UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NA FORMAÇÃO TOMBADOR, GRUPO CHAPADA DIAMANTINA, BAHIA

MARÍLIA RODRIGUES DE CASTRO

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3742
U. S. P.

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Claudio Riccomini	
Examinadores:	Dr. Augusto José de C. Lima P. da Silva	
	Dr. Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia	
	Prof. Dr. Jorge Carlos Della Fávera	
	Prof. Dr. Jorge Hachiro	

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NA FORMAÇÃO TOMBADOR , GRUPO CHAPADA DIAMANTINA, BAHIA

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3742
U. S. P.

MARÍLIA RODRIGUES DE CASTRO

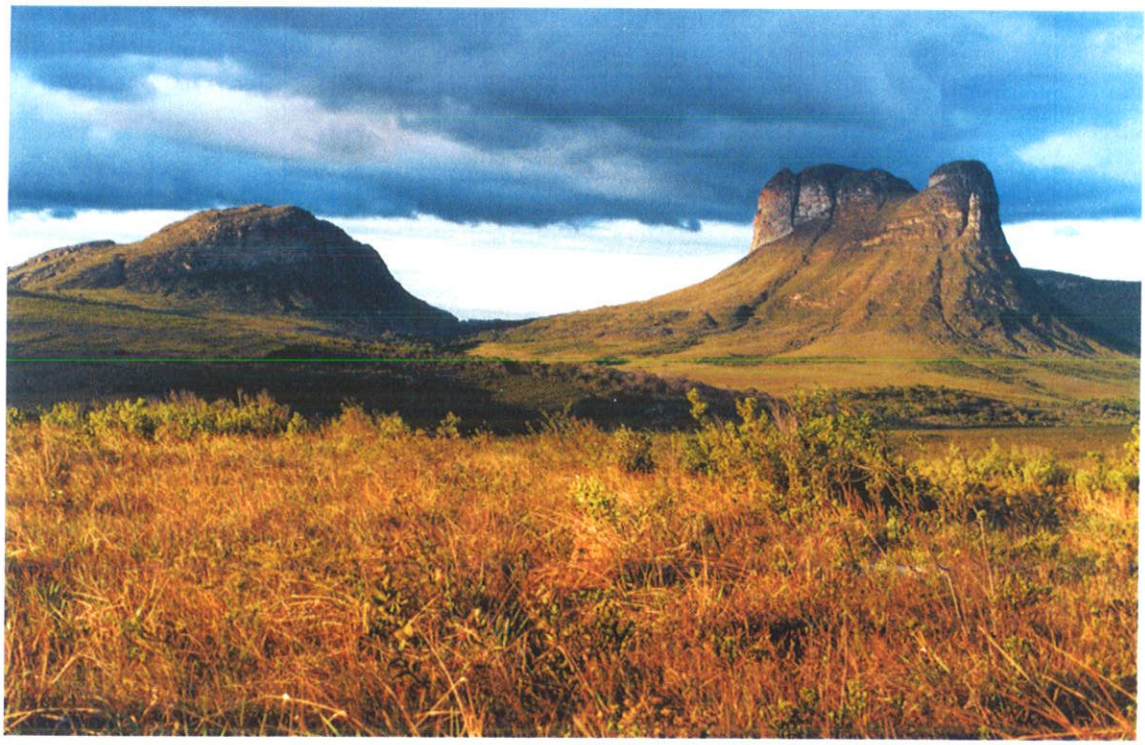
ORIENTADOR: PROF. DR. CLAUDIO RICCOMINI

TESE DE DOUTORAMENTO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR

DEDALUS - Acervo - IGC
30900011715

SÃO PAULO
2003



A história da Chapada Diamantina teve início há mais de 1,5 bilhão de anos atrás.

Foi palco de um virtuoso *ballet* entre rios, estuários, deltas, desertos, mares e até geleiras.

Após essa dança, a chapada sofreu empurrões, falhamentos, soerguimento e um longo período de erosão.

Durante 150 anos foi alvo da ganância dos garimpeiros. Muitos diamantes se foram, mas apesar disso ela não perdeu o brilho, pelo contrário continua majestosa.

Hoje, por trás de suas grutas, cachoeiras, rios e cânions é possível admirar todo esse registro.

Seus imponentes contrafortes parecem tocar o céu.

Tanto sua fauna como a flora com raras espécies, são exóticas e exuberantes.

Após muita inspiração, é com imenso prazer que apresento aqui uma pequena parte dessa grande história passada num dos mais belos cenários criado pela natureza nesse maravilhoso país chamado Brasil.

AGRADECIMENTOS

Em especial ao meu orientador Claudio Riccomini meus sinceros agradecimentos pela orientação e confiança depositadas.

Ao meu pai Joel, agradeço pela grande ajuda e participação no decorrer do doutorado, inclusive cedendo o próprio carro utilizado nas etapas de campo.

À minha mãe Irinez, pela presença, apoio e auxílio constantes.

Ao Krug pela ajuda imprescindível na aquisição dos dados no campo.

Ao Carlos José Archanjo pela atenção e incentivo profissional.

Ao Leonardo Borghi e Marco Moraes, responsáveis pela proposta do tema da tese.

A Petrobrás e à geóloga Sílvia dos Anjos por permitir minha participação no treinamento na Chapada Diamantina em setembro de 1999.

A Luci Arienti, Eduardo Rodrigues e principalmente Guilherme Raja Gabaglia pelo ensinamento e discussões.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE pela gentil doação da imagem satélite da área de estudo.

Ao Prof. Dr. Paulo Giannini, com quem muito aprendi nas aulas e campos de sedimentologia.

Aos professores Jorge Hachiro e Saad pelas sugestões e críticas apresentadas na qualificação.

Aos colegas de pós-graduação Liliane, Renato, Marcelus, Márcia, Cíntia, Frutinha, Leandro, Sapo, Ana Paula (Nem), Taís, Bruce, Renata, Renato, Ferrari, Paola, Ivo, Choquito, Vítor, Vanessa e Carlos pela alegre e agitada convivência. Em especial ao Afonso que muito me ajudou e ensinou no decorrer do doutorado.

Ao colega Zé Marcelo pela atenção e elaboração dos modelos digitais da área.

Ao geólogo Rodolfo Dino pela análise paleontológica das amostras coletadas na área, infelizmente estéreis.

Ao grande geólogo Benjamim Bley pelo incentivo e constante entusiasmo.

Às secretárias Magali, Ana Paula, Soninha, e ao Tadeu por toda atenção e ajuda.

À FAPESP, Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo, pela bolsa e todo o suporte técnico, sem os quais seria inviável a realização dos três anos de doutorado.

Aos meus colegas da ANP e à Agência Nacional do Petróleo por financiar a participação com a apresentação de trabalho referente à tese no 41º Congresso Brasileiro de Geologia, além de excursões e cursos realizados.

SUMÁRIO

ÍNDICE.....i
LISTA DE FIGURAS.....ii
RESUMO.....v
ABSTRACT.....vii

CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO.....1

CAPÍTULO II. MÉTODOS E BASE DE DADOS.....9

CAPÍTULO III. CONTEXTO GEOLÓGICO.....11

CAPÍTULO IV. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS.....20

CAPÍTULO V. FÁCIES SEDIMENTARES/ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS.....31

CAPÍTULO VI. SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS NA FORMAÇÃO TOMBADOR.....71

CAPÍTULO VII. O ÚLTIMO CICLO DO INTERVALO SUPERIOR, FORMAÇÃO TOMBADOR..93

CAPÍTULO VIII. DISCUSSÕES.....109

CAPÍTULO IX. CONCLUSÕES.....112

REFERÊNCIAS.....117

ÍNDICE

CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO....1

CAPÍTULO II. MÉTODOS E BASE DE DADOS....9

CAPÍTULO III. CONTEXTO GEOLÓGICO....11

CAPÍTULO IV. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS....20
IV.1. REVISÃO DOS CONCEITOS....20
IV.I. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NO PROTEROZÓICO....29

CAPÍTULO V. FÁCIES SEDIMENTARES/ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS....31

CAPÍTULO VI. SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS NA FORMAÇÃO TOMBADOR....71
VI.1. INTRODUÇÃO....71
VI.2. INTERVALO INFERIOR....72
VI.3. SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO INFERIOR....81
VI.4. INTERVALO SUPERIOR....84
VI.5. SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO SUPERIOR....89

CAPÍTULO VII. O ÚLTIMO CICLO DO INTERVALO SUPERIOR, FORMAÇÃO TOMBADOR..93
VII.1. INTRODUÇÃO....93
VII.2. PERFIS ESTRATIGRÁFICOS....93
VII.3. CORRELAÇÃO DOS PERFIS DO ÚLTIMO CICLO....106

CAPÍTULO VIII. DISCUSSÕES....109

CAPÍTULO IX. CONCLUSÕES....112

REFERÊNCIAS....117

FIGURAS

CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO

Figura I.1. Mapa de localização da área de estudo....3
Figura I.2. Mapa geológico (Bonfim et al. 1996)....4
Figura I.3. Mapa mostrando as áreas topograficamente mais elevadas em vermelho e, menos elevadas, em azul)....5
Figura I.4. Modelo de elevação digital da área de estudo com vista de sul para norte....5
Figura I.5. Modelo de elevação digital da área de estudo com vista de norte para sul....5
Figura I.6. Foto tirada do topo do Morro do Pai Inácio com vista para norte do eixo do Anticlinal do Sincorá. Os paredões são formados por arenitos pertencentes à Fm. Tombador, enquanto na base ocorrem sedimentos da Fm. Guiné....6
Figura I.7. Imagem de satélite da área de estudo....6
Figura I.8. *Kink* com plano axial vertical em arenitos (Rio Ribeirão)....6
Figura I.9. Mapa de localização dos afloramentos descritos....8

CAPÍTULO III. TRABALHOS PRÉVIOS

Figura III.1. Mapa simplificado do Cráton do São Francisco. A: Espinhaço Setentrional, B: Chapada Diamantina, C: Bloco do Paramirim (Savini & Raja Gabaglia 1997)....12
Figura III.2. Síntese da estratigrafia do domínio da Chapada Diamantina baseada nos trabalhos de Danderfer Filho (1990), Dominguez (1993, 1996), Pedreira (1994) e Misi & Silva (1996) (Savini & Raja Gabaglia 1997)....14
Figura III.3. Geologia simplificada e principais estruturas da Chapada Diamantina (modificado de Danderfer 1990)....16
Figura III.4. Diagrama estratigráfico da Bacia do São Francisco (Medeiros & Pereira 1994)....17
Figura III.5. Estratigrafia, sistemas deposicionais e tectônica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental (Pedreira 1997)....19

CAPÍTULO IV. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Figura IV.1. Conjuntos de parasseqüências (Van Wagoner *et al.* 1988).....21
Figura IV.2. Modelos estratais numa seqüência do tipo 1 depositada numa bacia com quebra de plataforma (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988).....23
Figura IV.3. Modelos estratais numa seqüência do tipo 1 depositada numa bacia tipo rampa (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988).....25
Figura IV.4. Modelos estratais numa seqüência do tipo 2 (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988).....26
Figura IV.5. Comparação entre a posição do limite na "seqüência deposicional" do grupo da Exxon com o limite na "seqüência estratigráfica genética" de Galloway. **A** seqüência do tipo 1 e **B** seqüência do tipo 2 (Miall 1997).....28

CAPÍTULO V. FÁCIES SEDIMENTARES/ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS

Figura V.1. Associação de leque aluvial (Fácies conglomerado).....35
Figura V.2. Associação de leque aluvial (Fácies brecha).....36
Figura V.3. Associação de leque subaquoso.....38
Figura V.4. Associação *fan delta* estuarina.....39
Figura V.5. Associação fluvial torrencial.....41
Figura V.6. Associação fluvial.....43
Figura V.7. Associação fluvial costeira (BR-242).....44
Figura V.8. Associação eólica.....46
Figura V.9. Associação litorânea/praia.....48
Figura V.10. Associação deltaica.....49
Figura V.11. Associação de frente deltaica (delta de *crevasse*).....51
Figura V.12. Associação planície deltaica/marinha.....52
Figura V.13. Associação marinha/frente deltaica.....54
Figura V.14. Associação estuarina-marinha (Rio Ribeirão).....56
Figura V.15. Associação estuarina-marinha (BR-242).....57
Figura V.16. Associação estuarina distal/marinha.....59
Figura V.17. Associação estuarina distal/marinha, trilha do Morro do Pai Inácio.....60
Figura V.18. Associação marinha (barra de marés), Morro do Pai Inácio.....62
Figura V.19. Associação marinha *shoreface* (margem direita do Rio Capivara).....64
Figura V.20. Associação marinha *shoreface* (Fácies arenito e brecha).....66
Figura V.21. Associação marinha *shoreface* (Fácies arenito e brecha).....67

Figura V.22. Associação marinha *shoreface* (Rio do Lapão).....69

CAPÍTULO VI. SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS NA FORMAÇÃO TOMBADOR

Figura VI.1. Visão frontal-face leste do Morro do Pai Inácio. Observar as seis superfícies de descontinuidade, bem expressivas, correspondentes a limites de seqüências.....73
Figura VI.2. Visão lateral (face sul) do Morro do Pai Inácio, mostrando as superfícies de descontinuidade.....73
Figura VI.3. Morro do Camelo. Notar as superfícies de descontinuidade, ou quebras, facilmente traçadas na foto, e semelhantes às do Morro do Pai Inácio.....73
Figura VI.4. Perfil do Morro do Pai Inácio.....75
Figura VI.5. Perfil do intervalo inferior do Rio Mucugezinho.....78
Figura VI.6. Perfil do intervalo inferior do Rio Ribeirão.....80
Figura VI.7. Seção estratigráfica do intervalo inferior Pai Inácio, Rio Mucugezinho e Rio Ribeirão.....82
Figura VI.8. Perfil do intervalo superior do Rio Mucugezinho.....85
Figura VI.9. Perfil do intervalo superior do Rio Ribeirão.....88
Figura VI.10. Seção estratigráfica do intervalo superior, rios Mucugezinho e Ribeirão.....90
Figura VI.11. Mapa dos afloramentos descritos mostrando a distribuição dos quatro níveis de conglomerado.....92

CAPÍTULO VII. O ÚLTIMO CICLO DO INTERVALO SUPERIOR, FORMAÇÃO TOMBADOR

Figura VII.1. Perfil do Rio Capivara.....95
Figura VII.2. Perfil do último ciclo do intervalo superior, Rio Ribeirão de Baixo.....97
Figura VII.3. Perfil do Rio Lençóis.....101
Figura VII.2. Perfil do último ciclo do intervalo superior, Rio Mucugezinho.....104
Figura VII.5. Seção estratigráfica dos perfis do último ciclo, intervalo superior da Formação Tombador.....107

RESUMO

A região da Chapada Diamantina é formada por rochas sedimentares do Meso a Neoproterozóico muito bem expostas e preservadas. Nela ocorrem os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina, inseridos no Supergrupo Espinhaço em sua parte baiana.

Este trabalho tem como enfoque o estudo da Formação Tombador, a qual constitui o intervalo basal do Grupo Chapada Diamantina. A Formação Tombador apresenta contato erosivo com a Formação Guiné sotoposta, e contato gradacional com a Formação Caboclo sobrejacente.

O principal objetivo dessa tese foi o estudo e compreensão da história evolutiva da Formação Tombador na região de Lençóis, por meio de análise faciológica seqüencial de seções colunares de superfície, e de cronocorrelação dessas seções, utilizando-se da Estratigrafia de Seqüências.

Foram descritas 20 fácies sedimentares agrupadas em 16 associações faciológicas relacionadas aos seguintes sistemas deposicionais: leque aluvial, leque subaquoso, *fan delta* estuarino, fluvial torrencial, fluvial, fluvial costeiro, eólico, litorâneo, deltaico tipo Gilbert, frente deltaica, planície deltaica/marinho, marinho/frente deltaica, estuarino/marinho, estuarino distal/marinho, marinho (barra de marés) e marinho *shoreface*.

O intervalo inferior da Formação Tombador pode ser subdividido em cinco seqüências deposicionais. Cada seqüência é formada por sistemas fluviais, relacionados ao nível de base baixo, e por sistemas estuarinos (canais) a marinhos (trato de sistemas transgressivo). Em outras seqüências, o trato de nível baixo pode ser representado por sistemas flúvio-estuarinos ou fluviais com marinhos subordinados. O trato de sistemas transgressivo é formado de sistemas estuário distal e marinho, ou eólico e litorâneo.

Parte dessas seqüências está presente no perfil do Pai Inácio, onde também foram reconhecidas seqüências de alta freqüência (4ª ordem), e uma grande espessura de depósitos marinhos (barra de marés).

O intervalo superior consiste de quatro tectonosseqüências deposicionais. Cada uma é formada basicamente por um trato de sistemas de nível de base baixo a transgressivo; com a sucessão de sistemas de leque aluvial, fluvial e eólico. Os sistemas fluviais fluíam preferencialmente para oeste, enquanto os ventos apresentavam forte tendência para norte/nordeste.

O último ciclo do intervalo superior, ou seja, a última tectosseqüência da Formação Tombador foi investigada em detalhe com o levantamento de quatro perfis. O ciclo inicia-se com uma sucessão transgressiva; sistema de leque aluvial sobreposto por sistemas fluvial e deltaico-marinho. Para o sul (Rio Capivara), estes últimos sistemas gradam respectivamente a sistemas de leque subaquoso e marinho de tempestades. Sucede a fase regressiva com sistemas deltaicos e fluviais e localmente litorâneos-eólicos e fluviais (Rio Mucugezinho, ao norte). O ciclo finaliza com nova fase transgressiva, com sistemas flúvio-estuarinos e costeiros evoluindo para o sistema marinho Caboclo.

ABSTRACT

The region of Chapada Diamantina in central Bahia is composed of well exposed and preserved sedimentary rocks from Middle to Late Proterozoic. There occurs the Espinhaço Supergroup formed by the Rio dos Remédios, Paraguaçu and Chapada Diamantina groups.

This research has focused on the study of Tombador Formation, which constitutes the basal interval of Chapada Diamantina Group. That unit has more than 500m in thickness, with deltaic substrate of Guiné Formation, and gradational contact with the overlying Caboclo Formation.

The main objective of this thesis was to study and understand the evolutive history of Tombador Formation in the Lençóis region, through sequential facies analysis of surface sections, and chronocorrelation of these sections using the Sequence Stratigraphy.

Twenty lithofacies were described and grouped into sixteen facies associations, related to the following depositional systems: alluvial fan, subaqueous fan, fan delta estuarine, torrential fluvial, fluvial, coastal fluvial, aeolian, foreshore, Gilbert-type delta, delta front, delta plain/marine, marine/delta front, estuarine/marine, distal estuarine/marine, marine (tidal bars) and marine shoreface.

The lower interval can be divided into five depositional sequences. Each sequence is formed by fluvial systems related to the low base-level, and by estuarine (channels) to marine systems, transgressive system tract. In other sequences the low base-level is composed of fluvio-estuarine or fluvial and marine systems subordinated. The transgressive system tract is formed by distal estuarine and marine, or aeolian and coastal systems.

Part of these sequences is present in the Pai Inácio section, where sequences of high frequency (fourth order), and thick marine deposits (tidal bars) were recognized.

The upper interval is composed of four tectono sequences. Each one is formed basically of a low base-level system tract to transgressive system tract, with a succession of alluvial fan, fluvial and aeolian.

The fluvial systems flowed to the west, while the wind direction was to north/northeast.

The last cycle of upper interval represents the last tectono sequence of Tombador Formation. It begins with a transgressive succession of alluvial fan, fluvial and delta front to the south (Capivara river section), the latter systems change to subaqueous fan and marine shoreface (tempestite). It follows a regressive succession of deltaic and fluvial, or locally foreshore and aeolian systems overlain by fluvial (Mucugezinho river, to the North). The cycle ends up with a new transgressive succession of fluvial-estuarine and coastal systems which gradually merges into the marine Caboclo Formation.

CAPÍTULO I
INTRODUÇÃO

Na Bacia do Espinhaço-São Francisco, implantada sobre o Cráton do São Francisco, acumularam-se os sedimentos pertencentes aos supergrupos Espinhaço e São Francisco. Atualmente é aceito o modelo de um aulacógeno para a acumulação do Supergrupo Espinhaço, com o início da bacia remontando há 1,7 Ga (Dominguez 1993).

O Supergrupo Espinhaço é constituído pelo Grupo Santo Onofre, unidade litoestratigráfica que constitui a Serra do Espinhaço na sua parte baiana, e pelos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina, que constituem a feição fisiográfica conhecida como Chapada Diamantina. A Chapada Diamantina está dividida em dois domínios principais, Ocidental e Oriental, e a presente tese de doutorado aborda o domínio da Chapada Diamantina Oriental, o qual Almeida *et al.* (1977) consideraram como uma cobertura plataformal tabular. O Grupo Chapada Diamantina (Proterozóico Médio) é dividido em três formações: Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu.

Este estudo enfoca a Formação Tombador, sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências, na porção norte do Parque Nacional da Chapada Diamantina. A Formação Tombador é representada por sistemas de leque aluvial, fluvial, eólico, estuarino, litorâneo e marinho *shoreface*; repousa discordantemente sobre a Formação Guiné (Grupo Paraguaçu), apresentando contato gradacional com a Formação Caboclo sobreposta. Os sistemas pertencentes à Formação Tombador serão analisados detalhadamente para se determinar a arquitetura deposicional e a geometria dos depósitos (suas continuidades lateral e vertical) dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de seqüências.

O Grupo Chapada Diamantina pode ser comparado a uma cunha de ciclo de fácies (*facies cycle wedge;* White 1980) representada por um grande ciclo transgressivo-regressivo de 2ª ordem, onde o componente transgressivo é constituído pelas formações Tombador e Caboclo, e o regressivo corresponde à Formação Morro do Chapéu.

A Estratigrafia de Seqüências tem um enorme potencial de aplicação para o estudo de acumulações pré-cambrianas, nas quais as datações são geralmente pouco precisas e as correlações bioestratigráficas e cronoestratigráficas tradicionais são comumente problemáticas (Dominguez 1993).

LOCALIZAÇÃO E FISIOGRAFIA DA ÁREA

A área em estudo localiza-se na Chapada Diamantina, situada na parte central do Estado da Bahia (Figs. I.1 e I.2). A Chapada Diamantina está dividida geograficamente em várias serras, como de Rio das Contas, do Bastião, da Mangabeira, das Almas e do Sincorá. A Serra do Sincorá, onde se acha o Parque Nacional da Chapada Diamantina e as cidades de Andaraí, Lençóis, Mucugê e Palmeiras, está localizada na parte central da borda leste da Chapada Diamantina, aproximadamente entre a vila de Afrânio Peixoto (Estiva) ao norte e o Rio Sincorá (entre as cidades de Barra de Estiva e Triunfo do Sincorá) ao sul.

O lado ocidental da Serra do Sincorá é dominado, na parte central, por uma escarpa quase contínua, com aproximadamente 300m de altura e mais 80km de extensão. O lado oriental da Serra do Sincorá sobe rapidamente da planície da bacia do Rio Paraguaçu (a 400m) até mais que 1200m de altitude, nas primeiras cristas da Serra. A orientação da Serra do Sincorá destaca-se como área de relevo montanhoso, com picos de até 1.700m (Figs I.3, I.4 e I.5).

Na Chapada Diamantina os sedimentos estão dobrados formando o Anticlinal do Sincorá, com eixo de direção NNW-SSE, com cerca de 160km de comprimento e 20 a 30km de largura, assimétrico, formado durante a inversão da bacia no Neoproterozóico (Fig. I.6). Em toda a área estudada o acamamento tem orientação geral aproximadamente N-S e encontra-se basculado ora para leste (flanco leste do anticlinal) com baixos mergulhos (10°), ora para oeste (flanco oeste do anticlinal) com valores médios de mergulho (até 40°).

Através de fotografia aérea e imagem satélite é possível observar extensas falhas dando origem à serra e seu alinhamento principal norte-sul, embora ela seja cortada por inúmeras falhas e fraturas menores de orientação leste-oeste (Figs. I.7).

As estruturas que afetam as rochas da Formação Tombador são falhas predominantemente inversas, algumas transcorrentes, fraturas (NW, SE e NS), diques (com direção NW e NE), monoclinais suaves e localmente *kinks bands* (Fig. I.8). As dobras tipo *kinks bands*, vistas no Rio Ribeirão (no caminho para a Cachoeira do Sossego), são em S e em Z, com eixo N310°.

Foram estudados afloramentos na região de Lençóis, na porção norte do Parque Nacional da Chapada Diamantina. A feição fisiográfica atual da Chapada se formou pois os rios escavaram vales íngremes e profundos nas formações arenosas, atingindo camadas subjacentes menos resistentes, constituindo verdadeiros cânions e gargantas, e dando origem a inúmeras cachoeiras. Esse padrão de drenagem proporciona excelentes afloramentos ao

Figura I.1. Mapa de localização da área.

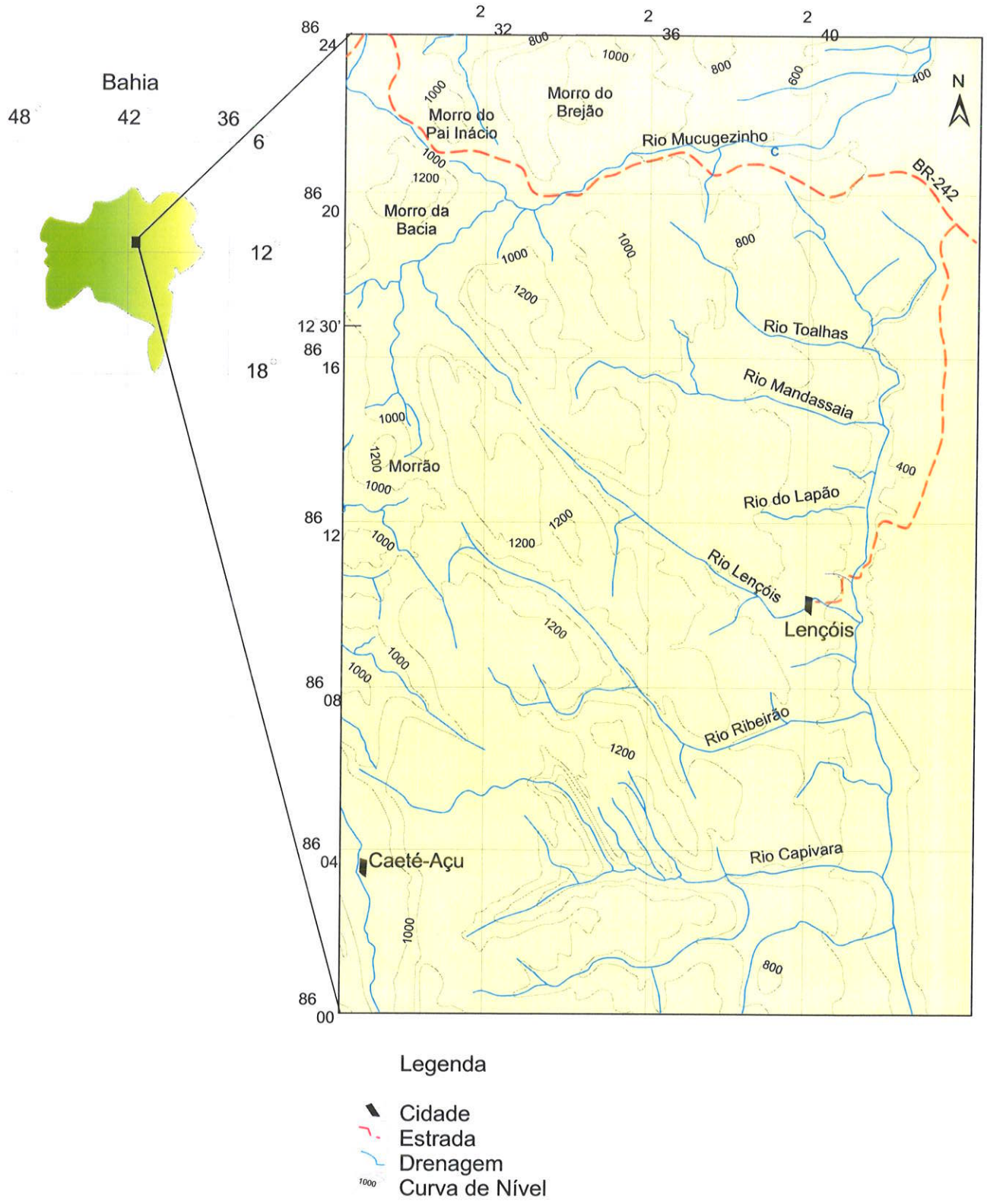


Figura I.2. Mapa Geológico (Bonfim *et al.* 1996).

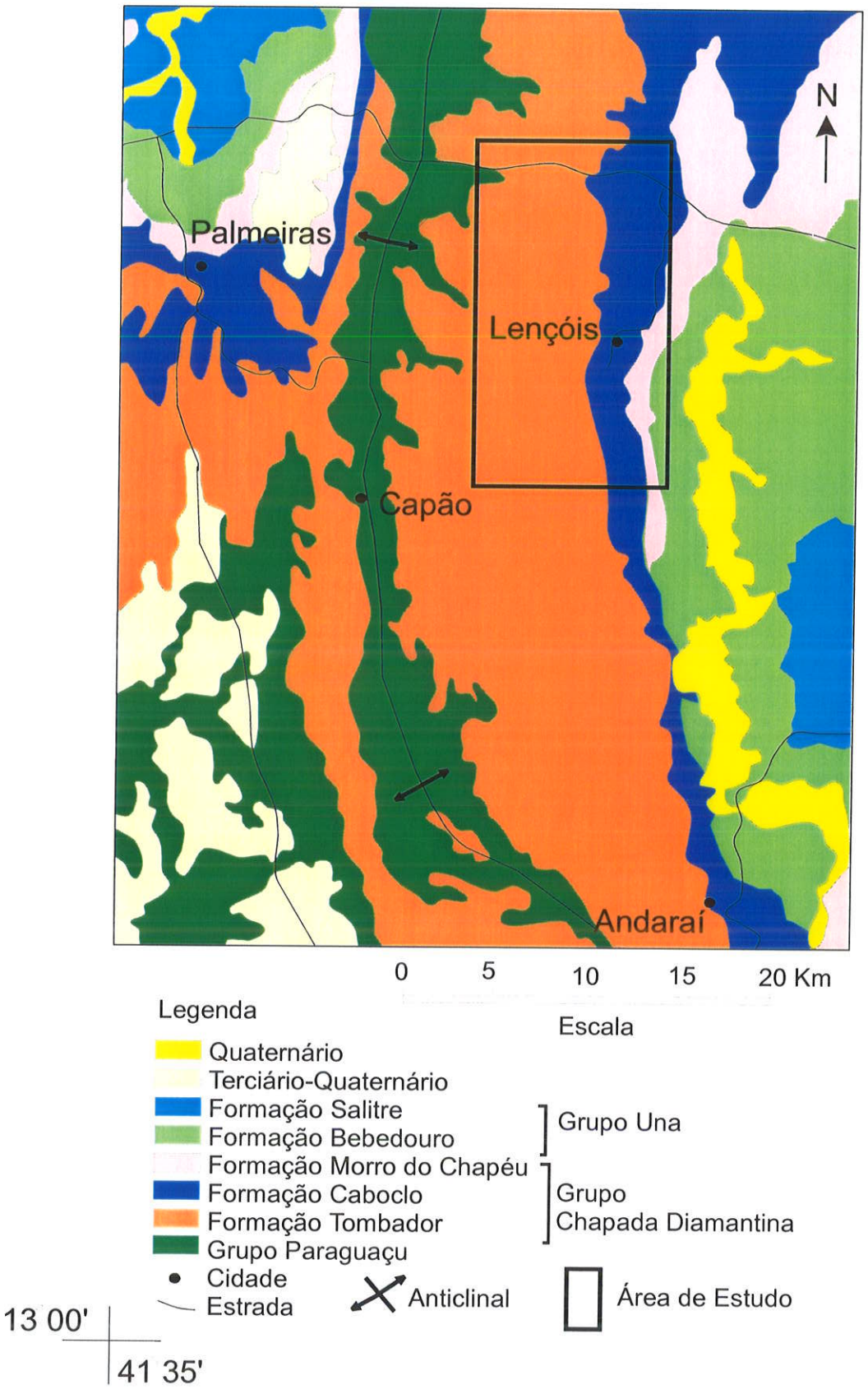


Figura I.3. Mapa mostrando as áreas topograficamente mais elevadas em vermelho e, menos elevadas, em azul.

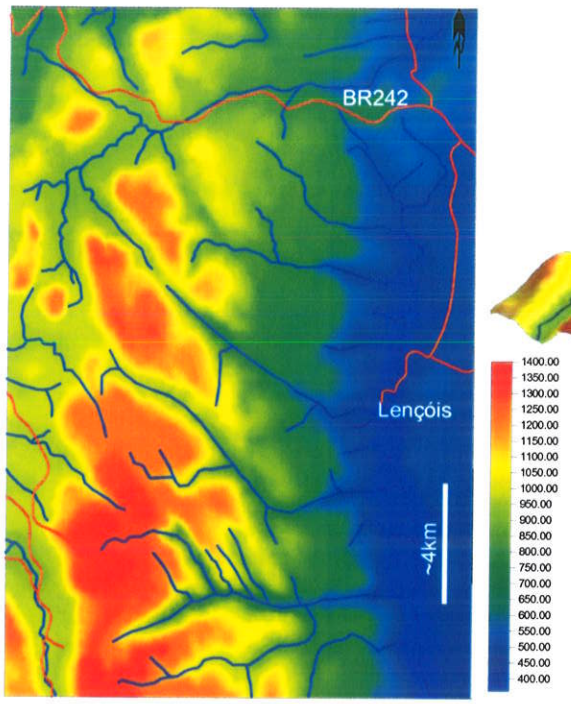


Figura I.4. Modelo de elevação digital da área de estudo com vista de sul para norte.

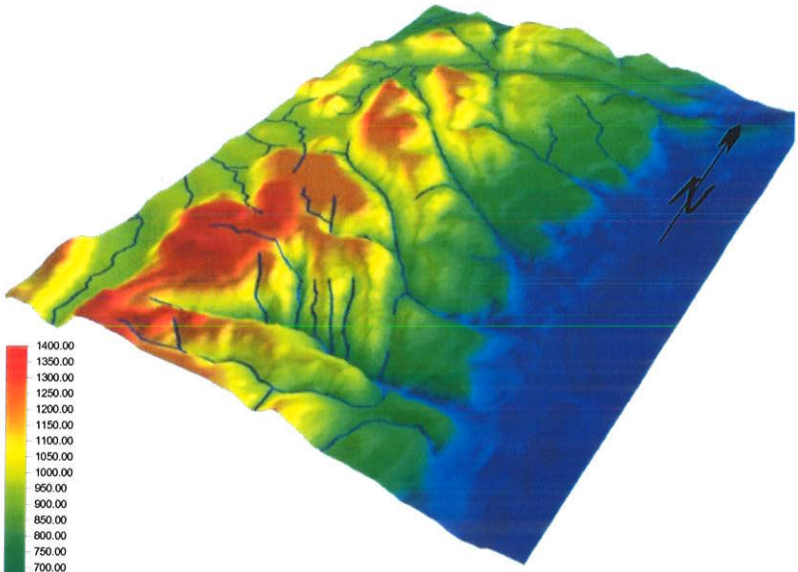


Figura I.5. Modelo de elevação digital da área de estudo com vista de norte para sul.

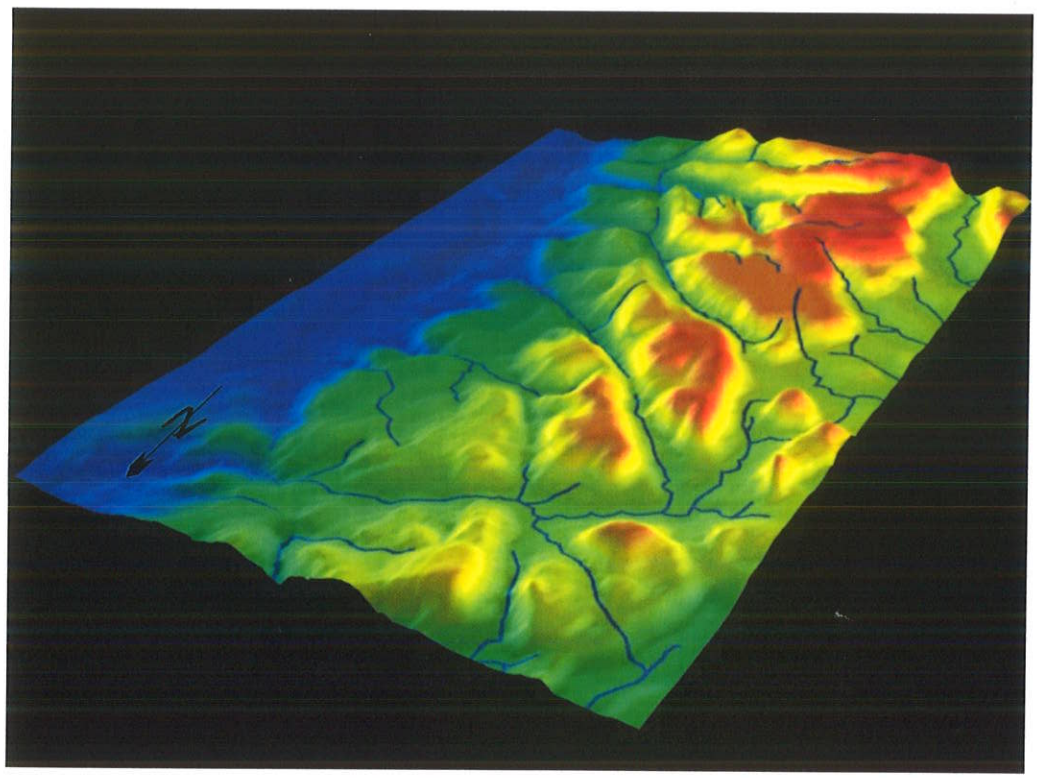
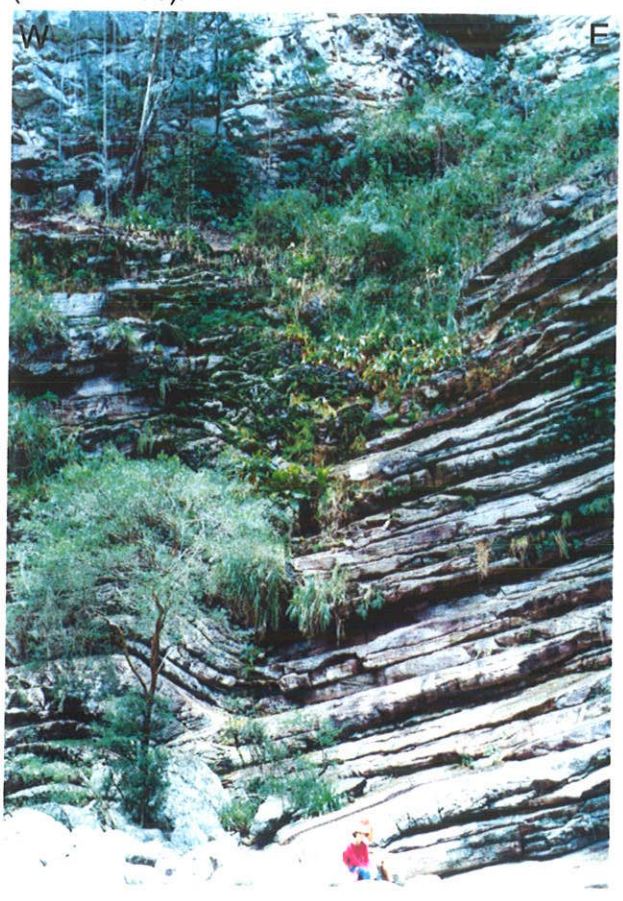


Figura I.6. Foto tirada do topo do Morro do Pai Inácio com vista para norte do eixo do Anticlinal do Sincorá. Os paredões são formados por arenitos pertencentes à Fm. Tombador, enquanto na base ocorrem sedimentos da Fm. Guiné.

Figura I.7. Imagem de satélite da área de estudo.

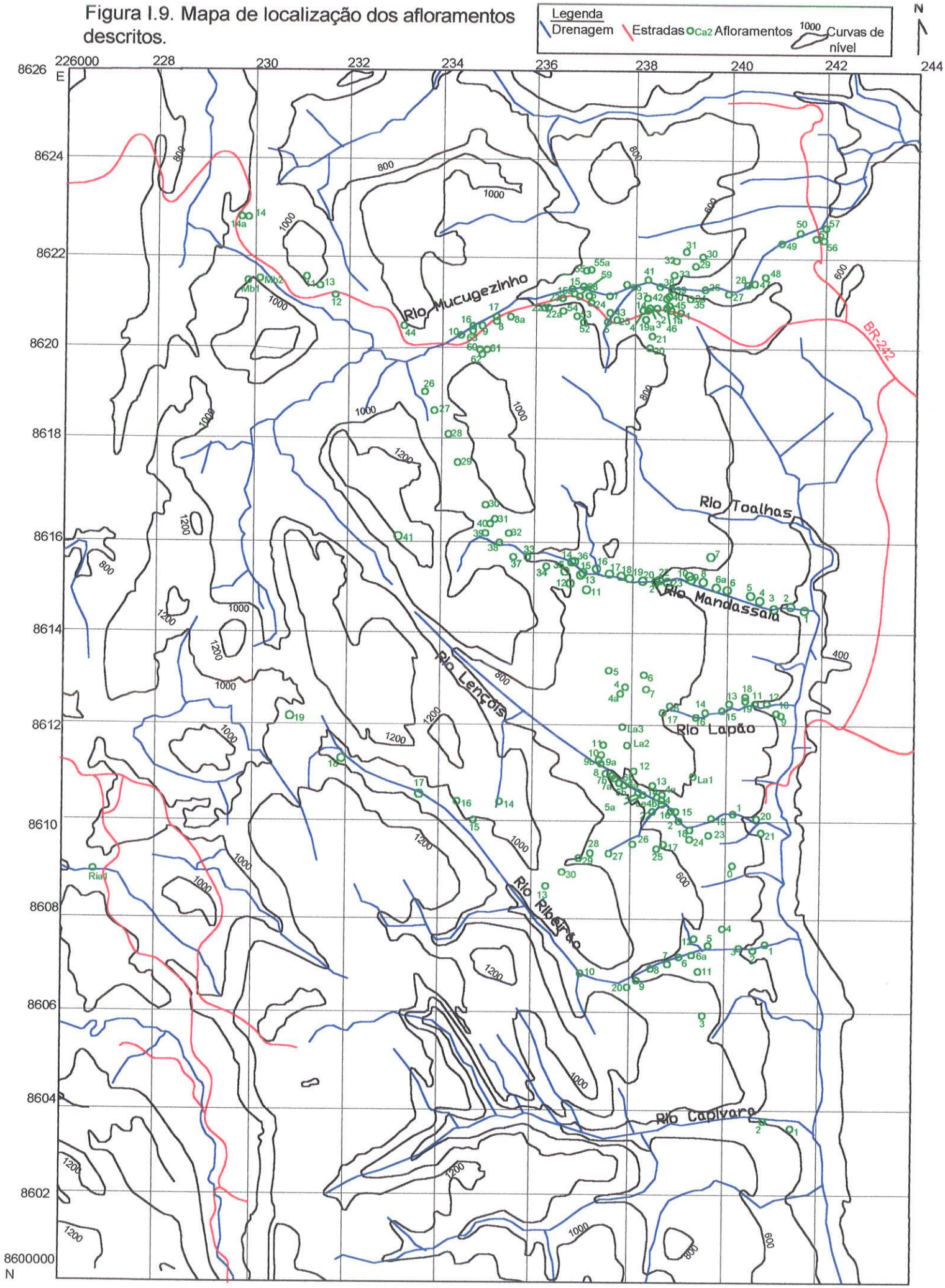
Figura I.8. *Kink* com plano axial vertical em arenitos (Rio Ribeirão).



longo dos rios; o empilhamento estratigráfico, por outro lado, é facilitado pelo mergulho das camadas, ligeiramente superior ao mergulho da drenagem, como por exemplo ao longo do flanco leste do Anticlinal do Sincorá. Outros afloramentos são proporcionados pelos flancos dos vales fluviais, principalmente os do Rio Mucugezinho. Neste mesmo vale se encontram bons afloramentos, em cortes ao longo da rodovia BR-242. A figura I.9 apresenta o mapa com a localização dos afloramentos estudados, descritos no Anexo.

A vegetação da área é geralmente arbustiva, com planaltos de gramíneas e vertentes rochosas onde são freqüentes as cactáceas e bromélias. As chuvas, se não chegam a ser abundantes, ocorrem com freqüência significativa e criam um microclima agradável nessa região, ao contrário do sertão vizinho. Isto é reforçado pelas manhãs quase sempre enevoadas, em parte fornecendo umidade adicional à chapada.

Figura I.9. Mapa de localização dos afloramentos descritos.



CAPÍTULO II
MÉTODOS E BASE DE DADOS

O presente trabalho foi desenvolvido a partir de observações em afloramentos, já que a área não dispõe de dados de subsuperfície (poços e sísmica).

O primeiro passo consistiu na identificação e análise das fácies sedimentares, bem como do entendimento dos processos sedimentares. Fácies é um corpo de rocha com características específicas. Sua definição é baseada na cor, acamamento, composição, textura, fósseis e estruturas sedimentares. Nessa etapa foi feita a análise de paleocorrentes para se obter o sentido das estratificações cruzadas formadas por rios, dunas e também a orientação das cristas de onda, orientadas perpendicularmetes à costa, afim de conhecer o paleoambiente na época de deposição dos sedimentos da Formação Tombador.

O próximo passo foi o agrupamento das fácies em associações faciológicas, baseado fundamentalmente na gênese. A compreensão da fácies, processos sedimentares e associações faciológicas conduz a caracterização dos ambientes, sistemas e arquitetura deposicionais.

A seguir foram elaborados perfis seqüenciais ao longo das drenagens (com direção EW) que cortam a área em estudo. As drenagens, por exemplo os rios Mucugezinho, Mandassaia, Lapão, Lençóis, Ribeirão e Capivara, apresentam excelentes extensão e continuidade lateral. As camadas apresentam um mergulho para oeste facilitando o empilhamento ao longo desses rios.

Em seguida os perfis foram correlacionados a partir de uma seção estratigráfica onde finalmente pode-se utilizar o método da Estratigrafia de Seqüências, utilizando-se do modelo da escola da Exxon, onde os limites das seqüências são posicionados nas discordâncias. O método consiste no estudo das relações das rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos repetitivos e geneticamente relacionados, e que são limitados por superfícies de erosão ou não deposição ou por suas concordâncias correlatas (Van Wagoner *et al.* 1988). A unidade fundamental é a Seqüência, a qual é limitada por discordâncias e suas concordâncias correlatas. A Seqüência pode ser subdividida em tratos de sistemas, os quais são definidos por sua posição dentro da seqüência e pelos padrões de empilhamento de conjuntos de parasseqüências. Limites de seqüência, de conjunto de parasseqüências e de parasseqüências fornecem um arcabouço cronoestratigráfico para correlação e mapeamento de rochas sedimentares (Van Wagoner *et al.* 1988).

Foram coletadas amostras para confecção e análise de lâminas delgadas afim de se observar e estudar as características petrográficas (tipo de cimento, matriz, tamanho do grão).

Algumas amostras de sedimentos finos escuros foram coletadas e analisadas com o objetivo de se obter alguma informação sobre o eventual conteúdo paleontológico. Infelizmente, as amostras se mostraram estéreis.

CAPÍTULO III
CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia onde se depositaram o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Una foi classificada como uma bacia sucessora polihistórica, tendo evoluído de uma fratura interior do continente através de uma depressão interior, para uma depressão de margem continental. Essa margem foi fechada por um evento tectônico do Transamazônico, de modo que a bacia retornou a condições de interior de continente. Essa evolução finaliza-se com a deposição dos sedimentos do Grupo Una em uma bacia do tipo fratura interior, posteriormente deformada (Pedreira 1994).

A Bacia do Espinhaço-São Francisco teve sua origem por volta de 1.7Ga como um rifte abortado. Nesse rifte se depositaram três seqüências deposicionais na província da Chapada Diamantina: Paraguaçu-Rio dos Remédios, Tombador-Caboclo e Morro do Chapéu; e três outras seqüências na província do Espinhaço Setentrional: Borda Leste, Espinhaço e Gentio (Dominguez 1993). Separando estas bacias encontrava-se o Bloco do Paramirim.

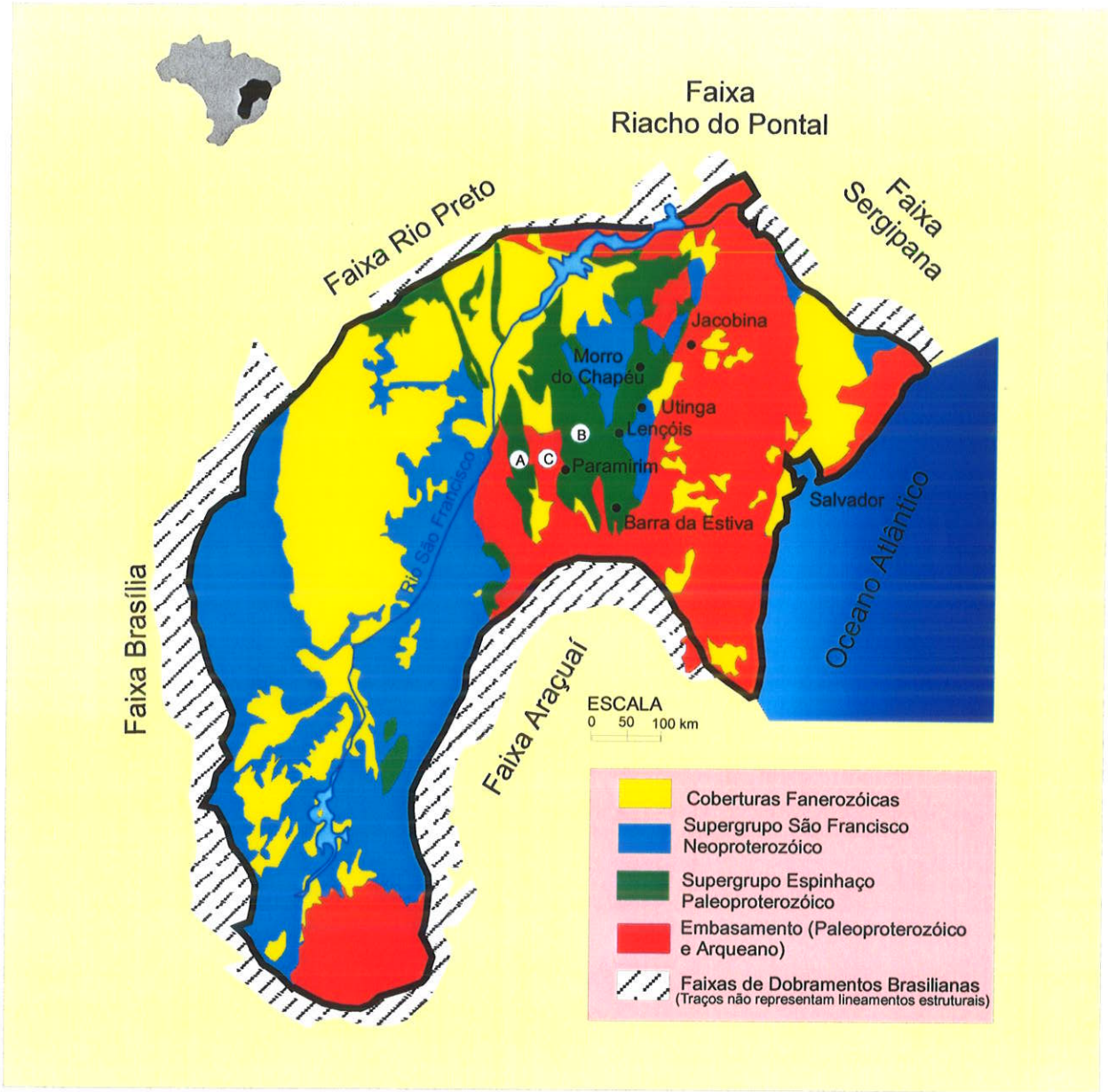
Num primeiro episódio formaram-se as seqüências Paraguaçu-Rio dos Remédios e Borda Leste. Num segundo episódio de subsidência houve a deposição das seqüências Espinhaço e Tombador-Caboclo. Esta subsidência é do tipo térmica-flexural associada a bacias extensionais. Nessa época ocorreram várias oscilações do nível do mar, expondo quase toda a bacia e propiciando a formação de vales incisos na província da Chapada Diamantina (seqüência Morro do Chapéu). Após este episódio ocorreu a glaciação representada pelos sedimentos pertencentes à Formação Bebedouro e com o término da glaciação desenvolveu-se uma plataforma carbonática (Formação Salitre).

No Proterozóico Superior houve a inversão da bacia do Espinhaço-São Francisco, causada pelas colisões nas margens do cráton. Durante o Cretáceo, o Cráton do São Francisco foi separado do Cráton do Congo. Essa separação resultou em subsidência favorecendo à acumulação de rochas cretáceas (Dominguez 1993).

Os sedimentos mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço afloram na porção centro-norte do Cráton do São Francisco (domínio Chapada Diamantina), definido por Almeida *et al.* 1977. O Cráton do São Francisco representa uma área estável desde o final do Ciclo Transamazônico, margeado pelas faixas Brasília, Riacho do Pontal, Rio Preto, Sergipana e Araçuaí, as quais sofreram movimentações durante o Ciclo Brasiliano (Fig. III.1).

A Chapada Diamantina está dividida em dois domínios principais: Ocidental e Oriental (Jardim de Sá *et al.* 1976). O domínio da Chapara Diamantina Oriental (objeto da tese de doutorado) foi considerado por Almeida *et al.* (1977) como uma cobertura plataformal tabular.

Figura III.1. Mapa simplificado do Cráton do São Francisco. A: Espinhaço Setentrional, B: Chapada Diamantina, C: Bloco do Paramirim (Savini & Raja Gabaglia 1997).



O Supergrupo Espinhaço é constituído pelo Grupo Santo Onofre, unidade lito-estratigráfica que constitui a Serra do Espinhaço no Estado da Bahia, e pelos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina, que constituem a feição fisiográfica conhecida como Chapada Diamantina (Fig. III.2).

Segundo Neves & Leal (1968) o Grupo Chapada Diamantina é constituído da base para o topo pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. As unidades basais do grupo ocorrem em *onlap* sobre o embasamento cristalino paleoproterozóico-arqueano na região da Escarpa do Tombador. O contato superior tem caráter discordante, evidenciando um hiato deposicional e a presença de processos de erosão, previamente à deposição do Grupo Una, do Neoproterozóico (Medeiros & Pereira 1994).

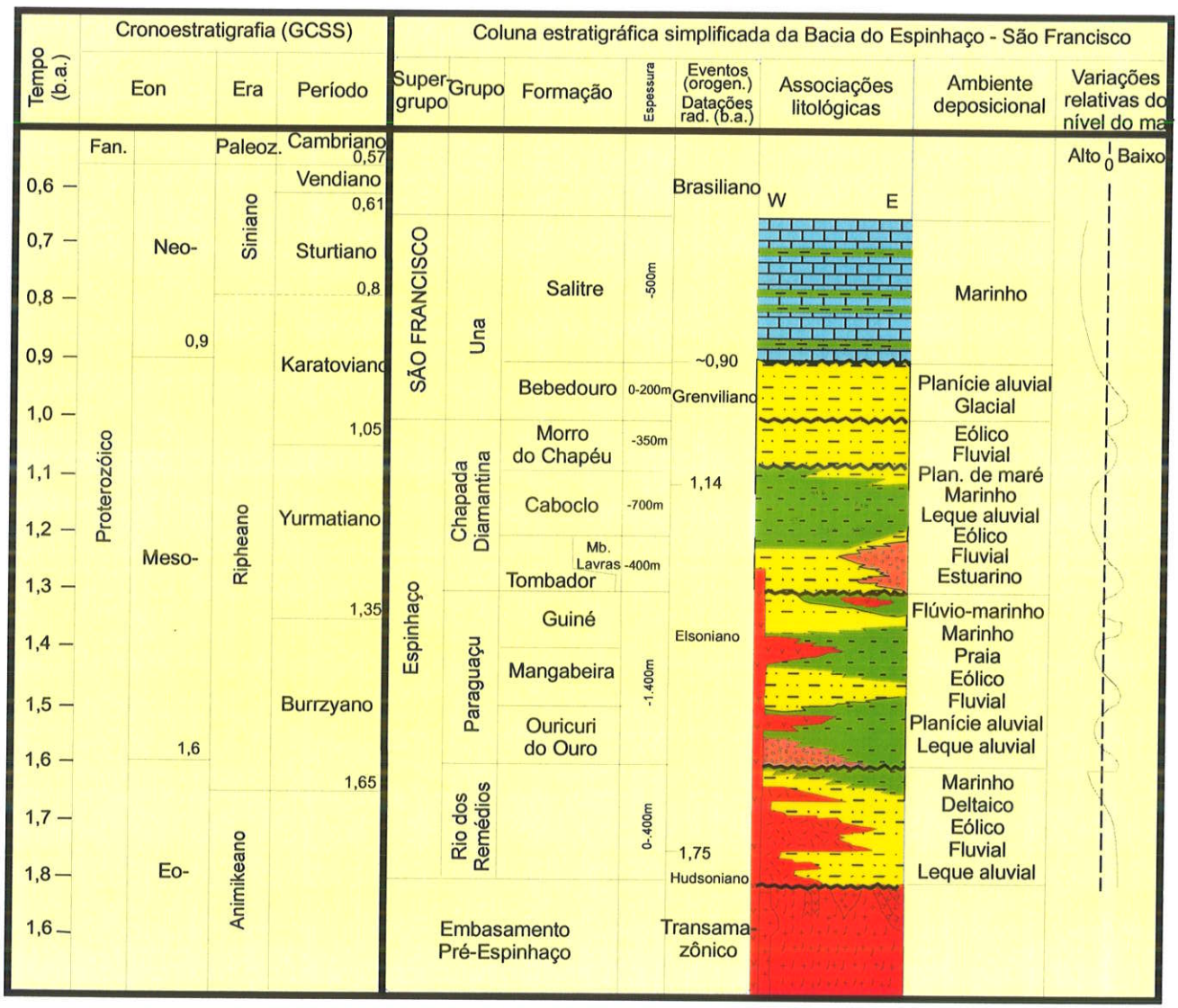
A primeira referência à Formação Tombador é de Branner (1910) ao descrever as camadas de arenito que ocorrem sobre o embasamento na Escarpa do Tombador, a oeste de Jacobina. Oliveira & Leonardos (1940) utilizaram os termos Série e Formação para aquela unidade. Sobreposto ao arenito Tombador, Branner (1910) descreveu uma série de rochas argilosas de cor cinza, vermelho, amarelo e preto, designando-as de Folhelhos Caboclo; Oliveira & Leonardos (1940) elevaram esta unidade à categoria de Formação. Branner (1910) denominou os sedimentos sobrepostos ao Caboclo de Arenito Lavras; posteriormente, Brito Neves (1967) designou esta unidade de Formação Morro do Chapéu.

Dominguez & Rocha (1991), Dominguez (1992) e Dominguez (1996) reconheceram duas seqüências deposicionais, ambas do tipo 1, para a região da Chapada Diamantina: (1) Tombador-Caboclo e (2) Morro do Chapéu. O Grupo Chapada Diamantina foi depositado em *onlap* sobre o embasamento, constituindo uma rampa siliciclástica sem talude bem definido. A seqüência Tombador-Caboclo repousa sobre o embasamento cristalino e durante a deposição, a bacia sofreu um aprofundamento progressivo, com sedimentos eólicos passando para sedimentos marinhos plataformais depositados por ação de tempestades.

Vários episódios de descida do nível do mar ocorreram nesta fase, expondo subaereamente a rampa com a incisão de redes de drenagem; seqüências de mais alta freqüência ocorrem superimpostas à seqüência Tombador-Caboclo. A seqüência Morro do Chapéu é separada da seqüência Tombador-Caboclo por uma discordância com exposição subaérea, associada à formação de um grande vale inciso, constituída por sedimentos fluviais na base passando a estuarinos no topo.

Seguindo as propostas de Dominguez & Rocha (1991) e de Pedreira (1988), Rocha (1992) utilizou o termo Formação Morro do Chapéu para as seqüências deposicionais que ocorreram discordantemente preenchendo vales escavados na Formação Caboclo. Segundo Rocha (1992) os registros sedimentares das associações de litofácies, que integram principalmente as formações Caboclo e Morro do Chapéu, são condicionados pelas variações

Figura III.2. Síntese da estratigrafia do domínio da Chapada Diamantina baseada nos trabalhos de Danderfer (1990), Dominguez (1993, 1996), Pedreira (1994) e Misi & Silva (1996) (Savini & Raja Gabaglia 1997).



eustáticas do nível do mar, e pelo menos quatro eventos de abaixamento relativo do nível do mar teriam ocorrido durante a deposição dos sedimentos deste intervalo.

Castro (1993) discute alguns pontos apresentados por Dominguez (1992, 1993), como por exemplo, o lapso de tempo associado às seqüências reconhecidas, os tipos de superfícies limitantes, as características das seqüências, além da origem glácio-eustática atribuída aos limites de algumas seqüências. A quase totalidade das seqüências definidas por Dominguez (1992) são do tipo 1, não tendo sido identificada nenhuma do tipo 2, talvez por ser de difícil reconhecimento. Castro (1993) critica Dominguez (1992) por não ter diagnosticado mudanças nos padrões de empilhamentos das parasseqüências e ter inserido superfícies limitantes (discordâncias) dentro de sistemas deposicionais. Outro importante fator, com relação à origem glácio-eustática atribuída aos limites de algumas seqüências, é que no Mesoproterozóico não há registro de glaciação (Eyles 1993) e, dessa forma, não há como se fazer a associação entre os limites de seqüência e os eventos glácio-eustáticos; também não existem datações para a Formação Morro do Chapéu, e as idades para as formações Caboclo e Bebedouro (de origem glacial) não são conclusivas.

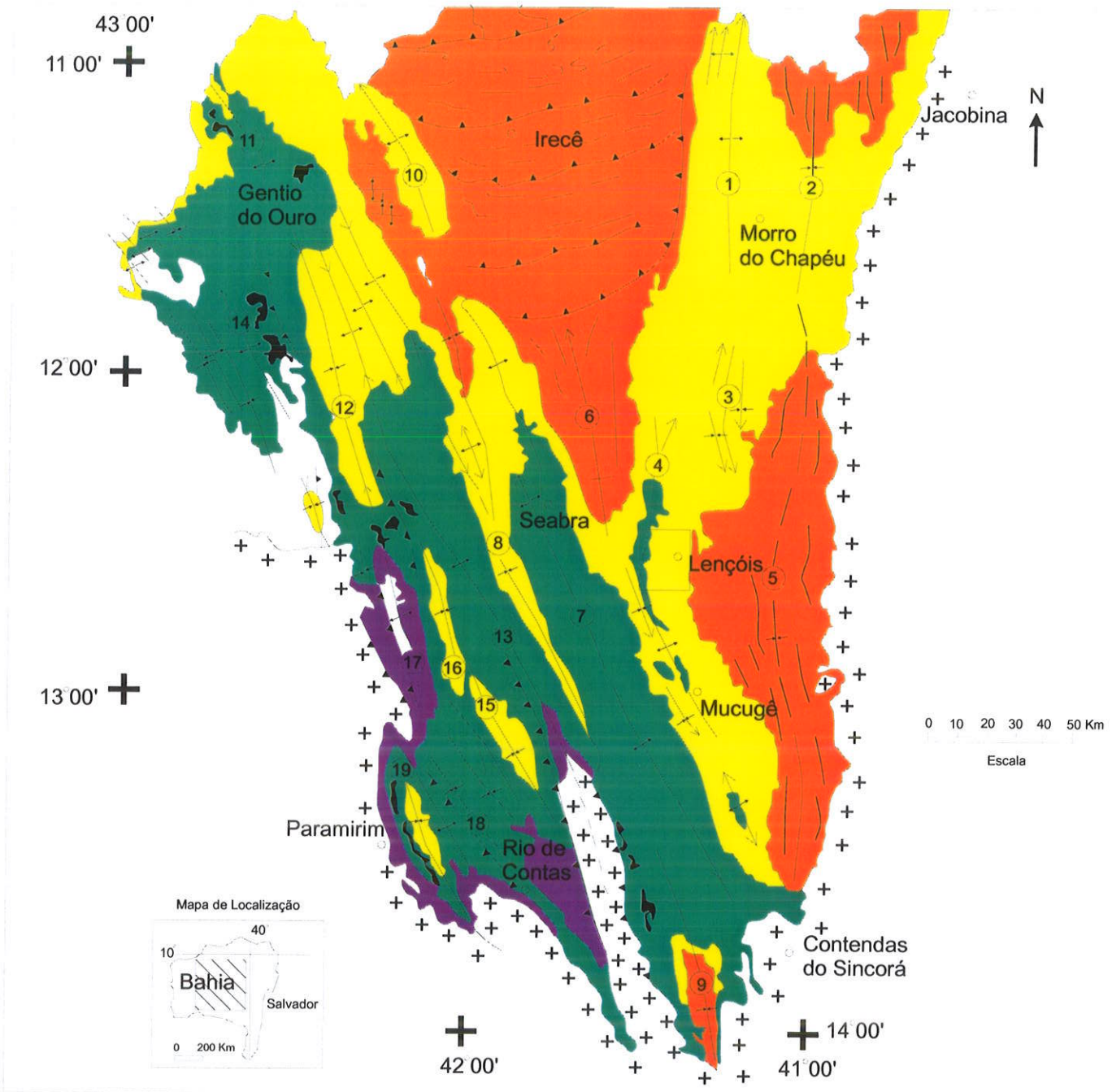
Na região da Chapada Diamantina, o padrão estrutural dominante é caracterizado por um sistemas de dobras e falhas de empurrão de orientação preferencial NNW-SSE a N-S (Danderfer Filho 1990). Danderfer Filho (1990) individualizou quatro domínios estruturais com características distintas: domínios Morro do Chapéu, Irecê, Gentio do Ouro e Piatã. A geologia simplificada e as principais estruturas podem ser vistas na figura III.3.

Através de estudos de análise estrutural realizados no domínio da Chapada Diamantina, Danderfer Filho *et al.* (1993) caracterizaram um sistema de dobramentos e empurrões estruturados em duas etapas de deformação distintas (E_1 e E_2) relativas ao evento Brasiliano. As estruturas da etapa E_1 compreendem dobras subregionais de duplo caimento, falhas de empurrão e outras feições de menor escala, todos com orientação para NNW-SSE e vergência para ENE. As deformações mais intensas concentram-se na porção sudoeste da Chapada Diamantina, onde o embasamento também foi afetado. As estruturas da etapa E2 se formaram por compressão de norte para sul e estão restritas a porção norte da Chapada Diamantina.

A etapa E_1 estaria relacionada à inversão do aulacógeno do Espinhaço por um mecanismo induzido a partir das faixas de dobramento brasilianas que circundam o Cráton do São Francisco a norte e a sudeste. A etapa E_2, seria uma manifestação do cráton dos processos geradores das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, situadas a norte do cráton (Danderfer Filho *et al.* 1993).

Na região de Jacobina-Morro do Chapéu-Lençóis, porção central da Chapada Diamantina, Medeiros & Pereira (1994) apresentaram uma evolução sedimentar para o Grupo Chapada Diamantina através de uma seqüência de eventos (Fig. III.4). No topo da Formação

Figura III.3. Geologia simplificada e principais estruturas da Chapada Diamantina (modificado de Danderfer 1990).



LEGENDA

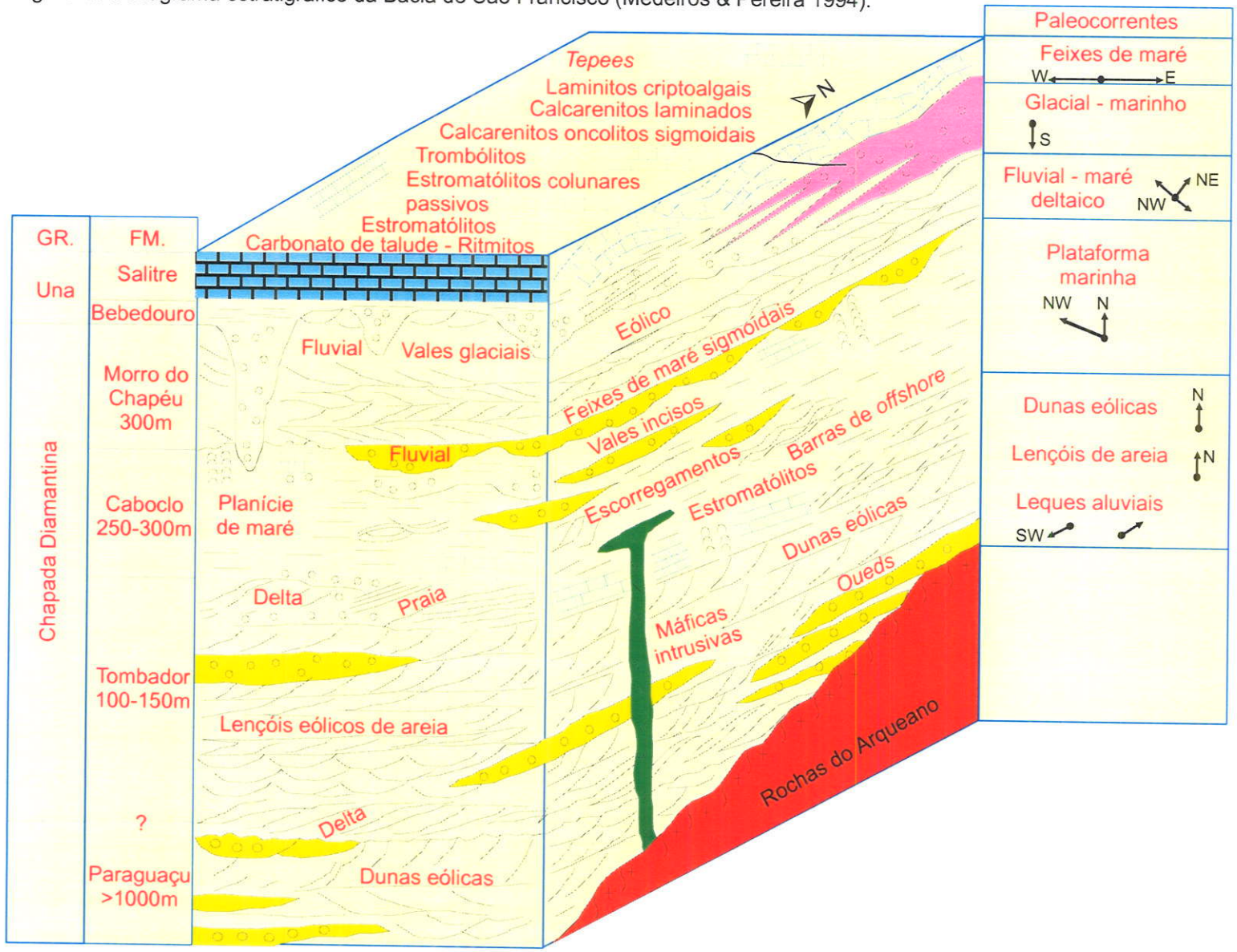
1. Anticlinal de Morro do Chapéu
2. Sinclinal de Campinas
3. Dobramentos da Região de Wagner
4. Anticlinal do Morro do Pai Inácio
5. Sinclinal de Utinga
6. Sinclinal do Irecê
7. Anticlinal de Seabra
8. Sinclinal de Boninal
9. Sinclinal de Ituaçu
10. Anticlinal de Uibai
11. Anticlinal de Açuruá
12. Sinclinal de Mangabeira
13. Anticlinal da Cabrália
14. Anticlinal de Brotas
15. Sinclinal de Piatã
16. Sinclinal de Quitéria
17. Anticlinal de Ibitiara
18. Sinclinal de Rio das Contas
19. Sinclinal de Água Quente

Área de estudo

Supergrupo Espinhaço

- Cobertura Cenozóica
- Grupo Una
- Grupo Chapada Diamantina
- Rocha Básica
- Grupo Paraguaçu
- Grupo Rio dos Remédios
- Embasamento pré-cristalino
- Anticlinal
- Sinclinal
- Falha de empurrão
- Cidade

Figura III.4. Diagrama estratigráfico da Bacia do São Francisco (Medeiros & Pereira 1994).



Tombador são encontrados conglomerados relacionados a leques aluviais, sotopostos a arenitos fluviais entrelaçados, com paleocorrentes para oeste. Durante os períodos secos, esses sedimentos eram retrabalhados pelo vento, formando lençóis de areia e campos de dunas. A transição para a Formação Caboclo se processa através depósitos deltaicos e de linhas de praia. A partir deste intervalo estratigráfico, os registros sedimentares das associações de litofácies que integram as formações Caboclo e Morro do Chapéu são condicionados pelas variações eustáticas do nível do mar. Ao final da deposição do Grupo Chapada Diamantina houve um grande hiato deposicional, durante o qual atuaram processos erosivos, caracterizando uma discordância no topo da unidade (Medeiros & Pereira 1994).

Bonfim *et al.* (1996) mapearam cinco unidades litocronoestratigráficas (3 a 7) na Formação Tombador e uma unidade (8) na Formação Caboclo, na área do Parque Nacional da Chapada Diamantina (região de Lençóis). Segundo os autores, o ambiente evoluiu sucessivamente de fluvial entrelaçado/eólico (3) para eólico (4), fluvial entrelaçado (5), e leque aluvial/fluvial entrelaçado (6, 7), na Formação Tombador, e para planície de marés (8), com a transgressão do mar Caboclo.

Pedreira (1994) agrupou os sistemas deposicionais pertencentes ao Supergrupo Espinhaço em quatro seqüências deposicionais na área da Chapada Diamantina Oriental. As duas inferiores coincidentes com os Grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu; as duas superiores correspondentes às Formações Tombador-Caboclo e Morro do Chapéu. Esses sedimentos estão dobrados em um conjunto de anticlinais e sinclinais com eixos ondulados de direção NNW-SSE, cujo raio de curvatura aumenta de oeste para leste.

Sob o ponto de vista geotectônico Pedreira (1994) enquadra a Chapada Diamantina Oriental em um modelo de bacia *foreland*, devido às seguintes evidências: 1) sedimentação plataformal passando a marinha marginal; 2) deflexão da litosfera devido o peso das escamas de empurrão da faixa dobrada; 3) formação de uma antefossa; 4) preenchimento da antefossa por sedimentos provenientes da faixa dobrada; 5) existência de fácies misturadas e canibalísticas nos conglomerados do Membro Lavras indicativas de tectônica tangencial; 6) idades dos sedimentos plataformais semelhantes à idade da colisão; 7) depósitos minerais típicos de bacias *foreland* (urânio e vanádio no topo do Grupo Paraguaçu).

Rocha *et al.* (1996) estenderam o trabalho inicial de Medeiros & Pereira (1994) à área de Jacobina-Morro do Chapéu, onde mapearam quatro associações de litofácies na Formação Tombador: leque aluvial, fluvial entrelaçado, eólico e transicional. As espessuras medidas para aquela formação variaram entre 100 e 140m, e, em uma seção estratigráfica, aqueles autores identificaram variação faciológica de fluvial para eólico, no sentido de sul para norte.

Pedreira (1997) individualizou doze diferentes litofácies para os sedimentos do Supergrupo Espinhaço que afloram na Chapada Diamantina centro-oriental. A sedimentação

inicialmente é continental, representada por sistemas desértico e de leque aluvial e fluvial, com área fonte a oeste, que transicionam para um sistema deltaico. Sobre o sistema deltaico, após um evento tectônico que basculou a bacia, invertendo a direção das paleocorrentes, ocorrem novamente sistemas continentais e marinhos, provenientes de leste. A evolução tectônica pode ser seguida ao longo do tempo geológico pela alternância dos sistemas deposicionais e pela mudança no sentido das paleocorrentes como apresentado na figura III.5 (Pedreira 1997).

			INTERPRETAÇÃO	
ESTRATIGRAFIA			AMBIENTE SEDIMENTAR	AMBIENTE TECTÔNICO
SUPERGRUPO ESPINHAÇO	GRUPO CHAPADA DIAMANTINA	Fm. Morro do Chapéu	Fluvial e desértico	Rejuvenescimento da antefossa
		Fm. Caboclo	Marinho	Quiescência tectônica
		Fm. Tombador	Fluvial, desértico e leque aluvial	Implantação e preenchimento da antefossa
	GRUPO PARAGUAÇU	Fm Guiné	Deltaico	Sedimentação no interior da margem continental
		Fm. Mangabeira	Desértico e fluvial	
		Fm. Ouricuri do Ouro	Leque aluvial	
	GRUPO RIO DOS REMÉDIOS		Desértico	

Figura III.5. Estratigrafia, sistemas deposicionais e tectônica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental (Pedreira 1997).

CAPÍTULO IV
ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

IV.I. REVISÃO DFOS CONCEITOS

Estratigrafia de Seqüências é o estudo das relações das rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos repetitivos e geneticamente relacionados, e que são limitados por superfícies de erosão ou não deposição ou por suas concordâncias correlativas (Van Wagoner *et al.* 1988). A unidade fundamental é a Seqüência, a qual é limitada por discordâncias e suas concordâncias correlativas. A Seqüência pode ser subdividida em tratos de sistemas, os quais são definidos por sua posição dentro da seqüência e pelos padrões de empilhamento de conjuntos de parasseqüências. Limites de seqüência, de conjunto de parasseqüências e de parasseqüências fornecem um arcabouço cronoestratigráfico para correlação e mapeamento de rochas sedimentares (Van Wagoner *et al.* 1988).

Os conceitos apresentados a seguir são importantes para o entendimento e a aplicação da Estratigrafia de Seqüências.

Parasseqüência é uma sucessão de estratos relacionados geneticamente ou conjunto de estratos limitados por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlativas (Van Wagoner *et al.* 1988).

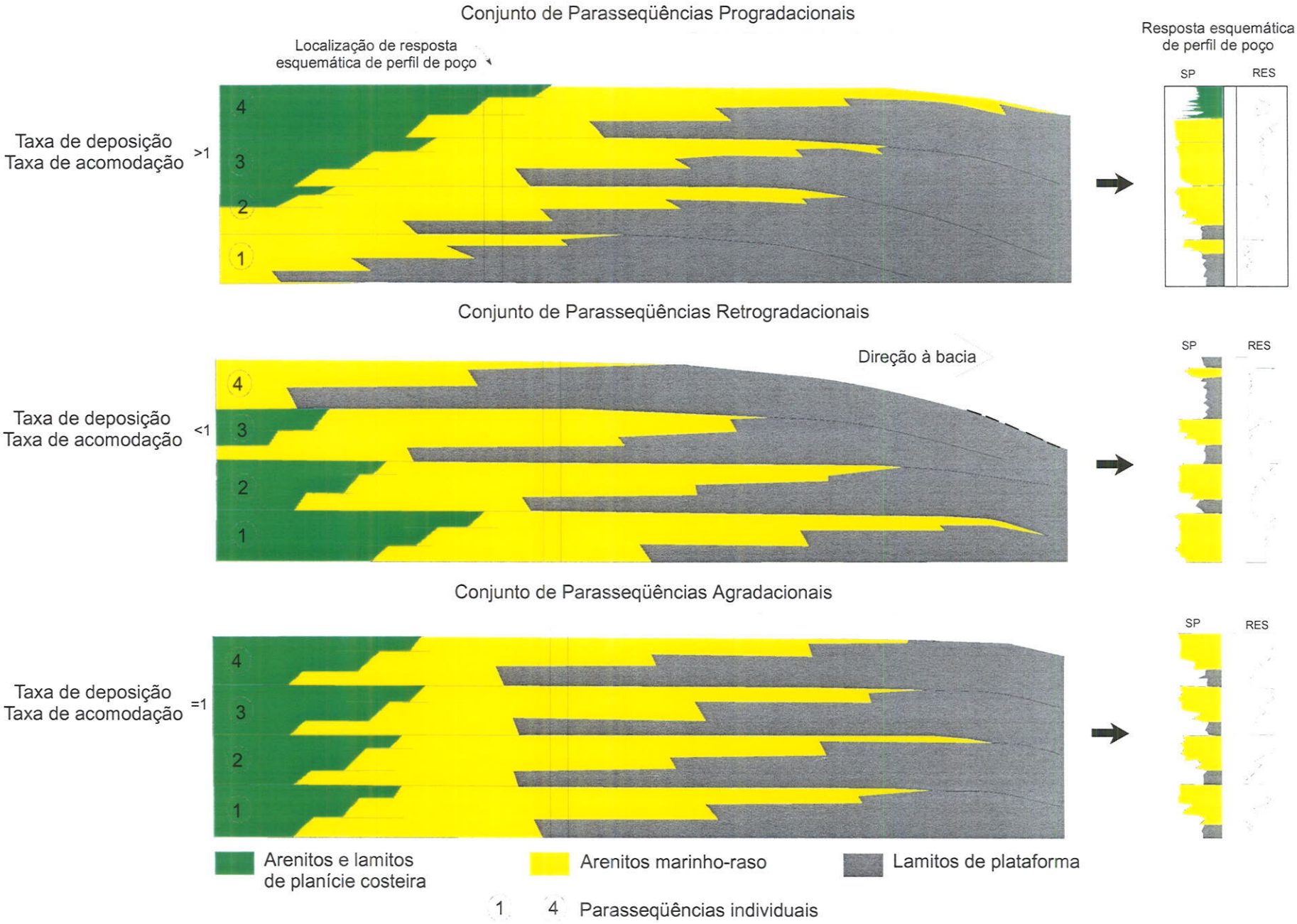
Um conjunto de parasseqüências (Fig. IV.1) é uma sucessão de parasseqüências relacionadas geneticamente, o qual forma um modelo de empilhamento distinto limitado, em muitos casos, por superfícies de inundação marinha principais e suas superfícies correlativas (Van Wagoner *et al.* 1988). Os modelos de empilhamento de parasseqüências e conjuntos de parasseqüências são progradacional, retrogradacional e agradacional, dependendo da razão entre as taxas deposicionais e taxas de acomodação.

O espaço de acomodação é o espaço potencialmente disponível para acumulação do sedimento, sendo função da subsidência tectônica e nível de base.

O nível de base é considerado como uma superfície que separa *preservação* de *erosão*, controlando conseqüentemente o espaço de acomodação.

Ocorrerá progradação da linha de costa quando a taxa de aporte sedimentar exceder a taxa de criação de espaço de acomodação. Quando as taxas de aporte sedimentar e criação de espaço de acomodação são balanceadas ocorrerá agradação. Se a taxa de aporte sedimentar for excedida pela de criação de espaço, ocorrerá então retrogradação. Onde o

Figura IV.1. Conjuntos de parasseqüências (Van Wagoner *et al.* 1988).



espaço de acomodação é zero há *bypass* sedimentar e onde o espaço é negativo acontecem erosão e incisão (Van Wagoner *et al.* 1988).

Seqüência é uma sucessão relativamente concordante de estratos relacionados geneticamente limitados por discordâncias e suas concordâncias correlativas (Mitchum 1977). As seqüências e seus componentes estratais formam-se em resposta à interação entre taxas de eustasia, subsidência e suprimento sedimentar.

A discordância é uma superfície que separa estratos mais jovens de estratos mais antigos, ao longo da qual há evidência de truncamento erosivo subaéreo (e, em algumas áreas, erosão submarina correlativa) ou exposição subaérea, indicando um significante hiato no registro sedimentar. A concordância é uma superfície estratal separando estratos mais jovens de estratos mais antigos, ao longo da qual não há evidência de erosão (tanto subaérea como submarina) ou não deposição e não há indicação de hiato.

Discordância do tipo 1 (ou limite de seqüência do tipo 1) seria caracterizada por deslocamento do *onlap* costeiro em direção à bacia, comumente abaixo da borda da plataforma, produzindo exposição subaérea da plataforma, incisão de vales e o início da formação de cânions na borda da plataforma. Seria caracterizada ainda por erosão subaérea e submarina e seria formada quando a taxa de queda eustática excedesse a taxa de subsidência na borda da plataforma.

Discordância do tipo 2 (ou limite de seqüência do tipo 2) seria caracterizada pelo deslocamento em direção à bacia do *onlap* costeiro, sem atingir a borda da plataforma e por não haver evidência de formação de cânions. Este tipo de discordância seria formado quando a taxa de queda eustática fosse menor que a taxa de subsidência na margem da plataforma, mas excedesse a taxa de subsidência na porção mais interna dela.

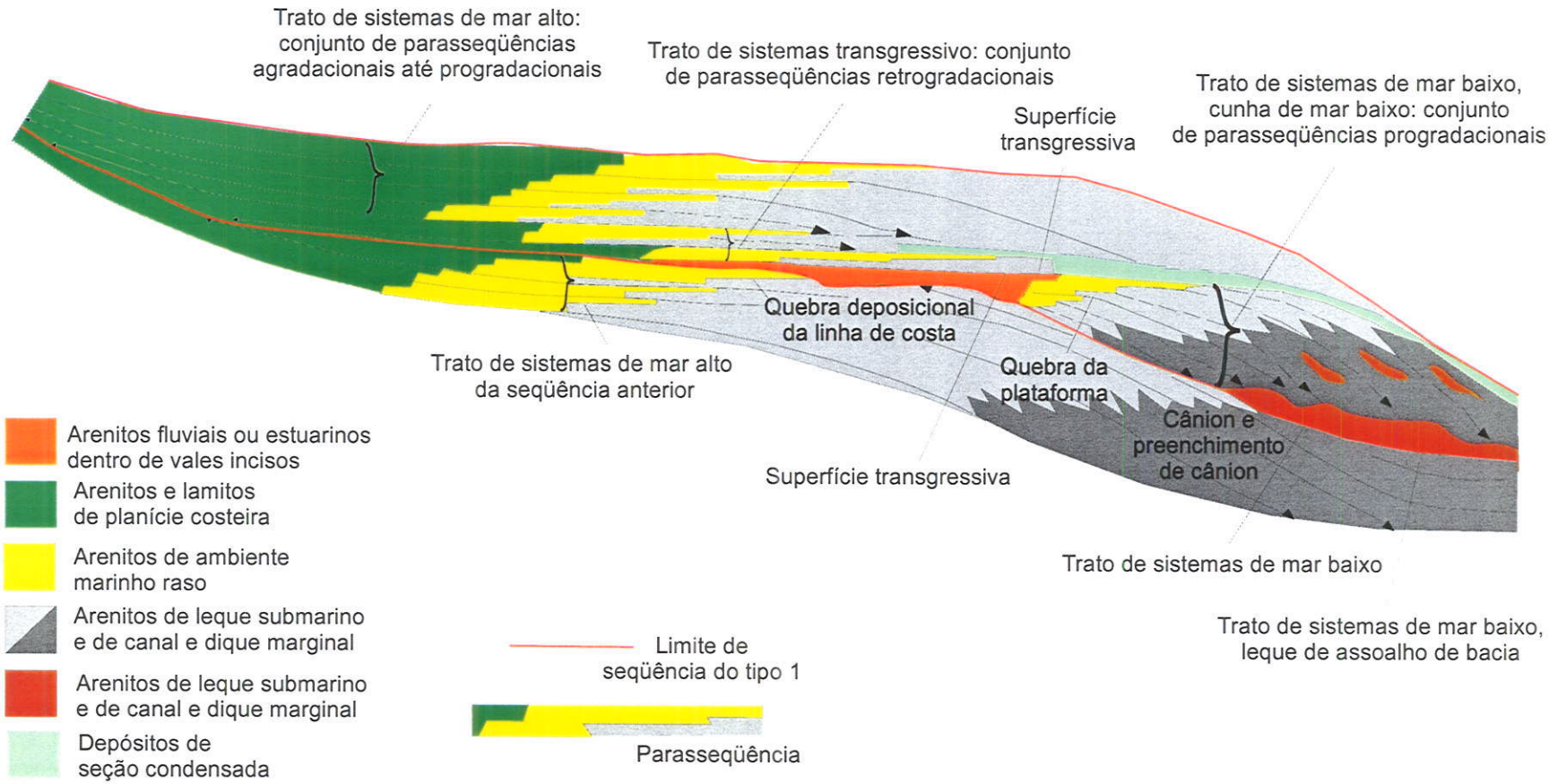
Um sistema deposicional é definido como uma assembléia tridimensional de fácies, geneticamente ligada por ambientes e processos ativos (modernos) ou inferidos (antigos) (Posamentier *et al.* 1988).

O trato de sistemas é a união de sistemas deposicionais contemporâneos (Brown & Fisher 1977). Vail (1987) reconheceu a existência dos tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e mar alto numa seqüência tipo 1 e tratos de sistemas de margem de plataforma, transgressivo e mar alto numa seqüência tipo 2.

O trato de sistemas de mar baixo, se depositado numa bacia com quebra de plataforma (Fig. IV.2), pode ser dividido em três unidades: leque de assoalho de bacia (*basin-floor fan*), leque de talude (*slope fan*) e cunha de mar baixo (*lowstand wedge*).

O leque de assoalho de bacia é caracterizado por deposição de leques submarinos no talude inferior no assoalho da bacia. A formação do leque está associada com à erosão dos cânions dentro do talude e a incisão de vales fluviais dentro da plataforma. Ocorre *bypass* de

Figura IV.2. Modelos estratais numa seqüência do tipo 1 depositada numa bacia com quebra de plataforma (modificado de Van Wagoner, *et al.* 1988).



sedimentos siliciclásticos na plataforma e no talude através de vales e cânions para alimentar o leque de assoalho de bacia durante queda relativa do nível do mar (Van Wagoner *et al.* 1988).

O leque de talude é caracterizado pela deposição de fluxo de detritos e turbiditos no meio ou na base do talude. Esta deposição pode ser contemporânea com o leque de assoalho de bacia ou com a porção inicial da cunha de mar baixo.

A cunha de mar baixo é caracterizada na plataforma pelo preenchimento de vales incisos. Ela não é contemporânea com a deposição de sedimentos do trato de sistemas de assoalho de bacia. As cunhas de mar baixo são compostas por conjuntos de parasseqüências progradacional e agradacional.

O trato de sistemas de mar baixo, se depositado em uma bacia tipo rampa (Fig. IV.3), consiste de uma cunha de mar baixo relativamente delgada contendo duas partes. A primeira é caracterizada por incisão de correntes e *bypass* de sedimentos da planície costeira. A segunda parte da cunha é caracterizada por lenta elevação do nível do mar, preenchimento de vales incisos, e contínua progradação da linha de costa. O topo da cunha de mar baixo é uma superfície transgressiva e a base é um limite de seqüência inferior.

Qualquer oscilação do nível de base em uma bacia do tipo rampa, com sistemas deposicionais costeiros, implica na variação da criação ou perda de espaço de acomodação e portanto, influencia diretamente o padrão de empilhamento vertical das fácies (Shanley & McCabe 1994).

O trato de sistemas de margem de plataforma (Fig. IV.4) é o trato de sistemas mais inferior associado a um limite de seqüência do tipo 2. Este trato de sistemas é caracterizado por um ou mais conjunto de parasseqüências fracamente progradacional e agradacional. O topo do trato de sistemas de margem de plataforma é uma superfície transgressiva, a qual também forma a base do trato de sistemas transgressivo, enquanto a base é um limite de seqüência do tipo 2.

O trato de sistemas transgressivo é o trato de sistemas intermediário tanto na seqüência do tipo 1 como na do tipo 2. É marcado por um ou mais conjuntos de parasseqüências retrogradacionais. A base do trato de sistemas transgressivo é uma superfície transgressiva posicionada também no topo do trato de sistemas de mar baixo ou de margem de plataforma. O topo do trato de sistemas transgressivo é uma superfície de *downlap* representando uma superfície marinha de inundação. Esta superfície marca a mudança de um conjunto de parasseqüências retrogradacionais até agradacionais e é também denominada de superfície de inundação máxima.

A seção condensada (Figs. IV.2 e IV.3) ocorre amplamente dentro dos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto distal. Trata-se de uma fácies de delgadas camadas marinhas de sedimentos hemipelágicos e pelágicos.

Figura IV.3. Modelos estratais numa seqüência do tipo 1 depositada numa bacia tipo rampa (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988).

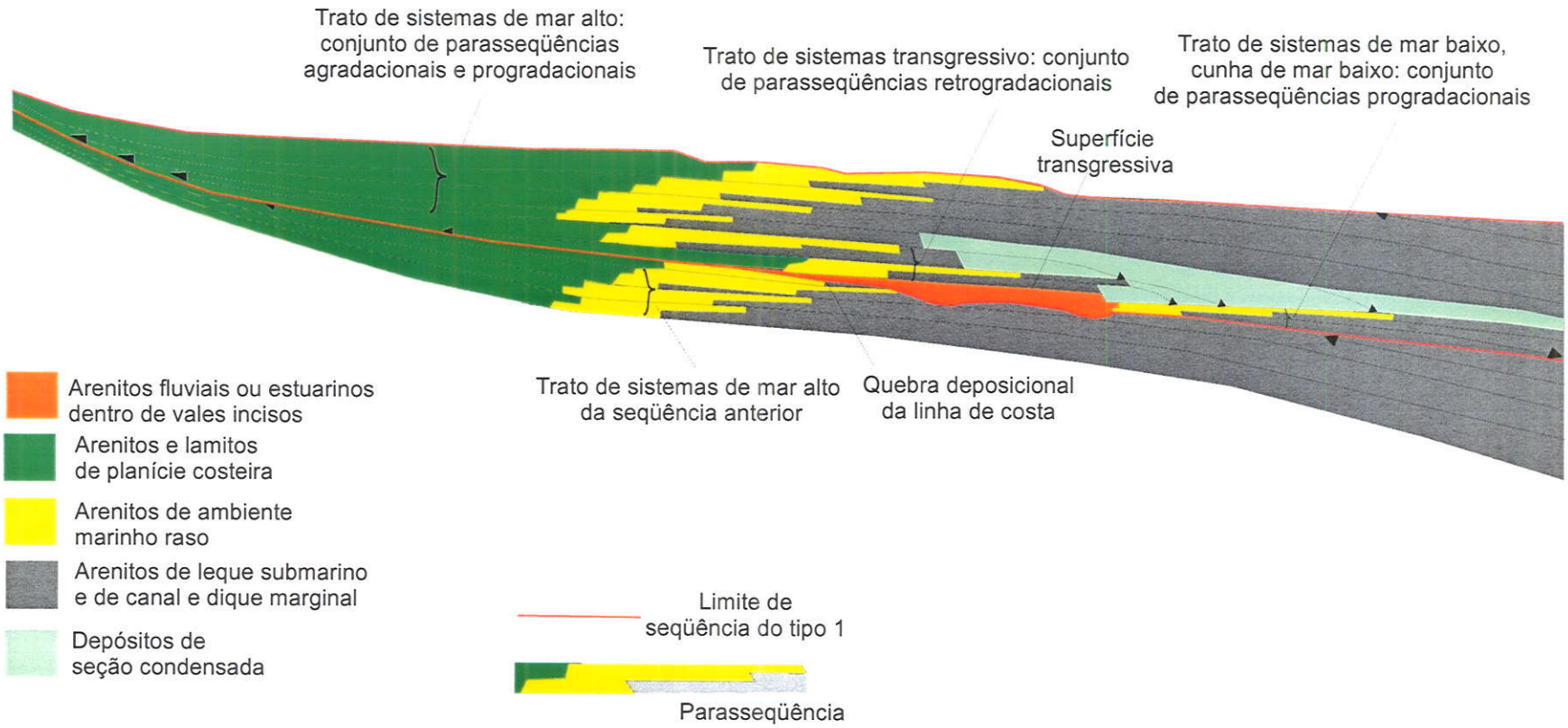
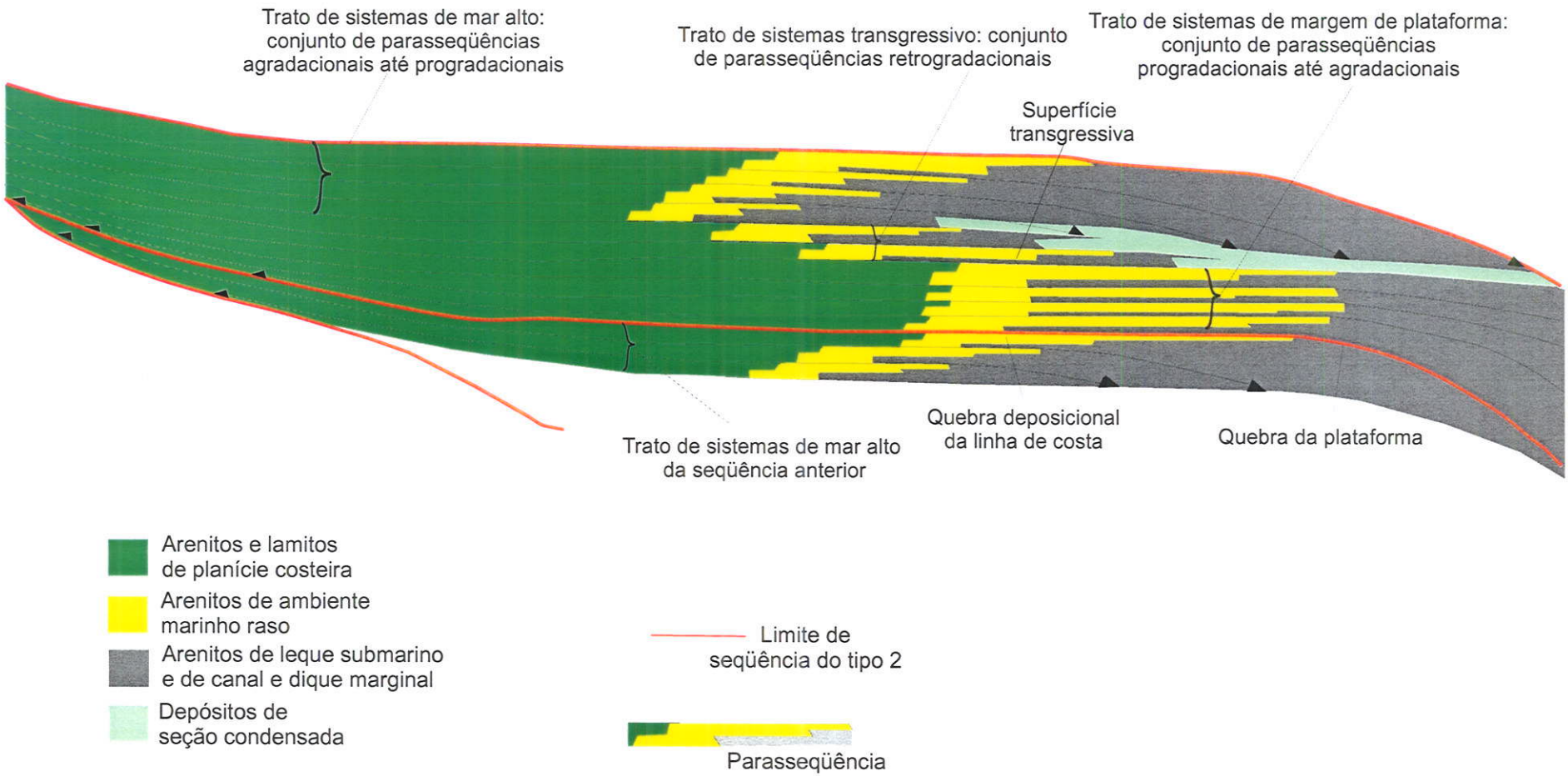


Figura IV.4. Modelos estratais numa seqüência do tipo 2 (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988).



O trato de sistemas de mar alto (Figs. IV.2, IV.3 e IV.4) é o trato superior tanto numa seqüência do tipo 1 como do tipo 2. Este trato de sistemas é comum na plataforma e pode ser caracterizado por um ou mais conjuntos de parasseqüências agradacionais que são sucedidos por um ou mais conjuntos de parasseqüências progradacionais. O trato de sistemas de mar alto é limitado no topo por limites de seqüências dos tipos 1 ou 2 e na base por uma superfície de *downlap*.

SEQÜÊNCIAS GENÉTICAS DE GALLOWAY

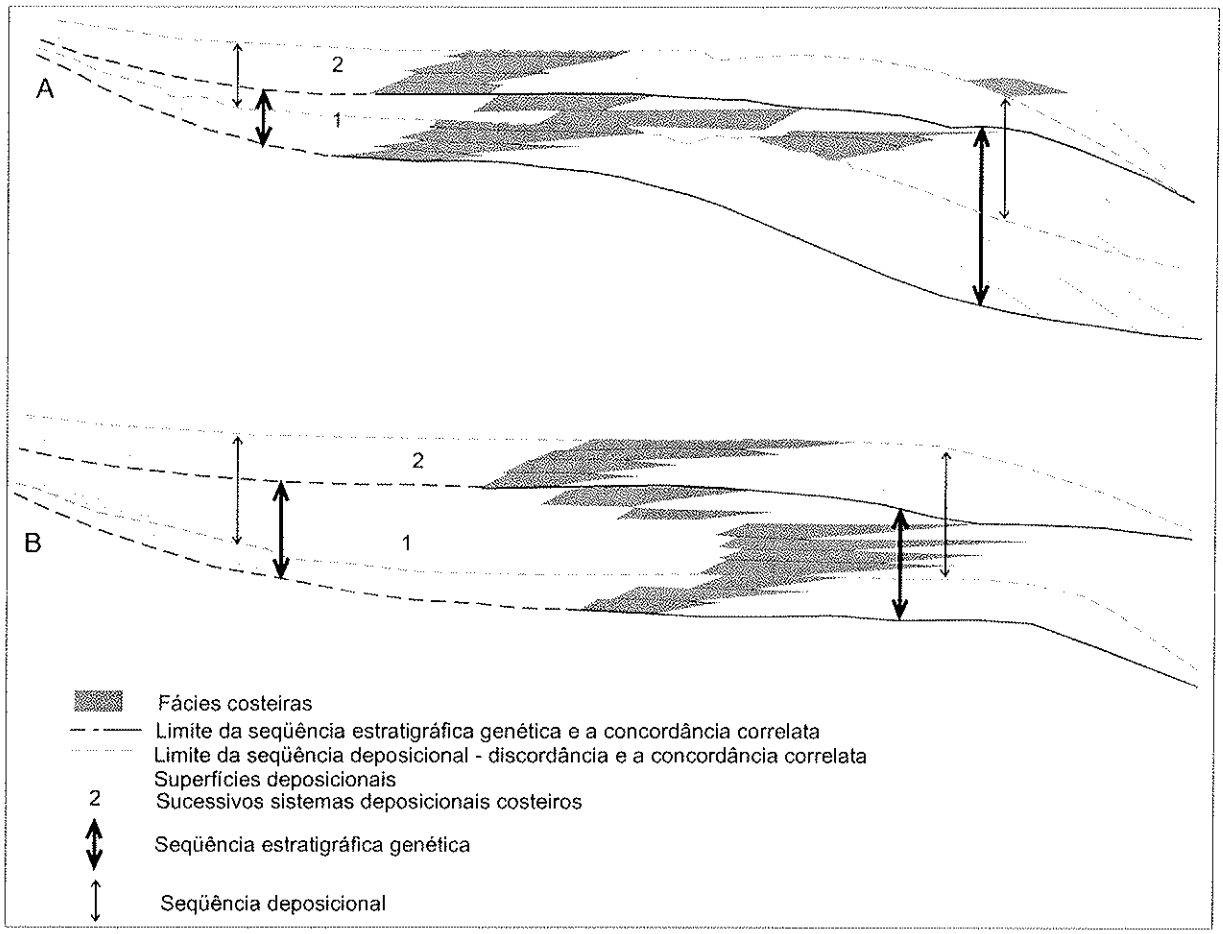
Galloway (1989) reconheceu que as margens das bacias marinhas são caracterizadas por episódios repetitivos de progradação, pontuados por períodos de transgressão e inundação da plataforma, introduzindo assim, para as unidades estratigráficas resultantes, o termo seqüência estratigráfica genética. Uma seqüência estratigráfica genética é o produto sedimentar de um episódio deposicional, limitada por superfícies de inundação.

Existe algumas diferenças entre a estratigrafia de seqüências deposicionais do grupo da Exxon (Vail, Posamentier, Van Wagoner, entre outros) e a estratigrafia de seqüências genéticas de Galloway (Fig. IV.5). O grupo da Exxon usa essencialmente dados sísmicos, enquanto que Galloway enfatiza a sedimentologia, interpretando ambientes pelas feições internas e geometria de fácies. Galloway (1989) não reconhece a eustasia como mecanismo principal de evolução estratigráfica, preferindo utilizar tectonismo/subsidência. Enquanto que as seqüências deposicionais são centradas nos eventos de inundação marinha, as seqüências estratigráficas genéticas de Galloway são limitadas por eles.

Na geologia, o termo seqüência é caracterizado por continuidade. Em uma sucessão estratigráfica, pontuada por discordâncias e seções condensadas, as quebras mais importantes e significativas (ex. geral: quebras temporal, estratigráfica, deposicional, etc) são representadas pelas discordâncias. A seção condensada é meramente uma litofácies fina, a qual faz parte de uma "deposição contínua" entre os sedimentos sotopostos e sobrepostos (Posamentier & James 1993).

Será adotado na tese de doutorado o modelo do grupo da Exxon, admitindo que a eustasia é o principal fator que governa a deposição dentro da Estratigrafia de Seqüências, e que as quedas do nível do mar são mais apropriadas para se definir os limites das seqüências, ao contrário dos eventos de inundação.

Figura IV.5. Comparação entre a posição do limite na "seqüência deposicional" do grupo da Exxon com o limite na "seqüência estratigráfica genética" de Galloway. **A** seqüência do tipo 1 e **B** seqüência do tipo 2 (Miall 1997).



IV.II. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NO PROTEROZÓICO

A Estratigrafia de Seqüências é o estudo de mudanças de fácies dentro de um arcabouço de tempo. Para sua interpretação são necessários os controles das fácies e do tempo. As fácies são obtidas através de análises sedimentológica e de fácies, e o tempo, requer pesquisas por métodos independentes, tais como bioestratigrafia, datação radiométrica e magnetoestratigrafia (Catuneanu & Erikssom 1999).

A aplicação da análise de Estratigrafia de Seqüências no Pré-cambriano é extremamente difícil, pois a análise de fácies e a reconstrução paleoambiental dos sistemas deposicionais são limitadas pela pobre preservação, tectônica pós-deposicional, transformações diagenéticas e metamorfismo. As idades das rochas precambrianas são baseadas em datações radiométricas, sendo mais imprecisas que as de seqüências mais jovens, e com margens de erro de pelo menos 1 Ma. Por isso, é quase impossível correlacionar seqüências de alta resolução, com duração menor que 10^0-10^1 Ma (Catuneanu & Erikssom 1999).

É também importante lembrar as diferenças existentes entre os sistemas deposicionais do Pré-cambriano e do Fanerozóico. Primeiramente, a ausência de vegetação teve efeitos profundos em muitos sistemas deposicionais do Pré-cambriano. Nos depósitos deltaicos há ausência de plantas e fósseis vertebrados. Os sistemas de canais, devido a ausência de vegetação, foram certamente do tipo *braided*. As espessuras das seqüências deltaicas são maiores que as atuais, atribuídas a contextos tectônicos mais ativos. Sedimentos de plataforma e *shoreface* sugerem a possibilidade de sistemas marinho rasos com circulação mais uniforme. As plataformas eram amplas com taludes suaves, em contraste com plataformas atuais, estreitas e íngremes . A influência das marés está em muitos registros, provavelmente devido a maior proximidade da Terra e da Lua, etc (Eriksson *et al.* 1998).

O reconhecimento dos limites de seqüências é fundamental para se confiar na interpretação da seqüência estratigráfica. No Pré-cambriano isso não é tão fácil, devido à pobre resolução bioestratigráfica, e à dificuldade de se observar as evidências estratigráficas físicas das quebras, comumente desenvolvidas localmente. Os critérios utilizados para a identificação dos limites de seqüência são: (a) evidência de exposição subaérea e/ou erosão (vales incisos), (b) mudanças abruptas de fácies, e (c) mudança no modelo de estaqueamento das parasseqüências. No Proterozóico, a maioria dos vales incisos, os quais são preenchidos por uma combinação de depósitos fluviais e estuarinos, apresentam depósitos grossos distintos dos estratos abaixo, marcando bem o limite (Christie Blick *et al.* 1995).

As seções estratigráficas mais espessas (maior que 5 km no Proterozóico) são melhores para se observar um maior número de seqüências. Em seções pouco espessas, superfícies de descontinuidade tendem a produzir quebras amalgamadas. A abundância de limites de seqüência em espessas sucessões do Proterozóico reflete antes uma melhor preservação dos eventos geológicos do que a ausência deles (Christie Blick *et al.* 1995).

A maioria dos depósitos neoproterozóicos acumularam-se em contextos de margem passiva, intracratônico (Bacia Amadeus, Austrália, Lindsay 1987), antepaís e extensional, caracterizados por rampas rasas sem quebras pronunciadas no talude. Depósitos de água profunda (sin e pós-rifte) e plataformas carbonáticas com margens íngremes foram descritos no Neoproterozóico da América do Norte e Austrália, porém constituem exceções (Christie Blick *et al.* 1995).

O Supergupo Transvaal (2.7-2.1Ga – África do Sul) foi reconhecido como uma seqüência deposicional de 1ª ordem sendo limitado por contatos discordantes que marcam mudanças principais nos *trends* geodinâmicos do Cráton Kaapvaal. Foram identificadas quatro discordâncias subaéreas dentro da sucessão Transvaal, subdividindo a seqüência de 1ª ordem em cinco seqüências deposicionais de 2ª ordem com duração de 130 Ma. Elas apresentam duração maior que os ciclos de 2ª ordem do Fanerozóico devido à menor velocidade de movimentação das placas tectônicas ao final do Arqueano e início do Proterozóico (Catuneanu & Erikssom 1999).

O Neoproterozóico da Bacia de Amadeus (Austrália) é representado pelo Arenito Arumbera. Foram reconhecidas duas seqüências deposicionais neste intervalo. Durante a deposição da primeira seqüência, quando o nível do mar atingiu o seu máximo, a sedimentação foi amplamente gradacional, com pequenos deltas progradando sobre uma plataforma carbonática (Formação Julie sotoposta). Durante a acumulação da segunda seqüência, o nível do mar caiu rapidamente expondo amplas áreas de sedimentos depositados durante o primeiro ciclo e restringindo a sedimentação (deltas) a duas porções mais profundas. Os principais fatores controladores na deposição foram: subsidência, tectonismo, ciclos do nível do mar, clima e biosfera. Este último, diferente da biosfera atual devido à ausência de plantas, deposição de carbonatos nas áreas interdistributários, ao invés de carvão. Esta similaridade sugere que prevaleceram condições mais alcalinas do que ácidas nesses ambientes de água rasa ao final do Proterozóico (Lindsay 1987).

Com relação ao Grupo Chapada Diamantina, Dominguez (1992) reconheceu duas seqüências deposicionais: (1) Tombador-Caboclo e (2) Morro do Chapéu. No presente trabalho constatou-se que há pelo menos seis seqüências deposicionais apenas na Formação Tombador, indicando que a medida em que se faz um estudo de campo detalhado é possível reconhecer seqüências de ordem cada vez menor em depósitos do Pré-cambriano.

CAPÍTULO V
FÁCIES E ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS

Na área em estudo, o metamorfismo e a deformação foram incipientes. As estruturas sedimentares estão bem preservadas, porém a cimentação foi intensa, caracterizada pela forte presença de sobrecrescimento de quartzo na maioria das lâminas estudadas. Devido essa intensa cimentação, muitas vezes é difícil o reconhecimento da granulometria das rochas nos afloramentos.

A partir de um detalhado estudo de campo foram reconhecidas 20 fácies sedimentares na Formação Tombador. Cada fácies foi caracterizada por uma ou duas letras iniciais em maiúsculo indicando a litologia, seguida de uma ou duas letras em minúsculo indicando a estrutura sedimentar presente. As fácies encontram-se listadas abaixo:

- **C** Conglomerado
- **B** Brecha
- **BA** Brecha e arenito
- **ACa** Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada
- **Aa** Arenito com estratificação cruzada acanalada
- **At** Arenito com estratificação cruzada tabular
- **Att** Arenito com estratificação cruzada tabular tangencial
- **Atd** Arenito com estratificação cruzada tabular e *drape* de folhelho
- **Ahb** Arenito com estratificação cruzada espinha-de-peixe (*herringbone*)
- **Ap** Arenito com laminação horizontal
- **As** Arenito com estratificação cruzada sigmóide
- **Ar** Arenito com laminação cruzada clino-ascendente (*ripple drift cross-lamination*)
- **Ah** Arenito com estratificação ondulada truncante (*hummocky)*
- **Asw** Arenito com estratificação cruzada *swaley*
- **Ao** Arenito com laminação cruzada por onda e *flaser*
- **Aba** Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo
- **R** Ritmito arenito/siltito
- **Rc** Ritmito arenito/siltito com carga
- **Iw** Interlaminado arenito/siltito (*wavy*)
- **S** Siltito

As fácies sedimentares foram agrupadas em 16 associações faciológicas, apresentadas no quadro a seguir:

Associação/Ambiente	Fácies/Descrição	Figura
Leque aluvial	Conglomerado	V.1
	Brecha	V.2
Leque subaquoso (Rio Capivara)	Estratos com brecha gradando a arenito	V.3
***Fan delta* estuarino** (Rio Mucugezinho-BR242)	Progradação: conglomerado sobre arenito/siltito e sobre siltito Retrogradação: conglomerado sob arenito/siltito e sob siltito	V.4
Fluvial torrencial (Rio Mucugezinho)	Arenito grosso a conglomerado com estratificação cruzada e laminação horizontal	V.5
Fluvial (Rio Ribeirão)	Arenito gradando a conglomerado com estratificação cruzada acanalada	V.6
Fluvial costeira (Rio Mucugezinho-BR242 "placa portal")	Arenito espesso com estratificação cruzada, laminações horizontal e cruzada, e *flaser*	V.7
Eólica (Rio Mucugezinho)	Arenito com laminação horizontal e estratificação cruzada tabular tangencial	V.8
Litorânea/praia	Arenito com laminação horizontal e marcas de onda (crista reta)	V.9
Deltaica tipo Gilbert (Rio Mucugezinho-BR242)	Progradação de *topsets* e *foresets* de arenito sobre siltito (Marinho)	V.10
Frente deltaica (Rio Capivara)	Arenito com laminações horizontal e cruzada, e estrutura de carga (*load-ripple*)	V.11
Planície deltaica/ marinha (Rio Ribeirão de Baixo)	Progradação: arenito grosso e conglomerado (planície deltaica/fluvial) sobre arenito e siltito (marinho)	V.12
Marinha/frente deltaica (Rio Ribeirão de Baixo)	Siltito/ritmito marinho sob arenito grosso com estratificação cruzada tabular	V.13
Estuarina/marinha (Rio Ribeirão de Cima)	Canal de arenito com estratificação cruzada sigmóide gradando a arenito/siltito com estratificação *hummocky* (tempestito)	V.14
(Rio Mucugezinho-BR242 "ponte")	Canais preenchidos por arenito com estratificação sigmóide intercalados com ritmitos e arenitos com estratificação acanalada	V.15
Estuarina distal/marinha (Rio Mucugezinho-BR242 "mengão")	Intercalações de arenito (estratificação cruzada acanalada e sigmóide, geometria tabular) e siltito	V.16
(Alto do Morro do Pai Inácio)	Arenito sigmoidal intercalado com siltito (marinho)	V.17
Deltaica/marinha (barra de marés) (Morro do Pai Inácio –face sul)	Progradação: siltito sob arenito com estratos delgados e bifurcantes sob arenito com estratificação sigmóide (barra de Marés)	V.18
Marinha *shoreface*	Arenito com estratificação ondulada truncante *hummocky*, estrat. *microhummocky*, e interlaminação *wavy* e siltito (tempestito)	V.19
(Rio Capivara)	Tempestito e brecha intraformacional	V.20
(Rio Lapão)	Tempestito e brecha intraformacional	V.21
	Tempestito com estratificação convoluta	V.22

Legenda das associações faciológicasdos, perfis estratigráficos e seções estratigráficas.

Fácies Sedimentares

S - Siltito

R - Ritmito arenito/folhelho

Rc - Ritmito arenito/folhelho com sobrecarga

Iw - Interlaminado arenito e folhelho (*wavy*)

Ao - Aren. c/ lamin. por onda

Ar - Aren. c/ lamin. cruz. clino-ascendente (*ripple drift)*

Ap - Aren. c/ lam. plano horizontal

Ahb - Aren. c/ estrat. cruz. espinha-de-peixe *(herringbone)*

At - Aren. c/ estrat. cruz. Tabular

Atd - Aren. com *tidal bundle*

Aa - Aren. c/ estrat. cruz. acanalada

Ah - Aren. c/ estrat. Cruzada *hummocky*

Ahc - Aren. c/ estrat. cruzada *hummocky* e convoluta

Ab - Arenito com brecha

Att - Aren. c/ estrat. cruz. tabular tangencial

As - Aren. c/ estrat. cruz. sigmóide

ACa - Aren. conglomerático c/ estrat. cruz. acanalada

C - Conglomerado

B - Brecha

Estruturas e Litologias

Greta

Marca de carga

Clasto de argila

Wavy

Linsen

Flaser

Bioturbação

Laminação cruzada clino-ascendente (*ripple drift)*

Lam. plano horizontal

Estrat. cruz. de baixo ângulo

Estrat. cruz. tabular

Estrat. cruz. espinha-de-peixe (*herringbone*)

Estrat. cruz. ondulada truncante (*hummocky)*

Estrat. cruz. tabular tangencial

Estrat. cruz. acanalada

Estrat. cruz. Sigmóide

Estrat. convoluta

Interlaminado aren./folhelho

Seixo

Brecha

Matacão

a - argila
s - silte
amf - areia muito fina
af - areia fina
am - areia média
ag - areia grossa
amg - areia muito grossa
c - conglomerado

LS - Limite de seqüência
ST - Superfície transgressiva
SIM - Superfície de inundação máxima
TSMA - Trato de sistemas de maralto
TST - Trato de sistemas transgressivo
TSMB - Trato de sistemas de mar baixo

LEQUE ALUVIAL

(a) Fácies Conglomerado

A associação de leque aluvial é constituída predominantemente pela fácies conglomerado **C**, com espessura que normalmente alcançam 20m (Fig. V.1-A), e também com ampla extensão lateral. A associação faciológica é característica do intervalo superior da Formação Tombador. Localmente se observa uma geometria de canal, com um relevo superior a 10m, como na Gruta do Lapão (ponto La-8); os conglomerados apoiam-se erosivamente sobre arenitos de natureza eólica ou fluvial (Fig. V.1-B).

Os conglomerados são constituídos predominantemente de seixos e calhaus, geralmente com 3 a 15 centímetros, de quartzito leitoso róseo e verde, apresentando-se sub-esféricos a elipsoidais, e arredondados (Figs. V.1-D, V.1-F).

Comumente o conglomerado intercala-se com estratos de 0,3 a 1,0m de espessura de arenito médio com estratificação cruzada acanalada (Figs. V.1-C, V.1-D). Nota-se também, ocasionalmente imbricação dos seixos (Fig. V.1-F) e/ou estratificação cruzada com sentido de fluxo para oeste a noroeste (Fig V.1-E).

A fácies conglomerado **C** está relacionada a rios entrelaçados cascalhentos formados em sistemas de leque aluvial (Collinson 1996). É comum a presença de grandes clastos arredondados e de baixa esfericidade na base do conglomerado, como observado na cachoeira do Grisante (um afluente do Rio Lençóis): estes clastos são originados da erosão e retrabalhamento fluvial de depósitos eólicos sotopostos. Também é marcante a associação com brechas, no último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador.

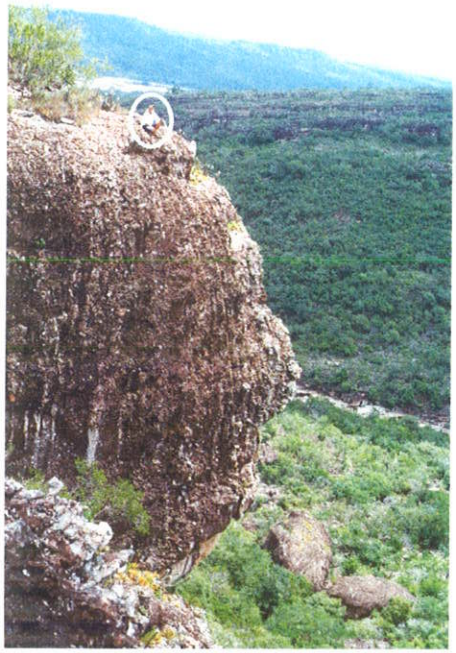
A Serra de Jacobina deve ter servido como área fonte desses conglomerados devido à presença de quartzito verde (Pedreira 1988).

(b) Fácies Brecha

A associação de leque aluvial também compreende brechas, fácies **B**, apresentando-se como uma massa caótica composta de calhaus e matacões de quartzito, prismáticos, angulosos, com 0,2 a 1m de comprimento (Fig. V.2-A), junto com clastos decimétricos subarredondados de quartzito e arenito (Fig. V.2-B). Está bem representada nos perfis dos rios Mucugezinho, Ribeirão de Baixo (e seu afluente Córrego da Onça) e Capivara, no último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador (pontos Mu34/35, Ri3 e Ca2).

Ocasionalmente observa-se imbricação dos matacões com sentido de fluxo para oeste, e afinamento textural para o topo (Figs. V.2-B, V.2-D). Aparece apenas na parte mais superior da Formação Tombador, estando normalmente associada a conglomerados; neste caso se

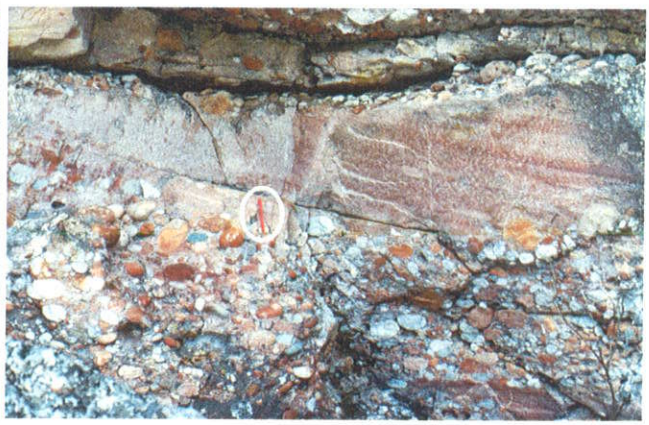
Figura V.1. Associação de leque aluvial (Fácies conglomerado).



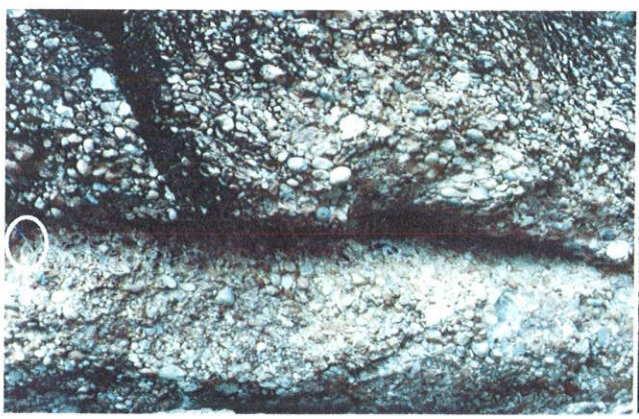
A. Fácies conglomerado com 20m de espessura (Córrego da Onça). Escala humana no círculo.

B. Conglomerado de canal (Gruta do Lapão). Escala humana no círculo.

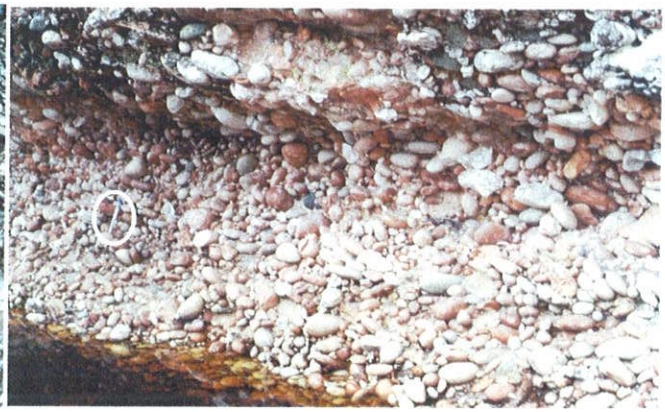
C. Estratos de conglomerado e arenito médio com estratificação cruzada acanalada (Rio Lençóis). O retângulo indica um detalhe da foto seguinte.



D. Conglomerado contendo clastos (1a 8cm) de quartzito rosa-avermelhado e leitoso, intercalado com arenito. A escala nas fotos D, E e F é uma caneta (círculo).

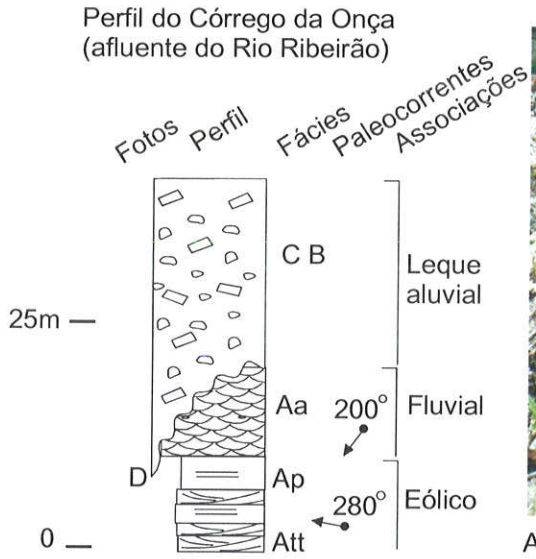


E. Conglomerado com estratificação cruzada acanalada (Rio Ribeirão).



F. Fácies conglomerado. Observar imbricação dos seixos para a direita, indicando paleocorrente para a esquerda (oeste) (Rio Mandassaia).

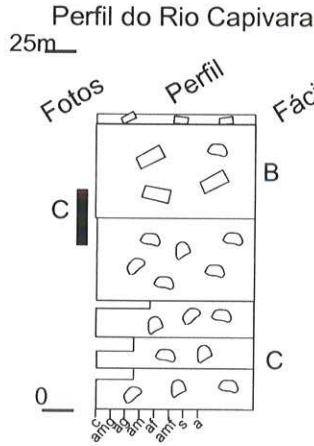
Figura V.2. Associação de leque aluvial (Fácies brecha).

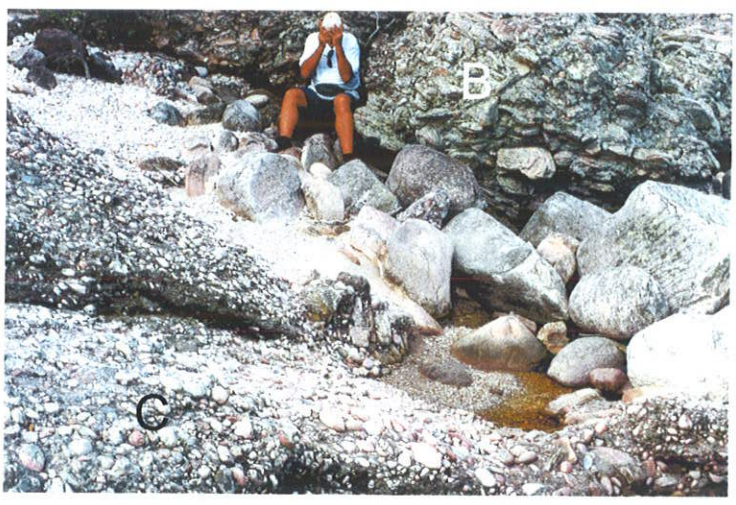


A. Fácies brecha contendo matacões de arenito com quase 1 m de comprimento (trilha para a Cachoeira do Sossego).

D. Brecha sobreposta erosivamente a arenito eólico (Córrego da Onça).

B. Brecha com clastos de quartzito e arenito. Observar afinamento textural para o topo e imbricação na parte superior (corrente da esquerda para a direita) (Rio Capivara).





C. Passagem abrupta de conglomerado **C** para brecha **B** (Rio Capivara).

observa um limite inferior canalizado, e grande contribuição de clastos do substrato (Fig. V.2-D) porém não apresentando grandes extensões laterais.

A fácies brecha **B** provavelmente está relacionada à parte proximal de leques aluviais, associada a um relevo mais íngreme e com pouco transporte e retrabalhamento por água. O material da própria bacia contido na brecha (blocos angulosos) sugere um fraturamento e fragmentação intraformacional após a deposição e consolidação do sedimento. Em outros casos, ocorrem brechas de natureza local, intercaladas em depósitos fluviais, ou mesmo formadas em depósitos marinhos de tempestades (ver associação marinha *shoreface*); nestes casos é sugerida a ocorrência de sismos na origem dos clastos intraformacionais angulosos.

LEQUE SUBAQUOSO

A associação de leque subaquoso é representada por brecha e arenito **BA,** tendo observada localmente no perfil do Rio Capivara, sobreposta à associação de leque aluvial (fácies brecha **B)** e sotoposta a tempestitos marinhos (fácies **Ah** e **S**), no último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador.

A associação de leque subaquoso tem espessura de quase 10m, e é constituída por estratos, de escala métrica, de brecha gradando a arenito, este com laminações horizontal ou ondulada (Fig. V.3-A). Cada estrato individual apresenta base erosiva (Figs. V.3-B, V.3-C) indicando fluxos vigorosos unidirecionais que escavam (*scour*) o substrato geralmente arenoso, e depositam brechas maciças ou brechas/conglomerados com estratificação cruzada (tração), seguido de arenitos laminados (regime de fluxo superior).

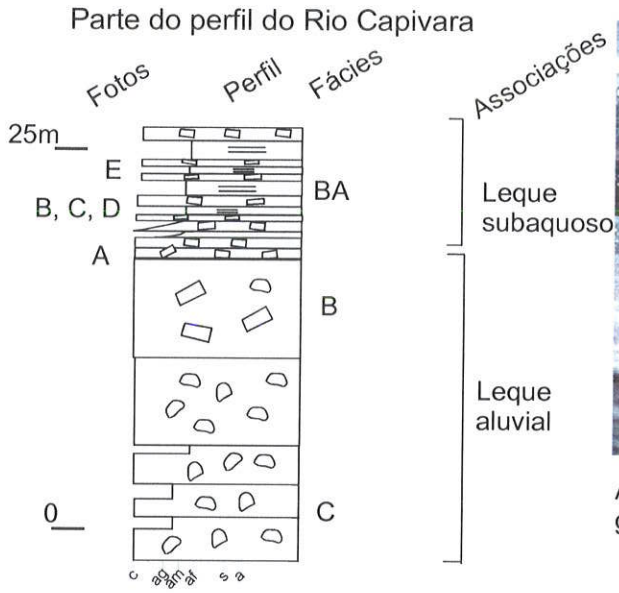
A presença de clastos arredondados e de feições de imbricação sugere a ação de correntes trativas unidirecionais, enquanto a laminação ondulada dos arenitos (Figs. V.3-D, V.3-E) sugere a ação de ondas de tempestade, indicando uma origem marinha rasa para a associação de fácies. Essa hipótese é reforçada pelo fato da associação **BA** ser intermediária entre as associações de leque aluvial (brecha, sotoposta) e marinha *shoreface* (tempestito).

FAN DELTA ESTUARINA

Sob este título enquadram-se duas sucessões faciológicas: granodecrescente, com conglomerado, arenito grosso com *drape* síltico, e siltito; e granocrescente.

A sucessão inferior é formada por um conjunto granodecrescente ascendente de três fácies: conglomerado intercalado com siltito (**C, S**), arenito com *drapes* de siltito (**Aa, Ap, S**), e siltitos (**S**). Os conglomerados exibem estratificação cruzada acanalada, e são bruscamente interrompidos por siltitos (Fig. V.4-A). Os arenitos apresentam estratificação cruzada

Figura V.3. Associação de leque subaquoso.



A. Estrato constituído por brecha/conglomerado gradando a arenito com laminação ondulada.

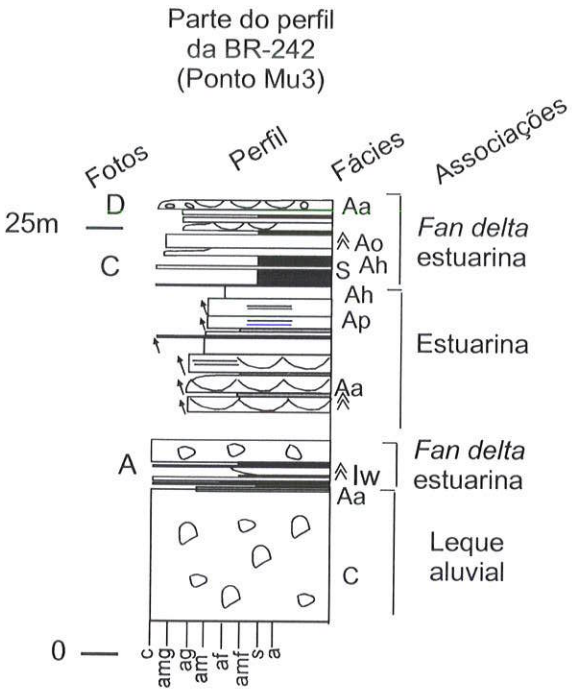
B. Observam-se três estratos (I, II e III) sendo cada um constituído por brecha gradando a arenito com estratificação cruzada seguido de arenito com laminação ondulada. Notar erosão (*scour*) na base do estrato II.

C. Detalhe da foto B, destacando a erosão na base dos estratos.

D. Espesso estrato constituído por brecha/ conglomerado gradando a arenito com laminação ondulada.

E. Dois estratos constituídos por conglomerado gradando a arenito com estratificação cruzada (parte inferior), sucedido por brecha gradando a arenito com laminaçao ondulada (*hummocky*?).

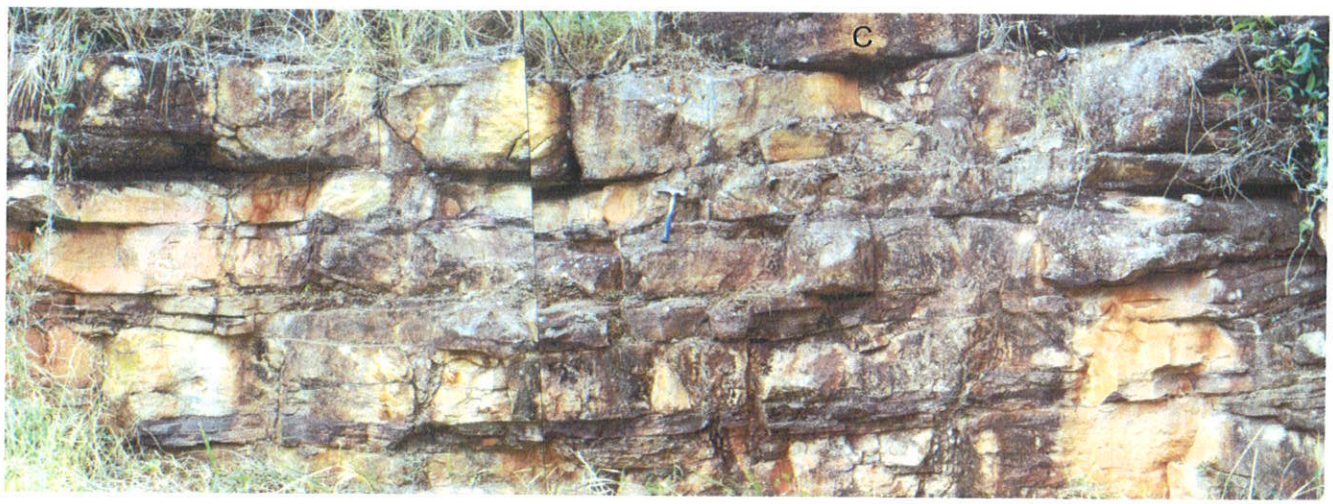
Figura V.4. Associação *fandelta* estuarina.



A. Conglomerado e arenito escavando interlaminado *wavy* de siltito e arenito fino. No destaque, caneta de escala.

B. Progradação de arenito com estratificação sigmóide sobre arenito com laminação cruzada e *flaser*. Notar ângulo mais forte do intervalo superior. Fundo do Hotel Pousada de Lençóis (Pto Le3). No destaque, caneta de escala.

C. Siltito/ritmito com intercalação de conglomerado **C**, sotopostoa arenito muito grosso com estratificação cruzada e retrabalhamento por ondas no topo dos estratos



D. Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada, com retrabalhamento por onda e *drapes/flasers* de siltito entre os estratos. Conglomerado **C** no topo.

acanalada, sucedida por laminação horizontal (**Aa, Ap**); e níveis (*drapes*) de siltito; para o topo ocorre arenito com provável estratificação ondulada truncante (**Ah**). A sucessão granodecrescente se completa com um banco de siltito (Fig. V.4-C). O conjunto retrogradante acima descrito, que indica uma evolução geral transgressiva a partir de um leque aluvial inicial, é descrito no último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador, no vale do Rio Mucugezinho (BR 242), ponto Mu3.

A segunda sucessão faciológica apresenta uma organização granocrescente ascendente de três fácies. Na base, siltitos e arenitos finos, em parte formando estratos rítmicos gradacionais (fácies **S, R**) e portando um corpo tabular de conglomerado com 0,3m de espessura (Fig. V.4-C). Seguem-se estratos de arenito, com espessura 0,2 a 0,5m e estratificação cruzada acanalada (fácies **Aa**), separados entre si por intercalações centimétricas (*drapes*) de siltito (Fig. V.4-C). A sucessão se completa com arenitos com estratificação cruzada acanalada e níveis de seixo. Esta progradação de elementos fluviais sobre depósitos marinhos, interpretada como *fan delta* estuarina, ocorre sobreposta à sucessão anterior na BR-242, ponto Mu3.

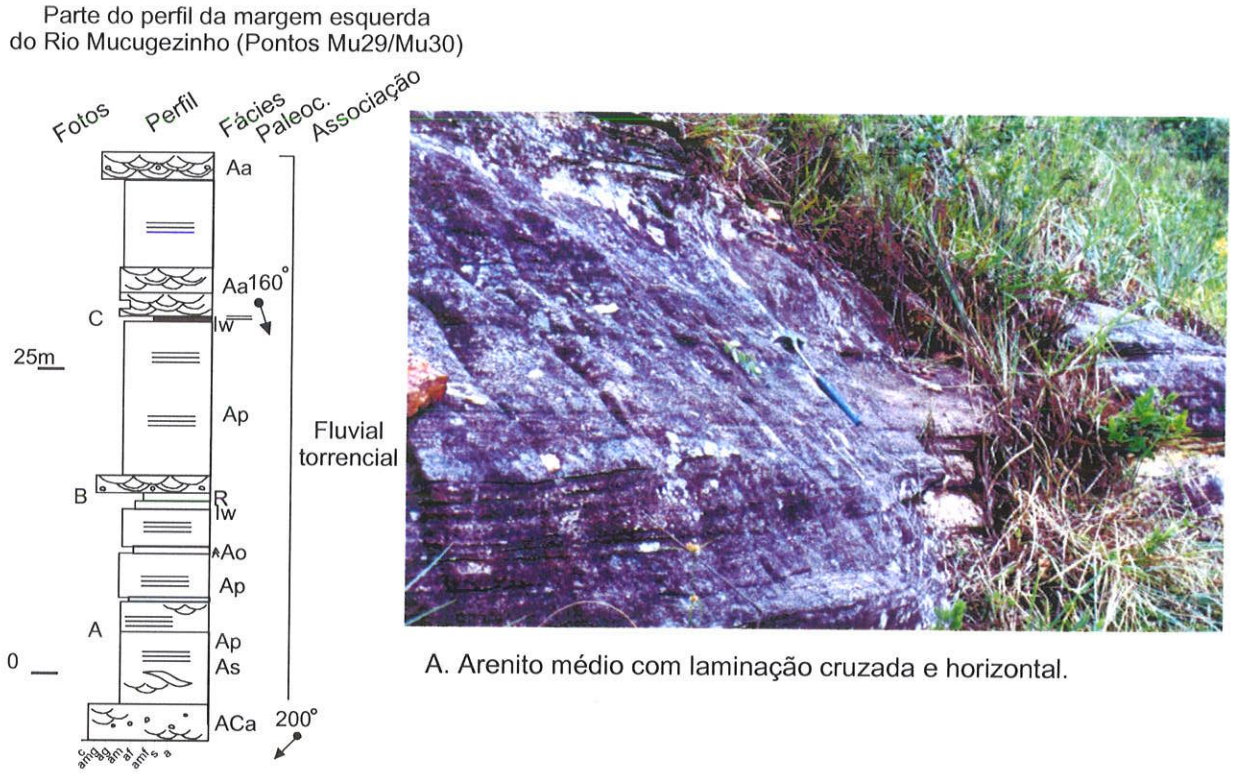
Outro afloramento que se enquadra no modelo em epígrafe, é encontrado nos fundos do Hotel Pousada de Lençóis (Ponto Le23). Aqui duas fácies se sucedem em um arranjo progradante: abaixo, estratos centimétricos de arenitos finos com laminação cruzada freqüentemente retrabalhada por ondas, fácies **Ao** (com *flasers* de siltito), e acima estratos de tamanho decimétrico de arenito fino/médio, sigmoidal, com superfícies retrabalhadas por ondas (Fig. V.4-B). Outra sucessão semelhante a esta, portando conglomerado no topo da sucessão, é encontrada próximo a Pousada Lavramor.

FLUVIAL TORRENCIAL

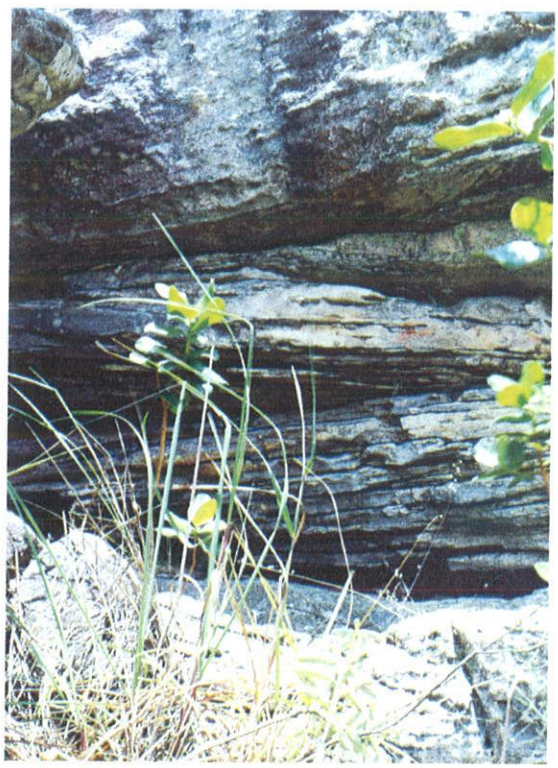
A associação fluvial torrencial compreende arenitos médios a muito grossos, freqüentemente exibindo lâminas conglomeráticas formadas por seixos de quartzo leitoso (alcançando 1cm). Os arenitos apresentam estratificações cruzada acanalada e horizontal (Fig. V.5-A, -B) e formam corpos espessos com espessura variando de poucos até uma dezena de metros. Entre esses corpos ocorrem delgados intervalos de ritmito arenito/siltito ou siltito, fácies **R**, **S**, ou siltito e arenito fino com laminação cruzada por ondas, fácies **Ao** (Fig. V.5-B).

Os arenitos com estratificações cruzada acanalada e horizontal constituem depósitos fluviais torrenciais, que se formam a partir de correntes tracionais rasas de regime de fluxo superior. A intercalação dessas fácies com sedimentos finos marinhos revela ciclos de alta freqüência, com os arenitos fluviais indicando fases regressivas de ativo suprimento, enquanto os siltitos/ritmitos evidenciam fases transgressivas de afogamento marinho.

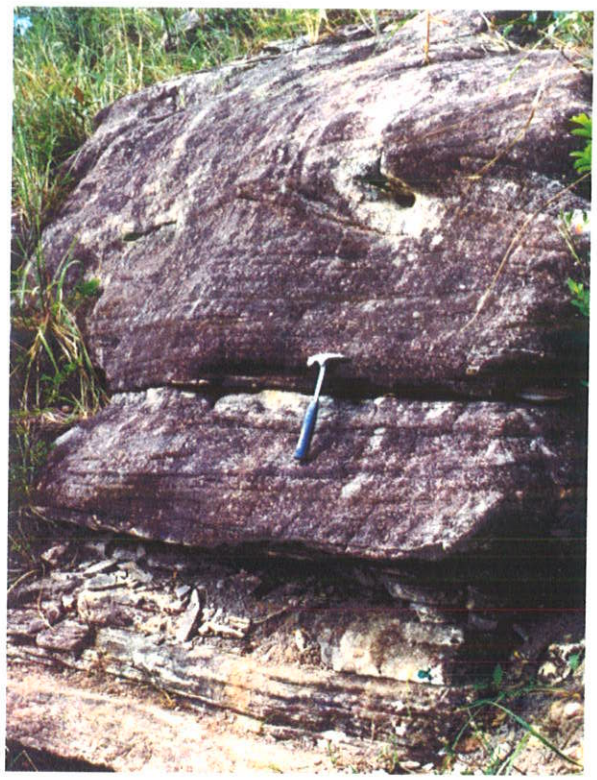
Figura V.5. Associação fluvial torrencial.



A. Arenito médio com laminação cruzada e horizontal.



C. Arenito com estratificação cruzada sobreposto a siltito.



B. Arenito com estratificação cruzada e laminação horizontal sobreposto a ritmito.

Esta associação ocorre apenas ao norte da área de estudo, em ambos os lados do vale do Rio Mucugezinho (Pontos Mu29/30 e sul do Mu1), encontrando-se no último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador. Aqui as paleocorrentes apresentam sentido preferencial para sul.

FLUVIAL

A associação fluvial compreende arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada **ACa**, arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas acanalada e tabular, **Aa At**, e ocasionalmente arenito fino com laminação cruzada clino-ascendente **Ar**.

Na figura V.6-A observam-se camadas de arenito médio/grosso com estratificação cruzada acanalada de médio porte e geometria lenticular. A base do corpo arenoso apresenta feição erosiva, típica de canal fluvial. Também são vistos seixos centimétricos de arenito e quartzito dispersos nos arenitos desta fácies, ou níveis intercalados de seixos (Fig. V.6-B); em planta os *festoons* são bastante evidentes (Fig. V.6-C). O conjunto se apresenta sob a forma de "caixa", sem nenhuma tendência textural evidente.

A fácies **At** consiste de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tabular, com as espessuras dos estratos alcançando poucos decímetros; geralmente se associa à fácies arenito com estratificação cruzada acanalada **Aa** (Fig. V.6-D). A fácies **Ar** é composta de arenitos finos/médios com estratificação cruzada de pequeno porte (*sets* com espessura 5-10cm), e arenitos finos com laminação cruzada clino-ascendente, formados pela migração de marcas onduladas a partir de fluxos unidirecionais contínuos (Fig. V.6-E).

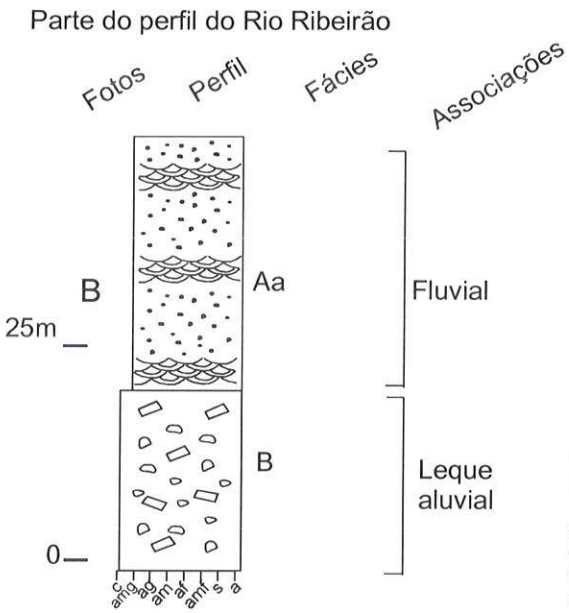
As estratificações cruzadas acanalada e tabular são geradas pela migração de dunas ou megaondulações de crista sinuosa e reta, sob regime de fluxo inferior, a partir de fluxos trativos unidirecionais. Essas fácies estão associadas a canais arenosos entrelaçados, com paleocorrentes predominantemente no sentido sudoeste e oeste (N220°, N300°) no Rio Ribeirão de Baixo, considerando-se o último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador.

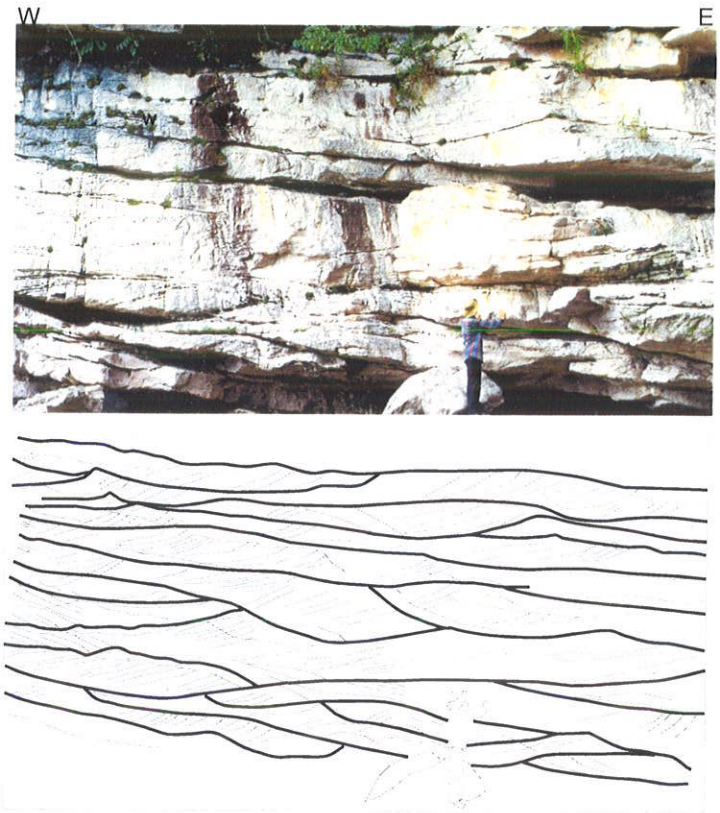
FLUVIAL COSTEIRA

Esta associação de fácies é ilustrada no perfil do Rio Mucugezinho, afloramento "Portal" da rodovia BR-242 (Ponto Mu23), intervalo inferior da Formação Tombador.

A associação faciológica fluvial costeira é amplamente dominada por arenitos finos a médios, segundo estratos tabulares com 0,2 a 0,5m de espessura, com estratificação cruzada acanalada ou laminações horizontal e cruzada, modificadas por ondas e lentes de *flaser* argiloso (Fig. V.7-A, -B, -C). Afloramento próximo, na descida para o Bar Cachoeira (Ponto

Figura V.6. Associação fluvial.

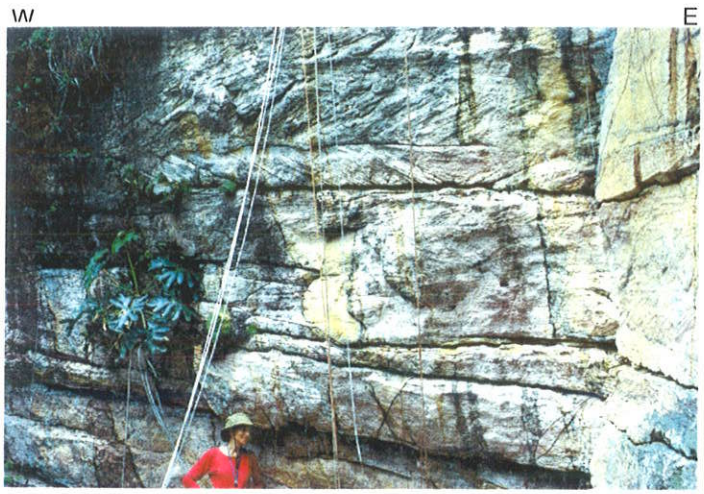




A. Arenito médio/grosso com estratificação cruzada acanalada. Observar a geometria lenticular dos estratos e os cortes erosivos dos canais (Rio Ribeirão).

B. Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada Aa (trilha para a Cachoeira do Sossego).

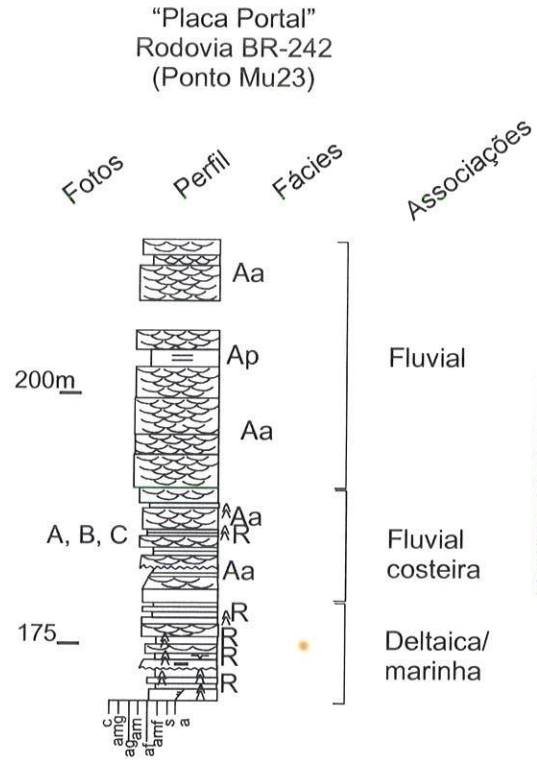
C. Arenito com estratificação cruzada acanalada vista em planta (*festoon* - Rio Mucugezinho).



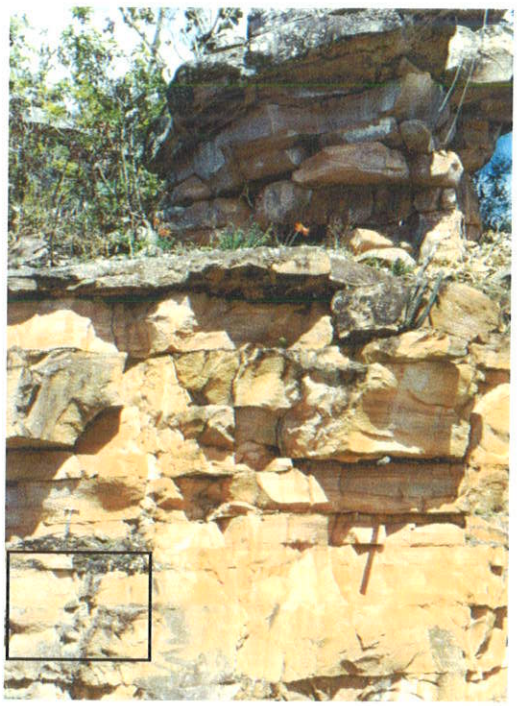
D. Arenito médio a grosso com estratificações cruzadas tabular e acanalada (Rio Ribeirão).

E. Arenito com laminação cruzada sobreposta a pequenos *sets* de estratificação cruzada (Rio Ribeirão).

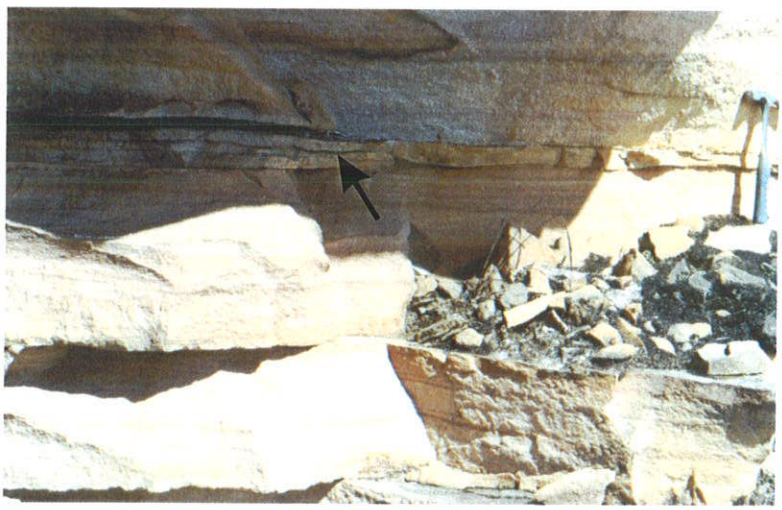
Figura V.7. Associação fluvial costeira (BR-242).



A. Arenito com laminação horizontal e estratificação cruzada acanalada e retrabalhamento local por ondas. No retângulo detalhe da foto seguinte.



B. Estratos tabulares de arenito, detalhados na foto seguinte.



C. Detalhe da foto B: estratos com laminação horizontal e cruzada, localmente retrabalhada por onda e *flaser* (seta).

Mu15), revela a presença de *drapes* sílticos nas lâminas inclinadas de alguns delgados estratos cruzados tabulares de arenito, e nas ondulações por ondas separando os estratos; neste afloramento também é comum a presença de laminações cruzadas clino-ascendentes. A associação flúvio-costeira é subjacente a depósitos fluviais, observados em afloramentos da descida para a Toca da Marina.

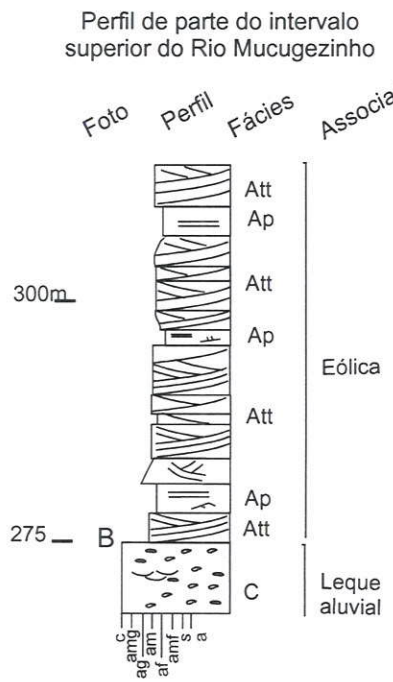
EÓLICA

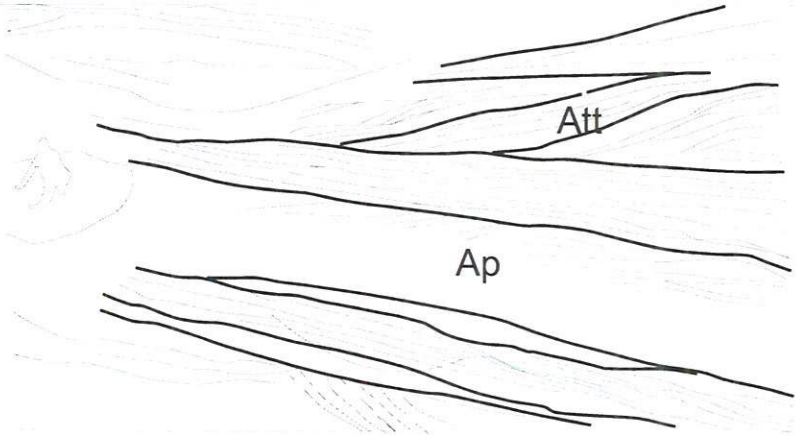
A associação eólica engloba as fácies arenito médio com estratificação cruzada tabular tangencial **Att** e arenito médio com laminação horizontal **Ap** (Fig. V.8-A). Tal associação é muito comum no intervalo superior da Formação Tombador, geralmente formando o topo de cada ciclo/seqüência (leque aluvial - fluvial - eólico) ou mesmo sobrepondo-se diretamente ao leque aluvial (Fig. V.8-B). No último ciclo do referido intervalo, os depósitos eólicos associam-se a sedimentos litorâneos, como observado nos perfis dos rios Mucugezinho e Capivara (Pontos Mu50/51 e Ca1, ver próximo capítulo).

A fácies **Att** é constituída por arenito fino a grosso, bem selecionado e com os grãos grossos arredondados, com estratificação cruzada tabular tangencial de médio/grande porte e inclinação das lâminas frontais podendo passar de 35°, e tendo ainda uma longa cauda assintótica (Figs. V.8-A, V.8-B). Em lâmina delgada 90% dos grãos são de quartzo com sobrecrescimento, feldspato, além de fragmentos de rocha, turmalina e zircão (Fig. V.8-C). Também podem ser observadas, em planta, marcas onduladas assimétricas de crista reta. A espessura da fácies alcança até 30m. As paleocorrentes eólicas variaram entre noroeste (N300°, N330°) e nordeste (N30°); no último ciclo do intervalo superior, vale do Mucugezinho, o sentido dos ventos era para leste-sudeste (entre 80° e 130°).

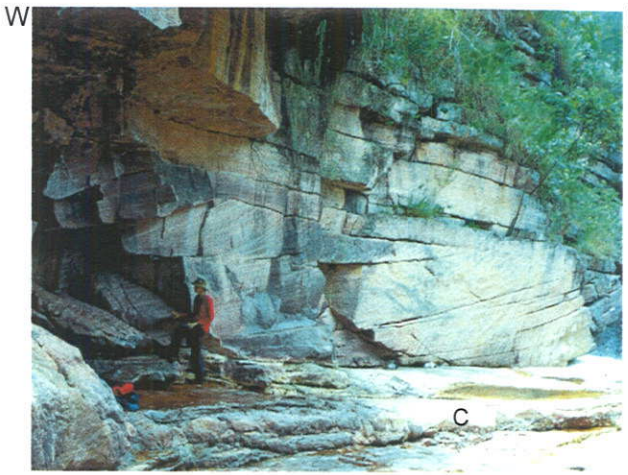
Os arenitos da fácies **Att** são interpretados como depósitos de dunas. A medida que o vento perde energia, ou a partir de um vento secundário, são depositados na frente das dunas areias com marcas onduladas migrantes de crista reta (*ripple drift).* Intercalado aos arenitos com estratificação cruzada de grande porte (dunas) ocorrem arenitos médios com laminação horizontal **Ap**; a laminação horizontal resulta a partir de processo tracional, com ventos de alta velocidade, em regime de fluxo superior. É provável que esteja relacionada a depósitos de lençol de areia (*sandsheet* - Kocurek 1996).

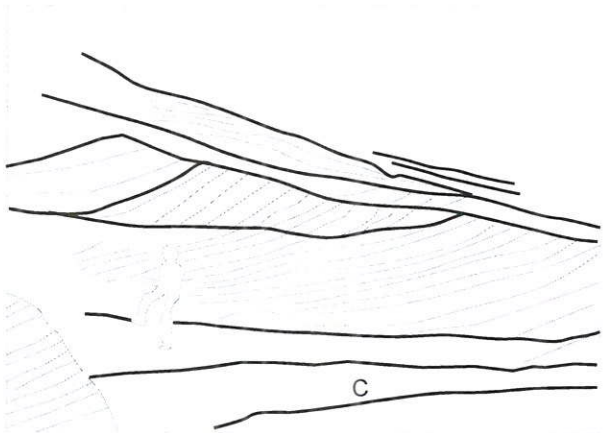
Figura V.8. Associação eólica.



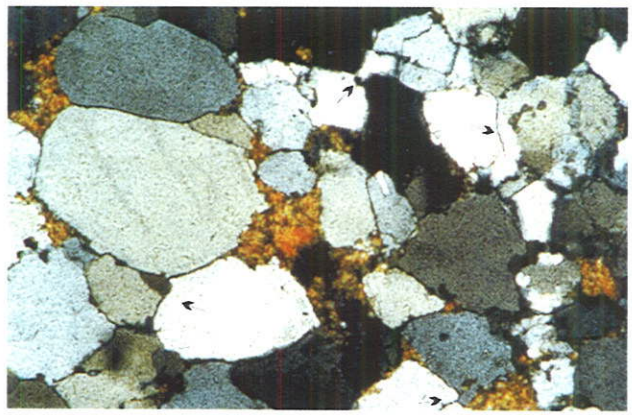


A. Arenitos com estratificação cruzada tabular tangencial **Att** intercalados com arenitos com laminação horizontal **Ap** (Rio Lençóis).





B. Arenito com estratificação cruzada tabular tangencial sobreposto a conglomerado **C**. As linhas mais grossas marcam limites dos estratos e superfícies de reativação (Rio Mucugezinho, pto Mu39).



C. Arenito fino a médio, eólico. Observam-se grãos de quartzo e feldspato, arredondados a angulosos, e sobrecrescimento de quartzo (setas) com cimento carbonático corroendo os grãos. Nicóis cruzados, aumento 5x (Morro do Pai Inácio).

LITORÂNEA/PRAIA

Essa associação compreende predominantemente arenitos com laminação horizontal **Ap** e cruzada por onda **Ao**, e arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo **Aba**.

Um bom exemplo desta associação pode ser visto na Pedreira do Cristalito, próxima da BR-242 (Ponto Mu14), com as fácies **Ap** e **Aba**. A fácies **Ap** consiste de arenito fino/médio, regular a bem selecionado, com laminação horizontal que reflete um regime de fluxo superior (Figs. V.9-A, V.9-B). Em lâmina delgada nota-se orientação dos minerais e intensa cimentação caracterizada por sobrecrescimento de quartzo. Os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e horizontal compõem a estratificação tipo *swash* da praia (Fig. V.9-A).

Marcas onduladas simétricas e de crista reta (fácies **Ao**) apresentam várias ou apenas duas orientações para as cristas, como se observa respectivamente nas imediações do Bar Mucugezinho (junto à rodovia BR-242, ponto Mu6), e na foz do Rio Lapão (Ponto La9). A fácies **Ao** é composta por arenitos finos com laminação cruzada por ondas e ocasionalmente *flaser.* As cristas tendem a ser retas, localmente bifurcantes e pontiagudas, de origem muito rasa (Figs. V.9-C, V.9-D). Em planta, na Pedreira Cristalito, foram medidas direções das cristas das ondas para N125° e N200°.

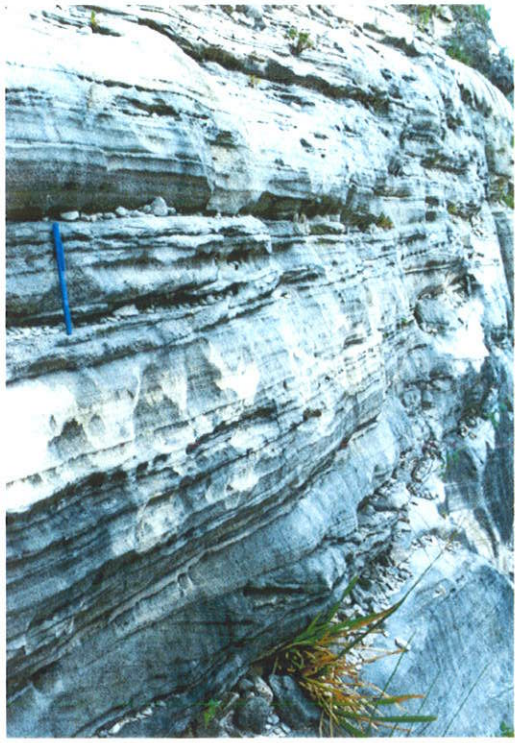
Em alguns locais, e mesmo assim de ocorrência rara, verificam-se feições formadas a partir da ação das marés associadas aos sedimentos depositados nesse contexto litorâneo; essa atuação das marés nos sedimentos litorâneos ocorre apenas na passagem para a Formação Caboclo. As feições indicativas da atuação de marés, como por exemplo estratificação cruzada espinha-de-peixe e *flaser,* estão bem expostas na foz dos rios Mucugezinho e Lapão. Os arenitos finos/médios com estratificação cruzada espinha-de-peixe (fácies **Ahb)** são formados por *sets* de estratos tabulares-tangenciais que mergulham em sentidos opostos (Fig. V.9-E). Na foz do Rio Lapão esses arenitos estão associados à prováveis estratificações cruzadas tipo *swaley*, atestando a origem marinha rasa dos depósitos.

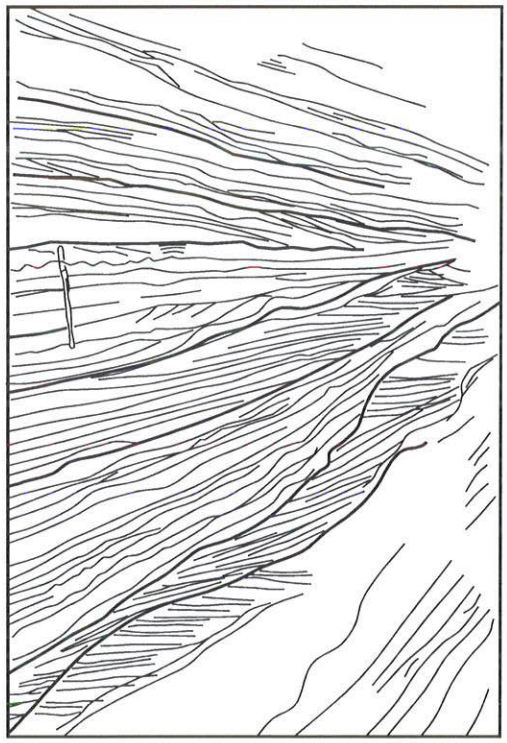
DELTAICA TIPO GILBERT

A associação deltaica do tipo Gilbert só foi encontrada na rodovia BR-242 (Ponto Mu1A), como parte do último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador.

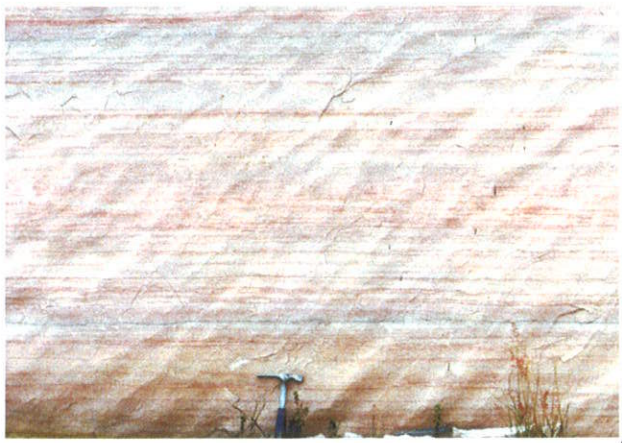
Esta associação é formada por arenitos, dispostos em camadas horizontais (*topsets*) que gradam a camadas inclinadas frontais (*foresets*). As superfícies que delimitam estas camadas representam superfícies deposicionais inclinadas, com altura de 2m e ângulo de 15°, localmente 25° (Fig. V.10-A); dentro das camadas inclinadas ocorrem estratos cruzados acanalados e tabulares. O conjunto arenoso *topset-foreset* tem espessura de 13m, está

Figura V.9. Associação litorânea/praia.

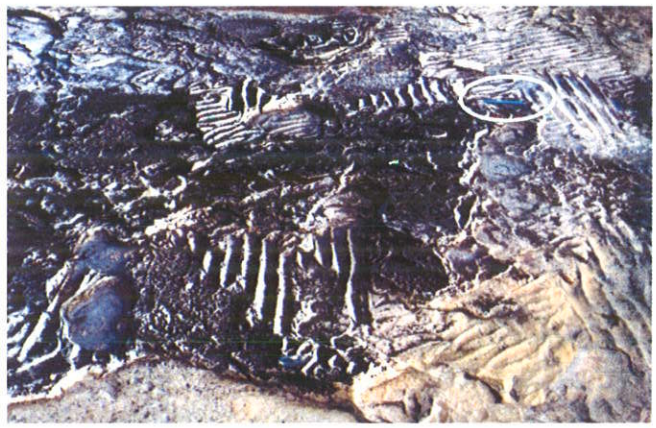




A. Arenito fino com laminações horizontal e cruzada de baixo ângulo (Pedreira Cristalito, pto Mu14).



B. Arenito fino com laminação horizontal (Pedreira Cristalito).



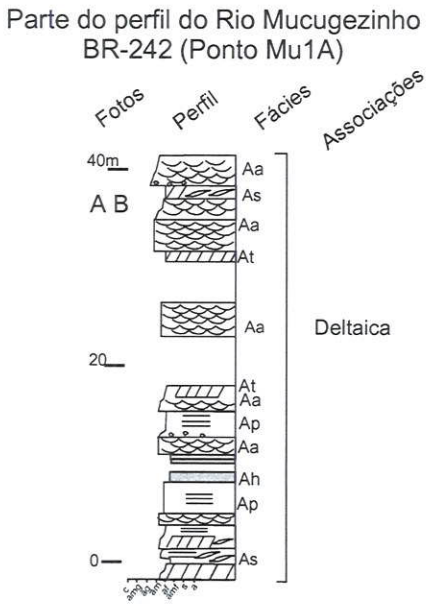
C. Marcas de onda em arenito fino. A escala é um lápis, em destaque (Bar Mucugezinho - BR-242, pto Mu6).

D. Arenito fino com marcas de onda. Passagem para a Formação Caboclo (foz do Rio Lapão, pto La9).

E. Arenito médio com estratificação cruzada espinha-de-peixe. Passagem para a Formação Caboclo (foz do Rio Lapão, pto La9).

Figura V.10. Associação deltaica.

A. Progradação de arenito de barra de desembocadura (frente deltaica) com camadas frontais recobertas por camadas de topo (*forsets*, *topsets*). Escala, enxada com 1,2m.



B. Detalhe da foto anterior.

C. Estratos de arenito (escala, enxada de 1,2m)

assentado diretamente em siltito marinho, e é recoberto por depósitos fluviais, conferindo ao conjunto um arranjo progradante (Fig. V.10).

Tal progradação de camadas de topo e frontais pode ser atribuída a um delta tipo Gilbert, associado a águas rasas (Galloway 1975). Vale a pena ressaltar o sentido leste do avanço deltaico, o que contraria a tendência geral da Formação Tombador (transporte para oeste).

FRENTE DELTAICA

Unicamente observado junto ao Rio Capivara, no último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador (Ponto Ca1), ocorrem ritmitos areno-sílticos que freqüentemente estão deformados (fácies **R, Rc**). A fácies rítmica consiste de camadas decimétricas de arenito e algum siltito intercalado, portando laminação cruzada por correntes (*ripple drift cross-lamination)* ou por ondas, e contendo estruturas de carga e pilares arenosos (Fig. V.11-A); estas estruturas de carga apresentam concavidade voltada para cima e largura de aproximadamente 15cm, lembrando *load ripples.* Entre as estruturas de carga ocorrem os pilares arenosos, indicando escape de fluidos transportando areia (Figs. V.11-B, V.11-D). Na figura V.11-C, observa-se que os ritmitos deformados ocorrem intercalados em ritmitos não-deformados.

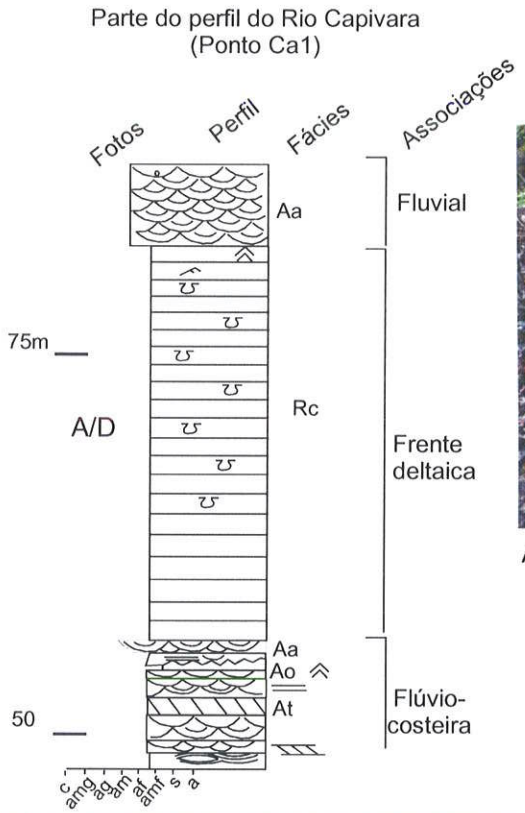
O intervalo total de ritmitos apresenta espessura superior a 20m, e está interposto entre sedimentos flúvio-costeiros e fluviais (Fig. V.11). A referida associação se formou em um contexto de frente deltaica, provavelmente como deltas de crevasse. É sugerido que a grande quantidade de deformação, favorecida pela textura fina do arenito e siltito intercalado, tenha sido provocada por choques sísmicos.

PLANÍCIE DELTAICA/MARINHA

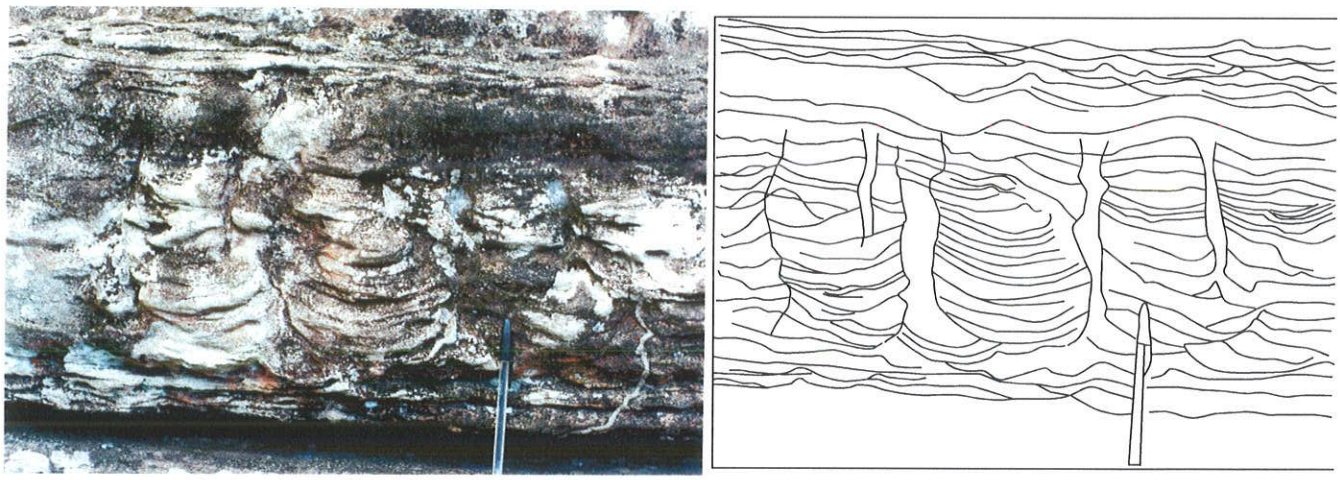
A associação planície deltaica é representada por espesso corpo (quase 10 m) de arenito com estratificação cruzada acanalada e sigmóide, **Aa** e **As,** em *sets* unidirecionais com 0,5 a 1,0m de espessura e paleocorrentes para WSW (240°) (Fig. V.12-A).

Tal corpo arenoso prograda sobre arenito e siltito da associação frente deltaica/marinha (Fig. V.12-B), sugerindo que aquele corpo localiza-se num contexto de planície deltaica. Esta interpretação é reforçada pelo fato do referido corpo arenoso ser recoberto por uma seção areno-conglomerática fluvial (ver Fig. V.6), completando assim um perfil regressivo marinho-frente deltaica-planície deltaica-fluvial, característico do último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador, no Rio Ribeirão de Baixo (Ponto Ri1).

Figura V.11. Associação de frente deltaica (delta de *crevasse*).



A. Ritmito arenito/siltito com estruturas em pilar e sobrecarga.

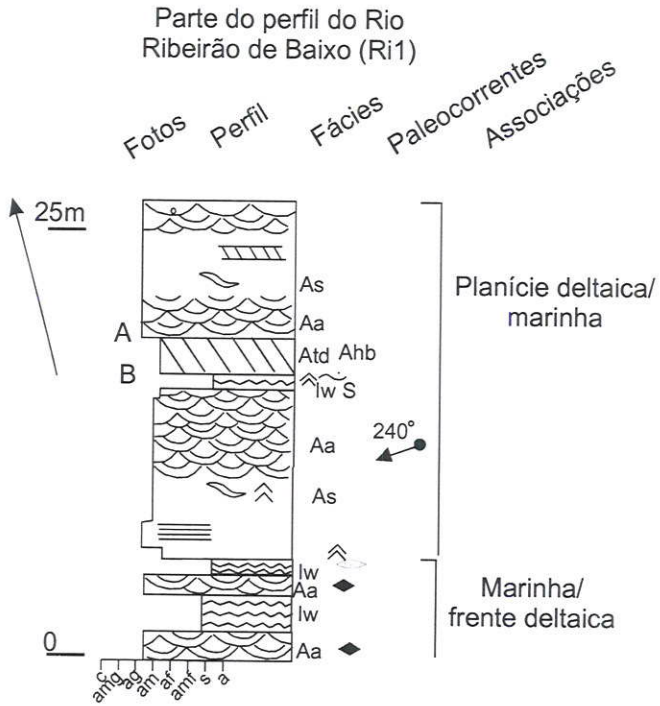


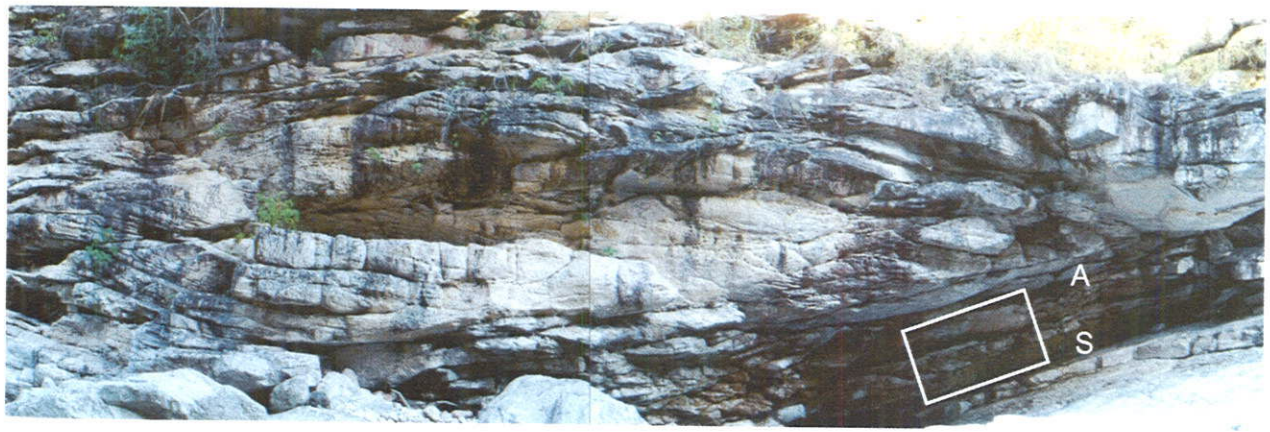
B. Detalhe da foto anterior: observar as estruturas de sobrecarga e pilares arenosos.

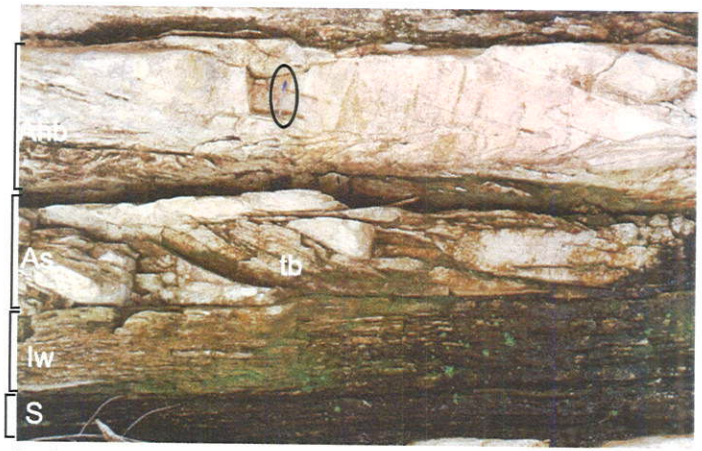
C. Níveis de ritmito não deformado com laminação horizontal e cruzada e deformado, com estruturas de sobrecarga.

D. Ritmito deformado com estruturas de sobrecarga (possivelmente *load ripples)*.

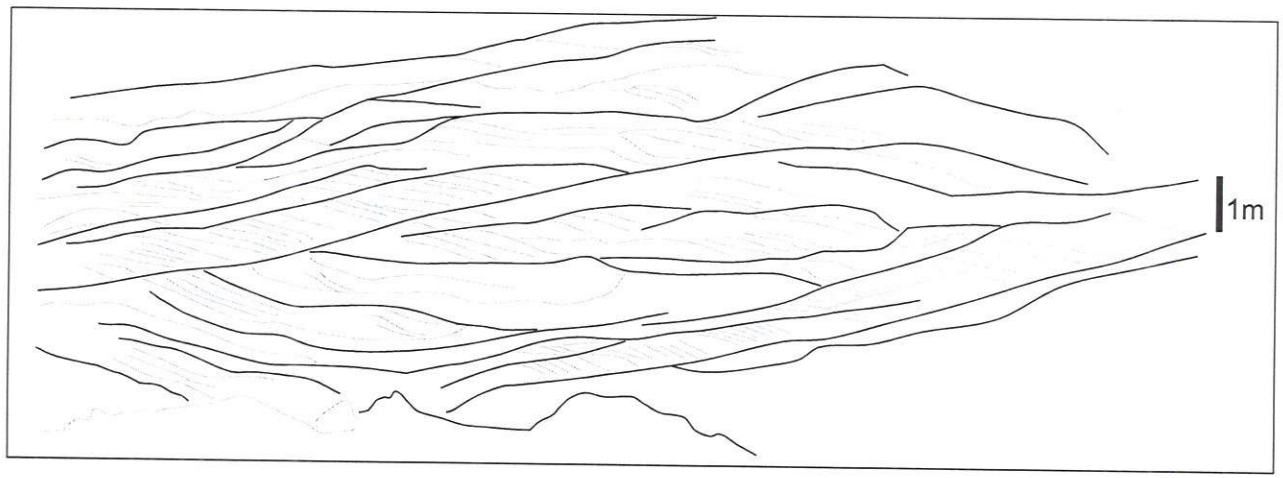
Figura V.12. Associação planície deltaica/marinha.







B. Sucessão ascendente de siltito **S**, interlaminado **lw** e arenitos com estratificação sigmóide **As** (*tidal bundles* **tb**) e espinha-de-peixe **Ahb**. Em destaque, caneta como escala.



A . Progradação de arenitos com estratificações cruzadas acanalada e sigmóide sobrepondo-se a arenito **A** e siltito **S**. Ver retângulo em detalhe na foto B.

A associação planície deltaica/marinha consiste de um perfil progradante de siltito e interlaminação *wavy* (**S, lw**) recoberto por arenito médio com estratificação cruzada tabular e sigmóide, com *sets* de 0,1 a 0,3m de espessura (**As**) (Fig. V.12-B); neste arenito se destacam superfícies de reativação e feixes de marés (*tidal bundles*), e também estratificação cruzada espinha-de-peixe, **Ahb,** com paleocorrente dominante para 260° (vazante, para oeste) e subordinada para 80° (leste). Essas características sugerem um ambiente de planície deltaica influenciada por correntes de marés.

MARINHA/FRENTE DELTAICA

A associação marinha/frente deltaica é composta por duas fácies, sendo uma de arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada (frente deltaica), recobrindo a outra de arenitos e siltitos (tempestitos de ambiente marinho *shoreface*).

O conjunto está bem representado no perfil do Rio Ribeirão de Baixo, dentro do último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador, onde se assenta transgressivamente sobre arenitos conglomeráticos fluviais. A fácies marinha é formada por tempestitos: arenitos finos a médios com estratificação ondulada truncante de grande e pequeno porte, fácies **Ah** (*hummocky* e *microhummocky)*, que gradam a interlaminação (*wavy*) de arenito e siltito ou a siltito rítmico, fácies **lw** e **R** (Fig. V.13-A). Pavimentos de seixos (*pebbles*), com 15 a 40cm de espessura, ocorrem na base de siltitos e constituem *lags* transgressivos (Fig. V.13-B). Superfícies portando marcas de onda são comuns no topo dos tempestitos: as cristas dispõe-se com duas orientações, a 80-105° (aproximadamente leste-oeste) e a 170-180° (norte-sul) (Fig. V.13-C). Localmente foi observada uma superfície com prováveis bioturbações horizontais (Fig. V.13-D).

Sobrepondo-se abruptamente à associação marinha ocorrem corpos de arenito médio, de espessura métrica (1 a 2m), portando estratificação cruzada tabular em *sets* com 20 a 30cm de espessura (fácies **At, Aa**; Fig. V.13-A); mais acima no perfil, tais arenitos são sucedidos por arenitos grossos, com estratificação cruzada acanalada e clastos argilosos. As paleocorrentes indicam transporte para sudoeste (210° a 235°). No perfil do Rio Ribeirão de Baixo ocorrem pelo menos cinco ciclos, de granocrescência ascendente, com arenitos médios/grossos (**At, Aa**), interpretados como de frente deltaica, progradando sobre arenitos e siltitos marinhos (**Ah, lw, S**).

A referida sucessão "granocrescente" volta a correr mais acima no perfil do Rio Ribeirão, só que agora exibindo feições diagnósticas de marés nos arenitos de frente deltaica, como estratificação cruzada espinha-de-peixe, superfícies de reativação e feixes de marés-

Figura V.13. Associação marinha/frente deltaica.

A. Arenito com estratificação ondulada truncante **Ah**, interlaminado **lw** e siltito **S**, intercalados com arenito com estratificação cruzada tabular **At**.

B. *Lag* transgressivo de conglomerado **C,** sobreposto por ritmito **R** e arenito com estratificação cruzada tabular **At**.

C. Pavimento com marcas de onda no topo de tempestitos. Cristas orientadas 80,° 105°e 175°.

D. Possível bioturbação horizontal.

(*tidal bundles*; ver Fig. V-12-B); neste caso, a sucessão é recoberta por depósitos de planície deltaica.

ESTUARINA MARINHA

No perfil do Rio Ribeirão de Cima, ponto Ri9, a associação consiste de duas fácies, arenitos de canal e arenitos e siltitos marinhos de tempestades interposta entre depósitos flúvio-estuarinos.

Ocorrem pelo menos duas sucessões granodecrescentes, com arenitos de canal passando a arenitos e siltitos marinhos. A fácies de arenito de canal apresenta estratificação cruzada acanalada e sigmóide, com superfícies retrabalhadas por ondas, estratificação espinha-de-peixe (**Ahb**) e *drapes/megaflasers* sílticos entre os estratos arenosos (Fig. V.14-A, -B).

A fácies de arenitos finos/médios e siltitos ocorre sobreposta a de canal, e é recortada pelo canal seguinte (Fig. V.14-A). Os arenitos exibem estratificação ondulada truncante (*hummocky, microhummocky*) e gradam a siltitos (Fig. V.14-C).

Essa organização granodecrescente das duas fácies sugere um contexto transgressivo, com depósitos tracionais de preenchimento de canal gradando a tempestitos marinhos. A presença de feições de maré retrabalhando os estratos arenosos, junto ao contexto transgressivo, suporta uma origem estuarina para os referidos canais. Além da medida principal de paleocorrentes para sudoeste, outras medidas apontam sentidos quase opostos como Norte-noroeste e Sul.

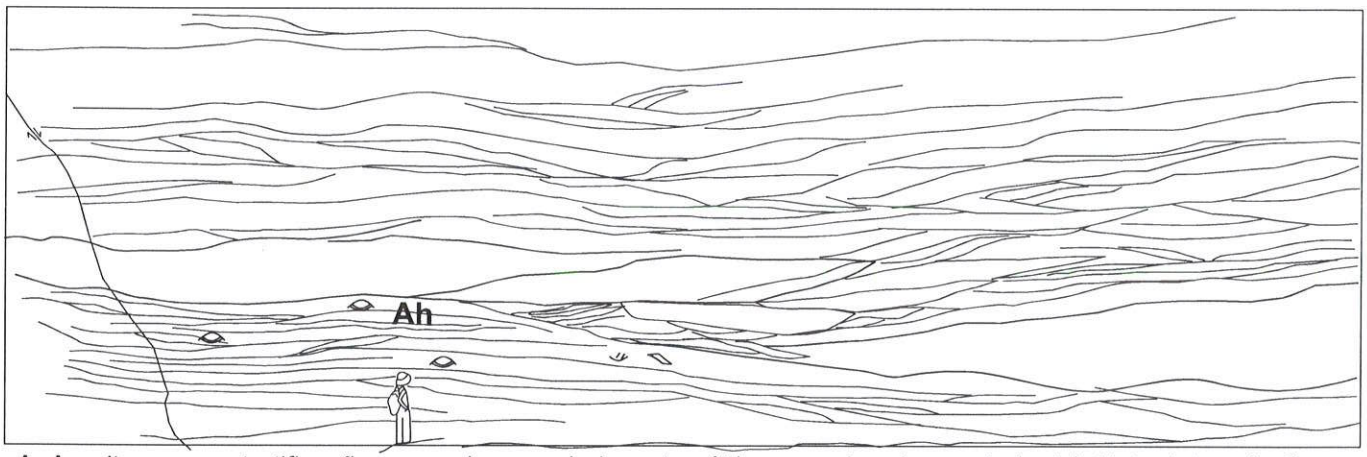
Esta associação é observada também no corte da rodovia BR-242 próximo à ponte do Rio Mucugezinho (Ponto Mu-10), e consiste de um perfil, com 30m de espessura, de arenitos intercalados com siltitos (Fig. V.15).

Os corpos de arenito alcançam poucos metros de espessura, e são formados de estratos cruzados acanalados, tabulares e sigmoidais, **Aa, At e As** (Fig. V.15-C, V.15-D); estes últimos alcançam alturas/espessuras de até dois metros, preenchendo feições de canal (Fig. V.15-E).

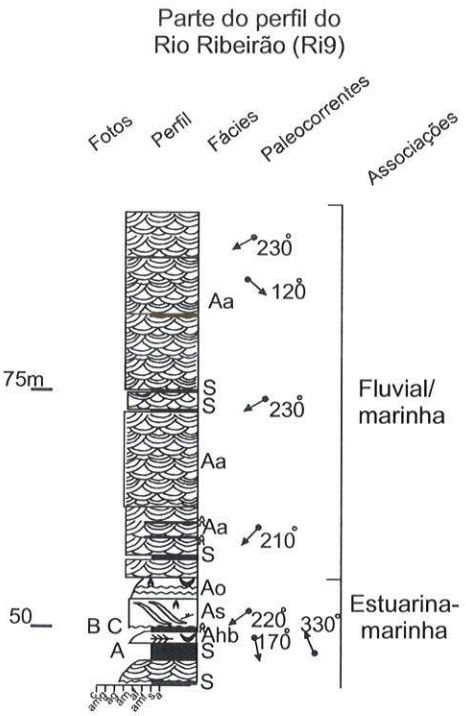
Os corpos de "siltito" podem ser representados por siltitos ou por delgados ritmitos de arenito fino com laminação cruzada clino-ascendente gradando a siltito, **R** e **Ar** (Figs. V.15-A, V.15-B).

A fácies de arenito é normalmente recoberta pela de siltito, em um arranjo granodecrescente. Uma boa evidência disto é a presença, entre as duas fácies, de arenitos com estratificação cruzada e numerosas superfícies de reativação marinha, onde ocorrem

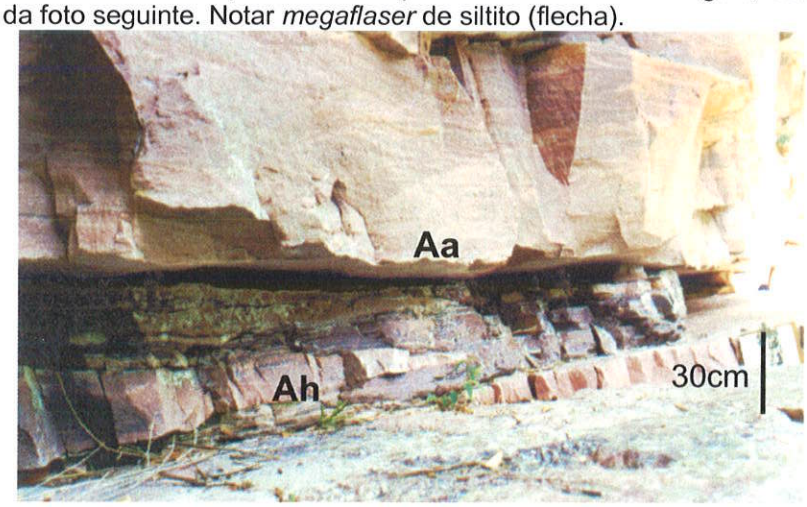
Figura V.14. Associação estuarina-marinha (Rio Ribeirão).



A. Arenitos com estratificações cruzada acanalada e sigmóide preenchendo canais (seta). Notar intercalação de arenitos e siltitos (tempestitos **Ah**).

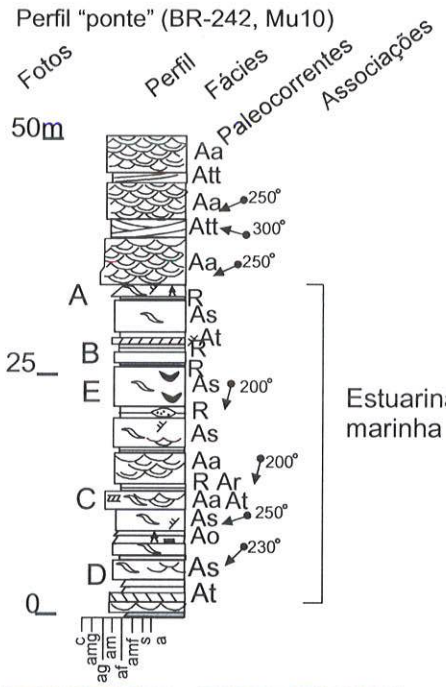


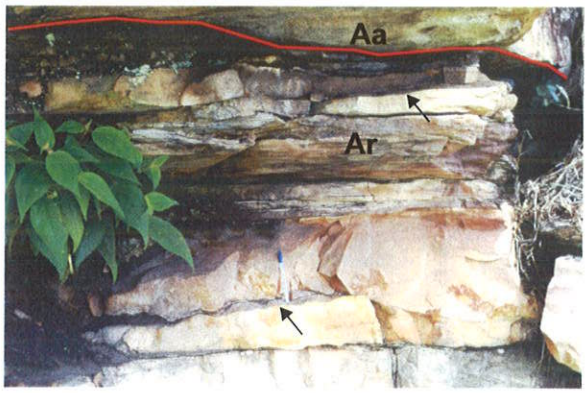
B. Corte de canal preenchido por arenito com estratificação sigmóide e retrabalhamento por onda no topo dos estratos. No retângulo, detalhe da foto seguinte. Notar *megaflaser* de siltito (flecha).



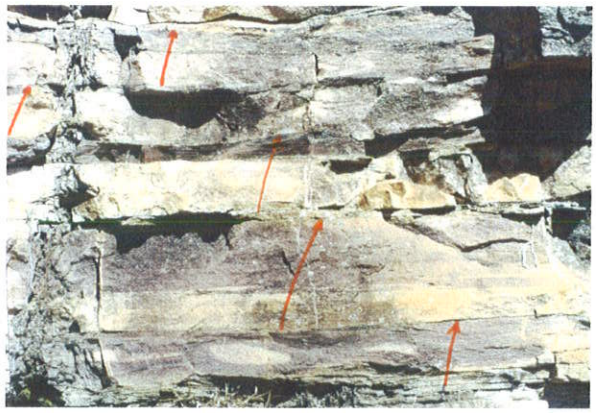
C. Detalhe da foto B. Arenito com estratificação ondulada truncante **Ah** e siltito sobrepostos abruptamente por arenito grosso com estratificações cruzadas acanalada **Aa** e sigmóide.

Figura V.15. Associação estuarina-marinha (BR-242).

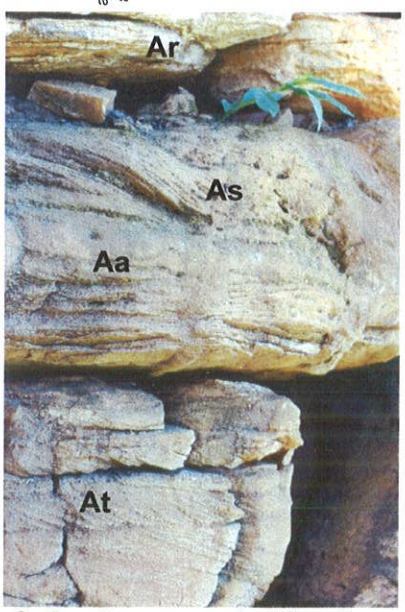




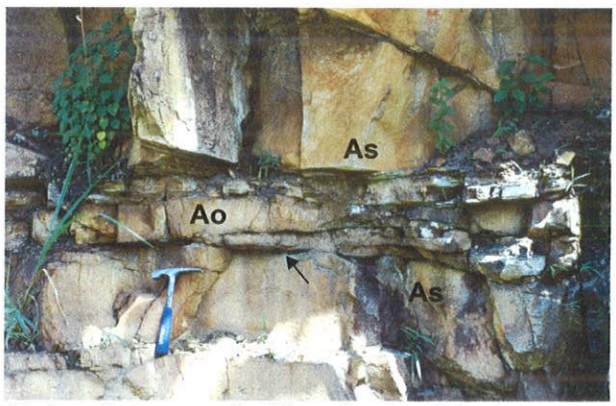
A. Arenito com estratificação cruzada e superfícies de retrabalhamento marinho (flechas), intercalado com arenito com laminação cruzada **Ar**. Notar acima arenito grosso **Aa** com base acanalada.



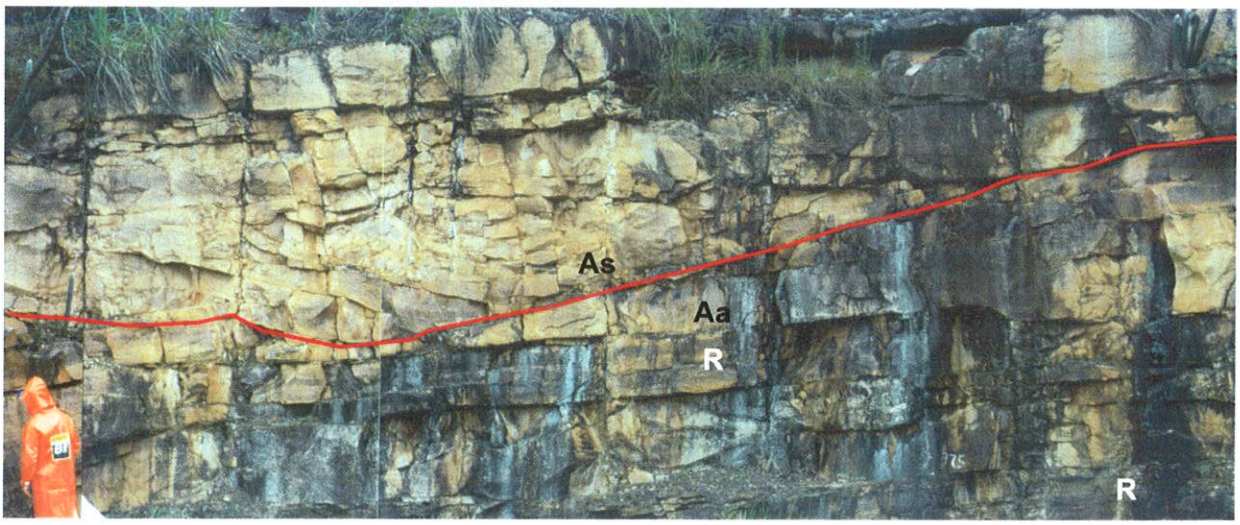
B. Cinco ritmitos arenito/siltito com granodecrescência ascendente (flechas). Altura da foto = 0,8m.



C. Arenitos com estratificações cruzadas acanalada A**a**, tabular **At** e sigmóide **As** sobrepostos por arenito com laminação cruzada **Ar**. Altura da foto, 0,8m.



D. Arenitos com estratificação sigmóide **As** intercalados com arenitos retrabalhados por onda **Ao**.



E. Arenito com estratificação sigmóide **As** preenchendo canal, sobreposto a ritmito **R** e arenito **Aa**.

drapes e *flasers* de siltito (Figs. V.15-A, -D). Alguns desses arenitos "transicionais" mostram laminações onduladas sugestivas de estratificação *hummocky*, **Ah**.

Assim, a sucessão granodecrescente de arenito sigmoidal de canal passando a arenito com *drapes/flasers* de siltito, sugere um contexto de canal distributário-estuário (?). Os ritmitos areno-sílticos, como depósitos de suspensão, indicam um contexto deltaico. As paleocorrentes são mais constantes, seguindo a orientação geral para sudoeste (entre 200° e 250°). Aqui é pertinente comparar a sucessão acima com a associação anterior, exposta no Ribeirão de Cima (Fig. V.14): apesar da semelhança da organização seqüencial, aqui as paleocorrentes são mais variáveis e não foram notadas as fácies de suspensão (**Ar, R**).

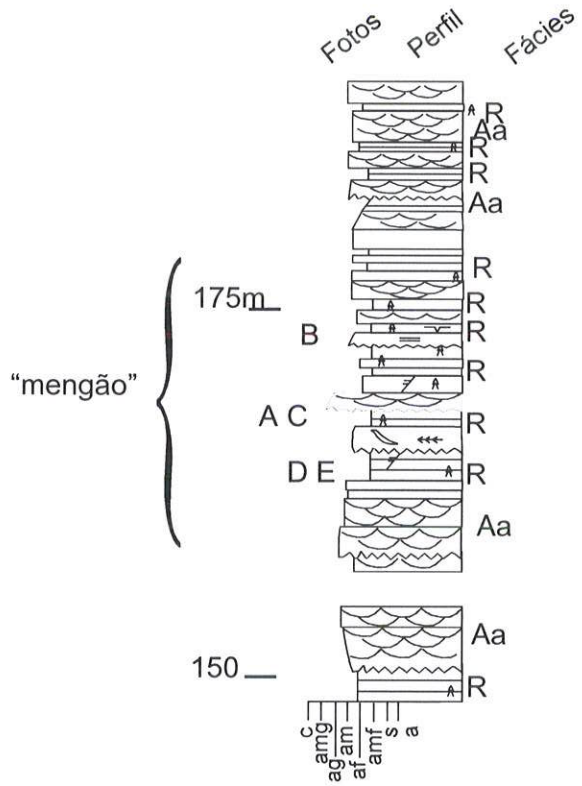
ESTUARINA DISTAL/MARINHA

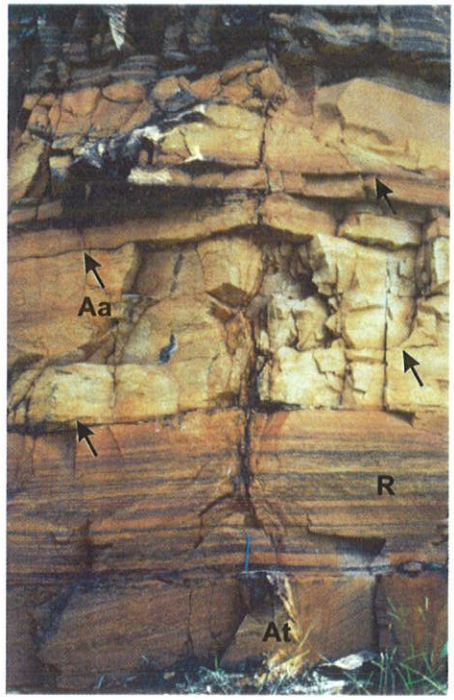
O afloramento "mengão" da BR-242 (Ponto Mu22), com 17m de espessura, consiste de arenitos intercalados com siltitos/ritmitos finos, ambos apresentando uma geometria tabular. O arenito mostra estratificação cruzada acanalada e sigmoidal (fácies **Aa, As**), às vezes modificadas por ondas (Figs. V.16-A, -D). Pequenos ciclos com granocrescência ascendente podem ser formados por arenitos com laminação cruzada e estratificação cruzada tabular (Fig. V.16-E). O siltito ou ritmito fino mostra lentes e delgados estratos arenosos com laminação cruzada clino-ascendente ou cruzada por ondas, sugerindo às vezes tempestitos delgados (Figs. V.16-A, V.16-D).

O afloramento "mengão", quando visto em um afloramento natural ao lado da rodovia (diferente do corte dinamitado), apresenta um aspecto semelhante ao das barras de marés do Perfil do Morro do Pai Inácio (ver Fig. V.17), sugerindo uma origem similar. O afloramento do Pai Inácio é considerado crono-eqüivalente, mergulho abaixo (e topograficamente acima), do afloramento "mengão".

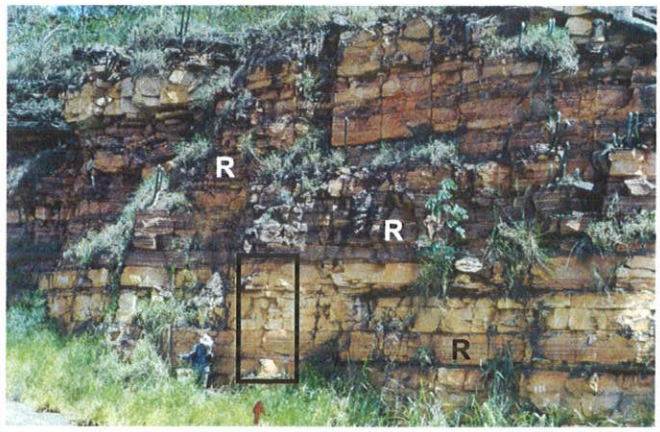
A associação estuarina distal/marinha também está bem exemplificada no perfil levantado na subida da trilha que conduz ao topo do Morro do Pai Inácio (Ponto Mu13). Com cerca de 30m, consiste de arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada, fácies **Aa**, intercalados com arenitos e siltitos marinhos. Esta última fácies é bastante característica, ocorrendo em três pontos do perfil superior (Fig. V.17). Cada estrato de arenito grada ou passa abruptamente a uma camada de siltito, no primeiro caso formando conjunto com granodecrescência ascendente. Três desses conjuntos são mostrados na figura V.17-A, notando-se que o "arenito" do conjunto inferior é composto de três estratos amalgamados; nesses arenitos ocorrem estratificações cruzadas tabulares, sigmóides e acanaladas (fácies **At, As, Aa)**, e localmente superfícies de reativação com laminação cruzada por ondas e *flaser*, e feixes de marés (*tidal bundles)* (Figs. V.17-B, V.17-D). Os "siltitos", fácies **S,** incluem arenitos

Figura V.16. Associação estuarina distal/marinha.

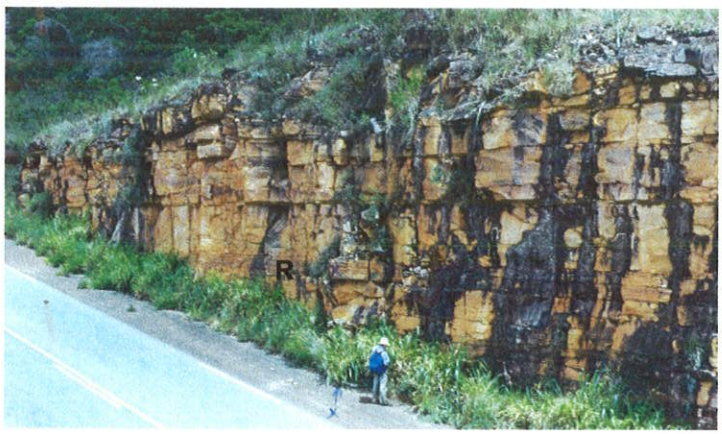




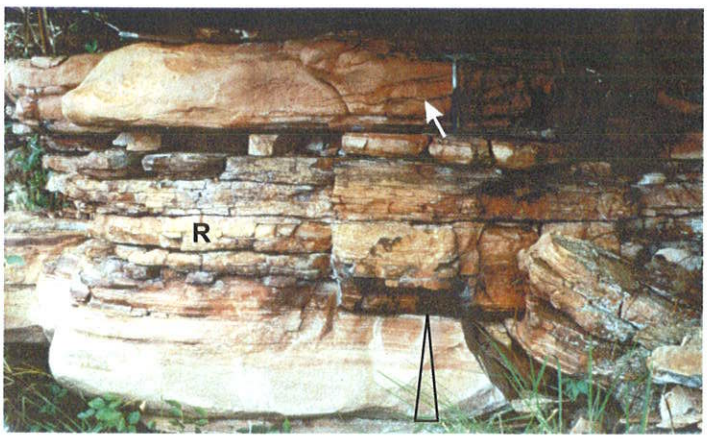
A. Detalhe da foto C. Ritmito **R** intercalado com arenito com estratificações cruzadas acanalada e tabular **Aa** e **At**. Notar superfícies retrabalhadas por ondas (flechas).



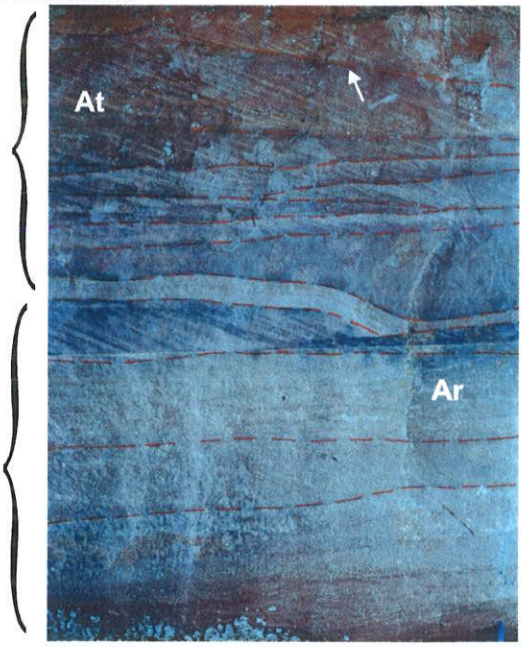
C. Arenitos com estratificação cruzada intercalados com ritmitos **R**.



B. Arenitos com estratificação cruzada intercalados com ritmitos **R**.

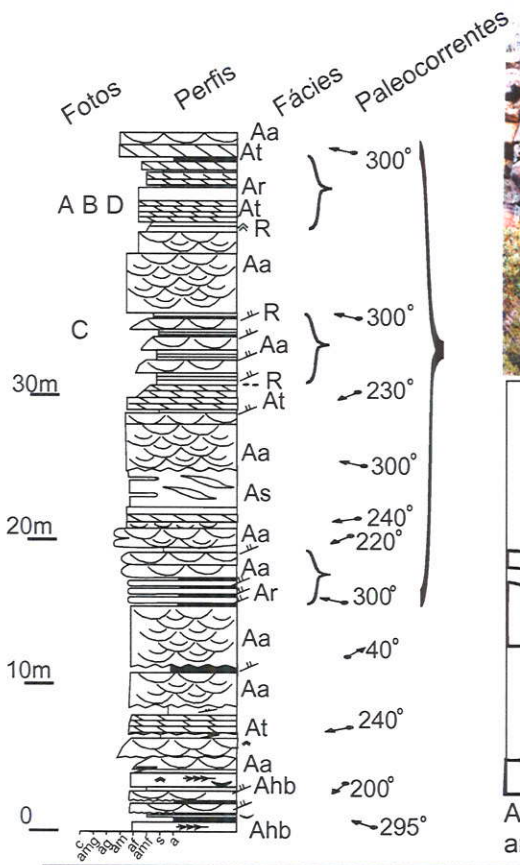


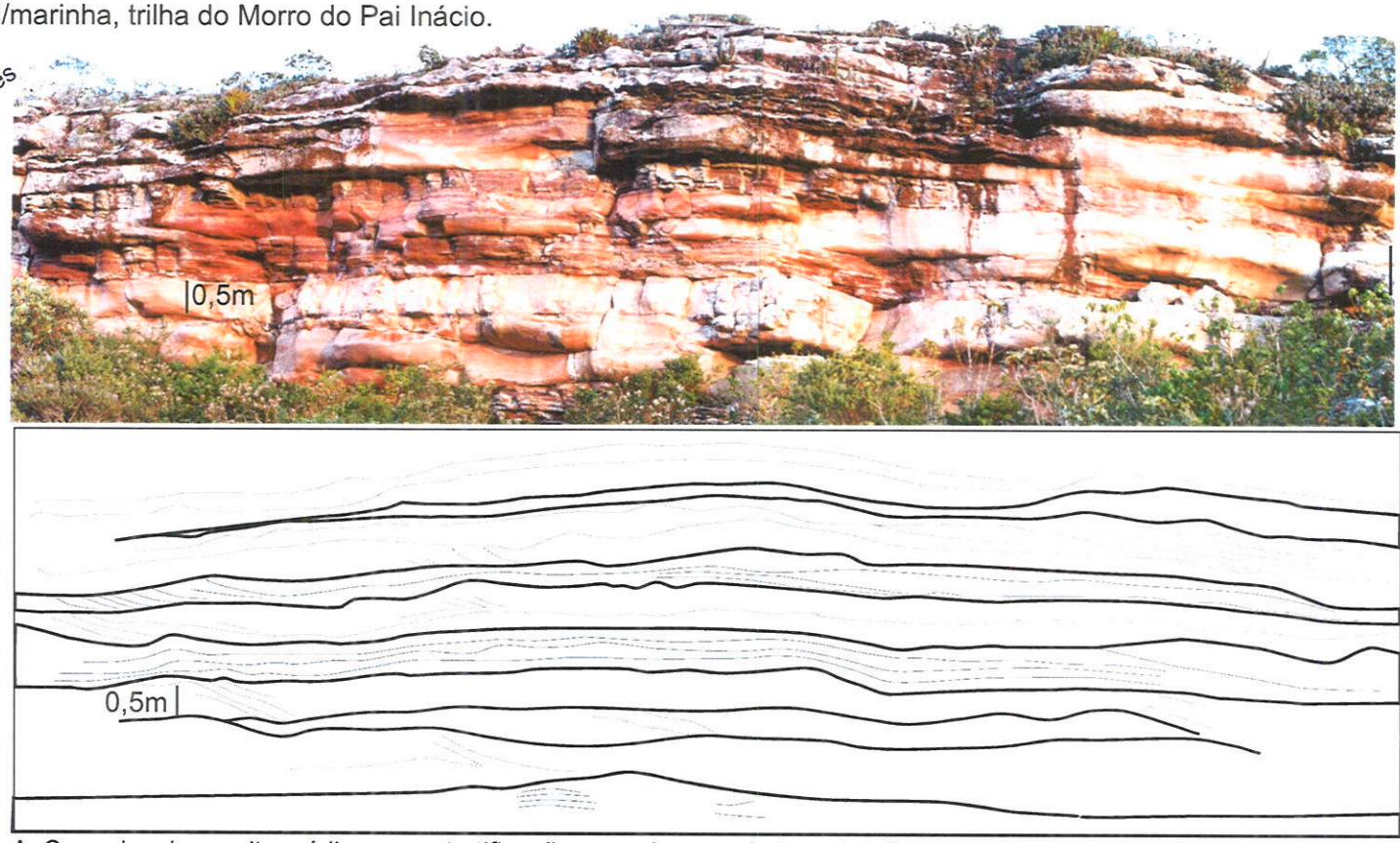
D. Arenito com aleitamento gradacional (⏃) sobreposto por ritmito **R** e por arenito com estratificação cruzada modificada por onda (flecha).



E. Dois *sets* de arenito com laminação cruzada **Ar** recoberto por arenito com estratificação cruzada tabular **At**; observar superfície de reativação (flecha). Altura da foto = 1 metro.

Figura V.17. Associação estuarina distal/marinha, trilha do Morro do Pai Inácio.

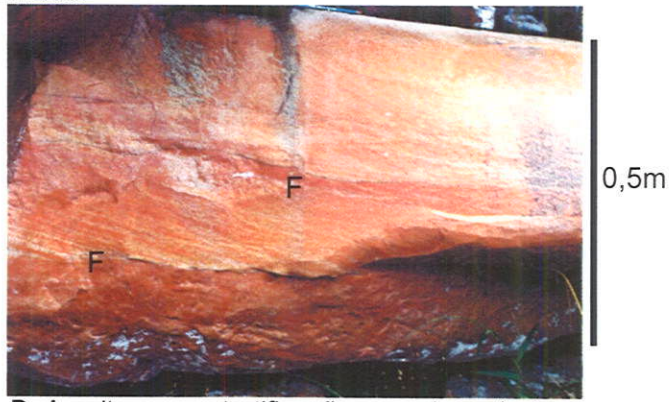




A. Camadas de arenito médio com estratificação cruzada acanalada e sigmóide intercaladas com ritmitos de arenito e siltito (cinza), interpretados como associação de barras de marés.

B. Arenito com *tidal bundle.*

C. Ritmito arenito/siltito intercalado com arenito com estratificação cruzada.



D. Arenito com estratificação cruzada e níveis de *flaser* **F.**

finos com laminação cruzada clino-ascendente, e às vezes um aspecto rítmico (fácies **R**), com pares arenito-siltito com provável estratificação ondulada truncante e aleitamento gradacional, e geometria compensatória (onde um par adelgaça o seguinte se espessa, e vice-versa) (Fig. V.17-C). Tais arenitos e siltitos exibem características marinhas de barra de marés ou de barra de foz de estuário (*estuarine mouth bar* - Dalrymple 1992).

As paleocorrentes medidas variam entre 210° e 340°, aproximadamente para sudoeste e noroeste.

Tais intervalos descritos na subida do Morro do Pai Inácio configuram um padrão transgressivo, sobrepondo-se aos depósitos fluviais, em contraste com o padrão regressivo exibido pelas associações deltaica/marinha e fluvial costeira dos afloramentos "mengão" e "portal", na BR-242.

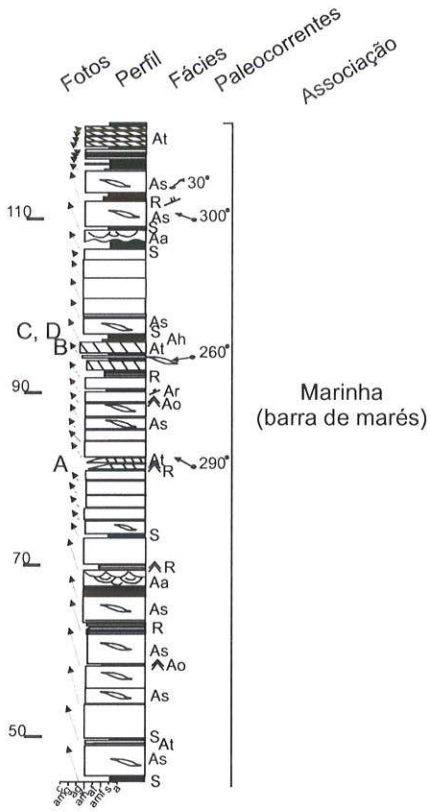
MARINHA (BARRAS DE MARÉS)

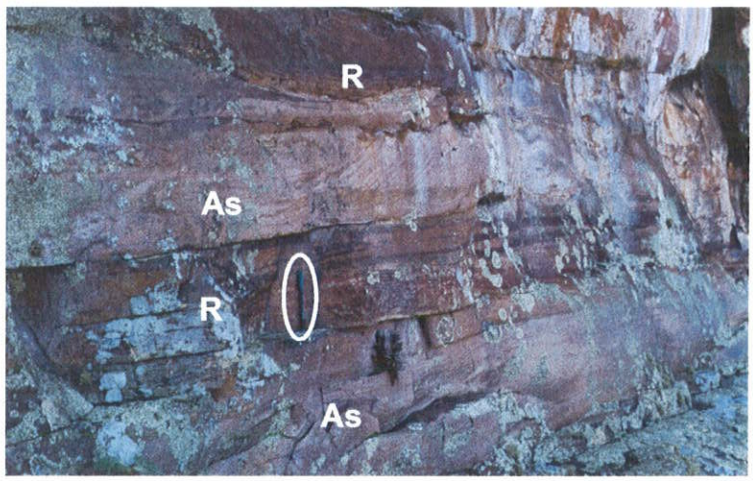
Esta associação é característica do intervalo inferior da Formação Tombador, no perfil ao sul do Morro do Pai Inácio, onde ocorrem aproximadamente 100m de espessura de arenitos e siltitos marinhos. Tal conjunto consiste de quatro fácies distintas: (a) arenitos tabulares/amalgamados, (b) arenitos tabulares bifurcando-se em arenitos e siltitos delgados/lenticulares, (c) estratos de arenito gradando a siltito, e (d) ritmitos areno-argilosos e siltitos.

Os arenitos tabulares/amalgamados formam estratos espessos, de escala métrica, onde se observa estratificação cruzada tabular, sigmóide e acanalada, e raramente laminação horizontal, com freqüentes superfícies de reativação marcadas por laminação cruzada por ondas e *drapes/flasers* argilosos; nesta fácies também se notam "canais" preenchidos assimetricamente por estratos tabulares e heterolíticos, ou seja, *foresets* com lâminas arenosas e sílticas alternadas segundo feixes de marés (*tidal bundles*) (Figs. V.18-C, V.18-D). Os arenitos tabulares também podem apresentar gradação a estratos menos espessos, e eventualmente "catenárias" de siltito lenticular, lembrando *megaflaser.*

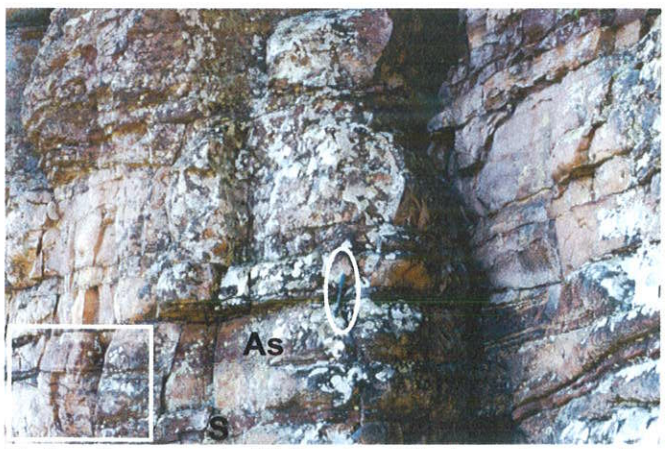
A segunda fácies é de ocorrência localizada, mas bastante importante para a caracterização paleoambiental da associação. Consiste em arenitos tabulares gradando assintóticamente em sua base, a delgados estratos lenticulares/gradacionais de arenitos e siltitos; nesse processo, cada estrato "bifurca" em estratos menores, e a superfície desses estratos (superfície de reativação) é marcada por numerosas marcas de ondas (ver ilustração no capítulo seguinte, perfil do Pai Inácio). Tal conjunto se assemelha às barras de marés (*tidal bars*) definidas por Mutti *et al.* (1988) (Fig. V.18-E).

Figura V.18. Associação marinha (barra de marés), Morro do Pai Inácio.

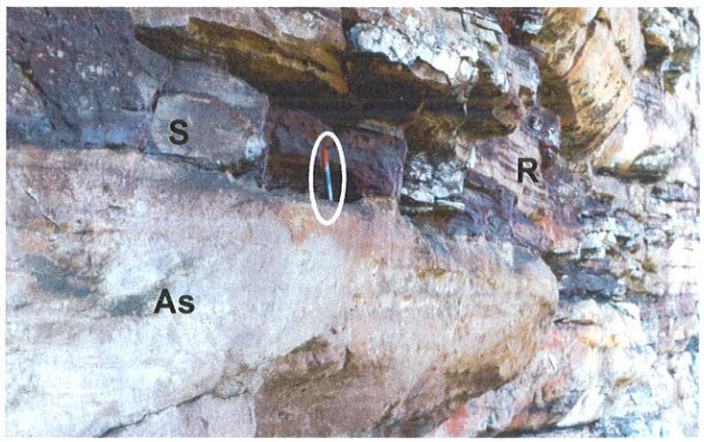




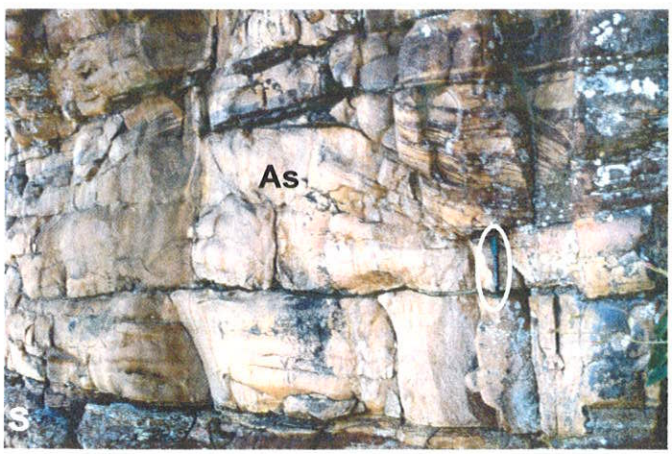
A. Dois ciclos de arenito com estratificação cruzada sigmóide **As** sobreposto por ritmito **R**. Em destaque, caneta como escala (para todas as fotos).



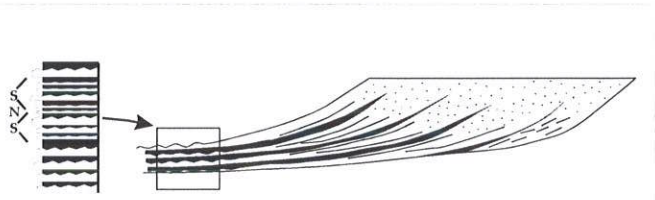
C. Arenito com estratificação sigmóide **As**, sobre arenito com estratos delgados e bifurcantes, sobre siltitos **S** (barras de maré). Retângulo: ver foto D.



B. Arenito com estratificação sigmóide recoberto por siltito **S** e ritmito **R**.



D. Detalhe da foto C. Arenito com estratificação sigmóide **As** e *drapes* sílticos nos *foresets* e entre os estratos. Notar camada de siltio **S** subjacente.



E. Geometria esquemática de uma barra de marés, mostrando migração de arenitos sigmóides, separados por lamitos. Os *bottomsets* mostram a existência de vários períodos distintos dentro de cada unidade; SNS refere-se possivelmente a ciclos de sizígia-quadratura-sizígia registrados na barra de maré (modificado de Mutti *et al.* 1988).

A terceira fácies consiste em estratos horizontais ou inclinados, de escala métrica, de arenito gradando a siltito ou ritmito (Figs. V.18-A, V.18-B). Estratificações cruzadas tabular e sigmóide são comuns no termo arenoso.

Finalmente, ritmitos delgados de arenito e siltito, e/ou siltito laminado, completam o quadro faciológico.

Tais fácies sucedem-se verticalmente segundo padrões granodecrescente ascendente, formado por arenito amalgamado e arenito gradando a siltito, e granocrescente ascendente, com siltito e ritmito sucedidos por arenito com estratos bifurcantes, neste caso representando o modelo de barra de marés (Mutti *et al.* 1988).

É bastante consistente o sentido das paleocorrentes para oeste, indicando um domínio das marés vazantes na construção das mencionadas barras de marés.

MARINHA *SHOREFACE* (TEMPESTITOS)

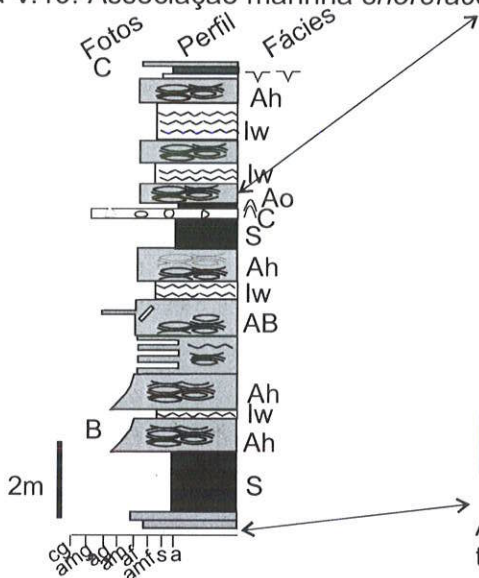
A associação marinha *shoreface* é representada por um perfil progradante composto por duas fácies: (1) arenito e siltito, recoberto por (2) arenito. Está muito bem representada no último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador, em ambas as margens do Ribeirão Capivara (Ponto Ca1).

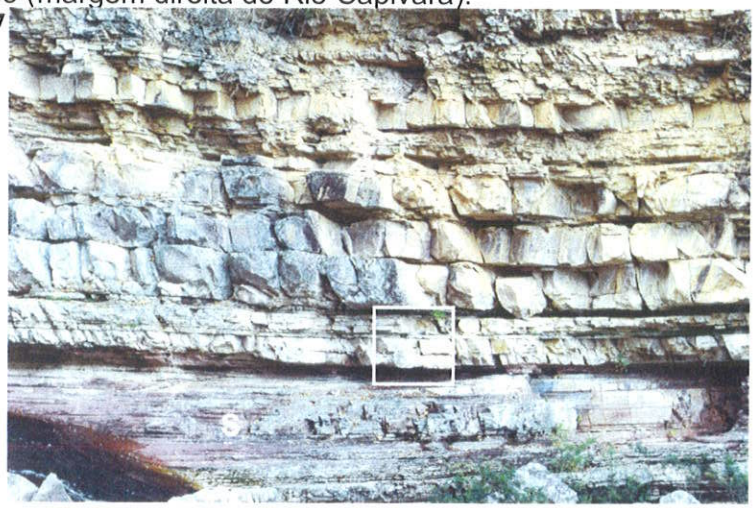
A fácies arenito-siltito, com quase 12m de espessura, é caracterizada pelos seguintes litotipos: arenito com estratos médios e delgados, respectivamente contendo estratificação ondulada truncante *hummocky* (**Ah**) e *microhummocky*, bem como ritmito arenito/siltito **R**, interlaminado arenito/siltito (*wavy*) com laminação cruzada por onda **lw**, e siltito **S** (Fig. V.19-A, V.19-B). No topo dos estratos podem ocorrer marcas de ondas, com cristas orientadas entre as direções 250° e 290° (aproximadamente leste-oeste); já na parte superior do perfil, a associação apresenta superfícies com greta de contração (Fig. V.19-C). A estratificação ondulada truncante apresenta a típica geometria plano-ondulada, com significativo adelgaçamento lateral e geometria compensatória dos estratos.

A estratificação ondulada truncante (*hummocky)* é formada por desaceleração de correntes de densidade (geradas a partir do impacto litorâneo de grandes tempestades) seguida de deposição sob influência das ondas da superfície. Também são vistos estratos de menor porte (*microhummockys*), contendo ondulações de interferência no topo dos estratos, e fácies mais finas, interlaminação *wavy* e siltito; esse conjunto indica deposição de menor energia, relacionada a maiores profundidades (tempestitos distais).

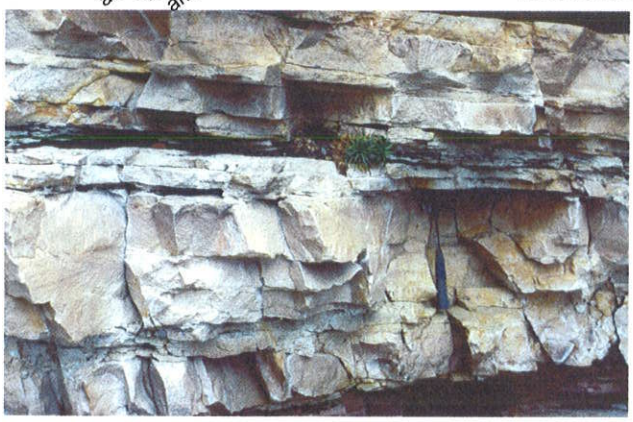
A fácies arenosa (2) é representada por um corpo arenoso com 6m de espessura, composto de estratos médios e espessos (0,25 a 0,5m), com estratificações cruzadas acanalada, tabular e de baixo angulo, laminação horizontal, e estratificação ondulada truncante

Figura V.19. Associação marinha *shoreface* (margem direita do Rio Capivara).



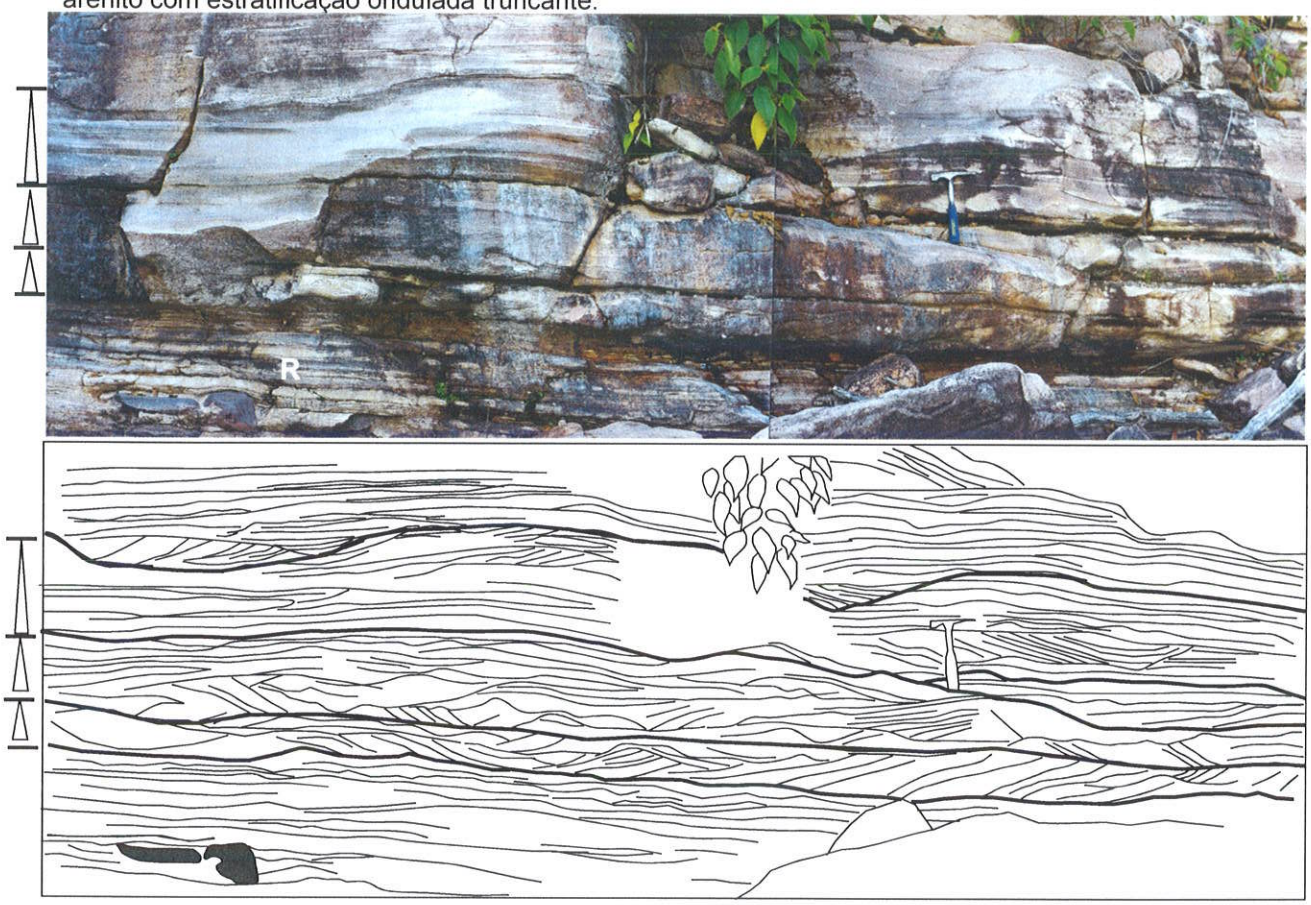


A. Siltito **S** passando a arenito com estratificação ondulada truncante (estratos delgados a espessos de tempestitos).



B. Detalhe de A; estratos médios e delgados de arenito com estratificação ondulada truncante.

C. Gretas de contração no topo dos tempestitos.



D. Ritmito arenito/siltito **R** passando acima a arenito com estratificação cruzada e ondulada truncante (*hummocky*). Notar grandes clastos angulosos de arenito (canto inferior esquerdo).

(Fig. V.19-D). Localmente se observa aleitamento gradacional nos estratos e geometria compensatória. Essa associação de estratos tracionais com tempestitos sugere um ambiente marinho raso a litorâneo, possivelmente uma condição de tempestito proximal (Della 2001).

A superposição das fácies de arenito (1) sobre siltito e arenito (2) indica um perfil de arrasamento ascendente, de origem marinho raso (*shoreface*) a sublitorâneo.

É interessante a grande quantidade de brechas, associadas a seção de tempestitos em epígrafe, apenas no perfil do Rio Capivara (Figs. V.20-A, -B), e principalmente em sua margem esquerda (somente um ou dois níveis foram encontrados na margem direita). Esses "tempestitos brechados" oferecem dois problemas, quanto à origem dos clastos e sua relação com os processos de ondas de tempestades.

As estruturas observadas evidenciam a formação local das brechas possivelmente por choques sísmicos, e o seu pouco retrabalhamento num ambiente marinho *shoreface* de tempestades.

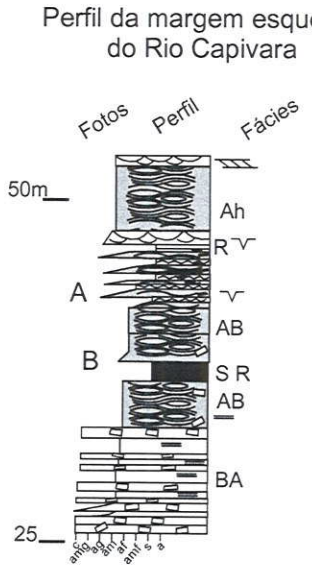
Na figura V.21-A são vistos dois estratos, de arenito brechado seguido por arenito róseo laminado, sobrepondo-se a um ritmito fino. Pouco à direita desse local, nota-se o arenito róseo inteiramente rompido em blocos e "soldando-se" ao arenito e brecha **AB** sotoposto, sugerindo uma origem local para a brecha (Fig. 21-B). Em outro ponto, nota-se a fácies **AB** afinando para arenito com laminação ondulada truncante, e passando verticalmente a interlaminado arenito e siltito (*wavy*) e a siltito no topo das camadas (Fig. V.21-C, -D). Os blocos apresentam imbricação, com sentido da corrente para N245°. A crista das marcas de ondas no topo dos tempestitos tem direção N130°. A base das camadas de tempestito brechado é erosiva, escavando o material sotoposto. Localmente ocorrem concentrações de seixos associadas aos blocos angulosos de arenito (Fig. V.20-A).

Na figura V.20-B observam-se ritmitos (intercalações centimétricas de arenito muito fino e siltito) com laminação cruzada por corrente ou por ondas, sofrendo processo de fraturamento e originando um grande bloco prismático.

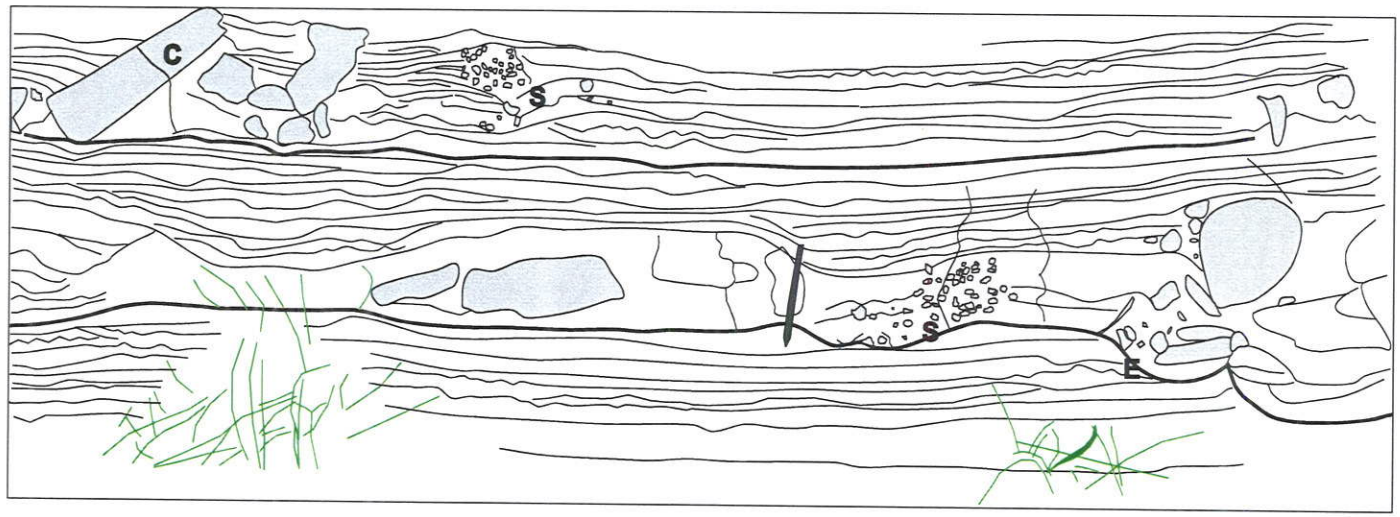
A fragmentação de camadas, levando à formação dos blocos praticamente *in situ*, poderia ser explicada através de sismos; a própria ação das tempestades poderia também induzir o fraturamento dos estratos. Deve-se destacar ainda a semelhança entre os estratos das fácies tempestito brechado **AB** e brecha e arenito **BA**: as figuras V.20-A e V.3-D reforçam a interpretação para o tempestito brechado.

Em alguns locais, a fácies **Ah** foi deformada, apresentando estratificação convoluta, na forma de anticlinais e sinclinais, e pseudonódulos *(ball-and-pillow)* e diques de arenito associados (Castro 2002). Internamente observa-se estratos ondulados truncantes com aleitamento gradacional (*hummocky*). A variação de espessura (20 a 50cm) ocorre em função da geometria ondulada do substrato preexistente; nos baixos a espessura dos sedimentos é

Figura V.20. Associação marinha *shoreface* (Fácies arenito e brecha).



B. Ritmito arenito/siltito e clasto anguloso incluso.

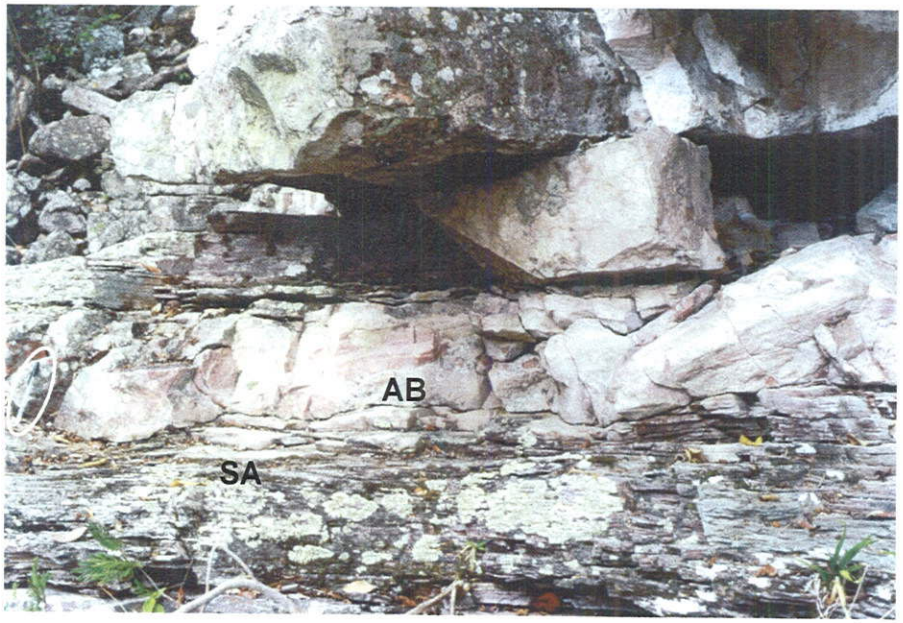


A. Estratos formados por brecha (clastos em tom de cinza no desenho) gradando a arenito com laminação ondulada. Notar concentração local de seixos **S**, escavação **E** e clasto imbricado **C.**

Figura V.21. Associação marinha *shoreface* (Fácies arenito e brecha).

A. Estratos de arenito e brecha **AB** e de arenito róseo **A**,sobrepostos a espesso siltito-arenito **SA**.

B. Foto tirada à direita da foto A, notando-se o estrato de arenito róseo (foto A) rompido em blocos e mergindo com o arenito e brecha **AB**.



C. Tempestitos com clastos angulosos **AB** sobrepostos a siltitos-arenitos **SA**. A escala é uma caneta no círculo à esquerda.

D. Detalhe da foto C. Observar clasto anguloso de arenito e laminaçoes onduladas truncantes no topo.

maior, enquanto que nos altos há adelgaçamento-compensação das camadas, comum em tempestitos.

Tal afloramento, situado próximo à foz do Rio Lapão, apresenta duas camadas deformadas (Fig. V.22-A). A camada inferior (1) apresenta 80cm de espessura e contém diques de injeção de areia, pseudonódulos (*ball-and-pillow)* e dobras convolutas. Os diques possuem até 30cm de altura, aparentemente não apresentam estrutura interna, e deformam a laminação ao redor. As estruturas mais comuns são dobras convolutas em forma de semi-círculo. As dobras convolutas formam pares de anticlinais, formados em resposta à carga arenosa nos sinclinais e que corresponde a lobos de subsidência. Os anticlinais e sinclinais são assimétricos e apresentam até 80cm de largura e 20cm de altura, sendo truncados no topo pela erosão oriunda de correntes de tempestade (Fig. V.22-B).

Os pseudonódulos *(ball-and pillow)* caracterizam-se por corpos de arenito na forma de bolas concêntricas, com 10cm de diâmetro, apresentando litologia semelhante a do sedimento em que se encontram. Parte da estrutura primária (estratificação ondulada truncante - *hummocky*) encontra-se preservada na base desta camada (Fig. V.22-B).

A camada arenosa superior (2), com espessura de 15cm (Fig. V.22-A), apresenta pequenas dobras perturbando a estrutura primária; a base daquela camada é erosiva e ondulada.

Próximo ao afloramento descrito, no mesmo nível e na mesma fácies, foram observadas dobras convolutas formando dois sinclinais separados por um anticlinal com pequena calha sinformal no meio (Fig. V.22-B). Os sinclinais e o anticlinal são assimétricos e apresentam até 1m de largura por 70cm de altura. A distância entre os anticlinais varia consideravelmente, observando-se ainda fraturamento dentro das camadas convolucionadas. Notam-se ainda pseudonódulos *(ball-and-pillow)* com diâmetro em torno de 10cm; que algumas vezes possuem forma caótica ou até forma de pêra. A estrutura é comumente encontrada "flutuando" dentro de depósitos mais finos com estratificação convoluta irregular.

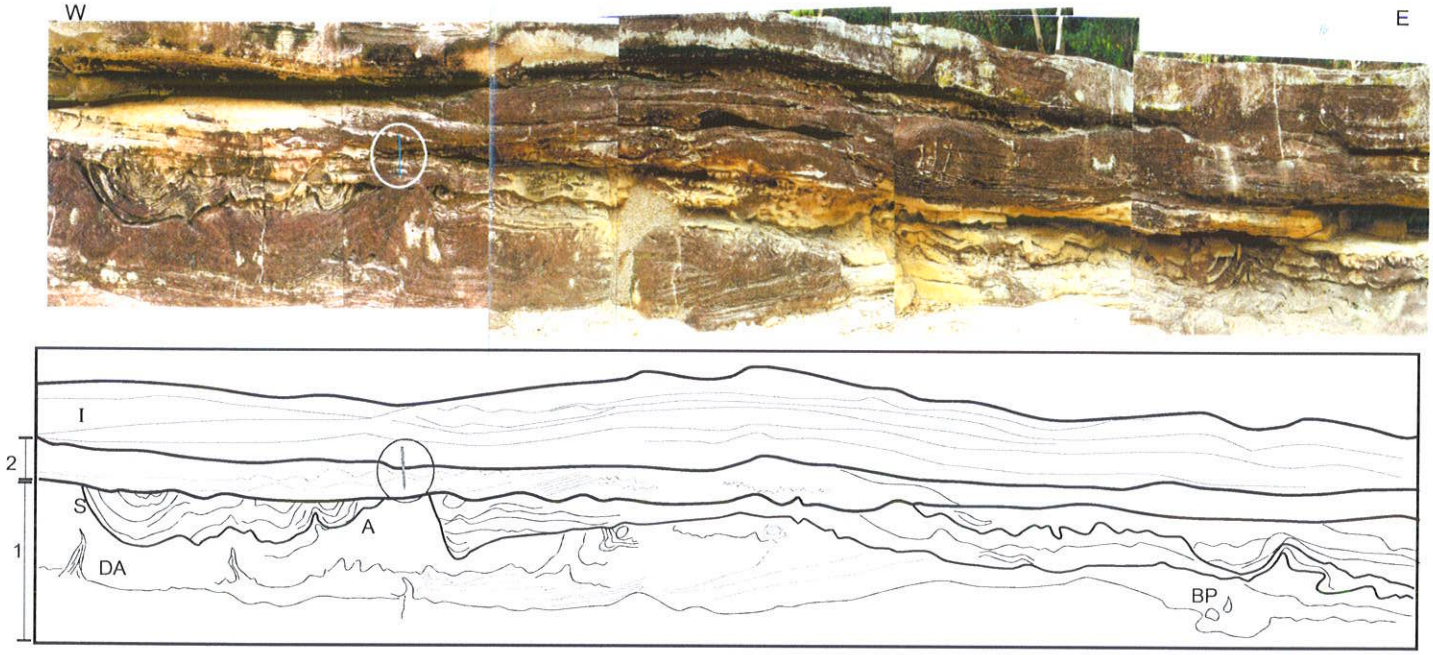
As seguintes evidências corroboram com a hipótese das estruturas de deformação terem sido formadas a partir de abalos sísmicos:

I. Por se tratar de um evento instantâneo e de grande extensão, as estruturas geradas são restritas a um único horizonte estratigráfico e que pode ser correlacionado por amplas áreas;

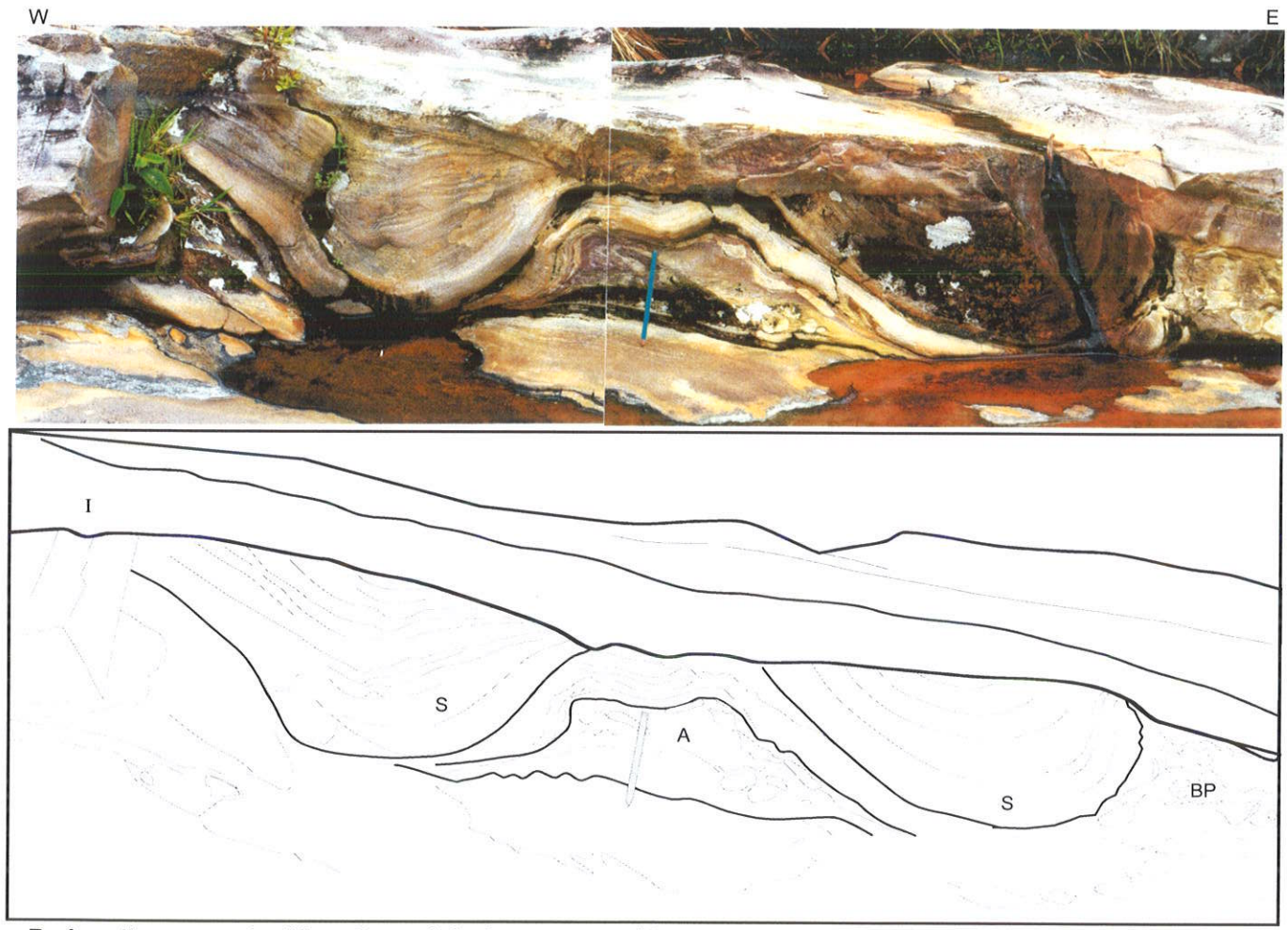
II. As estruturas são truncadas pela camada sobreposta, não deformada, indicando que a desestabilização ocorreu anteriormente à deposição desta camada e, sendo assim, a idéia de sobrecarga estaria descartada;

III. Liqüefação ou fluidização são processos comuns disparados a partir de choques sísmicos;

Figura V.22. Associação marinha *shoreface* (Rio do Lapão).



A. Arenito com estratificação ondulada truncante (*hummocky)* e convoluta. DA = dique de areia, BP = *ball-and-pillow*, S = sinclinal, A = anticlinal, 1 e 2 são camadas, I = camada não deformada.



B. Arenito com estratificação ondulada truncante (*hummocky)* e convoluta. BP = *ball-and-pillow*, S = sinclinal, A = anticlinal, I = camada não deformada.

IV. Não houve influência de taludes (declives), favoráveis ao disparo de fluxo de detritos e correntes de turbidez, ou seja, as estruturas de deformação não foram formadas a partir de escorregamento ou deslizamento;

V. Feições semelhantes são descritas na literatura como tendo sido acionadas a partir de sismos (Rossetti 1999).

CAPÍTULO VI
SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS NA FORMAÇÃO TOMBADOR

VI.1. INTRODUÇÃO

A Formação Tombador, com espessura de quase 600m na região, pode ser dividida em dois intervalos. O intervalo inferior apresenta os sistemas fluvial, eólico, litorâneo, deltaico e estuarino. No intervalo superior são encontrados sistemas de leque aluvial (incluindo brechas), fluvial, eólico, litorâneo, deltaico e marinho plataformal com ação de ondas de tempestades, formados numa época de tectonismo marcado por sucessivos episódios de soerguimento e canibalização da própria bacia.

Foram levantados dois perfis praticamente completos da Formação Tombador, nos vales dos rios Mucugezinho e Ribeirão (intervalos inferior e superior), onde é possível observar a evolução da unidade sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências, e que serão apresentados neste capítulo. O perfil do Morro do Pai Inácio, correspondente à parte do intervalo inferior da Formação Tombador será descrito aqui também. O último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador, o qual corresponde ao último evento de soerguimento levando à formação de leques até a passagem gradacional para a Formação Caboclo, será apresentado no capítulo seguinte, onde serão mostrados e correlacionados quatro perfis estratigráficos.

Com exceção do perfil do Morro do Pai Inácio (intervalo inferior da Formação Tombador), todos os demais perfis foram levantados no flanco leste do Anticlinal do Sincorá (vales do Mucugezinho, Lençóis, Ribeirão e Capivara).

Uma dificuldade na aplicação da Estratigrafia de Seqüências neste trabalho foi devido à falta de conhecimento quanto ao tempo de deposição dos sedimentos da Formação Tombador. O reconhecimento das seqüências de 3ª e 4ª ordens foi feito baseado nas espessuras, mudanças abruptas de fácies e sistemas deposicionais, e através de comparação com seqüências do Fanerozóico. É possível, porém, que as seqüências de 3ª e 4ª ordens identificadas na Formação Tombador não possuam a mesma equivalência em tempo das seqüências de 3ª e 4ª ordens pertencentes ao Fanerozóico, devido às grandes diferenças ambientais do Pré-cambriano.

A identificação de parasseqüências e conjuntos de parasseqüências nem sempre foi possível, principalmente nos tratos de sistemas de mar baixo (em se tratando de uma bacia sem talude e leque submarino), e também em direção ao continente. A aplicação da Estratigrafia de Seqüências em sistemas fluviais e eólicos também não é tarefa fácil, devido à

ausência de finos de planície de inundação, de vegetação, do reconhecimento de interfluvios, ausência de fósseis, etc. Por outro lado, esses sistemas e seus respectivos limites de seqüência são constatados a partir da presença de conglomerados e brechas do intervalo superior. É importante ressaltar que os tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e mar alto reconhecidos nos sistemas continentais estão relacionados às descidas e subidas do nível do lençol freático. As variações no freático são influenciadas pelas do nível do mar, pois os sistemas eólico e fluvial descritos a seguir se desenvolveram próximo à costa.

VI.2. INTERVALO INFERIOR

Os perfis dos rios Mucugezinho e Ribeirão foram divididos em dois intervalos, inferior e superior, devido à presença de conglomerados e brechas no intervalo superior. O perfil do Morro do Pai Inácio, o qual corresponde ao intervalo inferior da Formação Tombador foi descrito a parte; este morro representa um dos mais completos registros sedimentares, em termos de empilhamento estratigráfico referentes a sistemas costeiros e marinhos dominados por ondas e marés. Em seguida são descritos os perfis dos vales dos rios Mucugezinho e Ribeirão, para finalmente concluir-se com a correlação entre os três perfis.

PERFIL DO MORRO DO PAI INÁCIO

O Morro do Pai Inácio apresenta uma das melhores exposições do intervalo inferior da Formação Tombador (Grupo Chapada Diamantina). Situa-se no km 231, ao norte da rodovia BR-242, já fora dos limites do parque. O topo do morro está a 1.150m acima do nível do mar e apresenta um relevo de 250m. Como o Morro do Pai Inácio está localizado próximo ao eixo do anticlinal do Sincorá, suas camadas estão praticamente na horizontal (Fig.VI.1).

Foram levantados três perfis no Morro do Pai Inácio, nas faces leste, norte e sul, totalizando 170m.

No Morro do Pai Inácio visualizam-se seis quebras fisiográficas, ou superfícies de descontinuidade muito expressivas (Figs.VI.1 e VI.2), correlacionáveis com quebras vistas no Morro do Camelo (Fig.VI.3), Morrão, Morro do Brejão, Morro da Bacia, etc. Através de um perfil levantado no Morro do Pai Inácio observou-se que essas descontinuidade correspondem a discordâncias ou limites de seqüências, conforme será visto mais adiante. Nos outros dois perfis descritos a seguir não foi possível observar todas essas quebras já que aqui o intervalo inferior está contínuo, sendo mais fácil observar e descrever todo o empilhamento.

Foram identificados quatro sistemas principais: fluvial-marinho, marinho (barra de marés), estuarino-marinho e fluvial/eólico.

Figura VI.1. Visão frontal-face leste do Morro do Pai Inácio. Observar as seis superfícies de descontinuidade, bem expressivas, correspondentes a limites de seqüências.

Figura VI.2. Visão lateral (face sul) do Morro do Pai Inácio, mostrando as superfícies de descontinuidade.

Figura VI.3. .Morro do Camelo. Notar as superfícies de descontinuidade, ou quebras, facilmente traçadas na foto e semelhantes às do Morro do Pai Inácio.

O intervalo inferior da Formação Tombador no Morro do Pai Inácio pode ser dividido em cinco sistemas maiores de acordo com o quadro a seguir:

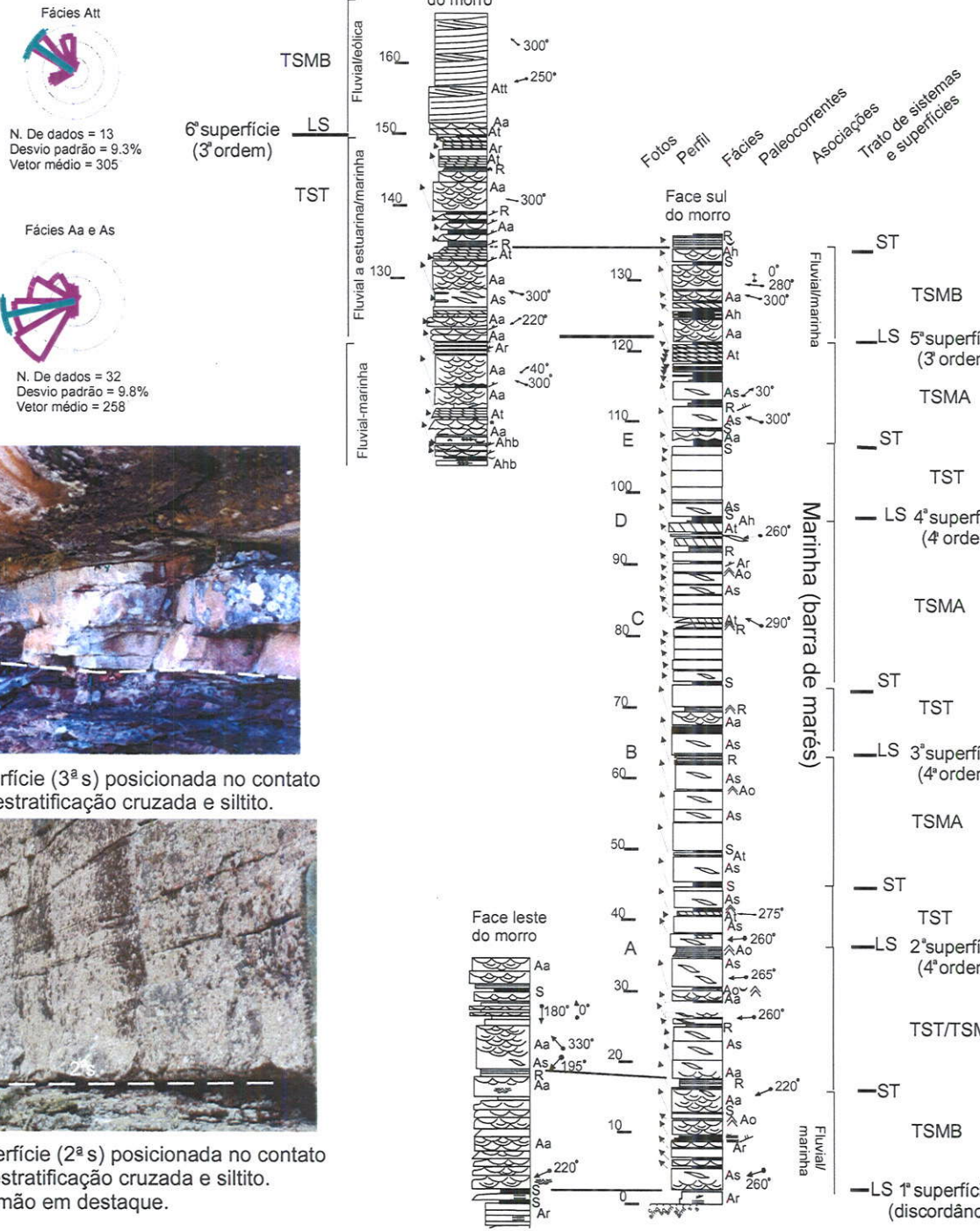
Arenito grosso/médio	Fluvial/eólico	6º Limite de seqüência (LS)	Trato de sistema de mar baixo (TSMB) – 6ª seqüência
Arenito; arenito e siltito Arenito e raro siltito	Fluvial a estuarino-marinho Fluvial-marinho	5º Limite de seqüência (LS)	Trato de sistema de mar baixo (TSMB) e trato de sistemas transgressivo (TST) – 5ª seqüência
Arenito e siltito/ritmito	Marinho (barra de marés)		2ª, 3ª, 4ª seqüências de alta freqüência da 1ª seqüência
Arenito e raro siltito	Fluvial-marinho		TSMB da 1ª seqüência
Formação Guiné		1º Limite de seqüência (LS)	

Na base do perfil observam-se arenitos finos a muito finos com laminações horizontal e cruzada clino-ascendente de frente deltaica, pertencentes à Formação Guiné, sobrepostos abruptamente por arenitos médios a grossos com estratificação cruzada e siltitos (fluvial/marinho) pertencentes à Formação Tombador (Fig. VI.4). O limite entre as duas unidades é caracterizado por uma discordância, formada em resposta a um rebaixamento do nível do mar. Sobreposto a esse pacote ocorre uma superfície transgressiva sobre a qual notam-se arenitos e siltitos/ritmitos intercalados de barras de maré (associação estuarina), formado em resposta à subida do nível do mar, e inseridos em tratos de sistemas transgressivo e mar alto (Fig. V.18).

O limite inferior da segunda seqüência (Fig. VI.4-A) ocorre na base de arenitos médios/grossos sigmoidais sobrepostos a siltitos e arenitos finos com influência de ondas e inseridos num trato de sistemas transgressivo. Um espesso pacote de siltitos representa possível inundação máxima. Sucede uma progradação de arenitos com intercalações de siltitos marinhos dentro do trato de sistemas de mar alto. Paleocorrentes dirigem-se mais para oeste (variam de 220° a 300°).

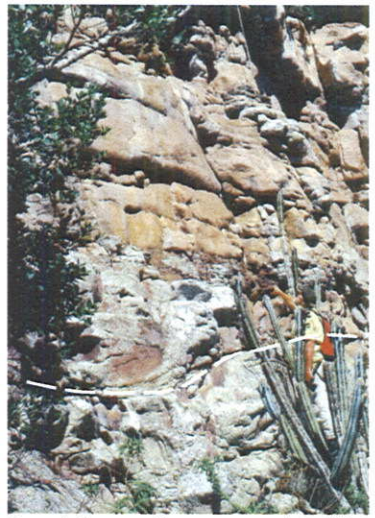
A terceira e quarta seqüências são semelhantes à segunda com arenitos sigmoidais intercalados com siltitos (Fig. VI.4-B), e subordinadamente arenitos com estratificação cruzada tabular seguidos de ritmitos (Fig. VI.4-C) . Superfícies de reativação podem interromper os arenitos sigmoidais e serem seguidas por numerosos *drapes* de argila associados a *tidal bundles* (Fig. VI.4-D). Feições canalizadas maiores também estão presentes (Fig. VI.4-E).

Figura VI.4 . Perfil do Morro do Pai Inácio.

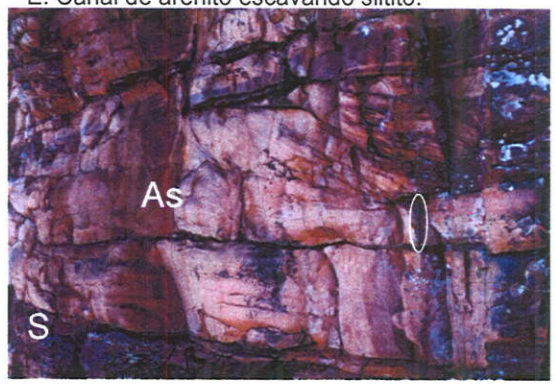


B. Terceira superfície (3ª s) posicionada no contato do arenito com estratificação cruzada e siltito.

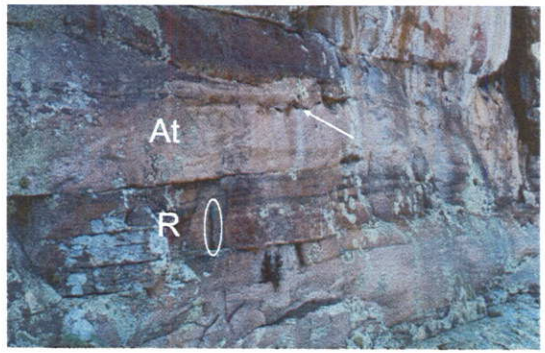
A. Segunda superfície (2ª s) posicionada no contato do arenito com estratificação cruzada e siltito. A escala é uma mão em destaque.



E. Canal de arenito escavando siltito.



D. Arenito com estratificação cruzada sigmóide As sobreposto a siltito S. A escala é uma caneta em destaque.



C. Ritmito R sobreposto por arenito com estratificação cruzada At. Observar laminação por onda no topo do estrato de arenito (seta). A escala é uma caneta em destaque.

A quinta seqüência inicia-se com depósitos essencialmente fluviais contendo algumas intercalações marinhas (trato de sistemas de mar baixo), e sobrepostos por depósitos fluviais e estuarinos intercalados (trato de sistemas transgressivo). Nesse intervalo é notável a abrangência de sedimentos finos para o topo do morro, provavelmente ligados a uma grande transgressão marinha, provavelmente de ordem menor (Fig. V.17).

Por fim, um novo limite de seqüências, na base da sexta superfície, marca a passagem de depósitos estuarinos/marinhos (arenitos com estratificação cruzada acanalada e sigmóide intercalados com ritmitos retrabalhados por ondas), para depósitos fluviais e eólicos (arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada e arenitos finos com estratificação tabular tangencial na base de médio porte). A sexta superfície ou seqüência é formada devido a um rebaixamento do nível do mar, provavelmente de 3ª ordem, diferente dos quatro últimos limites, e caracterizando o final da sedimentação costeira com grande influência de marés e ondas e passagem para um ambiente mais continental. As paleocorrentes dos arenitos eólicos indicam sentido para noroeste, enquanto que os arenitos fluviais apresentam paleocorrentes para sudoeste.

Através do estudo da análise faciológica vertical feita no Morro do Pai Inácio foram identificadas e interpretadas duas seqüências como sendo seqüências de 3ª ordem. O limite da primeira ocorre no contato entre as formações Guiné e Tombador (ou 1ª superfície), marcando a passagem de sistemas deltaico-marinho para fluvial-marinho. O limite da segunda seqüência de 3ª ordem ou 6ª superfície, marca a passagem de sistemas estuarino-marinho para fluvial/eólico. Na seqüência inferior de 3ª ordem foram reconhecidas 4 seqüências de 4ª ordem, ou de alta freqüência.

Resumidamente, a primeira e a quinta seqüências são semelhantes sendo constituídas por intercalação de elementos fluviais-marinhos (siltitos transgressivos) e estuarinos-marinhos. Na segunda, terceira e quarta seqüências ocorrem arenitos intercalados com siltitos, de barra de marés. Todo o intervalo é recoberto por depósitos fluviais e eólicos, característicos de um trato de sistemas de nível de base baixo de uma nova seqüência (3ª ordem).

PERFIL DO RIO MUCUGEZINHO

O trajeto do rio Mucugezinho acompanha boa parte da BR-242 que está em sua margem direita. Ele Nasce próximo do Morrão e recebe águas de muitas serras altas da região. Apresenta várias tocas, escorregadeiras e alguns poços, sendo o mais conhecido o Poço do Diabo com 14m de altura.

No perfil do intervalo inferior levantado no Rio Mucugezinho não foi possível ver a base da Formação Tombador. O perfil, com mais de 250m, de espessura foi levantado em afloramentos junto a drenagem do rio e na rodovia BR-242.

Foram reconhecidos nove intervalos envolvendo cinco associações faciólogicas; estuarina proximal, estuarina distal-marinha, praia, eólica e fluvial. Cinco seqüências foram identificadas nesse perfil, cujo o quadro é apresentado a seguir:

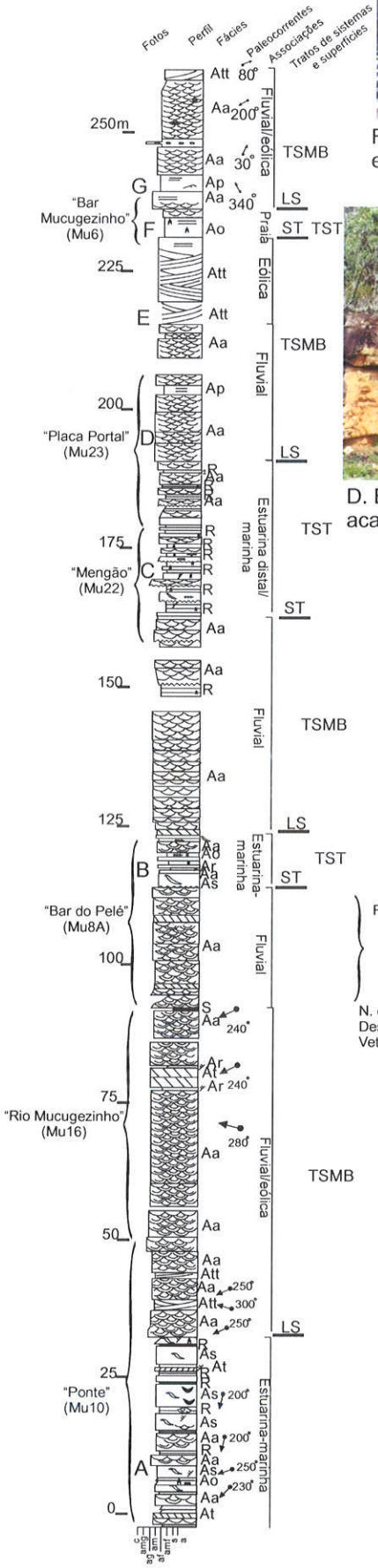
Arenito	Fluvial		TSMB
Arenito	Praia (Bar Mucugezinho)	LS	TST
	Eólico		
Arenito	Fluvial (Toca da Marina)		TSMB
Arenito e siltito	Estuarino distal-marinho (Mengão)	LS	TST
Arenito	Fluvial		TSMB
Arenito e siltito	Estuarino-marinho (Bar do Pelé)	LS	TST
Arenito	Fluvial/eólico		TSMB
Arenito		LS	
Arenito e siltito	Estuarino-marinho (Ponte)		TST

O perfil inicia-se no afloramento da ponte, com arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e sigmóides preenchendo canais que recortam ritmitos e siltitos, da associação estuarina-marinha (Figs. V.15 e VI.5-A). São freqüentes estruturas indicativas de marés, como por exemplo *flaser, linsen* e *wavy*, e retrabalhamento por onda no topo dos estratos Este pacote representa um trato de sistemas transgressivo (TST).

A seguir um rebaixamento do nível do mar erode a plataforma gerando uma discordância e conseqüente deposição de arenitos fluviais e eólicos, do trato de sistemas de mar baixo (TSMB. Nova subida do nível do mar culmina com a deposição de arenitos com estratificações cruzada acanalada e sigmóide (paleocorrentes para sudoeste) intercalados com arenitos finos com laminação por onda e siltitos, da associação estuarina-marinha, posicionados no trato de sistemas transgressivo, da segunda seqüência (em frente ao Bar do Pelé, fig. VI.5-B),

A terceira seqüência inicia-se com arenitos fluviais, com ocasional intercalação marinha, trato de sistemas de mar baixo (TSMB) sobreposto por arenitos com estratificação cruzada acanalada e sigmóide intercalados com ritmitos e siltitos da associação estuarina/marinha (TST) ("Mengão", fig. V.16 e VI.5-C).

Figura VI.5. Perfil do intervalo inferior do Rio Mucugezinho/BR-242.

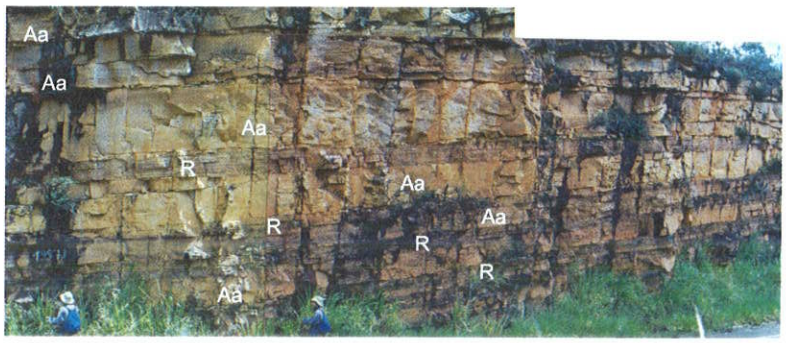


F. Marcas de onda em arenito fino. A escala é um lápis, em destaque.

G. Estratos de arenito com estratificação cruzada acanalada formado em ambiente fluvial.

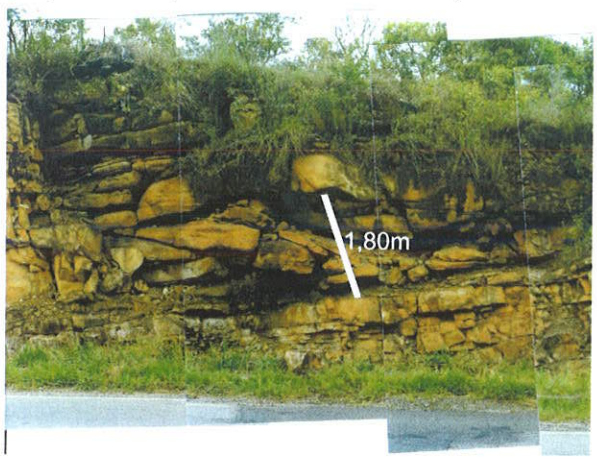
D. Estratos de arenitos com estratificação cruzada acanalada separados por delgados níveis de siltito.

E. Arenitos eólicos **Att** sobrepostos a arenitos fluviais **Aa**.



C. Intercalação de arenito com estratificação cruzada acanalada e ritmito.

B. Canal preenchido por arenito com estratificação cruzada sigmóide.



A. Arenito médio com estratificação cruzada sigmóide.

Acima no perfil, é identificada uma discordância formada em resposta à queda do nível do mar resultando na deposição de arenitos flúvio-estuarinos e fluviais (Fig. VI.5-D) sobrepostos por arenitos eólicos (Fig. VI.5-E), de trato de sistemas de mar baixo. O mar avança e arenitos finos com laminação por ondas, de praia (Fig. VI.5-F), são depositados (TST).

Finalmente, a última seqüência é caracterizada por arenitos fluviais (Fig. VI.5-G), formados possivelmente num trato de sistemas de mar baixo.

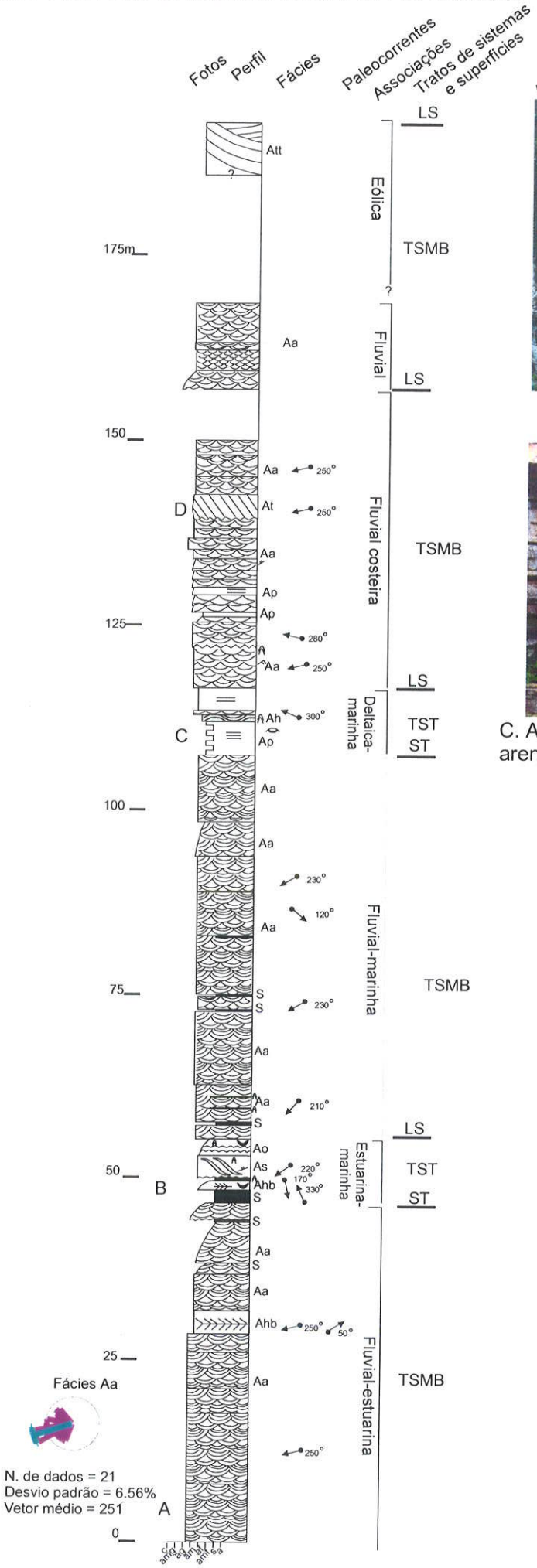
Resumidamente, observa-se na parte inferior do perfil analisado intercalação de sistemas fluviais/costeiros e deltaicos/marinhos sucedidos verticalmente a sistemas fluviais e eólicos. De um modo geral, o intervalo inferior do perfil do Rio Mucugezinho é caracterizado por uma sedimentação inicialmente costeira, passando progressivamente para o topo para sistemas fluviais e culminando com o sistema estuarino distal-marinho ("Mengão"). Esse intervalo eqüivale a um grande ciclo transgressivo-regressivo.

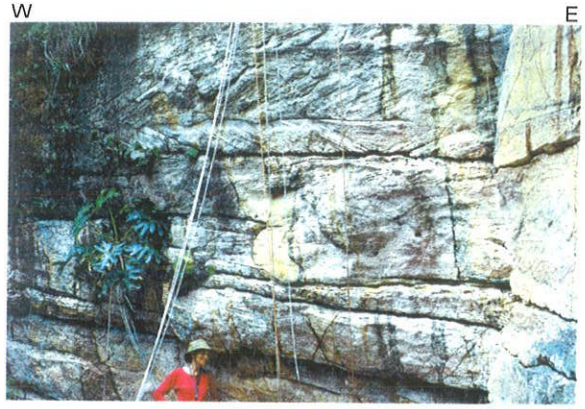
PERFIL DO RIO RIBEIRÃO

O Rio Ribeirão nasce no alto da Serra do Sincorá e é dividido em Ribeirão de Cima (cabeceira), do Meio e de Baixo (foz). Apresenta inúmeras quedas d'água, sendo a mais famosa a Cachoeira do Sossego localizada no Ribeirão de Cima onde o perfil elaborado tem início. No perfil do intervalo inferior levantado no Rio Ribeirão de Cima e do Meio não foi possível ver a base da Formação Tombador. O perfil levantado, com mais de 180m de espessura inicia-se na Cachoeira do Sossego (Fig.VI.6-A). Foram reconhecidos sete intervalos de associações faciólogicas da base para o topo: fluvial- estuarina, estuarina-marinha, fluvial-marinha, deltaica-marinha, fluvial costeira, fluvial e eólica. Quatro seqüências foram identificadas nesse perfil, cujo o quadro é apresentado a seguir:

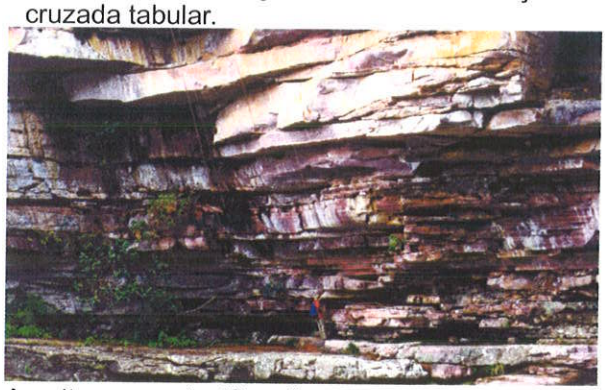
Arenito	Eólico		TSMB
Arenito	Fluvial	LS	
Arenito	Fluvial costeiro		TSMB
Arenito e siltito	Deltaico/marinho	LS	TST
Arenito	Fluvial-marinho		TSMB
Arenito e siltito	Estuarino-marinho	LS	TST
Arenito	Fluvial-estuarino		TSMB

Figura VI.6. Perfil do intervalo inferior do Rio Ribeirão.





D. Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular.



C. Arenito com estratificação acanalada sobreposto a arenito com laminação horizontal e ondulada truncante.

B. Arenito com estratificaçâo cruzada tabular e espinha-de-peixe sobreposto a tempestito.

A. Arenitos fluviais e estuarinos (Cachoeira do Sossego).

A primeira associação encontrada na base do perfil é representada por elementos fluviais e raramente estuarinos; arenitos com estratificações cruzada acanalada com paleocorrentes para sudoeste, intercalados com sedimentos com retrabalhamento por ondas e marés. Essa associação foi depositada num trato de sistemas de mar baixo (TSMB) sendo transgredido no topo por um espesso pacote de siltito marcando a primeira superfície transgressiva. A associação seguinte, estuarina-marinha, apresenta canais com arenitos com estratificação cruzada tabular e sigmóide intercalados com siltitos e arenitos finos marinhos com microestratificações e laminações onduladas truncantes (Figs. V.14 e VI.6-B). Evidências da atuação de marés e ondas, como *flaser*, laminação por onda e *herringbone*, são freqüentes nos arenitos canalizados (Fig.VI.6-B). Essa associação encontra-se inserida num trato de sistemas transgressivo (TST).

A seguir um rebaixamento do nível do mar é responsável pela deposição de arenitos fluviais, com intercalações raras de siltito marinho, inseridos num trato de sistemas de mar baixo (TSMB). Segue uma progradação de arenitos laminados deltaicos intercalados com arenitos com estratificação *hummocky* (tempestitos) inseridos num trato de sistemas transgressivo (Fig.VI.6-C).

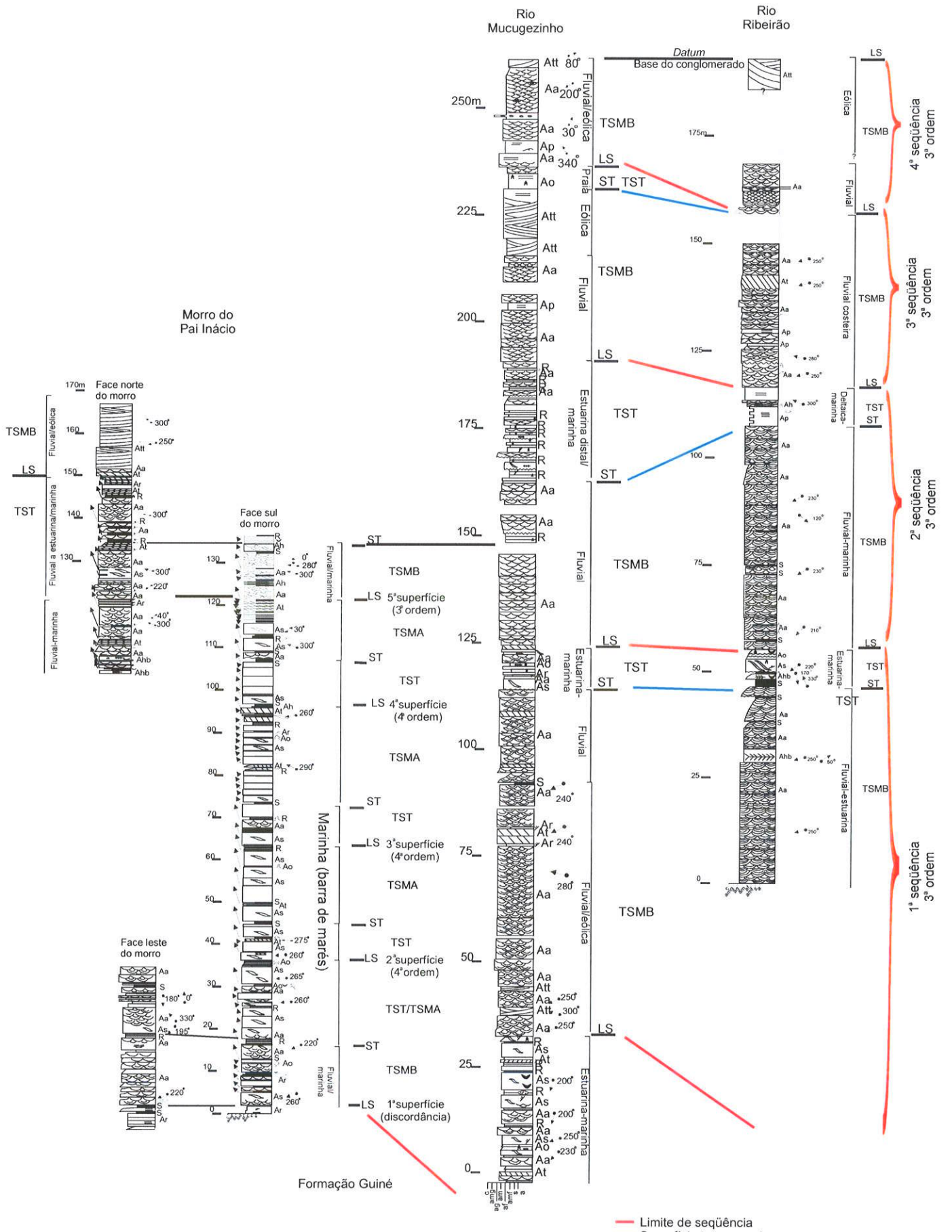
Novamente um rebaixamento do nível do mar leva à formação de uma discordância na base de arenitos fluviais e costeiros, trato de sistemas de mar baixo (TSMB). A seguir ocorrem arenitos fluviais associados a novo rebaixamento (Fig.VI.6-D) sobrepostos por arenitos eólicos(dunas) inseridos num trato de sistemas de mar baixo.

Concluindo, no perfil foram identificadas quatro seqüências deposicionais. A base da primeira seqüência, provavelmente posicionada no contato com a Formação Guiné, conforme observado no perfil do Morro do Pai Inácio, não foi vista. Essa seqüência é composta das associações fluvial estuarina (TSMB) seguida de estuarina-marinha (TST). A seqüência seguinte é caracterizada por associações fluvial-marinha (TSMB) e deltaica-marinha (TST). Na terceira seqüência ocorre a associação fluvial costeira (TSMB), e por fim a última seqüência inicia-se com uma sucessão fluvial seguida de eólica (TSMB). O limite desta última é marcado por uma discordância sobreposta por uma associação leque aluvial (intervalo superior do perfil do Rio Ribeirão).

VI.3. SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO INFERIOR

A seção estratigráfica (Fig. VI.7) do intervalo inferior da Formação Tombador foi elaborada a partir da correlação dos perfis dos rios Mucugezinho e Ribeirão. O *datum* utilizado para a correlação entre os perfis foi a base do primeiro conglomerado, do intervalo superior da

Figura VI.7. Seção estratigráfica do intervalo inferior, Rio Mucugezinho e Rio Ribeirão.



Formação Tombador. Importantes superfícies transgressivas foram importantes na correlação dos dois perfis.

Foram identificadas nesta seção cinco seqüências, possivelmente de 3ª ordem. Os limites das primeira e segunda seqüências não foram vistos no perfil do Rio Ribeirão, uma vez que o perfil deste posiciona-se mais distante da base da Formação Tombador, sendo portanto menos espesso e mais incompleto que o perfil do Rio Mucugezinho.

Ambos os perfis não alcançaram o contato com a Formação Guiné. O topo da primeira seqüência é observado apenas no perfil do Rio Mucugezinho. Tratam-se de sedimentos estuarinos-marinhos, inseridos no trato de sistemas transgressivo, muito provavelmente posicionado pouco acima do limite da primeira seqüência vista no Morro do Pai Inácio, que corresponde ao contato entre as formações Guiné e Tombador.

A segunda seqüência é constituída por sistema fluvial com raras intercalações estuarinas-marinhas, provavelmente inserido num trato de sistemas de mar baixo.

A seguir implantou-se um sistema amplamente estuarino com a presença de canais preenchidos por arenitos com estratificação sigmóide, intercalados com arenitos com estratificação cruzada, espinha-de-peixe, contendo *flaser*, e com arenitos finos e siltitos retrabalhados por ondas de tempestade. Nota-se muito claramente um padrão transgressivo para o topo (TST).

Um novo rebaixamento do nível do mar culmina na formação de uma nova seqüência composta na base por um expressivo pacote de sedimentos fluviais e raramente costeiros na base (TSMB) sucedidos por uma nova superfície transgressiva. O trato de sistemas transgressivo é bem evidente, caracterizado pela presença de ritmitos arenito/siltito intercalados com arenitos com estratificação cruzada, retrabalhados por ondas (estuarina/marinha), passando lateralmente para sul para arenitos com estratificação ondulada truncante *hummocky* (tempestitos) e arenitos finos com laminação horizontal (deltaicos).

A quarta seqüência consiste de sistema fluvial a eólico tornando-se mais costeiro em direção a sul (TSMB). No perfil do Rio Mucugezinho há uma importante superfície transgressiva na base de arenitos praiais/litorâneos (TST), desaparecendo lateralmente para o sul.

Finalmente a última seqüência é composta por sistemas fluvial e eólico, possivelmente posicionados dentro de um trato de sistemas de mar baixo (TSMB).

De um modo geral, a seção mostra na base uma disputa entre sistemas fluviais costeiros e estuarinos/marinhos, sem mudanças bruscas de fácies cedendo lugar gradativamente a sistemas fluviais e eólicos, ou seja, há um grande rebaixamento do nível do mar, induzindo a bacia a uma fase mais continental.

VI.4. INTERVALO SUPERIOR

PERFIL DO RIO MUCUGEZINHO

O intervalo superior do perfil do Rio Mucugezinho é bem distinto do intervalo inferior, caracterizado por extensa e monótona sedimentação flúvio-costeira. O intervalo superior é marcado por quatro episódios de soerguimento que resultaram na formação de sistemas de leques aluviais intercalados com sistemas fluviais, eólicos, e litorâneos, sucedidos pelo "Mar Caboclo".

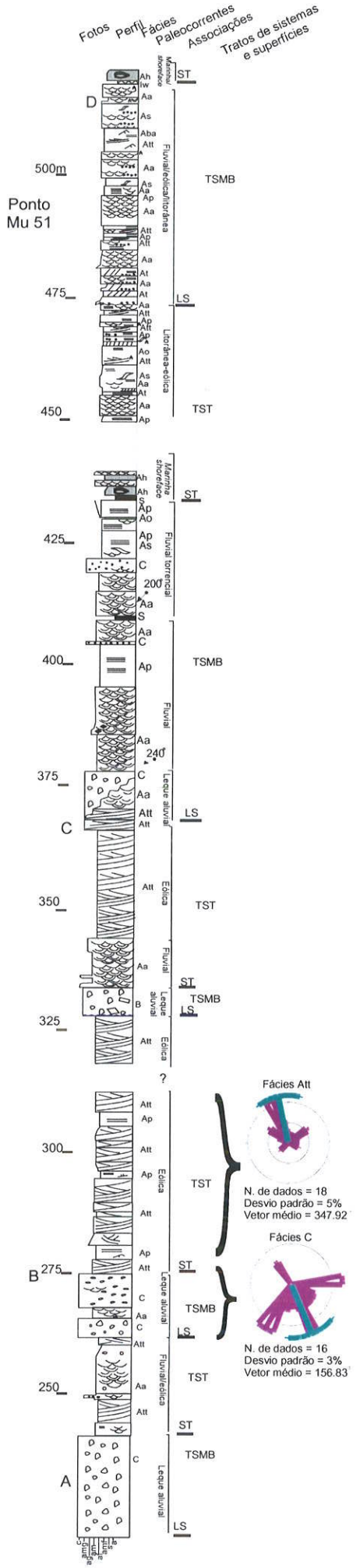
O perfil, com mais de 250 metros de espessura, foi levantado em afloramentos junto ao leito do rio e na rodovia BR-242. Compreende as seguintes associações faciólogicas; leque aluvial, fluvial, eólica, praia, fluvial/estuarina e marinha *shoreface*. Foram identificadas cinco seqüências nesse perfil.

Arenito	Marinho *shoreface*		TSMA
Arenito	Fluvial-estuarino		TST
Arenito	Fluvial/ Eólico		TSMB
Arenito	Eólico-litorâneo	LS	TSMA
Arenito	Marinho *shoreface*		TST
Arenito Conglomerado	Fluvial Leque aluvial		TSMB
Arenito Arenito	Eólico Fluvial	LS	TST
Conglomerado	Leque aluvial		TSMB
Arenito	Eólico	LS	TST
Conglomerado	Conglomerado		TSMB
Arenito Arenito	Eólico Fluvial	LS	TST
Conglomerado	Leque aluvial		TSMB

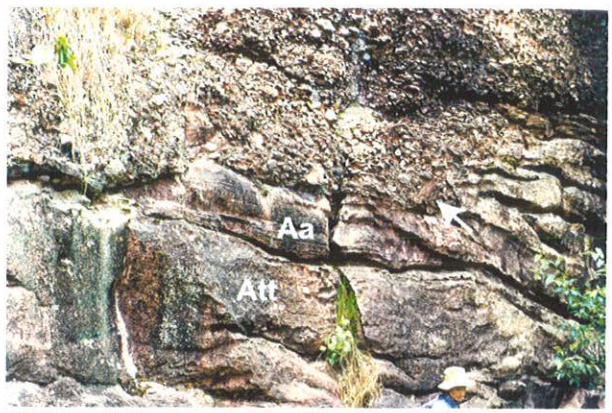
A primeira seqüência inicia com uma discordância na base de canais de conglomerados formados em rios entrelaçados cascalhentos de sistemas de leques aluviais (Fig. VI.8-A), inseridos num trato de sistemas de mar baixo (TSMB). A seguir observa-se uma superfície transgressiva posicionada na base de um espesso intervalo de arenitos eólicos e fluviais intercalados, caracterizando provavelmente um trato de sistemas transgressivo.

Sobreposto a esse sistema eólico ocorre novamente um levantamento tectônico, formação de leques aluviais e deposição de conglomerados (Fig. VI.8-B), trato de sistemas de

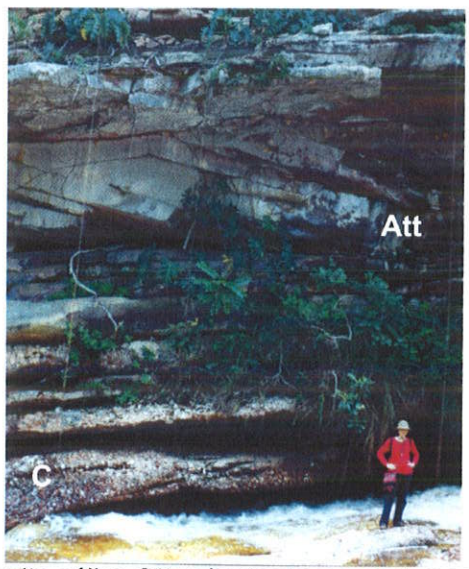
Figura VI.8. Perfil do intervalo superior do Rio Mucugezinho.



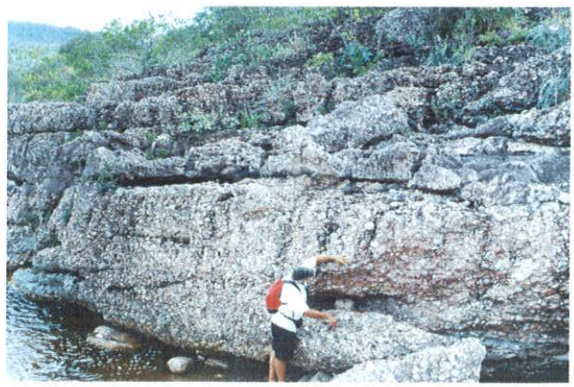
D. Arenitos e siltitos marinhos (Fm. Caboclo) sobrepostos a arenitos costeiros da Fm. Tombador.



C. Canal de conglomerado escavando arenitos fluviais **Aa** e eólicos **Att**. Observar o bloco de arenito (seta) sendo englobado pelo conglomerado.



B. Arenito eólico **Att** sobreposto a conglomerado **C**.



A. Primeiro conglomerado de leque aluvial.

mar baixo. Imbricação de clastos e estratificações cruzadas mostram paleocorrentes para sudeste. Acima da associação de leque ocorre novamente intercalação de sistemas eólicos e fluviais (TST). O fluxo do vento era para norte, conforme medido nas estruturas.

A terceira seqüência é semelhante à primeira e à segunda, com sistema de leque aluvial (brechas) na base (TSMB) seguido de sistemas fluviais e eólicos.

A seguir tem-se o último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador, descrito em detalhe no capítulo seguinte. A base da seqüência deste último ciclo evidencia de forma clara a auto-canibalização da bacia. O conglomerado desenvolvido no sistema de leque aluvial erode o material sotoposto, arenitos eólico e fluvial litificados, e englobam os blocos em sua matriz (Fig. VI.8-C). A associação de leque é sucedida pelas associações fluvial, fluvial torrencial que são transgredidos por arenitos finos com laminação horizontal e cruzada por ondas, siltito e tempestito formados num trato de sistemas transgressivo (TST). Sucedem sistemas litorâneo, fluvial e eólico para o topo (TSMA).

Por fim, a quinta e última seqüência do intervalo superior é caracterizada por sistemas fluvial e eólico (TSMB) seguidos de fluvial-estuarino (TST) transgredidos por sistemas marinhos plataformais retrabalhados por ondas de tempestade da Formação Caboclo, inseridos possivelmente num trato de sistemas mar alto (Fig. VI.8-D).

PERFIL DO RIO RIBEIRÃO

O perfil do intervalo superior do Rio Ribeirão foi levantado nos trechos conhecido como ribeirões do Meio e de Baixo. Apresenta mais de 180m de espessura, compreendendo seis intervalos de associações faciólogicas; leque aluvial, fluvial, eólica, marinha/frente deltaica, planície deltaica/marinha, fluvial estuarina e marinha *shoreface*. Cinco seqüências foram identificadas nesse perfil.

Arenito	Marinho *shoreface*		TSMA
Arenito	Fluvial-estuarino		TST
Arenito	Fluvial/ Eólico		TSMB
Arenito	Planície deltaica/marinho	LS	TSMA
Arenito	Marinho/frente deltaica		TST
Arenito Conglomerado	Fluvial Leque aluvial		TSMB
Arenito	Eólico costeiro	LS	TST
Arenito	Fluvial/eólico		TSMB
Arenito	Eólico	LS	TST TSMB
Conglomerado	Conglomerado		
Arenito	Eólico	LS	TST
Conglomerado	Leque aluvial		TSMB

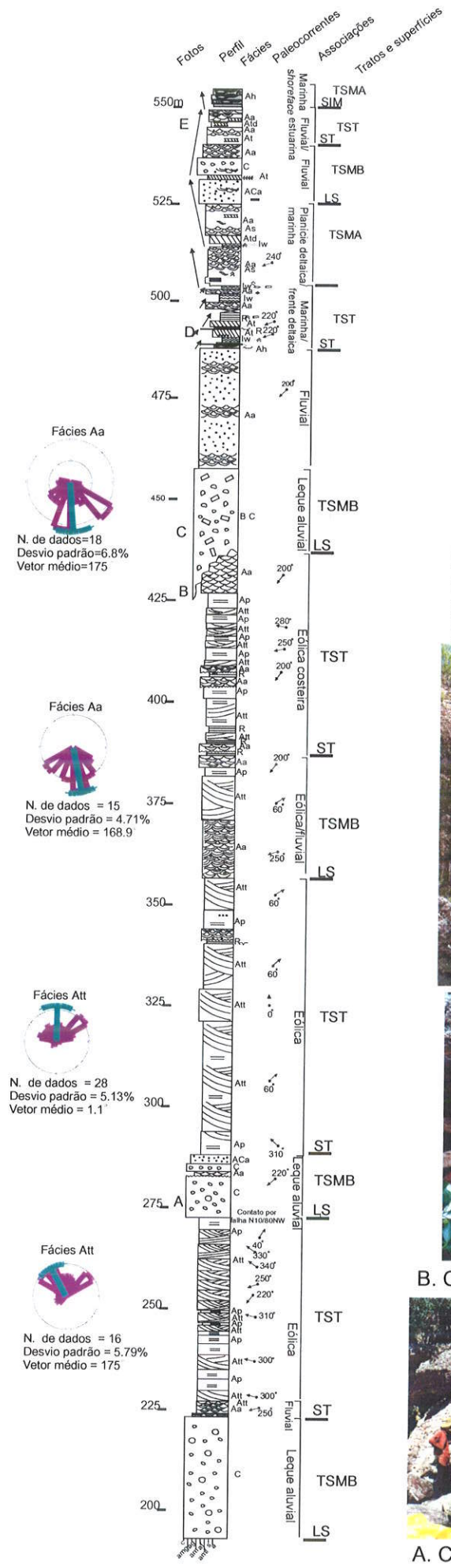
O perfil inicia-se com conglomerados formados em rios entrelaçados cascalhentos em sistemas de leques aluviais, inseridos em um trato de sistemas de mar baixo (TSMB), onde na base desse pacote foi reconhecido um limite de seqüências. A seguir foi identificada uma superfície transgressiva na base de sistemas fluvial passando a eólico, relacionados a um trato de sistemas transgressivo (TST).

A segunda seqüência é caracterizada por uma discordância na base, formada em resposta a um novo soerguimento tectônico induzindo à formação de sistemas aluviais (conglomerados e arenitos conglomeráticos), trato de sistemas de mar baixo (Fig.VI.9-A). Novamente ocorre um espesso pacote de sedimentos eólicos (dunas e interdunas), com paleocorrentes para norte/noroeste, inseridos num trato de sistemas transgressivo (TST).

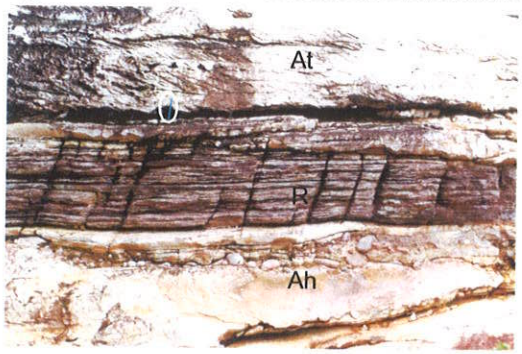
A terceira seqüência apresenta na base sistemas fluvial e eólico intercalados dentro de um trato de sistemas de mar baixo (TSMB). As paleocorrentes do sistema fluvial apresentam sentido para sul/sudeste. A base do trato de sistemas transgressivo a seguir é caracterizado por uma superfície transgressiva marcada por uma espessa camada de ritmitos arenito/siltito com evidências de ondas intercalados para o topo com arenitos eólicos. Trata-se de um sistema eólico costeiro devido à intercalação com os sedimentos retrabalhados por ondas.

A seguir tem-se o último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador, descrito em detalhe no capítulo seguinte. Este ciclo inicia-se com um novo soerguimento promovendo a formação de leques aluviais levando à deposição de 20 metros de espessura de conglomerados e brechas (Fig.VI.9-B), sobrepostos por arenitos fluviais com paleocorrentes preferencialmente para sul. Os conglomerados e as brechas escavaram, fraturaram e englobaram arenitos eólicos sotopostos (Fig.VI.9-C) já litificados, na sua matriz, evidenciando um limite de seqüências (TSMB). Esses depósitos foram sucedidos por uma transgressão,

Figura VI.9. Perfil do intervalo superior do Rio Ribeirão.



E. Arenito médio com estratificação cruzada tabular tangencial e *drape* de folhelho nos *foresets* **Atd**.



D. Arenito com estratificação ondulada truncante (*hummocky)* **Ah** sobreposto por ritmito **R** e arenito com estratificação cruzada tabular **At**. No topo da fácies **Ah** tem-se um *lag* de seixos.

C. Conglomerado e brecha (20m de espessura). A escala é o Luiz Krug (círculo).

B. Conglomerado e brecha escavando arenito eólico.

A. Conglomerado.

caracterizada pela deposição de interlaminações arenito/siltito (*wavy*), ritmitos, associados a arenitos com estratificação ondulada truncante (*hummocky)* (tempestitos) e arenitos com estratificação cruzada tabular (Fig.VI.9-D) (associação marinha/frente deltaica). Esta última associação representa um trato de sistemas transgressivo (TST). Acima ocorre uma superfície de inundação marinha seguida de progradação de arenitos deltaicos intercalados com sedimentos marinhos retrabalhados por ondas e marés, posicionados num trato de sistemas de mar alto (TSMA).

Finalmente a quinta e última seqüência apresenta as associações fluvial (TSMB), estuarina (TST) (Fig.VI.9-E), seguida de uma inundação marinha e deposição de sedimentos marinhos plataformais (*shoreface*), predominantemente tempestitos, inseridos num trato de sistemas de mar alto, marcando a passagem para a Formação Caboclo sobrejacente.

VI.5. SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO SUPERIOR

A seção estratigráfica (Fig. VI.10) do intervalo superior da Formação Tombador foi elaborada a partir da correlação dos perfis do intervalo superior dos rios Mucugezinho e Ribeirão. O *datum* utilizado foi uma importante superfície transgressiva do último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador.

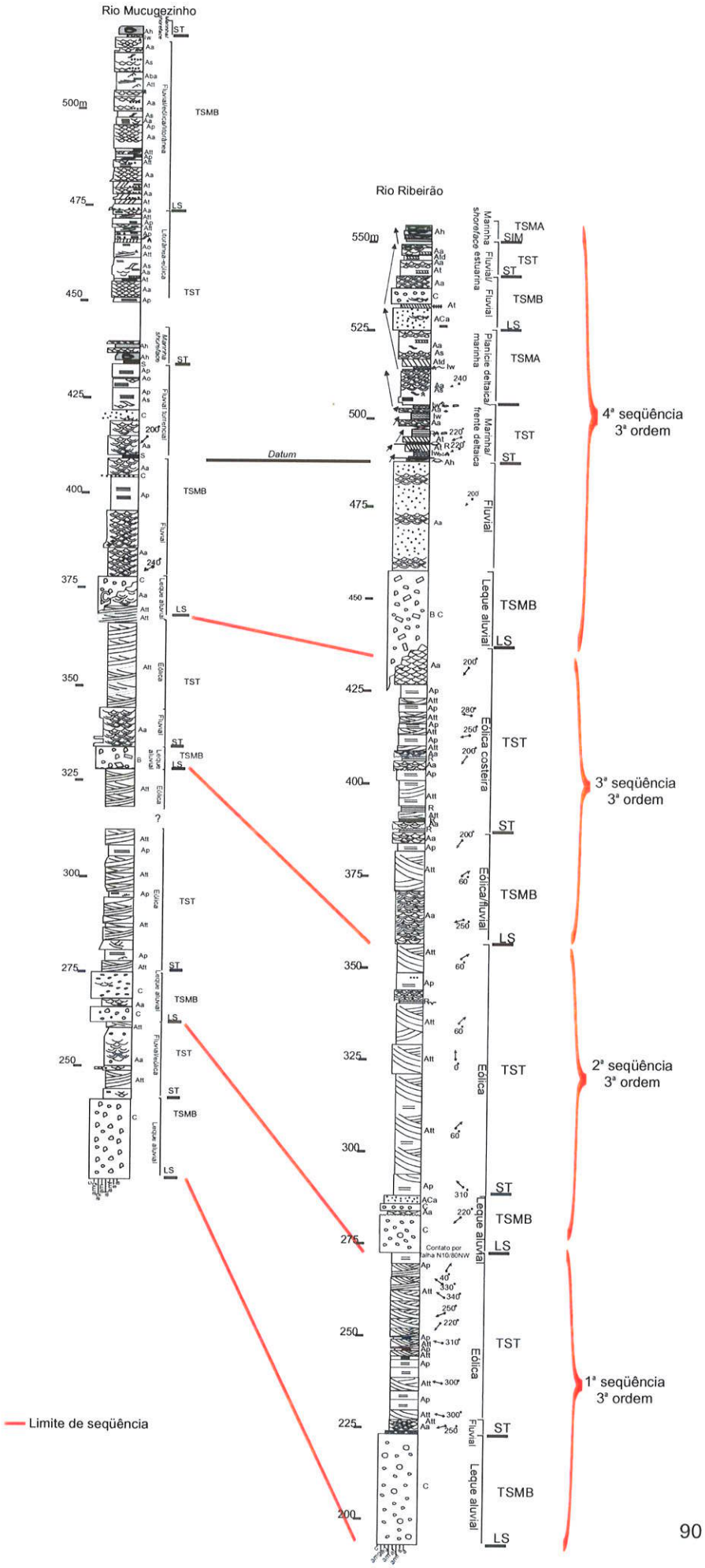
Foram identificadas nesta seção quatro seqüências de 3ª ordem e uma seqüência de 4ª ordem.

A primeira seqüência é formada na base uma discordância formada em resposta a um soerguimento tectônico. Com o soerguimento desenvolveram-se sistemas de leque aluvial originando conglomerados depositados numa fase de mar baixo (TSMB). Neste caso, o espaço de acomodação foi gerado fundamentalmente em função da tectônica, provavelmente num intervalo de tempo menor que quando comparado ao espaço criado em função da subida do nível do mar. Talvez por isso não se observa um conjunto de parasseqüências progradantes e sim, um padrão em "caixa" do conjunto. Sendo assim, quando a tectônica exerce um papel maior do que o nível do mar, é apropriado chamar de tectonosseqüência (Castro *et al.* 2001). As tectonosseqüências identificadas são possivelmente de 3ª ordem, com caráter alogênico, favorecendo abruptas mudanças nas taxas de acomodação.

Acima do sistema de leque se desenvolveram sistema fluvial e eólico intercalados, inseridos possivelmente num trato de sistemas transgressivo (TST).

A segunda seqüência é semelhante a primeira, difere apenas que a espessura dos sistemas fluvial e eólico intercalados aumenta enquanto a espessura do sistema de leque diminui. A seção mostra também que provavelmente esses sistemas são mais antigos ao sul da área (perfil do Rio Ribeirão).

Figura VI.10. Seção estratigráfica do intervalo superior, Rio Mucugezinho e Rio Ribeirão.



O limite da terceira seqüência, no perfil do Rio Mucugezinho, ocorre na base de conglomerados que passam lateralmente em direção ao Rio Ribeirão para arenitos fluviais (TSMB). Sobreposta há uma superfície transgressiva caracterizada pela intercalação de sistemas eólico e fluvial (Rio Mucugezinho) passando lateralmente a um sistema eólico costeiro (Rio Ribeirão). As estruturas evidenciam a proximidade da costa nesse perfil.

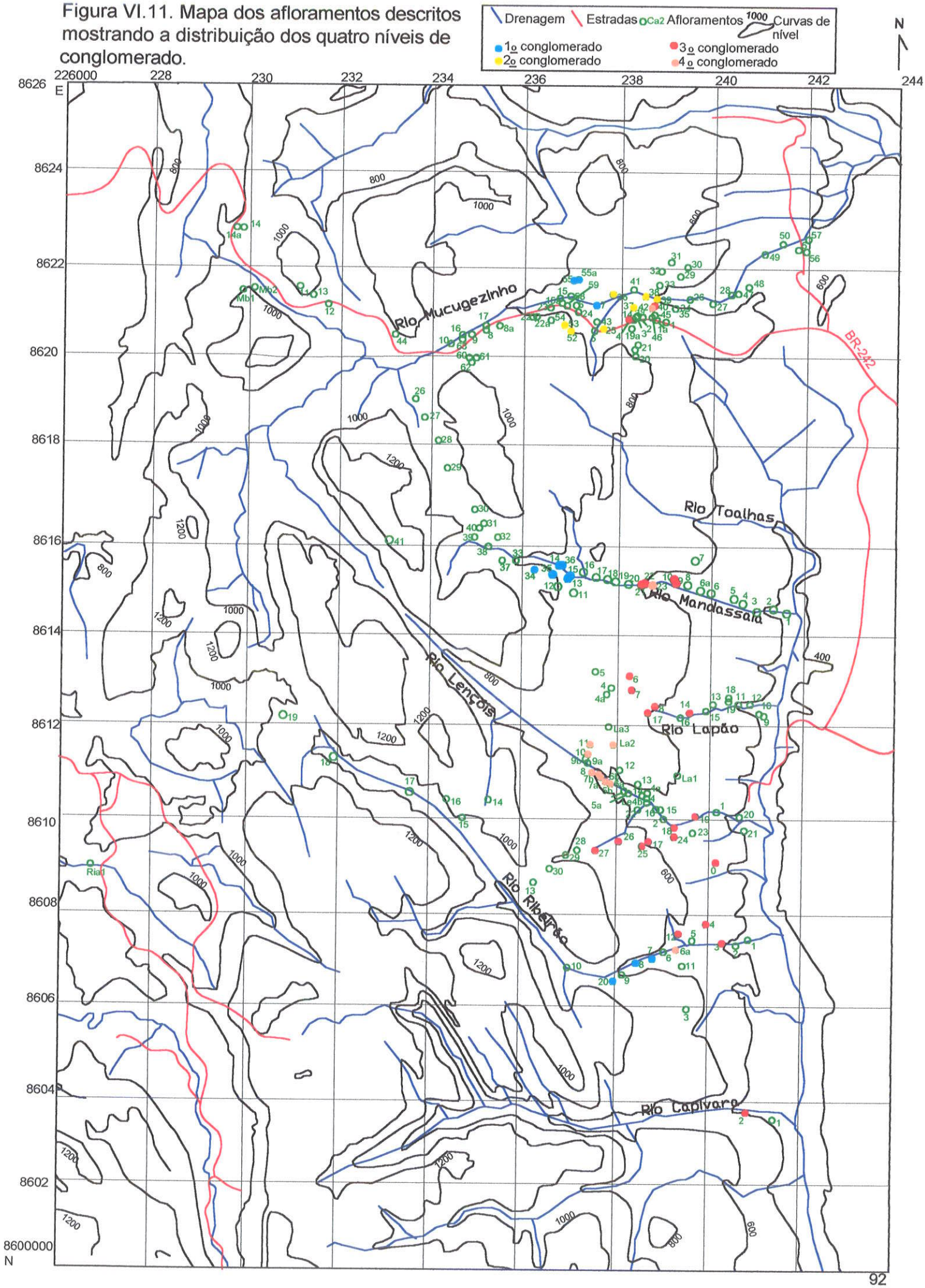
A base da quarta seqüência é marcada por canais profundos preenchidos por conglomerados e brechas, escavando arenitos eólicos e fluviais sotopostos. O sistema de leque passa para um sistema fluvial (TSMB) e gradativamente cede lugar a sistemas marinho e deltaico (TST).

No perfil do Rio Mucugezinho foi identificado um limite de seqüência, possivelmente de 4ª ordem, na base de um sistema fluvial, que passa lateralmente a um sistema deltaico (Rio Ribeirão), representando possivelmente uma concordância correlata. A seguir desenvolveu-se um sistema costeiro a norte (Rio Mucugezinho) passando lateralmente para o sul para um sistema deltaico.

Finalmente, no topo da seção ocorre um sistema fluvial, com forte influência da ação das marés, inserido num trato de sistemas transgressivo. Sobreposta ocorre uma transgressão marinha culminando na formação de um sistema marinho *shoreface*, fortemente dominado por ondas de tempestade, também conhecida de transgressão do "Mar Caboclo", inserido possivelmente num trato de sistemas de mar alto.

A distribuição dos conglomerados pela área pode ser observada no mapa da figura VI.11.

Figura VI.11. Mapa dos afloramentos descritos mostrando a distribuição dos quatro níveis de conglomerado.



CAPÍTULO VII
O ULTIMO CICLO DO INTERVALO SUPERIOR, FORMACAO TOMBADOR

VII.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão apresentas as sucessões bem detalhadas apenas do topo do intervalo superior da Formação Tombador através de perfis estratigráficos elaborados inicialmente na escala 1:500.

No perfil do rio Mucugezinho foram reconhecidos quatro grandes ciclos, ou seqüências, cada um iniciando com espessa seção de conglomerados e brechas; o ciclo mais novo, informalmente designado "último ciclo", é limitado superiormente pelos depósitos marinhos da Formação Caboclo, e será caracterizado a seguir, por meio de levantamento e correlação de quatro perfis nos rios Capivara, Ribeirão, Lençóis e Mucugezinho.

VII.2. PERFIS ESTRATIGRÁFICOS

PERFIL DO RIO CAPIVARA

O Rio Capivara está localizado a cerca de 9 km de Lençóis em direção à Andaraí (sul). É nesse rio que se encontra a Cachoeira da Fumaça, uma das mais altas da Chapada.

O perfil levantado no curso final do Rio Capivara apresenta uma excelente exposição do último ciclo, exceto quanto a presença de depósitos costeiros e eólicos (do topo do ciclo) somente na margem direita, enquanto na margem esquerda os mesmos depósitos podem estar ausentes por falhamento.

A coluna apresentada pelo último ciclo consta de oito sistemas deposicionais conforme o quadro abaixo:

8	Arenito e Siltito	Marinho (Formação Caboclo)
7	Arenito	Costeiro e eólico
6	Arenito	Fluvial
5	Arenito e Siltito	Frente deltaica
4	Arenito	Fluvial
3	Arenito e Siltito	Marinho de tempestade (com brecha)
2	Brecha e Arenito	Leque subaquoso
1	Conglomerado e Brecha	Leque aluvial

O perfil do último ciclo, no rio Capivara, tem inicio com espesso pacote (superior a 20m) de conglomerado e brecha, atribuído a leque aluvial (Fig. VII.1). A fácies de brecha pode ser individualizada na parte superior deste perfil, conforme mostrado anteriormente na figura V.2-C; tal fácies mostra um aspecto caótico ou organizado, neste caso com imbricação dos calhaus (Figs. V.2-B e VII.1-A).

O segundo sistema, com espessura de 11m, é formado por estratos, de escala métrica, de brecha gradando a arenito com laminação paralela ou ondulada (truncante?) (Fig. V.3); sua organização e posicionamento estratigráfico (transição entre leque aluvial e marinho) sugere um ambiente de leque subaquoso raso.

O terceiro sistema é marinho raso, podendo ser dividido em duas partes: arenitos e siltitos (tempestitos distais) e arenitos amalgamados (tempestitos proximais), com espessuras de 12m e 6m, respectivamente.

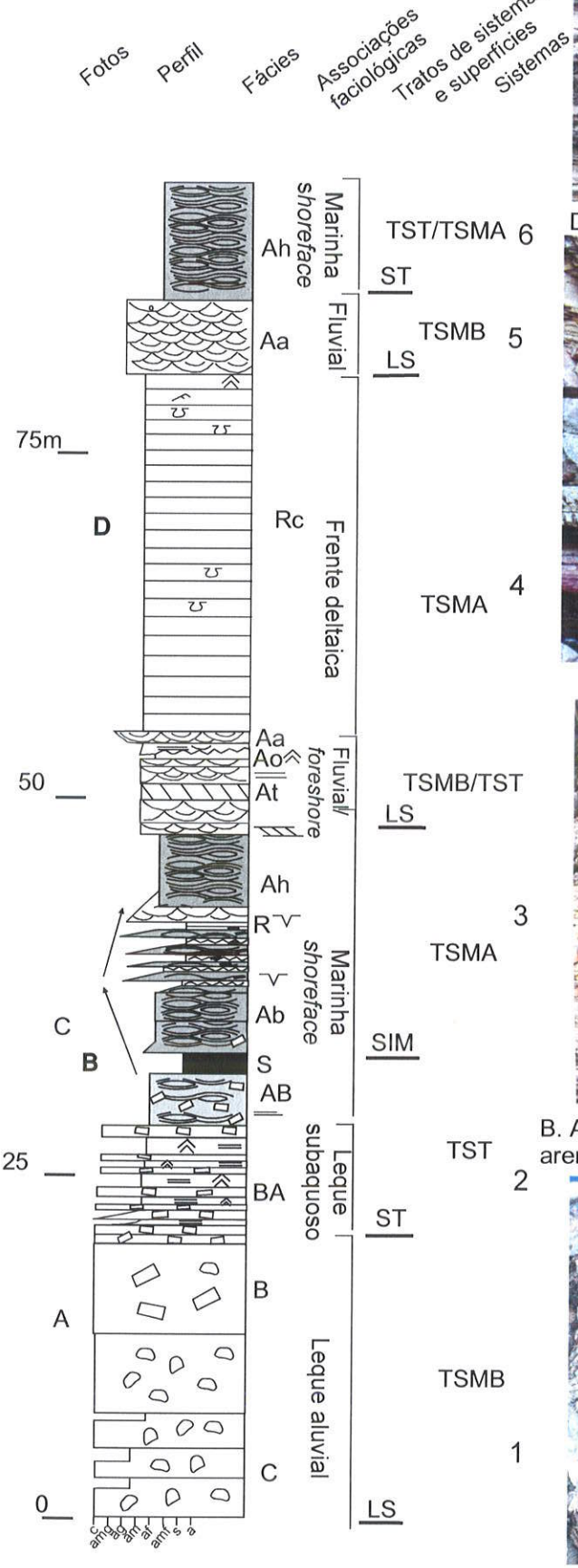
A primeira associação consiste de estratos gradacionais de arenito a siltito, com espessura dos *sets* variando de milímetros (siltito) a 2,5/5cm (*wavy* ou ritmito delgado), 20cm (*microhummocky*) e 1m (ver Fig. V.19). Tais fácies dispõe-se verticalmente em arranjos de espessamento estratal seguido de adelgaçamento (Fig. VII.1), indicativos de arrasamento seguido de aprofundamento. É marcante a presença de tempestitos "brechados" nesta associação, principalmente na margem esquerda do Capivara (ver Figuras V.20 e V.21, e Fig. VII.1-B), sendo inevitável a sua comparação com os "tempestitos grossos" descritos no Paleozóico da Bacia do Paraná (Castro *et al.* 2001), onde cada estrato mostra passagem de depósitos tracionais (arenitos grossos, mas SEM calhaus/*cobbles*) para fluxos oscilatórios.

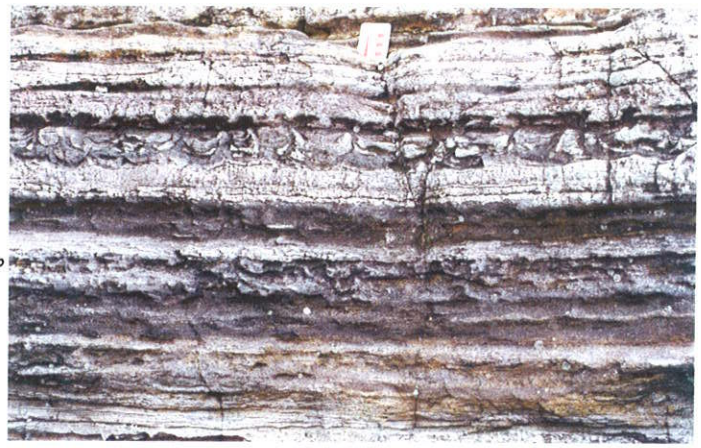
Um novo arranjo de espessamento ascendente se observa na passagem para a segunda associação, de arenitos amalgamados (Fig. VII.1). Os estratos, de escala métrica, apresentam individualmente passagem gradacional de estratificação cruzada para laminação paralela a ondulada truncante, e são interpretados como tempestitos proximais, mais rasos.

Em passagem brusca sobre a fácies anterior, ocorre o quarto sistema: um pacote, com mais de 6m de espessura, de arenito com estratificação cruzada acanalada e rara tabular, e laminação plano-paralela a cruzada, de provável origem fluvial. A ocorrência de um pequeno intervalo com laminação ondulada truncante aponta para um retrabalhamento marinho local.

O quinto sistema é espesso (acima de 20m) e texturalmente mais fino que as vizinhos: são arenitos finos intercalados com siltitos, mostrando laminações plano-paralelas não-deformadas ou estratos deformados como marcas de carga (possivelmente *load ripples*) (Fig.

Figura VII.1. Perfil do Rio Capivara.





D. Ritmito arenito/siltito com estrutura de carga.

C. Arenito brecha (tempestito grosso) sobreposto a siltito.

B. Arenito brecha (tempestito grosso) sobreposto a interlaminado arenito/folhelho (*wavy*- ver figura V.21-C, -D).

A. Brecha e seixos de quartzito e arenito. Clastos imbricados para a esquerda (oeste), em matriz seixosa (parte superior).

VII.1-D; ver Fig. V.11). Tais processos de suspensão podem indicar um ambiente de frente deltaica, por alguma razão (sismos?) bastante instabilizado.

No sexto sistema predominam arenitos com estratificação cruzada acanalada, provavelmente indicando um retorno à condições mais fluviais.

O sétimo sistema só foi observado na margem direita do rio, e é formado por associações costeira e eólica. Os arenitos costeiros, com 3m de espessura, consistem de estratos cruzados acanalados a sigmoidais, com paleocorrentes em dois sentidos, 0°/30° e 180°/200° (NNE e SSO), sugerindo a ação de correntes de marés. Os arenitos eólicos sobrepostos, com espessura alcançando 13m, mostram estratos cruzados do tipo tabular-tangencial de tamanho métrico e orientação média para NE (entre 10° e 80°).

O oitavo sistema, bem ilustrado na margem esquerda do rio em afloramento de 8m de espessura, é dominado por estratos marinhos de tempestades, e já corresponde à Formação Caboclo (Fig. VII.1).

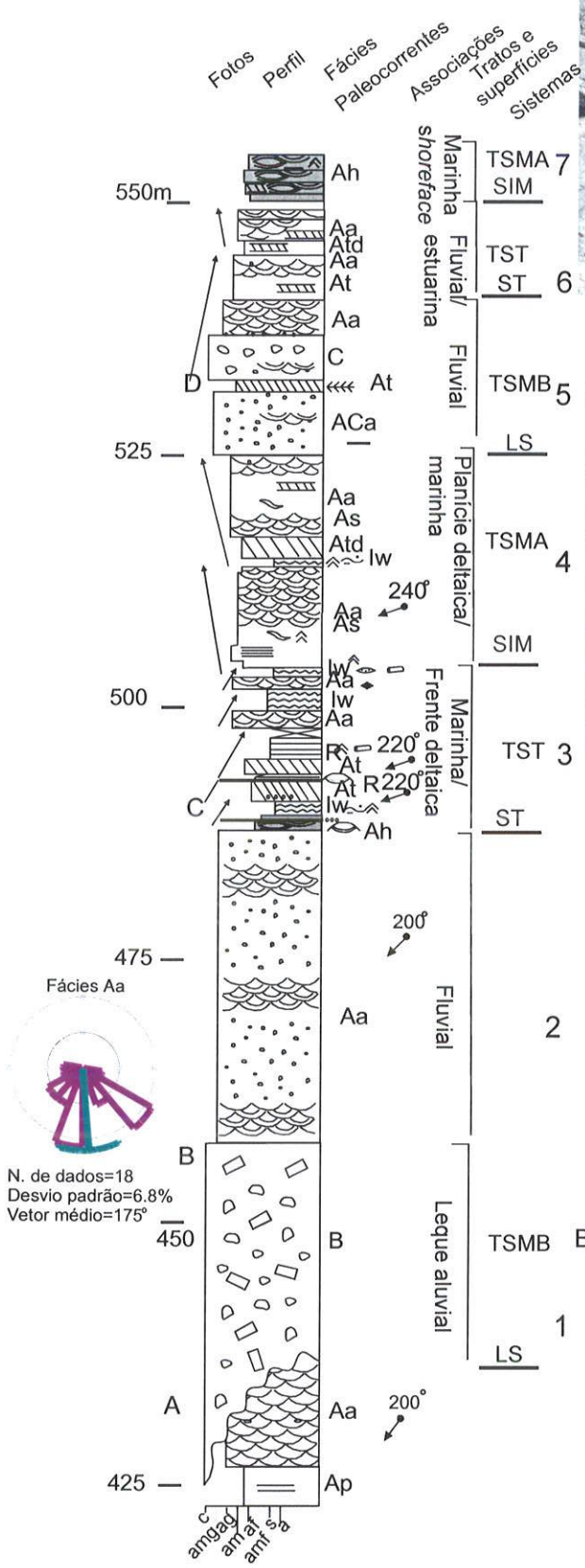
PERFIL DO RIO RIBEIRÃO DE BAIXO

O Rio Ribeirão de Baixo mostra o mais completo perfil levantado para o último ciclo do intervalo superior da Formação Tombador. Com um total de 110m de espessura, o perfil pode ser dividido em sete sistemas deposicionais, cujo arranjo seqüencial pode ser visto no quadro abaixo (o sétimo sistema, marinho, já faz parte da Formação Caboclo):

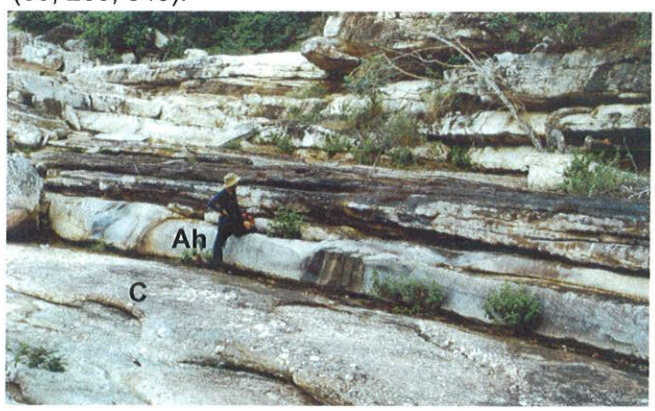
7	Arenito e Siltito	Marinho (Formação Caboclo)
6	Arenito	Fluvial e eólico (?)
5	Arenito a Conglomerado	Fluvial
4	Arenito e raro Siltito	Planície deltaica e raro marinho
3	Arenito; Arenito e Siltito	Frente deltaica e marinho
2	Arenito conglomerático	Fluvial
1	Conglomerado e Brecha	Leque aluvial

O sistema de leque aluvial, na base do perfil, é formado por conglomerados e brechas (Fig. VII.2); estas fácies ocorrem juntas, misturadas, como na base do sistema, onde se observa que os calhaus (brecha) originam-se do retrabalhamento dos arenitos eólicos

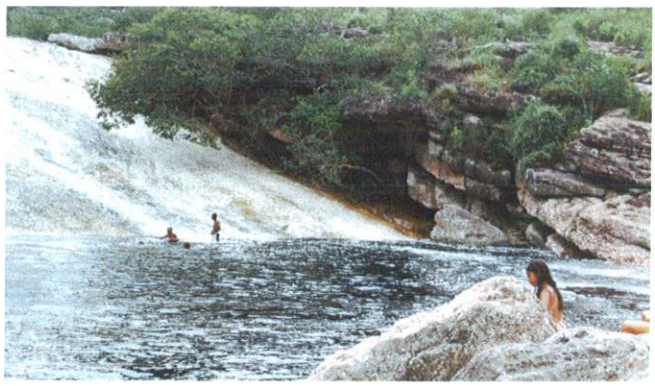
Figura VII.2. Perfil do último ciclo do intervalo superior, Rio Ribeirão de Baixo.



D. Conglomerado **C** sobreposto a arenito com estratificação cruzada tabular com três sentidos (30, 260, 340).



C. Conglomerado **C** sobreposto por tempestitos **Ah** e interlaminado arenito/siltito **lw**.



B. "Tobogã" formado conglomerado sobreposto a arenito.

A. Brecha constituída por blocos angulosos de arenito.

subjacentes (ver Fig. V.2-D). Outras vezes ocorre predomínio de uma ou outra litologia, como na brecha caótica com matacões, revista na Fig. VII.2-A.

O segundo sistema, com quase 30m de espessura, é formado por arenito grosso a conglomerático de origem fluvial (Fig. VII.2-B; ver também Fig. V.6-B). Os maiores seixos tem 2,5cm a 3cm (*pebbles*), e são geralmente bem arredondados.

As paleocorrentes apontam predominantemente para sul.

Segue-se um sistema marinho de tempestitos distais, correlato ao do Perfil Rio Capivara; no Rio Ribeirão de Baixo, entretanto, tal sistema está associado a corpos de arenito com 1,0m a 1,5m de espessura e com estratificação cruzada tabular e acanalada, orientada para sudoeste (210° a 235°). O arranjo básico das duas associações é o de granodecrescência ascendente, iniciando com o corpo arenoso apoiado em um substrato erosivo, e afinando para tempestitos marinhos (arenitos amalgamados e arenitos/siltitos em estratos espessos a delgados, e siltitos/ritmitos ou interlaminações *wavy*). As orientações das cristas das ondas indicam leste-oeste (80°-105°) e norte-sul (170°-180°).

Essas associações indicam um contexto transicional-marinho, associado a uma frente deltaica episodicamente afogada por tempestades marinhas.

O quarto sistema é formado por dois espessos corpos de arenito, com estratificação cruzada acanalada, tabular e sigmóide e contatos basais erosivos com depósitos do sistema anterior (Fig. VII.2). O corpo inferior está assentado em interlaminação *wavy* arenito-folhelho, enquanto o superior prograda sobre arenito com estratificação cruzada tabular modificada por marés (paleocorrentes a 80° e 260°) e sobre siltito (ver Fig. V.12). Esse conjunto sugere um contexto flúvio-deltaico, provavelmente de planície deltaica, para os corpos arenosos do quarto sistema.

Na evolução do perfil do ciclo superior no Rio Ribeirão, sucedem-se dois corpos (espessuras de 6,0 a 7,5m) de arenito muito grosso a conglomerado com estratificação cruzada acanalada e raramente tabular, de origem fluvial (Fig. VII.2). Aqueles corpos estão separados por um arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular, mergulhando para 30°, 260° e 340°, indicando influência de marés em sua deposição (Fig. VII.2-D).

O sexto sistema compreende dois corpos de arenito grosso com estratificação cruzada acanalada e tabular, de origem fluvial, separados por um estrato métrico de arenito com

estratificação cruzada tabular-tangencial orientada para oeste-sudoeste (240°), de provável origem eólica (Fig. VII.2).

Completam o perfil estratos tabulares (0,15 a 0,5m de espessura) de arenitos, com estratificação cruzada tabular e laminação plano-paralela ou com estratificação e laminação onduladas truncantes, já ligados ao ambiente marinho transgressivo da Formação Caboclo (Fig. VII.2).

PERFIL DO RIO LENÇÓIS

O Rio Lençóis, quando deixa as montanhas e flui pelas encostas rochosas em direção à Cidade de Lençóis é conhecido como Serrano. Nele encontram-se grutas e cachoeiras, sendo a Cachoeirinha e Primavera bem conhecidas. Os conglomerados vistos no topo dessas cachoeiras, são correlacionáveis e projetam-se no leito do rio na Cidade de Lençóis.

Este perfil é contínuo em duas áreas do Rio Lençóis, quais sejam no Serrano, com a parte basal (sistemas de leque aluvial e fluvial), e a jusante da ponte dentro da cidade de Lençóis, com a parte superior (sistemas transicional e marinho). Entre essas partes o perfil mostra-se encoberto, numa extensão de uns 400m, o que obriga a investigar a margem esquerda do rio com certo grau de dificuldade; nesta, dois trechos possibilitam completar o perfil, com uma escarpa de depósitos aluviais, sucedida no trecho rodoviária-Pousada Lavramor por depósitos marinhos e transicionais.

Foram identificados oito sistemas no perfil do Rio Lençóis, conforme a apresentação do quadro seguinte:

8	Arenito fino e raro Siltito	Marinho (Formação Caboclo)
7	Arenito grosso	Estuarino
6	Arenito conglomerático	Fluvial
5	Arenito grosso a fino	Planície deltaica
4	Arenito Siltito	Litorâneo/marinho
3	Arenito grosso a conglomerático	Fluvial
2	Arenito grosso	Fluvial
1	Conglomerado e Brecha	Leque aluvial

O sistema de leque aluvial da base do último ciclo ocorre no vale do Rio Lençóis, próximo a cidade (Serrano); também pode ser observado e medido mergulho acima, em cachoeiras de seus afluentes Grisante e Cachoeirinha (neste foram medidos 17m de espessura). O sistema sobrepõe-se erosivamente a depósitos eólicos, de onde incorpora grandes clastos na sua porção basal (Fig. VII.3-A). Paleocorrentes mostram uma grande dispersão, entre o sul, oeste e norte (entre 170° e 360°).

Os depósitos fluviais são de arenitos grossos, com níveis conglomeráticos, e predominância de estratificação cruzada acanalada. As paleocorrentes mostram dispersão entre 200° e 310° (média de 250°), ou seja, entre sul-sudoeste, oeste e noroeste. É importante destacar, quase no topo do afloramento do leito do rio, uma intercalação (0,4m) de um arenito muito fino/síltico com laminação cruzada clino-ascendente, orientada aproximadamente para oeste (290°) (Fig. VII.3).

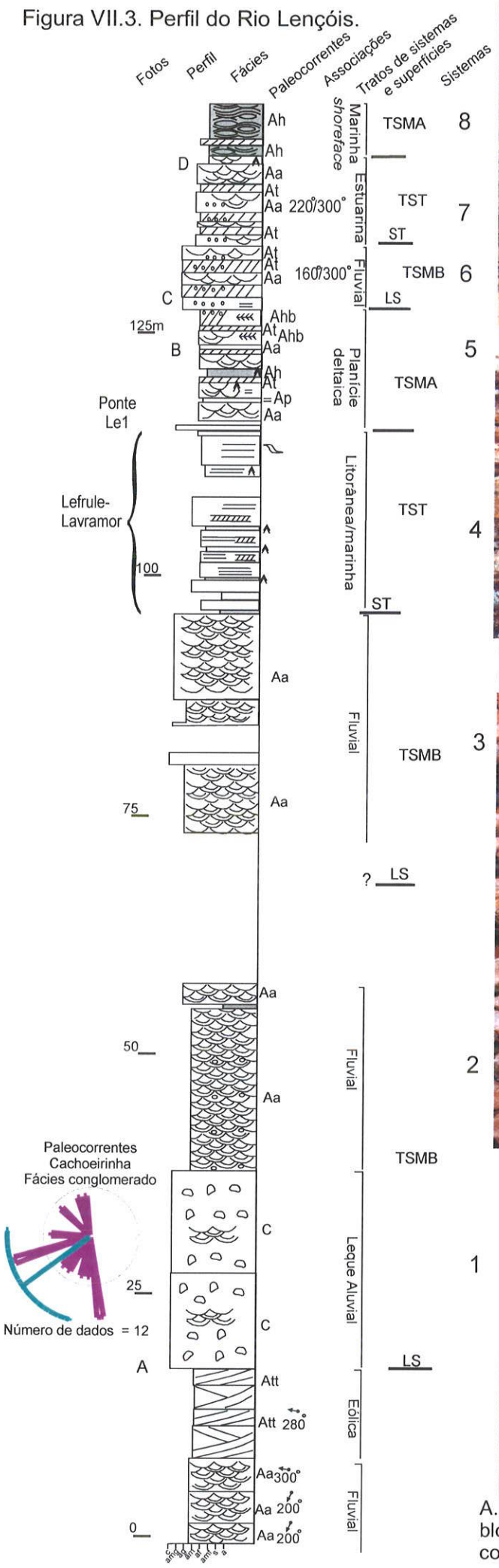
O perfil prossegue em uma escarpa da margem esquerda do rio, onde em sua porção superior destacam-se cerca de 20m de arenitos conglomeráticos com abundante estratificação cruzada. A seguir no perfil, uma sucessão granocrescente, com arenitos médios passando a arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada.

O quarto sistema, imediatamente recobrindo o anterior, é representado por uns 20m de arenitos e siltitos marinhos a costeiros, e que pode ser observado na subida entre a rodoviária e a Pousada Lavramor. Destacam-se laminação horizontal ou estratificação cruzada de baixo ângulo, micro-estratificação e laminação ondulada truncante, bem como estratificação cruzada tabular e sigmóide; estas estruturas, mais a presença de sucessões com granocrescência ascendente, sugerem a ocorrência de depósitos litorâneo ou de frente deltaica progradando sobre o meio marinho (Fig. VII.3). Tal sucessão, também observada no perfil da ponte (Fig. VII.3, ver perfil a 125m e foto B), sugere um contexto de *fan delta*, sob influência de marés. Sucessão semelhante, com progradação de arenitos sigmoidais sobre arenitos com laminações cruzadas por ondas e *flasers*, foi ilustrada anteriormente (Fig. V.4-B).

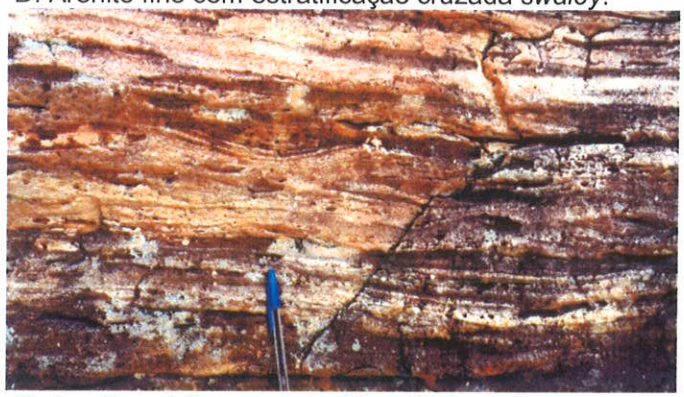
O quinto sistema foi identificado no perfil do rio imediatamente sob a ponte, para jusante. Consiste de 12m de arenito formando dois corpos separados por nível métrico de arenito com estratificação ondulada truncante. No corpo inferior observam-se estratificações cruzadas acanalada e tabular, e raramente laminações horizontal e cruzada por ondas; no corpo superior predominam as mesmas estratificações, em parte modificadas por marés (espinha-de-peixe, *flasers* e *bundles*) (Fig. VII.3-B). O corpo superior, progradando sobre

T3742
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

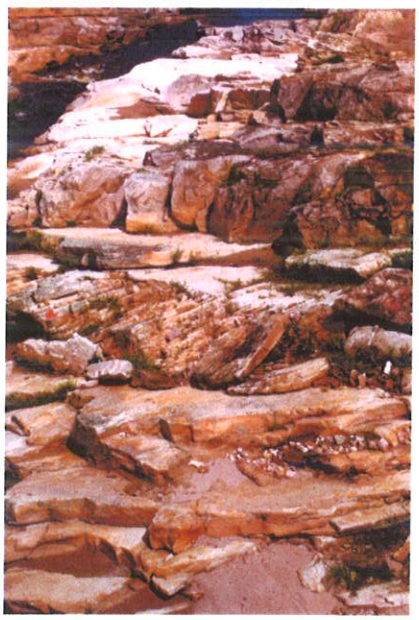
Figura VII.3. Perfil do Rio Lençóis.



D. Arenito fino com estratificação cruzada *swaley*.



C. Arenito médio com estratificação cruzada *swaley* de pequeno porte e laminações cruzadas (costeiro).



B. Arenito com estratificações cruzadas acanalada e tabular.

A. Conglomerado sobreposto a arenito eólico. Observar bloco do material eólico sendo erodido e incorporado no conglomerado (seta).

depósito marinho e sendo recoberto por arenito conglomerático (sexto sistema, a seguir), indica deposição de planície deltaica modificada por marés, dentro de um contexto de *fan delta*. Paleocorrentes neste sistema mostram grande dispersão, entre 120° e 310° (sudeste a noroeste), e ocasionalmente 70°.

Sucedem-se 6,5m de arenito conglomerático, com estratificações cruzadas acanalada e tabular, de origem fluvial. Paleocorrentes indicam variação entre 160° e 300° (sexto sistema).

O sétimo sistema corresponde a arenitos médios a grossos, com lâminas conglomeráticas e espessas estratificações cruzadas acanalada e tabular, orientadas na média para oeste (variação entre 220° e 300°, e localmente 30°). Observa-se uma sucessão de afinamento ascendente (Fig. VII.3), correspondente possivelmente a um sistema estuarino.

O último sistema, por suas características marinhas, já é ligado geneticamente à Formação Caboclo. Consta de bancos tabulares de arenito fino, com *drapes* e intercalações síltica, contendo microestratificação e laminação ondulada truncante, *swaley*, e localmente delgados estratos cruzados (Fig. VII.3-D).

Em seu conjunto, o perfil do Rio Lençóis é composto por um ciclo de afinamento ascendente, transgressivo (leque aluvial a marinho), seguido de um grande ciclo de engrossamento, regressivo (marinho a fluvial), e finalmente outro ciclo de afinamento, transgressivo (fluvial a marinho = Formação Caboclo) (Fig. VII.3).

PERFIL DO RIO MUCUGEZINHO

O perfil do último ciclo do intervalo superior, no vale do Mucugezinho, resulta de dois segmentos: o inferior, levantado na margem esquerda do rio, subindo a colina, e o superior, em longo trecho do rio, a partir de intervalo transgressivo marinho que provavelmente se correlaciona com o dos perfis vistos anteriormente. A amarração entre os dois perfis, entretanto, é tentativa, já que o citado intervalo não está claro no perfil da margem esquerda.

O perfil representativo do vale do Mucugezinho é formado de dez sistemas, seqüenciados conforme o quadro abaixo:

10	Arenito e Siltito	Marinho (Formação Caboclo)
9	Arenito e *drapes* de Siltito	Flúvio-estuarino
8	Arenito e lâminas de seixos	Fluvial
7	Arenito e raro conglomerático	Fluvial e eólico
6	Arenito fino/médio	Litorâneo e eólico
5	Arenito grosso	Fluvial torrencial
4	Arenito e Siltito	Marinho
3	Arenito e Siltito	Fluvial torrencial
2	Arenito	Fluvial
1	Conglomerado e Brecha	Leque aluvial

O primeiro sistema, de leque aluvial, com 11m de espessura, ocorre na forma canalizada, escavando depósitos eólicos e fluviais (**Att** e **Aa**, respectivamente, na Fig. VII.4).

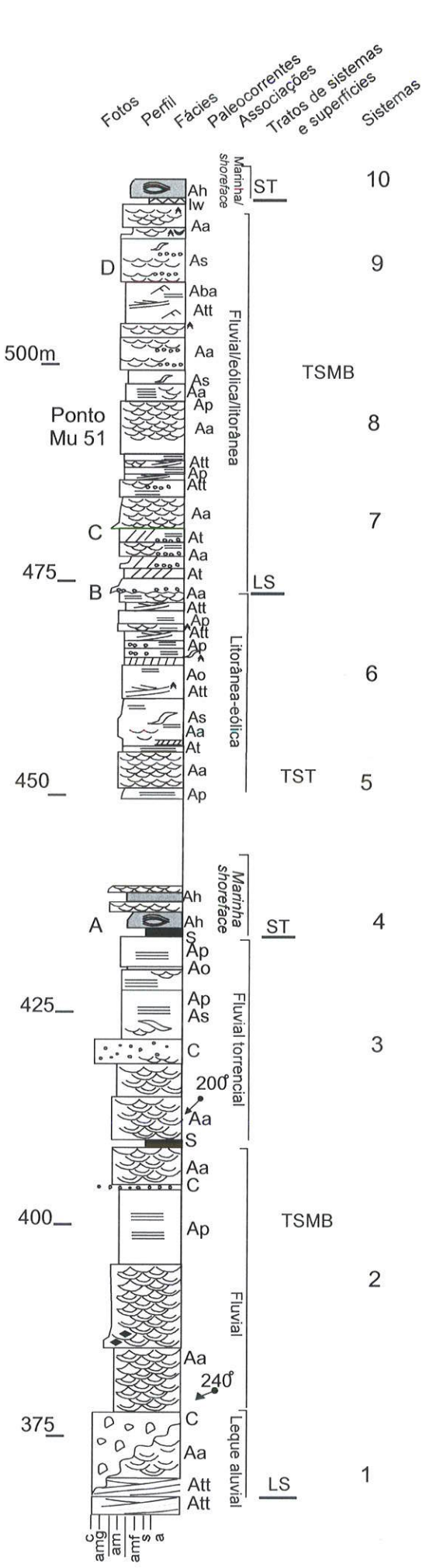
Sucede, no perfil, o segundo sistema: são cerca de 30m de depósitos fluviais, na forma de espessos ciclos com base erosiva e clastos argilosos, contendo arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada e arenitos médios com laminação horizontal.

O terceiro sistema apresenta cerca de 25m de arenito com estratificação cruzada e laminação horizontal, portando lâminas ricas em quartzo leitoso com 1cm de diâmetro; tal depósito foi interpretado, em capítulo anterior, como fluvial torrencial (ver Fig. V.5).

Em seguida ocorre, no mesmo perfil, dois delgados intervalos de siltito, totalizando 2m, que estão sendo correlacionados com os depósitos marinhos da base do perfil levantado no leito do rio (Mu-48); aqui o intervalo alcança 5m, e apresenta siltito, arenito com micro-estratificação ondulada truncante capeada por marcas de onda, e estratificação ondulada truncante (*hummocky*) com *gutter cast* na base (Fig. VII.4-A).

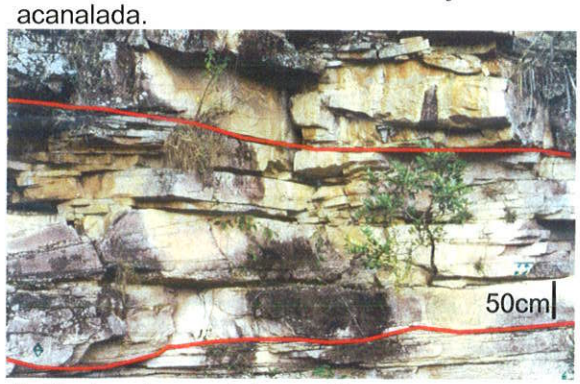
O quinto sistema, que sucede o intervalo marinho, consiste de quase 30m de sedimentos encobertos no leito do rio (entre os pontos Mu-48 e Mu-49), e que tentativamente correlacionamos com a seção de mesma espessura exposta na colina da margem esquerda, sobreposta aos 2m de siltito correspondente ao do rio. São arenitos grossos/muito grossos, com lâminas de quartzo leitoso (*pebbles* de 1cm) e estratos cruzados acanalados, e arenitos médios com laminação horizontal, provavelmente relacionados ao ambiente fluvial torrencial.

Figura VII.4. Perfil do último ciclo do intervalo superior, Rio Mucugezinho.

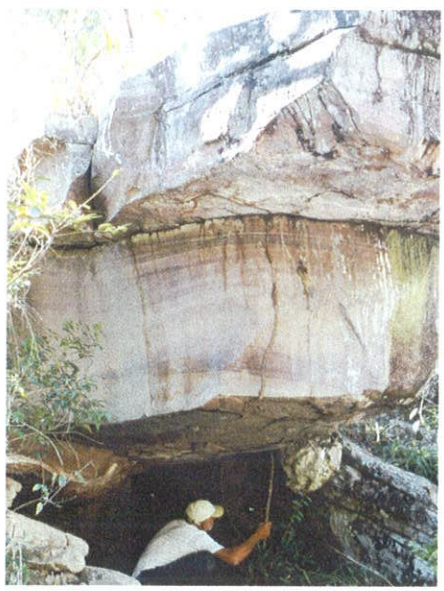


D. Arenito com estratificação tabular e sigmóide. Observar superfície de reativação (flecha).

C. Canais de arenito com estratificação cruzada acanalada.



B. Cortes de canal de arenito.



A. Arenito com estratificação ondulada truncante (*hummocky*). Notar aleitamento gradacional.

Retornando ao perfil do leito do Rio Mucugezinho (partindo do ponto Mu-49) têm-se, no sexto sistema, quase 18m de arenitos médios com laminação horizontal e estratificação cruzada tabular tangencial; níveis de seixos (tamanho 2,5cm) ocorrem nos arenitos laminados, onde raramente se observa também marcas de onda (Fig. VII.4). Outras estratificações cruzadas, subordinadas, incluem acanalada de pequeno porte, cruzada de baixo ângulo e sigmóide. Os depósitos acima são interpretados como eólicos e litorâneos; paleocorrentes nos arenitos eólicos indicam transporte para leste (entre ENE e ESSE).

O sétimo sistema, com 18m de espessura, é formado por dois grandes ciclos de afinamento ascendente, tendo arenitos de canal na base dos ciclos (Figs. VII.4-B, C); os arenitos são grossos e apresentam intercalações (com até 15cm de espessura) de conglomerados com seixos que alcançam 6cm (quase no limite *pebble/cobble*). No topo dos ciclos ocorrem arenitos mais finos, com estratificação cruzada tabular-tangencial, de origem eólica. As paleocorrentes fluviais variam entre sul (rara), sudoeste e oeste, enquanto no domínio eólico são para norte, nordeste, leste e sudeste (10° a 150°).

Representando o oitavo sistema, são cerca de 20m de sedimentos na forma de dois ciclos maiores de granodecrescência ascendente (Fig. VII.4). Cada ciclo tem arenitos com estratificação cruzada acanalada na base, seguida de laminação paralela horizontal, estratificação sigmoidal e localmente laminação cruzada clino-ascendente. Também são freqüentes, como em toda a seção, lâminas conglomeráticas com seixos de até 3cm. O sentido das paleocorrentes fluviais varia entre sul, sudoeste, oeste e noroeste (170° a 310°), e subordinadamente leste e sudeste (90° a 150°).

Deve-se destacar, quase no topo do intervalo com estratificação cruzada acanalada, do segundo ciclo, a presença de lâmina argilosa (em parte *flaser*) indicando alguma influência estuarina. Não é improvável, também, a presença de depósitos eólicos na parte superior do mesmo ciclo.

O penúltimo sistema tem quase 10m de espessura, e dois ciclos de granulometria e espessura decrescentes no sentido ascendente (Fig. VII.4). No primeiro ciclo, arenitos grossos com pavimentos conglomeráticos (clastos de quartzo leitoso de até 2cm) mostram estratificação cruzada acanalada seguida de estratificação cruzada tabular e sigmoidal (Fig. VII.4-D), e retrabalhamento marinho no topo (interlaminação *wavy*, marcas de ondas, *flaser*). Já o ciclo superior mostra o retrabalhamento marinho de topo sobre o intervalo de arenito com estratificação cruzada acanalada. As paleocorrentes neste contexto flúvio-estuarino variam entre 170° e 330°, com maior freqüência para sudoeste e oeste.

O décimo e último sistema é caracterizado pelos depósitos marinhos já relacionados à Formação Caboclo, em contato abrupto com os depósitos anteriores (Fig. VII.4); ocorre pouco antes da ponte sobre o Rio Mucugezinho, Mu-51).

Em resumo, o perfil do último ciclo do intervalo superior revela aqui uma tendência inicial transgressiva, do leque aluvial ao sistema marinho (primeiro ao quarto sistemas); segue-se uma tendência regressiva, que se consuma com o quinto sistema fluvial torrencial, que é transgredido pela sedimentação litorânea-eólica subsequente (sexto sistema); uma nova regressão se processa, entre o sexto e o sétimos sistemas, e finalmente uma marcante tendência transgressiva fluvial-estuarina-marinha do oitavo ao décimo sistemas.

VII.3. CORRELAÇÃO DOS PERFIS DO ÚLTIMO CICLO

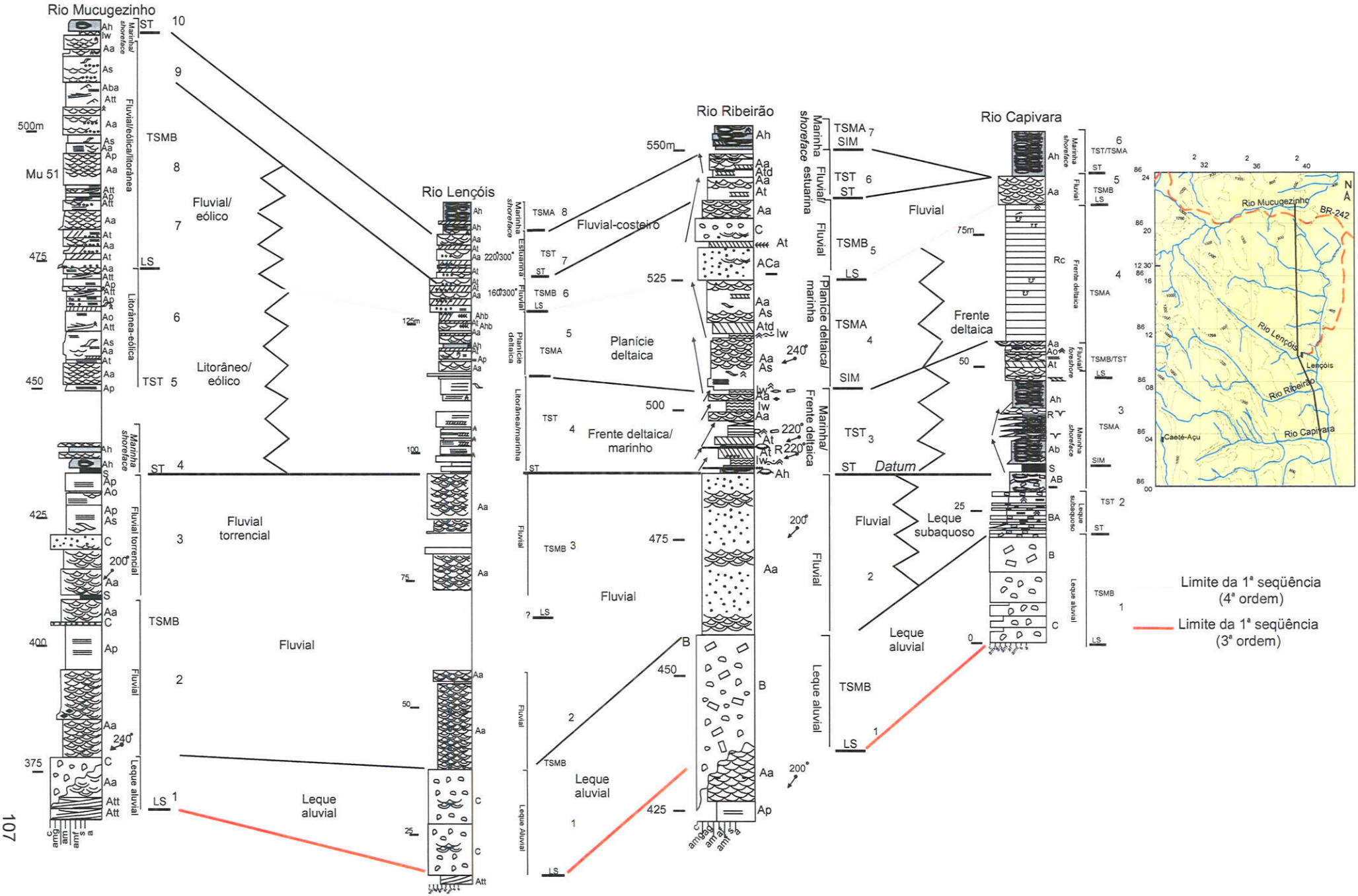
Os quatro perfis elaborados não se distribuem linearmente; três se encontram ao sul, nos rios Capivara, Ribeirão e Lençóis, e o quarto ao norte, Rio Mucugezinho. Apesar de não se conseguir levantar perfis nos rios Lapão e Mandassaia, tenta-se aqui uma correlação entre os perfis do sul com o do norte. Deve-se ter em conta também uma certa complexidade com o vale do Mucugezinho, onde tentou-se levantar perfil na sua margem norte, com dificuldades adicionais.

Há uma boa correlação entre os perfis do Capivara e do Ribeirão, em que pesem as variações faciológicas e ao fato de faltarem, no primeiro perfil (elaborado na margem esquerda do Capivara), depósitos costeiros e eólicos do topo do perfil presentes na margem direita (Figs. VII.5, VII.1). Exceto pelos sistemas de base (leque aluvial) e de topo (marinho, Formação Caboclo), todos os demais mostram mudanças faciológicas, inclusive o terceiro sistema, marinho.

O segundo sistema varia de fluvial (Ribeirão) para leque subaquoso (Capivara). Esta tendência de maior influência marinha está sempre presente no último perfil: por exemplo, enquanto o terceiro sistema é essencialmente marinho no perfil do Rio Capivara, o mesmo torna-se marinho-transicional (frente deltaica?) no Rio Ribeirão. Os sistemas seguintes, de origem flúvio-deltaica no Rio Ribeirão, são dominados por condições deltaicas no Rio Capivara. Finalmente, o último ciclo transgressivo contém depósitos fluviais e subordinadamente eólicos no Ribeirão, e possivelmente fluviais e costeiros-eólicos no Capivara (Fig. VII.5).

A correlação entre os perfis dos rios Ribeirão e Lençóis também é boa, sem grandes variações faciológicas. Entretanto, neste último ocorre uma espessa seção fluvial (terceiro

Figura VII.5. Seção estratigráfica dos perfis do último ciclo, intervalo superior da Formação Tombador.



sistema, na "escarpa" da margem esquerda, ver fig. VII.3) que não está presente nos perfis anteriores. O que é mais marcante na correlação é a grande progradação marinha-fluvial entre os terceiro, quarto e quinto sistemas do Ribeirão e os quarto, quinto e sexto sistemas do Lençóis, assim como a transgressão marinha subseqüente (Fig. VII.5).

A correlação entre os perfis dos rios Lençóis e Mucugezinho é marcada por sensíveis variações faciológicas e grandes variações de espessura (Fig. VII.5).

O sistema basal de leque aluvial está bem menos espesso no Mucugezinho, enquanto o sistema fluvial subseqüente, bem característico na área sul, mostra-se mais raso e torrencial no vale do Mucugezinho. Neste, também o sistema marinho mostra-se menos espesso, confirmando a tendência a condições mais marinhas para sul (Capivara).

A partir daí inverte-se a tendência. Tanto o grande ciclo regressivo (quarto ao oitavo sistemas do Mucugezinho), como o transgressivo subseqüente (nono ao décimo sistemas) mostram-se mais espessos no vale do Mucugezinho, quando comparados aos seus equivalentes do Rio Lençóis (respectivamente, quarto ao sexto sistemas, e sétimo ao oitavo sistemas). Nesses sistemas, no perfil do Rio Mucugezinho, ocorre freqüente sedimentação eólica retrabalhando depósitos litorâneos e fluviais; enquanto isso uma sedimentação deltaica, freqüentemente com influência de marés, parece ter dominado o cenário mais ao sul (Fig. VII.5).

Paleocorrentes fluviais, tanto no Mucugezinho como no Lençóis, dirigiram-se preferencialmente para sudoeste e oeste; no Rio Ribeirão também o transporte sul torna-se importante, no sentido do contexto mais distal do vale do Rio Capivara. Em contextos estuarinos ou deltaicos influenciados por marés, comuns na área sul, aquela tendência das paleocorrentes fluviais se mantém, indicando um domínio das condições de marés vazantes. Já as paleocorrentes eólicas do vale do Mucugezinho mostram um sentido contrário, dirigindo-se preferencialmente para leste.

O sistema de leque aluvial observado no início da seção marca a base da última seqüência da Formação Tombador. É sobreposto por uma transgressão caracterizada por sistemas marinhos com retrabalhamento por ondas de tempestade ao sul passando a norte a sistemas litorâneos. O mar se estabiliza com a implantação da plataforma marinha pertencente à Formação Caboclo sobrejacente. Superimposta a essa seqüência de 3ª ordem identificou-se uma seqüência de 4ª ordem na base de arenitos fluviais, flúvio-costeiros no topo da seção (Fig. VII.5).

CAPÍTULO VIII
DISCUSSÕES

No presente trabalho foram descritas na Formação Tombador, na região de Lençóis, 20 fácies sedimentares agrupadas em 16 associações faciológicas correspondentes aos sistemas deposicionais: leque aluvial, *fan delta*, leque subaquoso, fluvial torrencial, fluvial, eólico, estuarino, deltaico, litorâneo, marinho (barra de marés) e marinho *shoreface*. Foi possível dividir a referida formação, com quase 600m de espessura, em dois intervalos, inferior e superior. O intervalo inferior evolui segundo três ciclos, com sistema fluvial passando a transicional (estuarino e deltaico), depois eólico a novamente transicional litorâneo, e finalmente fluvial a eólico para o topo. No início do intervalo superior se desenvolveu um sistema francamente continental, de leque aluvial; com exceção desse período, a proximidade com a costa está bem evidente em todo o registro. Neste intervalo foram identificados pelo menos quatro episódios de soerguimento manifestados na área. Esses episódios de soerguimento foram responsáveis pela formação de sistemas de leque aluvial, com canibalização da própria bacia. Os sistemas de leque são sucedidos por sistemas fluvial e eólico. No último ciclo do intervalo superior, mais complexo, os leques passam para sistemas fluvial seguidos de sistemas marinho a sul e predominantemente transicional ao norte. De acordo com os dados das paleocorrentes, a provável área fonte dos sedimentos estaria a leste. Quanto à transgressão do "Mar Caboclo", conforme medidas das cristas das marcas de onda é possível dizer que a direção da linha de costa estaria orientada entre leste-oeste e sudeste-noroeste. Além disso, com o vento soprando para norte/nordeste, possivelmente o mar teria vindo de sul/sudoeste.

Bonfim *et al.* (1996) mapearam cinco unidades litocronoestratigráficas (3 a 7) na Formação Tombador e uma unidade (8) na Formação Caboclo, na área do Parque Nacional da Chapada Diamantina. Segundo os autores, o ambiente evoluiu sucessivamente de fluvial entrelaçado/eólico (unidade 3) para eólico (4), fluvial entrelaçado (5), e leque aluvial/fluvial entrelaçado (6, 7), na Formação Tombador, e para planície de marés (8), com a transgressão do "Mar Caboclo".

Pedreira (1997) individualizou doze diferentes litofácies para os sedimentos do Supergrupo Espinhaço que afloram na Chapada Diamantina centro-oriental. Considerou-se cada litofácies como produto de um evento deposicional individual e as associações de litofácies como produto de ambientes deposicionais específicos. Para a Formação Tombador foram identificadas as litofácies de conglomerado, de arenito, e de granulação fina. Essas

litofácies se combinam em diversas associações que compõe os sistemas de leque aluvial e desértico. A sedimentação inicialmente é continental, representada por sistemas desértico e de leque aluvial e fluvial, com área fonte a oeste, que transicionam para um sistema deltaico. Sobre o sistema deltaico anterior, após um evento tectônico que basculou a bacia invertendo a direção das paleocorrentes, ocorrem novamente sistemas continental e marinho.

Sob o ponto de vista da estratigrafia seqüencial, no presente trabalho, a partir da realização de um estudo mais detalhado na Formação Tombador, foi possível reconhecer cinco seqüências deposicionais no intervalo inferior da Formação Tombador e outras quatro no intervalo superior, possivelmente de 3ª ordem. Muito provavelmente toda a sucessão Tombador-Caboclo corresponderia a uma seqüência de 2ª ordem.

Dominguez & Rocha (1991), Dominguez (1993) e Pedreira (1994) individualizaram as formações Tombador e Caboclo como uma única seqüência deposicional. Dominguez (1992) atribui uma 2ª ordem ou até mesmo uma 1ª ordem para a sucessão Tombador-Caboclo como um todo, para a região da Chapada Diamantina. Por se tratar de trabalhos de cunho regional, os autores não foram observaram seqüências menores.

Devido às diferenças tectônicas e paleoambientais, é possível que o intervalo de tempo das seqüências de 3ª ordem no Fanerozóico, de 0,5 a 3 milhões de anos (Vail 1987), não corresponda ao mesmo intervalo das seqüências de 3ª ordem do Proterozóico. Conforme mencionado no capítulo IV, com a ausência de dados bioestratigráficos e de uma datação mais precisa no intervalo analisado, torna-se muito difícil inferir as ordens e duração das seqüências.

Alguns limites de seqüências de 3ª ordem identificados no intervalo superior foram formados em resposta a soerguimentos tectônicos, e portanto correspondem a tectonosseqüências. É importante lembrar que quando se trabalha em direção ao continente, a tectônica exerce um papel maior que aquele desempenhado pelo nível de base marinho. De qualquer modo, o paradigma da Estratigrafia de Seqüências reconhece que o preenchimento sedimentar de uma bacia é controlado pelas variações relativas do nível do mar, resultantes da interação da eustasia e da tectônica.

No perfil do Morro do Pai Inácio, para a seqüência inicial do intervalo inferior, também foram reconhecidas quatro seqüências de alta freqüência (4ª ordem) superimpostas à de 3ª ordem. Tais seqüências de 4ª ordem refletem um controle autogênico, enquanto as de 3ª ordem um controle alogênico. As seqüências de 4ª ordem foram reconhecidas também por G. Raja Gabaglia (informação verbal) em treinamento de campo da Petrobrás na área de estudo.

Alguns problemas enfrentados no decorrer do trabalho merecem ser comentados. Primeiro o fato de que a Formação Tombador ainda não está devidamente datada. A unidade sotoposta, Grupo Rio dos Remédios, foi datada no Paleoproterozóico, enquanto a unidade sobreposta, Grupo Una, no Neoproterozóico. Como o Grupo Chapada Diamantina encontra-se entre essas unidades, foi atribuída a idade Mesoproterozóico. No trabalho de Macedo & Bonhomme (1984) foram feitas análises em amostras de um nível de argilito e siltito da região de Morro do Chapéu pertencente à Formação Caboclo, datando-a em 960 Ma. Segundo esses autores, devido ao número reduzido de amostras no trabalho a datação não é de toda conclusiva. Brito Neves *et al.* (1979) e Rocha *et al.* (1990) e Dominguez (1993) estabeleceram a idade de deposição da Formação Caboclo em torno de 1,3 Ga. De um modo geral não há informação precisa quanto ao tempo de deposição da Formação Tombador, tornando-se mais difícil a aplicação da Estratigrafia de Seqüências. As ordens das seqüências encontradas na Formação Tombador foram apenas inferidas, devido a falta de dados de datação. Apesar da excelente preservação dos depósitos, a interpretação quanto aos paleoambientes foi muitas vezes difícil principalmente no intervalo inferior, devido a sedimentação monótona sem mudanças significativas de fácies e do padrão de empilhamento sedimentar, e ao forte efeito diagenético da cimentação impresso nos quartzitos.

CAPÍTULO IX
CONCLUSÕES

A presente tese abordou a Formação Tombador, terço inferior do Grupo Chapada Diamantina, na região de Lençóis, porção oriental da Serra do Sincorá. A Serra do Sincorá ou Anticlinal do Sincorá é formada predominantemente por arenitos da Formação Tombador. Na área de estudo a seqüência Tombador-Caboclo repousa discordantemente sobre a Formação Guiné, Grupo Paraguaçu. Os flancos do anticlinal são constituídos de arenitos pertencentes à Formação Tombador. O eixo do anticlinal foi erodido expondo a Formação Guiné.

Foram descritas 20 fácies sedimentares agrupadas em 16 associações faciológicas.

A associação de leque aluvial é constituída por conglomerados relacionados a rios entrelaçados cascalhentos, com fluxo para oeste/noroeste, formados em sistemas de leque aluvial, e brechas provavelmente está relacionada à parte proximal de leques, associada a um relevo mais íngreme e com pouco transporte e retrabalhamento por água.

A associação de leque subaquoso é constituída por estratos métricos com base erosiva, de brecha gradando a arenito, este com laminações horizontal ou ondulada. A presença de clastos arredondados e de feições de imbricação sugere a ação de correntes trativas unidirecionais, enquanto os arenitos com laminação ondulada sugerem uma origem marinha rasa.

A associação *fan delta* estuarina compreende duas sucessões faciológicas. A primeira é formada por um conjunto granodecrescente ascendente de conglomerado intercalado com siltito arenito com *drapes* de siltito, e siltitos. O conjunto retrogradante acima indica uma evolução geral transgressiva a partir de um leque aluvial inicial. A segunda apresenta uma organização granocrescente ascendente de siltitos e arenitos finos intercalados com um corpo tabular de conglomerado. Seguem-se estratos de arenito com estratificação cruzada acanalada separados entre si por *drapes* de siltito sobrepostos por arenitos com estratificação cruzada acanalada e níveis de seixo.

A associação fluvial torrencial compreende arenitos médios a muito grossos com estratificações cruzada acanalada e horizontal e lâminas conglomeráticas, ritmito arenito/siltito, siltito e arenito fino com laminação cruzada por ondas. Os arenitos com estratificações cruzada acanalada e horizontal constituem depósitos fluviais torrenciais, que se formam a partir de correntes tracionais rasas de regime de fluxo superior com sentido preferencial para sul. A intercalação dessas fácies com sedimentos finos marinhos evidenciam fases transgressivas de afogamento marinho.

A associação fluvial compreende arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas acanalada e tabular, e ocasionalmente arenito fino com laminação cruzada clino-ascendente. Estão associadas a canais arenosos entrelaçados, com paleocorrentes predominantemente no sentido sudoeste e oeste.

A associação fluvial costeira é amplamente dominada por arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada ou laminações horizontal e cruzada, modificadas por ondas e lentes de *flaser*

A associação eólica engloba as fácies arenito médio com estratificação cruzada tabular tangencial e arenito médio com laminação horizontal. Estão relacionados a depósitos de dunas e prováveis de lençóis de areia (*sandsheet).*

A associação litorânea compreende predominantemente arenitos com laminação horizontal e cruzada por onda, e arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo. Os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e horizontal compõe a estratificação tipo *swash* da praia.

A associação deltaica é formada por arenitos, dispostos em camadas horizontais (*topsets*) sobrepostos a siltito marinho, que gradam a camadas inclinadas frontais (*foresets*) recobertos por depósitos fluviais. Esse arranjo progradante de camadas de topo e frontais pode ser atribuída a um delta tipo Gilbert, associado a águas rasas com avanço para leste.

A associação frente deltaica foi observada compreende ritmitos areno-síltico com laminação cruzada por correntes ou por ondas, e quando deformados contém estruturas de carga e pilares arenosos. A referida associação se formou em um contexto de frente deltaica, provavelmente como deltas de crevasse. A deformação pode ter sido provocada por choques sísmicos.

A associação planície deltaica é representada por progradação de arenito com estratificação cruzada acanalada e sigmóide, em *sets* unidirecionais com 0,5 a 1,0m de espessura e paleocorrentes para WSW.

A associação marinha/frente deltaica é composta por duas fácies, sendo uma de arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada (frente deltaica), recobrindo a outra de arenitos e siltitos (tempestitos de ambiente marinho *shoreface*).

A associação estuarina marinha compreende com arenitos de canal passando a arenitos e siltitos marinhos. A fácies de arenito de canal apresenta estratificação cruzada acanalada e sigmóide, com superfícies retrabalhadas por ondas, estratificação espinha-de-peixe e *drapes/megaflasers* sílticos entre os estratos arenosos. A fácies de arenitos exibem estratificação ondulada truncante (*hummocky, microhummocky*) e gradam a siltitos. Essa organização granodecrescente das duas fácies sugere um contexto transgressivo, com

depósitos tracionais de preenchimento de canal (com feições de maré) gradando a tempestitos marinhos.

A associação estuarina distal/marinha consiste de arenitos intercalados com siltitos/ritmitos finos, com geometria tabular. O arenito mostra estratificação cruzada acanalada e sigmoidal às vezes modificadas por ondas. O siltito ou ritmito fino mostra lentes e delgados estratos arenosos com laminação cruzada clino-ascendente ou cruzada por ondas, sugerindo às vezes tempestitos delgados.

A associação marinha (barras de marés) consiste de arenitos tabulares/amalgamados, arenitos tabulares bifurcando-se em arenitos e siltitos delgados/lenticulares, estratos de arenito gradando a siltito, e ritmitos areno-argilosos e siltitos. Tais fácies sucedem-se verticalmente segundo padrões granodecrescente ascendente, formado por arenito amalgamado e arenito gradando a siltito, e granocrescente ascendente, com siltito e ritmito sucedidos por arenito com estratos bifurcantes, neste caso representando o modelo de barra de marés (Mutti *et al.* 1988).

A associação marinha *shoreface* é representada por siltito, arenito com estratificação ondulada truncante *hummocky* e *microhummocky*, ritmito arenito/siltito, interlaminado e arenito/siltito (*wavy*) com laminação cruzada por onda (tempestitos). Localmente encontram-se de brechas associadas aos tempestitos formadas possivelmente por choques sísmicos. Em alguns locais também são vistos tempestitos deformados, com dobras convolutas, pseudonódulos e diques de arenito.

De um modo geral, a Formação Tombador com mais de 600m, foi dividida em intervalo inferior e superior, ou intervalo pré-conglomerado e pós-conglomerado.

O intervalo inferior com cerca de 250m de espessura consiste predominantemente das associações fluvial, estuarina, deltaica, marinha, litorânea e eólica. Esse intervalo apresenta uma sedimentação extremamente monótona formada provavelmente numa época de mar alto e/ou grande subsidência na bacia possibilitando a preservação de um pacote com expressiva espessura.

O contato entre as formações Guiné e Tombador foi descrito apenas no Morro do Pai Inácio junto a BR-242. A Formação Guiné é constituída por sedimentos deltaicos sobrepostos por sedimentos fluviais da Formação Tombador, caracterizando um limite de seqüências entre essas unidades.

O intervalo superior consiste de mais de 300m de espessura. Apresenta as associações de leque aluvial, fluvial, fluvial torrencial, eólica, deltaica, estuarina, *fan delta* estuarina, litorânea e marinha. Há pelo menos quatro níveis de conglomerados bem exemplificados no perfil do Rio Mucugezinho. A presença dos leques aluviais é resposta aos sucessivos episódios de soerguimento, além de canibalização da bacia durante a sedimentação.

Os depósitos fluviais apresentam paleocorrentes com sentido para oeste/noroeste. Ao contrário das paleocorrentes medidas nos depósitos eólicos com sentido do vento para norte/nordeste. Medidas nas cristas das marcas de ondas dos sedimentos marinhos depositados ao final da Formação Tombador e início da Formação Caboclo indicam um linha de costa com direção noroeste/sudeste. De acordo com essas medidas e com o sentido dos ventos pode-se inferir que a transgressão do "Mar Caboclo" possivelmente veio de sul/sudoeste.

Na passagem para a Formação Caboclo, novamente há indícios de tectonismo sin-sedimentar registrados em sedimentos costeiros (*foreshore*) e marinhos (*shoreface*) com estruturas de deformação geradas quando os sedimentos encontravam-se inconsolidados/semi-consolidados. O mecanismo de disparo responsável pela deformação dos sedimentos pode ter sido sismos.

O intervalo inferior apresenta cinco seqüências, possivelmente de 3ª ordem. As seqüências são normalmente constituídas na base por um trato sistemas de mar baixo, com depósitos fluvial, fluvial costeiro e eólico, sucedido por um trato de sistemas transgressivo englobando depósitos estuarino, estuarino/marinho e litorâneo.

No intervalo superior foram identificadas quatro seqüências de 3ª ordem e uma possivelmente de 4ª ordem. As seqüências de 3ª ordem formadas principalmente devido ao soerguimento tectônico foram chamadas de tectonosseqüência. Infelizmente devido ao desconhecimento quanto ao tempo de deposição dos sedimentos da Formação Tombador, a interpretação quanto à ordem foi inferida através das espessuras das seqüências, mudanças abruptas de fácies e sistemas deposicionais. Com certeza as tectonosseqüências representam uma ordem menor, refletindo possivelmente controle alocíclico, enquanto a de 4ª ordem, um controle autocíclico.

De um modo geral, a Formação Tombador pode ser dividida em duas fases: pré-conglomerados e pós-conglomerados. A fase pré-conglomerados (intervalo inferior da formação) é marcada por quiescência sedimentar na bacia, onde houve a deposição de sistemas deltaico, estuarino, fluvial, litorâneo e eólico. A fase pós-conglomerado (intervalo superior) é caracterizada por intenso tectonismo, inclusive com canibalização da própria bacia. A sedimentação é representada por depósitos de leques aluviais intercalados com fluviais e eólicos, cedendo lugar gradativamente a sistemas costeiros e marinhos *shoreface,* com retrabalhamento por ondas de tempestade, correspondentes à Formação Caboclo.

O último ciclo do intervalo superior apresenta a última seqüência deposicional de 3ª ordem na Formação Tombador e uma seqüência de 4ª ordem superimposta. A seção estratigráfica elaborada para esse ciclo inicia-se com sistemas de leque aluvial passando a fluvial para o topo e leque subaquoso (Rio Capivara). A base do sistema de leque é marcada por uma discordância, caracterizando um limite de seqüências. A seguir uma transgressão marinha é responsável pela formação de sistemas litorâneos a norte gradando a deltaicos e marinhos para o sul, inseridos num trato de sistemas transgressivo. O trato de mar alto é caracterizado por sistemas litorâneo-eólico ao norte com progradação deltaica para sul, finalizando a primeira seqüência.

A seqüência de 4ª ordem superimposta inicia-se com sistemas fluvial-eólico a norte passando a fluvial para o sul, num trato de sistemas de mar baixo. O ciclo transgressivo seguinte apresenta sistemas fluvial-costeiro e estuarino (trato de sistemas transgressivo) sucedidos por sistema marinho *shoreface*, correspondente à transgressão do "Mar Caboclo"

O Grupo Chapada Diamantina, de acordo com o trabalho de White (1980), representa um grande ciclo transgressivo-regressivo de 2ª ordem (*facies cycle wedge)*, onde o componente transgressivo é constituído pelas formações Tombador e Caboclo, e o regressivo corresponde à formação Morro do Chapéu.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.

BONFIM, L.F.C., KRUG, L. & NOLASCO, M.C. 1996. *Roteiro de Excursão Geológica Chapada Diamantina Central - Geologia e Recursos Minerais*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador, 15 p.

BRANNER, J.C. 1910a. The Tombador Escarpment in the State of Bahia. *American Journal of Science*, **30**: 335-343.

BRITO NEVES, B. B. 1967. *Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu-BA*. Recife: CONESP (CONESP. Relatório, 17), 53 p.

BRITO NEVES, B. B., KAWASHITA, K. CORDANI, U. & DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**: 71-85.

BRITO NEVES, B. B. & LEAL, A.S. 1968. Elementos de Estratigrafia do Médio São Francisco. In: IV Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. *Atas*... Recife: SBG, **4**.

BROWN, L.F. & FISHER, W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. In: C.E., Payton (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 213-248.

CASTRO, M.R. 2002. Deformação sin-deposicional em Depósitos Costeiros e Marinhos das Formações Tombador e Caboclo, Grupo Chapada Diamantina, BA. *Revista Brasileira de Geociências*, **32** (2): 147-150.

CASTRO, P.T.A. 1993. O Emprego de Estratigrafia de Seqüências em Terrenos Mesoproterozóicos do Estado da Bahia - Uma Discussão. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 330-332.

CASTRO J.C., ROHN R., CASTRO, M.R. & TOLEDO C. 2001. Camadas de Tempestito Grosso (Coarse Grained Storm Beds): Exemplos do Permiano da Bacia do Paraná. *Revista da Escola de Minas*, **54** (3): 179-184.

CASTRO, M.R., RICCOMINI, C., CASTRO, J.C. & KRUG, L.. 2001. Arquitetura estratigráfica de uma tectonosseqüência na parte superior da Formação Tombador, Chapada Diamantina, BA. VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Recife-PE, p. 139.

CATUNEANU, O. & ERIKSSON, P.G. 1999. The Sequence Stratigraphic Concept and the Precambrian Rock Record: an Example from 2.7-2.1 Ga Transvaal Supergroup, Kaapvaal Craton. Precambrian Research, **97/3** (4): 215-252.

CHRISTIE BLICK, N., DYSON, I., VON DER BORCH, C.C. 1995. Sequence Stratigraphy and Interpretation of Neoproterozoic Earth History. Precambrian Research, **73**: 3-26.

COLLINSON, J.D. 1996. Alluvial Sediments. In H.G. Reading, org.: *Sedimentary Environments: process, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, p. 37-82.

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. & BOYD, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petrology, **62** (6):1030-1046.

DANDERFER FILHO, A. 1990. *Análise Estrutural Descritiva e Cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina, BA.* Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 119 p.

DANDERFER FILHO, A., LAGOEIRO, L.E. & ALKMIM, F.F. 1993. O sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): registro da inversão do aulacógeno do Espinhaço no decorrer do Evento Brasiliano. In: II Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador *Anais*, 197-199.

DELLA FÁVERA, J.C. 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro, EdUERJ, 263 p.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1996. As coberturas plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: J.S.F., Barbosa & J.M.L., DOMINGUEZ (eds.), *Geologia da Bahia – texto explicativo.* Secretaria da Industria, Comércio e Mineração do Estado da Bahia Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador, 105-125.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista de análise de bacia. In: J.M., DOMINGUEZ & A., MISI (eds.) *O Cráton do São Francisco.* Salvador, SBG/SGM/CNPq, 137-159.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1992. Estratigrafia de Seqüências aplicada a Terrenos Pré-cambrianos: exemplos para o Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 422-436.

DOMINGUEZ, J.M.L. & ROCHA, A.J.D. 1991. *Roteiro de Excursão Geológica, Grupos Chapada Diamantina e Una.* In: Proterozóico Médio e Superior no Brasil, Conferência de Campo, Morro do Chapéu, Salvador: CPRM/SBG/UFBa, 27 p.

ERIKSSON, P.G., CONDIE, K.C., TIRSGAARD, H., MUELLER, W.U., ALTERMANN, W., MIALL, A.D., ASPLER, L.B., CATUNEANU, O., CHIARENZELLI, J.R. 1998. Precambrian Clastic Sedimentation Systems. Sedimentary Geology, **120**: 5-53.

EYLES, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Review*, **35**: 1-248.

GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic stratigraphy sequence in basin analysis: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**: 125-142.

GALLOWAY, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (ed.), Deltas Models for Exploration. Houston Geological Society, 87-98.

JARDIM DE SÁ, E.F., BARTELS, R.L., BRITO NEVES, B.B. & McREATH, I. 1976. Geocronologia e modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional. 29° Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto-MG. *Anais*, **4**: 205-227.

KOCUREK G.A.. 1996. Desert aeolian systems. In H.G. Reading, org.: *Sedimentary Environments: process, facies and stratigraphy.* Oxford, Blackwell Science, p. 125-153.

LINDSAY, J.F. 1987. Sequence Stratigraphy and Depositional Controls in Late Proterozoic-Early Cambrian Sediments of Amadeus Basin, Central Australia. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **71** (11): 1387-1403.

MACEDO, M.H.F. & BONHOMME, M.G. 1984. Contribuição à Cronoestratigrafia das Formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos de Rb-Sr e K-Ar. *Revista Brasileira de Geociências*, **14** (3): 153-163.

MISI, A. & SILVA, M.G. 1996. Chapada Diamantina Oriental – Bahia: Geologia e depósitos minerais. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais – SGM, Salvador, 194 p.

MEDEIROS, R.A. & PEREIRA, C.P. 1994. Chapada Diamantina (São Francisco Basin). In: 14th International Sedimentological Congress, Recife, Field Trip Guide Book, 5 p.

MITCHUM, R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, In: C.E., Payton (ed.) Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 205-212.

MUTTI, E., ROSELL, J., ALLEN, G.P., FONNESU, F. & SGAVETTI, M. 1988. The Eocene Baronia Tide Dominated Delta-Shelf System in the Arger Basin. In: American Association of Petroleum Geologists Congress. Excursion n. 13 Guide Book, 22 p.

OLIVEIRA, J.E. & LEONARDOS, O.H. 1940. *Geologia do Brasil.* Rio de Janeiro: Comissão Brasileira do Centenário de Portugal, 472 p.

PEDREIRA, A.J. 1997. Sistemas Deposicionais da Chapada Diamantina Centro-oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**: 229-240.

PEDREIRA, A.J. 1994. *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica.* Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 125 p.

PEDREIRA., A.J. 1988. Seqüências Deposicionais do Pré-Cambriano: exemplo da Chapada Diamantina Oriental, Bahia. In: SBG, XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, **2**: 648-659.

POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P. 1993. An overview of sequence stratigraphy concepts: uses and abuses. In: H.W., Posamentier, C.P., Summerhayes, B.U., Haq, & G.P., Allen (eds.) Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Oxford, Special publications, Blackwell Scientific Publications. International Association of Sedimentologists, **18**: 3-17.

POSAMENTIER, H.W., & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – sequence and systems tract models, In: C.K., Wilgus, B.S., Hastings, C.G.St.C., Kendall, H.W., Posamentier, C.A., Ross & J.C., Van Wagoner (eds.), Sea Level Changes: an integrated approach: SEPM Special Publication Sociey of Economic Paleontologists and Mineralogists, **42**: 109-124.

ROCHA, A.J. 1992. Evolução Paleogeográfica do Grupo Chapada Diamantina na região de Morro do Chapéu (BA). In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo. *Bol. Res. Exp. São Paulo*, **2**: 447-448.

ROCHA, A.J.D., PEDREIRA, A.J. & PEREIRA, C.P. 1996. *Roteiro de Excursão Geológica Chapada Diamantina Central - Geologia e Recursos Minerais.* In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador, 43 p.

ROCHA, A.J.D., PEREIRA, C.P. & SRIVASTAVA, N.K. 1990. Seqüências carbonáticas da Formação Caboclo na Folha Morro do Chapéu (Bahia). In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Natal, **1**: 49-65.

ROSSETTI, D.F. & GÓES, A.M. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **135:** 137-156.

SAVINI, R.R. & RAJA GABAGLIA, G.P. 1997. Curso de Campo da Chapada Diamantina – Guia de Campo. Lençóis (BA): Petrobrás, 15 p.

SHANLEY, K.W. & McCABE, P.J. 1994. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**: 544-568.

VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: A.W., Bally (ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy American Association of Petroleum Geologists Stud. Geol.*, **27**: 1-10.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S., HARDENBOL, T. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. , In: C.K., Wilgus, B.S., Hastings, C.G.St.C., Kendall, H.W., Posamentier, C.A., Ross & J.C., Van Wagoner (eds.), *Sea-Level Changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **42**: 39-45.

WHITE, D.A. 1980. Assessing oil and gas Plays in Facies-Cycle Wedges. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **64:** 1158-1178.

ANEXO

RELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Rio	**Lapão**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
La1	239,35/8610,95	Vista geral (morro da torre)
La2	237,95/8611,6	Casa abandonada
La3	237,85/8612	Casa de Moisés
La4	237,9/8612,85	Rio Lapão
La4A	237,8/8612,7	Arenito
La5	237,55/8613,2	Caminho p/ a gruta do Lapão
La6	238,3/8613,1	Arenito eólico sotoposto ao c
La7	238,35/8612,8	Boca da gruta do Lapão
La8	238,85/8612,45	Saida da gruta
La9	241,2/8612,25	Arenito litorâneo-Rio Lapão
La10	241,1/8612,3	Tempestitos
La11	240,9/8612,5	Arenito fluvial-Rio Lapão
La12	240,65/8612,5	Arenito fluvial-Rio Lapão
La13	240,1/8612,5	Arenito fluvial-Rio Lapão
La14	239,95/8612,35	Conglomerado
La15	239,6/8612,3	Arenito com laminação plano-paralela
La16	239,4/8612,2	Arenito com laminação plano-paralela
La17	238,7/8612,3	Conglomerado

Rio	**Capivara**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Ca1	241,5/8603,45	Foz do rio-arenito eólico
Ca2	240,9/8603,6	Começo do perfil - conglomerado

Morro	**da Bacia**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Mb1	8621,45/229,85	Arenito eólico
Mb2	230,1/8621,5	Arenito fluvial

	Riachinho	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Ria1	226,676/8608,925	Conglomerado

Rio	**Lençóis**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Le1	240,35/8610,2	Ponte sobre o Rio Lençóis em Lençóis
Le2	239,9/8610,2	1° Siltito marinho/Lençóis
Le3	239,6/8609,85	Lençóis/tanque de decantação
Le4	238,7/8610,35	Mirante/embaixo da Pedra do Navio
Le4A	238,7/8610,45	Dique a montante da foz do Rio Grisante
Le4B	238,6/8610,5	Inversão do mergulho do arenito eólico
Le5A	238,3/8610,55	Arenito fluvial
Le5B	238,2/8610,6	Arenito fluvial
Le6A	237,9/8610,75	Conglomerado
Le6B	237,8/8610,8	Conglomerado e arenito intercalados
Le7A	237,7/8610,9	Conglomerado
Le7B	237,65/8610,95	Arenito e conglomerado
Le8	237,5/8611	Arenito e conglomerado
Le9A	237,4/8611,2	Subindo o morro na margem do Rio Lençóis
Le9B	237,35/8611,3	Arenito eólico e fluvial
Le10	237,4/8611,4	Topo do morro – Conglomerado
Le11	237,45/8611,6	Conglomerado
Le12	238,1/8611,05	Topo do morro – Conglomerado
Le13	238,5/8610,75	Trilha da descida do morro em direção ao Rio Lençóis – próximo a material inconsolidado
Le14	238,7/8610,55	Vista da Cachoeira da Primavera
Le15	239,0/8610,2	Trilha junto ao Rio Lençóis – dique de vulcânica
Le16	239,05/8610	Cachoeirinha
Le17	238,75/8609,5	Cachoeirinha – Conglomerado
Le18	239,3/8609,8	Base do conglomerado
Le19	239,75/8610,05	Ar. sobre conglomerado
Le20	240,7/8610,05	Tempestitos
Le21	240,8/8609,75	Formação Caboclo
Le22	238,5/8610,2	Em cima da Cachoeira da Primavera/Grisante
Le23	239,7/8609,7	Hotel Portal de Lençóis
Le24	239,3/8609,6	Brecha sobre siltito roxo - trilha Lençóis/Capão
Le25	238,6/8609,4	Conglomerado no topo da Cahoeirinha – trilha Lençóis/Capão
Le26	238,1/8609,5	Escarpa de conglomerado sobre arenito - trilha Lençóis/Capão
Le27	237,6/8609,3	Contato conglomerado sobre arenito - trilha Lençóis/Capão
Le28	237,2/8609.3	Arenito eólico no chão - trilha Lençóis/Capão
Le29	236,95/8609,2	Drenagem - trilha Lençóis/Capão
Le30	236,6/8608,9	Arenito fluvial - trilha Lençóis/Capão

Rio	**Ribeirão**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Ri0	240,2/8609,05	Início da trilha p/ a Cachoeira do Sossego conglomerado
Ri1	240,91/8607,36	Foz do Ribeirão de Baixo (≈360m)
Ri2	240,65/8607,25	Entre o Ribeirão de Baixo e o do Meio – Arenito
Ri3	240,35/8607,3	Brecha (≈400m)
Ri4	240,0/8607,7	Trilha p/ a Cachoeira do Sossego conglomerado
Ri5	239,7/8607,35	Córrego da Onça – rocha básica
Ri6	239,1/8607,1	Rio ao lado do bar do Abílio/Arenito eólico em contato por falha 15° c/ o c
Ri6A	239,35/8607,15	Topo do conglomerado
Ri7	238,85/8606,95	Topo do conglomerado inferior - Contato por falha 45°
Ri8	238.5/8606,85	Base do conglomerado inferior
Ri9	238,2/8606,6	Próximo ao cânion
Ri10	237/8606,75	Cachoeira do Sossego
Ri11	239,8/8607,3	Foz do Córrego da Onça – rio seco/Arenito eólico
Ri12	239,4/8607,5	Base do conglomerado superior/próximo à cabeceira do Córrego da Onça
Ri13	236,25/8608,6	Trilha Capão/Lençóis
Ri14	235,25/8610,4	Trilha Capão/Lençóis/junto à drenagem
Ri15	234,7/8610	Trilha Capão/Lençóis
Ri16	234,35/8610,4	Trilha Capão/Lençóis
Ri17	233,55/8610,55	Trilha Capão/Lençóis/cruzando o Rio Ribeirão
Ri18	231,9/8611,3	Trilha Capão/Lençóis
Ri19	230,8/8612,2	Trilha Capão Lençóis – em frente ao Morrão
Ri20	238/8606,45	Morrão com conglomerado inferior espesso (avista-se o Sossego)

Rio	**Mucugezinho**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Mu1	239/8620,8	BR-242 - conglomerado e arenito rítmico
Mu1A	238,8/8620,85	BR-242/arenito deltaico
Mu2	238,7/8620,9	4° conglomerado - acesso
Mu3	238,5/8620,9	Entre 3- e 4- arenito conglomerático c/ intercalação de siltito
Mu4	238,2/8620.,85	BR-242/próximo ao 4° conglomerado
Mu5	237,50/8620,6	BR-242/2- conglomerado /antes do restaurante Mucugezinho
Mu6	237,1/8621	BR-242/restaurante Mucugezinho/ar. litorâneo sob fluvial
Mu7	237,5/8621,15	Poço do Diabo/arenito fluvial - conglomerado no vale
Mu8	235,1/8620,6	BR-242/próximo ao Rio Mucugezinho
Mu8A	235,4/8620,7	BR-242/bar do Pelé
Mu9	234,8/8620,5	BR-242/próximo ao Rio Mucugezinho
Mu10	234,35/8620,3	BR-242/ponte sobre o Rio Mucugezinho/arenito flúvio-estuário
Mu10A	234,6/8620,45	Arenito
Mu11	231,1/8621,5	Morro do Pai Inácio. Início do perfil
Mu12	231,7/8621,15	BR-242/posto próximo ao Morro do Pai Inácio
Mu13	231,35/8621,35	Morro do Pai Inácio
Mu14	229,85/8622,8	Próximo a BR-242/Pedreira Cristalito/Arenitos litorâneos
Mu14A	229,7/8622,8	Próximo a BR-242/acesso à pedreira Cristalito
Mu15	236,7/8621,3	Rio Mucugezinho - Bar Cachoeira/arenito fluvial
Mu15A	236,75/8621,2	BR-242/acesso à Toca da Marina
Mu16	234,6/8620,5	Próximo a BR-242 - Rio Mucugezinho/base do perfil/arenito fluvial
Mu17	235,1/8620,7	Rio Mucugezinho/bar do Pelé/tobogã
Mu18	238,3/8620,85	Início do Perfil (Mu 19A/Mu21) na BR-242
Mu19	8620,9/238,35	Drenagem que corta a BR-242/3- conglomerado sob arenito
Mu19A	238,25/8620,65	Morro ao lado da BR-242/4° conglomerado
Mu20	238,35/8620,5	Morro ao lado da BR-242/siltito sobre 5- conglomerado
Mu21	238,4/8620,3	Morro ao lado da BR-242/tempestitos
Mu22	236,1/8620,9	BR-242/arenito c/ estratificação cruzada tabular intercalado c/ ritmito (Mengão)
Mu22A	236,2/8620,9	BR-242/arenito c/ estratificação cruzada tabular intercalado c/ ritmito (Mengão)
Mu23 Mu24	236,5/8621,1 236,85/8621,15	BR-242/arenito flúvio-estuarino (Placa Portal) BR-242/ar. fluvial sob ar. eólico
Mu25	237,65/8620,65	Arenito sobre 2° conglomerado
Mu26	239,5/8621,3	Arenito eólico
Mu26A	239.6/8621,35	Arenito eólico
Mu27	240/8621,2	Arenito fluvial
Mu28	240,4/8621,4	Arenito fluvial com níveis de seixos
Mu29	239,3/8621,8	Siltito/morro na margem direita do Rio Mucugezinho
Mu30	239,45/8622	Ar. conglomerático "

Mu31	239,1/8622,1	Contato siltito/arenito/ "
Mu32	238,9/8621,9	Arenito fluvial/ "
Mu33	238,85/8621,6	Arenito fluvial/ "
Mu34	239,2/8621,1	Dique de rocha básica verde – Rio Mucugezinho
Mu35	239,2/8621,1	Brecha/margem direita do Rio Mucugezinho
Mu36	237,85/8621,4	Base do 2º conglomerado /margem esquerda do rio Mucugezinho/morro em frente ao cânion
Mu37	238,3/8621,5	Base do 2º conglomerado /margem esquerda do Rio Mucugezinho
Mu38	238,55/8621,35	Contato ar. fluvial sob o 2º conglomerado /margem esquerda do Rio Mucugezinho
Mu39	238,8/8621,3	Duna sobre 2º conglomerado /leito do Rio Mucugezinho
Mu40	238,75/8621,15	Arenito eólico sob o 4º conglomerado
Mu41	238,3/8621,25	Arenito - margem direita do Rio Mucugezinho
Mu42	238,3/8621,1	3º conglomerado sobre arenito/margem direita do Rio Mucugugezinho
Mu43	237,5/8620,8	Arenito litorâneo próximo ao bar Mucugezinho – na drenagem
Mu44	233,15/8620,5	Siltito transgressivo/Morro do Brejão
Mu45	238,7/8621,1	Vista do 4º conglomerado
Mu46	238,75/8620,95	Siltito recoberto por 4m de arenito com lâminas de seixos
Mu47	240,55/8621,4	Descendo o Rio Mucugezinho - sedimentos marinhos
Mu48	240,7/8622	Descendo o Rio Mucugezinho. Marinho. *Gutter cast*
Mu49	241,1/8622,3	Final do Mucugezinho. Início do grande perfil que vai até a ponte (Mu51)
Mu50	241,5/8622,5	Final do Mucugezinho. Paredão/margem esquerda
Mu51	241,85/8622,4	Ponte (final) do Mucugezinho
Mu52	236,95/8620,6	2º conglomerado sobre ar. eólico (direita do Bar Mucugezinho)
Mu53	236,8/8620,07	2º conglomerado sobre arenito eólico (direita do Bar Mucugezinho)
Mu54	236,5/8620,8	Paredão – 13m de arenito fluvial
Mu55	237,0/8621,7	1º c – trilha do Brejão
Mu55A	237,1/8621,7	1º c – trilha do Brejão
Mu56	242/8622,35	Abaixo da ponte sobre o Rio Mucugezinho
Mu57	242,05/8622,6	Abaixo da ponte sobre o Rio Mucugezinho
Mu58	236,95/8621,35	Rio Mucugezinho/Toca da Marina
Mu59	237,05/8621,15	Rio Mucugezinho/Toca da Marina/contato arenito eólico/fluvial
Mu60	234,75/8620	Morro ao sul da ponte
Mu61	234,9/8620	Arenito
Mu62	234,8/8619,9	Arenito
Mu63	234,6/8620,4	Topo do perfil da ponte

Rio	**Mandassaia**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Ma1	241,7/8614,5	Foz do rio Mandassaia. Arenito c/ marca de onda
Ma2	241,4/8614,55	Tempestitos
Ma3	241,01/8614,61	Tempestitos
Ma4	240,739/8614,554	Contato arenito fluvial/arenito eólico
Ma5	240,5/8614,7	Arenito com laminação plano-paralela
Ma6	240,05/8614,85	Arenito com seixo e brecha
Ma6A	239,85/8614,9	Soleira
Ma7	239,7/8615,7	Arenito com laminação plano-paralela (eólico?) cortado por canal fluvial
Ma8	239,5/8615,0	Arenito eólico
Ma9	239,3/8615,1	Topo do conglomerado
Ma10	239,2/8615,2	Conglomerado
Ma11	236,7/8615,05	Trilha Barro Branco/Lençóis
Ma12	237,05/8614,9	Trilha cruzando outra trilha
Ma13	236,9/8615,2	Conglomerado
Ma14	236,75/8615,5	Conglomerado sobre arenito eólico
Ma15	237,0/8615,3	Conglomerado
Ma16	237,25/8615,3	Arenito eólico
Ma17	237,55/8615,20	Arenito eólico – estria de quartzo
Ma18	237,8/8615,2	Duna eólica
Ma19	238,0/8615,15	Duna eólica
Ma20	238,25/8615,1	Arenito
Ma21	238,50/8615,1	Conglomerado sobre arenito eólico
Ma22	238,6/8615,1	Conglomerado e arenito
Ma23	238,75/8615,1	Conglomerado e arenito
Ma24	240,45/8612,6	Trilha Lapão/Lençóis
Ma25	240,45/8612,55	Cruzando o Rio Lapão
Ma26	233,6/8619,1	Contato formações. Guiné e Tombador
Ma27	233,8/8618,7	Em frente ao paredão
Ma28	234,1/8618,2	Divisor de drenagem
Ma29	234,3/8617,6	Arenito
Ma30	234,9/8616,7	Arenito
Ma31	235,1/8616,4	Arenito
Ma32	235,4/8616,1	Arenito
Ma33	235,8/8615,6	Cruzando o Rio Mandassaia
Ma34	236,2/8615,4	1° conglomerado sobre arenito eólico
Ma35	236,6/8615,3	1° conglomerado
Ma36	236,8/8615,5	1° conglomerado
Ma37	235,5/8615,6	Arenito
Ma38	235,2/8615,9	Arenito
Ma39	234,9/8616,1	Arenito
Ma40	235/8616,3	Arenito
Ma41	235,2/8616,4	Arenito

Rio	**Mandassaia**	
Pontos	Coordenadas (UTM)	Descrição
Ma1	241,7/8614,5	Foz do rio Mandassaia. Arenito c/ marca de onda
Ma2	241,4/8614,55	Tempestitos
Ma3	241,01/8614,61	Tempestitos
Ma4	240,739/8614,554	Contato arenito fluvial/arenito eólico
Ma5	240,5/8614,7	Arenito com laminação plano-paralela
Ma6	240,05/8614,85	Arenito com seixo e brecha
Ma6A	239,85/8614,9	Soleira
Ma7	239,7/8615,7	Arenito com laminação plano-paralela (eólico?) cortado por canal fluvial
Ma8	239,5/8615,0	Arenito eólico
Ma9	239,3/8615,1	Topo do conglomerado
Ma10	239,2/8615,2	Conglomerado
Ma11	236,7/8615,05	Trilha Barro Branco/Lençóis
Ma12	237,05/8614,9	Trilha cruzando outra trilha
Ma13	236,9/8615,2	Conglomerado
Ma14	236,75/8615,5	Conglomerado sobre arenito eólico
Ma15	237,0/8615,3	Conglomerado
Ma16	237,25/8615,3	Arenito eólico
Ma17	237,55/8615,20	Arenito eólico – estria de quartzo
Ma18	237,8/8615,2	Duna eólica
Ma19	238,0/8615,15	Duna eólica
Ma20	238,25/8615,1	Arenito
Ma21	238,50/8615,1	Conglomerado sobre arenito eólico
Ma22	238,6/8615,1	Conglomerado e arenito
Ma23	238,75/8615,1	Conglomerado e arenito
Ma24	240,45/8612,6	Trilha Lapão/Lençóis
Ma25	240,45/8612,55	Cruzando o Rio Lapão
Ma26	233,6/8619,1	Contato formações. Guiné e Tombador
Ma27	233,8/8618,7	Em frente ao paredão
Ma28	234,1/8618,2	Divisor de drenagem
Ma29	234,3/8617,6	Arenito
Ma30	234,9/8616,7	Arenito
Ma31	235,1/8616,4	Arenito
Ma32	235,4/8616,1	Arenito
Ma33	235,8/8615,6	Cruzando o Rio Mandassaia
Ma34	236,2/8615,4	1° conglomerado sobre arenito eólico
Ma35	236,6/8615,3	1° conglomerado
Ma36	236,8/8615,5	1° conglomerado
Ma37	235,5/8615,6	Arenito
Ma38	235,2/8615,9	Arenito
Ma39	234,9/8616,1	Arenito
Ma40	235/8616,3	Arenito
Ma41	235,2/8616,4	Arenito