminui o nível do lago), quanto pela sedimentação carbonática; eventualmente a redução do espaço era total, levando à formação de eventuais feições de exposição subaérea que correspondem a hiatos deposicionais no registro geológico. Devido à ausência de minerais radioativos terrígenos, as fácies depositadas durante o período árido apresentam valores relativamente menores nos perfis de raios gama.

As fácies mistas (ARNh) observadas são interpretadas como relacionadas a eventuais plumas hiperpicnais associadas a condições de lago retraído, em que suas bordas então mais próximas de seu centro favoreciam à ocorrência deste tipo de deposição.

A característica mais marcante da sequência elementar tipo ”G8” é que, nestes ciclos, a produção carbonática foi marcada pela ocorrência de pacotes bem desenvolvidos de *grainstones* a *packstones* oolíticos (GST) e pequeno crescimento de estromatólitos “dômicos” (ETRd). A ocorrência de fácies carbonáticas bem desenvolvidas na sequência elementar tipo “G8” sugere um clima árido e favorável para a deposição desses sedimentos. Todavia, a ausência de espessos pacotes de estromatólitos dômicos (ETRd) nesta sequência elementar indica que, durante sua deposição, a lâmina d’água e condições de energia do ambiente não eram ideais para o crescimento de tais estromatólitos; estas eram mais favoráveis à deposição de *grainstones* a *packstones* oolíticos (GST).

Na sequência elementar tipo “G8” pode-se identificar as mesmas duas superfícies estratigráficas e relacioná-las à curva de variação do nível do lago, usando-se a mesma lógica de identificação e interpretação de superfícies já utilizada para a sequência elementar tipo “ETR”.

A primeira é a **“superfície de inundação máxima” (SIM)**, que configura uma mudança no regime de sedimentação, em que a produção carbonática começa a se desenvolver e ser observada no registro geológico; corresponde ao instante a partir do qual a taxa de sedimentação carbonática suplanta a taxa de criação de espaço de acomodação, gerando um padrão **progradacional** de empilhamento de fácies - que caracteriza o início da **regressão** da linha de costa (ou borda do lago) e progressiva diminuição da lamina d’água - configurando o **trato de sistemas regressivo (TSR)**.

A segunda é a **“superfície de regressão máxima” (SRM)**, que marca uma nova mudança no regime de sedimentação, a partir do qual a produção carbonática é descontinuada e corresponde ao ponto em que a taxa de criação de espaço de acomodação suplanta a taxa de sedimentação, gerando um padrão **retrogradacional** de empilhamento de fácies - que caracteriza o início da

transgressão da linha de costa (ou borda do lago) e progressivo aumento da lâmina d'água - configurando o **trato de sistemas transgressivo (TST)**.

A sequência elementar tipo "G8" é aqui delimitada pelas superfícies de regressão máxima (SRM) que são posicionadas no topo das fácies ETRd e suas eventuais feições de exposição subaérea e equivalem à sequência do **tipo T-R** definida por Embry e Johannessen (1992).

As posições das superfícies estratigráficas; dos tratos de sistemas identificados; e do empilhamento faciológico ideal em relação à curva de variação do nível do lago para a sequência elementar tipo "G8" estão ilustradas na figura 6.3.

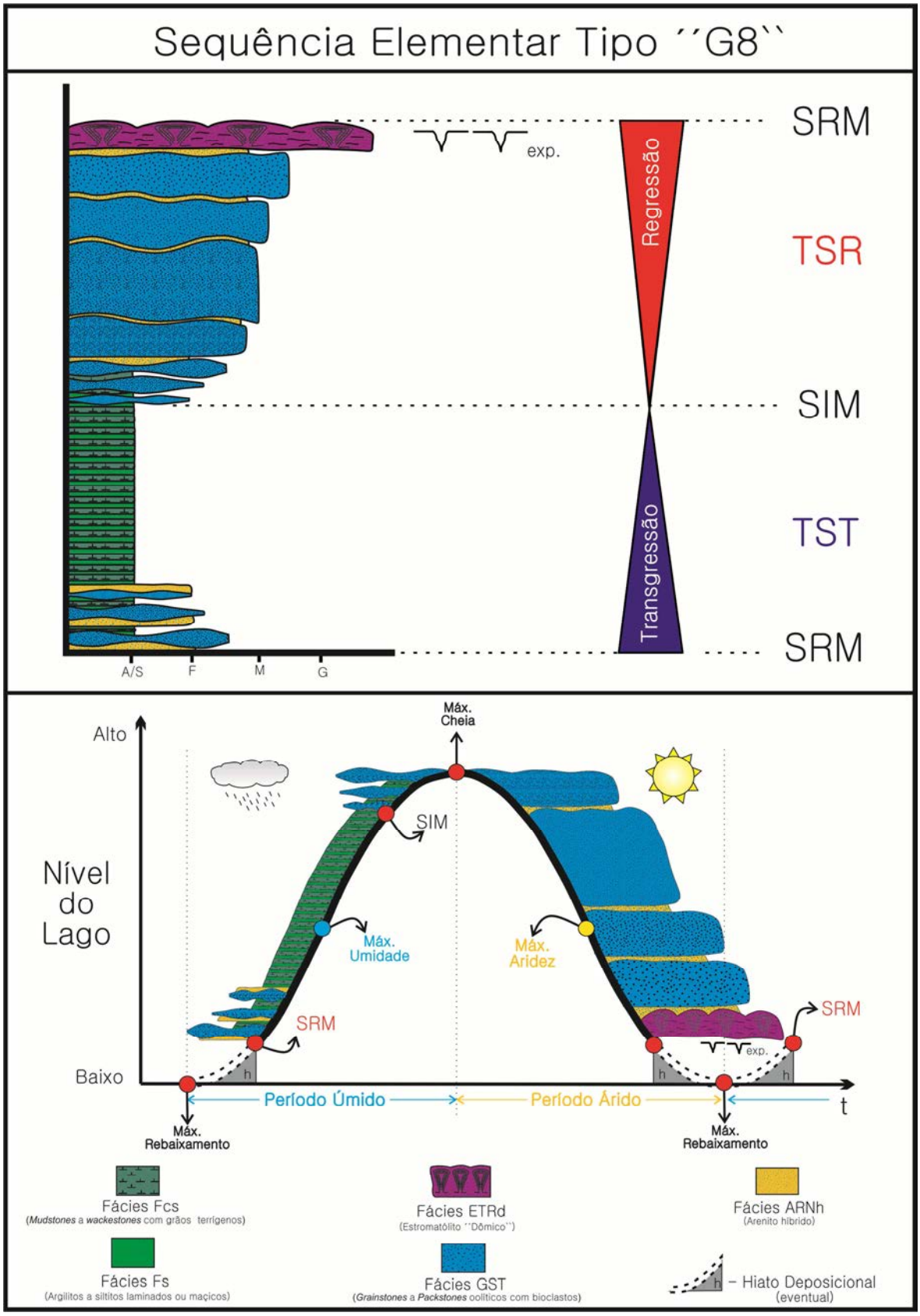


Figura 6.3 – Sequência elementar tipo “G8”: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).

6.2.3 – Sequência elementar tipo “Colchete”

A **sequência elementar tipo “Colchete”** tem o seu empilhamento ideal caracterizado da seguinte forma: na base ocorrem laminitos (LMT) com raros níveis de *mudstones* a *wackestones* com grãos terrígenos (fácies Fcs) e na porção superior observam-se estromatólitos “colchete” (fácies ETRc) em intercalação com laminitos com camadas espessando para o topo (*thickening-upward*); feições de exposição subaérea podem ser observadas no topo destes ciclos. Esta sequência elementar possui as menores espessuras observadas no intervalo estudado, com valores que variam entre 0,5 m a 1 m. (Figura 6.4).

Diferentemente das sequências elementares tipo “ETR” e tipo “G8”, a sequência elementar tipo “Colchete” não apresenta o pleno desenvolvimento das fácies finas com grande contribuição terrígena (fácies Fc e Fcs) relacionadas aos períodos úmidos. A menor presença de elementos siliciclásticos sugere que durante a deposição desta sequência o clima era dominantemente árido, com reduzida entrada de água e sedimentos no lago o que manteve o seu nível baixo.

Outra evidência que indica um clima árido no momento da deposição desta sequência é a ocorrência de estromatólitos de pequena espessura e geometria em colchetes em associação com feições de exposição subaérea. Em condições climáticas em que a taxa de evaporação é muito superior à de precipitação, o nível do lago tende a diminuir drasticamente, reduzindo o espaço para a acomodação de sedimentos e fazendo com que as fácies estromatolíticas não desenvolvam grandes espessuras e exposições subaéreas ocorram.

Na sequência elementar tipo “Colchete”, podem ser identificadas duas superfícies estratigráficas e relacioná-las à curva ideal de variação do nível do lago. A primeira é a **“superfície de inundação máxima” (SIM)**, que configura uma sutil mudança no regime de sedimentação, em que os estromatólitos “colchete” (ETRc) começam a se desenvolver e corresponde ao instante a partir do qual a taxa de sedimentação estromatolítica suplanta a taxa de criação de espaço de acomodação, gerando um padrão **progradacional** de empilhamento de fácies dado pelo espessamento das camadas da fácies ETRc para o topo (*thickening-upward*) - que caracteriza o início da **regressão** da linha de costa (ou borda do lago) e progressiva diminuição da lâmina d’água - configurando o **trato de sistemas regressivo (TSR).**

A segunda é a **“superfície de regressão máxima” (SRM)**, que marca uma nova mudança no regime de sedimentação, pelo qual a produção carbonática de natureza estromatolítica é arrefecida, cedendo espaço à deposição de laminitos de baixa energia interpretados como de mais alta batimetria. Corresponde ao ponto a partir do qual a taxa de criação de espaço de acomodação suplanta a taxa de sedimentação estromatolítica - que caracteriza o início da **transgressão** da linha de costa (ou borda do lago) e aumento progressivo da lâmina d’água - configurando o **trato de sistemas transgressivo (TST)**.

O clima árido associado aos níveis baixos do lago e menor oferta de espaço para a acomodação de sedimentos faz com que a formação, e, por conseguinte, o registro do trato de sistemas transgressivo (TST) da sequência elementar tipo “Colchete” sejam dificultados. Isso acontece devido às condições do lago durante a deposição destes ciclos, em que a reduzida lâmina d’água amplifica suas condições de baixo relevo, fazendo com que pequenas variações em seu nível sejam capazes de mover a borda lacustre a grandes distâncias. Desta forma, a migração lateral de fácies se dá de forma bastante rápida, redundando na frequente ausência do registro geológico do padrão **retrogradacional** de fácies associado ao trato de sistemas transgressivo (TST) deste ciclo.

A sequência elementar tipo “Colchete” é aqui delimitada pelas superfícies de regressão máxima (SRM) que são posicionadas no topo dos pacotes de *thickening-upward* das fácies ETRc e suas eventuais feições de exposição subaérea e equivalem à sequência do **tipo T-R** definida Embry e Johannessen (1992).

As posições das superfícies estratigráficas; dos tratos de sistemas identificados; e do empilhamento faciológico ideal em relação à curva de variação do nível do lago para a sequência elementar tipo “Colchete” estão representadas na figura 6.4.

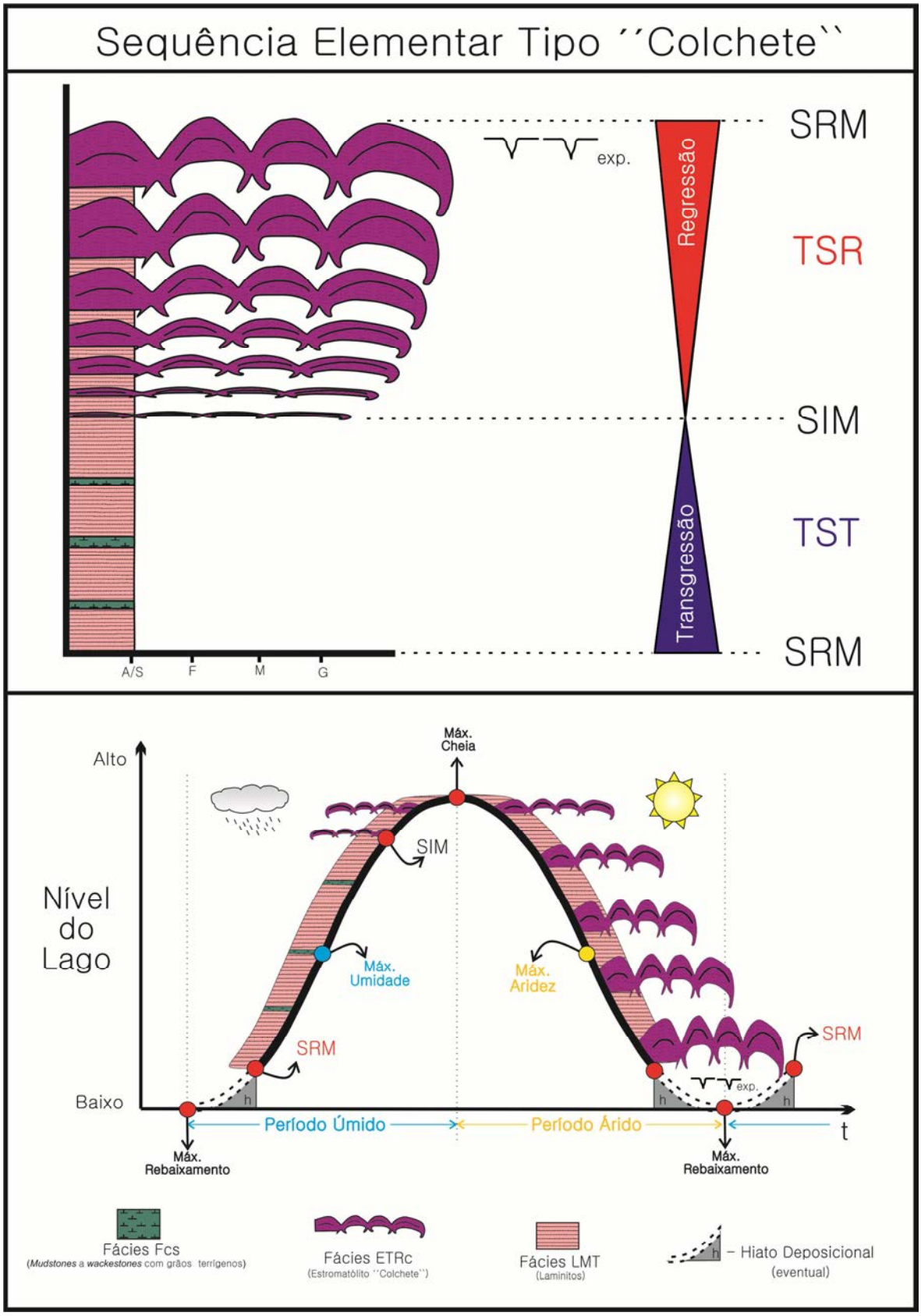


Figura 6.4 – Sequência elementar tipo “Colchete”: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).

6.2.4 – Sequência elementar siliciclástica

A **sequência elementar siliciclástica** se apresenta idealmente da seguinte forma: na base camadas de arenitos com estratificação cruzada truncada e de baixo ângulo (fácies ARN), com espessura diminuindo para o topo (*thinning-upward*) e em intercalação com níveis de argilitos a siltitos laminados ou maciços (fácies Fs); na sua porção média apresenta pacotes da fácies Fs e em direção ao topo, observam-se camadas da fácies ARN com aumento de espessura (*thickening-upward*) intercaladas com níveis da fácies Fs, culminando com pacotes amalgamados da fácies ARN com espessuras métricas. Estes ciclos variam entre 1 m a 2 m de espessura (Figura 6.5).

Ao contrário das sequências elementares anteriormente descritas, a sequência elementar tipo siliciclástica não apresenta o pleno desenvolvimento das fácies carbonáticas relacionadas aos períodos áridos. A dominância de elementos siliciclásticos indica que durante a deposição desta sequência havia entrada significativa de água e sedimentos no lago, tornando suas águas mais concentradas em constituintes terrígenos e em condições ambientais que propiciaram a redução drástica da produção carbonática.

À luz da estratigrafia de sequências podem se identificadas duas superfícies estratigráficas na sequência elementar siliciclástica, que podem ser relacionadas à curva ideal de variação do nível do lago.

A primeira é a **“superfície de inundação máxima” (SIM)**, que configura uma mudança no regime de sedimentação, pelo qual camadas com espessamento para o topo (*thickening-upward*) da fácies ARN em intercalação com a fácies Fs começam a marcar o registro geológico; corresponde ao instante a partir do qual a taxa de sedimentação suplanta a taxa de criação de espaço de acomodação, gerando um padrão de empilhamento de fácies **progradacional**, em que fácies proximais em relação à borda do lago ocorrem sobre fácies mais distais - que caracteriza o início da **regressão** da linha de costa (ou borda do lago) e progressiva diminuição da lâmina d’água - configurando o **trato de sistemas regressivo (TSR)**.

A segunda é a **“superfície de regressão máxima” (SRM)**, que indica uma nova mudança no regime de sedimentação, em que camadas com adelgaçamento

para o topo (*thinning-upward*) da fácies ARN, intercaladas com a fácies Fs, começam a marcar o registro geológico; corresponde ao ponto a partir do qual a taxa de criação de espaço de acomodação suplanta a taxa de sedimentação, gerando um padrão de empilhamento de fácies **retrogradacional**, em que fácies mais distais em relação à borda do lago ocorrem sobre fácies mais proximais - que caracteriza o início da **transgressão** da linha de costa (ou borda do lago) e progressivo aumento da lâmina d'água - configurando o **trato de sistemas transgressivo (TST)**.

A sequência elementar siliciclástica é aqui delimitada pelas superfícies de regressão máxima (SRM) que são posicionadas no topo dos pacotes em *thickening-upward* das fácies ARN e equivale à sequência do **tipo T-R** definida Embry e Johannessen (1992).

As posições das superfícies estratigráficas; dos tratos de sistemas identificados; e do empilhamento faciológico ideal em relação à curva de variação do nível do lago para a sequência elementar tipo siliciclástica são apresentados na figura 6.5.

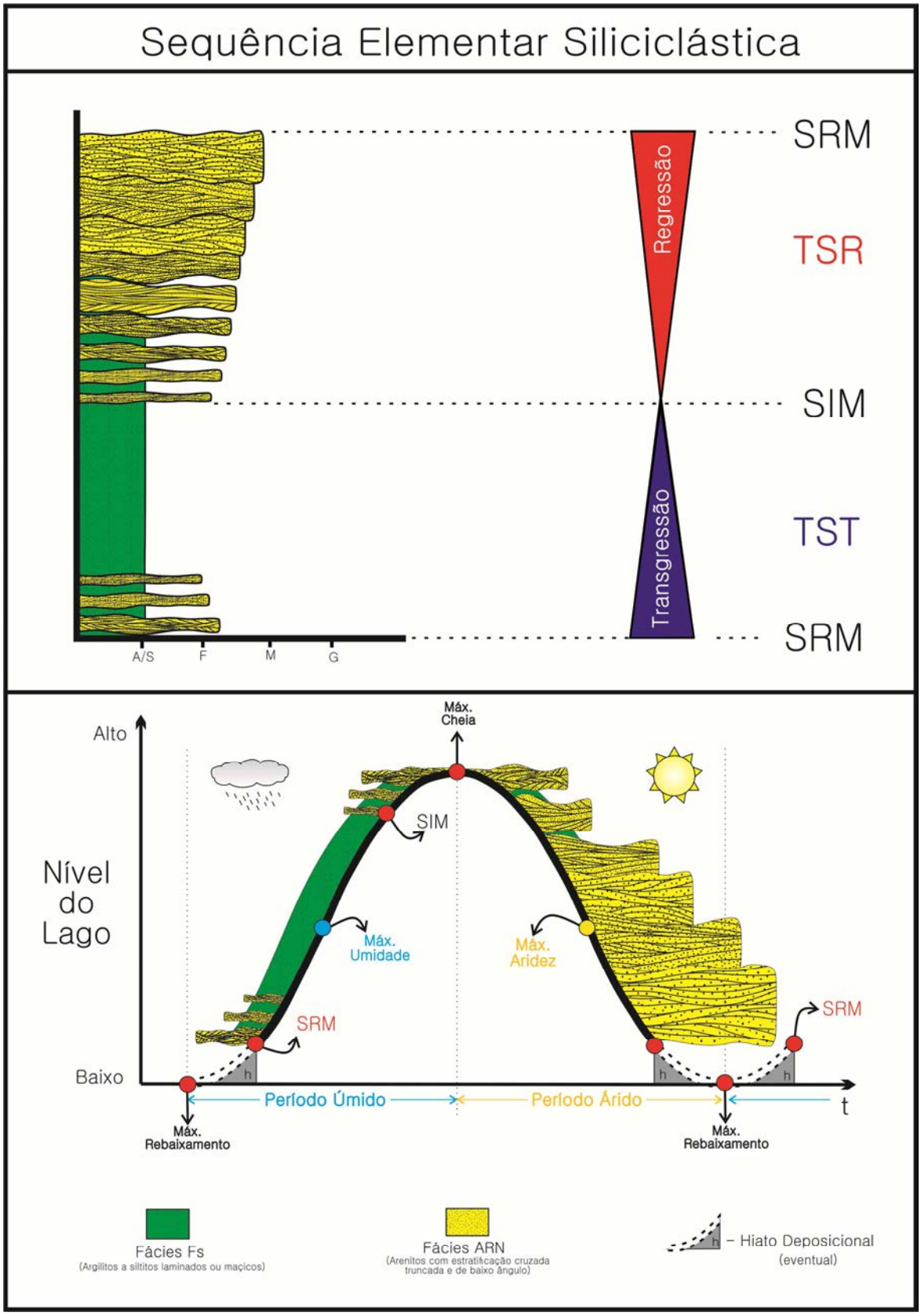


Figura 6.5 – Sequência elementar siliciclástica: empilhamento de fácies ideal e sua relação com a curva de variação do nível do lago. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM) e regressão máxima (SRM) e tratos de sistemas transgressivo (TST) e regressivo (TSR).

6.3 – Sequências em diferentes escalas

O empilhamento das sequências identificadas ao longo da seção estudada revela um padrão hierarquizado em relação à escala de tempo envolvida em suas gêneses. As **sequências elementares**, consideradas de mais alta frequência, se agrupam em **sequências de média frequência** que apresentam espessuras variando entre 4 m a 19 m e as sequências de média frequência se agrupam em **sequências de baixa frequência** com espessuras variando entre 68 m a 77 m (Figura 6.6). A nomenclatura utilizada na hierarquização das sequências no presente estudo é puramente relativa, em que, *a priori*, nenhum valor absoluto de tempo é atribuído a cada sequência individualizada. A evolução faciológica das sequências em cada nível hierárquico indica que as variações do nível do lago, em diferentes escalas de tempo, desempenharam papel fundamental em suas formações e podem explicar os padrões de empilhamento de fácies observados.

As **sequências de média frequência** são definidas a partir da análise dos padrões de empilhamento em *thickening-upward ou thinning-upward* (Figura 6.7). O aumento para o topo da espessura (*thickening-upward)* dos intervalos de fácies finas (Fs, Fcs e LMT) - tratos de sistemas transgressivos (TST) das sequências elementares - indica um progressivo aumento do nível do lago. O clima tornou-se cada vez mais úmido, com a entrada crescente de sedimentos no lago, desativando gradativamente a produção carbonática. O corpo d'água encontrava-se em franca expansão, a borda do lago que se afasta de seu centro, gerando padrões retrogradacionais de empilhamento de sequências elementares, cada uma delas exibindo gradualmente mais fácies finas para o topo, configurando o **trato de sistemas transgressivo de média frequência (TST_{MF})**.

O ponto que marca uma inversão nos padrões de empilhamento das sequências de média frequência, em que as espessuras dos intervalos de fácies finas começam a diminuir para o topo (*thinning-upward)* e os tratos de sistemas regressivos (TSR) das sequências elementares começam a dominar o registro sedimentar, é a **superfície de inundação máxima de média frequência (SIM_{MF})**. A SIM_{MF} caracteriza um instante no registro geológico em que a borda do lago se posicionou mais distante de seu centro em um intervalo de tempo relacionado à formação de uma única sequência de média frequência. A partir da SIM_{MF}

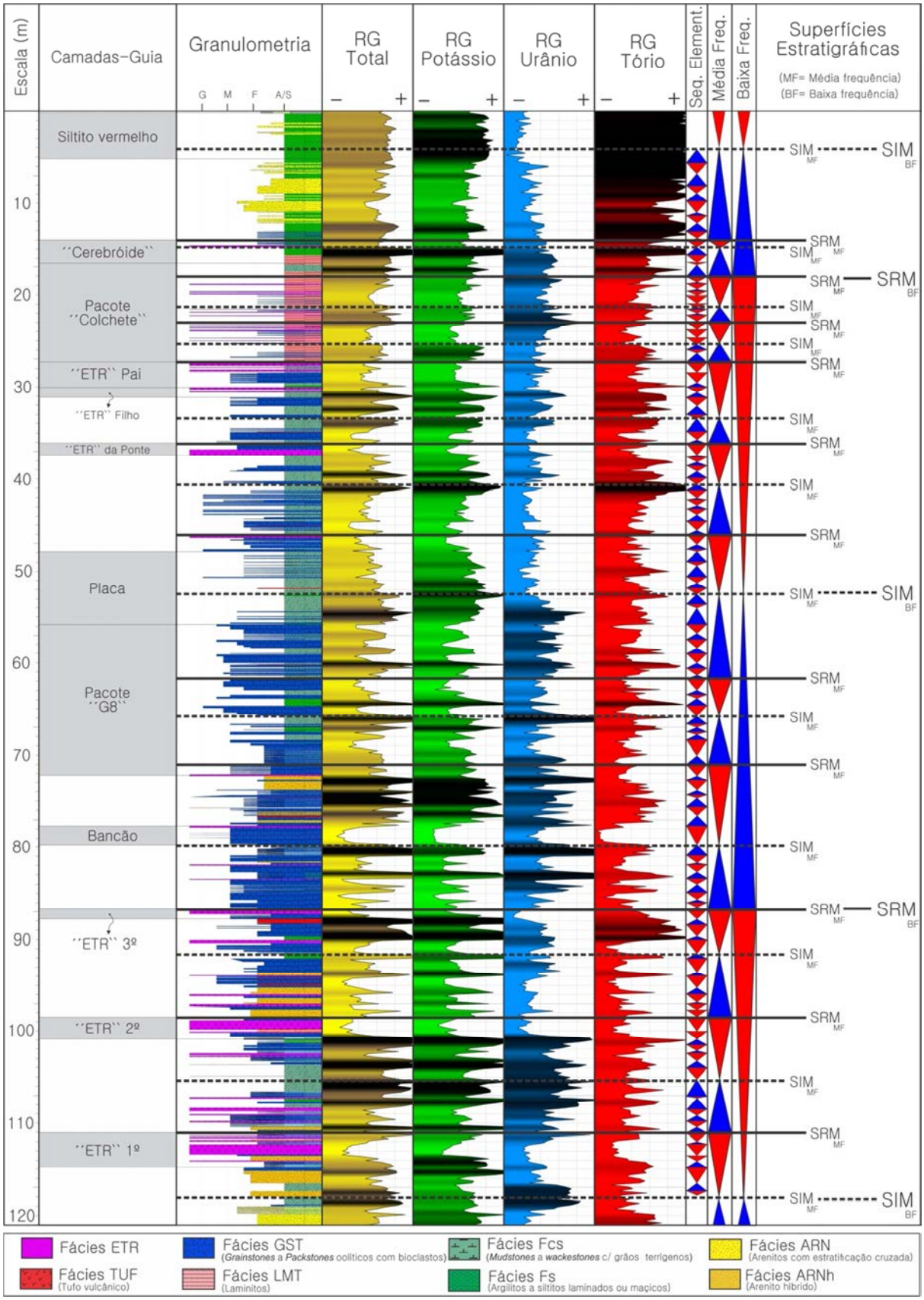


Figura 6.6 – Padrão hierarquizado das sequências identificadas: sequências elementares agrupam-se em sequências de média frequência que foram agrupadas em sequências de baixa frequência – Afloramento Ponte.

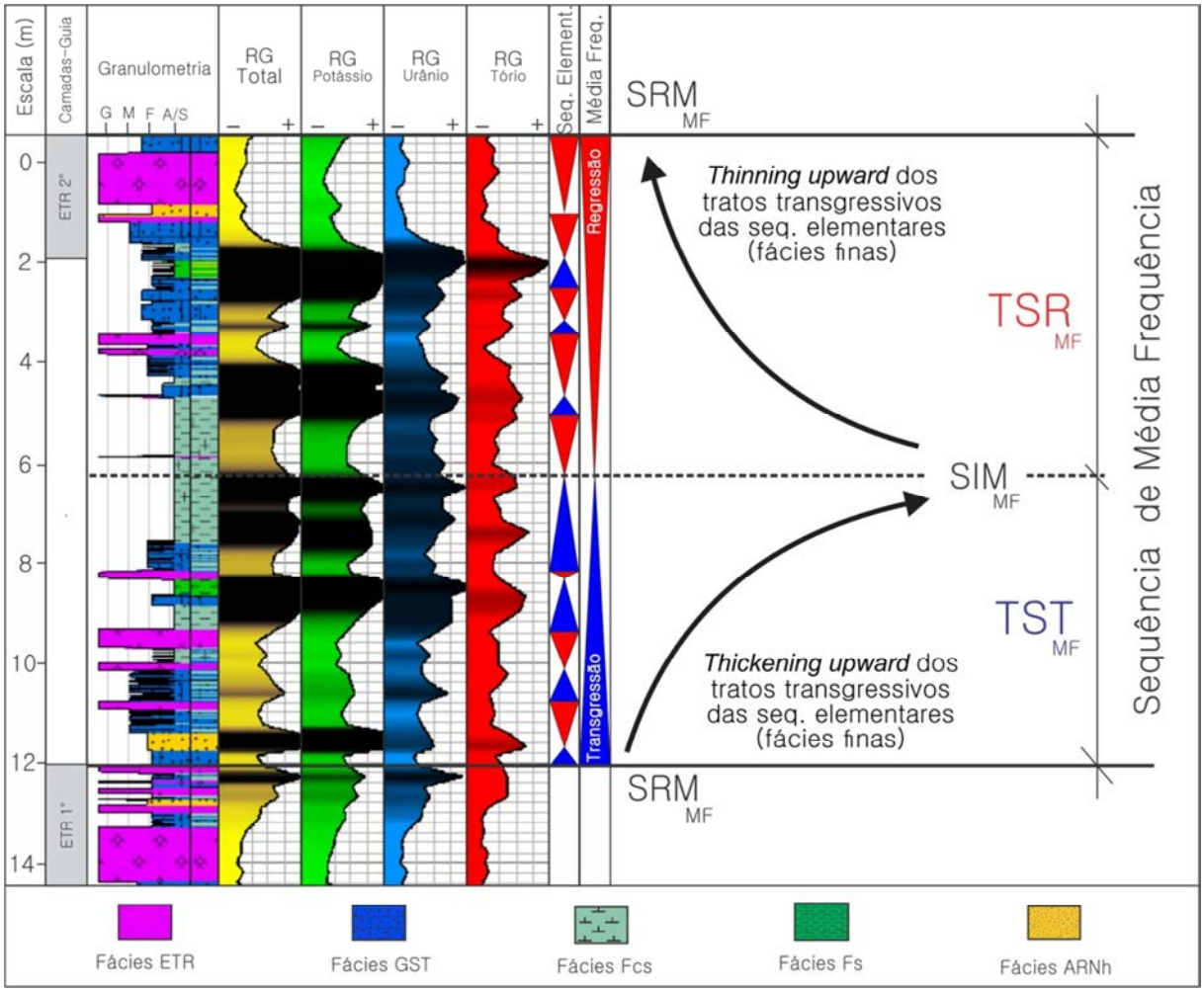


Figura 6.7 – Sequência de média frequência: limites definidos a partir da análise dos padrões de empilhamento em *thickening-upward* e *thinning-upward* dos tratos de sistemas transgressivos das sequências elementares. Destaque para a posição das superfícies de inundação máxima (SIM_{MF}) e regressão máxima (SRM_{MF}) de média frequência e tratos de sistemas transgressivo (TST_{MF}) e regressivo (TSR_{MF}) de média frequência – Afloramento Ponte.

um novo regime de sedimentação se instalava; o lago passava a um contexto climático progressivamente mais árido, com a entrada cada vez menor de sedimentos à bacia em condições ideais para o desenvolvimento da produção carbonática. Neste período a retração em seu corpo d'água ocorria da forma mais eficiente, tanto pela redução do seu nível associado às elevadas taxas de evaporação, quanto pela sedimentação, que progressivamente consumia o espaço para a acomodação de sedimentos, gerando padrões progradacionais de empilhamento de sequências elementares, cada uma delas exibindo gradualmente

menos fácies finas para o topo, que configuram o **trato de sistemas regressivo de média frequência (TSR_{MF})**.

A superfície de regressão máxima de média frequência (SRM_{MF}) ocorria quando uma nova mudança nos padrões de empilhamento acontecia. A borda do lago atingia o ponto mais próximo de seu centro e a partir da SRM_{MF} o lago iniciava novamente a sua expansão. Padrões em *thickening-upward* dos tratos transgressivos das sequências elementares começavam a se materializar e uma nova sequência sedimentar de média frequência se originava.

As camadas-guia **"ETR" 1°**, **"ETR" 2°**, **"ETR" 3°**, **"ETR" da ponte**, **"ETR" pai** e **"Cerebróide"**, que foram definidas *a priori* sem nenhuma conotação estratigráfica e que tem como característica principal a marcante presença de estromatólitos em todos os afloramentos estudados, coincidem com alguns limites de sequência de média frequência (Figura 6.6). A maior abundância relativa de estromatólitos nas sequências elementares próximas às superfícies de regressão máxima de média frequência (SRM_{MF}) confirma que estes períodos da evolução sedimentar da área estudada eram os mais favoráveis à deposição deste tipo de fácies. O corpo d'água encontrava-se em franca retração, devido às altas taxas de evaporação, e com reduzida entrada de sedimentos no lago: condições favoráveis para o desenvolvimento da produção estromatolítica. Valores relativamente mais baixos nos perfis de raios gama são observados nestes períodos em decorrência da ausência de minerais radioativos terrígenos.

A lógica na definição das sequências de média frequência é a mesma utilizada para as **sequências de baixa frequência** (Figura 6.6). O aumento de espessura para o topo (*thickening-upward)* dos tratos de sistemas transgressivos das sequências de média frequência (TST_{MF}) indica um gradual aumento do nível do lago e configura o **trato de sistemas transgressivo de baixa frequência (TST_{BF})**. A inversão nos padrões de empilhamento é marcada pela **superfície de inundação máxima de baixa frequência (SIM_{BF})**, a partir da qual se observa a redução das espessuras dos tratos de sistemas transgressivos de média frequência (TST_{MF}) para o topo (*thinning-upward),* e os tratos de sistemas regressivos das sequências de média frequência (TSR_{MF}) começam a dominar o registro sedimentar configurando o **trato de sistemas regressivo de baixa frequência (TSR_{BF})**. Para um intervalo de

tempo relacionado à deposição de uma sequência de baixa frequência, a SIM_{BF} caracteriza um instante no registro geológico em que a borda do lago se posicionou mais distante de seu centro.

A superfície de regressão máxima de baixa frequência (SRM_{BF}) é definida quando uma nova mudança nos padrões de empilhamento ocorre. A borda do lago atingiu o ponto mais próximo de seu centro e a partir da SRM_{BF} o corpo d'água inicia novamente a sua expansão. Padrões em *thickening-upward* dos tratos de sistemas transgressivos das sequências de média frequência começam a ser observados e marcam o inicio de uma nova sequência de baixa frequência.

A partir da análise e interpretação das sequências identificadas e as fácies e/ou associações de fácies correspondentes, é possível propor um modelo de evolução deposicional relacionado aos quatro (4) tratos de sistemas de baixa frequência individualizados no intervalo estudado (Figura 6.8).

O **trato de sistemas regressivo de baixa frequência (1)** inicia-se após a superfície de inundação máxima de baixa frequência (SIM_{BF}) a qual marca o final da transgressão que foi responsável pelo registro dos depósitos eólicos-fluviais da Formação Lecho. A característica importante deste trato de sistemas é a ocorrência de sequências elementares do tipo "ETR" que sugere condições ambientais ideais para o crescimento de estromatólitos dômicos com espessuras bem desenvolvidas. A presença de estromatólitos desta natureza indica um domínio de clima predominantemente árido, com elevadas taxas de evaporação e reduzida entrada de sedimentos no lago; tais condições foram ideais para o expressivo desenvolvimento deste tipo de bioconstrução.

Nota-se que neste trato de sistemas houve a progressiva redução das espessuras em direção ao topo das camadas-guia de estromatólitos dômicos associadas às superfícies de regressão máxima de média frequência ("ETR" 1°, "ETR" 2° e "ETR" 3°) (Figura 6.8). O padrão em *thinning-upward* destas camadas indica que o lago encontrava-se com espaço disponível para a acomodação de sedimentos gradativamente menor. As elevadas taxas de crescimento estromatolítico somadas às altas taxas de evaporação foram responsáveis pela **contínua retração do lago** e redução do espaço para a acomodação de

sedimentos, o que resultou no registro de espessuras cada vez menores dos estromatólitos para o topo.

O **trato de sistemas transgressivo de baixa frequência (2)** é iniciado após a superfície de regressão máxima de baixa frequência (SRM_{BF}) que marca o final do trato de sistemas regressivo de baixa frequência (1). A ocorrência das sequências elementares do tipo “G8”, que apresentam um menor desenvolvimento da espessura dos estromatólitos dômicos, são características deste trato de sistemas e sugerem lâminas d’água relativamente maiores; as condições de energia do lago não eram as ideais para o pleno crescimento de estromatólitos, sendo mais favorável à sedimentação de *grainstones* à *packstones* oolíticos.

Observam-se neste trato de sistemas padrões em *thickening-upward* dos tratos de sistemas transgressivos de média frequência (fácies finas), evidenciando um progressivo aumento do nível do lago. A presença de estromatólitos dômicos pouco desenvolvidos e o aumento da espessura para o topo dos tratos de sistemas transgressivos de média frequência (TST_{MF}) sugerem um clima relativamente mais úmido nesta fase, com maior entrada de água e sedimentos, resultando em uma **contínua expansão do lago**, que culminou no instante em que sua borda atingiu a posição mais afastada de seu centro, marcando a superfície de inundação máxima de baixa frequência (SIM_{BF}).

A superfície de inundação máxima de baixa frequência (SIM_{BF}), que define o final do trato de sistemas transgressivo de baixa frequência (2), coincide com a porção central da camada-guia denominada informalmente de “Placa”; esta, tem como característica principal a ocorrência, em todos os afloramentos estudados, das fácies finas com contribuição siliciclástica (Fcs e Fs) que estiveram associadas a processos deposicionais de decantação em posições mais profundas do lago. Em decorrência da presença de minerais radioativos terrígenos, estas fácies apresentam valores relativamente mais elevados nos perfis de raios gama (potássio principalmente), confirmando o caráter de máxima expansão do corpo d’água correlato à esta SIM_{BF}.

O **trato de sistemas regressivo de baixa frequência (3)** marca uma nova inversão no empilhamento faciológico apresentando padrões em *thinning-upward* dos tratos de sistemas transgressivos de média frequência (fácies finas). Durante

este trato, observou-se uma **expressiva e contínua retração do lago** que culminou com a ocorrência das sequências elementares do tipo “Colchete”. O intervalo de ocorrência destas sequências é denominado informalmente de Pacote “Colchete” e pode ser observado em todos os afloramentos estudados. Estas sequências elementares apresentam estromatólitos com baixo desenvolvimento de sua espessura (geometria em colchetes), sendo associados a feições de exposição subaérea. Tais feições são indicadoras de pouco espaço para a acomodação de sedimentos, com a lâmina d’agua bastante reduzida em consequência de um clima predominantemente árido com elevadas taxas de evaporação.

O momento em que a borda do lago atingiu a posição mais próxima de seu centro define a superfície de regressão máxima de baixa frequência (SRM_{BF}), a qual marca o início do **trato de sistemas transgressivo de baixa frequência (4)**. Este trato de sistemas apresenta padrões em *thickening-upward* dos tratos de sistemas transgressivos de média frequência (TST_{MF}), evidenciando uma **gradual expansão do lago**.

A característica marcante deste trato de sistemas é a ocorrência de sequências elementares siliciclásticas, as quais indicam um clima predominantemente úmido, com entrada significativa de água e sedimentos no lago; o corpo d’água tornou-se concentrado em constituintes terrígenos e as condições ambientais provocaram a redução drástica da produção carbonática. Outro fator que favoreceu a ocorrência de sequências elementares siliciclásticas foi a proximidade da borda do lago. O trato de sistemas transgressivo de baixa frequência (4) iniciou-se após a uma expressiva retração do corpo d’água, em que sua linha de costa encontrava-se na posição mais próxima de sua porção central. O clima úmido, com entrada relevante de sedimentos terrígenos à bacia, em associação com as condições iniciais de lago retraído favoreceram a deposição de fácies siliciclásticas nas partes mais centrais do corpo d’água.

O trato de sistemas transgressivo de baixa frequência (4) culminou com a mais expressiva camada de sedimentos finos observada no intervalo estudado, denominada informalmente de “siltito vermelho”. Esta camada marca o instante em que a borda do lago atingiu novamente uma posição mais distante de seu centro, definindo a superfície de inundação máxima de baixa frequência (SIM_{BF}) que marca

o final do trato de sistemas transgressivo de baixa frequência (4) e do intervalo de estudo.

Cabe ressaltar que para a interpretação supracitada considera-se uma **taxa de subsidência regular e praticamente contínua** típica de **bacias do tipo *sag*** (PROSSER, 1993, ARMITAGE e ALLEN, 2010).

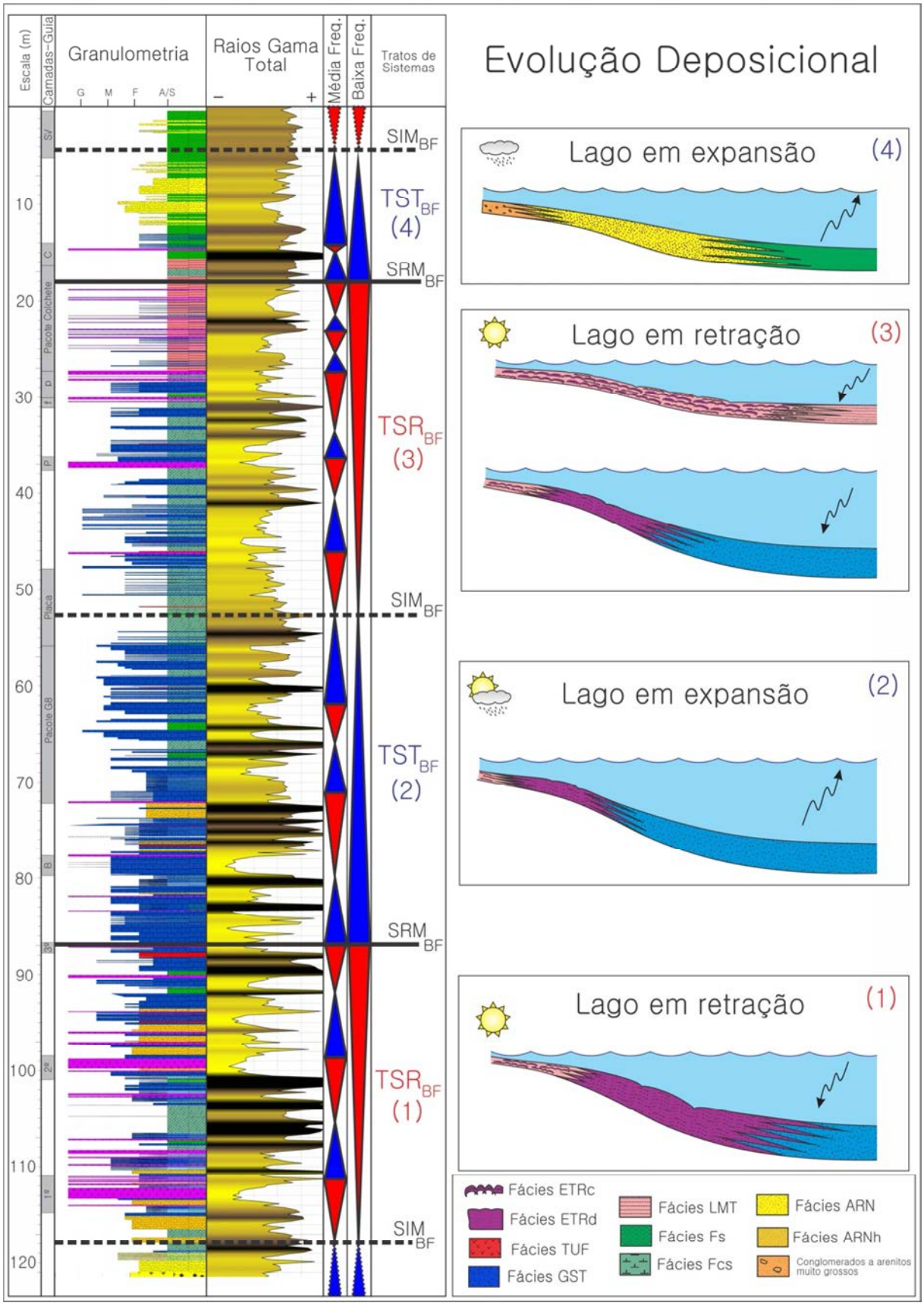


Figura 6.8 – Modelo de evolução deposicional relacionado aos quatro (4) tratos de sistemas de baixa frequência individualizados no intervalo estudado.

6.4 – *Missed beats:* o registro incompleto de sequências elementares

Durante uma tendência de queda do nível do lago de longo prazo, o espaço para a acomodação de sedimentos é fortemente reduzido, especialmente em intervalos de tempo próximos à máxima regressão, em que a perda de acomodação é expressiva. Em condições como esta, sequências elementares podem apresentar-se condensadas ou até mesmo serem “perdidas”. Somente as flutuações superpostas de alta frequência com grandes amplitudes são favoráveis a formar sequências elementares completas (Figura 6.9). Entretanto, mesmo as variações de alta frequência do nível do lago com grandes amplitudes podem eventualmente apresentar um potencial pequeno de preservação no registro geológico. Isso ocorre quando a tendência geral de queda atenua as subidas do nível do lago em alta frequência. A consequência deste fenômeno é que, dependendo da posição na bacia, as subidas de alta frequência do nível do lago podem não ser capazes de inundar completamente o sistema ou de modificar significativamente as condições ambientais. Isto redunda em um registro incompleto ou na ausência deposição de sequências elementares ou *missed beats* (GOLDHAMMER et al, 1990, 1993).

O mesmo fenômeno pode ocorrer quando flutuações de alta freqüência são superpostas a um longo período de aumento do nível do lago. *Missed beats* podem ocorrer nos intervalos de tempo próximos à máxima inundação, quando variações de baixa amplitude do corpo d’água não são capazes de produzir qualquer alteração ambiental importante e, por conseguinte nenhum contraste de fácies. Da mesma forma, mesmo em condições de flutuações do nível do lago de alta frequência com grandes amplitudes, a tendência geral de subida atenua a descidas do nível do lago, em que, dependendo da posição na bacia, nenhuma modificação significativa nas condições ambientais acontece (Figura 6.9).

No intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite, dois “momentos” principais foram potencialmente favoráveis à ocorrência de *missed beats*. O primeiro situa-se na camada-guia informalmente denominada de “Placa”, que está relacionada a uma expressiva superfície de inundação máxima de baixa frequência (SIM_{BF}) (Figura 6.8). O reduzido contraste faciológico existente neste intervalo,

associado a uma condição de lago expandido, sugere que as variações de alta frequência não foram capazes de modificar significativamente as condições ambientais nesta área da bacia durante sua deposição.

O segundo momento esteve associado ao intervalo denominado informalmente de “Pacote Colchete” que está relacionado a uma significativa superfície de regressão máxima de baixa frequência (SRM_{BF}) (Figura 6.8). Condições de lago retraído, com recorrentes feições de exposição e pouco contraste faciológico, indicam que durante a deposição deste intervalo, nesta área na bacia, as flutuações de alta frequência não foram suficientes para alterar significativamente as condições ambientais.

Mesmo com a possível presença de *missed beats*, as sequências preservadas refletem a evolução das variações do nível do lago em diversas escalas; as análises de suas fácies sedimentares e de seus padrões de empilhamento à luz da estratigrafia de sequências são suficientes para uma interpretação robusta - inclusive na alta frequência - do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite, objeto deste trabalho.

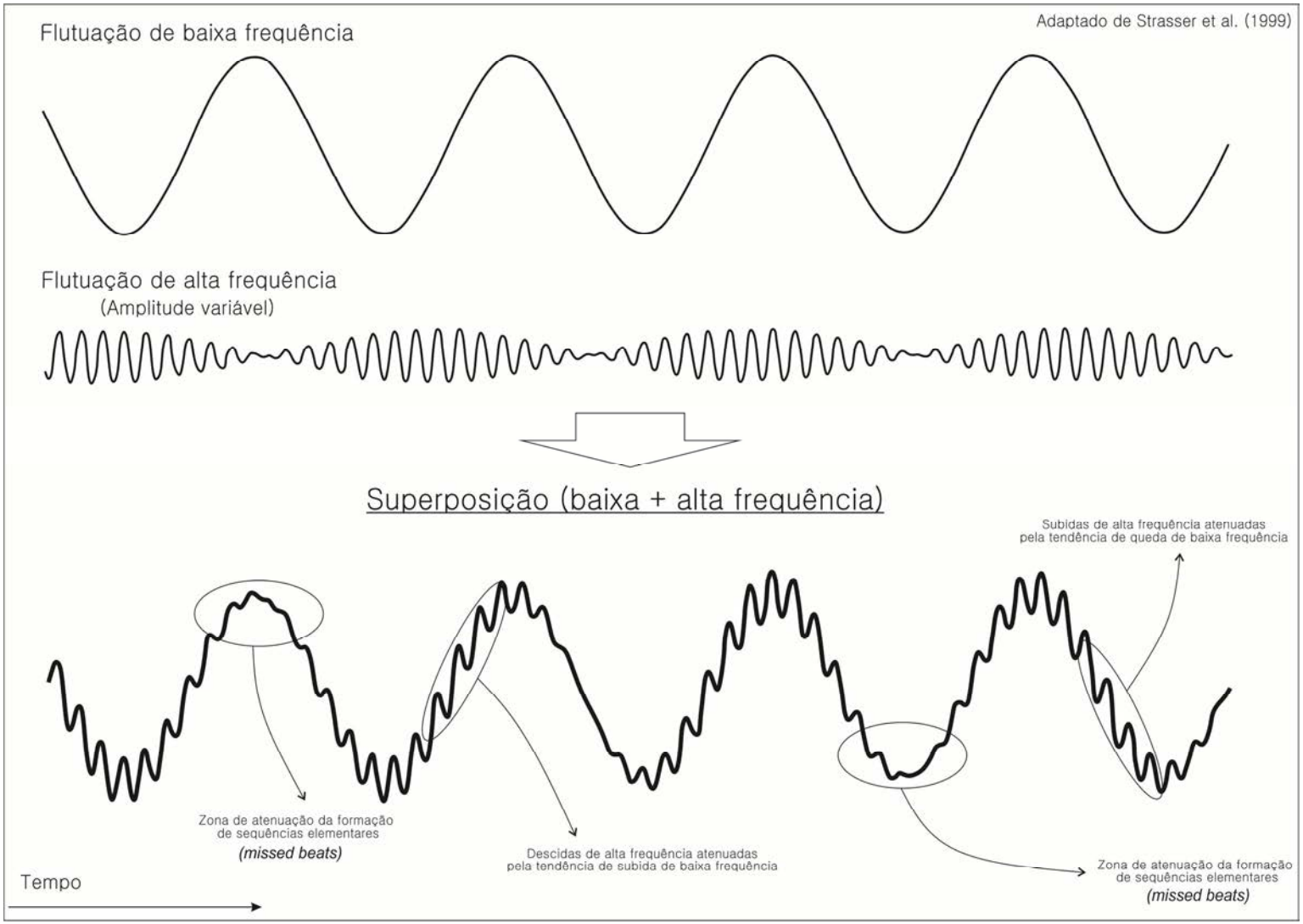


Figura 6.9 – Superposição de frequências em diferentes escalas: favorecimento para a ocorrência de *missed beats* em situações de flutuações de alta frequência com baixas amplitudes. Destaque para o papel da tendência de baixa frequência na atenuação das subidas e descidas de alta frequência.

6.5 – Correlação Estratigráfica

A grande rastreabilidade das sequências identificadas ao longo de toda a área estudada é uma das características mais marcantes do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite. A expressiva organização deste arranjo reflete o forte controle alogênico na formação de cada sequência individualizada nas mais diversas escalas.

Foram construídas duas seções estratigráficas integrando os perfis sedimentológicos e de raios gama, uma na direção W-E e outra na direção aproximada NNE-SSW (Figura 6.10). Estas duas seções demonstram a rastreabilidade, por dezenas de quilômetros, das sequências identificadas ao longo de toda a área elencada para a análise (Figuras 6.11 e 6.12, Anexos 1 e 2).

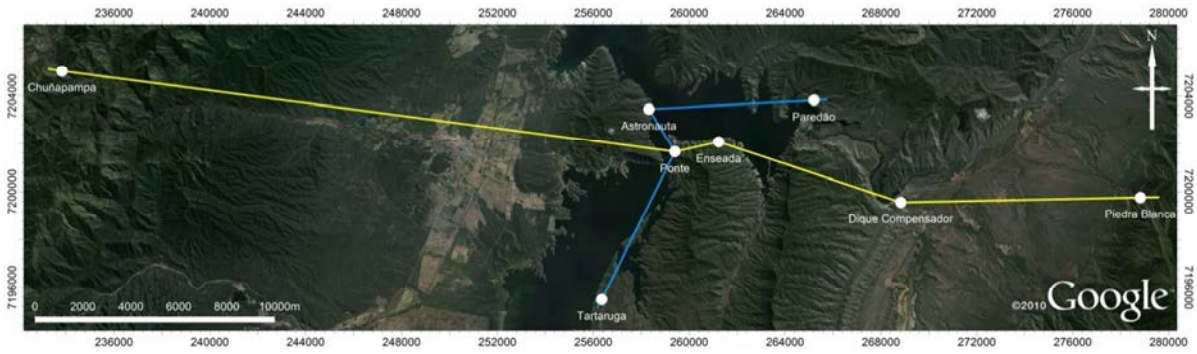


Figura 6.10 – Mapa de localização das duas seções estratigráficas construídas: W-E e ~ NNE-SSW.

A correlação estratigráfica pode ser feita para todas as sequências individualizadas. Cabe ressaltar que, a rastreabilidade das sequências elementares é menor quando comparada com as das sequências de média e baixa frequência. Isto se dá devido a maior variação de fácies que ocorre lateralmente na escala de resolução das sequências elementares. Todavia, a análise e correlação de seus padrões de empilhamento - suportados pelos perfis de raios gama - é suficiente para a construção de um arcabouço estratigráfico em alta resolução.

A presença de tufos vulcânicos (fácies TUF) nos perfis sedimentológicos levantados auxiliam na validação do arcabouço estratigráfico sequencial proposto até a escala de sequências elementares. A marcante continuidade lateral das camadas de origem vulcânica e o significado cronoestratigráfico de seus depósitos - por serem oriundos de evento “instantâneo” na escala do tempo geológico - conferem à fácies TUF o caráter de excelentes marcos estratigráficos. No intervalo estudado, foram identificados pelo menos seis níveis desta fácies com relevância regional (Figuras 6.11 e 6.12, Anexos 1 e 2). A ocorrência dos marcos estratigráficos vulcânicos dá robustez ao arcabouço estratigráfico sequencial proposto e reforça a marcante organização das sequências identificadas em suas diversas escalas. Cabe ressaltar que, devido às reduzidas espessuras de suas camadas e às condições de preservação dos afloramentos, alguns níveis da fácies TUF não puderam ser observados em determinados perfis sedimentológicos.

A elaboração e análise de *Fischer-plots* também foram realizadas com o objetivo de avaliar o arcabouço estratigráfico sequencial proposto. *Fischer-plots* são ferramentas simples e objetivas de investigação dos padrões de empilhamento em sucessões estratigráficas cíclicas. Estes diagramas ilustram os desvios das espessuras de cada ciclo individualizado em relação à média dos ciclos de todo o intervalo de estudo, em que variações sistemáticas podem ser interpretadas em termos de mudanças na acomodação (FISCHER, 1964; SADLER et aI., 1993; MARTIN-CHIVELET et aI., 2000, READ e GOLDHAMMER, 1988; MONTAÑEZ e OSLEGER, 1993).

A avaliação estratigráfica a partir desses diagramas parte da premissa de que a espessura dos ciclos ou sequências é diretamente ligada à disponibilidade de espaço para a acomodação de sedimentos. *Fischer-plots* são convencionalmente construídos posicionando-se os desvios acumulados das espessuras de cada ciclo em relação à sua média no eixo vertical e o número da sequência no eixo horizontal. Desta forma, ciclos relativamente mais espessos irão se desviar positivamente da média e formarão curvas ascendentes nos diagramas, refletindo aumento no espaço de acomodação; já os ciclos relativamente menos espessos irão se desviar negativamente da média e formarão curvas descendentes, em consequência da diminuição no espaço de acomodação (Figura 6.13).

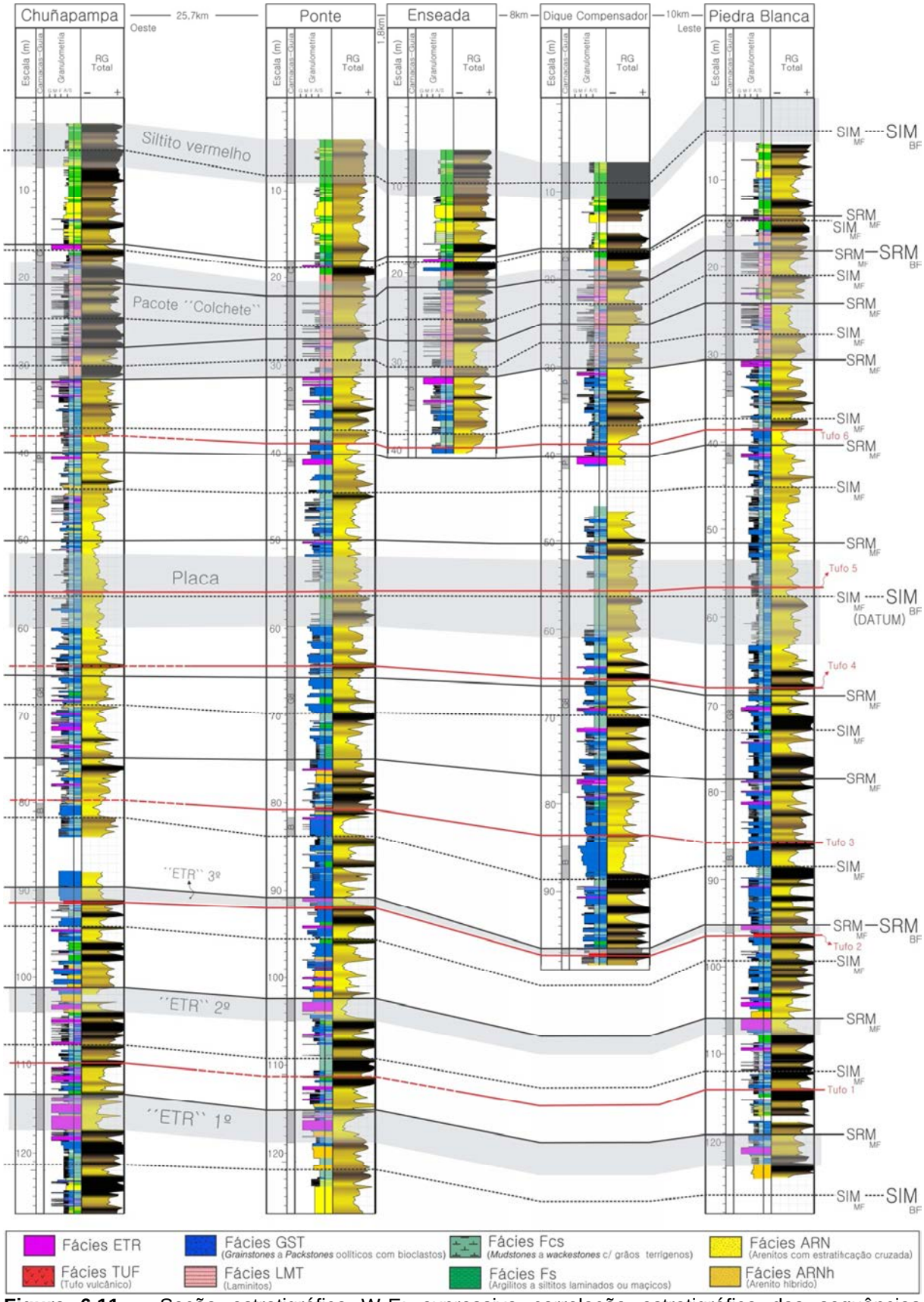


Figura 6.11 – Seção estratigráfica W-E: expressiva correlação estratigráfica das sequências identificadas. Destaque para os níveis de tufos vulcânicos observados e inferidos (linhas em vermelho contínuo e tracejado, respectivamente) e camadas-guia (em cinza).

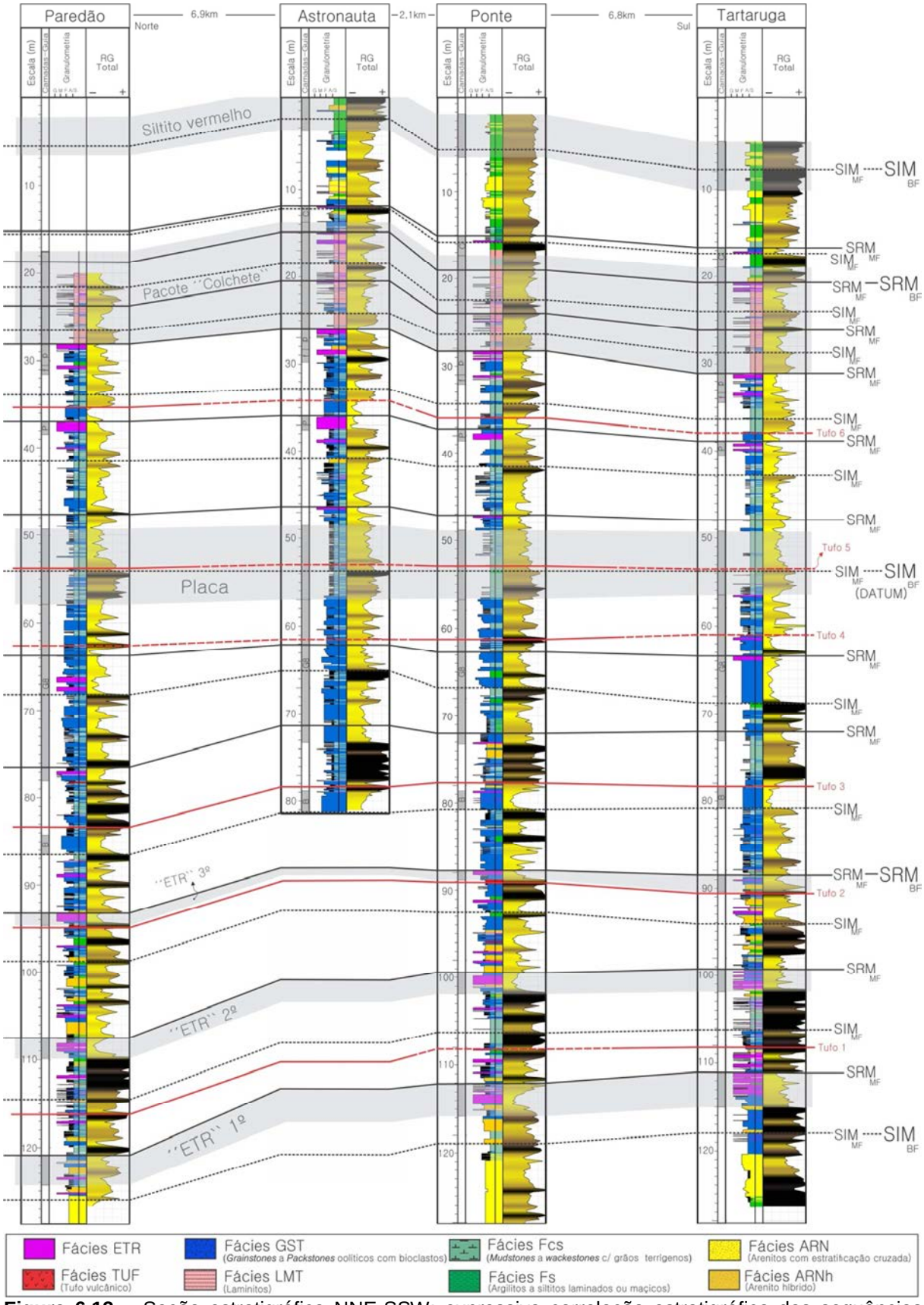


Figura 6.12 – Seção estratigráfica NNE-SSW: expressiva correlação estratigráfica das sequências identificadas. Destaque para os níveis de tufos vulcânicos observados e inferidos (linhas em vermelho contínuo e tracejado, respectivamente) e camadas-guia (em cinza).

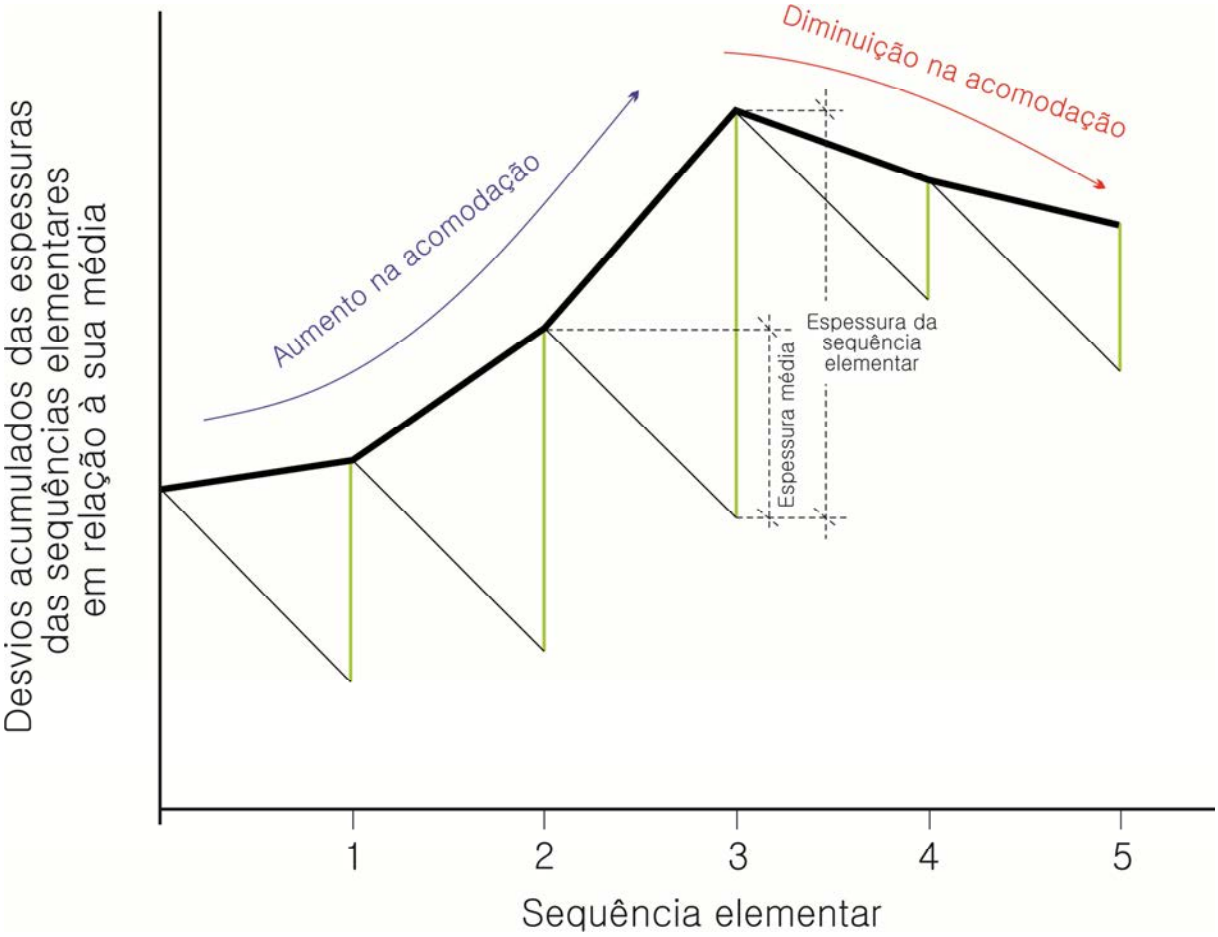


Figura 6.13 – *Fischer plot* hipotético mostrando as mudanças no espaço de acomodação em função da sequência elementar. Linhas verdes correspondem à espessura individual da sequência elementar. O aumento no espaço de acomodação é representado pela curva ascendente enquanto a diminuição é representada pela curva descendente (HUSINEC et al., 2008).

Salienta-se que para o intervalo estudado a premissa que relaciona a espessura das sequências e a disponibilidade de espaço para acomodação pode ser influenciada por hiatos deposicionais ou diferentes taxas de sedimentação, relacionados, principalmente, aos períodos áridos das sequências elementares.

Nestes períodos, a redução no espaço de acomodação pode acontecer de forma drástica, causada tanto pela queda do nível do lago, em função das intensas taxas de evaporação, quanto por elevadas taxas de produção carbonática, que consomem progressivamente o espaço disponível, até, eventualmente, ser reduzido a zero. A consequência deste fenômeno é que as espessuras relativas das sequências elementares registradas no empilhamento faciológico podem não

representar precisamente a variação de espaço disponível para a acomodação de sedimentos.

Com o objetivo de mitigar qualquer tipo de influência desses efeitos na interpretação do intervalo de estudo, foram construídos *Fischer-plots* a partir das espessuras dos tratos de sistemas transgressivos das sequências elementares. Estes tratos estão relacionados aos períodos úmidos de alta frequência e correspondem ao momento de maior entrada de sedimentos no lago e maior subida de seu nível e, por conseguinte, aumento na acomodação. Desta forma, analisar o comportamento da espessura dos intervalos transgressivos das sequências elementares minimiza as influências supracitadas e serve de parâmetro avaliar para variação no espaço de acomodação de sedimentos ao longo de toda a seção.

Foram elaborados *Ficher-plots* para sete dos oito perfis sedimentológicos levantados. O perfil levantado no ponto “Enseada” não foi considerado por apresentar-se incompleto e possuir menos do que 50 sequências elementares individualizadas, número insuficiente para este tipo de análise (SADLER et aI., 1993). Todos os diagramas construídos apresentam o mesmo padrão de aumento e diminuição na acomodação ao longo do intervalo estudado (Figuras 6.14 e 6.15).

As superfícies de inundação e regressão máxima de baixa frequência (SIM_{BF} e SRM_{BF}) identificadas nos perfis sedimentológicos foram posicionadas nos *Fischer-plots*. Estas superfícies definem grandes mudanças no regime de sedimentação, corroboradas pela análise dos diagramas construídos. A partir das SRM_{BF} ocorreu, em todos os perfis levantados, um aumento progressivo do espaço de acomodação - relacionado aos tratos de sistemas transgressivos de baixa frequência (TST_{BF}) - em que seu ápice foi atingido na $SIM_{BF.}$ A partir das SIM_{BF} observa-se uma mudança nos padrões de acomodação, em que a diminuição progressiva do espaço - relacionada aos tratos de sistemas regressivos de baixa frequência (TSR_{BF}) - atinge seu mínimo na SRM_{BF} (Figura 6.14).

As superfícies de inundação e regressão máxima de média frequência (SIM_{MF} e SRM_{MF}) também foram posicionadas nos *Fischer-plots*, onde se observa comportamento semelhante. O aumento progressivo no espaço de acomodação - relacionado aos tratos de sistemas transgressivos de média frequência (TST_{MF}) -

culminou nas SIM_{MF} em todos os perfis levantados. Os padrões de acomodação se modificaram a partir das SIM_{MF}, quando a diminuição progressiva do espaço - relacionada aos tratos de sistemas regressivos de média frequência (TSR_{MF}) - alcançava seu mínimo nas SRM_{MF} (Figura 6.15).

A análise do arcabouço estratigráfico sequencial proposto para o intervalo estudado demonstra uma expressiva organização e regularidade das sequências individualizadas e indica que o sistema oscilatório que governou as mudanças no ambiente de sedimentação e, por conseguinte, a variação nos padrões de empilhamento faciológico, foi o mesmo em todos os perfis levantados, abrangendo distâncias de dezenas de quilômetros.

Tais evidências sugerem um forte controle alogênico na formação das sequências identificadas e colocam os ciclos orbitais - e suas flutuações climáticas associadas - como sendo único sistema oscilatório capaz de produzir tais variações com abrangência regional, impondo marcante organização e regularidade no registro geológico, principalmente em alta frequência.

A partir das fotografias panorâmicas tomadas, foram construídos fotomosaicos de modo a ilustrar o aspecto regular e organizado do registro geológico nas exposições da região. A interpretação dos painéis fotográficos confeccionados revelam a grande continuidade lateral das principais superfícies estratigráficas e camadas-guia identificadas na seção de estudo. Foram elaborados e interpretados fotomosaicos para os afloramentos “Ponte”, “Paredão”, além de um painel de maior abrangência (> 3 km) a partir de uma das mais belas escarpas da região, que corresponde à direção N-S (Figuras 6.16, 6.17 e 6.18).

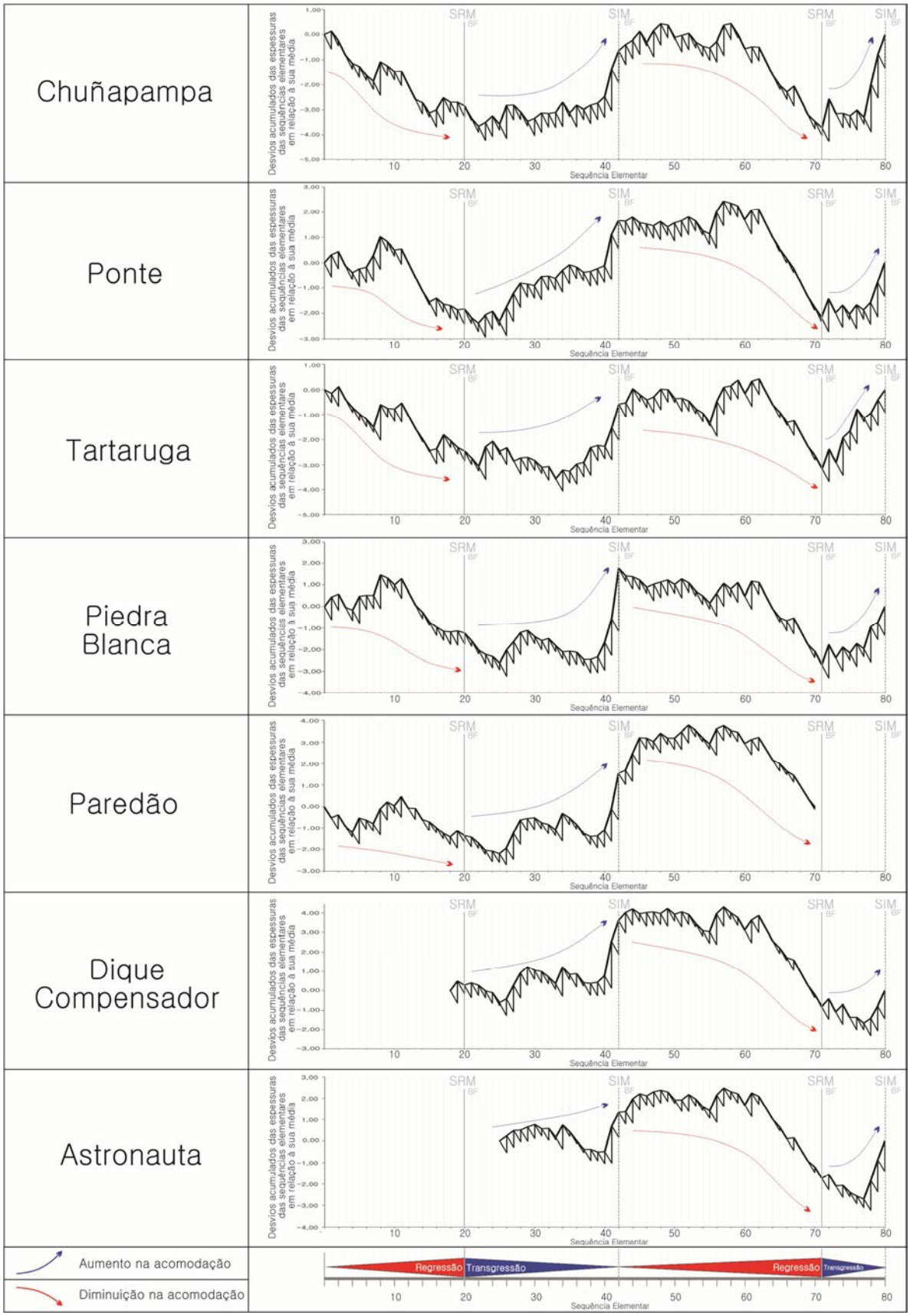


Figura 6.14 – *Fischer plots*: expressiva correlação estratigráfica dos padrões de aumento e diminuição no espaço de acomodação. Tratos de sistemas transgressivos e regressivos de baixa frequência coincidem, respectivamente, com o aumento e diminuição no espaço de acomodação.

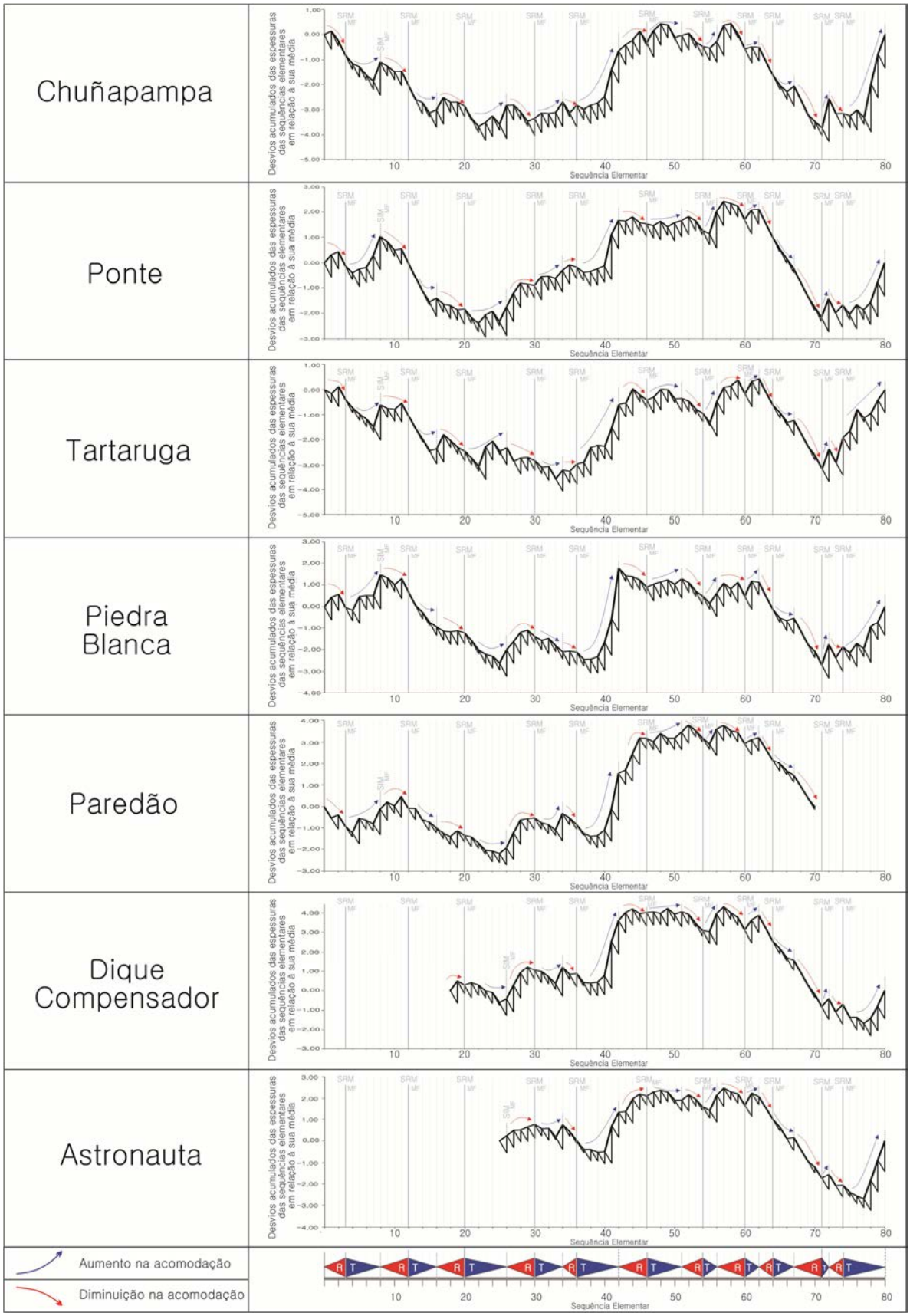


Figura 6.15 – *Fischer plots*: expressiva correlação estratigráfica dos padrões de aumento e diminuição no espaço de acomodação. Tratos de sistemas transgressivos e regressivos de média frequência coincidem, respectivamente, com o aumento e diminuição no espaço de acomodação.

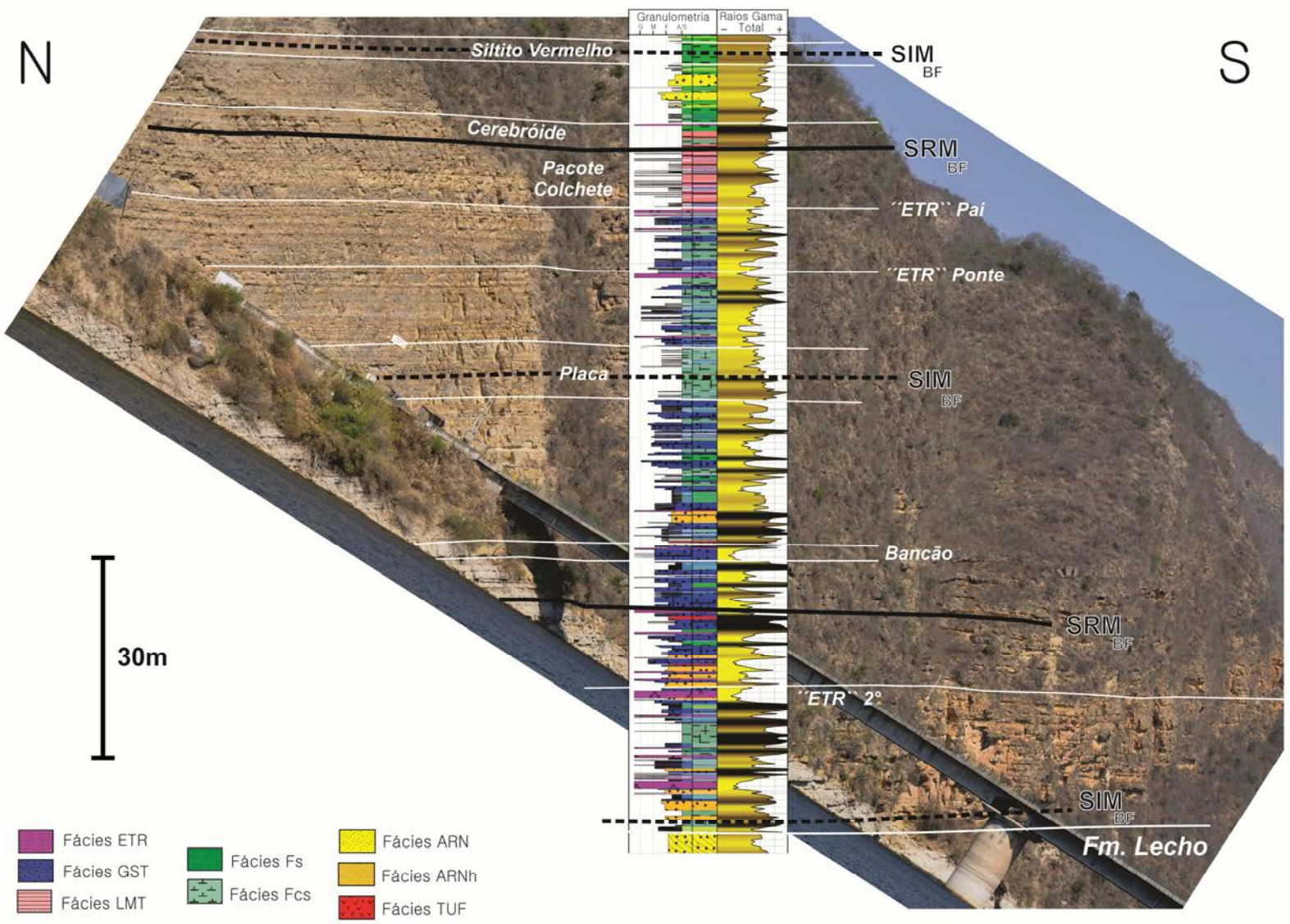


Figura 6.16 – Fotomosaico do afloramento “Ponte”: posição das principais camadas-guia e superfícies estratigráficas de baixa frequência.

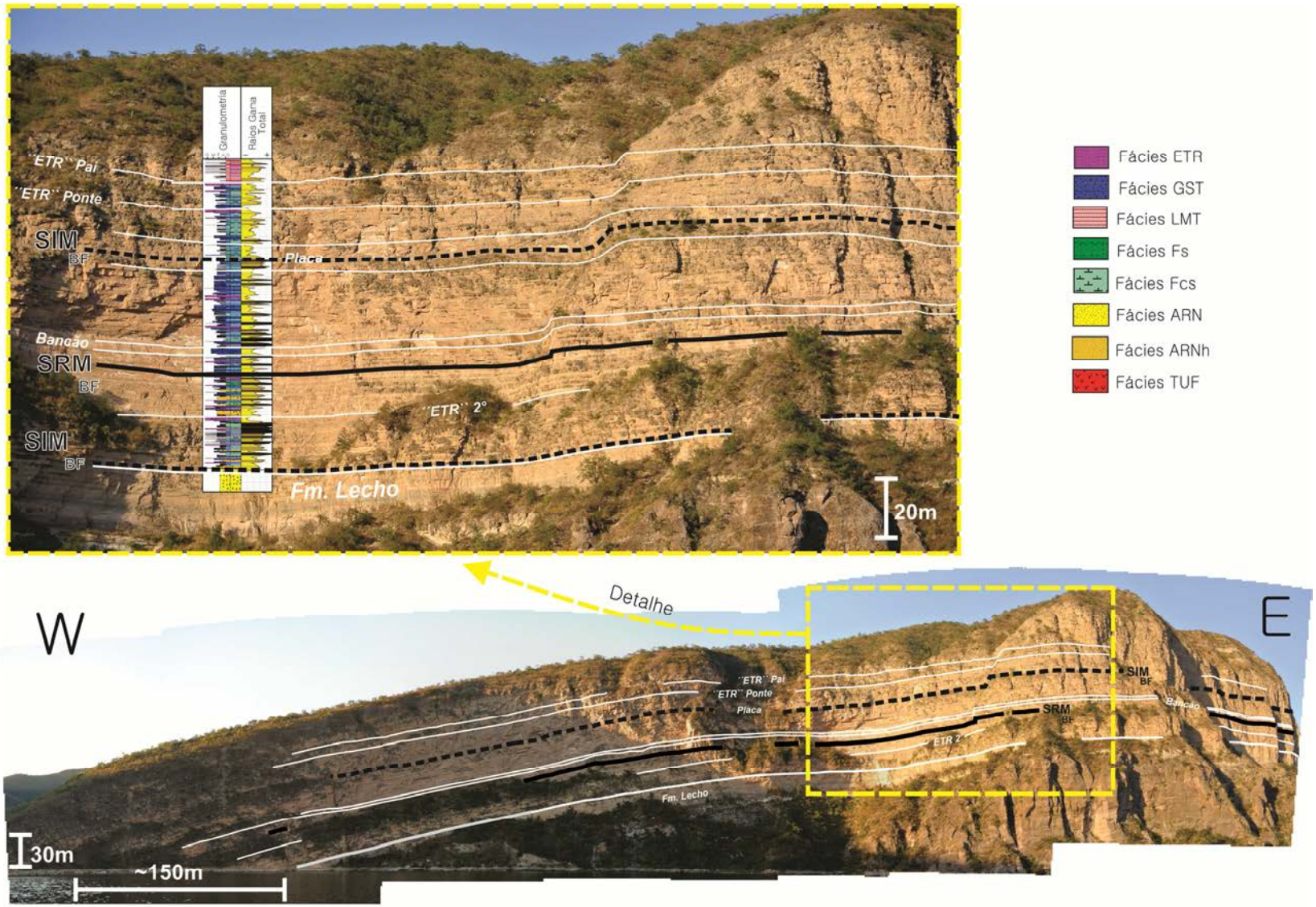


Figura 6.17 – Fotomosaico do afloramento “Paredão”: posição das principais camadas-guia e superfícies estratigráficas de baixa frequência.

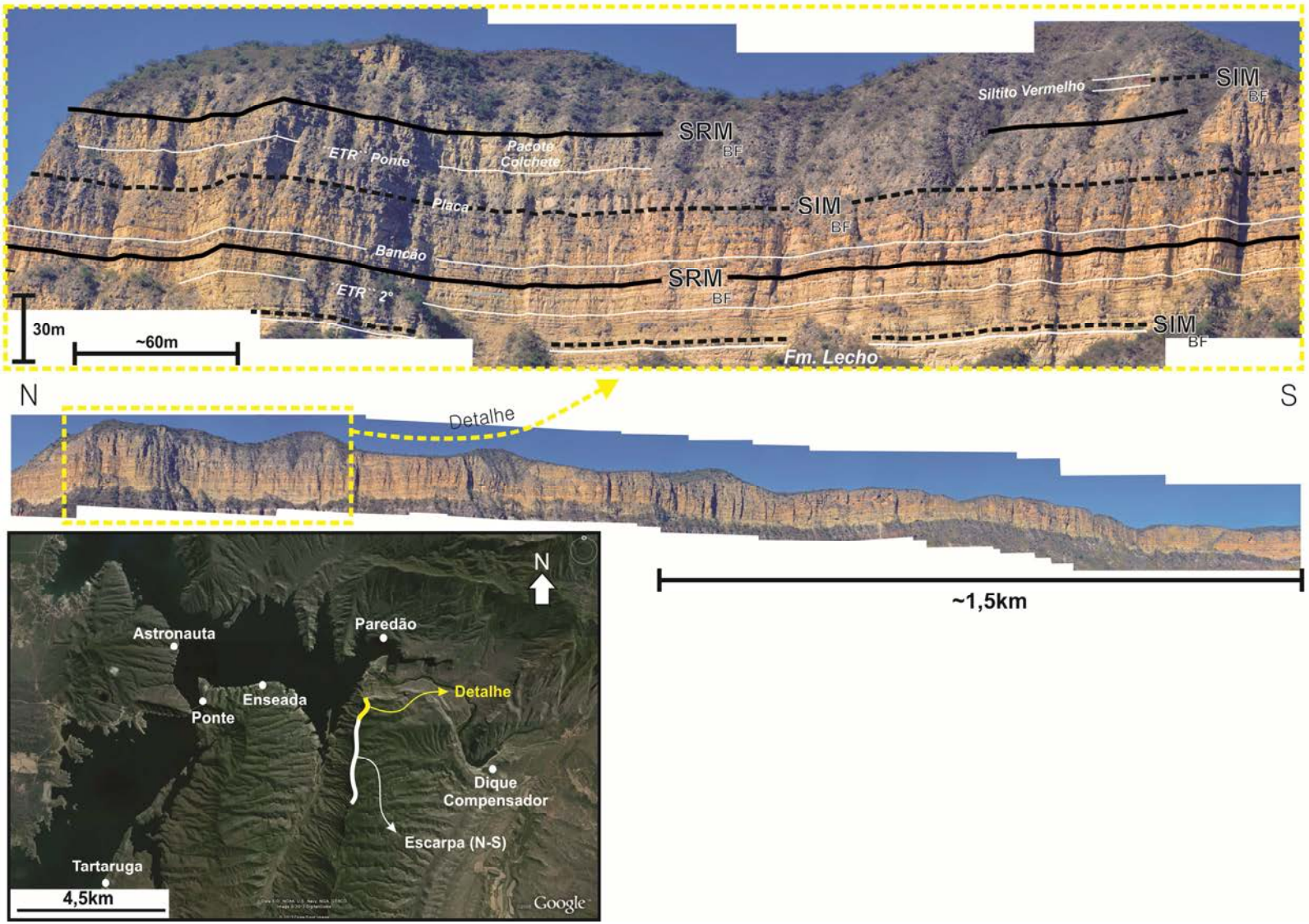


Figura 6.18 – Fotomosaico da escarpa: posição das principais camadas-guia e superfícies estratigráficas de baixa frequência.

6.6 – Flutuações climáticas e ciclos orbitais

Os efeitos dos movimentos orbitais do planeta Terra e de seu satélite Lua são observáveis na escala humana de tempo. O dia e a noite, o movimento das marés e as estações do ano são mudanças ambientais que ocorrem no planeta e são controladas basicamente pelo movimento da Terra dentro do Sistema Solar. Tais mudanças ambientais podem ser registradas nos sedimentos, em que, geralmente, dão origem a sucessões de fácies de difícil rastreabilidade, para as quais os critérios básicos de estratigrafia de sequências não podem ser estabelecidos ou controlados. Trata-se se um controle alocíclico muito próximo aos processos de sedimentação e estranho à organização em termos de estratigrafia de sequências. Em escalas de tempo maiores, os ciclos astronômicos geram regimes de sedimentação mais duradouros e são, portanto, parte integrante do estudo da gênese de sequências em geral e, em especialmente, daquelas denominadas de alta frequência.

Nos últimos dois séculos astrônomos estudaram detalhadamente o movimento do sistema planetário Solar e chegaram à conclusão de que a órbita da Terra e a posição de seu eixo de rotação sofrem variações cíclicas, em períodos que variam de milhares a milhões de anos. Estes ciclos tornaram-se conhecidos como Ciclos de Milankovitch (MILANKOVITCH, 1941).

O astrônomo John Herschel (1830) foi provavelmente o primeiro astrônomo a sugerir que mudanças na órbita da Terra deveriam ser observadas no registro geológico. A ideia de controle orbital no registro geológico foi defendida com mais veemência por Croll (1875) que propôs a hipótese de que as “idades do gelo” seriam causadas pelas variações entre a distância entre a Terra e o Sol. Croll foi o primeiro a tentar ajustar observações estratigráficas a um sistema de ciclos astronômicos.

A primeira conexão entre ciclos sedimentares e orbitais foi feita por Gilbert (1895), que observou alternâncias regulares de folhelhos e carbonatos nas Montanhas Rochosas do Colorado. Gilbert argumentou que não existia nenhum fenômeno “puramente terrestre” capaz de causar mudanças tão regulares no registro geológico e, portanto, ciclos astronômicos deveriam ser os responsáveis por mudanças climáticas periódicas determinando a alternância folhelho-carbonato.

Porém foi o matemático e astrônomo sérvio Milutin Milankovitch, em seu monumental trabalho de 1941, que quantificou pela primeira vez as variações periódicas da órbita da Terra ao redor do Sol. Milankovitch descreveu três principais movimentos que alteram periodicamente a recepção e distribuição da energia da radiação solar na superfície da Terra: a excentricidade, a obliquidade e a precessão (Figura 6.19).

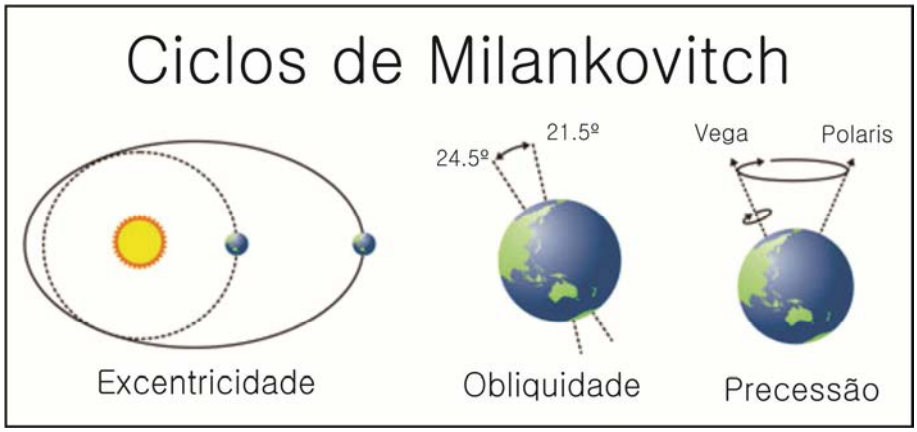


Figura 6.19 – Os três principais ciclos orbitais definidos por Milankovitch. Fonte: http://www.skepticalscience.com.

A **Excentricidade** é a razão entre a distância focal e o eixo maior da elipse de translação da Terra ao redor do Sol. Sua variação resulta da oscilação de órbitas quase circulares até orbitas mais elípticas. Seus principais períodos reconhecidos são de 400 ka e entre 95 ka e 139 ka (BERGER, 1978; SCHWARZACHER, 1993). Devido à Excentricidade, a energia da radiação solar incidente na Terra varia em aproximadamente 7% entre o afélio (ponto onde a Terra está mais distante do Sol) e o periélio (ponto onde a Terra está mais perto do Sol).

A **Obliquidade** é a variação de até 3 graus no ângulo de inclinação do eixo da Terra, que pode variar de 21.5 a 24.5 graus (atualmente é de 23.5 graus). Seu principal período é de aproximadamente 41 ka com períodos secundários de aproximadamente 39 ka e 54 ka (BERGER, 1978; SCHWARZACHER, 1993). A inclinação do eixo da Terra é responsável pelas estações do ano e sua influência maior se dá em altas latitudes.

Períodos bem **mais longos** relacionados a modulações na amplitude da **excentricidade** (~2.4 Ma) e **obliquidade** (~1.2 Ma) também podem ocorrer (HILGEN et al., 2003; VARADI et al., 2003; LASKAR et al., 2003). Registros de baixa frequência dos ciclos de excentricidade e obliquidade são observados em sedimentos marinhos do Cenozóico e são relacionados a grandes eventos climáticos (BEAUFORT, 1994; LOURENS e HILGEN, 1997; SHACKLETON et al., 1999; WADE e PÄLIKE, 2004; ABELS et al., 2005; PÄLIKE et al., 2006; HOLBOURN et al., 2007). Semelhantes influências são relatadas em ambientes continentais, em que longos períodos de excentricidade são observados na ciclicidade faciológica em bacias sedimentares com depósitos triássicos (OLSEN, 1986; OLSEN e KENT, 1999). Os impactos de ciclos astronômicos com períodos muito longos também foram reconhecidos nos registros sedimentares lacustres do Néogeno na Espanha (VAN DAM et al., 2006), onde ciclos de excentricidade e obliquidade de baixa frequência foram responsáveis por variações climáticas que impactaram a ocorrência de mamíferos de menor porte e controlaram a expansão e retração do corpo d'água.

A Precessão Axial é o movimento do tipo peão do eixo da Terra, relativo às estrelas Vega e Polaris. Este movimento é em consequência da atração lunar e solar sobre a região equatorial e possui um período de aproximadamente 26 ka. A Precessão Axial combinada com a translação elíptica da Terra ao redor do Sol produz a Precessão dos Equinócios, que nada mais é do que a variação dos equinócios em relação ao periélio e ao afélio (Figura 6.20). Este movimento combinado é responsável por alterações periódicas na energia solar em relação aos hemisférios. Um hemisfério que tem seu verão no periélio e inverno no afélio, como se configura atualmente, apresenta altas amplitudes anuais de energia incidente oriunda da radiação solar. A **Precessão dos Equinócios** possui períodos principais de aproximadamente 19 ka e 23 ka (BERGER, 1978; SCHWARZACHER, 1993). O efeito relativo da Precessão dos Equinócios é menos intenso quando a excentricidade da órbita terrestre é menor (órbita mais circular).

Devido a um aumento gradual na distância entre a Terra e a Lua ao longo do tempo, o ciclos de precessão e obliquidade foram significantemente mais curtos no passado (Figura 6.21). Os ciclos de excentricidade, todavia, mantiveram-se relativamente estáveis (STRASSER et al., 2006).

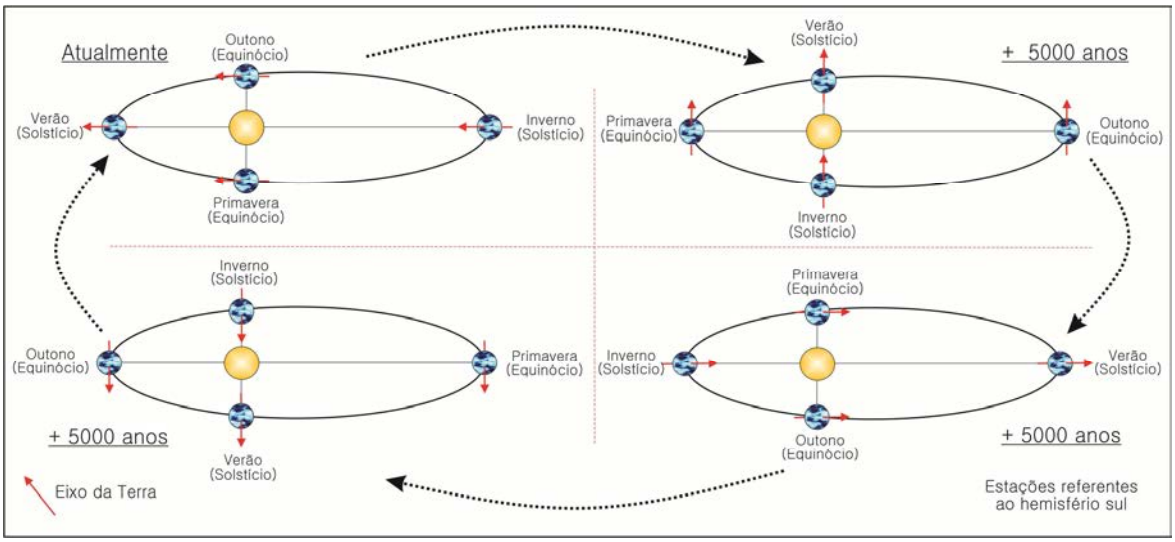


Figura 6.20 – Representação gráfica da Precessão dos Equinócios. A partir de http://astro.if.ufrgs.br.

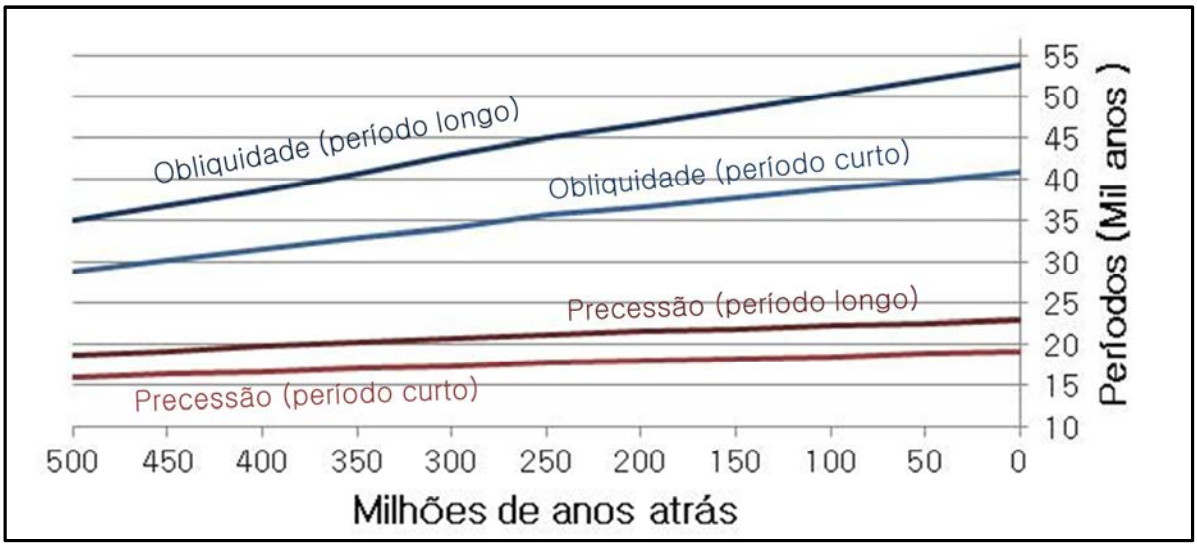


Figura 6.21 – Mudanças na periodicidade da obliquidade e precessão ao longo do tempo geológico (BERGER et al., 1989).

As variações na excentricidade, obliquidade e precessão resultam em **alterações na quantidade de radiação solar (insolação)** recebida nas camadas atmosféricas mais altas da Terra (Figura 6.22). Estas alterações se traduzem, inevitavelmente, em variações climáticas, pois influenciam a posição das células de circulação geral da atmosfera, provocando um deslocamento latitudinal de grandes cinturões climáticos. Por sua vez, alterações climáticas modificam muitos parâmetros que, diretamente ou indiretamente, controlam a produção, transporte e acumulação de sedimentos (STRASSER et al., 2006).

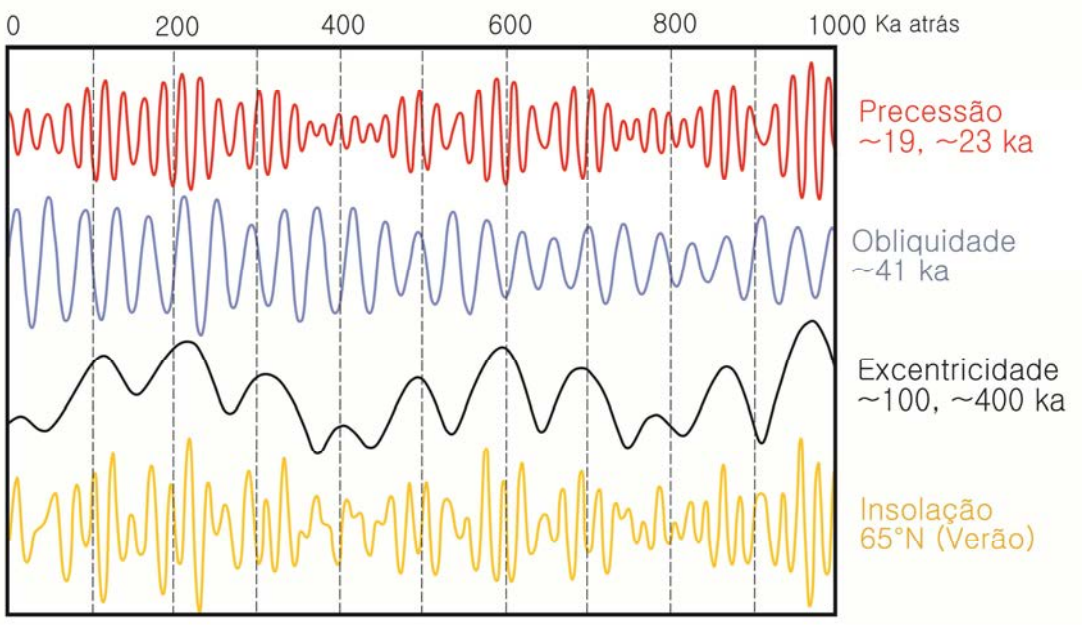


Figura 6.22 - Periodicidade para a precessão, obliquidade e excentricidade e sua influência na insolação (último 1 milhão de anos). Adaptado de Schwarzacher (1993) e Berger (1978).

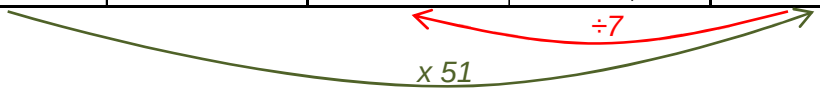
Algumas hipóteses podem ser levantadas a respeito dos fatores controladores e intervalos de tempo associados à formação das sequências identificadas no intervalo maastrichiano da Formação Yacoraite, em que uma sequência de baixa frequência completa é composta por sete (7) sequências de média frequência e cinquenta e uma (51) sequências elementares.

A **primeira hipótese** assume que o fator controlador na formação das sequências elementares estaria ligado a flutuações climáticas associadas aos ciclos

de precessão. Desta forma, o intervalo de tempo médio referente à formação das sequências de média frequência estaria relacionado aos ciclos de excentricidade curta e a duração média estimada para a formação de uma sequência completa de baixa frequência se enquadraria no intervalo de tempo das flutuações orbitais de obliquidade com períodos muito longos (Tabela 6.1).

Tabela 6.1 – Fatores controladores na formação das sequências individualizadas. Nesta hipótese assumem-se flutuações climáticas associadas aos ciclos de precessão como fator controlador na formação das sequências elementares.

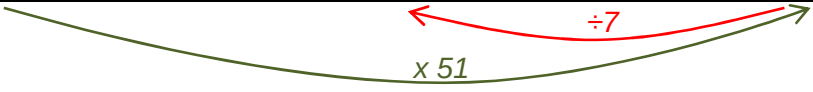
Sequência Elementar		Sequência de Média frequência		Sequência de Baixa frequência	
Duração (ka)	Fator controlador (Hipótese assumida)	Duração Média Estimada (ka)	Fator Controlador	Duração Média Estimada (ka)	Fator Controlador
~19 ~23	Clima (Precessão)	*~138 ~168*	Clima (Excentricidade curta)	*~969 ~1173*	Clima (Obliquidade muito longa)



A **segunda hipótese** parte da premissa que os ciclos de obliquidade - e suas flutuações climáticas associadas - seriam os responsáveis pela formação das sequências elementares. Por esta hipótese, as sequências de média frequência se enquadrariam no intervalo de tempo relativo aos ciclos de excentricidade longa e a duração estimada para a formação de uma sequência de baixa frequência completa estaria relacionada ao intervalo de tempo associado aos ciclos muito longos de excentricidade (Tabela 6.2).

Tabela 6.2 – Fatores controladores na formação das sequências individualizadas. Nesta hipótese assumem-se flutuações climáticas associadas aos ciclos de obliquidade como fator controlador na formação das sequências elementares.

Sequência Elementar		Sequência de Média frequência		Sequência de Baixa frequência	
Duração (ka)	Fator controlador (Hipótese assumida)	Duração Média Estimada (ka)	Fator Controlador	Duração Média Estimada (ka)	Fator Controlador
~41 ~54	Clima (Obliquidade)	*~298 ~393*	Clima (Excentricidade longa)	*~2091 ~2754*	Clima (Excentricidade muito longa)



De modo a avaliar o impacto da ocorrência de *missed beats* na interpretação dos fatores controladores na formação de sequências identificadas, a **terceira hipótese** leva em consideração um valor arbitrário na ordem de 15% de sequências elementares não registradas. Desta forma, admite-se que o número total de sequência elementares contidas em uma sequência de baixa frequência seria de aproximadamente cinquenta e oito (58), isto é, sete sequências elementares foram perdidas.

Neste cenário, assumem-se ciclos de precessão (a) ou obliquidade (b) - e suas variações climáticas associadas - como responsáveis pela formação das sequências elementares, em que, em ambos os casos, as sequências de média frequência se enquadrariam nos intervalos de tempo dos ciclos de excentricidade. Ciclos mais longos de obliquidade e excentricidade estariam relacionados às sequências de baixa frequência quando os controles na formação das sequências elementares são, respectivamente, ciclos astronômicos de precessão (a) e obliquidade (b).

Tabela 6.3 – Fatores controladores na formação das sequências individualizadas. Nesta hipótese assume-se que 15% de sequências elementares não ocorrem no registro geológico. Flutuações climáticas associadas aos ciclos de precessão ou obliquidade são consideradas como fatores controladores na formação das sequências elementares.

Sequência Elementar		Sequência de Média frequência		Sequência de Baixa frequência	
Duração (ka)	Fator controlador (Hipótese assumida)	Duração Média Estimada (ka)	Fator Controlador	Duração Média Estimada (ka)	Fator Controlador
(a) ~19 ~23	Clima (Precessão)	~157 ~190	Clima (Excentricidade curta)	~1102 ~1334	Clima (Obliquidade muito longa)
(b) ~41 ~54	Clima (Obliquidade)	~340 ~447	Clima (Excentricidade longa)	~2378 ~3132	Clima (Excentricidade muito longa)

÷7

x 58

Cabe ressaltar que devido ao intervalo de tempo mais longo associado às formações das sequências de média e baixa frequência, alguma superposição de sinais tectônicos - como, por exemplo, pequenas variações nas taxas de subsidência - podem acontecer e afetar o registro geológico da periodicidade climática imposta pelos ciclos orbitais de maior duração. Desta forma, algumas discrepâncias nos

intervalos de tempo associados à deposição das sequências de média e baixa frequência em relação aos ciclos orbitais são esperadas.

Para o intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite foram individualizadas o total de setenta e nove (79) sequências elementares completas. Assumindo a hipótese na qual a formação destas sequências foi controlada por variações climáticas associadas a ciclos orbitais de precessão, estima-se que a deposição da seção estudada tenha ocorrido em um intervalo de tempo entre, aproximadamente, **1.5 Ma** e **1.8 Ma**.

Na hipótese em que o controle climático na formação das sequências elementares tenha sido através de ciclos orbitais de obliquidade, o intervalo de tempo associado à deposição da seção de estudo teria sido de, aproximadamente, **3.2 Ma** a **4.2 Ma**. A associação entre a formação das sequências elementares e os ciclos orbitais de obliquidade vai ao encontro da estimativa do intervalo de tempo referente à deposição dos ciclos elementares individualizados no intervalo paleocênico da Formação Yacoraite que varia entre 40 ka e 52 ka (BENTO-FREIRE, 2012).

O intervalo de tempo para a deposição da seção estudada teria variado entre, aproximadamente, **1.7 Ma** e **2.0 Ma** ou **3.7 Ma** e **4.9 Ma** quando se assume, respectivamente, ciclos orbitais de precessão e obliquidade no controle das sequências elementares em que se consideram 15% de ausência das mesmas no registro geológico.

Não foi considerada a hipótese que assume o fator controlador na formação das sequências elementares como tendo sido através de flutuações climáticas associadas aos ciclos de excentricidade curta e longa. Nesta premissa o intervalo de tempo relativo à deposição da seção estudada seria de aproximadamente 7.9 Ma (excentricidade curta) ou aproximadamente 31 Ma (excentricidade longa); valores incompatíveis com a duração do intervalo maastrichtiano (~6 Ma).

7 – Conclusões

Os sedimentos que compõem as rochas do intervalo estratigráfico maastrichtiano da Formação Yacoraite foram depositados em um ambiente lacustre que evolui sob um contexto de bacia *sag* com influência marinha eventual. Esta bacia permitiu o desenvolvimento de sequências carbonáticas, mistas e siliciclásticas, individualizadas em diversas escalas e rastreáveis por dezenas de quilômetros. A análise estratigráfica sequencial demonstra que as variações do nível do lago desempenharam papel fundamental na formação das sequências identificadas e podem explicar a evolução deposicional do intervalo de estudo, em que:

- Foram definidas sequências elementares que apresentam padrões de empilhamento de fácies correspondentes ao menor ciclo reconhecível - regionalmente relevante - de variação do nível do lago associado ao clima. Períodos úmidos estão relacionados à maior entrada de água e sedimentos no lago, e à deposição de fácies finas com contribuição siliciclástica (trato de sistemas transgressivo); períodos áridos estão relacionados à deposição carbonática com gradual redução da lâmina d'água (trato de sistemas regressivo).

- A partir da análise dos padrões de empilhamento em *thinning-upward* e *thickening-upward* dos tratos de sistemas transgressivos das sequências elementares (fácies finas) foram definidas as sequências de média frequência. O aumento e a diminuição nas espessuras desses intervalos finos correspondem, respectivamente, a padrões retrogradacionais e progradacionais definindo os tratos de sistemas transgressivos e regressivos de média frequência (TST_{MF} e TSR_{MF}).

- Sequências e tratos de sistemas de baixa frequência foram definidos a partir da análise dos padrões de empilhamento em *thinning-upward* e *thickening-upward* dos tratos transgressivos de média frequência (TST_{MF}) e da interpretação das fácies e/ou associações de fácies identificadas. A expansão e a retração do corpo d'água lacustre - em baixa frequência - refletem-se, respectivamente, no espessamento e no adelgaçamento dos tratos transgressivos de média frequência e controlam a natureza da ocorrência dos tipos de sequências elementares e suas fácies associadas.

- A segura correlação estratigráfica apoiou-se na expressiva rastreabilidade das sequências identificadas nas diversas escalas, para o quê corroborou a marcante continuidade lateral da fácies vulcânicas piroclásticas (fácies TUF), que correspondem a eventos instantâneos na escala do tempo geológico e conferem a estes depósitos o caráter de excelentes marcos.

- A elaboração e a análise de *Fischer-plots* reforçam a organização do arcabouço estratigráfico proposto: para todos os perfis levantados, os mesmos padrões de aumento e diminuição na acomodação podem ser observados e correlacionados, respectivamente, com os tratos de sistemas transgressivos e regressivos de média e baixa frequência.

- A organização e regularidade do arcabouço estratigráfico proposto indica que o sistema oscilatório que governa as mudanças no ambiente de sedimentação é o mesmo em toda a área de estudo, abrangendo grandes distâncias. Tais evidências indicam um forte controle alogênico na formação das sequências e colocam os ciclos de Milankovitch - e suas flutuações climáticas associadas - como sendo único sistema oscilatório capaz de produzir tais variações com abrangência regional, de forma tão regular e organizada.

Assim, a região de Salta (Sub-bacia de Metán-Alemania) se mostrou altamente favorável para a análise do arcabouço estratigráfico em alta resolução de sucessões sedimentares lacustres, uma vez que possibilitou a compreensão - em diversas

escalas - da formação, do ordenamento e da distribuição de suas fácies em afloramentos (escala de poço) e, por continuidade física e/ou por correlação, ao longo de uma área comparável a um campo de petróleo.

Diante dos resultados obtidos e do arcabouço estratigráfico sequencial proposto, os próximos desafios com o propósito de aprimorar o entendimento do intervalo de estudo são:

- Estender a análise estratigráfica sequencial para as bordas da bacia, onde o aporte siliciclástico - associado à maior energia do ambiente - e a presença de hiatos deposicionais/erosões podem dificultar a definição das sequências elementares (mais alta frequência) e, por conseguinte, a individualização de sequências de média e baixa frequência.
- Aprofundamento na caracterização das fácies sedimentares - estromatólitos (ETR); *grainstones* a *packstones* com bioclastos (GST); fácies finas com contribuição terrígena (Fs e Fcs) e arenitos híbridos (ARNh) - com o objetivo de melhor compreender os fatores que controlam: a) suas deposições; b) suas variações laterais no nível de resolução das sequências elementares
- Geocronologia dos níveis vulcânicos observados (fácies TUF) de modo a obter um melhor controle do intervalo de tempo associado às formações das sequências identificadas nas diversas escalas.
- Realizar estudos de quimioestratigrafia e bioestratigrafia para confirmar os intervalos propostos de máxima inundação (SIM) e máxima regressão (SRM) para a média e baixa frequência.
- Integrar os resultados obtidos no intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite com os avanços em estratigrafia de alta resolução que vem sendo obtidos nas seções mais novas da mesma formação, nas quais a presença de sedimentos terrígenos e de *missed beats* pode dificultar o estabelecimento de sequências elementares e a definição das sequências de media e baixa frequência.

Portanto, conclui-se que a área pesquisada é altamente recomendável para o desenvolvimento de estudos que visam uma melhor compreensão do arcabouço genético - deposicional e estratigráfico - das sucessões lacustres segundo as técnicas e as metodologias de análise estratigráfica sequencial em alta resolução. Além disso, os resultados alcançados a partir do estudo do intervalo maastrichtiano da Formação Yacoraite na Sub-bacia de Metán-Alemania fazem da região uma importante fonte de dados para a aplicação direta aos estudos dos reservatórios produtores de hidrocarbonetos em sequências análogas.

8 – Referências Bibliográficas

ABELS, H.A., HILGEN, F.J., KRIJGSMAN, W., KRUK, R.W., RAFFI, I., TURCO, E., ZACHARIASSE, W.J. Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. Paleoceanography 20, 2005.

ACEÑOLAZA, F.G. Geología estratigráfica de la región de la sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca (provincia de Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, v.23, n.1, p.207-222, 1968.

ALONSO, R.N. Icnitas de dinosaurios (Ornithopoda, Hadrosauridae) en el Cretácico superior del Norte de Argentina. Acta Geológica Lilloana, v. 15, p. 55-63, 1980.

ARMITAGE, J.J.; ALLEN, P.A. Cratonic basins and the long-term subsidence history of continental interiors. Journal of the Geological Society. Londres, v.1, n.167, p.61-70, 2010.

BEAUFORT, L. Climatic importance of the modulation of the 100 kyr cycle inferred from 16 m.y. long Miocene records. Paleoceanography 9, 821–834, 1994.

BENEDETTO, J.L.; SÁNCHEZ, T. El hallazgo de peces Pycnodontiformes (Holostei) en la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) em la provincia de Salta. Ameghinianai, v.9, n.1, p.59-71, 1972.

BENTO FREIRE, E.; RAJA GABAGLIA, G. P.; TERRA, G. J. S.; RODRIGUES, E. B.; LYKAWKA, R. Searching for potential analogues for the Pre-Salt Santos Basin, Brazil: High Resolution Stratigraphic studies of microbialite-bearing sucessions from Salta Basin, Argentina. In: AAPG International Conference and Exhibition, 2011, Milão. Resumos…Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2011, p.35.

BENTO-FREIRE, E. Caracterização estratigráfica em alta resolução das sequências calcárias de origem microbiana do intervalo paleocênico da Formação Yacoraite (Sequência Balbuena IV) na região de Salta – Argentina. Rio de Janeiro: UFRJ,

2012

BERGER, A.L.. A simple algorithm to compute long term variations of daily or monthly insolation. Inst. Astron. Geophys. G.Lemaitre, Univ. Catholique de Louvain, Contrib. 18. , 1978.

BERGER, A.F., LOUTRE, M.F., DEHANT, V. Influence of the changing lunar orbit on the astronomical frequencies of Pre-Quaternary insolation patterns. Paleoceanography, 4: 555-564, 1989.

BIANUCCI,H.; HOMOVC, J.F. Tectonogénesis de un sector de la Cuenca del Subgrupo Pirgua, noroeste argentino. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5º., Buenos Aires. Anais... Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, 1982. v.1, p.539-546,1982.

BLACK, M. The algal sediments of Andros Islands, Bahamas. Londres: The Royal Society, 1933, p.165-192. (Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Série B).

BLAKEY, R. Colorado Plateau Geosystems, Inc. - Mollewide Plate Tectonic Maps. Flagstaff, Northern Arizona University, 2011. Disponível em: http://jac.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html. Acesso em: 15/02/2014.

BOHACS, K.M.; CARROLL, A. R.; NEAL, J. E.; MANKIEWICZ, P. J. Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: an Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E.; KELTS, K. (eds) Lake basins through space and time. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 2000. v.46. p. 3-37.

BONAPARTE, J.F.; BOSSI, G.E. Sobre la presencia de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta y su significado cronológico. Acta Geológica Lilloana, v. 9, p. 25-44, 1967.

BONAPARTE, J.F; POWELL, J.E. A continental assemblage of tetrapods from the Upper Cretaceous beds of El Brete, northwestern Argentina (Sauropoda-Coelusauria-Carnosauria-Aves). Mémoir de la Societé Géologique de France, v.139,

p.19-28, 1980.

BOSSI, G.E. Geología y estratigrafia del sector sur del Valle de Choromoro. Acta Geológica Lilloana, v. 10, p. 17-64, 1969.

BOSSI, G.E.; WAPLER, M. Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. Acta Geológica Lilloana, v. 10, p. 141-160, 1969.

BRACKEBUSCH, L. Mapa Geológico del Interior de la República Argentina. Gotha, escala 1:1.000.000. Publicado pela Academia Nacional de Ciências da Argentina, Córdoba, 1891.

BURKE, W. H., R. E. DENISON, E. A. HETHERINGTON, R. B. KOEPNICK, H. F. NELSON, AND J. B. OTTO Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time: Geology, v. 10, p. 516-519, 1982

CARMO, D.A.; TOMASSI, H.Z.; OLIVEIRA, S.B.S.G. de. Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Quiricó, Grupo Areado (Cretáceo Inferior), Bacia Sanfranciscana, Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia, v.7, n.2, p.139-149, ago.2004.

CAROZZI, A. V.; BOUROULLEC, J.; DELOFFRE, R.; RUMEAU, L. Microfacies du Jurassique d'Aquitaine. Bulletin Centre de Recherches Pau – SNPA, Paul France, volume spécial, n.1, 594p., 1972.

CATUNEANU, O. Principles of Sequence Stratigraphy. 1 ed. Amsterdam: Elsevier, 2006, v.1, 375p.

CAZAU, L.B.; GASCÓN, J.O.; CELLINI, N. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las províncias de Salta y Jujuy. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 6º, 1975, Bahia Blanca/Província de Buenos Aires . Anais... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1976. v.1, p.341-356.

COMÍNGUEZ, A.H., RAMOS, V.A. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta Rift System, Northwestern Argentina. In: TANKARD, A.J.; SUÁREZ, R.; WELSINK, H.J. (eds.) Petroleum basins of South America. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1995, Memoir 62, p.325-340.

CÓNSOLE GONELLA, C.A.; CIONE, A.L.; ACEÑOLAZA, F.G. Registro del teleósteo Gasteroclupea branisai em la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano) en el área de Tres Cruces, Jujuy, Argentina. Tafonomía y correlación estratigráfica. Serie Correlación Geológica, v.25, p.129-138, 2009.

CÓNSOLE GONELLA, C.A.; ACEÑOLAZA, F.G. Tafofacies e icnofacies de los niveles maastrichtianos-danianos correspondientes a la Formación Yacoraite, Cordillera Oriental de la provincia de Jujuy, Argentina. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v.62, n.2, p.221-231, 2010.

CRISTALLINI, E.; COMÍNGUEZ, A.H.; RAMOS, V.A. Deep structure of the Metán-Guachipas region: Tectonic inversion in Northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, v.5-6, n.10, p.403-421, 1998.

CROLL, J. Climate and Time in their Geological Relations. Appleton, New York, N.Y, 1875.

DEL PAPA, C.E.; SALFITY, J.A. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. Acta Geological Hispanica, Barcelona, v.34, n.2-3, p.105-122, 1999.

DEMICCO, R.V.; HARDIE, L.A. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. 1 ed. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1994, Atlas 1, 265p.

DISALVO, A.; RODRÍGUEZ SCHELOTTO, M.; GOMEZ OMIL, R.; HOFFMAN, C.; BENITEZ, J.; HURTADO, S. 2002 Los Reservorios de la Formacion Yacoraite. In: SHIUMA, M.; HINTERWIMMER, G.; VERGANI, G. Los Reservorios de la Formacion Yacoraite. In: SHIUMA, M.; HINTERWIMMER, G.; VERGANI, G. (eds) Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Mar Del Plata: V Congresso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 2002, p. 717-738.

DISALVO, A.. Cuenca Del Noroeste: Marco Geologico y Reseña Historica de la Actividad Petrolera. In: SHIUMA, M.; HINTERWIMMER, G.; VERGANI, G.(eds) Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Mar Del Plata: V Congresso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 2002, p. 663-677.

DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.) Classification of carbonate rocks. Tulsa: *American Association of Petroleum Geologists*, 1962, Memoir 1. p.108-122.

DUPRAZ, C., REID, R.P., BRAISSANT, O., DECHO, A.W., NORMAN, R.S., AND VISSCHER, P.T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. Earth-Science Reviews, Amsterdan, v.96, n.3, p.141-162, 2009.

ELDERFIELD, H. Strontium isotope stratigraphy: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 57, p. 71-90, 1986.

EMBRY, A.F.; KLOVAN, J.E. A Late Devonian reeftract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v.19. p. 730-781, 1971.

EMBRY, A.F.; JOHANNESSEN, E.P. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic sucessions, western Sverdrup Basin, Artic Canada. In: VORREN, T.O. (eds.) Artic Geology and Petroleum Potencial. Norwegian Petroleum Society (NPF), 1992, Special Publication, n.2

EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A, Cycles and events in stratigraphy, basic concepts and terms. In: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (Editors), Cycles and Events in Stratigraphy: Springer, Berlin, pp. 1-19, 1991.

FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; ALONSO, R.N.; TOSELLI, A.J.; ACENOLAZA, F.G.; PARADA, M.A.; ROSSI DE TOSELLI, J. $\delta^{13}C$ minimum in the Late Cretaceous-Paleocene Yacoraite carbonate sequence, NW Argentina. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. Short Papers of the IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador: CBPM; IRD,2003. p. 345-348.

FISCHER, A.G.,. The Lofer cyclothems in the Alpine Triassic Kansas Geol. Surv. Bull, 1964. 169, 107 149.

FLÜGEL, E. Microfacies of carbonate rocks – analysis, interpretation and application. 1.ed. Berlim: Springer, 2004. v.1, 976p.

FOLK, R.L. Spectral subdivision of limestones types. In: HAM, W.E. (ed.) Memoir 1: Classification of carbonate rocks. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962, p.62-85.

FOLK, R. L. Petrology of sedimentary rocks . Austin, TX: Hemphill, 107p, 1968.

GALLISKI, M.A.; VIRAMONTE, J.G. The Cretaceous paleorift in North-western Argentina: A petrologic approch. Journal of South American Earth Sciences, Grã-Bretanha, v.1, p.329-342, 1988.

GASPARINI, Z. New Tertiary Sebecosuchia (Crocodylia: Mesosuchia) from Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology, Oxfordshire/Reino Unido, v.4, p.85-95, 1984.

GILBERT, G.K. Sedimentary measurement of Cretaceous time. J. Geol., 3: 121-127, 1895.

GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., HARDIE, L.A. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. Bull. Geol. Soc. Am. 102, 535–562. , 1990.

GOLDHAMMER, R.K., LEHMANN, P.J., DUNN, P.A. The origin of high-frequency platform carbonate cycles and thirdorder sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, west Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. J. Sediment. Petrol. 63, 318–359, 1993.

GOMES, J. P. B. Simulação de processos deposicionais: caracterização de dois ciclos de alta frequência da sequência Balbuena IV, Bacia do Noroeste Argentino, Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2013.

GÓMEZ OMIL, R.J; BOLL, A., HERNÁNDEZ, R.M. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). In: CHEBLI, G.A.; SPALLETTI, L.A. (eds) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidade Nacional de Tucumán: Serie de Correlación Geológica, 1989, v.6, p.43-64.

GÓMEZ OMIL, R.J e BOLL, A. Sistema petrolero de la cuenca cretacica del noroeste

argentino. In: CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS, 4º. Anais... Mar del Plata: Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 1999, v.1, p.101-112.

GÓMEZ OMIL, R.J.; BOLL, A. Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. In: CHEBLI, G.A et al. (eds.) Frontera Exploratoria da la Argentina: CONGRESSO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS – AMPLIANDO LAS FRONTERAS. 6º. Mar del Plata: IAPG, 2005. p.63-73.

HARDING, T.P. Graben hidrocarbon occurrences and structural styles. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, v.68, n.3, p.333-364, 1984.

HERSCHEL, J.F.W.. On the geological causes which may influence geological phaenomena. Geol. 'Itans., 3: 293-299, 1830

HERNÁNDEZ, R.M.; REYNOLDS, J.; DISALVO, A. Análisis tectonosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán em El Río Iruya. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Serie, Buenos Aires, v.12, n.45, p.80-93, 1996.

HERNÁNDEZ, R. M. Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, com enfasis em las subcuencas de Metan-Alemania, noroeste Argentino. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 14., 1999, Salta. Relatorio: Geologia del Noroeste Argentino. Salta: Universidade Nacional de Salta, 1999. p. 264-284.

HERNÁNDEZ, R.M.; OMIL, G..R.; BOLL, A. Estratigrafía, Tectónica y Potencial petrolero del rift cretácico em la Provincia de Jujuy. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 17º., 2008, San Salvador de Jujuy. Relatorio: Geologia del Noroeste Argentino. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 2008.

HERNÁNDEZ, R.M.; ECHAVARRIA, L. Faja plegada y corrida subandina Del noroeste argentino: estratigrafia, geometria y cronologia de la deormación. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, v.65,n.1, p. 68-80, out. 2009.

HILGEN, F. J.; ABDUL AZIZ. H.; KRIJGSMAN, W.; RAFFI, I.; TURCO, E. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy). – Palaeogeogr. Palaeoclimatol.

Palaeoecol. 199:229–264, Amsterdam, 2003.

HOLBOURN, A., KUHNT, W., SCHULZ, M., FLORES, J.A., ANDERSEN, N. Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene “Monterey” carbon-isotope excursion. Earth Planet. Sci. Lett. 261, 534–550, 2007.

HUSINEC, A., BASCH, D., ROSE, B. FISCHERPLOTS: An Excel Spreadsheet for Computing Fischer Plots of Accommodation Change in Cyclic Carbonate Successions in both the Time and Depth Domains. Computers & Geosciences, 34(3): 269–277, 2008.

JAHNERT, R.J.; COLLINS, L.B. Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. Marine Geology, Amsterdan, v.286, n.1-4, p.106-111, 2011.

LASKAR, J., ROBUTEL, P., JOUTEL, F., GASTINEAU, M., CORREIA, A.C.M., LEVRARD, B. A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astron. Astrophys. 428, 261–285, 2003.

LOGAN, B. W.; REZACK, R.; GINSBURG, R. N. Classification and environmental significance of algal stromatolites. Journal of Geology, Chicago, v.72, p. 68-83, 1964.

LOURENS, L.J., HILGEN, F.J. Long-periodic variations in the earth's obliquity and their relation to third-order eustatic cycles and late Neogene glaciations. Quat. Int. 40, 43–52, 1997.

LYKAWKA, R., RAJA GABAGLIA, G.P. BENTO FREIRE, E.; TERRA, G. J. S.; RODRIGUES, E. B.; HERNANDES, R. Proposta de um modelo estratigráfico hierarquizado para a porção superior do Subgrupo Balbuena (Paleoceno) na Sub-Bacia Métan-Alemánia (Salta – Argentina): um possível análogo para os depósitos estromatolíticos da seção Pré-Sal das bacias offshore do sudeste do Brasil In: XIII Reunión Argentina de Sedimentología - Salta, Argentina, 16-19 Maio, 2012

MÄDEL, F. Estratigrafía del tramo inferior del pozo descubridor Palmar Largo x-1. YPF Boletín de Informaciones Petroleras, 3ª época, n.1-2, p.109, 1984.

MARQUILLAS, R.A.; PAPA, C. del; SABINO, I. HEREDIA, J. Prospección del limite K/T en la Cuenca del Noroeste, Argentina. Revista de la Asociación Geológica

Argentina, Buenos Aires, v.58,n.2, p. 271-274, 2003.

MARQUILLAS, R.A.; PAPA, C. del; SABINO, I.F. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. International Journal of Earth Sciences, Neu-Isenburg, v.54, n.1, p.94-113, out. 2005.

MARQUILLAS, R. A.; SABINO, I.; SIAL, A. N.; PAPA, C. D.; FERREIRA, V.; MATTHEWS, S. Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian-Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Rio de Janeiro, v.23, n.4, p. 304-320, 2007.

MARTIN-CHIVELET, J., OSLEGER, D.A., MONTAFIEZ, LP.,. Modified Fischer plots as graphical tools for evaluating thickness patterns in stratigraphic successions. J. Geosci. Educ. 48, 179 183, 2000

MÉNDEZ, I.; VIVIERS, M. C. Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la Formació n Yacoraite (provincias de Salta y Jujuy). In: CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, 5º. Anais... Villa Carlos Paz, Córdoba: Asociación Geológica Argentina. 1973. v.3, p.467-470.

MILANKOVITCH. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Académie royale serbe, Edição Especial, Belgrade, , v.132, 1941.

MONTAFIEZ, I.P., OSLEGER, D.A. Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events, and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, Southern Great Basin. In: Loucks, R., Sarg, R. (Eds.), Carbonate Sequence Stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Memoir 57, Tulsa, OK, pp. 305 326, 1993.

MORENO, J.A. Estratigrafia y paleogeografia del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, v.24,n.1, p. 269-283, 1970.

MORONI, A.M. Correlación palinológica en las Formaciones Olmedo y

Yacoraite.Cuenca del Noroeste Argentino. In: CONGRESO GEOLÓGICO DE CHILE, 3º. Anais... 1982. v.1, p.340-349.

MUSACCHIO, E. A. Charophytas de la Formación Yacoraite en Tres Cruces y Yavi Chico, Jujuy, Argentina. Revista de la Asociación Paleontologica Argentina, v.9, p.223-237,1972.

NOFFKE, N.; GERDES, G.; KLENKE, T. Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic cartonatic). Earth-Science Reviews, v. 62, p. 163-176, 2003.

OLSEN, P.E. A 40-million-year lake record of early Mesozoic orbital climate forcing. Science 234, 842–848, 1986.

OLSEN, P.E., KENT, D.V. Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the early Mesozoic time-scale and the long-term behaviour of the planets. Philos. Trans. Math. Phys. Eng. Sci. 357, 1761–1786, 1999.

PÄLIKE, H., FRAZIER, J., ZACHOS, J.C. Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise. Quat. Sci. Rev. 25, 3138–3149, 2006.

PASCUAL, R.; VUCETICH, M.G.; FENÁNDEZ, J. Los primeros mamíferos (Notoungulata Henricosboniidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicâncias filogenéticas, taxonômicas y cronológicas. Ameghiniana, v.15, p.366-390, 1978.

PETTIJOHN, F.J. Sedimentary Rocks. 2.ed. New York: Harper Brothers, 1957. v.1, 718p.

POWELL, J.E. Sobre la presencia de dinosaurios y outras evidencias de vertebrados del Cretácico superior de la región de La Candelária, Provincia de Salta, Argentina. Ameghiniana, v.16, p.191-204, 1979.

PROSSER, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D.; DOBB, A. (eds) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy.

Londres: Geological Society, Special Publications, 1993, v.71. p.35-66.

QUATTROCCHIO, M. Estudio palinológico preliminar de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) localidad Pampa Grande, Provincia de Salta. In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA, 2º e CONGRESO LATINAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, 1º., 1978, Buenos Aires/Argentina. Anais... Buenos Aires: Asociación Paleontologica Argentina. 1978. v.2, p.131-149.

QUATTROCCHIO, M.; RUIZ, L.; VOLKHEIMER, W. Palynological zonation of the Paleogene of the Colorado and Salta Group basin, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 2000, n.32, p.61-78.

QUATTROCCHIO, M.; VOLKHEIMER, W. Danian microfloral provinces in Argentina. Revista Española de Paleontología, 2000a, n.15, p.3-11.

QUATTROCCHIO, M; DEL PAPA, C.E. Paleoambiente de la Secuencia Maíz Gordo (Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano?),arroyo Las Tortugas, Cuenca del Grupo Salta (NO Argentina).Palinología y Sedimentología. Revista Española de Paleontología, 2000, n.15, p.57-70.

QUATTROCCHIO, M. Palynology and Palaeocommunities of the Paleogene of Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia, 2006, n.9, p.101-108.

RAJA GABAGLIA, G.P. BENTO FREIRE, E.; TERRA, G. J. S.; RODRIGUES, E. B.; LYKAWKA, R. Cyclostratigraphy and climatic control on microbiol influenced sedimentation (Balbuena Supersequence, Yacoraite Formation, Paleocene, Salta – Argentina. In: IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, 28º, Zaragosa. Resumos… Krijgslaan: International Association of Sedimentologists, 2011, p. 51.

RAMOS, V.A. The tectonics of the Central Andes: 30º to 33º latitude. In: CLARK, S.; BURCHFIEL, D. (eds.) Processes In Continental Litospheric Deformation. Boulder: The Geological Society of America, 1988, Special Paper v.218, p.31-54.

RAMOS, V.A Time constraints for the uplift of the Sierras de Toro Negro, Umango and Espinal, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Resumos... Denver: The Geological Society of America Abstracts with programs, 1988. v.20, n.7, A61.

RAMOS, V.A. Rasgos estructurales del território argentino. In: CAMINOS, R. (ed.) Geologia de la República Argentina. Buenos Aires: Instituto de Geologia y Recursos Minerales, 1999. v. 29, n. 19. (Anales 29).

READ, L.F., GOLDHAMMER, R.K. Use of Fischer plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. Geology 16, 895 899, 1988.

REYES, F.C.; SALFITY, J.A. Consideraciones sobre la estratigrafia del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. In: CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, 5º. Anais... Villa Carlos Paz, Córdoba: Asociación Geológica Argentina. 1973. v.3, p.335-385.

REYES; F. C., SALFITY, J. A., VIRAMONTE, J. G. & GUTIERREZ, W. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. x Sexto Congr. Geol. Argentino, Actas I: 205–223, Bahia Blanca, 1976.

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. Sedimentology, v.47, supplement 1, p.179-214, 2000.

SABINO, I.F. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. 2002. 260f. Tese (Doutorado em Geologia) –, Faculdade de Ciências Naturais, Universidade Nacional de Salta, Salta.

SABINO, I.F. Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. Revista de la Asociación Geologica Argentina, v.2, n.59, p.330-340, 2004.

SADLER, P.M., OSLEGER, D.A., MONTAIIEZ, I.P On the labelling, length, and objective of Fischer plots. Sediment. Petrol. 63, 360 368,1993.

SALFITY, J.A. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogênico) del norte de Argentina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 7º, 1979, Neuquén. Anais... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1979. v.1, p.505-515.

SALFITY, J.A.; MARQUILLAS, R.A. El basamento pré-cretácico de la Argentina septentrional y regiones adyacentes. Comunicaciones, v.40, p.17-28, 1989.

SALFITY, J.A.; MARQUILLAS, R.A. Tectonics and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. In: SALFITY, J.A. (ed.) Cretaceous Tectonics of the Andes. Friedr. Vieweg & Sohn: Earth Evolution Sciences, 1994, p. 266-315.

SALFITY, J.A.; MARQUILLAS, R.A. La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. In: CAMINOS, R. (ed.) Geologia de la República Argentina, Buenos Aires: Dirección Nacional del Servicio Geológico, 1999. v.29, cap.19, p.613-629.

SHACKLETON, N.J., CROWHURST, S.J., WEEDON, G.P., LASKAR, J. Astronomical calibration of Oligocene–Miocene time. Philos. Trans. R. Soc. Lond. A 357, 1907–1929, 1999.

SCHMID, R., Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geology 9, 41–43, 1981.

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE D. S., A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir 77, 474 p, 2003.

SCHWARZACHER, W., Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory. Dev. Sedimentol. 52, Elsevier, 1993,Amsterdam, 225 pp.

SELLEY, R. C. Ancient sedimentary environments 04.ed. Londres: Chapman & Hall,. 300p, 1996

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; TOSELLI, A. J.; PARADA, M. A.; ACENOLAZA, F.G.; PIMENTEL, M. M.; ALONSO, R. N. Carbon and Oxygen Isotope Compositions of Some Upper Cretaceous-Paleocene Sequences in Argentina and Chile. Internacional Geology Review, v.43, p. 892-909, 2001.

STEINMANN G.; Die Entstehung der Kupfererzlagersta¨tte von Corocoro und verwandter Vorkommisse in Bolivia. Festschrift zum 70. Geb H Rosenbusch gewidm v sein Schlern, pp 335– 368, 1906.

STRASSER, A.; PITTET, B.; HILLGARTNER, H.; PASQUIER, J. Depositional

sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. Sedimentary Geology, Amsterdan, v.128, p.208-221, 1999.

STRASSER A., HILGEN F.J., HECKEL P.H., Cyclostratigraphy - concepts, definitions, and applications, Newsletters Stratigraphy, 42, 75–114, 2006

SUREDA, R.J.; GALLISKI, M.A.; GORUSTOVICH, S.A. Los mineralies de uranio e cobre em la manifestación nuclear Cajoncillo, provincia de Salta. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 9º., 1984, San Carlos de Bariloche. Anais...: Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1984. v.7, p.407-417.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; JUNIOR, P. A. M.; D'AVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicáveis às bacias sedimentares brasileiras. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.18, n.1, p.9-29, 2010.

TERRA G.J.S.; RODRIGUES E.B.; FREIRE E.B.; LYKAWKA R.; RAJA GABAGLIA G.P.; HERNÁNDEZ R.M.; HERNÁNDEZ J.I. Salta Basin, Argentina: A Good Analog for Phanerozoic Lacustrine Microbialite-Bearing Reservoirs. AAPG Hedberg Conference "Microbial Carbonate Reservoir Characterization" Houston, TX , 2012

TURNER, J.C.M. Estratigrafia del cordón de Escaya y de la sierra Rinconada (Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, v.13, n.1, p.15-39, 1959.

TURNER, J.C.M.; MÉNDEZ, V.; LURGO, C.S. Geológia de la región noroeste, províncias de Salta y Jujuy, República Argentina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 7º, 1979, Neuquén. Anais... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1979. v.1, p.367-387.

VALENCIO, D. A., GIUDICE, A., MENDÍA, J. E. Y OLIVER G. J., Paleomagnetismo y

edades K/Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, República Argentina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 6º., 1975, Bahia Blanca/Província de Buenos Aires . Actas... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1976. v.1, p.527-542.

VAN DAM, J.A., ABDUL AZIZ, H., DE LOS ANGELES ALVAREZ SIERRA, M., HILGEN, F.J., VAN DEN HOEK OSTENDE, L.W., LOURENS, L.J., MEIN, P., VAN DER MEULEN, A.J., PELAEZ-CAMPOMANES, P. Long-period astronomical forcing of mammal turnover. Nature 443, 687–691, 2006.

VARADI, F., RUNNEGAR, B., GHIL, M. Successive refinements in long-term integrations of planetary orbits. Astrophys. J. 592, 620–630 , 2003.

VILELA, C.R. Acerca de la presencia de sedimentos lacustres en el Valle Calchaquí. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, v.7, n.4, p.219-227, 1953.

WALKER, R.G. General Introduction: Facies, Facies Sequences and Facies Models. In Walker, R.G. (ed.) Facies Models. Geological Association of Canada, Geocience Canada, Reprint Series 1, 1-10.,1984.

WADE, B.S., PÄLIKE, H. Oligocene climate dynamics. Paleoceanography 19, 2004.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. The Journal of Geology, Chicago, v.30, n.5, p.377-392, 1922.

ZUFFA, G. G. Hybrid arenites: their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology, [S. I.], v. 50, n. 1, p. 21-29, 1980.

Oeste — 45,5km — Leste

Chuñapampa — 25,7km — Ponte — 1,8 km — Enseada — 8 km — Dique Compensador — 10 km — Piedra Blanca

Escala (m) | Camadas-guia | Granulometria (G M F A/S) | Seq. Elementar | RG Total | RG Potássio | RG Urânio | RG Tório

Sítio Vermelho
Cerebrópolis
Pacote Colchete
Pai
Filho
Ponte
Placa
Pacote G8
Bancalo
ETR 3ª
ETR 2ª
ETR 1ª

SIM MF — SIM BF
SRM MF — SRM BF
Tufo 6
Tufo 5
SIM MF (DATUM)
Tufo 4
Tufo 3
Tufo 2
Tufo 1

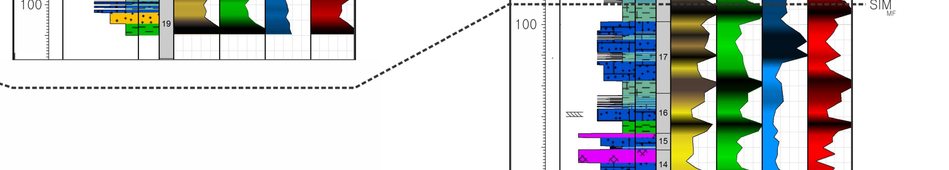
Anexo 1 – Seção estratigráfica W-E: expressiva correlação estratigráfica das sequências identificadas. Destaque para os níveis de tufos vulcânicos observados e inferidos (linhas em vermelho contínuo e tracejado, respectivamente) e camadas-guia (cinza).

Legenda

- Estrutura tipo ``wavy``
- Topo ondulado
- Estrat. cruzada truncada
- Estrat. cruzada de baixo ângulo
- Estrat. cruzada tangencial
- Estrutura laminada
- M — Estrutura maciça
- Exposição

- Fácies ARN (Arenitos com estratificação cruzada)
- Fácies Fs (Argilitos a siltitos laminados ou maciços)
- Fácies Fcs (*Mudstones* a *wackestones* c/ grãos terrígenos)
- Fácies GST (*Grainstones* a *Packstones* oolíticos bioclásticos)
- Fácies ETRd (Estromatólito ``Dômico``)
- Fácies ETRc (Estromatólito ``Colchete``)
- Fácies LMT (Laminitos)
- Fácies ARNh (Arenito híbrido)
- Fácies TUF (Tufo vulcânico)

SRM – Superfície de regressão máxima
SIM – Superfície de inundação máxima
MF – Média frequência
BF – Baixa frequência



Norte — 15,8km — Sul

Paredão — 6,9km — Astronauta — 2,1km — Ponte — 6,8km — Tartaruga

Escala (m) | Camadas-guia | Granulometria (G M F A/S) | Seq. Elementar | RG Total | RG Potássio | RG Urânio | RG Tório

Camadas-guia: Sítio Vermelho, Cerebelo, Piscote Colchete, Pai, Filho, Ponte, Placa, Piscote G8, Bandão, ETR 3ª, ETR 2ª, ETR 1ª

Seq. Elementar: 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79

Escala (m): 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120

SIM MF — SIM BF

SRM MF

SIM MF

SRM MF — SRM BF

SIM MF

SRM MF

SIM MF

SRM MF

Tufo 6

SRM MF

SIM MF

SRM MF

Tufo 5

SIM MF — SIM BF (DATUM)

Tufo 4

SRM MF

SIM MF

SRM MF

Tufo 3

SIM MF

SRM MF

Tufo 2

SIM MF

SRM MF

Tufo 1

SRM MF

SIM MF — SIM BF

P27 P25 P15 P18 M T8

Anexo 2 – Seção estratigráfica ~NNE-SW: expressiva correlação estratigráfica das sequências identificadas. Destaque para os níveis de tufos vulcânicos observados e inferidos (linhas em vermelho contínuo e tracejado, respectivamente) e camadas-guia (cinza).

Legenda

- Estrutura tipo ``wavy``
- Topo ondulado
- Estrat. cruzada truncada
- Estrat. cruzada de baixo ângulo
- Estrat. cruzada tangencial
- Estrutura laminada
- M — Estrutura maciça
- Exposição

- Fácies ARN (Arenitos com estratificação cruzada)
- Fácies Fs (Argilitos a siltitos laminados ou maciços)
- Fácies Fcs (*Mudstones* a *wackestones* c/ grãos terrígenos)
- Fácies GST (*Grainstones* a *Packstones* oolíticos bioclásticos)
- Fácies ETRd (Estromatólito ``Dômico``)
- Fácies ETRc (Estromatólito ``Colchete``)
- Fácies LMT (Laminitos)
- Fácies ARNh (Arenito híbrido)
- Fácies TUF (Tufo vulcânico)

SRM – Superfície de regressão máxima
SIM – Superfície de inundação máxima
MF – Média frequência
BF – Baixa frequência

