UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL, RS

Renato Paes de Almeida

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL, RS

RENATO PAES DE ALMEIDA

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3096
U. S. P.

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Antonio Romalino S. Fragoso Cesar	Romalino Fragoso Cesar
Examinadores:	Prof. Dr. Claudio Riccomini	
	Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim	

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL, RS

Renato Paes de Almeida

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3096
U. S. P.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC
30900006502

SÃO PAULO
2001

Resumo

Na região centro-sul do Rio Grande do Sul, sobre rochas metamórficas e ígneas do Escudo Gaúcho, ocorrem coberturas não metamorfizadas de idade neoproterozóica a cambriana, agrupadas sob a denominação de Grupo Camaquã. De acordo com a proposta de Fragoso Cesar *et al.* (2000[b]), esse grupo é composto por três formações: Maricá (siliciclástica basal), Crespos (vulcânicas andesíticas e riolíticas, piroclásticas e rochas sedimentares associadas), e Santa Bárbara (siliciclástica superior).

A Formação Santa Bárbara é caracterizada por uma espessa sucessão (mais de 4000 metros) de conglomerados e arenitos, com siltitos subordinados, de ambientes aluviais e marinhos costeiros. Essa unidade aflora em três sub-bacias contíguas limitadas por falhas de direção NNE, denominadas Camaquã Ocidental, Central e Oriental, compreendendo diversas ocorrências isoladas por coberturas mais recentes (formações Pedra Pintada e Guaritas da Bacia do Paraná) em uma faixa de aproximadamente 70 km de largura por 150 km de extensão.

Na sub-bacia Camaquã Ocidental, a Formação Santa Bárbara aflora continuamente em uma área de mais de 500 km^2 na região dos Arroios do Seival, Lanceiros e Santa Bárbara que constitui a área-tipo da formação. Essa exposição foi estudada através da aplicação de diversas técnicas da geologia sedimentar visando a caracterização dos ambientes deposicionais, da evolução paleogeográfica e da estratigrafia de seqüências.

A Formação Santa Bárbara na sub-bacia Camaquã Ocidental é composta por cinco unidades litoestratigráficas, incluindo conglomerados, arenitos e ritmitos arenosos e sílticos. A petrografia sedimentar revela o caráter imaturo desses sedimentos, com o predomínio de litoarenitos feldspáticos nas unidades de arenitos e na matriz dos conglomerados.

Três seqüências deposicionais *sensu* Vail *et al.* (1977) foram identificadas com base no reconhecimento das principais superfícies erosivas que limitam pacotes com afinidade genética e no reconhecimento dos tratos de sistemas deposicionais. Os padrões de empilhamento e as variações de espessura dos tratos de sistemas sugerem um aumento gradual das taxas de subsidência da primeira para a segunda seqüência. A terceira seqüência apresenta evidências de um controle tectônico na arquitetura deposicional, condicionada pelo soerguimento de um alto interno à bacia.

Os ambientes deposicionais da formação podem ser agrupados em dois grandes conjuntos: ambientes aluviais com abundantes fácies de rios entrelaçados rasos e amplos e de

leques aluviais com predomínio de processos de enchentes em lençol; e ambientes marinhos rasos e transicionais, com fácies estuarinas com ação de marés, além de fácies lagunares e costeiras com ação de ondas.

As análises de paleocorrentes indicam dois padrões de transporte sedimentar aluvial: um transversal à estruturação da bacia, associado aos leques aluviais; e outro paralelo ao eixo da bacia, com transporte axial para norte em planícies de rios entrelaçados. As paleocorrentes das fácies marinhas costeiras indicam bimodalidade de correntes de maré, com predomínio das correntes de vazante para norte e com correntes de enchente subordinadas para sul, além da presença, no trato transgressivo da terceira seqüência, de correntes de deriva litorânea para sudoeste, associadas à ação de ondas.

A integração das análises de proveniência de clastos com as interpretações dos ambientes deposicionais e as análises de paleocorrentes levaram a duas conclusões. Primeiramente observou-se que há grande correlação entre os litoclastos presentes na bacia e os litotipos do embasamento hoje adjacente, indicando ausência de grandes movimentações transcorrentes nas falhas de borda. Além disso, identificou-se que a contribuição detrítica do alto de Caçapava do Sul, constituída de filitos, metabasitos e diversas fácies do Granito de Caçapava do Sul, passa a ocorrer apenas na terceira seqüência deposicional, fato interpretado como indício de que o isolamento entre as bacias Camaquã Ocidental e Camaquã Central ocorreu apenas em um período tardio de evolução da Formação Santa Bárbara.

A integração de todas as informações obtidas sugere que a Formação Santa Bárbara depositou-se em uma bacia extensional tipo *rift*, com falhas limitantes de rejeito normal ou oblíquo, porém sem grandes rejeitos direcionais, com preenchimento sedimentar controlado principalmente pela subsidência tectônica, aporte clástico e padrões de transporte sedimentar, que modificam as respostas à variações eustáticas.

Abstract

The Camaquã Group crops out in the central region of the state of Rio Grande do Sul, laying above the igneous and metamorphic rocks of the Gaúcho Shield. This group is composed of thick sedimentary successions of neoproterozoic to cambrian age, divided into three formations: Maricá (lower siliciclastic), Crespos (volcanic and volcano-sedimentary) and Santa Bárbara (upper siliciclastic).

The Santa Bárbara formation is characterised by a thick (over 4000 meters) succession of conglomerates and sandstones, with minor siltstones, of alluvial and coastal marine environments. It crops out in three contiguous sub-basins limited by NNE trending faults, named *Camaquã Ocidental* (Western Camaquã), *Camaquã Central* (Central Camaquã) e *Camaquã Oriental* (Eastern Camaquã), including various occurrences isolated by younger sedimentary deposits (Pedra Pintada and Guaritas formations of the Paraná Basin) in a belt 70 km wide and 150 km long.

The *Camaquã Ocidental* sub-basin has a continuous exposition of the Santa Bárbara formation of more than 500 km^2 .The eastern part of this sub-basin, namely the region of Seival, Lanceiros and Santa Bárbara rivers, is the type-area of the formation. The present study has focused on this area and was based on the application of a series of techniques of sedimentary geology to characterise the depositional environments, paleogeographic evolution and sequence stratigraphy of the unit.

The Santa Bárbara formation in the *Camaquã Ocidental* sub-basin is composed of five lithostratigraphic units, including conglomerates, sandstones and sandstone/siltstone rhythmites. Sedimentary petrography analysis have revealed the immature nature of the sandstones and the sandy matrix of the conglomerates, characterised as feldspathic lithoarenites.

A sequence stratigraphy approach has been applied to understand the evolution of the sedimentary infill through the identification of erosional unconformities bounding units with chronostratigraphic significance. Three stratigrahic sequences were recognised. The first two represent eustatic cycles preserved in a context of rising subsidence rates, as deduced from the stacking pattern and the variation of thickness of the systems tracts. The third stratigraphic sequence shows evidences of tectonic control upon the depositional architecture, with both the subsidence end the volume of detritus being strongly influenced by the uplift of the Caçapava do Sul Highland.

The depositional environments of the Santa Bárbara formation can be grouped into two

categories: alluvial environments, mainly shallow and wide braided rivers and sheetflood-dominated alluvial fans; and shallow marine / coastal environments, with tide-dominated estuarine facies, lagoons and wave-dominated shorelines.

Paleocurrent analysis indicate two main patterns of alluvial sedimentary transport: one transversal to the basin axis and related to the alluvial fans, and another parallel to the axis, with axial transport towards north related to braided river distal plains. The paleocurrents of the coastal marine facies indicate bimodality of tidal currents, with the ebb current being the dominant one (towards north) and the flood current the subordinate (towards south). Longshore currents related to a wave-dominated shoreline were identified in the transgressive tract of the third sequence, with currents towards southeast.

The comparison between the provenance analysis and the basement lithologies, considering also the depositional environments and paleocurrent data, has lead to two main conclusions: 1) There is great correlation between the composition of the lithoclasts of the basin and the basement lithologies that crop out today at their vicinity, suggesting that there were no great transcurrent movements at the border faults. 2) The clastic contribution from the Caçapava do Sul Highland, consisting mainly phylites, metabasics and various facies of the Caçapava do Sul Granite, is present only in the third sequence, indicating that the isolation of the *Camaquã Ocidental* sub-basin from the *Camaquã Central* sub-basin occurred only at the last stages of the evolution of the Santa Bárbara formation.

All of the data and interpretations obtained suggest that the Santa Bárbara formation has been deposited in an extensional rift basin, with normal (dip-slip) border faults, maybe with some oblique movement but without great strike-slip displacement. The sedimentary architecture seems to be controlled mainly by tectonic subsidence, sedimentation rates and transport patterns, which have modified the response to eustatic fluctuations.

Agradecimentos

A realização do presente trabalho contou com o apoio, a participação e a contribuição direta de várias pessoas e entidades, às quais sou imensamente grato. Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos nomeando as principais.

A minha esposa Liliane pela colaboração em trabalhos de campo e discussões posteriores e por todos os momentos de companheirismo.

Aos meus pais pelo incentivo e apoio, imprescindíveis à realização do trabalho.

Ao Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar pela orientação e amizade, e pela bela área que me apresentou.

Ao geólogo Gelson Luis Fambrini, co-orientador e presente em todas as etapas da realização deste trabalho.

Ao geólogo Afonso Cesar Nogueira pelas produtivas discussões e fundamental orientação nas interpretações ambientais.

À geóloga Ana Paula de Meireles Reis Pelosi e aos hoje geólogos Arthur Jarbas Cardoso da Silva e Marina Pacheco de Siqueira Brito, companheiros de campo e de trabalho diário.

Aos professores Dr. Claudio Riccomini e Dr. Rômulo Machado pela participação em trabalhos de campo e pela constante presença e disponibilidade para discussões.

À UNISSINOS, que permitiu a utilização de suas excelentes instalações no Núcleo de Pesquisas Geológicas de Caçapava do Sul, e em especial a Zenaide e Zirelma pela hospitalidade e por seus dotes culinários.

Ao núcleo Porto Alegre da Compania Brasileira de Recursos Minerais (CPRM), pelo acesso às fotografias aéreas e a referências bibliográficas.

À prefeitura municipal de Caçapava do Sul que viabilizou os primeiros trabalhos de campo, e em especial a Embucaçara de Miranda pela atenção e apoio logístico.

Ao Laboratório de Informática Geológica (LIG) e ao Laboratório de Petrografia Sedimentar (processo FAPESP 97/10669-0) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

E finalmente à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro através de concessão de bolsa (processo 98/11544-0) e de projetos de pesquisa aos quais o presente trabalho esteve vinculado (processos 98/04510-1 e 00/07510-4).

Índice Geral

Parte I -CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....*1*

I.1 Introdução.....**1**

I.1.1 Objetivos.....4

I.1.2 Localização e acessos.....5

I.2 Métodos e conceitos empregados.....**5**

I.2.1 Mapeamento geológico.....5

I.2.2 Análise de produtos de sensoriamento remoto.....6

I.2.3 Litoestratigrafia.....7

I.2.4 Análise de fácies.....8

I.2.5 Análise de elementos arquiteturais.....8

I.2.6 Análise de paleocorrentes.....9

I.2.7 Análise de proveniência de clastos.....11

I.2.8 Petrografia.....13

I.2.9 Análise de estruturas rúpteis.....13

I.2.10 Análise de seqüências estratigráficas.....14

I.3 Definição dos principais termos empregados.....**21**

Parte II -CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....*23*

II.1 Compartimentação tectônica do Escudo Gaúcho: o embasamento da Bacia Camaquã
.....**23**

II.2 As coberturas neoproterozóicas-eopaleozóicas do Rio Grande do Sul.....**24**

II.2.1 Trabalhos Anteriores.....24

II.2.2 Síntese dos conhecimentos.....30

II.2.2.1O Grupo Camaquã.....30

Parte III -A FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA NA SUB BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL.....*36*

III.1 Contexto geológico local.....**36**

III.2 Sensoriamento remoto.....**37**

III.3 Litoestratigrafia.....**40**

III.3.1 Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores.....40

III.3.2 Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores.....42

III.3.3 Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários.....43

III.3.4 Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores.....43

III.3.5 Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores:....43

III.4 Estratigrafia de seqüências 44

III.4.1 Estratigrafia de seqüências da área estudada....44

III.5 Fácies sedimentares....46

III.5.1 Hierarquia de superfícies limitantes....61

III.6 Sistemas deposicionais aluviais....65

III.6.1Fácies sedimentares aluviais....65

III.6.2Elementos arquiteturais aluviais....65

III.6.3 Sistemas aluviais da Seqüência SB1....68

III.6.4 Sistemas aluviais da Seqüência SB2....69

III.6.5 Sistemas aluviais da Seqüência SB3....72

III.6.6 Considerações gerais....79

III.7 Sistemas deposicionais marinhos e transicionais....81

III.7.1 Sistemas transicionais da Seqüência SB1....88

III.7.2 Sistemas transicionais da Seqüência SB2....88

III.7.3 Sistemas transicionais da Seqüência SB3....89

III.8 Análises de proveniência....103

III.9 Petrografia sedimentar....112

III.10 Geologia estrutural....115

Parte IV -RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA....123

IV.1 Classificação tectônica da bacia....123

IV.1.1 Modelos preexistentes....123

IV.1.2 Tectônica formadora da bacia durante a deposição da Formação Santa Bárbara....125

IV.2 Modelos paleogeográficos e evolutivos....128

IV.3 Tectônica, eustasia e sedimentação....134

IV.3.1 Particularidades da estratigrafia de seqüências em bacias geradas por tectônica extensional....134

IV.3.2 Interpretações sobre a influência tectônica nas seqüências estudadas....135

IV.4 Conclusões....136

Índice de Figuras

Figura I.01 – Embasamento e coberturas sedimentares do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul 2
Figura I.02 - Coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares da porção centro-sul do Rio Grande do Sul, com destaque para a área de estudos 3
Figura I.03 - Coluna estratigráfica esquemática, composta, do Grupo Camaquã e unidades eopaleozóicas na região 4
Figura I.04 - Representação gráfica do método usado para a correção do basculamento de estratos cruzados 13
Figura I.05 - Variação da direção de paleocorrentes e de assimetria formas de leito associadas, em várias escalas 13
Figura I.06 – Critérios para a determinação do sentido de movimento de falhas com estrias 16
Figura I.07 - Representação gráfica do método de determinação de campos de tensão de falhas com estrias 16
Figura I.08 - Curva de espaço de acomodação, gerada pela soma da curva de eustasia com a curva de subsidência, e tratos de sistemas resultantes 19
Figura I.09 - Geometrias deposicionais previstas para margens com talude (**a**) e rampa suave (**b**) em um contexto de subsidência constante e variação cíclica do nível do mar 20
Figura III.01 – Composição falsa-cor das bandas 4, 5 e 7 do sensor LANDSAT-TM mostrando a área de estudos 38
Figura III.02 – Primeira Principal Componente (PC1) das bandas 2, 3, 4, 5 e 7 do sensor LANDSAT – TM, com filtro passa-altas, mostrando a área de estudos 39
Figura III.03 – Coluna litoestratigráfica da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental 41
Figura III.04 – Exemplo da fácies Ce - conglomerados com estratificação plano-paralela. Depósitos aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1. Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores 48
Figura III.05 - Exemplo da fácies Ct - conglomerados com estratificação cruzada tabular. Depósitos aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores 48
Figura III.06 - Exemplo da fácies Cm - conglomerados maciços. Depósito de leques aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores 49
Figura III.07 - Exemplo da fácies Ap- arenitos com estratificação plano-paralela, exibindo lineação primária de corrente (*parting lineation*). Depósitos flúio-estuarinos do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores 49
Figura III.08 - Campos de estabilidade de formas de leito arenosas e siltosas a uma profundidade de 0.25 a 0.40 m. 51
Figura III.09 - Modelo deposicional da fácies Aa - arenitos com estratificação cruzada acanalada, gerada por migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior 51
Figura III.10 - Modelo deposicional da fácies At - arenitos com estratificação cruzada tabular, gerada por migração de dunas subaquosas de cristas retas em regime de fluxo inferior 51
Figura III.11 - Exemplo da fácies Aa - arenitos com estratificação cruzada acanalada, vistos de cima. Depósitos fluviais de rios entrelaçados do trato de mar baixo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários 52
Figura III.12 - Detalhe das fácies Al mostrando lâminas argilosas convolucionadas, passando às fácies H, Acc e Ap. Depósitos .lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores 52
Figura III.13 - Exemplo da fácies Acc - arenitos com laminação cruzada por corrente, intercalada a fácies heterolíticas H. Depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores 53
Figura III.14 - Exemplo da fácies Aco - arenitos com laminação cruzada por fluxo oscilatório. Depósitos de baía estuarina do trato transgressivo da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores 53
Figura III.15 – Critérios de distinção de laminação cruzada gerada por fluxo oscilatório 55
Figura III.16 – Tipos de acamamento heterolítco 55
Figura III.17 – Exemplo da fácies Sl - siltitos laminados. Depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores 56
Figura III.18 – Exemplos da fácies H - arenitos e siltitos heterolíticos. A - intercalações de siltitos e arenitos, mostrando detalhe de acamamento tipo wavy. Depóstios lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores. B - ritmitos arenosos com abundante acamamento tipo flaser. Depósitos de planícies de marés do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores 56
Figura III.19 – Exemplos da fácies Ath – arenitos com estratificação cruzada e películas argilosas (*tidal bundles*). Trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores 57
Figura III.20 – Exemplo da fácies Sg – siltitos com gretas de contração. Depósitos de planícies de marés do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores 59
Figura III.21 – Exemplo da fácies Ao- arenitos com marcas onduladas. Depósitos de planícies de marés do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores 59
Figura III.22 – Exemplo da fácies Ai – arenitos com estratificação inclinada de baixo ângulo. Depósitos de antepraia do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores 60
Figura III.23 –Exemplo da fácies Amo – arenitos com mega-ondulações (*megaripples*). Depósitos de face litorânea

do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores 60
Figura III.24 – Exemplo da fácies Ah – arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*. Depósitos de face litorânea do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores 63
Figura III.25 – Modelo deposicional da fácies Ath – arenitos com *tidal bundles* 64
Figura III.26 – Modelo deposicional da fácies Amo – arenitos com mega-ondulações (*megaripples*). 64
Figura III.27 – Modelo deposicoinal da fácias Ah – arenitos com estratificação cruzada tipo *hummoky* e *swaley* 64
Figura III.28 – Geometria dos depósitos de leques aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1 70
Figura III.29 – Seção colunar representativa dos depósitos de leques aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1 71
Figura III.30 – Paleocorrentes aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1 73
Figura III.31 – Paleocorrentes aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB2 73
Figura III.32 – Seção colunar representativa dos depósitos de rios entrelaçados do trato de mar baixo da Seqüência SB2 74
Figura III.33 – Seção colunar representativa dos depósitos de rios entrelaçados do trato de mar baixo da Seqüência SB3 75
Figura III.34 – Geometria dos depósitos de fluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1 76
Figura III.35 – Paleocorrentes aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB3 77
Figura III.36 – Seção colunar representativa dos depósitos de rios entrelaçados e leques aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3 78
Figura III.37 – Paleocorrentes aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3 80
Figura III.38 – Modelo deposicional dos BM (barras de sub-maré) e PM (planícies de intermaré 86
Figura III.39 – Modelo deposicional do elemento LT (lençóis de arenitos de tempestades 86
Figura III.40 – Seção colunar da porção inicial do trato transgressivo Seqüência SB2, depósitos de planícies de marés 90
Figura III.41 - Seção colunar da porção intermediária do trato transgressivo Seqüência SB2, depósitos de baía estuarina 91
Figura III.42 – Geometria dos depósitos de baía estuarina do trato de transgressivo da Seqüência SB2 92
Figura III.43 – Detalhe de lençóis de arenitos de tempestades (elemento LT), trato transgressivo da Seqüência SB2 93
Figura III.44 – Seção colunar da porção inicial do trato de mar alto da Seqüência SB2, depósitos de planícies de marés 94
Figura III.45 – Seção colunar da porção intermediária do trato de mar alto da Seqüência SB2, depósitos de planícies de marés 95
Figura III.46 – Seção colunar da porção intermediária do trato de mar alto da Seqüência SB2, depósitos de planícies de marés 96
Figura III.47 – Geometria dos ciclos de progradação de planícies de marés (parasseqüências) do trato de mar alto da Seqüência SB2 97
Figura III.48 – Seção colunar da porção superior do trato de mar alto da Seqüência SB2, depósitos de frente deltaica 98
Figura III.49 – Geometria dos lobos deltaicos da porção superior do trato de mar alto da Seqüência SB2 99
Figura III.50 – Paleocorrentes de maré do trato de mar alto da Seqüência SB2 100
Figura III.51 – Fotomosaico de depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüências SB3 101
Figura III.52 – Seção colunar de depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3 102
Figura III.53 – Seção colunar de tempestitos da transição entre o trato transgressivo e o trato de mar alto da Seqüência SB3 104
Figura III.54 – Paleocorrentes em laguna do trato transgressivo da Seqüência SB3 105
Figura III.55 – Paleocorrentes de deriva litorânea em depósitos de face litorânea proximal do trato transgressivo da Seqüência SB3 105
Figura III.56 – Gráficos de proveniência dos depósitos de leques aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1. Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores 106
Figura III.57 – Gráficos de proveniência dos depósitos de fluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB2. Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores 107
Figura III.58 – Gráficos de proveniência dos depósitos de fluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários 108
Figura III.59 – Gráficos de proveniência dos depósitos de leques deltaicos intralagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores 109
Figura III.60 – Gráficos de proveniência dos depósitos fluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores 110
Figura III.61 – Gráficos de proveniência dos depósitos fluviais e de leques aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores 111
Figura III.62 – Fotomicrografia mostrando abundância de micas detríticas deformadas por e compactação mecânica 113
Figura III.63 – Fotomicrografia mostrando litoclastos de andesito 113
Figura III.64 – Fotomicrografia mostrando litoclastos de metamórficas de baixo grau 114
Figura III.65 – Fotomicrografia mostrando compactação química em grãos de quartzo 114
Figura III.66 – Fotomicrografia mostrando cimentação ferruginosa intergranular 116
Figura III.67 – Fotomicrografia mostrando cimento carbonático poiquilotópico 116
Figura III.68 – Fotomicrografia mostrando cimneto quartzoso sintaxial 117

Figura III.69 – Fotomicrografia mostrando glauconita detrítica 117
Figura III.70 – Vista geral do Cerro da Pedra furada mostrando sinclinal suave de eixo N-S 118
Figura III.71 – Projeção estereográfica da falhas normais da Formação Santa Bárbara e campos de tensão calculados 120
Figura III.72 – Projeção estereográfica da falhas oblíquas da Formação Santa Bárbara e campos de tensão calculados 121
Figura III.73 – Projeção estereográfica da falhas que afetam a Suíte Intrusiva Rodeio Velho e campos de tensão calculados 122
Figura IV.01 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato de mar baixo da Seqüência SB1 129
Figura IV.02 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato trangressivo da Seqüência SB1 129
Figura IV.03 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato de mar baixo da Seqüência SB2 131
Figura IV.04 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato transgressivo da Seqüência SB2 131
Figura IV.05 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato de mar alto da Seqüência SB2 132
Figura IV.06 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato de mar baixo da Seqüência SB3 132
Figura IV.07 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato transgressivo da Seqüência SB3 133
Figura IV.08 – Diagrama com a paleogeografia interpretada para o trato de mar alto da Seqüência SB3 133
Figura IV.09 – Modelo de evolução da taxa de subsidência para o bloco abatido de um *hemigraben* com atividade constante na falha de borda 137
Figura IV.10 – Evolução do preenchimento sedimentar da unidade e da curva de espaço de acomodação interpretada 138

Índice de tabelas

Tabela II.01 – Principais propostas estratigráficas para as coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares da porção centro-sul do Rio Grande do Sul 31
Tabela III.01 – Síntese da litoestratigrafia da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental 40
Tabela III.02 - Hierarquia de superfícies de acordo com a escala temporal dos processos associados e exemplos de tipos de camadas por elas limitadas 62
Tabela III.03 – Síntese das fácies sedimentares aluviais da Formação Santa Bárbara. 66
Tabela III.04 – Elementos arquiteturais aluviais reconhecidos na Formação Santa Bárbara 68
Tabela III.05 – Síntese das fácies sedimentares transicionais da Formação Santa Bárbara 82-83
Tabela III.06- Elementos arquiteturais dos depósitos marinhos e transicionais. 87

PARTE I -CONSIDERAÇÕES INICIAIS

I.1 Introdução

As faixas de afloramentos pré-cambrianos do Uruguai e das regiões sul e sudeste do Brasil apresentam diversas ocorrências de depósitos sedimentares e vulcanogênicos posteriores aos eventos orogênicos que resultaram na formação do Gondwana e anteriores ao estabelecimento das grandes bacias intracratônicas fanerozóicas (figura I.01). Essas ocorrências foram geradas em bacias tectônicas associadas às falhas de direção NE a NNE do embasamento, sendo compostas por abundantes conglomerados e arenitos de ambientes continentais e marinhos costeiros, além de rochas vulcânicas associadas a granitóides de afinidade alcalina.

Essas bacias contêm o registro das etapas de estabilização do Gondwana, e dentre elas a maior, mais completa e bem exposta é a Bacia Camaquã, na região centro-sul do Rio Grande do Sul. Nessa região, sobre rochas do Escudo Gaúcho, afloram espessas sucessões sedimentares siliciclásticas do fim do Neoproterozóico e do Eopaleozóico, tradicionalmente consideradas como depósitos molássicos da orogenia brasiliana (Almeida 1967, 1969, Fragoso Cesar *et al.* 1984, 1985 e Fragoso Cesar 1991), por alguns autores tidas como representantes de bacias transcorrentes (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Machado & Sayeg 1992) e recentemente reinterpretadas como o preenchimento de bacias extensionais tipo *rift* (Fragoso Cesar *et al.* 2000[a] e 2000[b]). Essas sucessões compõem dois conjuntos distintos separados por discordância angular: um primeiro representado pelo Grupo Camaquã (Neoproterozóico [illegible] Inferior?), resultado do preenchimento de bacias extensionais pós-orogênicas, e [illegible] inclui a Formação Pedra Pintada (Ordoviciano Inferior), a Suíte Intrusiva Rodeio [illegible] Formação Guaritas (Ordoviciano Médio a Superior), todos com atitudes horizontais e evolução relacionada aos primeiros estágios da Bacia do Paraná (Fragoso Cesar *et al.* 1998, 1999, 2000[a] e 2000[b]).

O Grupo Camaquã é composto pelas formações Maricá (siliciclástica inferior), Crespos (vulcanogênica) e Santa Bárbara (siliciclástica superior), totalizando mais de 6000 metros de espessura em coluna composta de várias ocorrências (figura I.03). O grupo tem suas ocorrências controladas por falhas de direção NNE que isolam três sub-bacias separadas pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas: as sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Oriental (figura I.02).

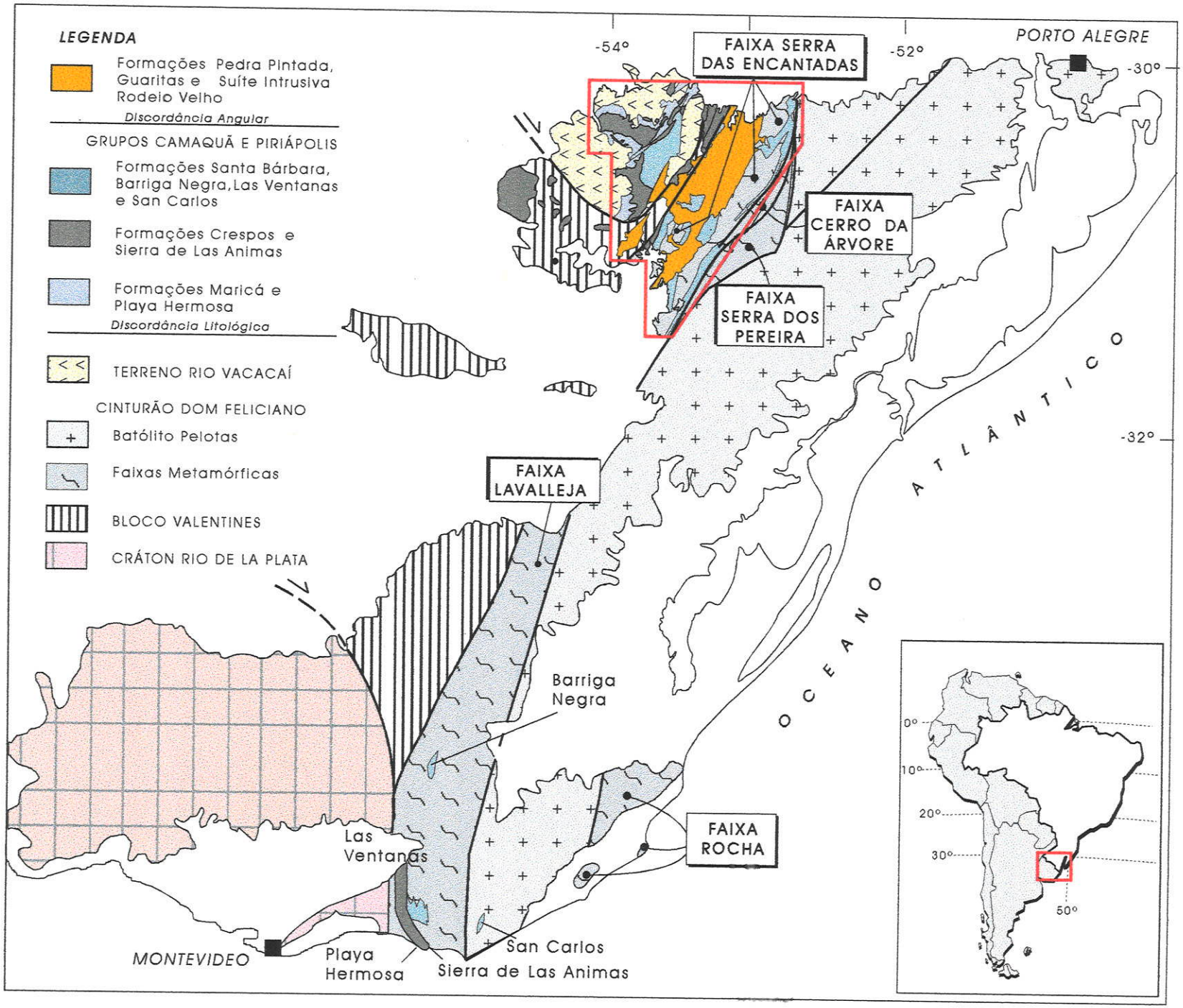


Figura I.01 - Embasamento e coberturas sedimentares do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai (baseado Fragoso Cesar 1991 e em preparação).

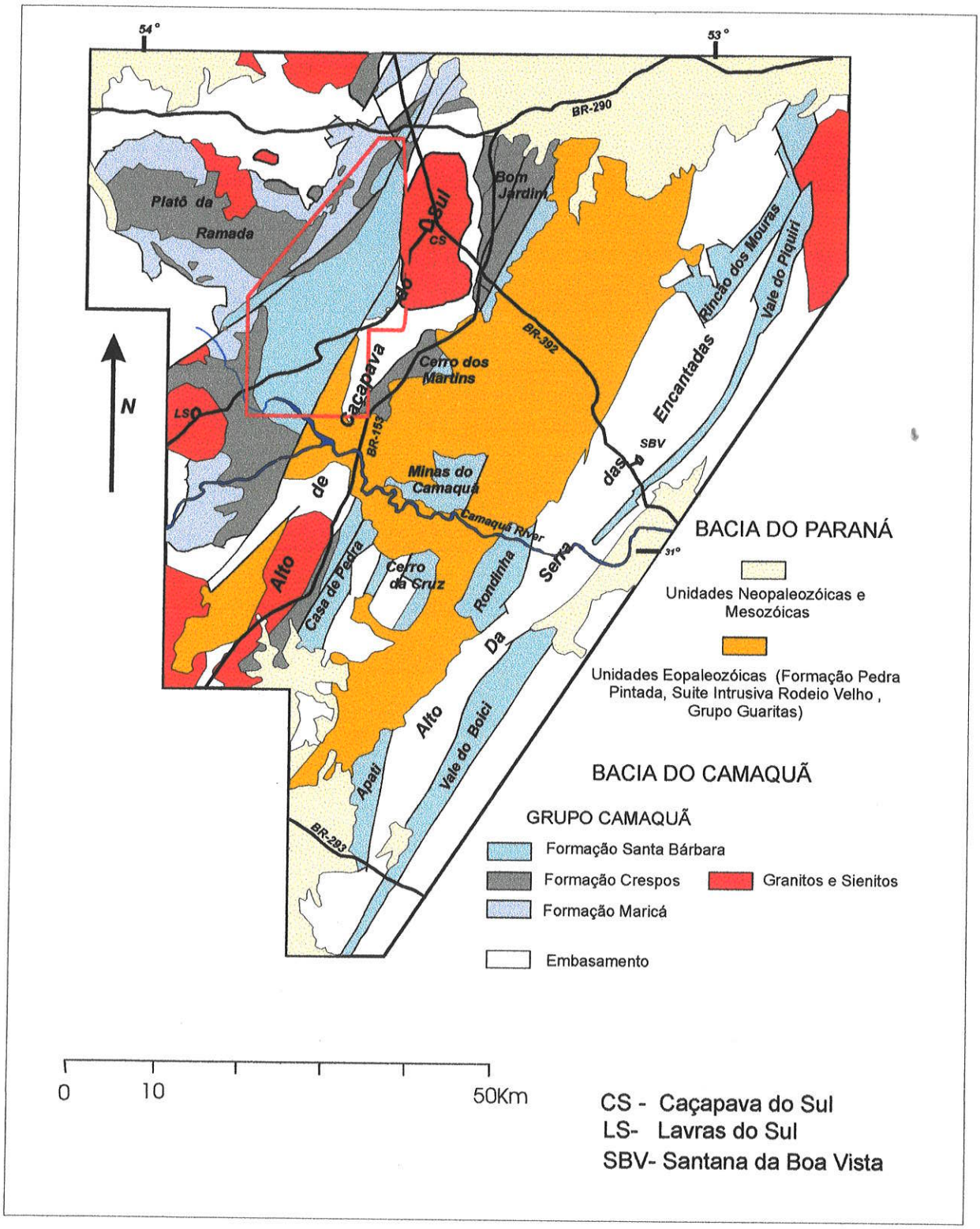


Figura I.02 - Coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares da porção centro-sul do Rio Grande do Sul, com destaque para a área de estudos (polígono vermelho).

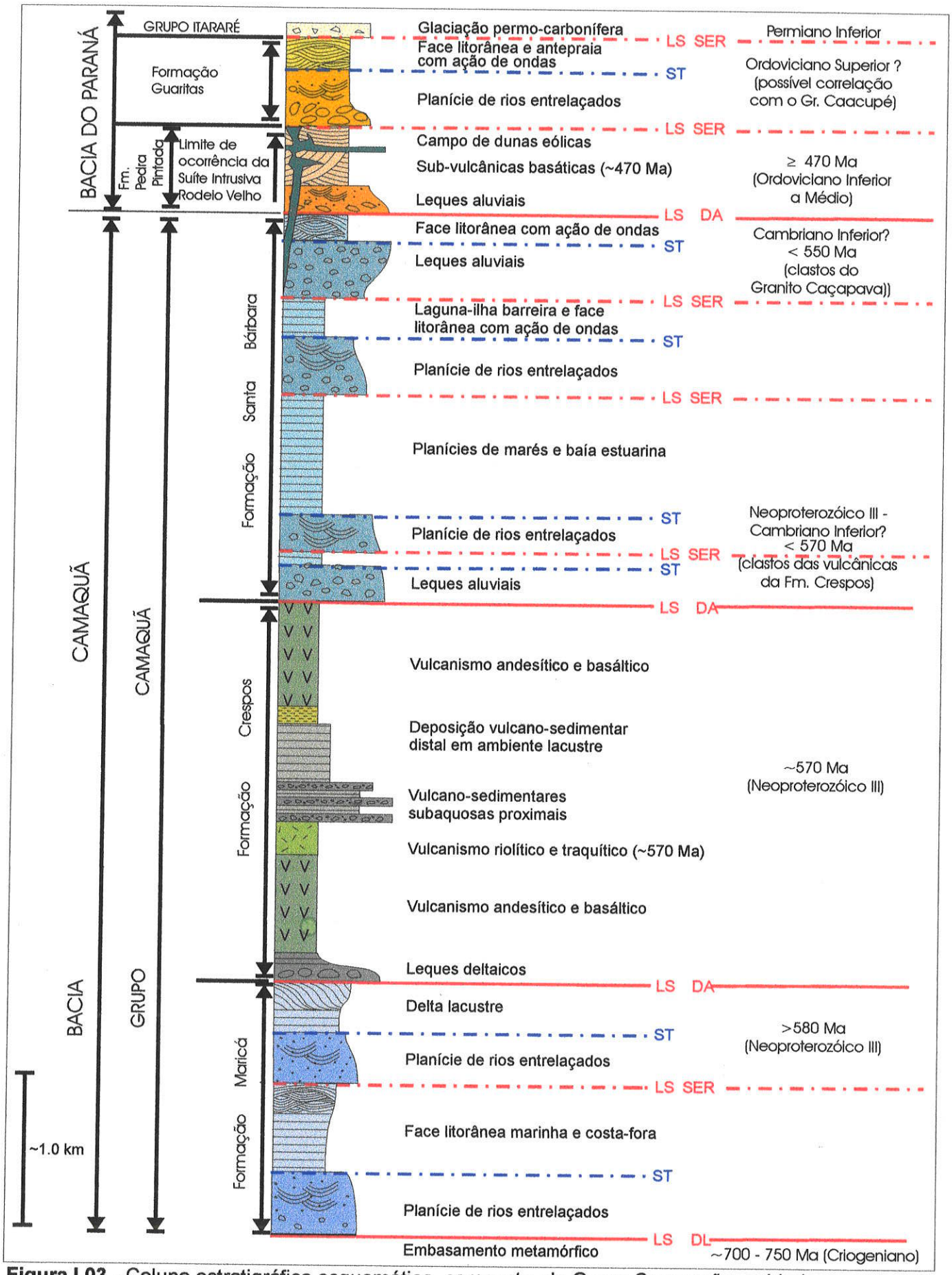


Figura I.03 - Coluna estratigráfica esquemática, composta, do Grupo Camaquã e unidades eopaleozóicas da região. LS - limite de seqüências; DL - discordância litológica; DA - discordância angular; SER - superfície erosiva regional; ST -superfície transgressiva. Coluna baseada em informações de Fambrini (em preparação), Janikian (em preparação) e Pelosi (em preparação). Idades de diversos autores.

A Formação Maricá tem ocorrência restrita à sub-bacia Camaquã Ocidental e, de acordo com Pelosi (em preparação) e Fragoso Cesar *et al.* (2000[b]) abrange arenitos conglomeráticos de ambientes fluviais de rios entrelaçados e arenitos finos, por vezes com intercalações de siltitos, de ambiente marinho. Apesar de conter clastos de rochas vulcânicas, predominantemente ácidas, não há indícios de atividade vulcânica contemporânea à deposição da Formação Maricá.

A Formação Crespos aflora nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Central, sendo composta, segundo Janikian *et al.* (2000) e Janikian (em preparação), por rochas vulcânicas ácidas (riolitos, riodacitos e traquitos) e intermediárias a básicas (andesitos, dacitos e andesibasaltos) de afinidade alcalina, repetidas em mais de um nível estratigráfico, além de piroclásticas predominantemente ácidas e rochas epiclásticas e siliciclásticas contemporâneas (principalmente na sub-bacia Camaquã Central). O contato entre as formações Crespos e Maricá se dá por discordância erosiva de abrangência regional, e talvez por discordância angular local.

A Formação Santa Bárbara aflora nas três sub-bacias, com ocorrências contínuas nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Oriental, e em janelas estruturais sob as unidades ordovicianas na sub-bacia Camaquã Central. Apresenta depósitos conglomeráticos de leques aluviais e deltaicos, arenitos por vezes conglomeráticos de ambiente fluvial de rios entrelaçados e arenitos e ritmitos arenosos de ambientes marinhos costeiros com ação de ondas, tempestades e marés.

A Formação Santa Bárbara na sub-bacia Camaquã Ocidental, objeto do presente estudo, aflora em uma área contínua de aproximadamente 500 km^2 com a exposição de aproximadamente 4000 metros de conglomerados, arenitos e ritmitos arenosos.

I.1.1 Objetivos

O principal objetivo do presente trabalho é a caracterização do arcabouço estratigráfico e dos ambientes deposicionais da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental através da aplicação integrada de diversas técnicas da geologia sedimentar. Para tanto foi realizado o mapeamento geológico em escala 1:50.000, auxiliado pela análise de fotografias aéreas em escala 1:25.000 e de produtos de tratamento digital de imagens do sensor LANDSAT-TM; além de análises de fácies e elementos arquiteturais, paleocorrentes, proveniência, bem como o estabelecimento da coluna estratigráfica utilizando-se critérios da litoestratigrafia tradicional. Com base nos ambientes deposicionais interpretados, nas superfícies limitantes de pacotes geneticamente correlacionados e nos padrões de empilhamento de parasseqüências, foram tecidas considerações sobre a estratigrafia de seqüências da sucessão.

Um segundo objetivo foi a caracterização da evolução dos ambientes deposicionais ao longo da coluna e de sua relação com a evolução tectônica da bacia, além da classificação

tectônica do tipo de bacia em que se depositou a Formação Santa Bárbara.

Com base na caracterização da evolução estratigráfica e tectônica da sucessão estudada, pretendeu-se obter um conjunto de dados que permitissem o estabelecimento de correlações estratigráficas mais rigorosas com depósitos semelhantes em escala regional e inter-regional, além de uma melhor compreensão dos processos e eventos atuantes na placa gondwânica no período inicial de sua história.

I.1.2 Localização e acessos

A área estudada localiza-se a aproximadamente 240 km de Porto Alegre, na região centro-sul do Rio Grande do Sul, entre 30° 22' e 30° 45' de latitude e 54° 45' e 54° 30' de longitude. Praticamente toda a área encontra-se no município de Caçapava do Sul, a oeste e sudoeste da cidade.

Os principais acessos para Caçapava do Sul são as rodovias BR290, a partir de Porto Alegre, BR153 a partir de Bagé, e BR392 desde Pelotas. A rodovia RS357, que liga Caçapava do Sul a Lavras do Sul e corta boa parte da área, além de diversas estradas locais, permitem o acesso a toda a área de estudo.

I.2 Métodos e conceitos empregados

I.2.1 Mapeamento geológico

Apesar de a área estudada ser a localidade tipo da Formação Santa Bárbara, não existe até o momento nenhum mapa geológico publicado que apresente a subdivisão litológica da formação na região. Assim, a caracterização do arcabouço estratigráfico e da evolução tectono-sedimentar da unidade foram precedidas e acompanhadas por mapeamento litoestratigráfico e de ambientes deposicionais da área estudada.

Para tanto foram descritos mais de 360 pontos em 6 etapas de campo, totalizando mais de 100 dias de trabalhos na área de estudos e demais unidades da sub-bacia Camaquã Ocidental, além de comparações com outras ocorrências da Formação Santa Bárbara nas sub-bacias Camaquã Central e Camaquã Oriental.

Em uma primeira etapa, foram utilizados produtos de tratamento digital de imagens do sensor LANDSAT-TM como auxílio para a geração de mapas em escala 1:100.000. Com o progressivo aumento da densidade de pontos, foram elaborados mapas em escala 1:50.000, desenvolvidos sobre interpretação de fotografias aéreas em escala 1:25.000.

I.2.2 Análise de produtos de sensoriamento remoto

Como ferramentas de auxílio ao mapeamento geológico foram analisados produtos de sensoriamento remoto de forma a se reconhecer padrões texturais e, no caso das imagens de satélite, espectrais que fornecessem respostas correlacionáveis a atributos geológicos, assim fornecendo subsídios para a delimitação de unidades e representação das feições estruturais nas cartas geológicas.

Em uma primeira etapa foi tratada uma parte da imagem WRS 222/81 obtida pelo sensor TM-LANDSAT 5, contendo as bandas 2, 3, 4, 5 e 7, que compreende a região entre Caçapava do Sul e Lavras do Sul, incluindo toda a Sub-bacia Camaquã Ocidental e parte do alto de Caçapava do Sul. O tratamento foi realizado com o auxílio do programa EASE-PACE/ PCI, rodando em microcomputadores tipo IBM-PC.

A principal técnica empregada foi a análise por principais componentes, que gera um número de produtos igual ao de canais de entrada (cinco, no caso), com a informação redistribuída de acordo com o seu grau de correlação nas bandas originais. Assim, as informações mais correlacionadas em todas as bandas, geralmente o relevo representado por luz e sombra, se concentram na PC1 (primeiro canal resultante), e as demais informações são distribuídas segundo o mesmo critério nas demais PCs, podendo-se saber qual a contribuição percentual de cada banda original para cada PC resultante através de uma tabela de autovalores.

Além desse procedimento foram elaboradas composições coloridas de bandas originais e também de PCs, resultando em produtos com concentração de informações de várias imagens. Outras técnicas importantes foram as divisões de bandas, visando o realce de feições específicas com respostas contrastantes nas bandas, e a aplicação de filtros tipo "passa altas", que intensificam estruturas com freqüência espacial elevada, como contatos entre conjuntos e lineamentos.

Os produtos mais utilizados na confecção de mapas e estabelecimento de correlações com os dados de campo foram uma composição falsa cor dos canais 4, 3 e 5 (RGB), e uma imagem da PC1 submetida a um leve filtro passa altas (que realça as feições de alta freqüência espacial), a qual revelou-se muito útil na observação de estruturas.

Em uma segunda etapa, foram utilizadas fotografias aéreas em escala 1:25.000, realizadas em vôo de 1977, para análise estereográfica de fotopares. A extrema qualidade desses produtos, aliada à adequação da escala para os resultados esperados, permitiu a observação de feições importantes, não só relativas à confecção dos mapas como também relacionadas à arquitetura deposicional de algumas unidades, como os leques aluviais da unidade inferior (Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores).

I.2.3 Litoestratigrafia

A litoestratigrafia é o estudo do empilhamento sedimentar baseado em atributos litológicos, como granulometria, cor e estruturas sedimentares. É o método mais tradicional de divisão e caracterização de pacotes sedimentares, datando do início da Geologia como ciência.

Com a evolução dos conceitos de sistemas deposicionais ficou clara a grande dificuldade de estabelecimento de correlações estratigráficas baseadas somente em atributos litológicos, principalmente devido ao caráter diacrônico de deposição de camadas litológicas e à grande diversidade de processos que levam a variações laterais de fácies em um mesmo sistema deposicional. Apesar de essas questões serem bastante antigas, somente com a evolução dos conceitos de estratigrafia de seqüências surgiu uma alternativa concreta para a divisão litoestratigráfica tradicional, propondo a subdivisão de pacotes de rochas geneticamente correlacionadas, limitados na base e no topo por discordâncias erosivas ou suas conformidades correlativas (Van Wagoner *et al.* 1988). Este novo método tem se revelado de extrema utilidade na caracterização da evolução deposicional, permitindo inferências sobre o papel de controles alocíclicos como variações do nível de base, das taxas de subsidência e de aporte sedimentar, porém não descarta a necessidade de estabelecimento de colunas litoestratigráficas tradicionais como base descritiva de apoio às interpretações da estratigrafia de seqüências.

Como revela a própria definição de seqüência, três pontos principais denotam o caráter altamente interpretativo desta abordagem:

1) A determinação de pacotes geneticamente correlacionados implica obviamente na interpretação dos ambientes deposicionais.
2) O reconhecimento de superfícies limitantes não é tão preciso como pode parecer, sendo mais aplicável a estudos de sismoestratigrafia, onde aparecem como refletores bem definidos (Vail *et al.* 1977). Em escala de afloramento podem haver diversas superfícies pouco espaçadas originadas durante o evento de rebaixamento do nível de base, e a escolha daquela que representa o limite de seqüências é interpretativa (Hunt & Tucker 1992, Christie Blick 1991).
3) A possibilidade de um seqüência ser limitada pela conformidade correlativa de uma discordância erosiva traz um grande potencial de incerteza em seu reconhecimento no campo.

Dessa forma, a caracterização litoestratigráfica ainda é necessária devido ao seu caráter estritamente descritivo e à facilidade de estabelecimento de categorias e critérios para o mapeamento geológico que ela permite. Para correlações estratigráficas regionais, a litoestratigrafia certamente não pode ser aplicada sem que surjam sérios problemas causados por

diacronismo e variação lateral de fácies, sendo indicados métodos baseados em critérios genéticos, e principalmente no reconhecimento das respostas a controles alocíclicos de abrangência regional ou global.

Na área estudada foi realizada a subdivisão litoestratigráfica da Formação Santa Bárbara objetivando a elaboração de uma base descritiva para a aplicação de métodos mais refinados de análise estratigráfica. Procurou-se, porém, evitar a designação formal de unidades internas à formação devido ao já confuso estado da nomenclatura estratigráfica da região, sendo pequena a contribuição de mais um conjunto de termos de uso específico na área estudada e que dificilmente poderiam ser aproveitados em correlações regionais.

I.2.4 Análise de fácies

O procedimento adotado na interpretação dos sistemas deposicionais foi a análise de fácies e elementos arquiteturais, aplicados de forma semelhante à descrita por Reading (1986), Walker (1992) e Miall (1990, 2000). Segundo Miall (2000) a análise de fácies compreende o estudo e a interpretação de texturas, estruturas sedimentares, fósseis e associações litológicas de rochas sedimentares em escala de afloramentos, testemunhos de sondagem ou pequenas porções de uma bacia. A análise de fácies consiste no agrupamento das litologias com estruturas semelhantes ou outras feições características representativas de processos particulares, de forma que através da classificação possa-se compreender a relação entre os vários tipos de depósitos e reconstituir as características dos ambientes deposicionais.

A interpretação dos processos de sedimentação a partir da descrição das fácies e associações de fácies é realizada através da comparação com depósitos atuais, naturais ou gerados em laboratório, com causas conhecidas ou, na ausência desses, pela comparação com fácies semelhantes descritas em ambientes antigos interpretados com elementos seguros.

A partir do reconhecimento das fácies mais importantes de uma determinada unidade sedimentar, foram caracterizadas as associações de fácies recorrentes, representativas de processos geneticamente ou cronologicamente associados e, com o auxílio da análise de elementos arquiteturais, estabelecidos os modelos de fácies. As associações de fácies foram representadas em seções colunares medidas nos afloramentos mais importantes, acompanhadas de *croquis* para a caracterização da geometria dos corpos.

I.2.5 Análise de elementos arquiteturais

A análise de elementos arquiteturais foi desenvolvida em estudos de ambientes

deposicionais aluviais, sendo o procedimento formalizado por Miall (1996) que define elemento arquitetural como: "(...) *um componente de um sistema deposicional equivalente em tamanho ou menor do que o preenchimento de um canal [fluvial] e maior do que uma unidade de fácies individual, caracterizado por uma assembléia de fácies distintiva, geometria interna, forma externa e, em alguns casos, variação vertical* [de fácies]".

Como a análise de elementos arquiteturais baseia-se no reconhecimento de entidades compostas por uma ou mais fácies relacionadas geneticamente por um processo ou conjunto de processos deposicionais particulares, a delimitação e classificação dos elementos fundamenta-se em parte em interpretações genéticas, sendo sua denominação derivada de tais interpretações (*e.g.* elemento de planícies de inundação, elemento de canal fluvial).

Esse procedimento é de grande utilidade para a análise de sistemas deposicionais pois permite o reconhecimento de geometrias e a caracterização de processos não identificados pela simples análise de fácies em perfis verticais. Permite também o agrupamento de associações de fácies segundo um critério descritivo, baseado no reconhecimento e hierarquização das superfícies observadas em afloramento.

No estudo dos ambientes fluviais foram utilizadas a metodologia e as categorias e interpretações propostas por Miall (1985, 1996). Tentativamente aplicou-se procedimento semelhante para a análise dos depósitos marinhos costeiros, com a hierarquização das superfícies limitantes de acordo com as escalas temporais dos processos associados, com base em Miall (1991, 1996), Allen (1980) e Nio & Yang (1991). A partir da delimitação das superfícies, uma classificação de elementos arquiteturais análoga à de Miall (1996) foi realizada nos depósitos costeiros, utilizando procedimento semelhante ao de Nio e Yang (1991).

I.2.6 Análise de paleocorrentes

Um dos principais elementos que podem ser adquiridos através de trabalhos de campo para a caracterização da paleogeografia de bacias sedimentares é a análise de paleocorrentes. Esse tipo de análise baseia-se no reconhecimento e na medição sistemática de estruturas sedimentares que refletem as condições hidrodinâmicas em que foram geradas, de forma a se reconstituir a direção e muitas vezes o sentido da corrente responsável pelo depósito. Obtendo-se medidas suficientes para cada unidade da bacia e conhecendo-se seus respectivos ambientes deposicionais, pode-se chegar a um modelo de transporte sedimentar na bacia, de fundamental importância para as reconstituições paleogeográficas.

Para o estudo de paleocorrentes em depósitos aluviais e costeiros, as principais estruturas indicadoras do sentido do transporte, e por isso as mais freqüentemente medidas, são

estratificações cruzadas em arenitos e conglomerados. A interpretação do paleofluxo para tais estruturas considera que o transporte foi paralelo ao maior mergulho nas estratificações cruzadas tabulares e tangenciais e paralelo ao mergulho do eixo em estratificações cruzadas acanaladas, sendo estas as principais estruturas utilizadas nas análises de paleocorrentes da sub-bacia Santa Bárbara.

Devido a esta associação entre a paleocorrente e os mergulhos das estratificações cruzadas, uma importante questão surge para o estudo de unidades basculadas tectonicamente, situação que ocorre em todas as unidades do Grupo Camaquã, que é a correção deste basculamento, visando a reconstituição do mergulho original. O método tradicional para este tipo de correção é a rotação em diagrama de projeção estereográfica, porém tal tarefa demanda tempo e esforço para a correção de cada medida individualmente antes da realização dos tratamentos estatísticos. Considerando-se o importante papel da análise de paleocorrentes para o presente estudo foi desenvolvido um programa de computador que realiza automaticamente esta correção e apresenta os resultados de forma prática.

O programa baseia-se em relações trigonométricas entre o plano do acamamento referência (**R**, originalmente horizontal) e o plano da estratificação cruzada medida (**C**) (figura I.04). A partir de **R** obtém -se duas retas: **dr** - horizontal e com direção azimutal igual ao rumo do mergulho máximo de **R**; e **mr** – contida em **R** e com mesma direção de **dr** e mergulho igual ao mergulho máximo de **R**. A partir de **C** obtém-se as retas **dc** – horizontal e com direção azimutal igual ao rumo do mergulho máximo de **C**; e **mc** – contida em **C** e com mesma direção de **dc** e mergulho igual ao mergulho máximo de **C**. O plano auxiliar **C'** é vertical e contém as retas **dc** e **mc**. O plano auxiliar **R'** é vertical e contém as retas **dr** e **mr**.

O plano da cruzada original (**P**) é calculado a partir de duas retas contidas nesse plano e com direção e mergulhos conhecidos: a reta **m'**, contida em **C'** e com ângulo de mergulho igual à diferença entre o mergulho de **mc** e o mergulho reta de intercessão entre **C'** e **R**; e a reta **m''**, contida em **R'** e com ângulo de mergulho igual à diferença entre o mergulho de **mr** e o mergulho reta de interseção entre **R'** e **C**. Calculadas as retas **m'**e **m''** obtém-se **P**.

Os dados de paleocorrentes obtidos para cada estação de medidas foram agrupados e representados em diagramas do tipo roseta com campos de 30°, sendo calculado numericamente o vetor médio (V.M.) do conjunto de medidas e o fator de consistência (F.C.), que reflete a dispersão das medidas, de acordo com as seguintes equações:

$$V.M. = \arctan(\Sigma \text{ sen } A / \Sigma \cos A)$$
$$F.C. = [(\Sigma \text{ sen } A)^2 + (\Sigma \cos A)^2]^{1/2} / N$$

Onde A= azimute da medida e N= número de medidas

A dispersão das medidas reflete não somente a confiabilidade do vetor resultante como também a dispersão real inerente ao sistema deposicional. Miall (1974) demostrou que as variâncias de estruturas geradas por correntes unidirecionais refletem as morfologias dos depósitos em diversas escalas, desde a marca ondulada até o sistema deposicional como um todo, sendo que cada variância soma-se às demais, resultando em padrões de dispersão de medidas em escala de afloramento (figura I.05). Assim a própria medida da dispersão de um conjunto de estações relacionadas pode refletir particularidades do sistema deposicional, como no caso de sistemas aluviais distributários (como leques aluviais e deltas) que tendem a apresentar grandes dispersões.

A análise de paleocorrentes deve também basear-se em interpretações de ambientes deposicionais para que se possa compreender a origem da estrutura medida e o significado da direção e do sentido de transporte, resultantes da análise. Isso é de extrema importância principalmente em depósitos litorâneos, nos quais diversas direções de corrente resultam de diferentes processos, como no caso de marés e correntes induzidas por vento e aporte de ondas.

A integração da análise de paleocorrentes com os demais elementos utilizados na análise de bacias é de grande utilidade para reconstituições paleogeográficas, permitindo a elaboração de um modelo de transporte sedimentar no qual constem interpretações das direções de paleocosta, aporte de ondas e tempestades, correntes de marés e caraterização de sistemas aluviais transversais e axiais em relação ao eixo da bacia.

Foram enfatizadas as medidas de estratificações cruzadas acanaladas e, secundariamente, planares a partir do sentido do mergulho dos estratos, de acordo com Potter & Pettijohn (1977), Miall (1974, 1990), Graham (1988) e Tucker (1989).

Outras medidas acessórias, como marcas de sola e de objetos (*tool-marks*), foram obtidas conforme metodologias de Potter & Pettijohn (1977) e Collinson & Thompson (1989); as imbricações de clastos foram medidas com base no sentido do caimento do plano *ab* e da posição dos eixos *b* ("largura" ou eixo intermediário) ou *a* (eixo paralelo à maior dimensão ou comprimento do clasto) em relação à corrente, segundo Rust (1972), Davies & Walker (1974), Collinson & Thompson (1989) e Coimbra *et al.* (1992), entre outros.

I.2.7 Análise de proveniência de clastos

A análise de proveniência de clastos foi realizada em conglomerados e arenitos conglomeráticos através do reconhecimento dos litotipos presentes na fração maior que 1 cm e contagem de aproximadamente 100 clastos em cada estação de medidas. O objetivo do procedimento foi a avaliação da contribuição das diversas áreas-fonte, cujas litologias foram

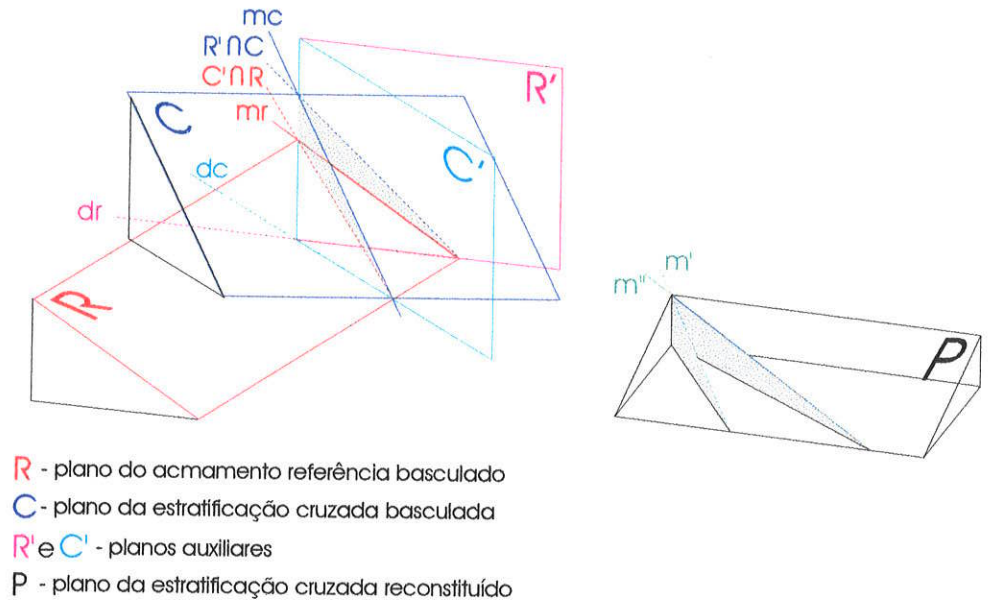


Figura I.04 - Representação gráfica do método usado para a correção do basculamento de estratos cruzados. Ver descrição do método no texto.

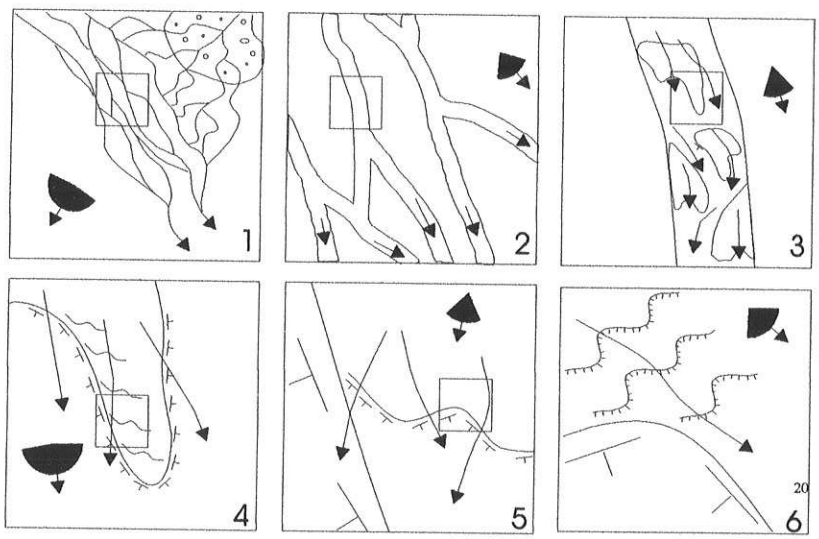


Figura I.05 - Variação da direção de paleocorrentes e de assimetria de formas de leito associadas em várias escalas. 1- leque aluvial (distributário) e sistema fluvial entrelaçado transversal, 2- variação de direção de canais, 3- direções de fluxo em canal e macroformas associadas, 4- direções de mergulho em macroforma, 5- direções de mergulho em duna subaquosa, 6- direções de mergulho de marcas onduladas. Baseado em Miall (1977).

identificadas em reconhecimentos regionais no embasamento, e a integração das informações resultantes com os dados de paleocorrentes, delineando-se um quadro paleogeográfico de transporte sedimentar e evolução dos altos adjacentes à bacia.

Os dados de proveniência de clastos de cada estação de medidas foram representados em gráficos do tipo histograma, elaborados através do estabelecimento de categorias que agrupam os principais litotipos presentes nos seixos, desconsiderando detalhes petrográficos que levariam à criação de um número excessivo de categorias.

Análises preliminares de proveniência ao microscópio petrográfico foram realizadas em fácies desprovidas de seixos, visando a obtenção de dados qualitativos para comparação com as informações quantitativas obtidas nas fácies rudíticas.

O método baseou-se nos procedimentos propostos por Nilsen (1969), Graham *et al.* (1986), Ibbeken & Schleyer (1991) e Fambrini (1998), adaptados para as condições encontradas.

I.2.8 Petrografia

A descrição de lâminas petrográficas foi realizada objetivando-se a caracterização e classificação dos litotipos, a complementação das inferências sobre processos de transporte e deposição, realizadas através da análise de fácies, a confirmação das análises de proveniência macroscópicas e a interpretação das condições de compactação, cimentação e, indiretamente, clima que afetaram a unidade.

A classificação petrográfica seguiu a proposta de Folk (1968), realizada através da contagem dos fragmentos líticos ou minerais em amostras representativas e de estimativa visual de proporções nas demais.

I.2.9 Análise de estruturas rúpteis

Visando uma caracterização preliminar das estruturas rúpteis que afetam a área de estudo, foi realizada análise de falhas com estrias e indicação de movimento, tratadas de acordo com o método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977) para a obtenção dos campos de tensão geradores das estruturas.

Os critérios utilizados para a determinação do sentido de movimentação das falhas são representados na figura I.06 e são enumerados abaixo:

1) Separação estratigráfica.
2) Direção de fraturas conjugadas gerando degraus sem preenchimento.
3) Direção de fraturas com separação, preenchidas por calcita.

4) Relação da posição de estrias e preenchimentos menerais com curvaturas e inflexões no plano de falha.

Para a determinação gráfica dos campos de tensão foi utilizado o programa TRADE, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), que baseia-se no método de Angelier & Mechler (1977). Este método considera que a direção do esforço responsável pela geração de um conjunto de planos de falha com estrias pode ser reconstituída considerando-se que para cada par estria/plano pode-se determinar os diedros que contêm a direção do esforço máximo (campo compressivo), sendo o campo mais preciso que contém o esforço determinado pela intersecção dos diedros obtidos para falhas de um mesmo conjunto. Os diedros são determinados graficamente, através do estabelecimento de um plano auxiliar **A** simultaneamente perpendicular ao plano de falha e à estria que, juntamente com o plano de falha, delimita os diedros (figura I.07), dividindo o espaço em quatro quadrantes. Um dos pares de quadrantes opostos contém a direção de esforço máximo (compressão), e o outro a de esforço mínimo (extensão), e é através da indicação de sentido de movimento na estria que se determina qual o par de quadrantes que contém a compressão.

I.2.10 Análise de seqüências estratigráficas

O termo seqüência foi aplicado como equivalente aproximado de sucessão ou pacote sedimentar na bibliografia geológica até os anos sessenta, correspondendo a unidades de diferentes escalas. Sloss (1963) redefiniu o termo seqüências como unidades estratigráficas de hierarquia maior do que grupo, megagrupo ou supergrupo, traçáveis por grandes áreas de um continente e limitadas por inconformidades de extensão regional. Mitchum (1977) modificou esta definição introduzindo o conceito de conformidade correlativa, inicialmente definida como uma superfície de reflexão sísmica correspondente à inconformidade em outra parte da bacia, e que seria também a continuidade do limite de seqüências. Assim, a análise de seqüências estratigráficas baseia-se no reconhecimento de pacotes de rochas geneticamente relacionadas, limitados no topo e na base por discordâncias erosivas ou suas conformidades correlativas (Posamentier *et al.* 1988). De forma diversa ao inicialmente proposto por Sloss (1963), diversos autores do chamado grupo da EXXON (*e.g.* Vail *et al.* 1977, Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988, 1990, Haq *et al.* 1988) passaram a valorizar a importância de variações do nível do mar na geração dos limites de seqüências. Essa abordagem resultou em um modelo amplamente difundido para a formação da ciclicidade observada em depósitos de margens continentais (Jervey 1988), que considera quatro situações com arquiteturas deposicionais distintas, decorrentes de quatro diferentes posições em uma curva eustática senoidal somada a

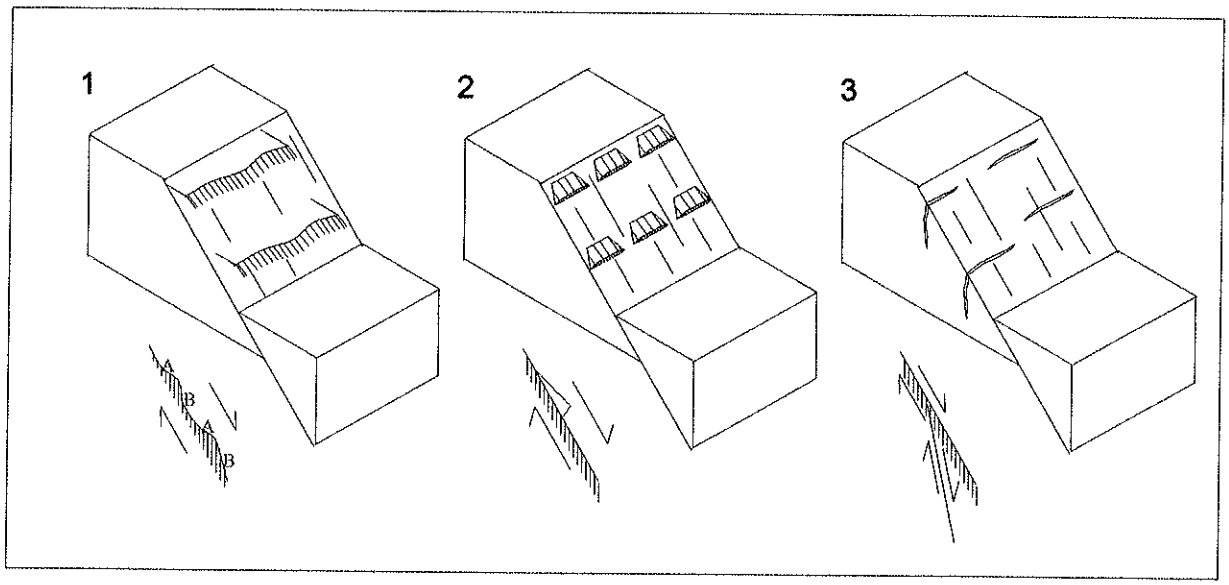


Figura I.06 - Critérios utilizados para a determinação do sentido de movimento de falhas com estrias. 1- Irregularidades no plano de falha com faces alternadamente estriadas ou cataclasadas (A) e rugosas (B). 2- Degraus com preenchimento mineral na fece de afastamento. 3- Fraturas R de Riedel. (baseado em Angelier 1994).

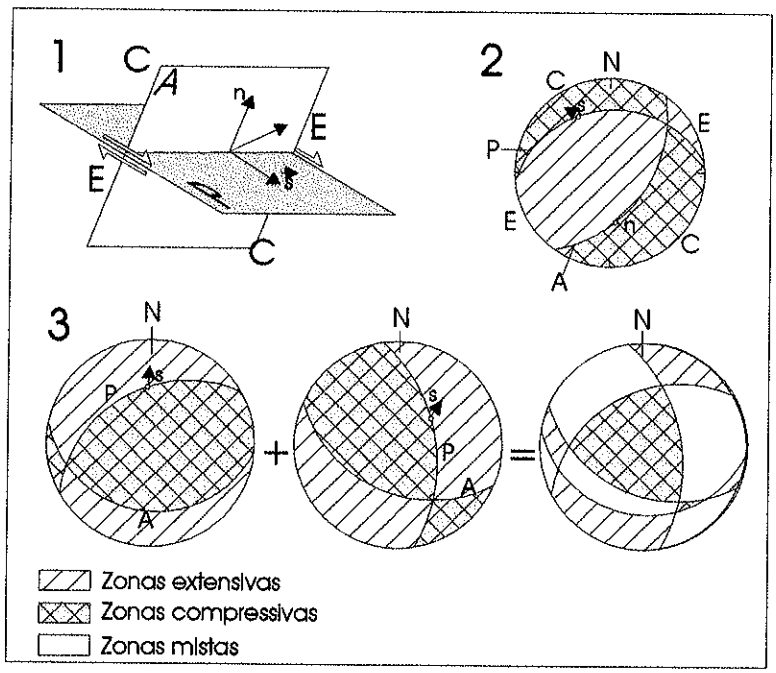


Figura I.07 - Representação gráfica do método de determiação de campos de tensão.
1 - Perspectiva dos diedros retos, 2- Esterograma (hemisfério inferior): P - plano de falha, A - plano auxiliar, s - estria no plano P, n - vetor normal ao plano P, C - diedro compressional, E - diedro extensional, baseado em Angelier (1994).
3 - Princípio da sobreposição de estereogramas para delimitação dos campos compressivos e distensivos, baseado em Torquato *et al.* (1996).

uma taxa de subsidência constante.

De acordo com Jervey (1988) e Posamentier *et al.* (1988), os limites de seqüências ocorrem quando a taxa de rebaixamento eustático supera a taxa de subsidência tectônica, situação que ocorre nas proximidades do ponto de inflexão da porção descendente da curva de variação do nível do mar (figuras I.08 e I.09). Com a gradual diminuição da taxa de rebaixamento no período em que o nível do mar tende a estabilizar-se em uma posição inferior à média, as taxas de subsidência voltam a superar o declínio do nível do mar, resultando geração de espaço de acomodação a taxas cada vez maiores. Esse espaço de acomodação é preenchido pelo suprimento sedimentar, considerado constante no modelo, resultando em um padrão de deposição progradacional enquanto o espaço de acomodação é menor que o suprimento sedimentar, que gradualmente passa para um padrão agradacional quando as duas dimensões são semelhantes. Os depósitos que depositam-se imediatamente sobre um limite de seqüências e possuem a característica de passarem de um padrão progradacional para agradacional são denominados Trato de Mar Baixo.

Após o período de estabilidade eustática em mar baixo, a ascensão eustática passa a ser cada vez maior e, quando a soma da taxa de ascensão com a de subsidência supera o suprimento sedimentar, ocorre retrogradação dos depósitos, caracterizando o Trato Transgressivo que é limitado na base por uma superfície transgressiva. O Trato Transgressivo ocorre nas proximidades do ponto de inflexão da porção ascendente da curva de eustasia e termina quando a taxa de adição de espaço de acomodação (eustasia + subsidência) passa a não mais superar o suprimento sedimentar, resultando em progradação. Assim o limite superior do Trato Transgressivo é uma superfície de inundação máxima.

O trecho de estabilização da posição do nível do mar acima da média, quando a variação do espaço é pequena, gera depósitos inicialmente agradacionais passando a progradacionais, interrompidos no topo por um limite de seqüências que pode dar origem a truncamento tipo *offlap*. Esse pacote é conhecido como Trato de Mar Alto.

Particularidades das relações entre a taxa de sedimentação e a geração do espaço de acomodação podem resultar em alterações nesse modelo. Uma delas, reconhecida por Posamentier *et al.* (1988), ocorre quando a taxa de rebaixamento eustático não supera a de subsidência nem no ponto de inflexão, resultando em ausência de erosão na linha de costa. Essa situação gera um limite de seqüências tipo 2, caracterizado apenas pela inversão do padrão progressivamente mais progradacional do final do Trato de Mar Alto para outro progressivamente mais agradacional do início da próxima seqüência. Uma seqüência que assenta sobre um limite desse tipo é denominada Seqüência Tipo 2, em contraposição às Seqüências

Tipo 1 limitadas na base por discordâncias erosivas. Ao trato de sistemas inicial de uma Seqüência Tipo 2 denomina-se Trato de Margem de Plataforma.

Outra variante do modelo, proposta por Hunt & Tucker (1992), considera o caso de deposição sedimentar costeira durante o período de erosão decorrente do rebaixamento eustático, sendo os depósitos resultantes denominados de Trato de Cunha de Regressão Forçada, posicionados abaixo do limite de seqüências (superfície de máxima erosão).

Com base nas geometrias típicas dos tratos de sistemas e na comparação da evolução das curvas de variação do nível do mar, interpretadas para várias bacias de margem continental, foram elaboradas curvas de variação global do nível do mar para todo o Fanerozóico (*e.g.* Vail *et al.* 1977, Haq *et al.* 1988), consagrando a interpretação de um controle majoritariamente eustático para a arquitetura deposicional de grande escala.

Diversos autores (*e.g.* Miall 1990, 1997) levantaram dúvidas sobre a importância relativa de eustasia e o papel de variações no suprimento sedimentar e de controles tectônicos nas geometrias deposicionais, havendo fortes resistências quanto à idéia de sincronicidade dos eventos utilizados para a elaboração das curvas de variação global do nível do mar. Apesar disso, pode-se utilizar a nomenclatura e tratos de sistemas para descrever geometrias e variações locais de padrões de deposição independentemente de interpretações quanto ao papel da eustasia (Christie Blick 1991, Van Wagoner *et al.* 1990 p.23).

A importância do método reside não somente na criação de uma base interpretativa para perfis sismo-estratigráficos, mas também na possibilidade de estabelecimento de um arcabouço estratigráfico baseado em parâmetros genéticos, proporcionando um maior rigor na determinação de correlações do que o permitido por abordagens litoestratigráficas.

Para a aplicação dos conceitos acima expostos em trabalhos de campo, Van Wagoner *et al.* (1990) desenvolveram uma abordagem baseada no reconhecimento dos padrões de empilhamento de parasseqüências, definidas como pacotes de rochas limitados no topo e na base por superfície de inundação brusca e que representam o preenchimento progradacional (no caso de sucessões siliciclásticas) do espaço de acomodação gerado em um determinado intervalo de tempo. Parasseqüências são os blocos constituintes dos tratos de sistemas e das seqüências estratigráficas, sendo reconhecíveis em escala de afloramento. O padrão de empilhamento das parasseqüências, inferido a partir da evolução dos ambientes deposicionais ao longo da coluna estratigráfica e da variação das espessuras das parasseqüências, permite a interpretação das geometrias de maior escala, se progradacionais, agradacionais ou retrogradacionais, resultando na interpretação do posicionamento de conjuntos de parasseqüências dentro de tratos de sistemas e seqüências.

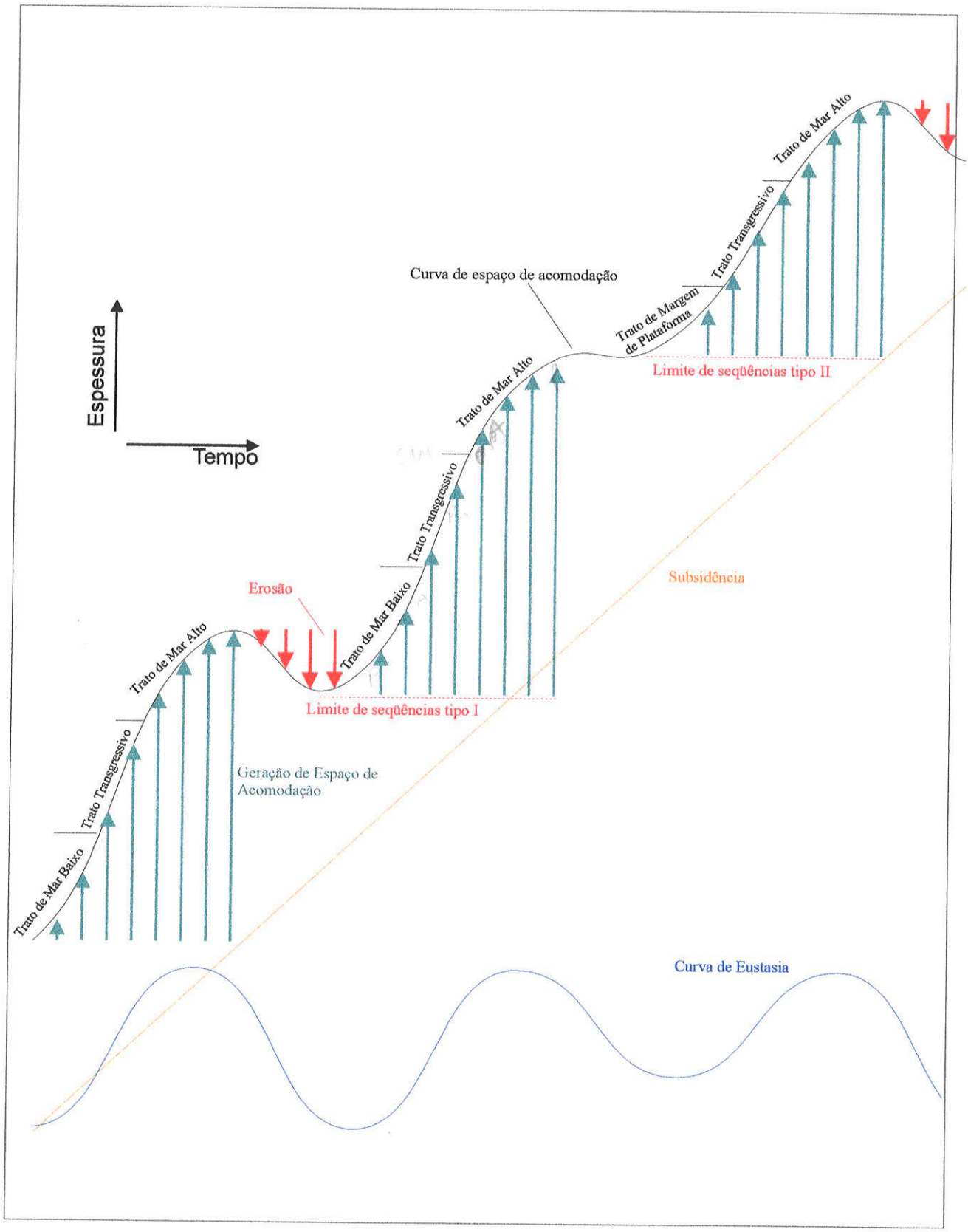
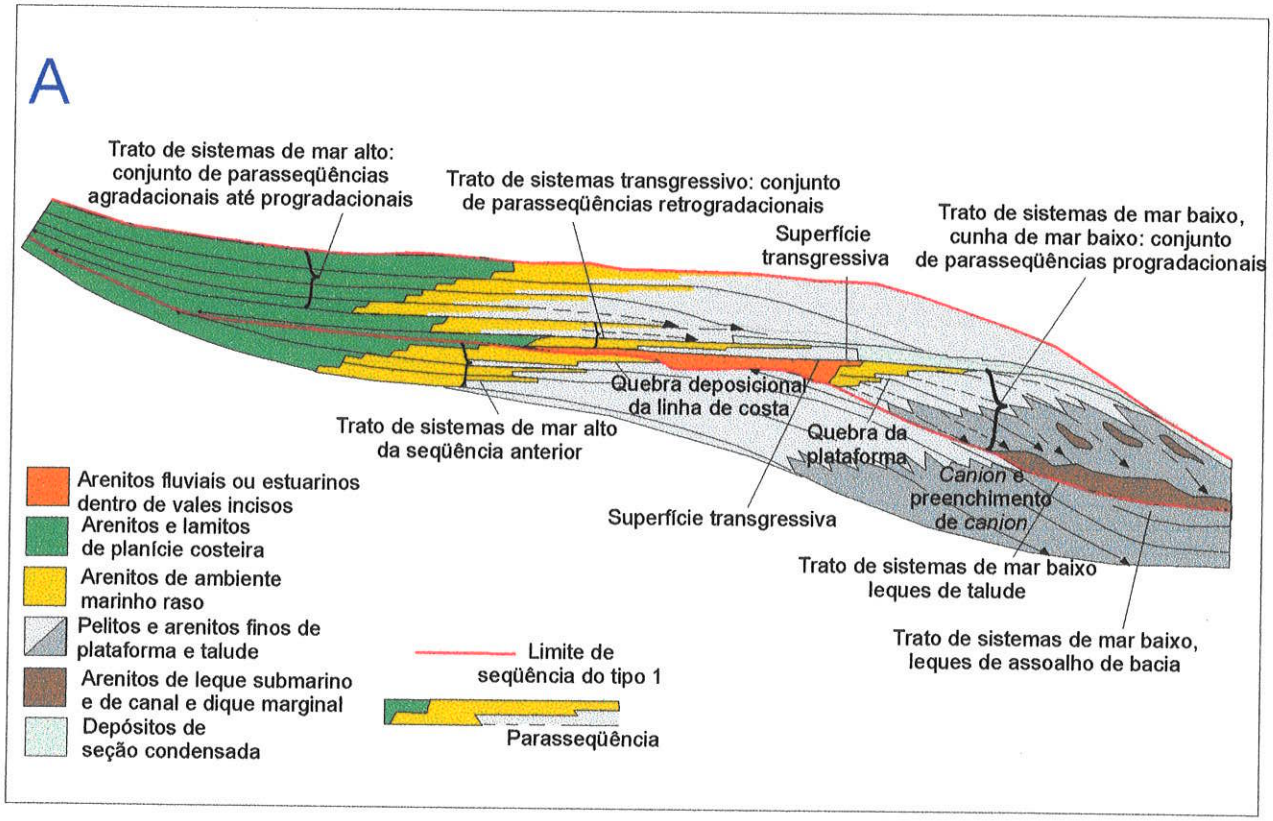


Figura I.08 - Curva de espaço de acomodação, gerada pela soma da curva de eustasia com a curva de subsidência, e tratos de sistemas resultantes, baseado em Jarvey 1988 e Posamentier *et al.* 1988.



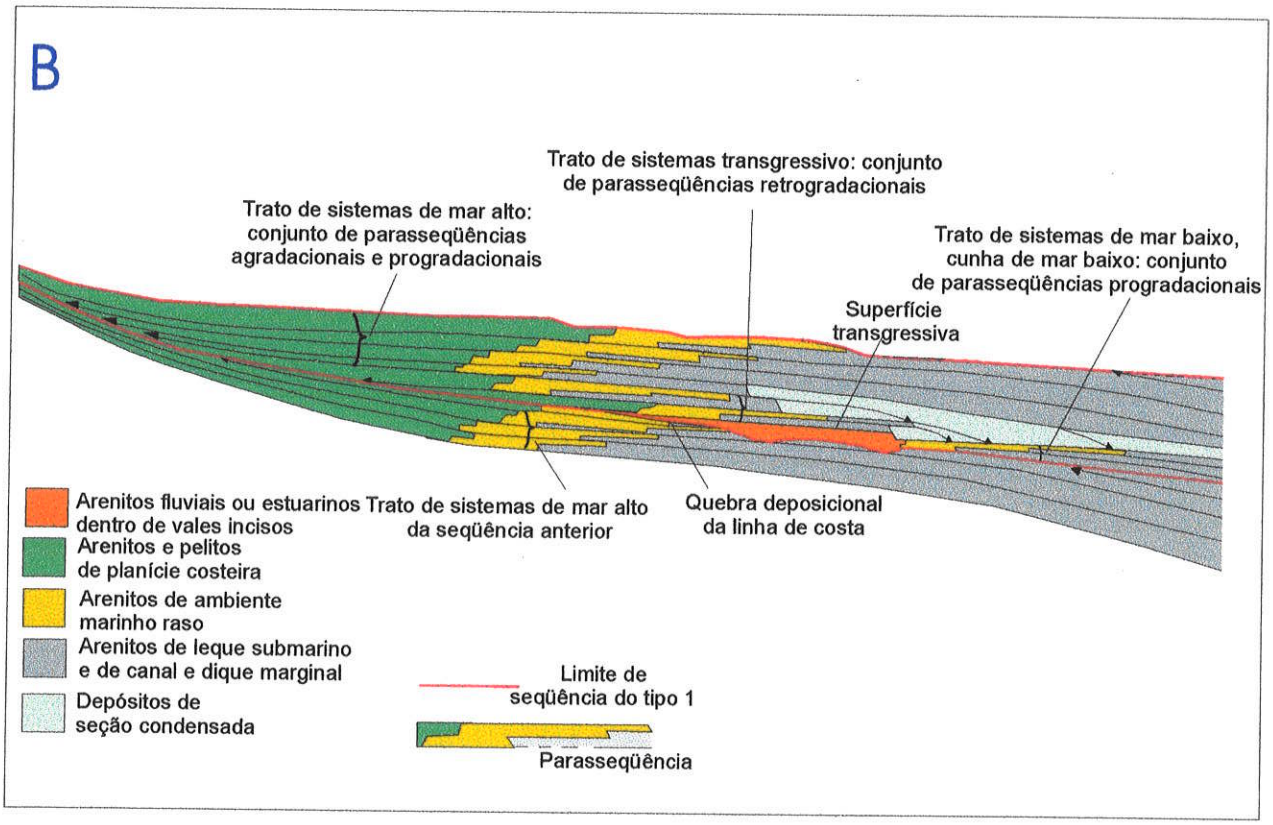


Figura I.09 - Modelos estratais de sequências tipo 1 em bacia com plataforma e talude (A) e em bacia tipo rampa (B). Modificado de Van Wagoner *et al.* (1988) por Marília R. Castro.

I.3 Definição dos principais termos empregados

Os principais termos adotados relativos à sedimentologia e aos ambientes deposicionais seguiram as propostas de Suguio (1998). Para melhor esclarecer conceitos fundamentais da análise de sistemas deposicionais e, principalmente, da estratigrafia de seqüências, seguem-se definições de alguns termos-chave.

Fácies sedimentar: Grupo de rochas sedimentares com atributos observáveis que podem ser interpretados em termos de seus processos deposicionais geradores. Fácies podem ser descritivas, denominadas a partir de seus atributos como geometria, granulometria, composição e estruturas sedimentares (*e.g.* arenitos sigmoidais, siltitos laminados, arenitos grossos maciços), ou interpretativas, denominadas de acordo com os processos ou ambientes inferidos de seus atributos (*e.g.* arenitos eólicos, calcáreos marinhos biogênicos). (modificado de Miall 1990, 2000).

Elemento arquitetural: Litossoma ou associação de fácies caracterizado por sua geometria, fácies que o compõem e escala, sendo o produto de um processo particular ou conjunto de processos dentro de um sistema deposicional. (modificado de Miall 2000).

Sistema deposicional: Uma assembléia tridimensional de fácies sedimentares, geneticamente relacionados por processos e ambientes reconhecidos (atuais) ou inferidos (antigos). (modificado de Posamentier et al. 1988).

Trato de sistemas deposicionais: Conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos, definido objetivamente por sua geometria e superfícies limitantes, posicionamento dentro de uma seqüência e padrão de empilhamento de suas parasseqüências constituintes. Cada trato de sistemas é freqüentemente interpretado como correspondente a um segmento específico da curva de variação eustática, do que decorre uma nomenclatura relacionada a eustasia, porém não é definido com base nessa relação, podendo ser interpretado como resposta a outros fatores. (adaptado de Posamentier *et al.* 1988 e Christie-Blick 1991).

Estratigrafia de seqüências: O estudo de relações entre rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de camadas repetitivas, geneticamente correlacionadas e limitadas por superfícies de erosão, não deposição ou suas conformidades correlativas (adaptado de Van Wagoner *et al.* 1988).

Seqüência estratigráfica ou deposicional: Unidade estratigráfica composta por uma sucessão de camadas geneticamente correlacionadas limitada no topo e na base por discordâncias erosivas ou suas conformidades correlativas (adaptado de Mitchum *et al.* 1977).

Tectono-seqüência: Seqüência estratigráfica cuja origem, evolução, ciclicidade e limites relacionam-se a atividade tectônica ou seus produtos diretos.

Parasseqüência: Sucessão de camadas ou conjuntos de camadas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou suas superfícies correlativas. Em sucessões siliciclásticas cada parasseqüência é progradacional e, em sucessões carbonáticas, agradacional, mas em ambos os casos representam o gradual preenchimento do espaço de acomodação, apresentando evidências de deposição em águas mais rasas em direção ao topo (*shallowing uppward*). (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988)

Limite de seqüências: Superfície erosiva regional ou sua superfície correlativa. No caso de rebaixamento do nível do mar sem erosão significativa da linha de costa, é definida pela mudança no padrão de empilhamento, com a passagem de uma tendência progressivamente mais progradacional para outra progressivamente agradacional (limite de seqüências tipo 2).

Superfície transgressiva: Superfície deposicional que separa de forma brusca depósitos de águas relativamente profundas sobre outros subaéreos ou de águas rasas, podendo apresentar alguma erosão decorrente de processos costeiros de alta energia (marés, ondas ou tempestades). A superfície transgressiva inicial de um ciclo transgressivo separa o trato de mar baixo ou trato de margem de plataforma do trato transgressivo de uma seqüência estratigráfica.

Superfície de inundação máxima: Superfície deposicional gerada durante o momento de máxima ingressão marinha em um ciclo transgressivo-regressivo. É característica do limite entre os tratos transgressivo e de mar alto dentro de uma seqüência estratigráfica.

Nível de base: Superfície teórica aproximadamente horizontal que separa uma região na qual predomina erosão (acima) de outra na qual predomina deposição (abaixo). O nível do mar é o nível de base para depósitos marinhos e costeiros.

Espaço de acomodação: O espaço tornado disponível para acumulação sedimentar potencial e preservação do depósito abaixo do nível de base. (adaptado de Jervey 1988).

PARTE II -CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 Compartimentação tectônica do Escudo Gaúcho: o embasamento da Bacia Camaquã

O embasamento das coberturas do fim do Neoproterozóico III e início do Paleozóico do RS estende-se para o Uruguai, onde coberturas análogas também afloram (figura I.01). Esse embasamento é formado por diversas estruturas relacionadas ao Ciclo Brasiliano, principalmente orogênicas, apenas localmente não afetadas por eventos tectônicos e termais deste ciclo. As idades e disposição geográfica dessas unidades tectônicas levaram Ferrando & Fernandez (1971) a compartimentar o Escudo Gaúcho no Uruguai em duas estruturas maiores: o "Zócalo de La Cuenca del Rio de La Plata", situado a Oeste (posteriormente definido como Cráton do Rio de La Plata por Almeida *et al.* 1973), e o "Zócalo del Este y Sureste", de evolução ígnea, metamórfica e tectônica neoproterozóica, ocupando toda a banda oriental do país. No RS, Ribeiro & Fantinel (1978) reconheceram três zonas tectônicas distintas no escudo: Zona Mediana, Zona Leste e Zona Oeste, aplicando pioneiramente conceitos da Tectônica de Placas em seu estudo e apontando a ocorrência de uma associação ofiolito-melange na Zona Oeste.

Fragoso Cesar (1980) integrou esses modelos e definiu o Cinturão Dom Feliciano, um orógeno neoproterozóico formado pelo Zócalo del Este y Sureste do Uruguai (Ferrando & Fernandez, 1971) e por suas continuidades brasileiras, as Zona Leste e Zona Mediana de Ribeiro e Fantinel (1978). Da mesma forma, estendeu o conceito de Cráton Rio de La Plata para o RS, incluindo neste a Zona Oeste de Ribeiro & Fantinel (1978) e reconhecendo terrenos tipo *greenstone belt* na porção setentrional e de alto grau na porção meridional, posteriormente designados por Fragoso Cesar & Soliani Jr. (1984) como Terreno Granito-Greenstone Rio Vacacaí e Cinturão Granulítico Valentines. Outras denominações para essas estruturas, respectivamente Bloco São Gabriel e Bloco Taquarembó, devem-se a Naumann *et al.* (1984).

Análises geocronológicas subseqüentes, no entanto, demostraram que parte da região considerada cratônica tivera evolução orogênica neoproterozóica (*e.g.* Soliani Jr. 1986, Machado *et al.* 1988). Esses novos elementos geocronológicos, aliados a trabalhos de campo, levaram à redefinição do Terreno Rio Vacacaí, constituído por fragmentos intraoceânicos exóticos (Fragoso Cesar 1990, 1991). O caráter oceânico juvenil dos fragmentos ígneos desse terreno foi testado e corroborado em estudos radiométricos e isotópicos posteriores (*e.g.* Babinski *et al.* 1996, Leite 1997).

Fernandes *et al.* (1992) dividiram as unidades pré-cambrianas do Rio Grande do Sul e

Uruguai em conjuntos com significado geotectônico, corroborando as interpretações de Fragoso Cesar (1990, 1991) para origem juvenil do Terreno Rio Vacacaí, porém sem utilizar o conceito original, propondo sua divisão em uma Assembléia de Ofiolito-melange e uma Assembléia de Arco Magmático II, em oposição à Assembléia de Arco Magmático I do leste (equivalente ao Batólito de Pelotas *sensu* Fragoso Cesar *et al.* 1986).

Outros modelos foram desenvolvidos ao longo dos anos 90, particularmente utilizando o conceito de terreno suspeito (*suspect terrane* de Coney *et al.* 1980) na investigação da origem das estruturas brasilianas, se autóctones ou exóticas (*e. g.* Fragoso Cesar *et al.* 1994, 1998). Revisão sobre o embasamento atualmente levantada por Fragoso Cesar (em prep.), no entanto, tem sugerido um caráter autóctone em relação ao Cráton do Rio de La Plata de todas as unidades estudadas, com exceção do Terreno Rio Vacacaí, intraoceânico. Em função destes estudos, o autor sugere uma divisão do Escudo Gaúcho, aqui adotada, similar à de Fragoso Cesar (1991).

Conforme esquematizado na figura I.01., neste escudo afloram parte de um bloco cratônico —Cráton Rio de La Plata—, de um bloco pericratônico —Bloco Valentines (designado de Bloco Taquarembó no RS por Naumann *et al.* 1984, e Terreno Nico Perez no Uruguai – Bossi & Campal 1992)—, de um cinturão móvel colisional tranpressivo —Cinturão Dom Feliciano— e de um terreno intraoceânico acrescionado —Terreno Rio Vacacaí, sendo que a sub-bacia discutida nesta dissertação situa-se integralmente sobre este terreno exótico, tendo evolução deposicional claramente posterior à colisão deste com o Bloco Valentines.

II.2 As coberturas neoproterozóicas-eopaleozóicas do Rio Grande do Sul

II.2.1 Trabalhos Anteriores

A geologia das coberturas sedimentares e vulcânicas pré-permianas da porção centro-sul do Rio Grande do Sul tem sido estudada por diversos autores desde os trabalhos pioneiros de Carvalho (1929, 1932). Nestes mais de setenta anos, diversas propostas estratigráficas foram elaboradas, muitas vezes com visões distintas e idéias conflitantes, resultando em uma grande quantidade de termos litoestratigráficos que refletem diferentes interpretações de correlações regionais e relações de campo.

Carvalho (1929) relatou a existência de andesitos no Rio Camaquã e de rochas sedimentares sobrepostas a esses andesitos, então denominadas *Série de Camaquan.* Nessa série incluiu folhelhos com veios de quartzo da região do Arroio do Jaques (poucos quilômetros a norte de Lavras do Sul), conglomerados polimíticos da estância da Pedra (Cerro da Pedra) e arenitos micáceos e folhelhos coloridos da Serra do Seival. A comparação das localidades onde

os litotipos foram descritos com os dados atuais permite concluir que a maior parte dessas litologias compõem a atualmente denominada Formação Santa Bárbara na sub-bacia Camaquã Ocidental.

Carvalho (1932) propôs a *Série Camaquan* composta, da base para o topo, por: *1- arenito com palhetas de micas brilhantes na costa do Seival; 2- folhelho argiloso, cerâmico, diversamente colorido, cortado por veios de quartzo; 3- arenito ferruginoso, mais ou menos friável; 4- conglomerados com espessura superior a 100m, contendo seixos muito variados quanto ao tamanho e origem.*

Nesse trabalho o autor discute o posicionamento estratigráfico da *Série de Camaquan*, afirmando que "*Relações estratigráficas parecem colocar a série no eopaleozóico. Ela é, sem dúvida, posterior às erupções de andesito e, provavelmente, anterior ao Permiano. Assim indicam os seus sedimentos bastante movimentados em discordância com os do Permiano, largamente ondulados*".

Leinz (1939) discutiu a origem do basculamento das camadas da *Série Camaquan* e reiterou a existência de camadas em posição horizontal, já relatadas por Carvalho (1929) no caminho das Minas do Camaquã.

Leinz *et al.* (1941), efetuando reconhecimento geológico na região de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, descobriram seqüências de arcóseos com seixos de rochas graníticas e folhelhos subordinados bem representados na Serra do Maricá, definindo-as como Formação Maricá, distinta da *Série Camaquan* de Carvalho (1932) e posicionada abaixo desta e das *efusivas ácidas e andesíticas*. A proposta estratigráfica desses autores foi a primeira a abranger todas as unidades de cobertura da região, podendo ser resumida nas seguintes unidades, da base para o topo: 1- Formação Maricá, 2- Efusivas Ácidas, 3- Série Camaquã, *4-* Efusivas Andesíticas, 5- Conglomerado Seival.

Esta divisão incluiu as camadas horizontais dentro da *Série Camaquã*, porém sem conotação de inconformidade angular entre essas e as camadas inclinadas, sendo a variação das atitudes atribuída à ação localizada das intrusões andesíticas. Os autores tentativamente correlacionam as *efusivas ácidas* à Orogenia Caledoniana e as *efusivas andesíticas* à Herciniana, estabelecendo, assim, idade siluriana para as primeiras e carbonífera para as últimas. A Formação Maricá teria idade entre o Cambriano e o Siluriano e a *Série Camaquã* seria devoniana.

Uma das maiores polêmicas sobre a estratigrafia da região foi iniciada pela descoberta de fósseis em camadas supostamente relacionadas à Formação Maricá (Dolianiti 1945, Martins & Sena Sobrinho 1948) e sua caracterização como de idade permo-carbonífera, levando ao

posicionamento da *Série Camaquã* no final do Paleozóico (Martins 1952, Marins & Sena Sobrinho 1955). A questão foi solucionada por Pinto (1955) e Barbosa (1957) através do reconhecimento de uma discordância angular entre o horizonte fossilífero, posteriormente correlacionado ao Grupo Itararé (Ribeiro *et al.* 1966), e a Formação Maricá sotoposta.

Os resultados de trabalhos de campo patrocinados por um convênio entre o Departamento Nacional da Produção Mineral e o United States Geological Survey, realizados entre 1957 e 1959, foram publicados em dois trabalhos com propostas distintas:

Melcher e Mau (1960) realizaram uma revisão da estratigrafia de Leinz *et al.* (1941) muito criticada em trabalhos posteriores (*e.g.* Ribeiro *et al.* 1966) e marcada por uma redefinição da Formação Maricá, então denominada *Série Maricá*. Segundo os autores, essa série seria composta não só pela seqüência clástica reconhecida por Leinz *et al.* (1941) como também pelas rochas metamórficas de baixo grau do alto de Caçapava do Sul, que seriam produto de matamorfismo localizado da primeira. O mérito desse trabalho é a atribuição de idades mais consistentes às unidades, baseadas em uma datação radiométrica do Granito Caçapava do Sul, com o posicionamento da *Série Maricá* no Pré-Cambriano superior e da *Série Camaquã* no Cambriano.

O outro artigo decorrente dos trabalhos de campo do convênio DNPM/USGS foi o de Robertson (1966), que em importante contribuição, publicada a partir de manuscrito de 1961, estabeleceu uma coluna estratigráfica muito utilizada por trabalhos posteriores. Essa proposta elevou a *Série Camaquã* à categoria de Grupo, separando as camadas inclinadas, denominadas de Formação Santa Bárbara, das camadas horizontais, chamadas Formação Guaritas, separadas por discordância angular. A questão do posicionamento estratigráfico dos andesitos, colocados abaixo da *Série Camaquã* por Carvalho (1932) e acima desta por Leinz *et al.* (1941) foi em parte esclarecida por Robertson (1966), que reconheceu a existência de diferentes andesitos em dois níveis estratigráficos distintos, batizando os inferiores de Andesito Hilário e os superiores de Membro Cerro dos Martins da Formação Santa Bárbara. Robertson (1966) também incluiu no Grupo Camaquã uma unidade de conglomerados sobreposta à Formação Guaritas, denominada de Conglomerado Coxilha.

Goñi *et al.* (1962) incluíram as unidades vulcânicas sotopostas ao Grupo Camaquã (que chamaram de formação) no Grupo Maricá, que assim seria constituído por uma Seqüência Sedimentar e uma Seqüência Vulcânica. Aceitaram ainda a individualização da Formação Guaritas presente no manuscrito de Robertson (publicado em 1966).

Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966), em relatórios referentes a trabalhos de mapeamento geológico em escala 1:250.000, estabeleceram o conceito de Grupo Bom Jardim,

composto pelas formações Crespos (vulcânicas ácidas e intermediárias sotopostas ao Grupo Camaquã) e Arroio dos Nobres (unidades sedimentares associadas). Ribeiro *et al.*(1966) também propuseram o abandono do termo Membro Cerro dos Martins para os andesitos superiores, devido a controvérsias quanto ao posicionamento estratigráfico das rochas da localidade tipo, sugerindo a denominação Membro Rodeio Velho, posicionado ainda dentro da Formação Santa Bárbara.

Cordani *et al.* (1974) elevaram o Membro Acampamento Velho à categoria de formação, datando essa unidade pelos métodos radiométricos K/Ar e Rb/Sr em ~520 Ma.

Ribeiro & Fantinel (1978) e Ribeiro & Lichtenberg (1978) realizaram revisão da estratigrafia do Escudo do Rio Grande do Sul, redefinindo o Grupo Bom Jardim composto pelas formações Maricá, Hilário (andesitos), Vargas (rochas sedimentares anteriormente agrupadas na Formação Arroio dos Nobres) e Acampamento Velho (vulcânicas ácidas). Ribeiro & Lichtenberg (1978) realizaram ainda a primeira subdivisão da Formação Guaritas, propondo os membros Guarda Velha e Varzinha, e designaram de Membro Lanceiros as rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara, em oposição ao Membro Rodeio Velho vulcânico.

Santos *et al.* (1978) rebatizaram as unidades da região, propondo o termo Grupo Maricá em substituição ao Grupo Bom Jardim de Ribeiro & Fantinel (1978), considerando-o composto pelas formações Pessegueiro (equivalente à Formação Maricá de Leinz *et al.* 1941), Cerro dos Martins (contendo os membros Hilário e Arroio dos Nobres *sensu* Ribeiro *et al.* 1966) e Acampamento Velho.

Becker & Fernandes (1982) realizaram estudos com base em análise de fácies e paleocorrentes na região do Passo do Tigre, em depósitos hoje reconhecidos como pertencentes à Formação Pedra Pintada, e interpretaram fácies de leques aluviais e eólicas.

Fragoso Cesar *et al.* (1982), baseados em um modelo de tectônica de placas, subdividiram as coberturas da região em duas unidades tectônicas distintas: (i) a Associação Molássica Sedimentar, preenchendo a Antefossa do Sudeste e composta pela Formação Arroio dos Nobres e pelo Grupo Camaquã; e (ii) a Associação Molássica Plutono-vulcano-sedimentar, incluindo as formações Hilário e Acampamento Velho.

Fragoso Cesar *et al.* (1984) propuseram a inclusão de todas as unidades ditas molássicas dentro do Grupo Camaquã e informalmente definiu uma molassa precoce e outra tardia. Fragoso Cesar *et al.* (1985) formalizaram essa proposta, dividindo o Grupo Camaquã em: Formação Maricá, composta pelos membros Mangueirão, Vargas, Pessegueiro e Hilário; Formação Acampamento Velho e Formação Guaritas, redefinida como o agrupamento das formações Santa Bárbara e Guaritas *sensu* Robertson (1966) além do conglomerado coxilha.

Lavina *et al.* (1985) interpretaram os ambientes deposicionais das unidades estratigráficas propostas por Fragoso Cesar *et al.* (1985), nas regiões das atuais sub-bacias Camaquã Central e Oriental, identificando ambientes de turbiditos e tempestitos no Vale do Piquiri (atual Sub-bacia Camaquã Oriental), além de fácies de leques costeiros para os conglomerados.

Faccini *et al.* (1987) empregaram enfoque semelhante ao de Lavina *et al.* (1985) no estudo dos ambientes deposicionais da região das Minas do Camaquã, reconhecendo também tempestitos e turbiditos marinhos na então denominada Formação Maricá (*sensu* Fragoso Cesar *et al.* 1985), em exposições atribuíveis à Formação Santa Bárbara (Fambrini *et al.* 1996, Fambrini 1998).

Com base em mapeamento geológico em escala 1:50.000 na folha topográfica Passo do Salsinho (norte da Sub-bacia Camaquã Ocidental), Leites *et al.* (1990) redefiniram as unidades da região como Seqüências Vulcano-Sedimentares e realizaram a interpretação detalhada dos ambientes deposicionais. Apesar do mapeamento de semi-detalhe, a Formação Santa Bárbara (designada de Seqüência Vulcano-Sedimentar IV) não foi subdividida em unidade menores, sendo apenas descritas as associações de fácies predominantes.

Fragoso Cesar (1991) distinguiu duas bacias entre as coberturas da região, uma denominada Antefossa Camaquã, incluindo os depósitos da atual sub-bacia Camaquã Oriental mais as formações Guaritas e Pedra Pintada, e outra denominada Bacia de Retroarco Santa Bárbara, incluindo as unidades vulcânicas e pós-vulcânicas das sub-bacias Camaquã Central e Camaquã Ocidental.

Oliveira & Fernandes (1991, 1992) interpretaram um origem transcorrente sinistral para os depósitos do Vale do Piquiri (sub-bacia Camaquã Oriental), considerando-os como remanescentes de bacias transcorrentes (*strike-slip*).

Paim *et al.* (1992) aplicaram os conceitos de estratigrafia de seqüências às coberturas da região, numerando as seqüências e evitando a já confusa nomenclatura litoestratigráfica. A divisão das unidades baseou-se no reconhecimento de superfícies com conotação cronológica, principalmente discordâncias erosivas, superfícies de inundação e intervalos vulcânicos. Esse trabalho relatou preliminarmente a presença de icnofósseis na região.

Netto *et al.* (1992) estudaram os icnofósseis dentro da proposta estratigráfica de Paim *et al.* (1992), reconhecendo duas assembléias distintas: uma mais antiga, considerada vendiana, presente nas seqüências Ib e IIa de Paim *et al.* (1992) (equivalentes ao topo da Formação Maricá *sensu* Leinz *et al.* 1941 e a parte do Grupo Bom Jardim *sensu* Ribeiro *et al.* 1966), e outra mais jovem, de idade possivelmente cambriana, presente nas seqüências IIb, IIc e IIIa (equivalentes à

Formação Santa Bárbara e à base da Formação Guaritas, de Robertson (1966).

Sayeg *et al.* (1992[a, b]) e Machado & Sayeg (1992) interpretaram uma origem transcorrente sinistral para a Sub-bacia Vale do Boici (porção sul da Sub-bacia Camaquã Oriental), que contém depósitos da Formação Santa Bárbara. Essa interpretação foi baseada na análise cinemática das falhas encontradas e, em menor medida, na geometria da bacia e no padrão de paleocorrentes.

Paim (1992) detalhou os ambientes deposicionais da então denominada Formação Guaritas (incluindo a Formação Pedra Pintada da proposta utilizada na presente dissertação), reconhecendo padrões de drenagem aluvial axiais e transversais.

Fambrini *et al.* (1992[a, b]) realizaram estudos de proveniência de clastos associados a análises de paleocorrentes na região do Vale do Boici (Sub-bacia Camaquã Oriental) e concluíram que a contribuição detrítica do alto da Serra das Encantadas, que limita a sub-bacia a oeste, iniciou-se apenas na porção de topo da sucessão.

Sayeg (1993) realizou estudos detalhados na mesma região (Vale do Boici), reiterando as interpretações de Fambrini *et al.* (1992[a, b]) e concluindo uma origem transcorrente para a bacia, relacionada a zonas cisalhamento responsáveis pela estruturação do Cinturão Dom Feliciano.

Paim (1994), em ampla revisão das coberturas da região, aplicou pioneiramente os conceitos da aloestratigrafia, abandonando a nomenclatura litoestratigráfica em prol de uma divisão baseada no reconhecimento de unidades separadas por superfícies com significado cronológico. Nessa proposta foi formalizado o Alosupergrupo Camaquã, composto pela Aloformação Maricá e pelos alogrupos Caçapava do Sul e Guaritas. Também realizou extensiva análise dos ambientes deposicionais das unidades, atribuindo um caráter lacustre aos depósitos finos do Alosubgrupo Santa Bárbara (pertencente ao Alogrupo Caçapava do Sul), composto por duas sucessões progradacionais de deltas lacustres sobrepostas por depósitos fluviais, as aloformações Lanceiros e Pedra do Segredo.

Paim *et al.* (1995), revendo a proposta aloestratigráfica de Paim (1994), formalizaram o Alogrupo Santa Bárbara, contendo as aloformações Acampamento Velho, Santa Fé, Lanceiros e Segredo, separando dessa forma as rochas vulcâncias ácidas do Alogrupo Bom Jardim. A interpretação de ambiente deltaico nas unidades sedimentares de Paim (1994) foi confirmada.

Fambrini *et al.* (1996) e Fambrini (1998) analisaram a região das Minas do Camaquã, considerando a sucessão como correlata àquela aflorante na região do Vale de Santa Bárbara. Realizou análises de paleocorrentes e proveniência, concluindo que houve variação de áreas-fonte ao longo da coluna estratigráfica, dado interpretado como decorrência de atividade tectônica sin-deposicional. Também distinguiu as sucessões predominantemente horizontais,

então agrupadas sob a denominação de Grupo Guaritas, daquelas tectonicamente basculadas, considerando-as como depósitos de diferentes bacias superpostas.

Apesar de não haverem dois trabalhos publicados que concordem com o posicionamento estratigráfico de todas as unidades da região, as divergências concentram-se na estratigrafia das sub-bacias Camaquã Central e Oriental. A área abordada pelo presente estudo, situada na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, foi área-tipo da *Série Camaquan* de Carvalho (1932) e posteriormente da Formação Santa Bárbara de Robertson (1966), tendo sido mantida como tal pela grande maioria dos autores posteriores.

Uma síntese das principais propostas estratigráficas para as coberturas da região estudada é apresentada na tabela II.01.

II.2.2 Síntese dos conhecimentos

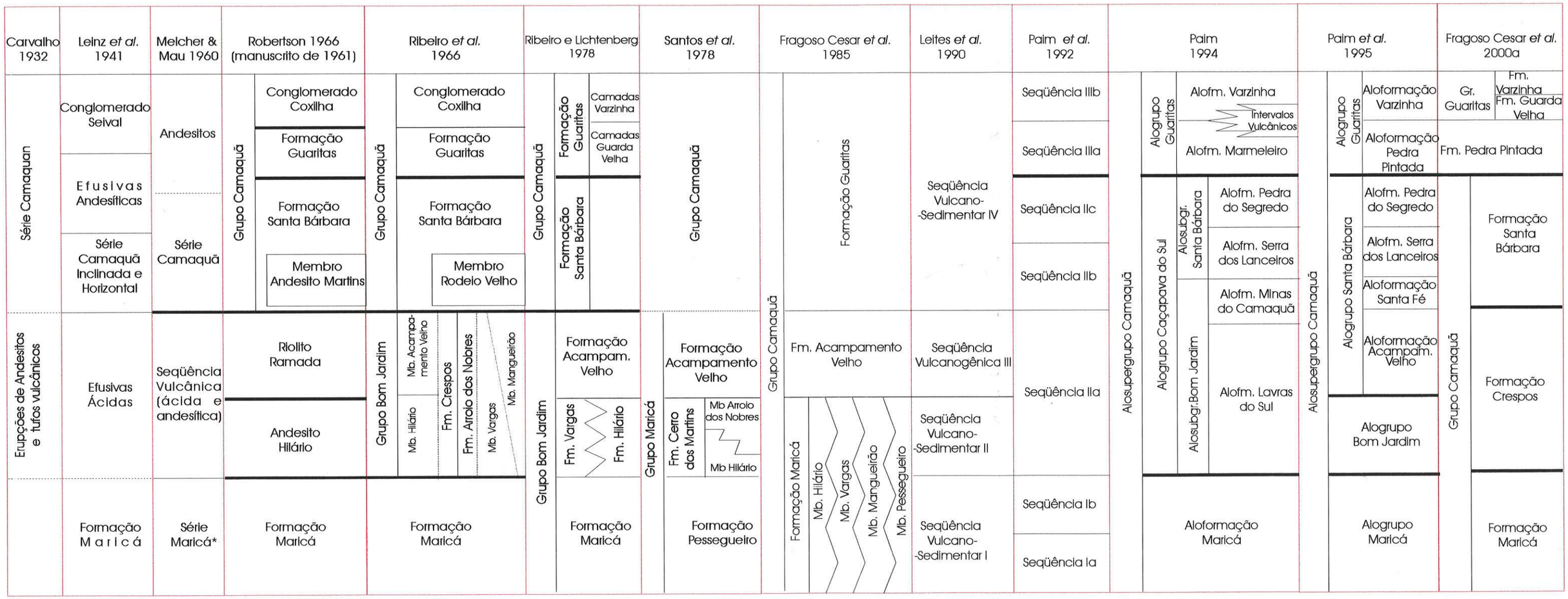
Apesar da discordância entre os diversos autores quanto a alguns pontos fundamentais da estratigrafia das coberturas da porção centro-sul do Rio Grande do Sul, como a correlação estratigráfica entre as diversas sub-bacias que contém o Grupo Camaquã, pode-se estabelecer um quadro geral baseado em trabalhos recentes na região.

As coberturas da porção centro-sul do Rio Grande do Sul podem ser divididas em três conjuntos principais, representando unidades depositadas em distintos eventos de subsidência: o Grupo Camaquã, a Formação Pedra Pintada (juntamente com a Suíte Intrusiva Rodeio Velho) e a Formação Guaritas. As três formações que compõem o Grupo Camaquã, denominadas Maricá, Crespos e Santa Bárbara podem também representar eventos distintos de subsidência.

II.2.2.1 O Grupo Camaquã

O Grupo Camaquã (*sensu* Fragoso Cesar *et al.* 2000[b] e parcialmente equivalente ao Alo-supergrupo Camaquã de Paim *et al.* 1995) é caracterizado como uma espessa sucessão de rochas sedimentares, vulcanoclásticas e vulcânicas que ocorre em três sub-bacias separadas por altos do embasamento de direção NNE. Suas camadas encontram-se basculadas por tectônica de blocos, com mergulhos médios variando entre 10 e 40°, com extremos de 85° nas proximidades das fa-lhas principais. Ocorrem também dobras abertas de escala quilométrica, compondo sinclinais e anticlinais com eixos aproximadamente N-S, principalmente na Sub-bacia Camaquã Ocidental, possivelmente também associados às falhas.

Segundo Fragoso Cesar *et al.* (2000[b]), três formações compõem o grupo, limitadas entre si por discordâncias erosivas e/ou angulares regionais, a saber: Formação Maricá, Formação Crespos e Formação Santa Bárbara. Estas formações são parcialmente equivalentes à Aloforma-



* Inclui metassedimentos de baixo grau

Tabela II.01 - Principais propostas estratigráficas para as coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares da porção centro-sul do Rio Grande do Sul

ção Maricá e os alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara de Paim (1994).

a) Formação Maricá

A Formação Maricá é composta por uma espessa sucessão siliciclástica, com aproximadamente 2000 metros de espessura, composta predominantemente por arenitos, arenitos conglomeráticos e siltitos. Segundo Pelosi (em preparação), a formação é composta por (i) uma unidade basal de arenitos e arenitos conglomeráticos fluviais, com abundantes estratificações cruzadas acanaladas e com e área tipo no Passo da Promessa; seguida por (ii) uma unidade de arenitos finos tabulares intercalados a siltitos e ritmitos arenosos com área tipo no Arroio San Rafael, interpretados como de ambiente marinho e (iii) uma unidade superior de arenitos e arenitos conglomeráticos fluviais, aflorante em pequenos morrotes alinhados segundo a direção N-S, a oeste do Cerro do Bugio.

As áreas de ocorrência da Formação Maricá restringem-se à Sub-bacia Camaquã Ocidental, acompanhando a borda oeste da mesma. Apesar da abundância de fragmentos de rochas vulcânicas encontrados em suas fácies conglomeráticas, predominantemente riolitos, não há evidências de atividade vulcânica concomitante à deposição da formação, sendo os diversos corpos de riolitos mapeados na região do Cerro do Nascimento e do Vale de Santa Barbarazinha interpretados como intrusões rasas (Pelosi em preparação).

b) Formação Crespos

Segundo Janikian (em preparação), a Formação Crespos é composta por rochas vulcânicas ácidas (correspondentes ao Membro Acampamento Velho de Ribeiro *et al.* 1966), andesitos (correspondentes ao Membro Hilário de Ribeiro *et al.* 1966), rochas piroclásticas, vulcanoclásticas ressedimentadas e rochas sedimentares associadas (correspondentes aos membros Mangueirão e Vargas de Ribeiro *et al* 1966). Assim a unidade, que chega a 3.000 m de espessura, engloba todos os depósitos originados no período de grande atividade vulcânica que reestruturou a Bacia Camaquã.

A Formação Crespos assenta sobre a Formação Maricá por discordância erosiva e localmente angular, estando preservada nas sub-bacias Camaquã Ocidental (regiões do Cerro do Bugio, Serra de Santa Bárbara, platôs da Ramada e Taquarembó e Lavras do Sul) e Camaquã Central (regiões de Bom Jardim, Cerro dos Martins e Casa de Pedra). Janikian (em preparação) interpretou um ambiente deposicional lacustre para as sucessões sedimentares e vulcanoclásticas, e um caráter subaquoso das rochas vulcânicas da região de Bom Jardim.

Diversos corpos de granitóides de afinidade alcalina ocorrem na região do escudo, sendo muitos deles considerados comagmáticos ao vulcanismo da Formação Crespos por diversos

autores (*e.g.* Ribeiro *et al.* 1966, Fragoso Cesar 1991, Lima *et al.* 1995, Soliani Jr. *et al.* 1999).

c) Formação Santa Bárbara

Sobre a Formação Crespos ocorre a Formação Santa Bárbara, por discordância angular nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Central e diretamente sobre o embasamento na sub-bacia Camaquã Oriental. Esta unidade é composta por uma espessa sucessão siliciclástica posterior à atividade vulcânica principal, com predomínio de conglomerados e arenitos de ambientes aluviais e arenitos e ritmitos marinhos costeiros com ação de marés e ondas.

A Formação Santa Bárbara ocorre em três ocorrências alongadas na Sub-bacia Camaquã Oriental (Vale do Piquiri, Rincão dos Mouras e Arroio Boici), em diversas ocorrências separadas por coberturas mais recentes na Sub-bacia Camaquã Central (*e.g.* porção leste da "janela" Bom Jardim, e regiões da Casa de Pedra, Minas do Camaquã, Rondinha, Apati, Cerro da Cruz), além de uma grande ocorrência contínua na Sub-bacia Camaquã Ocidental, localidade-tipo da unidade e alvo do presente estudo.

A correlação estratigráfica entre as três sub-bacias ainda não está completamente compreendida, havendo fortes indícios da presença de duas tectono-seqüências em todas as ocorrências, uma anterior e outra simultânea ou posterior ao soerguimento dos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas (Fambrini em preparação). A estrutura estratigráfica geral, com uma unidade basal de conglomerados e arenitos conglomeráticos, uma unidade intermediária de arenitos e ritmitos marinhos costeiros e uma unidade de topo de arenitos e conglomerados aluviais parece ser válida para as três sub-bacias (Fambrini em preparação), porém havendo registro de uma nova ingressão marinha no topo da Sub-bacia Camaquã Central (Fambrini 1998, Janikian em preparação).

Com relação à Formação Santa Bárbara, as principais divergências de interpretação referem-se ao posicionamento estratigráfico das sucessões siliciclásticas da Sub-bacia Camaquã Oriental, consideradas como anteriores à Formação Santa Bárbara por diversos trabalhos recentes (e.g. Oliveira & Fernandes 1992, Paim 1994) devido a sua tradicional caracterização como área-tipo da Formação Arroio dos Nobres do Grupo Bom Jardim de Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966). Consideramos, porém, que a ausência de intervalos vulcânicos, as grandes espessuras de conglomerados e arenitos marinhos costeiros e os padrões gerais de empilhamento estratigráfico coadunam com a proposta de Fragoso Cesar et al. (2000[b]) de posicionamento da sucessão dentro da Formação Santa Bárbara.

Outro ponto de controvérsia é o caráter marinho dos arenitos finos e ritmitos da Formação Santa Bárbara em sua área tipo, negado nos principais trabalhos recentes sobre os ambientes deposicionais da região (e.g. Paim 1994, Paim et al. 1995), apesar do reconhecimento

de icnofósseis (Paim et al. 1992, Netto et al. 1992), implicando em ambientes marinhos para depósitos anteriores ao Devoniano.

O presente trabalho visa o estabelecimento da coluna estratigráfica e o reconhecimento dos principais eventos de deposição da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental de forma a proporcionar uma base comparativa para a busca de uma estratigrafia geral de toda a formação.

d) Idade do Grupo Camaquã

Devido à ausência de fósseis indicativos de idade, a questão do posicionamento cronológico do Grupo Camaquã permanece pouco conhecida. Os principais elementos para o estabelecimento da idade da sucessão são raras datações radiométricas das rochas vulcânicas da Formação Crespos (Soliani Jr. 1986, Almeida *et al.* 1996) e a datação dos granitóides considerados comagmáticos a estas (Soliani Jr 1986, Leite 1995).

Para as primeiras, os valores obtidos por Soliani Jr (1986) em riolitos pelo método Rb-Sr foram de 529±4Ma. Utilizando o mesmo método, também em riolitos, Almeida *et al.* (1996) obtiveram valores em torno de 540 Ma. No entanto, pelo método U-Pb em zircão, Chemale Jr (em preparação *apud* Zerfas *et al.* 2000) obtiveram idades em torno de 570 Ma.

Com relação aos granitóides, Leite (1995) obteve valores de 580±8 e 608±7 Ma para o granito Lavras do Sul, respectivamente em borda e núcleos de zircões (pelo método U-Pb SHIRIMP), e valores correspondentes de 541±11 e 561±6 Ma para o Granito Caçapava do Sul. Soliani Jr (1986), através de isócronas Rb-Sb, obtiveram grande dispersão de valores para o granito Lavras do Sul, de 554±25 a 653±34 Ma. Para o granito Caçapava do Sul os valores de Soliani Jr (1986) estão em torno de 540 Ma.

Dessa forma pode-se creditar uma idade do final do Neoproterozóico III para a Formação Crespos, talvez relacionada ao magmatismo granítico, ao menos do granito Caçapava do Sul. A Formação Maricá, que é cortada pelo Granito Lavras do Sul, teria uma idade superior a 580 Ma.

A idade da Formação Santa Bárbara permanece em aberto, podendo já pertencer ao Cambriano ou estar posicionada no limite entre o Proterozóico e o Fanerozóico. Uma evidência indireta para uma idade cambriana é a presença de fragmentos derivados do Granito Caçapava do Sul na porção superior da Formação Santa Bárbara, que seria posicionada no Cambriano caso tenham-se passado mais de 10 Ma entre a cristalização e a exposição e erosão do corpo intrusivo.

e) Formação Pedra Pintada

A Formação Pedra Pintada representa um evento de subsidência distinto daquele

responsável pela deposição do Grupo Camaquã (Fragoso Cesar *et al.* 2000[a]). De acordo com Lavina *et al.* (1985), Fragoso Cesar *et al.* (2000[a]) e Brito (2000), compreende conglomerados, brechas e arenitos grossos de ambientes aluviais e de leques deltaicos lacustres, arenitos e siltitos de deltas e baía lacustre, arenitos de planícies de dunas eólicas e, subordinadamente, fácies de antepraia marinha com icnofósseis (Fragoso Cesar *et al.* 2000[a], Brito 2000). Associados principalmente aos níveis de arenitos eólicos da formação, ocorrem diversos corpos intrusivos rasos de rochas máficas com vesículas e raros fenocristais de feldspato, denominados de Suíte Intrusiva Rodeio Velho (Fragoso Cesar *et al.* 1999, 2000[a]).

A Formação Pedra Pintada ocorre sobre o Grupo Camaquã por discordância angular e diretamente sobre o embasamento metassedimentar, preenchendo um *rift* de direção aproximada NNE, como o Grupo Camaquã, porém sem apresentar basculamento generalizado por tectônica de blocos. Apesar de ser limitada a leste pela Serra das Encantadas, por uma falha bem caracterizada com depósitos marginais de leques aluviais e deltaicos, a formação recobre parcialmente o alto de Caçapava do Sul, que individualiza as sub-bacias Camaquã Central e Ocidental.

Apesar da presença de icnofósseis nas fácies marinhas costeiras (Netto et al. 1992), não há fósseis indicativos de idade na formação. A única idade radiométrica disponível para a Suíte Intrusiva Rodeio Velho foi obtida por Hartmann *et al.* (1998) pelo método U-Pb em zircão, revelando um valor de 470 Ma para a cristalização dessas rochas.

Com base nessa datação, pode-se considerar uma idade máxima de 470 Ma (limite entre o Ordoviciano Inferior e o Médio) para a Formação Pedra Pintada, credenciando-a, segundo Fragoso Cesar *et al.* (2000[a]), como primeira unidade da Bacia do Paraná.

f) Formação Guaritas

A Formação Guaritas, equivalente ao Grupo Guaritas de Fragoso Cesar *et al.* (2000[a]), é separada da Formação Pedra Pintada por uma discordância erosiva que também limita a Suíte Intrusiva Rodeio Velho. Dessa forma, a Formação Guaritas deve possuir idade inferior a 470 Ma.

A unidade é composta por arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados com seixos arredondados de ambientes fluviais de rios entrelaçados em sua porção basal, e por intercalações decamétricas de conglomerados fluviais com arenitos marinhos costeiros com ação de ondas na porção de topo, compondo seqüências de alta ordem (Fragoso Cesar *et al.* 2000[a]). As características litológicas, a tendência transgressiva e o posicionamento cronológico sugerem a hipótese de correlação com o Grupo Caacupé do Paraguai.

PARTE III -A FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA NA SUB BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

III.1 Contexto geológico local

A Sub-bacia Camaquã Ocidental é separada da Sub-bacia Camaquã Central pelo alto de Caçapava do Sul, onde afloram rochas metassedimentares e metavulcanoclásticas neoproterozóicas do Terreno Rio Vacacaí, metacalcáreos e mármores também neoproterozóicos do Bloco Valentines e granitóides do Maciço de Caçapava do Sul. Na sua borda oeste, a sub-bacia ocorre sobre rochas gnáissicas-graníticas, ofiolitos, metavulcânicas e matassedimentos do Terreno Rio Vacacaí.

Nessa sub-bacia, o Grupo Camaquã apresenta inclinação das camadas predominantemente para leste e, em menor medida, para norte, com as unidades mais antigas aflorando a oeste e a sul. A Formação Maricá, que aparentemente aflora apenas na Sub-bacia Camaquã Ocidental, apresenta duas grandes exposições, uma no noroeste e outra no sudoeste da sub-bacia. Na porção sudoeste essa formação mostra-se cortada por diques correlacionáveis ao *stock* granítico de Lavras do Sul, e é sobreposta por espessos derrames andesíticos da Formação Crespos. Na porção central, deixa de aflorar sob o Platô da Ramada, onde é recoberta por derrames riolíticos e piroclásticas ácidas sub-horizontais da Formação Crespos e na porção noroeste aflora sob rochas sedimentares da Formação Crespos.

Acima dos sedimentos da Formação Crespos ocorrem riolitos correlacionáveis aos do Platô da Ramada (Wildner *et al* 1994) que sustentam o relevo da Serra de Santa Bárbara e do Cerro do Bugio. No extremo norte da sub-bacia novos derrames andesíticos recobrem as vulcânicas ácidas (Pelosi em preparação).

A Formação Santa Bárbara apresenta contatos predominantemente tectônicos com as unidades inferiores; apenas localmente possui contatos erosivos com os andesitos (no limite sudoeste da formação) e vulcânicas ácidas (na borda oeste) da Formação Crespos.

No extremo sul da área, a Formação Santa Bárbara é recoberta por conglomerados da Formação Guaritas por inconformidade angular e, na borda sudeste, justapõe-se a arenitos eólicos da Formação Pedra Pintada que recobrem o alto de Caçapava do Sul.

As unidades do Grupo Camaquã aflorantes na porção leste da Sub-bacia Camaquã Ocidental e suas relações com o embasamento adjacente são representados no mapa 1 (anexo).

III.2 Sensoriamento remoto

O tratamento digital da imagem LANDSAT-TM da região da Sub-bacia Santa Bárbara revelou o excelente potencial desta técnica para o auxílio no mapeamento geológico das coberturas do Escudo Gaúcho e, em especial, das ocorrências da Formação Santa Bárbara.

A comparação dos produtos gerados com os dados de campo revelou uma relação muito clara entre os padrões texturais da imagem e os principais litotipos da região, sendo claramente distintas as respostas do corpo granítico de Caçapava do Sul, das coberturas areníticas da Formação Pedra Pintada e dos riolitos da Formação Acampamento Velho, além de ser possível, ainda que não de forma absoluta, individualizar-se respostas específicas de algumas das litologias que compõem a Formação Santa Bárbara. Tais distinções podem ser observadas pela comparação entre as imagens das figuras III.01 e III.02 e o mapa 1(anexo).

Esta individualização das unidades dentro do grupo é mais nítida na composição falsa-cor dos canais 4, 3 e 5 (figura III.01), dispostos como vermelho, verde e azul, respectivamente. Apesar de não ser tão rica em informações texturais quanto a imagem da principal componente 1 (figura III.02), esta composição integra as três bandas que mais realçam a resposta da vegetação. A imagem resultante é de grande utilidade na cartografia geológica, porém observou-se que a correlação entre a litologia observada no campo e a resposta espectral não é absoluta.

Pôde-se concluir que a resposta espectral é condicionada pelo tipo de vegetação, que está indiretamente associado à litologia do substrato, mas que responde mais diretamente à altitude e à declividade do terreno. Como a granulometria dos depósitos é um dos principais condicionantes da altitude topográfica na região, sendo as serras sustentadas por riolitos ou conglomerados, há de fato correlação, mas quando por alguma questão estrutural mantém-se litologias de granulometria fina a elevadas cotas, as diferenças espectrais são pequenas, prevalecendo a caracterização textural.

Texturalmente, a distinção entre as diversas litologias do Grupo Camaquã é mais clara, predominando texturas rugosas associadas aos conglomerados, texturas lisas relacionadas aos arenitos fluviais e padrões com pequenas cristas alinhadas e pouco espaçadas nos arenitos finos e ritmitos, que tendem a ocorrer nos vales e ser parcialmente recobertos por depósitos aluviais quaternários.

Tal caracterização textural é ainda mais marcante nas fotografias aéreas em escala 1:25.000, nas quais pode-se observar que a textura rugosa encontrada nos conglomerados decorre da presença constante de exposições rochosas em meio a vegetação de pequeno porte. Exposições desse tipo ocorrem também nos arenitos fluviais, porém gerando lajeados planos e regulares ou com pequenas cristas alinhadas.

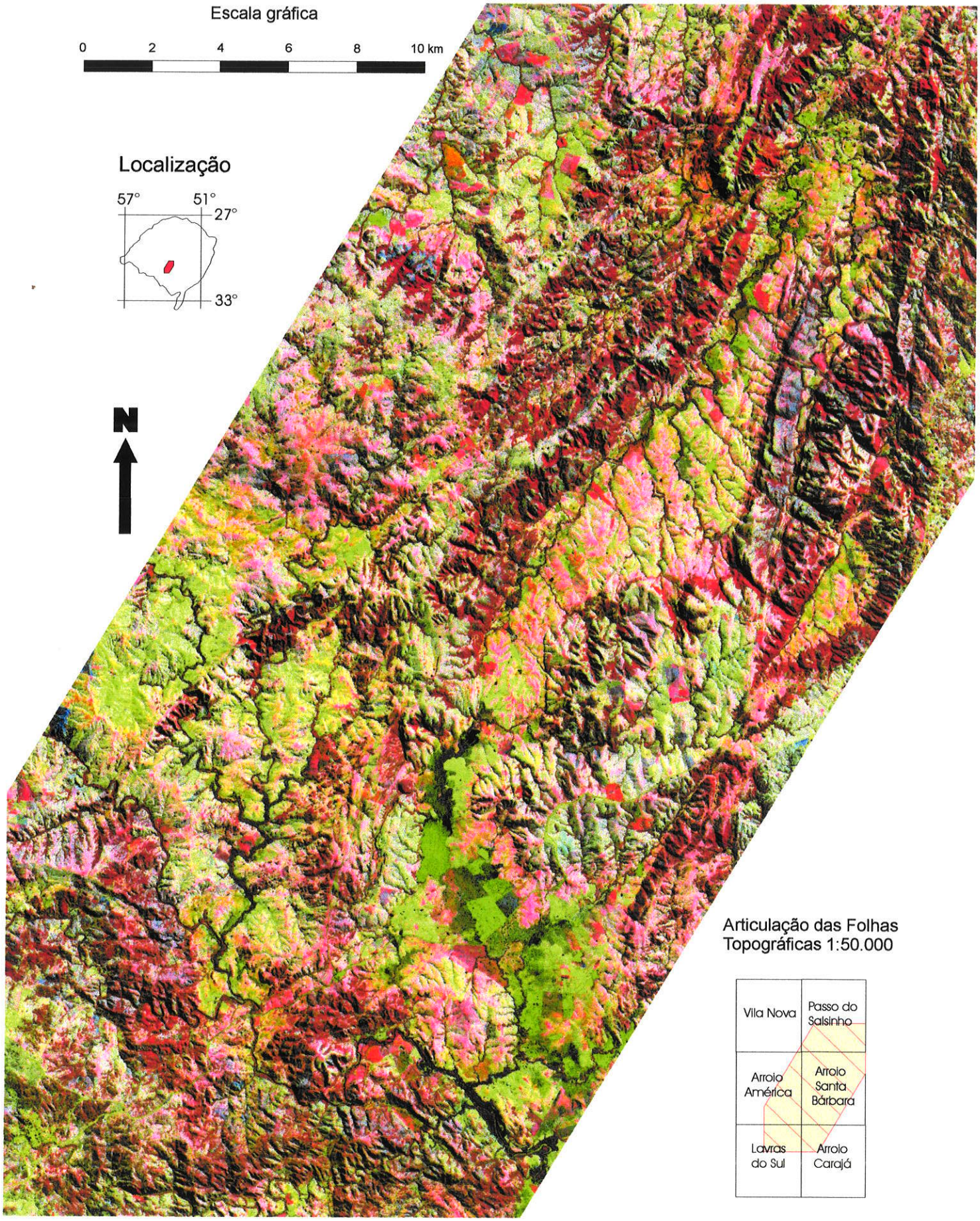


Figura III.01- Composição colorida das PCs 4, 3 e 5 das bandas 2, 3, 4, 5, e 7 do sensor LANDSAT - TM. Sub-bacia Camaquã Ocidental.

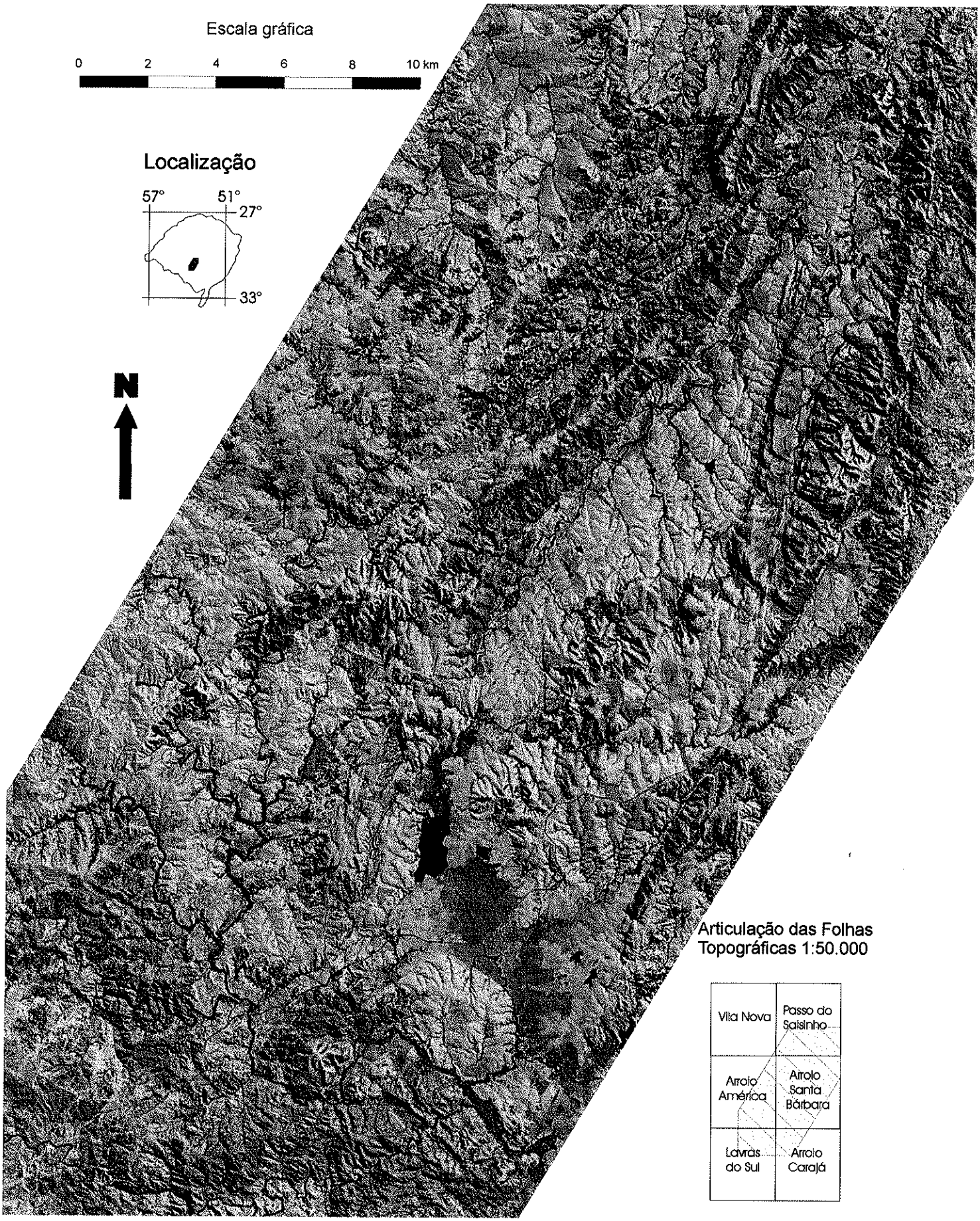


Figura III.02- . Imagem da PC1 com filtro passa altas das bandas 2, 3, 4, 5, e 7 do sensor LANDSAT - TM. Sub-bacia Camaquã Ocidental.

III.3 Litoestratigrafia

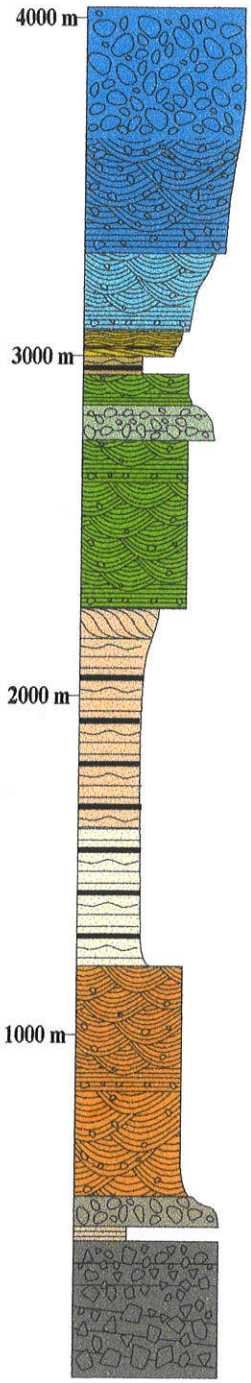
A Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental pode ser subdividida em cinco unidades litoestratigráficas (figura III.03 e mapa 1). Caso futuros estudos nas outras ocorrências da formação confirmem essa divisão, as unidades aqui descritas poderão receber designações formais na categoria de formações, pois são mapeáveis em escala até 1:200.000 e possuem espessuras de centenas de metros na área-tipo. Nesse, caso a Formação Santa Bárbara seria elevada à categoria de subgrupo.

Unidade	*Descrição e Interpretação*
Conglomerados e Arenitos Superiores	*Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados com estratificação plano-paralela de ambientes fluviais de rios entrelaçados, passando a conglomerados maciços de leques aluviais proximais.*
Arenitos e Siltitos Superiores	*Camadas métricas de siltitos arenosos com laminação cruzada cavalgante e acamadamento heterolítico intercalados a arenitos com estratificação plano-paralela e estratificação cruzada, interpretados como depósitos de ambiente lagunar, e arenitos bem selecionados com estratificação inclinada de baixo ângulo, interpretados com barras de antepraia, passando a arenitos com estratificação cruzada tipo* swaley *e* hummocky *(face litorânea superior). Esses depósitos representam transgressão marinha sobre os arenitos e conglomerados fluviais intermediários.*
Arenitos e Conglomerados Intermediários	*Arenitos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados sustentados pelos clastos, geralmente imbricados, de sistemas fluviais de rios entrelaçados*
Arenitos e Siltitos Inferiores	*Arenitos finos micáceos e siltitos em intercalações rítmicas e ciclos granodecrescentes de arenitos com estratificação cruzada e películas de argila passando a ritmitos arenosos com acamamento heterolítico. Depósitos marinhos rasos com ação de marés.*
Conglomerados e Arenitos Inferiores	*Conglomerados estratificados e arenitos com estratificação cruzada acanalada de sistemas fluviais de rios entrelaçados pouco canalizados e siltitos e arenitos finos interpretados como uma incursão marinha.*

Tabela III.01 – Síntese da litoestratigrafia da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental.

III.3.1 Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores

A primeira unidade da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental é composta por conglomerados (figuras III.04, III.28) e arenitos de ambientes aluviais, além de uma pacote de siltitos e arenitos finos interpretado como uma incursão marinha . Essa unidade aflora na Serra de Santa Bárbara, no flanco leste do Cerro do Bugio, nas colinas a sul do Vale do Seival e na faixa de morros do Cerro da Pedra. Possui grande espessura (até 1200 metros), e



Litoestratigrafia	Seqüên-cias	Tratos de sistemas	Ambientes deposicionais
Conglomerados e Arenitos Superiores	Seqüência Santa Bárbara 1	Trato de Mar Alto	Progradação de leques aluviais sobre sistemas fluviais entrelaçados
Arenitos e Siltitos Superiores		T.Transgressivo	Transgressão laguna/ ilha-barreira
Arenitos e Conglomerados Intermediários		Trato de Mar Baixo	Sistemas fluviais entrelaçados
Siltitos e Arenitos Inferiores	Seqüência Santa Bárbara 2	Trato de Mar Alto	Deltas intra-estuarinos; Panícies de marés e baía estuarina
		Trato Transgressivo	
Conglomerados e Arenitos Inferiores		Trato de Mar Baixo	Sistemas fluviais entrelaçados
	Seqüência Santa Bárbara 3	T. Transgressivo	Planícies de Maré
		Trato de Mar Baixo	Leques Aluviais

Figura III.03 - Coluna litoestratigráfica composta da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental e comparação com as seqüências estratigráficas (detalhadas nos itens III.04 e IV.03) e interpretações de ambientes deposicionais (itens III.06 e III.07).

talvez não represente realmente a unidade basal da formação, e sim depósitos de borda, havendo unidades inferiores no centro da bacia não aflorantes.

A Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores possui uma porção inferior, com até 400 metros de espessura, de conglomerados estratificados em camadas tabulares, associados a conglomerados com estratificação cruzada tabular. Além dos conglomerados, ocorrem raras intercalações métricas de siltitos e arenitos finos. As fotografias aéreas em escala 1:25.000 revelam truncamentos internos tipo *onlap* de grande porte nesses conglomerados, interpretados como coalescência lateral de leques aluviais dominados por enchentes em lençol e canais fluviais de rios entrelaçados (ver item III.6.1.)

A porção central dessa unidade apresenta uma camada de aproximadamente 40 metros de espessura de siltitos e arenitos finos que pode ser acompanhada por vários quilômetros, interpretada como decorrente de um evento de inundação por transgressão marinha (ver item III.7.1) e limitada no topo por contato brusco com conglomerados fluviais.

A porção superior da Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores, com mais de 700 metros de espessura, é caracterizada por granodecrescência de conglomerados estratificados, com raras geometrias canalizadas, passando a arenitos grossos. Esses arenitos possuem abundantes estratificações cruzadas acanaladas e freqüentes bolsões de conglomerados sustentados pelos clastos, sendo, assim como os conglomerados estratificados, interpretados como depósitos de planícies fluviais de rios entrelaçados distais (ver item III.6.2).

III.3.2 Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores

Acima da Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores, em contato relativamente brusco, ocorrem arenitos finos a médios, micáceos, em camadas decimétricas a métricas, intercalados a siltitos arenosos de forma rítmica. Os arenitos e siltitos inferiores afloram no Vale do Seival, nas escarpas da Serra do Seival e no Vale do Arroio Santa Bárbara. A porção inferior dessa unidade apresenta amplo predomínio de arenitos finos e siltitos (figura III.42), com freqüentes laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) e acamadamento heterolítico. A porção superior apresenta ciclos métricos granodecrescentes (figura III.47) que se iniciam com arenitos médios a finos, de aspecto maciço ou com estratificação cruzada tabular tangencial na base e com freqüentes superfícies de reativação e lâminas argilosas intercaladas (*tidal bundles*, figura III.19), passando a ritmitos arenosos com acamadamento heterolítico tipo *flaser* e *wavy*, laminações cruzadas cavalgantes e marcas onduladas (figura III.18). Esses ciclos são interpretados como paraseqüências (*sensu* Van Wagoner *et al.* 1990) que registram episódios de progradação de planícies de maré separados por eventos de inundação (ver item III.7.02).

III.3.3 Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários

Recobrindo a Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores em contato erosivo, ocorrem arenitos fluviais com estratificações cruzadas acanaladas (figuras III.11 e III.34), bastante homogêneos, compondo um pacote de centenas de metros de espessura. Um pacote de conglomerados sustentados pelos clastos ou, mais raramente, por matriz de areia grossa, aflora próximo ao topo da unidade, com espessura variando de várias dezenas de metros na parte sul da Serra dos Lanceiros para apenas alguns poucos metros na porção norte. Acima destes conglomerados afloram arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada.

Essa unidade aflora na Serra dos Lanceiros e no Platô do Seival onde, assim como a Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores, é limitada a leste pela falha de Santa Bárbara, sendo justaposta a rochas metamórficas de baixo grau do embasamento e a arenitos eólicos da Formação Pedra Pintada. Interpreta-se um ambiente fluvial de rios entrelaçados de alta energia para toda a unidade (ver item III.6.3).

III.3.4 Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores

Sobre a Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários ocorre uma unidade caracterizada por granocrescência ascendente de siltitos e arenitos finos de ambiente lagunar para arenitos de ilha-barreira (ver item III.7.3).

Os siltitos e arenitos finos da porção inicial organizam-se em camadas tabulares a lenticulares, com intercalações de siltitos laminados (figura III.17), com freqüentes gretas de contração, em camadas decimétricas a métricas e arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela e rara estratificação cruzada acanalada. São abundantes as camadas heterolíticas (figura III.18) e marcas onduladas assimétricas. O predomínio de fácies de decantação e as evidências de ação de marés sugerem ambiente lagunar para esses depósitos (item III.7.3).

Os siltitos e arenitos lagunares são sobrepostos, no norte da área, por arenitos de ilha-barreira (figura III.22) que representam a continuidade da tendência transgressiva. Conglomerados de leques deltaicos ocorrem associados diretamente aos estratos lagunares em uma ocorrência limitada por falhas e de difícil correlação precisa, na região da cabeceira do Arroio dos Lanceiros.

III.3.5 Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores:

A Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores aflora na Serra da Pedra do Segredo e em pequenas escarpas na borda leste do vale do Arroio dos Lanceiros. Inicia-se com arenitos

com estruturas de ação de ondas em ambiente de face litorânea proximal (figuras III.23 e III.24, item III.7.3) que evidenciam a continuidade da trasngressão marinha.

Na porção norte do vale do Arroio dos Lanceiros os arenitos costeiros são granocrescentes, passando a conglomerados de leques deltaicos na borda da falha da Serra dos Andradas. Sobre os arenitos costeiros ocorrem também, mais a sul, depósitos aluviais com granocrescência de arenitos conglomeráticos a conglomerados fluviais e de leques aluviais (ver item III.6.3). Esta porção superior inclui arenitos com estratificação cruzada acanalada e seixos esparsos, conglomerados com matriz arenosa com estratificação cruzada acanalada e estratificação plano-paralela e, nas proximidades da borda da bacia, conglomerados maciços com pouca matriz contendo matacões de mais de um metro de litologias graníticas.

III.4 Estratigrafia de seqüências

III.4.1 Estratigrafia de seqüências da área estudada

A área estudada apresenta uma alternância de espessos pacotes de depósitos aluviais (item III.6) e marinhos rasos, predominantemente costeiros e transicionais (item III.7), compondo três ciclos interpretados como seqüências de terceira ordem (figura IV.10 e mapa 2). Uma característica marcante dessa sucessão é a grande variação de espessura dos pacotes de depósitos marinhos que na primeira seqüência não ultrapassam 40 metros, na segunda chegam a mais de 1000 metros e na terceira possuem cerca de 150 metros. Essa variação é interpretada como decorrente da evolução das taxas de subsidência, conforme será discutido abaixo.

A primeira seqüência, denominada de Seqüência Santa Bárbara 1 (**SB1**), é limitada na base por uma discordância erosiva e angular com andesitos e riolitos da Formação Crespos. Inicia-se com depósitos de leques aluviais que coalescem lateralmente, compondo um pacote de cerca de 400 metros de espessura. Esses depósitos conglomeráticos iniciais são limitados no topo por uma superfície transgressiva com evidências de erosão parcial, interpretada como uma superfície de ravinamento, caracterizando o limite entre o trato de mar baixo e o trato transgressivo. Sobre essa superfície afloram cerca de 40 metros de arenitos finos e ritmitos marinhos costeiros com influência de marés compondo o trato transgressivo. Sobre esse pequeno pacote de depósitos costeiros ocorre a primeira superfície erosiva importante da sucessão, com o contato brusco de conglomerados fluviais sobre arenitos finos e ritmitos de marés. Essa primeira seqüência é, portanto, caracterizada por uma reduzida espessura do trato transgressivo e pela erosão do trato de mar alto, indícios de taxas de subsidência relativamente baixas.

A segunda seqüência, designada **SB2**, inicia-se com os conglomerados fluviais sobre

superfície erosiva, que gradam para um pacote de cerca de 600 metros de arenitos conglomeráticos de sistemas fluviais de rios entrelaçados. Uma nova superfície transgressiva limita os depósitos fluviais, caracterizando a passagem do trato de mar baixo para o trato transgressivo. Essa superfície também apresenta alguma erosão dos depósitos inferiores e é caracterizada pela instalação de um ambiente marinho com influência de marés. O trato transgressivo da **SB2** possui uma espessura muito superior a seu equivalente da **SB1**, atingindo cerca de 500 metros, e é limitado no topo por uma inversão no padrão de empilhamento das parasseqüências, e pelo término do padrão retrogradacional e início da agradação de depósitos de planície de maré, caracterizando uma superfície de inundação máxima. O trato de mar alto que se segue é também caracterizado por grande espessura (mais de 400 metros), e por predomínio de padrão agradacional em suas porções inferior e intermediária. A porção superior do trato de mar alto é representada por um pacote progradacional de depósitos de deltas estuarinos, ainda com influência de marés, limitados no topo por depósitos de arenitos conglomeráticos fluviais semelhantes aos do trato de mar baixo da **SB2**. A grande espessura dos tratos de sistemas, o predomínio de padrões agradacionais no trato de mar alto e a preservação até da porção superior da seqüência são indícios de aumento significativo nas taxas de subsidência, gerando uma notável assimetria na preservação dos ciclos eustáticos das primeiras duas seqüências.

A seqüência **SB3** inicia-se com um novo pacote de arenitos e conglomerados fluviais de espessura hectométrica, mais uma vez limitado no topo por uma superfície transgressiva. A interpretação direta dessa superfície como decorrente de variações eustáticas é, nesse caso, contrariada por fortes indícios de que tal superfície transgressiva reflita um incremento nas taxas de subsidência da bacia concomitante ao soerguimento do alto de Caçapava do Sul, caracterizando um importante evento de reestruturação da bacia.

Mesmo atribuindo-se uma origem não eustática para o ciclo de agradação-retrogradação–progradação da seqüência **SB3**, pode-se utilizar a nomenclatura de tratos de sistemas deposicionais com uma conotação descritiva (Christie-Blick 1991). O trato transgressivo desta seqüência é composto por depósitos inicialmente lagunares com influência de marés, sobrepostos por arenitos de ilha-barreira aos quais seguem-se depósitos de face litorânea proximal com ação de ondas. Após cerca de 150 m o padrão retrogadacional é interrompido, dando lugar à rápida progradação de um sistema de leques deltaicos que passam a depósitos fluviais e, posteriormente, a leques aluviais proximais.

A seqüência **SB3** reflete um ciclo de geração de espaço de acomodação de preenchimento desse espaço, interpretado como conseqüência direta do estabelecimento do alto

que limitou a sub-bacia. Após a ingressão marinha inicial, decorrente da reativação das falhas a leste da área, a presença de um alto e de uma escarpa abrupta no relevo geram um aumento tanto do volume de aporte sedimentar local quanto da granulometria desse sedimento, inibindo o escoamento dos detritos para regiões distais (*bypassing*). Assim, apesar de haver um certo lapso de tempo entre a instalação da atividade tectônica e a atuação máxima dos processos de denudação do alto, espessos depósitos, inicialmente fluviais e finalmente de leques aluviais proximais, instalam-se sobre o pacote retrogradacional em um padrão de preenchimento análogo àquele gerado pela passagem de tratos transgressivos para tratos de mar alto em ciclos eustáticos.

Dessa forma são caracterizados dois ciclos completos de provável origem eustática, com características distintas interpretadas como decorrência de variação nas taxas de subsidência, além de um terceiro ciclo, gerado por um evento de reestruturação tectônica da bacia

III.5 Fácies sedimentares

Visando-se as interpretações de sistemas deposicionais, foi realizada a classificação, descrição e interpretação das fácies sedimentares encontradas. Uma primeira interpretação dos processos de transporte e deposição de cada fácies foi realizada visando a posterior determinação da relação genética entre os vários processos atuantes em associações de fácies com geometrias definidas, tratadas sob a perspectiva da análise de elementos arquiteturais.

A interpretação dos processos responsáveis pela formação de cada fácies sedimentar baseou-se na identificação de evidências do tipo de transporte das partículas (tração ou suspensão) e das características do fluxo (unidirecional, bidirecional, oscilatório ou combinado). Além disso foram aplicados conceitos baseados na teoria do regime de fluxo (figura III.08) e realizada a comparação das feições observadas com fácies e processos descritos na bibliografia especializada. As fácies sedimentares encontradas na Formação Santa Bárbara são descritas e interpretadas abaixo:

Ce – Conglomerados com estratificação plano-paralela (figura III.04)

Conglomerados organizados em camadas tabulares métricas, com pulsos de granulometria granocrescente e granodecrescente. São sustentados por matriz arcoseana de granulometria areia grossa, mal selecionada. Os clastos apresentam maior dimensão entre 3 e 15 cm, com extremo de 25 cm e são sub-angulosos a sub-arredondados. É a fácies de mais ampla distribuição na sub-bacia, sendo que nas unidades inferiores apresenta tipicamente proveniência oligomítca com amplo predomínio de clastos derivados das litologias vulcanogênicas ácidas da

Formação Crespos e, nas superiores, mostra maior proporção de litologias associadas ao alto de Caçapava do Sul (granitos e metamórficas de baixo grau). São interpretados como depósitos de correntes aquosas em barras fluviais ou depósitos de fluxo não canalizado tipo enchentes em lençol, dependendo da associação de fácies em que se encontram.

Ct – Conglomerados com estratificação cruzada tabular de médio porte (figura III.05)

Conglomerados com estratificação cruzada tabular de médio porte, geralmente sustentados por matriz arcoseana, mas com ocorrência de bolsões métricos sustentados pelos clastos, com imbricação de seixos. Os clastos possuem dimensões de 3 a 15 cm, com extremo de 20 cm, e textura de sub-angulosa a arredondada. Apresentam caráter geralmente polimítico com relação à proveniência. São interpretados como depósitos de barras longitudinais de sistemas fluviais com predomínio de carga de fundo.

Cm – Conglomerados maciços (figura III.06)

Ortoconglomerados maciços monomíticos, com clastos predominantemente maiores que 20 cm, com extremos de 1 m, e matriz arcoseana mal selecionada. Ocorrem em espessos pacotes de várias dezenas de metros. A proveniência, geralmente mono a oligomítica, varia de acordo com a fonte proximal. A angulosidade dos clastos é função de seus litotipos, com predomínio de formas esféricas arredondadas a sub-angulosas nos granitos e formas tabulares e angulosas nas metamórficas de baixo grau. São interpretados como depósitos de fluxo de detritos com pouca matriz (*sensu* Shultz 1984).

Ap – Arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela (figura III.07)

Esta fácies é composta por arenitos grossos e médios, micáceos e arcoseanos, de coloração castanha a alaranjada, que se dispõe em camadas geralmente tabulares de espessuras decimétricas. Além da laminação plano-paralela, apresentam freqüentemente lineação primária de corrente. São interpretadas como depósitos de correntes em regime de fluxo superior, associado a diversos processos conforme a associação de fácies em que se encontram.

Aa – Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada (figura III.11)

Esta fácies é composta por arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos, com má seleção granulométrica e mineralógica, cuja estrutura predominante é estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte, algumas vezes com concentração de clastos nos estratos frontais (*foresets*). Possuem coloração rosada e alteração creme. Dispõe-se em espessos pacotes

Figura III.04 - Exemplo da fácies **Ce** - conglomerados com estratificação plano-paralela. Depósitos aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1. Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores. Ponto SB05.

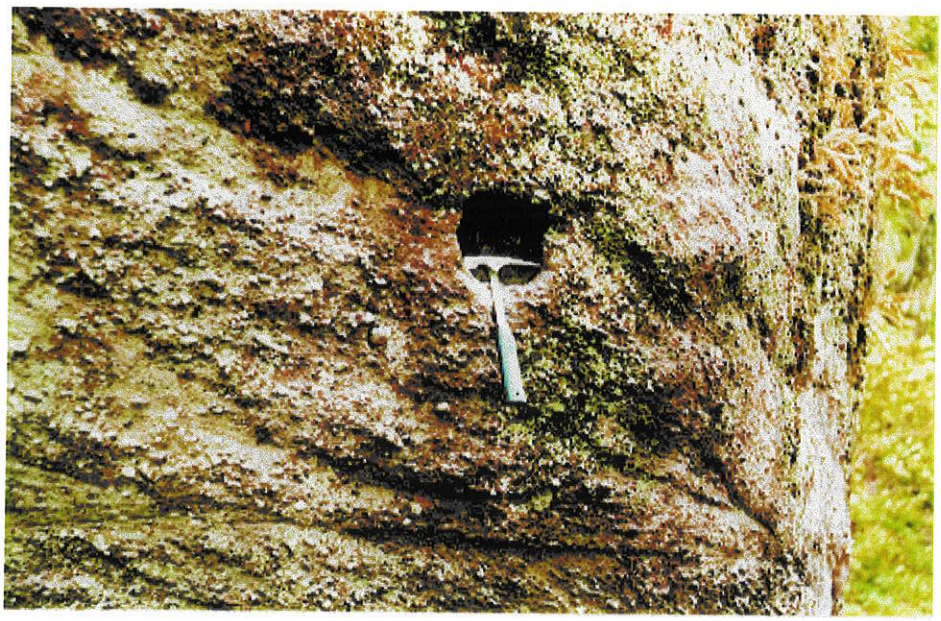


Figura III.05 - Exemplo da fácies **Ct** - conglomerados com estratificação cruzada tabular. Depósitos aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores. Ponto SB84.

Figura III.06 - Exemplo da fácies **Cm** - conglomerados maciços. Depósito de leques aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores. Ponto SB119.

Figura III.07 - Exemplo da fácies **Ap**- arenitos com estratificação plano-paralela, exibindo lineação primária de corrente *(parting lineation)*. Depósitos flúvio-estuarinos do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores. Ponto SB14.

homogêneos, com raros bolsões conglomeráticos.

Muitas vezes apresentam feições de liquefação e deformações interpretadas como de cisalhamento causado pela corrente acima do depósito. São interpretados como depósitos de migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas por correntes unidirecionais (figura III.09).**At** – Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tabular.

Arenitos feldspáticos, com má seleção granulométrica, de coloração castanha a rosada, com estratificação cruzada tabular de médio ângulo, em camadas de pequeno e médio porte. São interpretados como depósitos de migração de dunas subaquosas de cristas relativamente retas por correntes unidirecionais (figura III.10).

Am– Arenitos grossos a médios maciços

Esta fácies é composta por arenitos feldspáticos de coloração castanha a amarelada, sem estruturas aparentes, e com freqüentes grânulos e pequenos seixos. Apresentam-se em camadas decimétricas e raramente métricas.

São geralmente interpretados como depósitos de fluxo gravitacional granular, porém a presença ocasional de níveis retorcidos argilosos sugere a possibilidade de alguns arenitos maciços serem o resultado de liquefação de arenitos estruturados, com conseqüente homogeneização granulométrica e obliteração de estruturas.

Al- Arenitos maciços mal selecionados com estruturas de liquefação (figura III.12)

Esta fácies é composta por arenitos muito mal selecionados, maciços ou com estruturas reliquiares convolucionadas, freqüentemente com proporções variáveis de silte e/ou argila dispersos na matriz, além de micas e raros grânulos. Devido à presença ocasional de laminação contorcida, preservada em meio à massa mal selecionada, e de camadas pelíticas interrompidas e complexamente dobradas, interpreta-se esta fácies como resultado de perturbação de depósitos arenosos e siltosos por processos de perda de fluidos e/ou liquefação por sobrecarga.

Acc– Arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante de corrente (figura III.13)

Esta fácies é composta por arenitos finos a médios, micáceos, de coloração amarronzada a castanha, com abundantes estruturas tipo laminação cruzada cavalgante. Predominam laminações cavalgantes assimétricas com homogeneidade estrutural nas camadas, continuidade lateral e espessura homogênea, indicando uma origem por correntes aquosas. O cavalgamento é originado a partir da sobreposição de marcas onduladas que migram na direção da corrente,

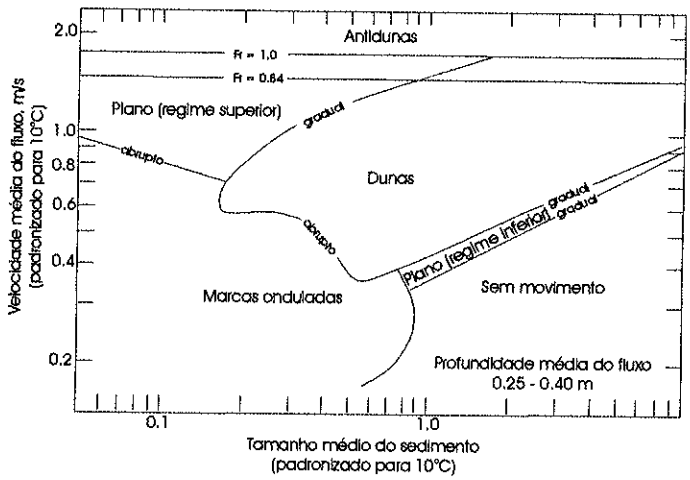


Figura III.08 - Campos de estabilidade de formas de leito arenosas e siltosas a uma profundidade de 0.25 a 0.40 m. Fr = número de Froude para a velocidade média (Ashley 1990).

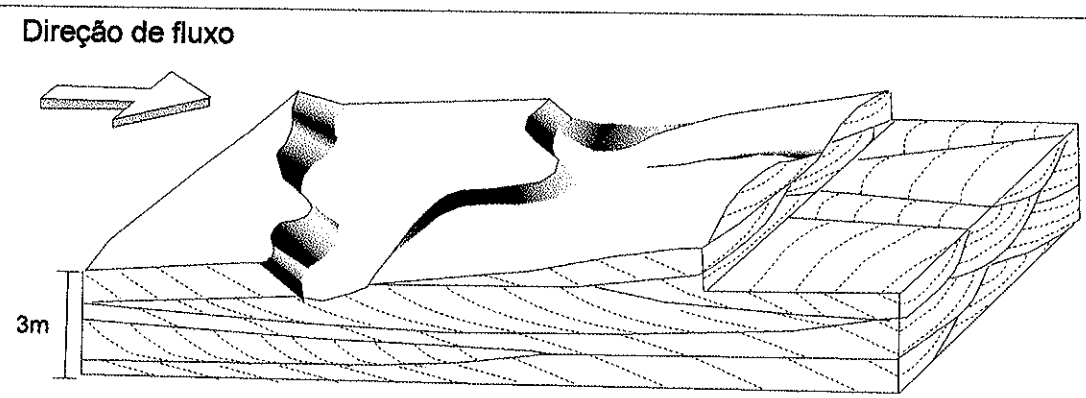


Figura III.09 - Modelo deposicional da fácies **Aa** - arenitos com estratificação cruzada acanalada, gerada por migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior. Modificado de Harms *et al.* (1975).

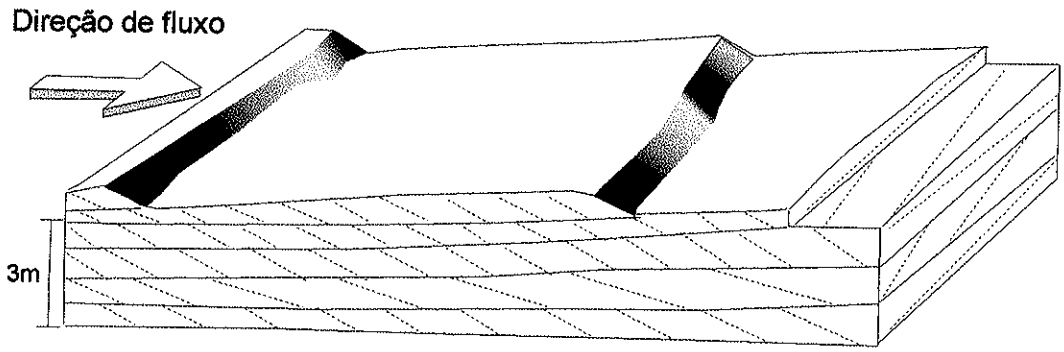


Figura III.10 - Modelo deposicional da fácies **At** - arenitos com estratificação cruzada tabular, gerada por migração de dunas subaquosas de cristas retas em regime de fluxo inferior. Modificado de Harms *et al.* (1975).

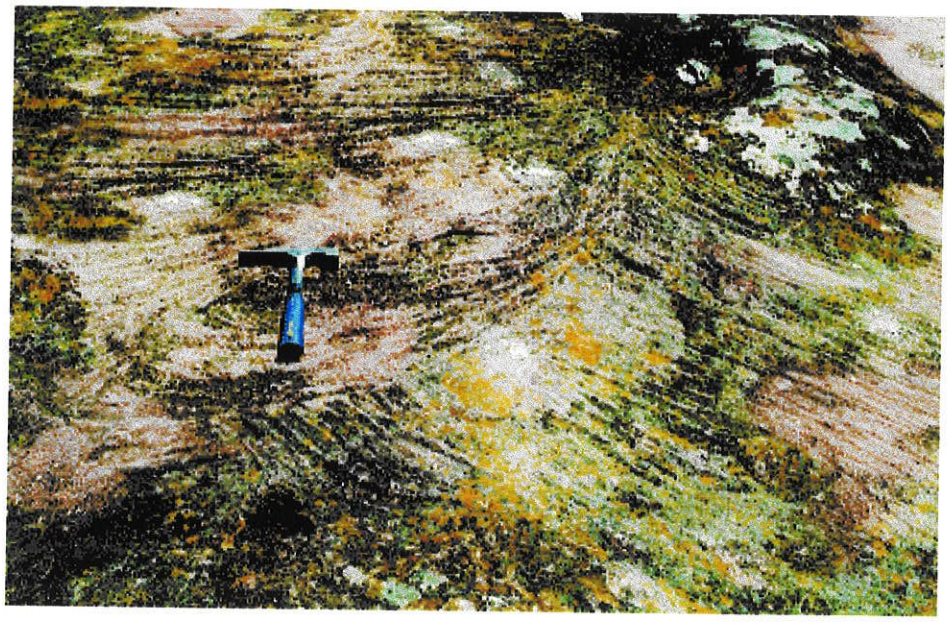


Figura III.11 - Exemplo da fácies **Aa** - arenitos com estratificação cruzada acanalada, vistos de cima. Depósitos fluviais de rios entrelaçados do trato de mar baixo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários. Ponto SB307.

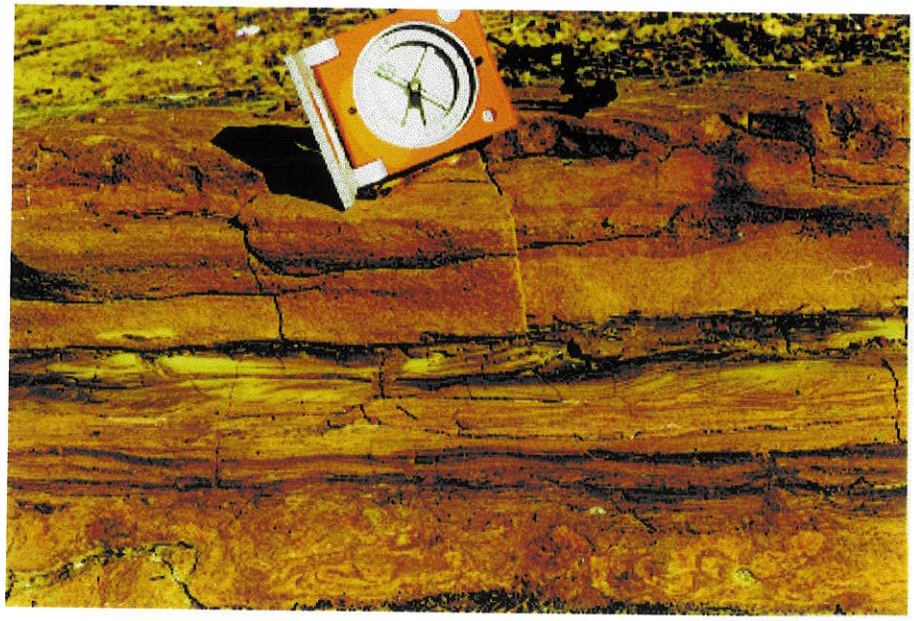


Figura III.12 - Detalhe das fácies **Al** (abaixo)mostrando lâminas argilosas convolucionadas,passando às fácies **H** e **Acc** (centro) e **Ap** (acima). Depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores. Ponto SB78.

Figura III.13 - Exemplo da fácies **Acc** - arenitos com laminação cruzada por corrente (centro), intecalada a fácies heterolíticas **H**. Notar a forte assimetria das formas e a base reta dos estratos. Depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores. Ponto SB78.

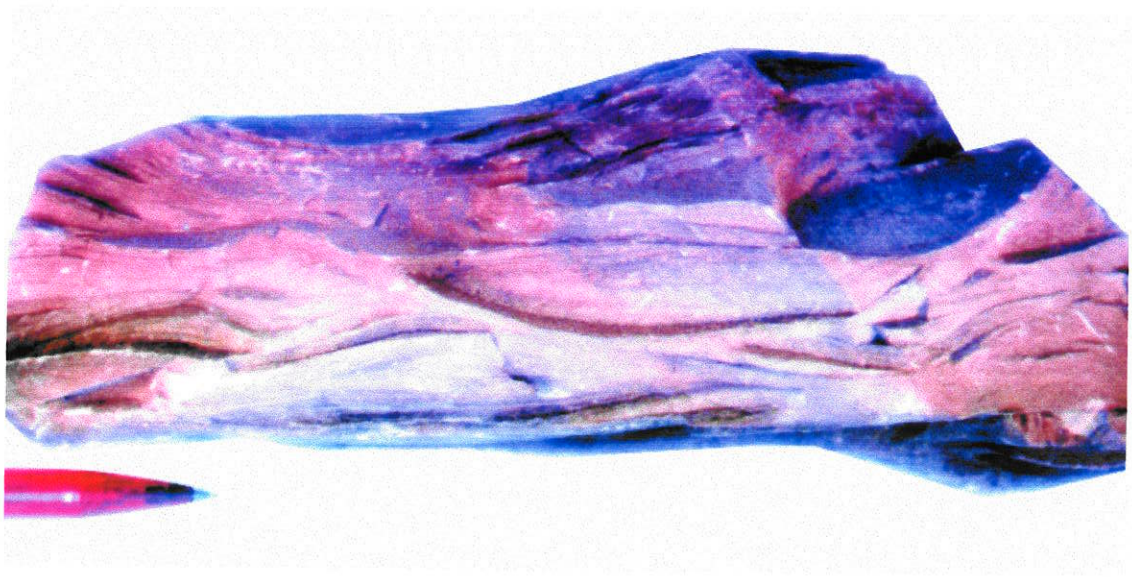


Figura III.14 - Exemplo da fácies **Aco** - arenitos com laminação cruzada por fluxo oscilatório. Notar a variação de direções de mergulho e as bases escavadas. Depósitos de baía estuarina do trato transgressivo da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores. Ponto SB07.

evidenciando deposição simultânea de material transportado por tração e suspensão.

Aco- Arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante de fluxo oscilatório (figura III.14)

Esta fácies é composta por arenitos semelhantes aos da fácies acima descrita, finos a médios, micáceos e de coloração amarronzada a castanha, contendo laminação cruzada cavalgante distinta daquela da fácies **Acc** devido a características fundamentais, como simetria da forma externa, base erosiva irregular em escavações côncavas para cima, dissemelhança estrutural entre a forma e a laminação (forma assimétrica para um lado e laminação interna para outro), irregularidade de espessura das camadas e variação lateral da morfologia em uma mesma camada, indicando uma origem por fluxo ocilatório ou combinado (ação de ondas).

A distinção entre as fácies **Acc** e **Aco** baseou-se nos critérios enumerados por De Raaf *et al.* (1977) (figura III.15).

Sl –Siltitos laminados e arenitos finos laminados (figura III.17)

Esta fácies é composta por litologias finas, principalmente siltitos, mas também arenitos finos a muito finos, muito micáceos e de coloração amarronzada, cuja estrutura principal é a laminação plano-paralela, além de raros argilitos em camadas pouco espessas. Ocorrem em camadas tabulares, raramente lenticulares, centimétricas a decimétricas. São interpretados como depósitos de decantação de material em suspensão.

H – Arenitos e siltitos heterolíticos (figura III.18)

Esta fácies é representada por arenitos ricos em marcas onduladas, dispostos em camadas centimétricas, com siltitos argilosos depositados nas calhas das marcas onduladas. A variação da proporção entre os níveis arenosos, cujos topos possuem contornos ondulados, e das camadas ou lentes de finos de calha, proporciona o reconhecimento de três tipos de estratificação (figura III.16). Em um primeiro caso as camadas arenosas predominam, fazendo com que os depósitos de finos (siltitos e argilitos) fiquem isolados entre si em lentes centimétricas. No segundo caso ocorrem proporções aproximadamente iguais de arenitos e siltitos, resultando em um padrão ondulado. No terceiro caso predominam os siltitos, resultando em isolamento das marcas onduladas arenosas. Destes três tipos de estratificação heterolítica, o mais comum na sub-bacia é o segundo.

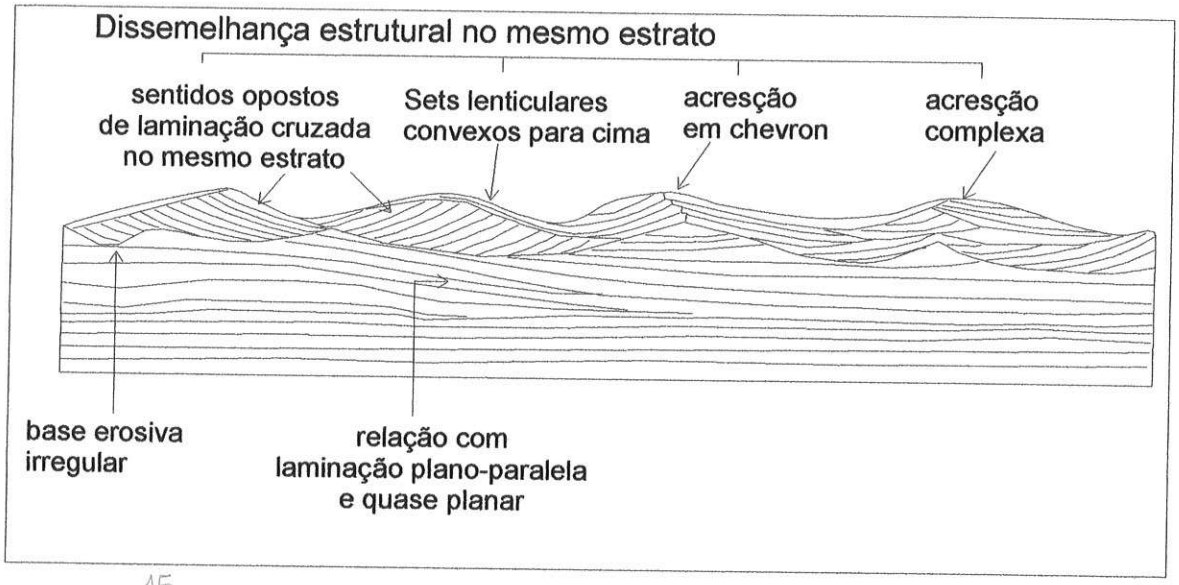


Figura III.12 - Critérios para o reconhecimento da fácies Aco - arenitos com laminação cruzada por fluxo oscilatório. Baseado em De Raaf et al. (1977) adaptado por Johnson & Baldwin (1986).

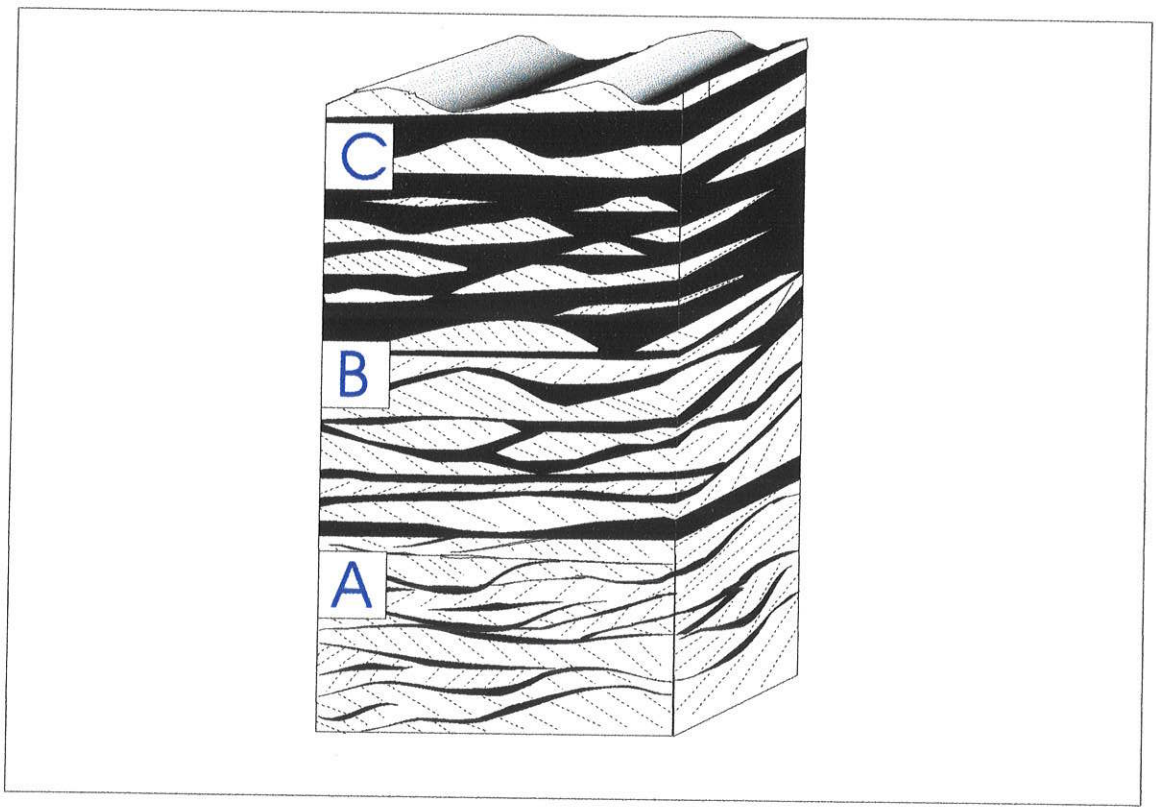


Figura III.13 - Modelo da fácies **H** - arenitos e siltitos heterolíticos. A - acamamento tipo *flaser*. B - acamamento tipo *wavy*. C - acamamento lenticular. Modificado de Reineck & Singh (1980).

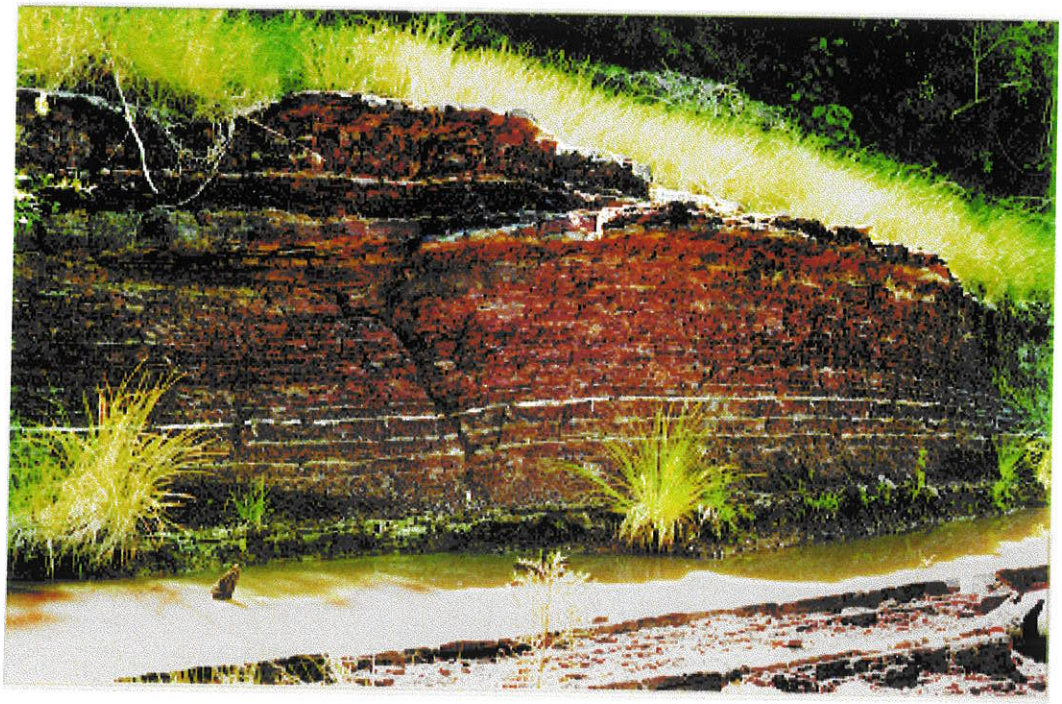


Figura III.17 - Exemplo da fácies **SI** - siltitos laminados. Depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores. Ponto SB78.

Figura III.18 - Exemplos da fácies **H** - areniots e siltitos heterolíticos.
A - intercalações de siltitos e arenitos, mostrando detalhe de acamamento tipo *wavy*. Depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores. Ponto SB78.
B - ritmitos arenosos com abundante acamamento tipo *flaser*. Depósitos de planícies de marés do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores. Ponto SB11.

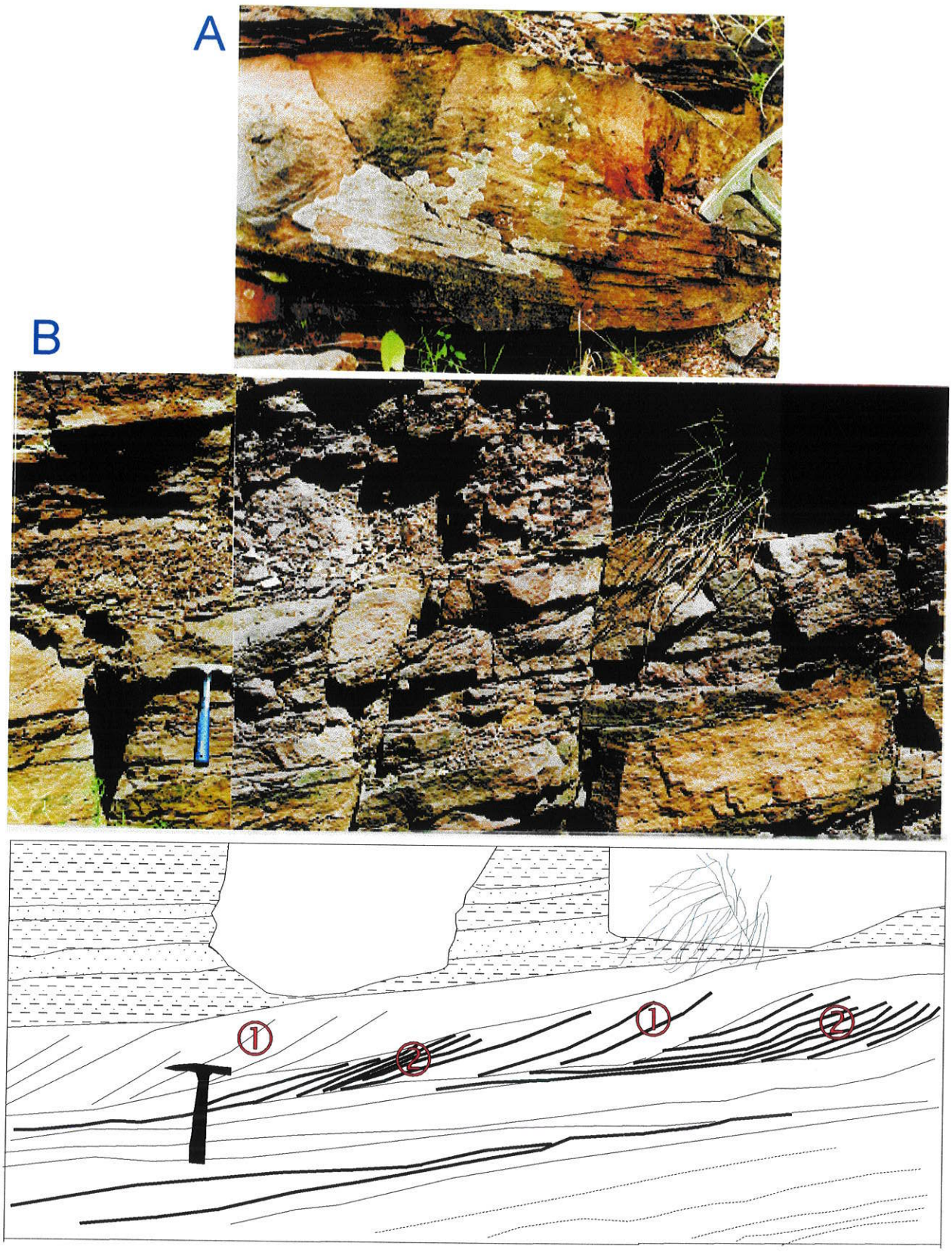


Figura III.19 - Exemplos da fácies **Ath** - arenitos com estratificação cruzada e películas argilosas nos estratos frontais. Trato de mar alto da Seqüência SB2, Unidade de Arenitos e Siltitos Iferiores. A - detalhe da abundância de películas argilosas. B - geometria dos conjuntos de estratos - notar superfícies de reativação e ciclicidade no espaçamento das películas argilosas, possivelmente decorrente de ciclos de sizígia(1) / quadratura(2). Ponto SB11.

Ath – Arenitos finos com estratificação cruzada tangencial e lâminas heterolíticas argilosas (figura III.19)

Arenitos finos com estratificações cruzadas tangenciais de pequeno e, raramente, médio porte, de coloração castanha, com profusão de intercalações de lâminas argilosas e freqüente presença de intraclastos argilosos nos *foresets* (*tidal bundles*). Ocorrem em camadas decimétricas mas com limites bem definidos tendendo a tabulares.

São interpretados como resultantes de variação de energia e direção de correntes, com recorrência de ciclos diários caracterizados por interrupção da corrente geradora da barra arenosa causando deposição de argila por decantação, seguida de estabelecimento de uma corrente reversa resultando em formação de superfícies de reativação, nova estagnação com deposição de argila e retomada da atividade da corrente principal, por vezes gerando fragmentação de camadas argilosas anteriores e formação de intraclastos. Tais processos sugerem a ação de correntes de maré, freqüentemente associadas a este tipo de estruturas (figura III.25).

Sg – Siltitos e argilitos com gretas de contração (figura III.20)

Siltitos e argilitos micáceos, amarronzados, em camadas centimétricas a decimétricas, com gretas de contração preenchidas por areia média a grossa. São normalmente recorrentes em vários níveis nos afloramentos onde se encontram.

São interpretados como resultado de exposição subaérea de níveis depositados por decantação ou correntes de regime de fluxo inferior, resultando na contração dos argilominerais por desidratação. Sua presença denota a variação do nível de lâminas rasas de água, com exposição subaérea de duração relativamente curta, sem erosão significativa antes da deposição da camada seguinte.

Ao – Arenitos finos com marcas onduladas (figura III.21)

Arenitos finos, micáceos, amarronzados, com preservação da forma de marcas onduladas, geralmente assimétricas, no topo das camadas. Por vezes ocorrem no topo de camadas das fácies **Acc** e **Aco**. São interpretados como produto de correntes sub-aquosas, na maioria do casos de pouca profundidade, sendo que a direção da assimetria da marca ondulada indica a direção local da corrente por ela responsável. Uma variante desta fácies apresenta forma simétrica, com cristas muitas vezes cúspides e de traço reto, interpretada como decorrente de ação de ondas em águas relativamente rasas.

Figura III.20 - Exemplo da fácies **Sg** - siltitos com gretas de contração, intercalados a arenitos finos. Depósitos de planícies de marés do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores. Ponto SB11.

Figura III.21 - Exemplo da fácies **Ao** - arenitos com marcas onduladas, notar superposição de marcas menores com direção aproximadamente perpendicular. Depósitos de planícies de marés do trato de mar alto da Seqüência SB2. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores. Ponto SB13.

Figura III.22 - Exemplo da fácies **Ai** - arenitos com estratificação inclinada de baixo ângulo. Depósitos de antepraia do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores.

Figura III.23 - Exemplo da fácies **Amo** - arenitos com mega-ondulações (*megaripples*). Depósitos de face litorânea do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores. Ponto SB280.

Ai – Arenitos com estratificação inclinada de baixo ângulo (figura III.22)

Arenitos finos a médios, com boa seleção granulométrica e estratificação inclinada de baixo ângulo, compondo níveis métricos com várias camadas inclinadas de diferentes mergulhos (sempre de baixo ângulo) para a mesma direção. Além da estratificação planar de baixo ângulo são freqüentemente encontradas lineações primárias de corrente. Esta fácies é interpretada como depósitos de espraiamento (*swash*) causado pelo espalhamento das águas sobre a praia após a arrebentação das ondas.

Amo – Arenitos médios com megaondulações (figura III.23)

Arenitos médios, com boa seleção granulométrica, de coloração rósea a castanha, em camadas decimétricas a métricas com megaondulações (*megaripples*). São interpretados como depósitos de dunas sub-aquosas geradas por correntes, porém com deposição simultânea de material de suspensão que ocasiona a acresção vertical e preservação da forma (figura III.26).

Ah– Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tipo *hummocky* e/ou *swaley* (figura III.24)

Arenitos médios com boa seleção granulométrica e coloração creme, dispostos em camadas decimétricas a métricas onduladas, com freqüente estratificação cruzada de baixo ângulo e, observáveis nas exposições mais amplas, estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*. São interpretados como depósitos de fluxo oscilatório ou combinado, gerado em eventos de tempestades (figura III.27).

III.5.1 Hierarquia de superfícies limitantes

Após a classificação das principais fácies encontradas, foi realizada a caracterização das associações recorrentes dessas fácies através da descrição de elementos arquiteturais com geometrias definidas e limitados por superfícies com algum significado genético. O procedimento parte do reconhecimento de diferentes hierarquias de superfícies, classificadas em ordens de acordo com a escala temporal interpretada para os processos responsáveis por sua formação, conforme sugerido por Miall (1996) para ambientes fluviais. A classificação foi adaptada para depósitos marinhos costeiros com base nos trabalhos de Nio & Yang (1991), Allen (1980) e Dott & Bourgueois (1982), e na revisão de Miall (1991).

A tabela III.02 sintetiza a classificação de superfícies adotada com as respecitivas interpretações de escala temporal dos processos.

Ordem	Escala temporal do processo (anos)	Exemplo de processos	Tipo de camada limitada (Ambiente Aluvial)	Tipo de camada limitada (Ambiente Marinho Costeiro)
1ª	10^{-6}		Lâmina	Lâmina
1ª	10^{-5}-10^{-4}	Migração de pequenas formas de leito.	Marca ondulada	Marca ondulada
1ª	10^{-3}	Ciclo diário de marés Migração de formas de leito	Incremento diário de duna	Par de maré (*tidal bundles*), Superfícies internas de estratificação *hummocky*
2ª	10^{-2}-10^{-1}	Ciclo de sizígea-quadratura.	Duna (forma de leito), Camadas de enchentes em lençol.	Duna (forma de leito), Camadas individuais de tempestades, Pacotes de sizígea-quadratura.
3ª	10^{0}-10^{1}	Enchentes sazonais ou de dez anos, Recorrência de grandes tempestades	Incrementos no crescimento de macroformas	Barras de maré, Barras de desembocadura deltaica, Sucessões completas de tempestades.
4ª	10^{2}-10^{3}	Enchentes de 100 anos, Recorrência de grandes tempestades.	Macroformas, Elementos de planícies de inundação.	Depósitos de tempo bom entre tempestades, Elementos de planícies de marés, Campos de barras de maré, Leques de sobrelavagem (*washover fans*)
5ª	10^{3}-10^{4}	Ciclos autogênicos e variações eustáticas de período curto	Canais.	Ilhas-barreira, Parasseqüências.
6ª	10^{4}-10^{5}	Ciclos autogênicos e variações eustáticas de período curto	Cinturões de canais	Parassequências, Conjuntos de parasseqüências
	10^{5}-10^{6}	Variações das taxas de ascensão eustática e suprimento sedimentar.	Leques aluviais, Tratos de sistemas deposicionais	Tratos de sistemas deposicionais
	10^{6}-10^{7}	Ciclos eustáticos, Variações nas taxas de subsidência, Grandes reativações tectônicas	Seqüências deposicionais, Preenchimento da Bacia	Seqüências deposicionais, Preenchimento da Bacia

Tabela III.02 – Hierarquia de superfícies de acordo com a escala temporal dos processos associados e exemplos de tipos de camadas por elas limitadas (baseada em Miall 1991,1996 1997).

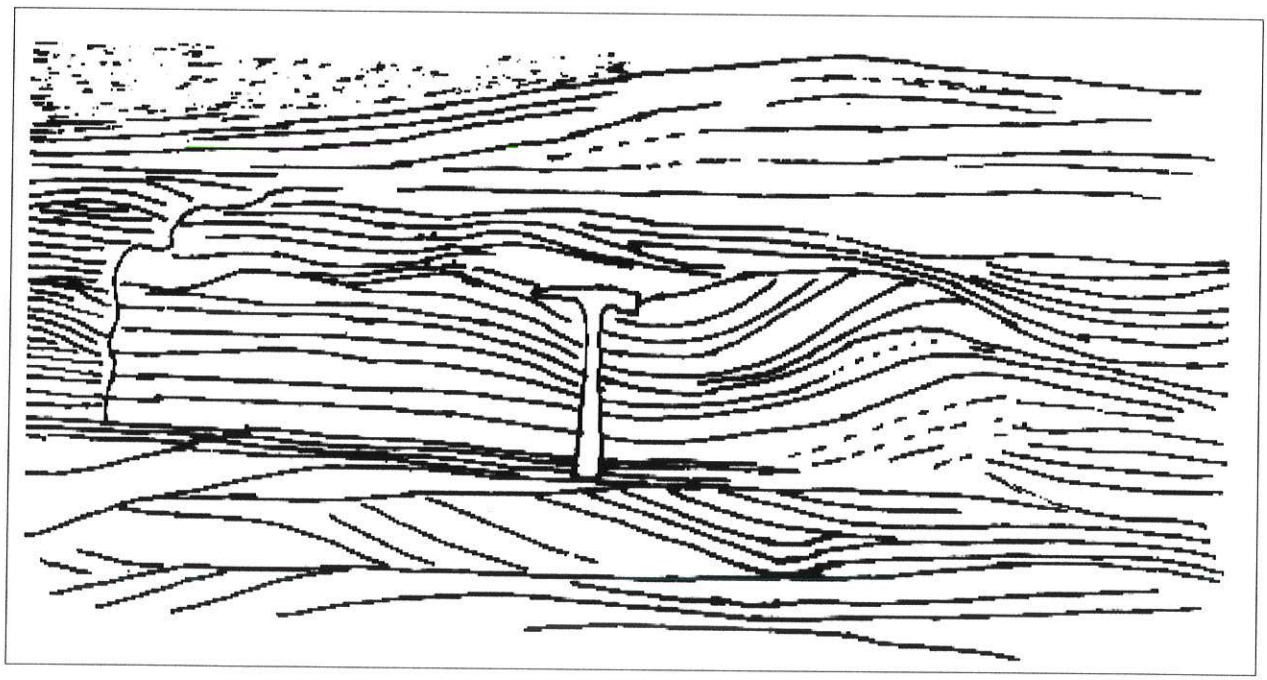


Figura III.24 - Exemplo da fácies **Ah** - arenitos com estritificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley,* depósitos de face litorânea proximal do trato transgressivo da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores. Ponto SB315.

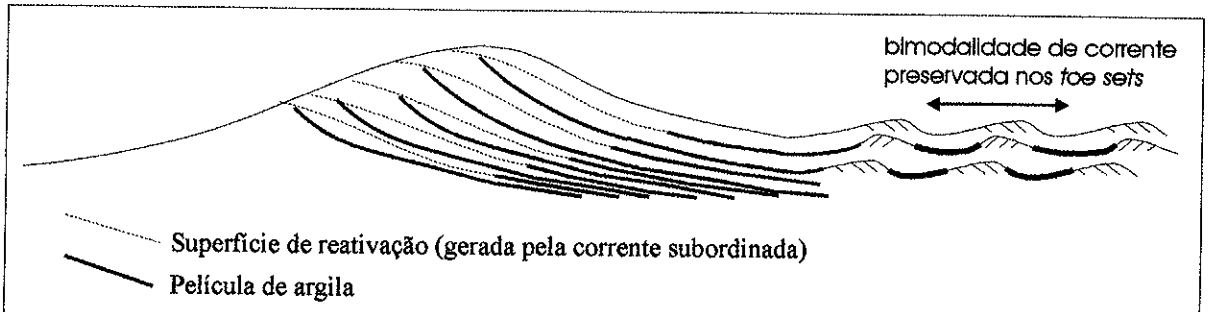


Figura III.25 - Modelo deposicional da fácies **Ath** - arenitos com estratificação cruzada com películas de argila causadas pela interrupção da corrente e superfícies de reativação geradas pela corrente reversa. Baseado em Visser (1980).

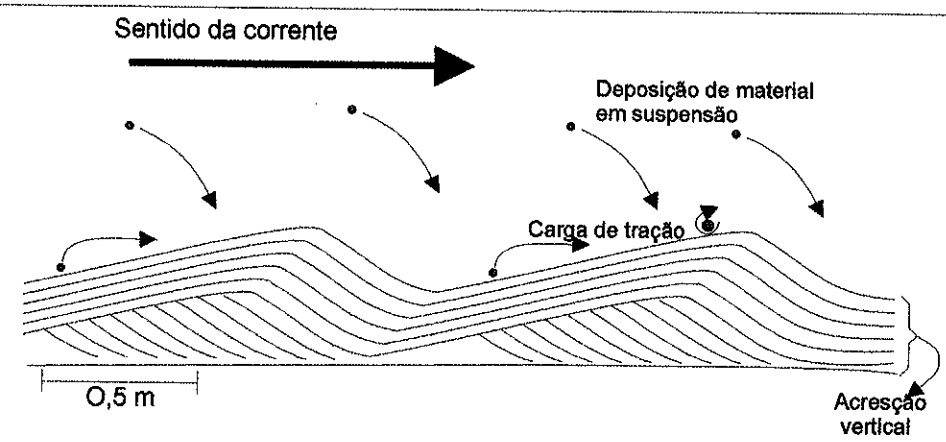


Figura III.26 - Modelo de formação da fácies **Amo** - Arenitos com mega-ondulações, por preservação da forma do topo de dunas subaquosas pela deposição simultânea de meterial em suspensão e de tração.

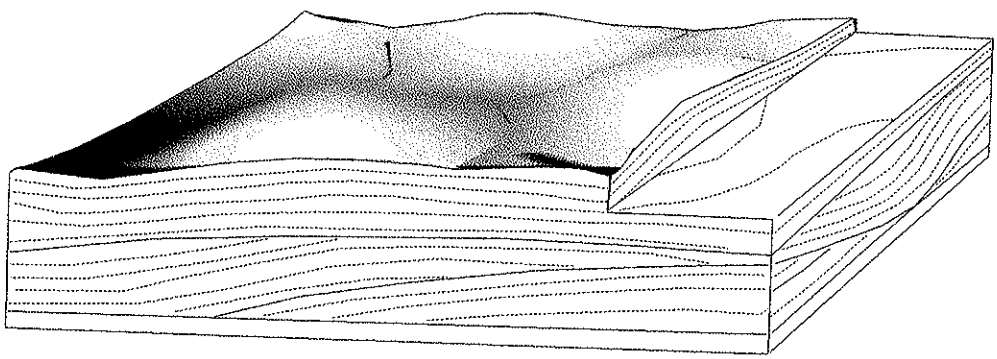


Figura III.27 - Modelo da fácies **Ah** - arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*, modificado de Harms *et al.* (1975).

III.6 Sistemas deposicionais aluviais

III.6.1 Fácies sedimentares aluviais

Espessos depósitos fluviais ocorrem em três diferentes níveis estratigráficos na área estudada, apresentando características gerais semelhantes, porém com algumas particularidades. Ocorrem também depósitos de leques aluviais proximais (*sensu* Blair & Mcpherson 1994) na unidade de topo da sucessão e também na porção inferior da unidade basal. Para a interpretação das características dos sistemas aluviais foram aplicadas análises de fácies e de elementos arquiteturais, baseadas em Miall (1985, 1996), e utilizados os modelos de ambientes deposicionais sumarizados por Miall (1996). As fácies sedimentares aluviais reconhecidas na área estudada são descritas na tabela III.03. Conjuntos de fácies agrupados em corpos com geometrias características foram classificados e interpretados através da análise de elementos arquiteturais. Para tanto, utilizaram-se os procedimentos e as categorias propostas por Miall (1985, 1996), adaptadas para as condições encontradas. Essa abordagem foi anteriormente utilizada por Paim (1994) para os depósitos aluviais da região, em um estudo que incluiu todas as unidades sedimentares das então denominadas bacias molássicas. As categorias ora empregadas são análogas àquelas utilizadas por Paim (1994), tendo-se optado pela nomenclatura de Miall (1996) traduzida.

III.6.2 Elementos arquiteturais aluviais

Formas de leito conglomeráticas (**FC**): Equivalente ao elemento **GB** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por camadas aparentemente tabulares horizontais ou com suaves inclinações das fácies **Ce** e **Cp** e mais raramente **Cm**, representando formas de leito de carga de tração ("barras" longitudinais e transversais).

Formas de leito arenosas (**FA1**): Equivalente ao elemento **SB** de Miall (1985, 1996), caracterizada por dunas subaquosas superpostas, compreendendo as fácies **Aa** e **At** em camadas lenticulares a tabulares. Na região predominam geometrias tabulares, correspondendo ao elemento **TCBS** (*trough cross-bedded sandstone sheet*) de Paim (1994).

Lençóis de conglomerados estratificados (**LC**): Caracterizados por geometrias tabulares e predomínio da fácies **Ce**, em associação com a fácies **Ap**, freqüentemente em ciclos granodecrescentes decimétricos a métricos. A geometria tabular persistente desse elemento

Tabela III.03 - Fácies sedimentares dos ambientes aluviais da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental:

Código	Fácies	Descrição	Interpretação
Ce	Conglomerados com estratificação plano-paralela	Conglomerados organizados em camadas tabulares métricas, granocrescentes e granodecrescentes. São sustentados pelos clastos ou por matriz arcoseana de granulametria areia grossa, mal selecionada. Os clastos apresentam maior dimensão entre 3 e 15 cm, com extremo de 25 cm, e são sub-angulosos a sub-arredondados.	Formas de leito com predomínio de acresção vertical em rios entrelaçados de alta energia e pouca profundidade. Esta fácies também ocorre em associação com **Ap** em camadas tabulares originadas por fluxo desconfinado tipo enchentes em lençol (*sheet flood*)
Ct	Conglomerados com estratificação cruzada tabular de médio porte.	Conglomerados com estratificação cruzada tabular em camadas de até 0,5 m e lentes arenosas intercaladas. Geralmente sustentados por matriz arcoseana, mas com ocorrência de bolsões métricos ortossustentados, com imbricação de seixos. Os clastos possuem dimensões de 3 a 15 cm, com extremo de 20 cm, e textura de sub-angulosa a arredondada. Apresentam caráter geralmente polimítico.	Formas de leito com predomínio de acresção frontal em sistemas fluviais de rios entrelaçados de alta energia.
Cm	Conglomerados maciços	Conglomerados maciços monomíticos, sustentados pelos clastos, predominantemente maiores que 20 cm, com extremos de 1 m, e matriz arcoseana.	Depósitos de porções proximais de leques aluviais, com predomínio de processos de fluxos de detritos com pouca matriz (*clast-rich debris flow* Shultz 1984).
Ap	Arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela	Arenitos geralmente micáceos e arcoseanos, de coloração castanha a alaranjada, dispostos em camadas tabulares de espessuras decimétricas. Além da estratificação plano-paralela, apresentam freqüentemente lineação primária de corrente	Depósitos regime de fluxo superior, associado a diversos processos conforme a associação de fácies em que se encontram.
Aa	Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada	Arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos, com má seleção granulométrica e mineralógica, e com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte, algumas vezes com concentração de clastos nos estratos frontais (*foresets*). Dispõem-se em espessos pacotes homogêneos, com raros bolsões conglomeráticos.	Depósitos de dunas subaquosas de crista sinuosa.
Am	Arenitos grossos a médios maciços	Arenitos feldspáticos de coloração castanha a amarelada, com estrutura maciça e com freqüentes grânulos e pequenos seixos. Apresentam-se em camadas decimétricas e raramente métricas geralmente na base de ciclos granodecrescentes ou em camadas decimétricas isoladas.	Depósitos de fluxo gravitacional granular ou resultado de perturbação de camadas originalmente estruturadas por processos de perda de fluidos.
Acc	Arenitos finos a médios com laminação cruzada de corrente	Arenitos finos a médios, micáceos, de coloração amarronzada a castanha, com laminações cruzadas, muitas vezes cavalgantes.	Estruturas de corrente em águas relativamente rasas. Quando cavalgantes, indicam ação conjunta de deposição de material de tração e suspensão.
Sl	Siltitos e arenitos finos laminados	Litologias finas, principalmente siltitos arenosos e arenitos finos a muito finos, muito micáceos e de coloração amarronzada, cuja estrutura principal é a laminação plano-paralela. Ocorrem em camadas geralmente tabulares, raramente lenticulares, de espessura centimétrica a decimétrica. Por vezes ocorrem níveis de areia grossa ou grânulos intercalados paralelamente à laminação.	Depósitos de material de suspensão, por vezes associado a tração em regime de fluxo inferior.

arquitetural, assim como sua freqüente associação com o elemento **LA**, sugerem uma origem decorrente de enchentes em lençol. Esse processo é diverso daquele sugerido por Miall (1985, 1996) para o elemento **FC**, justificando a individualização de um elemento arquitetural particular, equivalente ao **CS** (*conglomerate sheet*) de Paim (1994). A necessidade de adição de um tal elemento à classificação de Miall (1985, 1996) vai ao encontro da constatação de Blair & Mcpherson (1994) de que processos tipo enchentes em lençol (*sheet flood*) são reconhecidos por muitos autores apenas em depósitos arenosos, porém são responsáveis por grande parte dos conglomerados estratificados de leques aluviais.

Canais fluviais (**CF**): Equivalente ao elemento **CH** de Miall (1985, 1996), caracterizado na área estudada por corpos lenticulares de pequenas dimensões (poucos metros) preenchidos por arenitos (fácies **Aa**, **At** ou **Al**) cortando o topo de formas de leito conglomeráticas. Nas unidades estudadas não são observáveis canais de grande porte, o que levou Paim (1994) a denominar este elemento de *Minor channel-fill* (**CHm**).

Lençóis de arenitos laminados (**LA**): Equivalente ao elemento **LS** de Miall (1985, 1996), caracterizado por camadas tabulares decimétricas a métricas de grande extensão lateral (maior que a dimensão dos afloramentos) da fácies **Ap**, freqüentemente com lineação primária de corrente (*parting lineation*), associada às fácies **Ao**. Este elemento é por vezes caracterizado por camadas tabulares da fácies **Ce** na base de ciclos granodecrescentes.

Fluxo gravitacional subaéreo (**FG1**): Equivalente ao elemento **SG** de Miall (1985, 1996), caracterizado por lobos e camadas métricas a decamétricas tabulares da fácies **Cm** com base erosiva, normalmente associados ao elemento **LC**. É interpretado como produto de processos de fluxo de detritos com pouca matriz.

Finos de planícies de inundação (**FI**): Equivalente ao elemento **OF** de Miall (1985, 1996), caracterizado por camadas tabulares e lateralmente contínuas das fáceis **Sl** e raro **Ap**, em ciclos granocrescentes e granodecrescentes.

É característica comum a todos os depósitos fluviais encontrados na área a ausência de elementos arquiteturais de acresção frontal ou lateral (**DA** e **LA** de Miall 1985, 1996), interpretada como decorrente da pequena profundidade dos canais, e também ausência de formas canalizadas de grande porte, interpretada como indício de canais muito amplos e/ou de fluxo desconfinado.

Os elementos arquiteturais de depósitos fluviais encontrados na área de estudos são

sumarizados na tabela III.04.

Código	Elemento arquitetural	Fácies	Geometria
FC (GB)	Formas de leito conglomeráticas	Ce, Cp, (Cm)	Corpos tabulares a lenticulares com espessuras decimétricas a raramente métricas e dezenas de metros de extensão
FA1 (SB)	Formas de leito arenosas	Aa, (At)	Camadas decimétricas a métricas lenticulares com dezenas de metros de extensão
CF (CH)	Canais fluviais	Aa, At, Ap	Pequenas lentes de até poucos metros de extensão e espessuras decimétricas, com base erosiva côncava para cima
LA (LS)	Lençóis de arenitos laminados	Ap, Ce, (Ao)	Camadas tabulares com espessuras decimétricas a métricas e grande extensão lateral.
LC	Lençóis de conglomerados estratificados	Ce	Camadas tabulares com espessuras decimétricas a métricas e grande extensão lateral, freqüentemente em ciclos granodecrescentes.
FL	Finos de planícies de inundação	Sl, (Ap)	Camadas tabulares de espessura decimétrica a métrica.
FG1 (SG)	Fluxo gravitacional subaéreo	Cm	Lobos e camadas tabulares de base erosiva com dezenas de metros de extensão e vários metros de espessura

Tabela III.04 - Elementos arquiteturais reconhecidos nos depósitos aluviais da Formação Santa Bárbara.

As três seqüências reconhecidas na área apresentam depósitos aluviais, cada qual com algumas particularidades em relação a fácies e elementos arquiteturais predominantes. As características de cada depósito são descritas a seguir.

III.6.3 Sistemas aluviais da Seqüência **SB1**

Na porção inicial da Seqüência **SB1**, interpretada como um trato de mar baixo, predominam associações das fácies **Ce** e **Ap**, em camadas tabulares, além da fácies **Cp** subordinada. A fácies **Ce**, amplamente predominante, ocorre freqüentemente em ciclos granodecrescentes decimétricos a métricos com ocorrência da fácies **Ap** no topo, perfazendo camadas tabulares de grande continuidade lateral que caracterizam o elemento **LC** (lençóis de conglomerados estratificados – figura III.28). Subordinadamente ocorrem ciclos decimétricos a métricos de arenitos **Ap**, compondo o elemento **LA** (lençóis de arenitos laminados) em intercalações com espessura decimétrica a métrica ou em grandes pacotes contendo vários ciclos granodecrescentes decimétricos a métricos. Raros canais de pequeno porte (elemento **CF**) cortam o topo de camadas do elemento **LC**. Ocorrem também camadas métricas com intercalações das fácies **Ce** e **Cp**, interpretadas como formas de leito (elemento **FC**) de rios de alta energia, porém não foram reconhecidos os canais confinantes. Fácies de decantação (fácies

Sl, elemento **Fl**) ocorrem raramente intercaladas ao elemento **LC** (figuras III.28 e III.29).

A associação das fácies e os elementos arquiteturais sugerem um predomínio de fluxo desconfinado tipo enchentes em lençol de alta energia. Subordinadamente ocorrem depósitos de correntes fluviais, provavelmente depositados em canais rasos e largos e/ou de grande migração lateral, não sendo reconhecíveis os canais em escala de afloramento. Essa interpretação é compatível com sistemas de leques aluviais (*sensu* Blair & McPherson 1994) retrabalhados no topo e distalmente por sistemas fluviais de rios entrelaçados conglomeráticos rasos (Miall 1985, 1996).

A interpretação de um ambiente de leques aluviais dominados por processos tipo enchentes em lençol implica em um padrão de drenagem distributário (Blair & McPheerson 1994). A análise de paleocorrentes desses depósitos mostra uma consistência e baixa variância das medidas em cada estação, porém com uma grande variedade de direções entre as estações, revelando uma direção preferencial de fluxo em cada posição do sistema deposicional. O caráter distributário desses depósitos é também inferido por feições reconhecidas nas fotografias aéreas, com pequenas discordâncias angulares interpretadas como resultantes da coalescência lateral de leques aluviais.

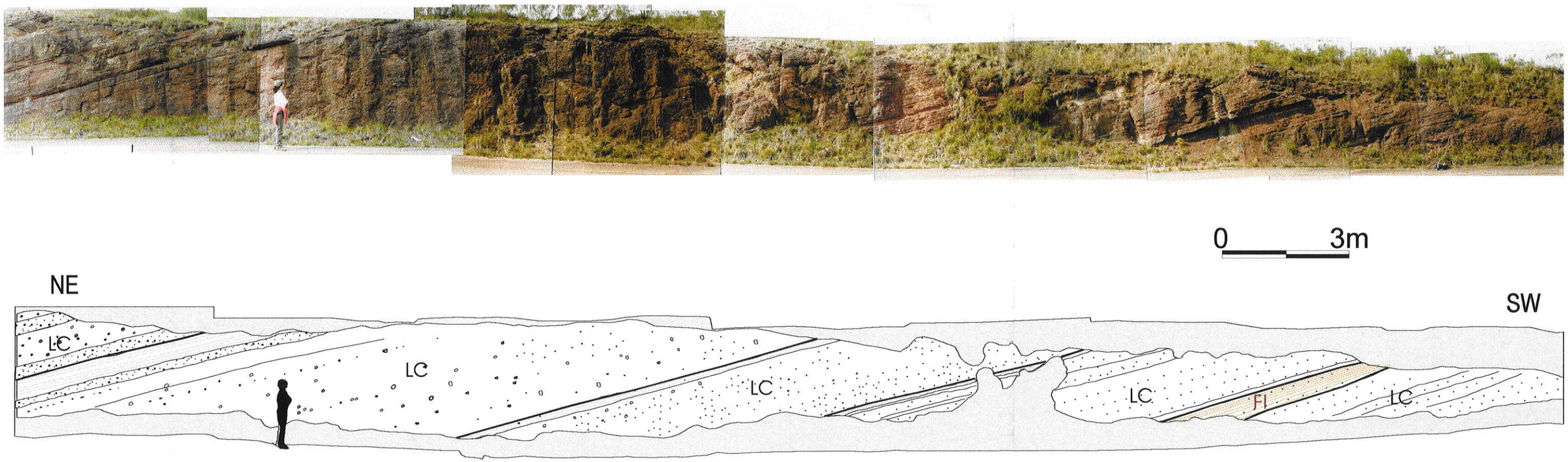
As principais direções de paleocorrentes são para norte e leste (figura III.30), caracterizando um aporte provavelmente transversal desses leques em relação à bacia.

III.6.4 Sistemas aluviais da Seqüência SB2

Também na porção inicial da seqüência **SB2**, interpretada como um trato de mar baixo, ocorrem depósitos aluviais, estes distintos daqueles da **SB1** devido a um caráter mais arenítico e predomínio de elementos arquiteturais de formas de leito. Na porção inferior predominam conglomerados, que dão lugar a arenitos e arenitos conglomeráticos em direção ao topo.

Predominam as fácies **Aa**, **Ce** e **Ap** com abundantes seixos, além de **At**. Os principais elementos arquiteturais são as formas de leito arenosas (**FA1**) com predomínio da fácies **Aa** de pequeno porte e formas de leito conglomeráticas (**FC**) com as fácies **Ce** e **Cm**. Ocorre também grande proporção de lençóis de arenitos laminados (**LA**) em associação com **FA1**. Não são freqüentes elementos de canais fluviais nas fácies arenosas, talvez devido ao tamanho das exposições ser inferior às dimensões dos canais que contêm as formas de leito ou, mais provavelmente, a uma caráter desconfinado das correntes. Nas fácies conglomeráticas, de ocorrência restrita, canais métricos a decamétricos são mais freqüentes (figura III.32).

Essas características permitem classificar esses depósitos como de rios entrelaçados arenosos distais com enchentes em lençol (de acordo com Miall 1985, 1996), pela ausência ou



LC - Elemento arquitetural - lençóis de conglomerados estratificados (fácies Ce e Ap)

FI - Elemento arquitetural - finos de planícies de inundação (fácies Sl)

—— Superfícies de 4ª ordem

Superfícies de 1ª e 2ª ordem em conglomerados

Superfícies de 1ª e 2ª ordem em arenitos

Superfícies deposicionais de planícies de inundação

Figura III.28 - Geometria das camadas dos depósitos de leques aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1, com predomínio de camadas tabulares do elemento LC - lençóis de conglomerados estratificados. Ponto SB05.

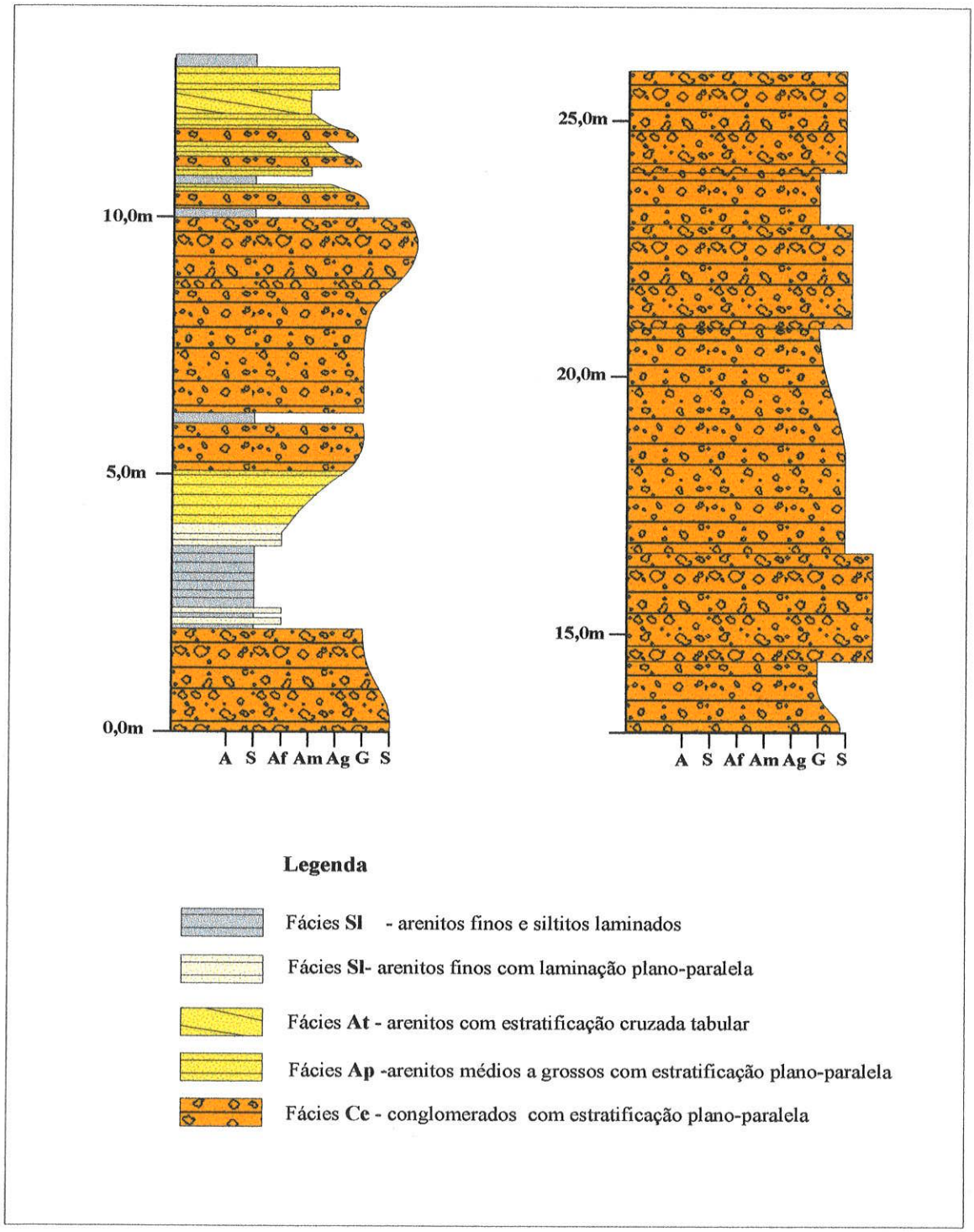


Figura III.29 - Seção colunar de depósitos de leques aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1. Ponto SB05.

grandes larguras dos canais, ausência de planícies de inundação e presença de fluxo desconfinado. Algumas porções com predomínio do elemento **LA** sugerem um caráter efêmero do sistema fluvial.

As paleocorrentes medidas nesses depósitos revelam uma direção de transporte para sudeste, caracterizando um padrão de drenagem transversal à geometria da bacia (figura III.31).

III.6.5 Sistemas aluviais da Seqüência SB3

A seqüência **SB3** possui uma evolução fortemente influenciada pela atividade tectônica nas falhas de borda, possuindo depósitos aluviais tanto em sua porção inferior, interpretada como um trato de mar baixo, quanto em sua porção superior, análoga a um trato de mar alto.

Os depósitos do trato de mar baixo da seqüência **SB3** apresentam características semelhantes às dos depósitos equivalentes da **SB2**, porém é predominantemente arenítica e desprovida de grandes espessuras da fácies **Ap** (figura III.33). Em todo o pacote dessa unidade predomina amplamente o elemento arquitetural **FA1**, sendo as principais formas de leito as dunas com cristas sinuosas (fácies **Aa**) de pequeno porte (figura III.34). Ocorre também uma camada métrica a decamétrica de conglomerados (fácies **Ce** e **Cp**) próximo ao topo da unidade, demonstrando uma modificação das características do sistema fluvial com o predomínio do elemento arquitetural **FC**. Essa unidade foi interpretada como um sistema fluvial de rios entrelaçados arenosos distais, diferindo daquele da **SB2** por um possível caráter mais perene.

Nesses depósitos foi realizado o maior número de medidas de paleocorrentes dentre todas as unidades, caracterizando-se um padrão muito consistente de transporte para norte (axial), com variância compatível com a interpretação de um sistema deposicional de rios entrelaçados (figura III.35).

A porção superior da seqüência **SB3** apresenta um pacote inicial de arenitos conglomeráticos com predomínio das fácies **Aa**, **At** com seixos esparsos e **Ce**, que passa em direção ao topo para conglomerados com as fácies **Ce**, **Cp** e **Cm** (figura III.36). Os arenitos conglomeráticos apresentam o predomínio de formas de leito arenosas (elemento arquitetural **FA1**), com ocorrência restrita do elemento **FC**, que apresenta geometrias lenticulares métricas e espessuras decimétricas e é formado pela fácies **Ce**. Mais uma vez não são reconhecidas geometrias canalizadas importantes.

Os conglomerados sustentados pelos clastos ocorrem no topo da unidade e nas regiões proximais em relação às falhas limitantes da bacia, caracterizados por camadas tabulares do elemento arquitetural **FC** e, restritos aos limites da bacia, espessos pacotes do elemento arquitetural **FG1** contendo a fácies **Cm** com blocos de até um metro de diâmetro.

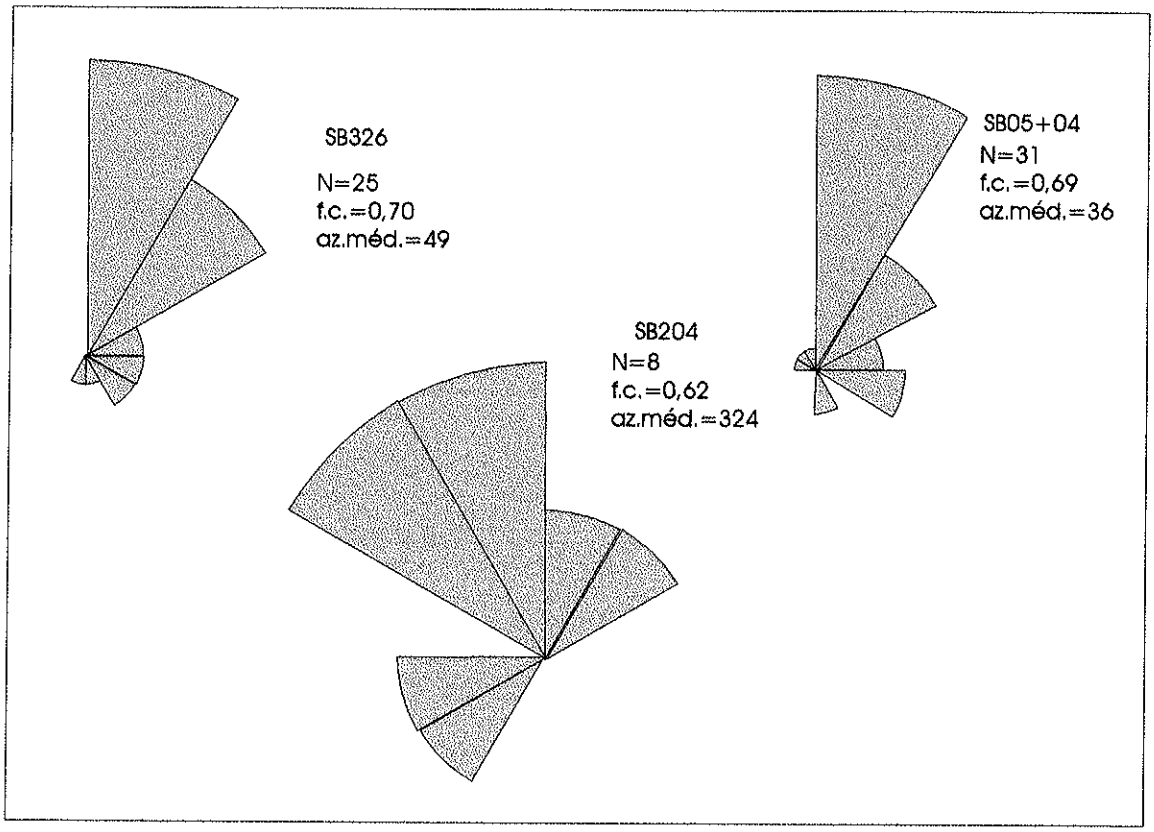


Figura III.30 - Paleocorrentes aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd.= azimute do vetor médio.

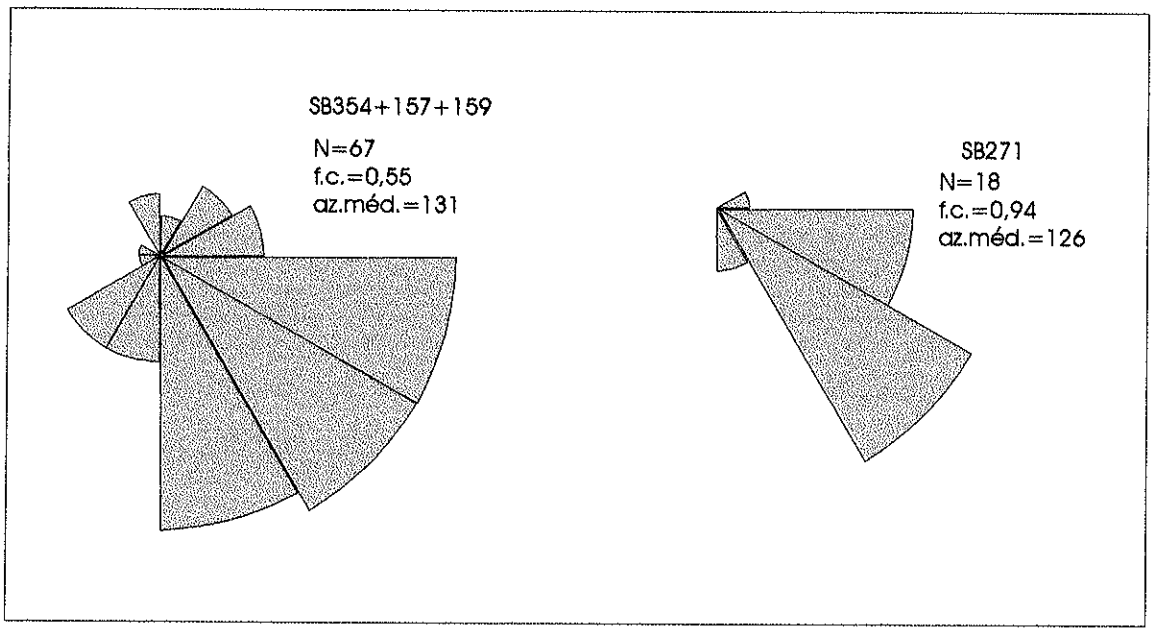


Figura III.31 - Paleocorrentes aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB2. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd.= azimute do vetor médio.

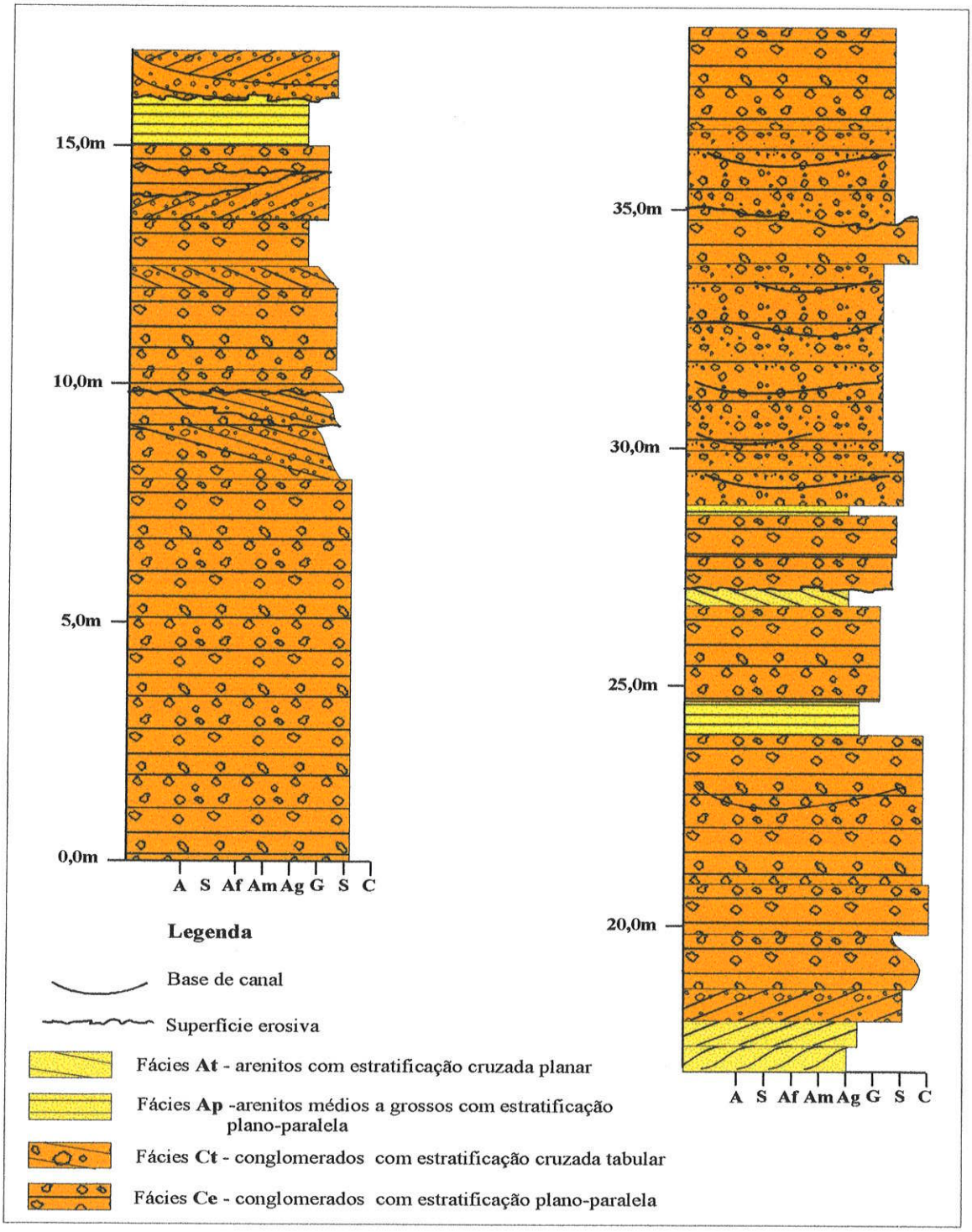


Figura III.32 - Seção colunar de fácies conglomeráticas de rios entrelaçados - trato de mar baixo da Seqüência SB2. Ponto SB05b.

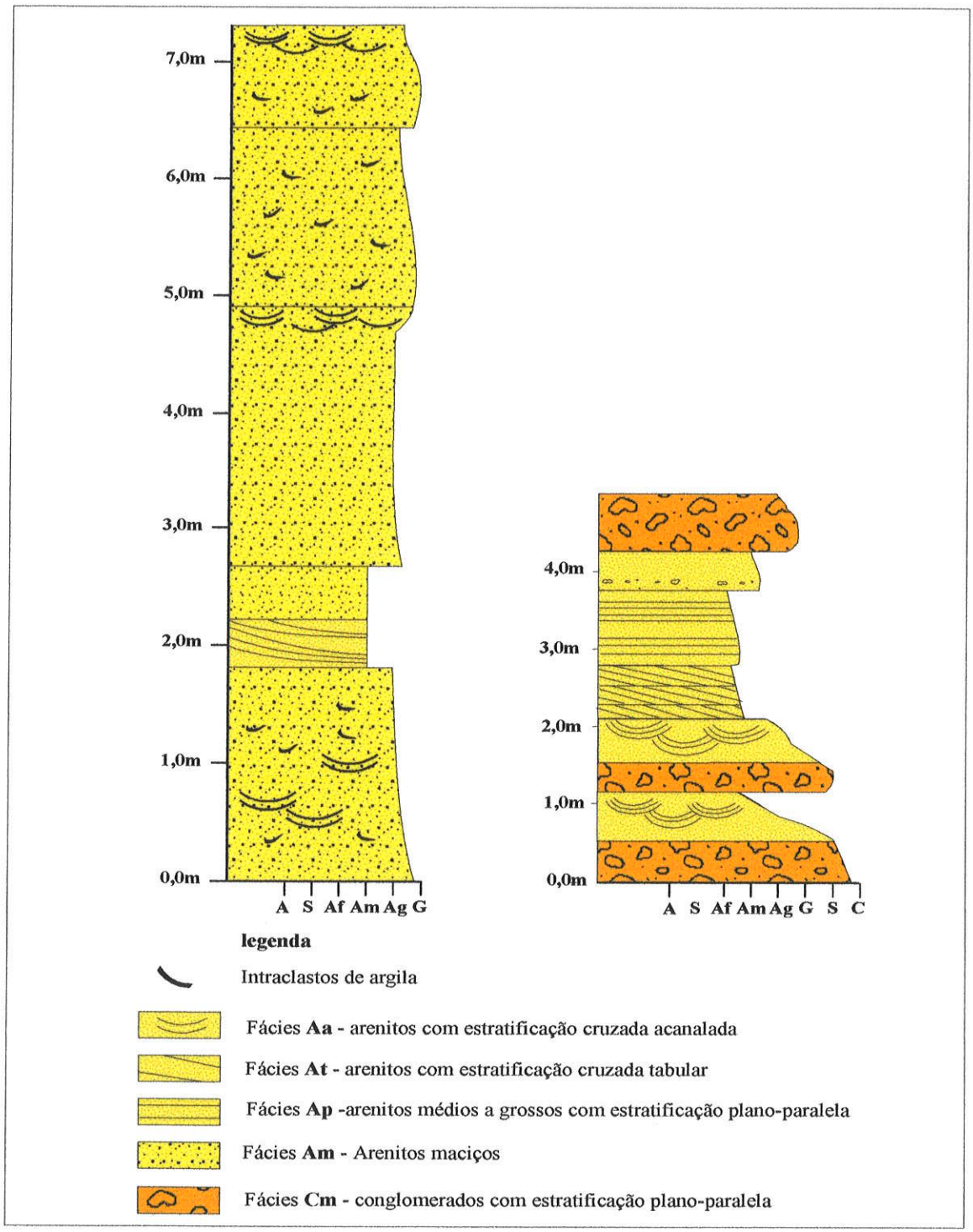
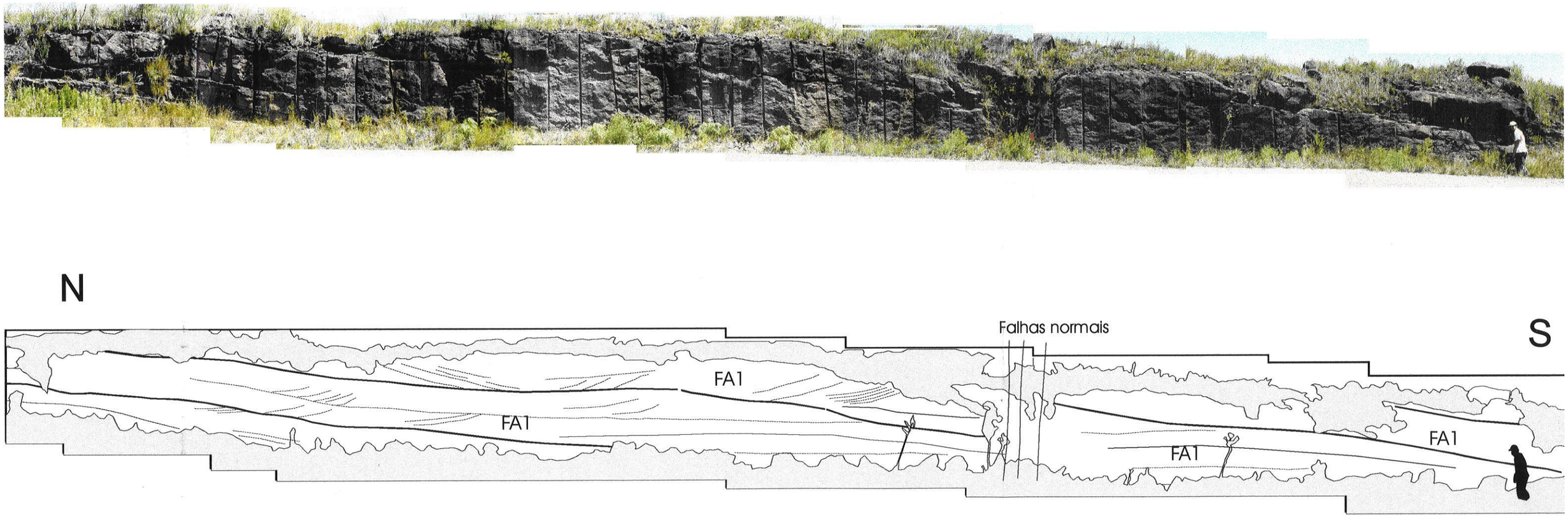


Figura III.33 - Depósitos fluviais de rios entrelaçados - trato de mar baixo da Seqüência SB3. Pontos SB17 e SB183.



FA1 -Elemento arquitetural - formas de leito arenosas (fácies Aa)

— Superfícies de 4ª ordem

— Superfícies de 3ª ordem

····· Superfícies de 1ª e 2ª ordem

Figura III.34 - Geometria dos depósitos fluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB3, mostrando predomínio de camadas tabulares do elemento FA1. Ponto SB17.

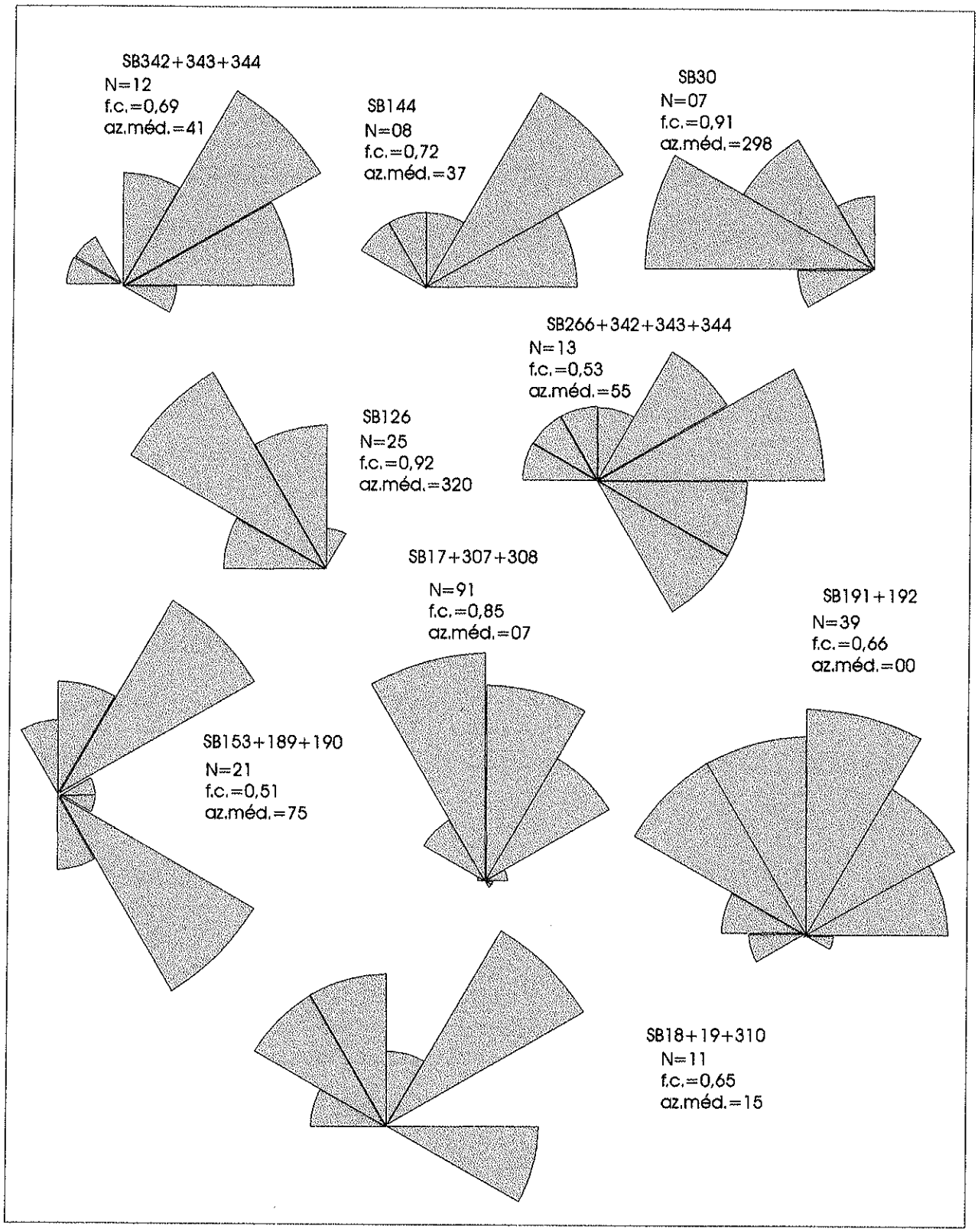


Figura III.35 - Paleocorrentes aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB3. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd.= azimute do vetor médio.

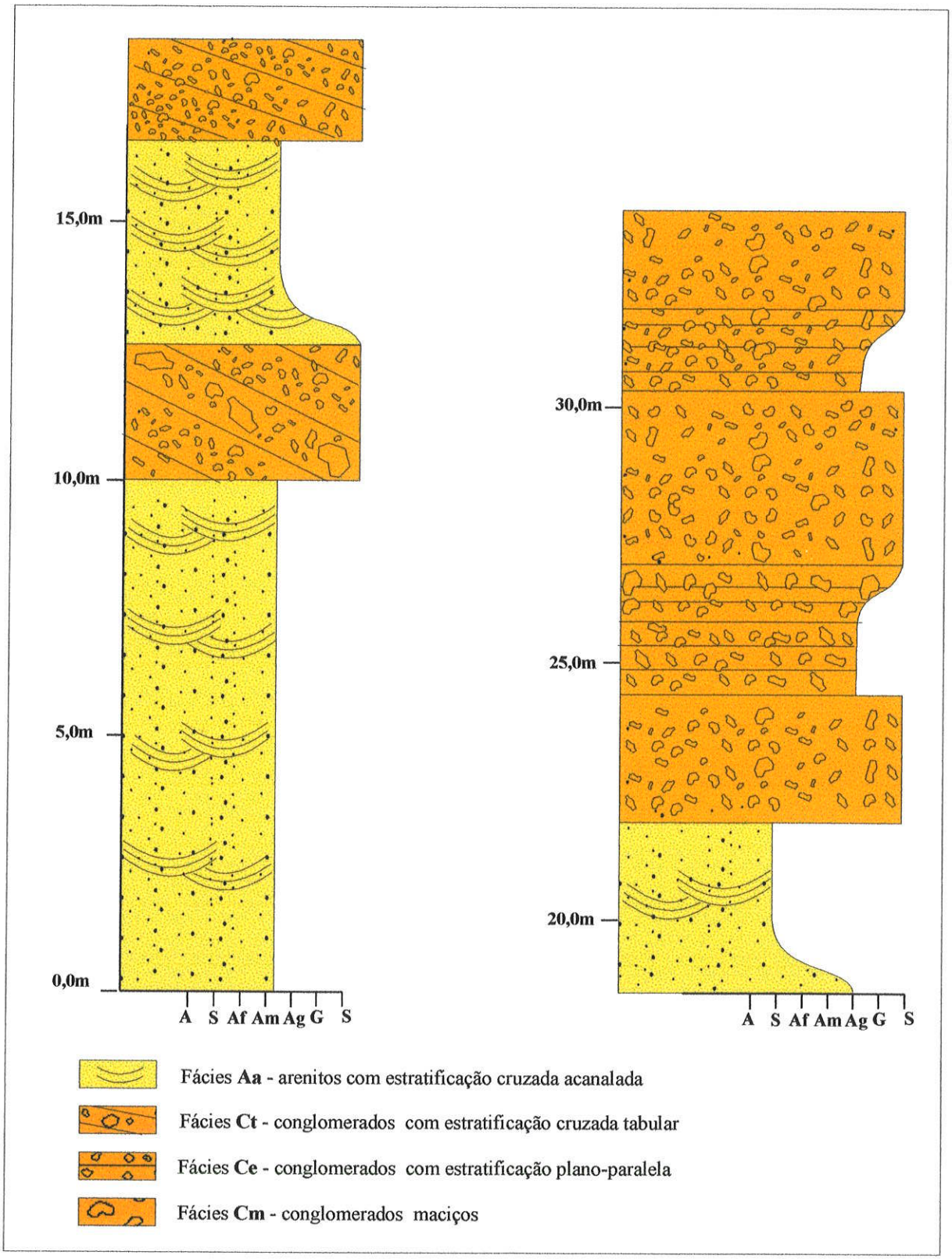


Figura III.36 - Depósitos fluviais de rios entrelaçados arenosos passando a depósitos conglomeráticos de leques aluviais - trato de mar alto da Seqüência SB3. Ponto SB84.

A presença de fácies de fluxo de detritos na porção conglomerática superior caracteriza leques aluviais (*sensu* Blair & McPherson 1994), podendo a porção inferior arenítica ser relacionada a regiões distais desses mesmos leques, nas quais predomina transporte fluvial em planície aluvial de rios entrelaçados.

Assim os depósitos aluviais da porção superior da seqüência **SB3** (trato de mar alto) são interpretados como a progradação de fácies proximais de leques aluviais sobre suas planícies de rios entrelaçados distais, evidenciando importante influência tectônica na sedimentação.

Paleocorrentes foram analisadas principalmente nas fácies de arenitos fluviais do trato de mar alto da seqüência **SB3**, caracterizando transporte predominantemente transversal à bacia, com aporte sedimentar derivado da denudação do alto de Caçapava do Sul, com fluxo para nordeste (figura III.37).

III.6.6 Considerações gerais

Uma característica geral dos depósitos aluviais da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental é a ausência de canais bem definidos e de elementos arquiteturais que denotam canais profundo e perenes. Apesar de as pequenas dimensões dos afloramentos estudados dificultarem o reconhecimento de canais de grande porte, interpretou-se essa evidência como indicativa de fluxo desconfinado ou em canais muito amplos e rasos, sujeitos a grande variação de descarga e com eventos de enchentes em lençol.

Foram reconhecidos dois padrões principais de transporte sedimentar aluvial: um padrão de drenagem transversal ao eixo da bacia, caracterizado por fácies mais proximais e por grande dispersão de paleocorrentes, reconhecido nos tratos de mar baixo das seqüências **SB1** e **SB2** e no trato de mar alto da seqüência **SB3**; e outro padrão axial com correntes para norte, com fácies caracteristicamente mais distais, reconhecido no trato de mar baixo da seqüência **SB3**.

No caso da seqüência **SB1**, a grande dispersão de paleocorrentes deve refletir padrão de drenagem distributário, o que caracterizaria leques aluviais de rios entrelaçados (*sensu* Stanistreet & MacCarthy 1993). A ausência de fácies de fluxo de detritos, típica de leques aluviais (Blair & McPherson 1994), possivelmente decorre da posição paleogeográfica desses depósitos, distantes da escarpa de falha e provenientes da bacia de drenagem do bloco abatido (Leeder & Gawthorpe 1987).

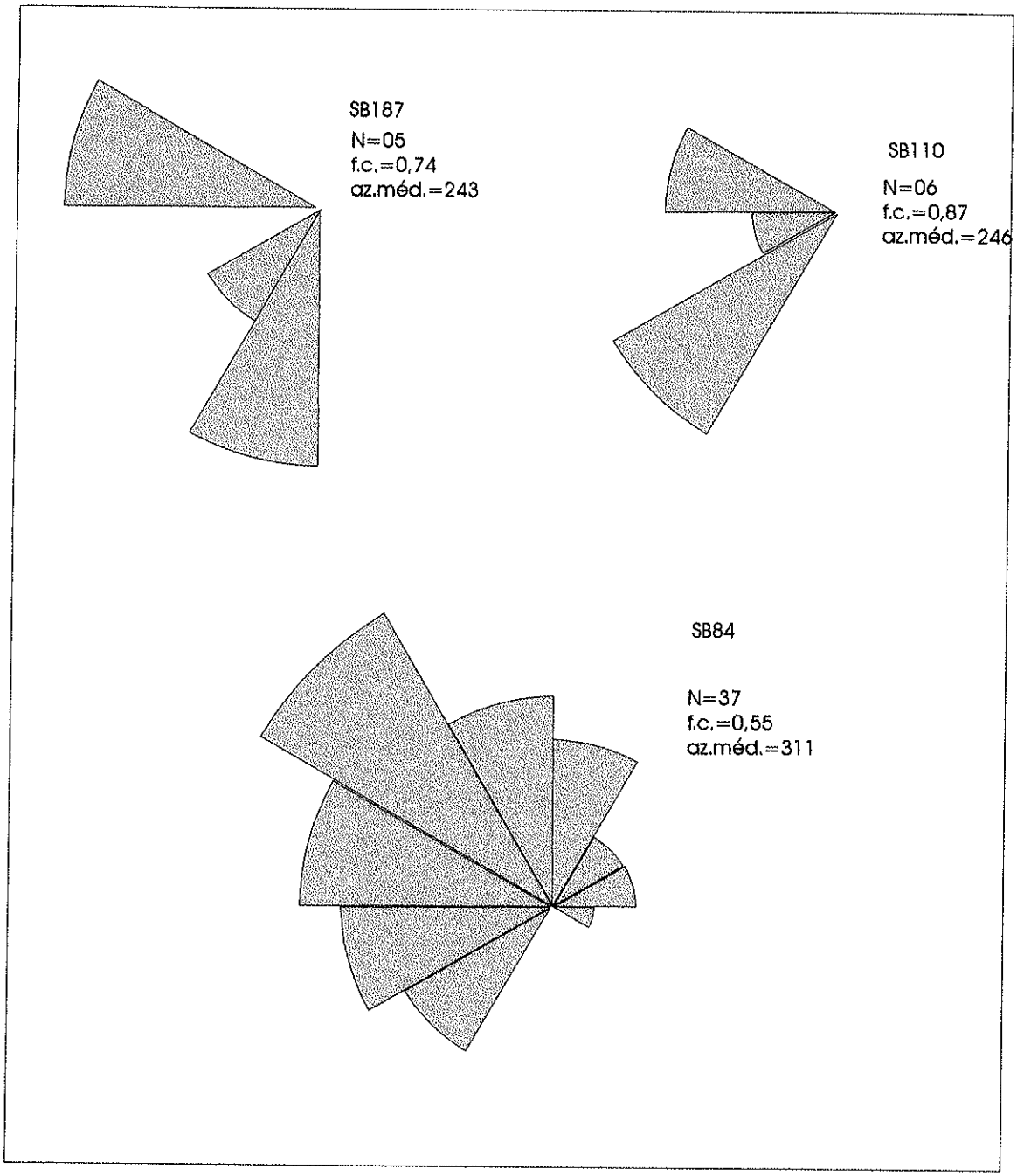


Figura III.37 - Paleocorrentes aluviais do trato de mar alto da Seqüência SB3. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd.= azimute do vetor médio.

III.7 Sistemas deposicionais marinhos e transicionais

Uma importante parcela dos depósitos siliciclásticos da Formação Santa Bárbara é formada por arenitos micáceos e ritmitos arenosos de ambientes marinhos rasos e transicionais, incluindo espessas sucessões de planície de maré na seqüência **SB2**, e fácies lagunares com influência de maré e fácies de face litorânea dominada por ondas na seqüência **SB3**. A interpretação dos processos e ambientes deposicionais baseou-se na análise de fácies e na descrição das superfícies principais e geometrias dos elementos arquiteturais, considerando-se os critérios de interpretação de vários autores, principalmente Nio & Yang (1991). Os principais modelos de ambientes deposicionais utilizados foram aqueles sumarizados em Elliott (1986), Walker & Plint (1992), Dalrymple (1992), Reinson (1992), Reading & Collinson (1996) e Johnson & Baldwin (1996). As principais fácies encontradas nos depósitos marinhos e transicionais da Formação Santa Bárbara são descritas na tabela III.05.

As principais associações de fácies encontradas foram agrupadas e interpretadas de acordo com as geometrias das camadas e a descrição das superfícies limitantes, obtendo-se uma classificação de elementos arquiteturais análoga àquela aplicada por Miall (1985, 1996) para depósitos aluviais. Os principais elementos descritos para os depósitos marinhos e transicionais são representados na tabela III.06.

Ritmitos de planícies de marés (**RM**): Caracterizados por camadas tabulares predominantemente da fácies **H**, com ocorrência comum das fácies **Ao**, **Sl**, **Aco** e **Ap** e subordinadamente **Am** e **Sg**, formando pacotes tabulares de espessura métrica (comumente de 2 a 5 m) sobre contato brusco com o elemento **BM** e geralmente limitados no topo por contato erosivo com novo ciclo de **BM**, interpretado como superfície de inundação. O padrão dominante nesses pacotes é granodecrescente para o topo, com gradual passagem de um predomínio inicial das fácies **Ap** e **H** (com acamadamento heterolítico tipo *flaser*) para um predomínio das fácies **Ac**, **Ao** e **H** e finalmente **Sl** e **H** siltoso, algumas vazes com ocorrência da fácies **Sg** no topo dos ciclos. Dentro desse elemento ocorrem subordinadamente lentes decimétricas da fácies **Aco**, interpretadas como depressões dentro das planícies de maré, preenchidas por depósitos com predomínio de processos de fluxo oscilatório induzido pelo vento em águas rasas. Mesmo a fácies **H** apresenta muitas vezes evidências de fluxo oscilatório ou combinado, o que não descaracteriza o ambiente de planícies de maré, no qual tais processos são comuns e relatados por diversos autores (*e.g.* Davis & Flemming 1995).

Tabela III..05 –Fácies sedimentares marinhas e transicionais da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental.

Código	*Fácies*	*Descrição*	*Interpretação*
Ap	Arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela	Arenitos geralmente micáceos e arcoseanos, de coloração castanha a alaranjada, dispostos em camadas tabulares de espessuras decimétricas. Além da estratificação plano-paralela, apresentam freqüentemente lineação primária de corrente	Depósitos de correntes em regime de fluxo superior, associado a diversos processos conforme a associação de fácies em que se encontram.
Aa	Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada	Arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos, com má seleção granulométrica e mineralógica e com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte, algumas vezes com concentração de clastos nos *foresets*. Dispõem-se em espessos pacotes homogêneos, com raros bolsões conglomeráticos.	Depósitos de dunas subaquosas de crista sinuosa.
Al	Arenitos siltosos com evidências de liquefação	Arenitos castanhos e amarronzados, muito mal selecionados, maciços ou com estruturas reliquiares convolucionadas, freqüentemente com proporções variáveis de silte e/ou argila dispersos na matriz, além de micas e raros grânulos. Presença ocasional de laminação contorcida preservada em meio à massa mal selecionada, bem como de camadas pelíticas interrompidas e dobradas.	Resultado de perturbação de depósitos arenosos e siltosos por processos de perda de fluidos e/ou liquefação por sobrecarga.
Am	Arenitos grossos a médios maciços	Arenitos feldspáticos de coloração castanha a amarelada, sem estruturas aparentes, e com freqüentes grânulos e pequenos seixos. Apresentam-se em camadas decimétricas e raramente métricas, geralmente na base de ciclos granodecrescentes, ou em camadas decimétricas isoladas.	Depósitos de fluxo granular associados a lobos de*washover*, ou resultado de perturbação de camadas originalmente estruturadas por processos de perda de fluidos.
Acc	Arenitos finos a médios com laminação cruzada de corrente	Arenitos finos a médios, micáceos, de coloração amarronzada a castanha, com abundantes laminações cruzadas cavalgantes; dispõe-se em camadas de espessuras centimétricas a decimétricas, de base reta e espessura constante.	Estruturas de corrente em águas relativamente rasas. Indicam ação conjunta de processos de tração e decantação em correntes uni ou bidirecionais.
Aco	Arenitos finos a médios com laminação cruzada de fluxo oscilatório	Arenitos finos a médios, micáceos, de coloração amarronzada a castanha, com abundantes laminações cruzadas cavalgantes; dispõem-se em camadas de espessuras centimétricas a decimétricas com simetria da forma externa, base erosiva irregular em escavações côncavas para cima, dissemelhança estrutural entre a forma e a laminação (forma assimétrica para um lado e laminação interna para outro), irregularidade de espessura das camadas e variação lateral da morfologia em uma mesma camada.	Estruturas de fluxo oscilatório, geradas em águas relativamente rasas pela ação simultânea de tração e suspensão.
Sl	Siltitos e arenitos finos laminados	Litologias finas, principalmente siltitos arenosos e arenitos finos a muito finos, muito micáceos e de coloração amarronzada, cuja estrututra principal é a laminação plano-paralela. Ocorrem em camadas geralmente tabulares, raramente lenticulares, de espessura centimétrica a decimétrica. Por vezes ocorrem níveis de areia grossa ou grânulos intercalados paralelamente à laminação.	Depósitos de material de suspensão, por vezes associados a tração em regime de fluxo inferior.

H	Arenitos e siltitos heterolíticos	Arenitos ricos em marcas onduladas, dispostos em camadas centimétricas, com siltitos argilosos depositados nas calhas das marcas onduladas. A variação da proporção entre os níveis arenosos, cujos topos possuem contornos ondulados, e das camadas ou lentes de siltitos proporciona o reconhecimento de três tipos de estratificação. Em um primeiro caso as camadas arenosas predominam, fazendo com que os depósitos de finos fiquem isolados entre si, em lentes centimétricas. No segundo caso ocorrem proporções aproximadamente iguais de arenitos e siltitos, resultando em um padrão ondulado. No terceiro caso predominam os siltitos, resultando em isolamento das marcas onduladas arenosas. Destes três tipos de estratificação heterolítica, o mais comum na sub-bacia é o segundo.	Alternância de processos de tração e decantação em ambientes de planícies de marés, arenosa, mista ou argilosa, conforme a proporção das granulometrias.
Ath	Arenitos finos com estratificação cruzada tangencial e lâminas heterolíticas argilosas	Arenitos finos com estratificação cruzada tangencial de pequeno e raramente médio porte, de coloração castanha, com profusão de intercalações de lâminas argilosas, superfícies de reativação e freqüente presença de intraclastos argilosos nos estratos frontais (*foresets*). Ocorrem em camadas decimétricas descontínuas, mas com limites bem definidos, tendendo a tabulares.	Dunas subaquosas de cristas retas, sujeitas a variação de energia e direção de correntes, com freqüente interrupção da corrente predominante e deposição de argila por decantação, ou estabelecimento de uma corrente reversa, gerando superfícies de reativação, seguidas por nova retomada da atividade da corrente predominante, por vezes gerando fragmentação de camadas argilosas anteriores e formação de intraclastos.
Sg	Siltitos e argilitos com gretas de contração	Siltitos e argilitos micáceos, amarronzados, em camadas centimétricas a decimétricas com gretas de contração preenchidas por areia média a grossa. São normalmente recorrentes em vários níveis nos afloramentos onde se encontram.	Exposição subaérea de níveis depositados por decantação ou correntes de regime de fluxo inferior, resultando na contração dos argilominerais por desidratação. Sua presença denota a variação do nível de lâminas rasas de água, com exposição subaérea de duração relativamente curta, sem erosão representativa.
Ao	Arenitos finos com marcas onduladas	Arenitos finos, micáceos, amarronzados, com preservação da forma de marcas onduladas geralmente assimétricas no topo das camadas. São freqüentes padrões de interferência de marcas onduladas de diferentes direções.	Correntes de pouca profundidade ou ação de ondas.
At	Arenitos médios a grosso com estratificação cruzada tabular	Arenitos feldspáticos, com má seleção granulométrica, de coloração castanha a rosada, com estratificação cruzada tabular de médio ângulo, em camadas de pequeno e médio porte.	Depósitos de dunas subaquosas de cristas retas.
Ai	Arenitos médios com estratificação inclinada de baixo ângulo	Arenitos médios a finos, com boa seleção granulométrica e camadas tabulares decimétricas com estratificação inclinada de baixo ângulo, separadas por superfícies de erosão também inclinadas.	Depósitos de arrebentação de ondas na linha de costa, formando barras de praia com estratificação de espraiamento (*swash*).
Amo	Arenitos médios com megaondulações	Arenitos médios, com boa seleção granulométrica, de coloração rósea a castanha, em camadas decimétricas a métricas com estratificação ondulada paralela, acompanhando a forma de dunas subaquosas de comprimento de onda decimétrico a métrico (*megaripples* com preservação da forma)	Depósitos de dunas subaquosas com acresção vertical preservando a forma das dunas por deposição de material de suspensão.
Ah	Arenitos médios a finos com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*	Arenitos médios com boa seleção granulométrica e coloração creme, dispostos em camadas decimétricas a métricas onduladas, com freqüente estratificação cruzada de baixo ângulo e, observáveis nas melhores exposições, estratificação cruzada tipo *swaley* (preenchimento concordante de escavações circulares ou elípticas côncavas para cima) e *hummocky* (estratificação convexa para cima formando elevações circulares ou elípticas).	Depósitos de fluxo oscilatório ou combinado (oscilatório e unidirecional), gerados durante a atenuação de tempestades.

Barras de sub-maré (**BM**): Caracterizados por camadas tabulares a lenticulares decimétricas a métricas, principalmente da fácies **Ath** e mais raramente das fácies **At** ou **Aa**, formando camadas isoladas com estratificação cruzada ou conjuntos de poucas camadas com estratificação cruzada. Algumas camadas mostram geometria lenticular com a passagem, na sua porção frontal, para conjuntos das fácies **Ac**, **Ao** e **H** (*toesets*), por vezes recobertos pelas camadas com estratificação cruzada em migração contínua.

Esse elemento é interpretado como representante de barras de sub-maré em porções relativamente rasas de canais de maré e está geralmente associado à base de ciclos granodecrescentes compostos predominantemente pelo elemento **RM**, sendo limitado na base por superfície erosiva correspondente a evento de rápida inundação e, no topo, por contato brusco com o elemento **RM**. É freqüente a ocorrência de diversas superfícies de reativação com mergulhos baixos e com a mesma direção dos estratos cruzados, as quais separam internamente camadas ou conjuntos de menor ordem.

Os ciclos granodecrescentes compostos pelos elementos **BM** e **RM** são interpretados como parasseqüências (*sensu* Van Wagoner *et al.* 1990), ou seja, pacotes de rochas geneticamente correlacionadas limitadas na base e no topo por superfícies de inundação e que representam a progradação das planícies de intermaré sobre os canais de maré (figura III.38).

Lobos de suspensão em frente deltaica (**LD**): Lobos com geometrias lenticulares em cortes frontais e geometrias sigmoidais em cortes paralelos ao transporte médio, compostas por arenitos com predomínio das fácies **Am**, **Ac** e **Ap**, com algumas superfícies de reativação e ocorrência de lâminas argilosas nos estratos frontais. Esse elemento arquitetural é interpretado como resultado de brusca desaceleração de correntes fluviais em sua desembocadura, em decorrência de aumento da espessura da lâmina d'água e influência de marés. Por vezes estão associados a camadas de arenitos grossos estratificados e arenitos com grânulos (**Ap**, **At**), indicando o aporte de material fluvial mais grosso por variação de descarga ou outro processo autocíclico na desembocadura de rios em um sistema estuarino com influência de marés.

Lençóis de arenitos de tempestades (**LT**): Caracterizados por geometrias tabulares lateralmente contínuas e ciclos granodecrescentes decimétricos a métricos, com predomínio das fácies **Ap** e **Ah** na porção inicial passando às fácies **Aco**, **H** e **Ao** em direção ao topo (figura III.39). Esta associação é interpretada como depósitos resultantes de transporte e retrabalhamento de material arenoso por eventos de tempestades e deposição durante a atenuação desses eventos, com preservação predominante em áreas sem ação intensa de ondas em períodos de tempo bom (entre as tempestades), como baías restritas e áreas de costa afora

(abaixo do nível de ação de ondas normais).

Formas de leito arenosas geradas por correntes costeiras (**FA2**): Camadas tabulares a lenticulares de arenitos com estratificação cruzada, com predomínio das fácies **Amo**, **At** e **Aa**, depositados em ambiente de face litorânea proximal por ação de correntes costeiras (de deriva litorânea) causadas pela obliqüidade do aporte de ondas em relação à direção da linha de costa. Diferem do elemento **FA1** pela íntima associação com fácies marinhas costeiras (elementos **LT** e **CL**) e pela abundância de evidências de acresção vertical, com a preservação da forma das dunas subaquosas pela deposição simultânea de material de suspensão durante a migração das formas de leito (elemento **Amo**).

Cordões litorâneos e ilhas-barreira (**CL**): Camadas decimétricas das fácies **Ai**, **Ap** e **Ao**, com provável comprimento muito superior à largura (centenas a milhares de metros por dezenas a centenas de metros), de difícil observação em escala de afloramento. Este elemento é interpretado como representante de depósitos de antepraia, com predomínio de processos de espraiamento (*swash*) e arrebentação de ondas, resultando em conjuntos de estratos inclinados em direção ao mar.

Finos de decantação em baía estuarina ou laguna (**FB**): Camadas tabulares métricas a decimétricas lateralmente contínuas, com predomínio da fácies **Sl**, com ocorrência de **Al**, **H**, **Am** e **Ap**. Ocorre em espessos conjuntos de camadas, em ciclos granocrescentes métricos, ou como camadas isoladas associadas a barras de sub-maré (elemento **BM**) ou lençóis de arenitos de tempestades (elemento **LT**). Esse elemento é interpretado como deposição em zonas de máxima concentração de material em suspensão em ambiente estuarino (*maximum turbidity zone*) ou em áreas de águas relativamente profundas em ambientes lagunares. Zonas de concentração de material de suspensão ocorrem em estuários devido ao aprisionamento do material fino pela oposição de correntes com direções distintas (de marés e fluviais) na região intermediária do estuário.

Lobos de rompimento de ilha-barreira (**LR**): Camadas decimétricas a métricas de arenitos das fácies **Am**, **Ap** e **Ac**, com geometrias tabulares a lenticulares, intercaladas ao elemento arquitetural **FB**, por vezes no topo de ciclos granocrescentes métricos. Este elemento é interpretado como depósitos derivados de rompimento da porção superior de ilhas-barreira em eventos de tempestades (*washover*), com o transporte de material arenoso para dentro da laguna e deposição na forma de leques.

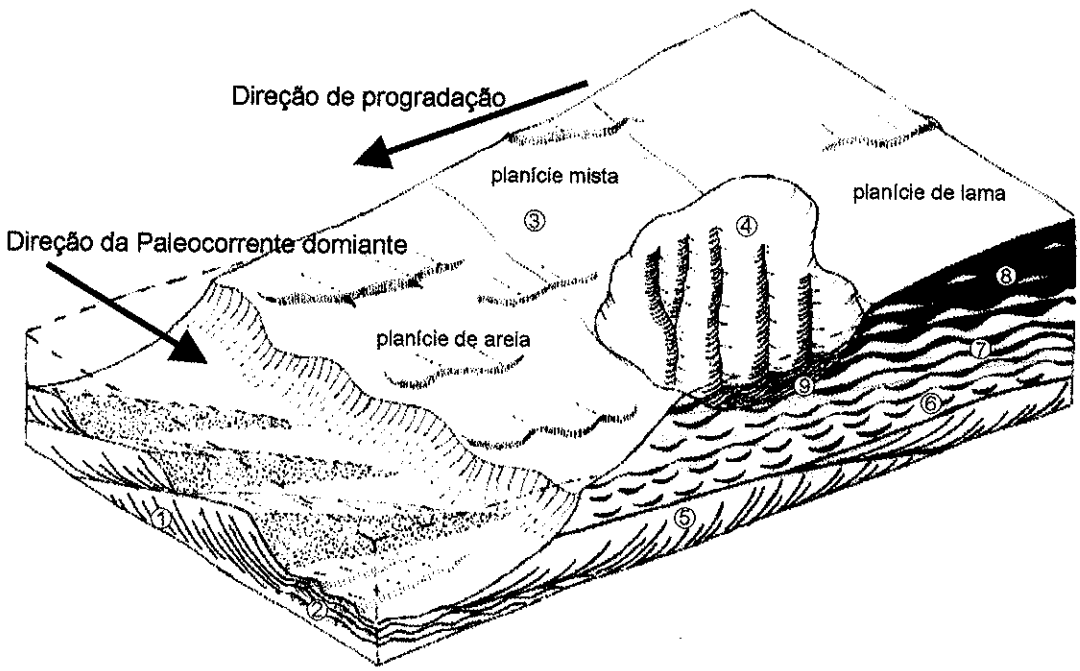


Figura III.38 - Modelo deposicional mostrando a relação entre os elementos **BM** e **PM**, em parasseqüências de pelanícies de marés. 1-barras de sub-maré com predomínio da corrente dominante; 2- *toe sets* com registro da bimodalidade de corrente; 3- planície de intermaré; 4-depressão na intermaré com predomínio de ação de ondas; 5- fácies Ath gerada por 1; 6-, 7- e 8- fácies H, arenosa (*flaser*), mista (*wavy*) e argilosa (*lenticular bedding*); 9- laminação cruzada por fluxo oscilatório.

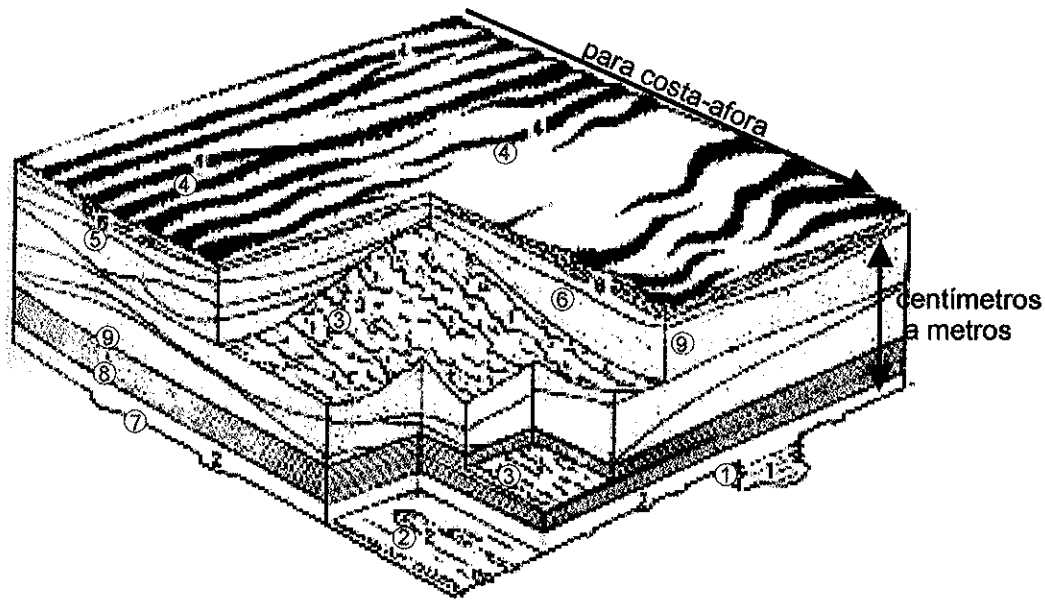


Figura III.39 - Modelo deposicional para o elemento **LT** - lençóis de arenitos de tempestades (Leckie & Krystinick 1989). 1- e 2- marcas de sola; 3 - lineação primária de corrente; 4 - marcas onduladas; 5- laminação cruzada de fluxo oscilatório; 6- laminação cruzada de fluxo combinado; 7- Acamamento maciço; 8- Arenitos com estratificaçã plano-paralela; 9- estratificação cruzada tipo *hummocky*.

Fluxo gravitacional subaquoso (**FG2**): Espessos pacotes de conglomerados da fácies **Cm**, em camadas mal definidas tabulares a lenticulares, com raras intercalações decimétricas dos elementos **FB** e **RM**. Ocorre também associado ao elemento **LT** em camadas parcialmente retrabalhadas por eventos de tempestades. Este elemento é interpretado como decorrente de processos de fluxo de detritos aportando em um corpo d'água, em ambiente de leques deltaicos em laguna costeira.

A ocorrência de depósitos marinhos costeiros e transicionais na área estudada dá-se, com importância variável, nas três seqüências deposicionais. Os elementos arquiteturais reconhecidos nos depósitos marinhos e transicionais são sumarizados na tabela III.06.

Código	Elemento arquitetural	Fácies	Geometria
RM	Ritmitos de planície de maré	H, Ao, Ap, Sl, Ac, Sg	Camadas tabulares métricas, granodecrescentes para o topo, limitadas na base por contato brusco (geralmente com o elemento **BM**) e no topo por contato erosivo.
BM	Formas de leito arenosas (maré)-barras de sub-maré.	Ath, (At, Aa, Ac, Ao H)	Camadas tabulares a lenticulares com espessuras decimétricas compostas por um ou mais conjuntos de estratificações cruzadas com abundantes superfícies de reativação.
LC	Lobos de suspenão deltaicos	Am, Ap, Ac	Camadas decimétricas a métricas, lenticulares e sigmoidais de arenitos finos
LT	Lençóis de arenitos de tempestades	Ah (Ao, Ap, Ac)	Camadas tabulares a irregulares, lateralmente contínuas, com espessuras decimétricas a métricas e ciclos granodecrescentes, com estruturas de menor energia e profundidade em direção ao topo.
FA2	Formas de leito arenosas geradas por correntes de deriva litorânea	Amo, At, Aa	Camadas tabulares a lenticulares, freqüentemente com preservação da forma das dunas no topo dos ciclos.
CL	Cordões litorâneos e ilhas-barreira	Ai, Amo, Ap, Ao	Cordões alongados em um dos eixos, formados por camadas decimétricas compostas por conjuntos de estratos inclinados em direção ao mar.
LR	Lobos de rompimento de ilha-barreira (*washover*)	Ap, Ac	Camadas tabulares a amplamente lenticulares, com contatos bruscos e espessura decimétrica a métrica.
FB	Finos de decantação em baía estuarina ou laguna	Sl, Al, Ap, H	Camadas métricas a decimétricas, lateralmente contínuas, compostas por ciclos granocrescentes.
FG2	Fluxo gravitacional subaquoso	Cm	Camadas mal definidas, lenticulares a tabulares, métricas, compondo pacotes com espessura de várias dezenas de metros.

Tabela III.06 - Elementos arquiteturais dos depósitos marinhos e transicionais.

III.7.1 Sistemas marinhos e transicionais da Seqüência SB1

Na primeira seqüência deposicional da sucessão estudada ocorrem depósitos marinhos costeiros com influência de marés, interpretados como um trato transgressivo que assenta diretamente sobre depósitos fluviais. O caráter brusco do contato e a observação, em fotografias aéreas, de truncamento das camadas fluviais pela superfície transgressiva, é um indício de erosão parcial associada à transgressão.

Esses depósitos costeiros apresentam características de planícies de maré e bacia estuarina, com o elemento arquitetural **RM** em camadas lateralmente contínuas que predominam na porção inferior, e aumento da presença do elemento **FB** em direção ao topo do pacote, caracterizando um padrão transgressivo.

III.7.2 Sistemas marinhos e transicionais da Seqüência SB2

A segunda seqüência deposicional apresenta uma espessa sucessão de depósitos marinhos costeiros, preservados nos tratos transgressivo e de mar alto.

Na porção inicial do trato transgressivo observam-se indícios de retrabalhamento de depósitos aluviais por correntes de maré (figura III.40), com depósitos fluviais de arenitos grossos com grânulos, com influência de marés caracterizada por evidências de estagnação periódica da corrente, gerando lâminas argilosas nos estratos frontais de barras de areia grossa. Após esse breve período inicial, rapidamente instala-se um ambiente estuarino, com predomínio do elemento arquitetural **FB** e intercalações de **LR** compondo a quase totalidade da espessa sucessão do trato transgressivo (figuras III.41, III.42). Raramente ocorre o elemento **LT** intercalado a depósitos de suspensão, evidenciando a atividade ocasional de tempestades na baía estuarina (figura III.43).

O trato de mar alto é caracterizado pela instalação de depósitos de planícies de maré intercalados a barras de sub-maré, evidenciando o término da retrogradação do trato transgressivo (figura III.44), com a passagem dos depósitos de baía estuarina para fácies mais rasas e proximais. Assim, a porção inicial do trato de mar alto é composta por ciclos granodecrescentes dos elementos **BM** e **RM** (figuras III.45, III.46 e III.47), em espesso empilhamento com padrão agradacional.

A porção superior do trato de mar alto apresenta uma mudança tanto nos padrões de empilhamento quanto nas características dos depósitos, com o predomínio do elemento arquitetural **LD** em ciclos granocrescentes por vezes associados a níveis de arenitos grossos com grânulos, refletindo a progradação de deltas flúvio-estuarinos (*bayhad deltas*) sobre as fácies

mais distais (figuras III.48 e III.49).

As paleocorrentes da porção inicial do trato transgressivo apontam para norte, consistentes com a marcante influência fluvial dos depósitos. O restante do trato transgressivo é composto por depósitos predominantemente de decantação, não sendo reconhecidas estruturas com indicação representativa de paleofluxo.

Na porção inicial do trato de mar alto, onde predominam depósitos de planícies de maré e barras de sub-maré, as paleocorrentes são bimodais, com uma componente para norte e outra para sul-sudeste, registradas em marcas onduladas e laminações cavalgantes associadas à migração das barras de sub-maré (*toe sets*). Os estratos cruzados das barras de sub-maré mostram paleocorrentes para norte, interpretadas como correntes de vazante,que predominam sobre as correntes de enchente causadoras das superfícies de reativação (figura III.50).

III.7.3 Sistemas marinhos e transicionais da Seqüência SB3

A terceira seqüência deposicional contém depósitos marinhos interpretados como decorrência de um aumento nas taxas de subsidência devido à reestruturação tectônica que foi responsável pelo soerguimento do alto de Caçapava do Sul. Esses depósitos apresentam grande diversidade de ambientes deposicionais, agrupados em um sistema de laguna/ilhas-barreira com aporte clástico intenso de material do alto de Caçapava do Sul, gerando leques deltaicos intra-lagunares.

A porção inicial do pacote marinho, equivalente a um trato transgressivo, é composta predominantemente pelos elementos arquiteturais **FB**, **RM** e **BM**, com ocorrência restrita de **LR** e **LT** (figura III.51). Essa associação é interpretada como depósitos lagunares (figura III.52) com influência de marés, em uma laguna protegida da ação de ondas por uma ilha-barreira arenosa que serve de fonte para o elemento arquitetural **LR**. Em uma ocorrência isolada por falhas nas cabeceiras do arroio dos Lanceiros, depósitos lagunares com predomínio do elemento **FB** ocorrem associados a espessos pacotes detríticos de conglomerados maciços (**Cm**) interpretados como fácies subaquosas de leques deltaicos (elemento **FG2**), refletindo a influência de atividade tectônica concomitante ao sistema lagunar.

Em direção ao topo do trato transgressivo, ocorrem depósitos marinhos costeiros dominados por ondas, inicialmente representados por uma associação dos elementos **CL** e **FA2**, com predomínio do segundo em direção ao topo. Essa sucessão é interpretada como a transgressão da ilha-barreira arenosa sobre a laguna, continuada pela instalação de um ambiente de face litorânea proximal.

A superfície de inundação máxima é caracterizada pela modificação das características

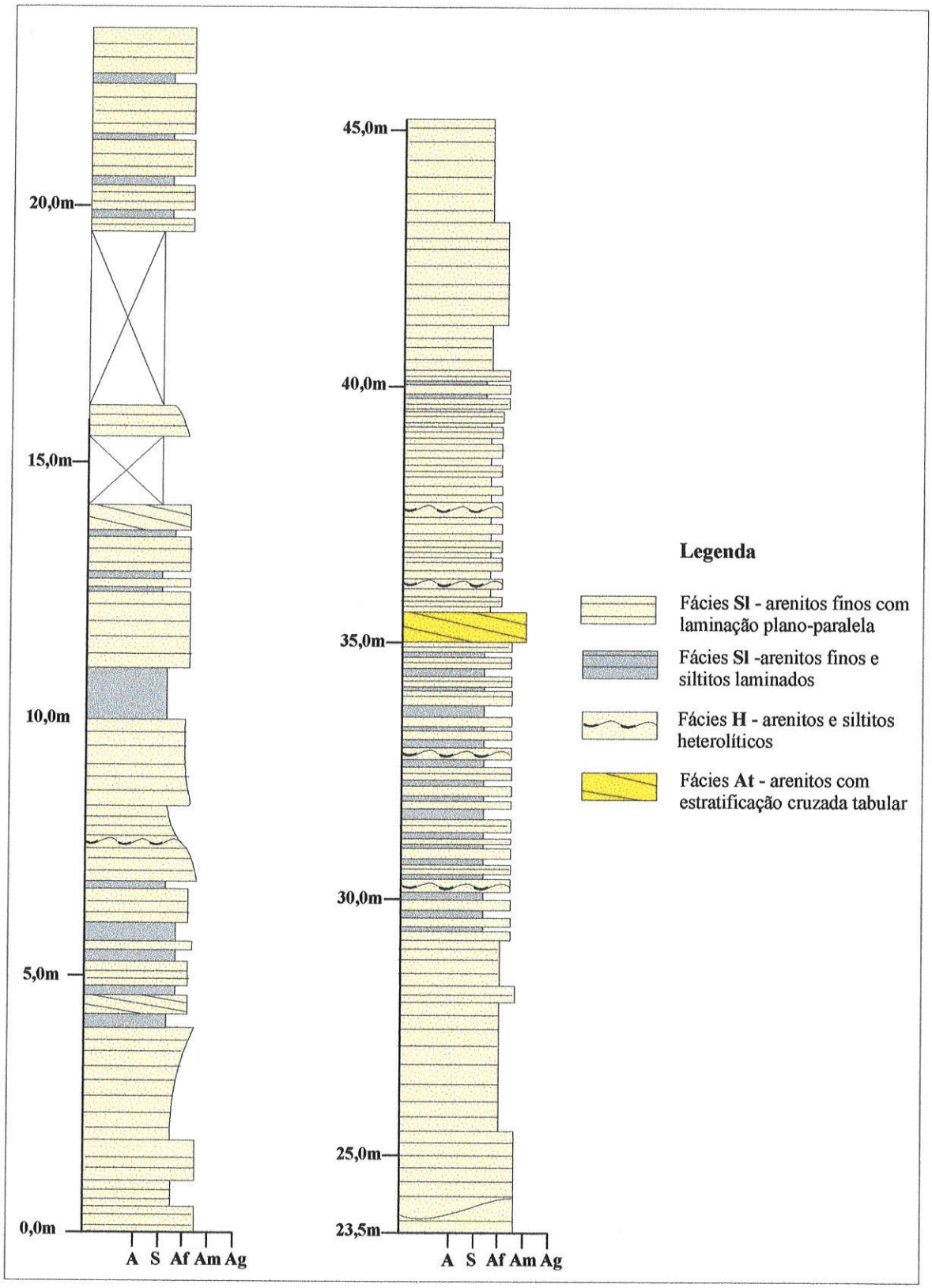


Figura III.40 - Seção colunar da porção inicial do trato transgressivo da Seqüência SB2 - depósitos de planícies de marés. Ponto SB06.

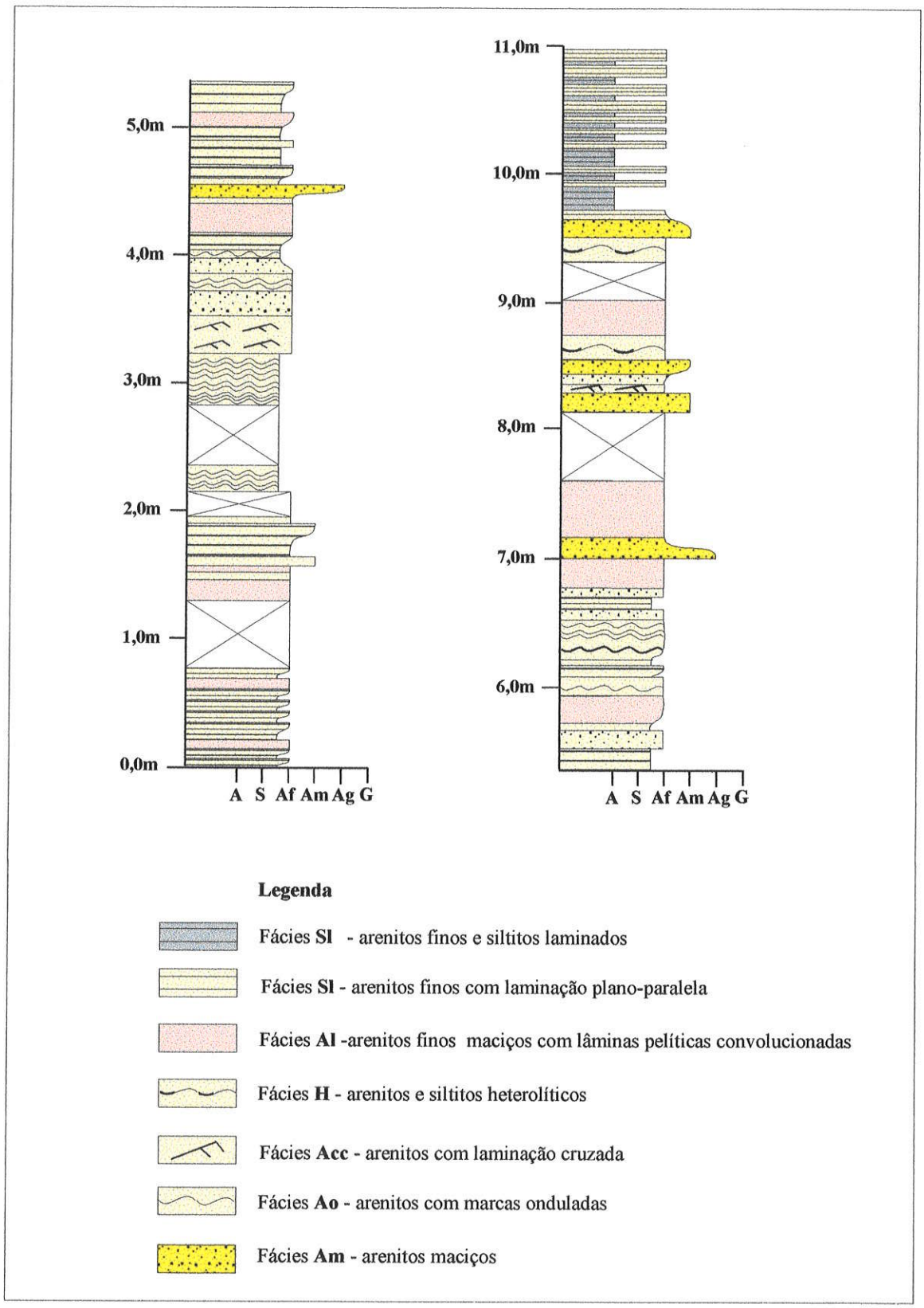
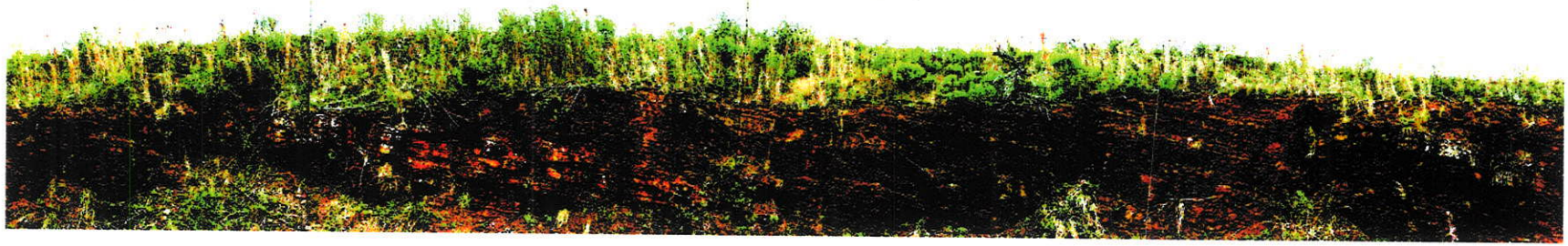
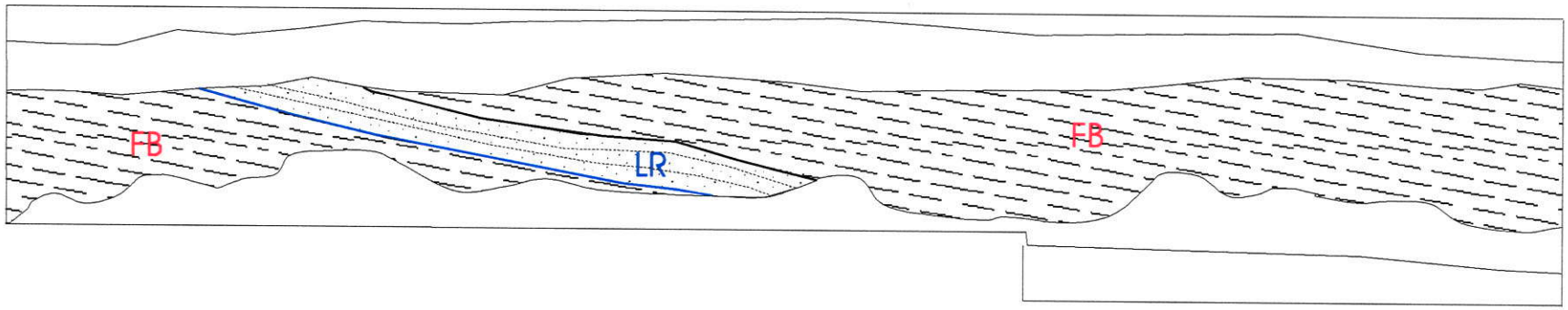


Figura III.41 - Seção colunar da porção intermediária do trato transgressivo da Seqüência SB2 - depósitos de baía estuarina com influência de marés. Ponto SB162.





FB - elemento arquitetural - finos de decantação em baía estuarina (fácies Sl, Aco, H)

LR - elemento arquitetural - lobo de rompimento de ilha barreira (washover) distal.

- Superfície de 4° ordem
- Superfície de 3° ordem
- Superfícies de 1° e 2° ordem

Figura III.42 - Depósitos de baía estuarina (FB) com camada arenosa interpretada como lobo distal de rompimento de ilha-barreira (elemento LR.) Ponto SB10.

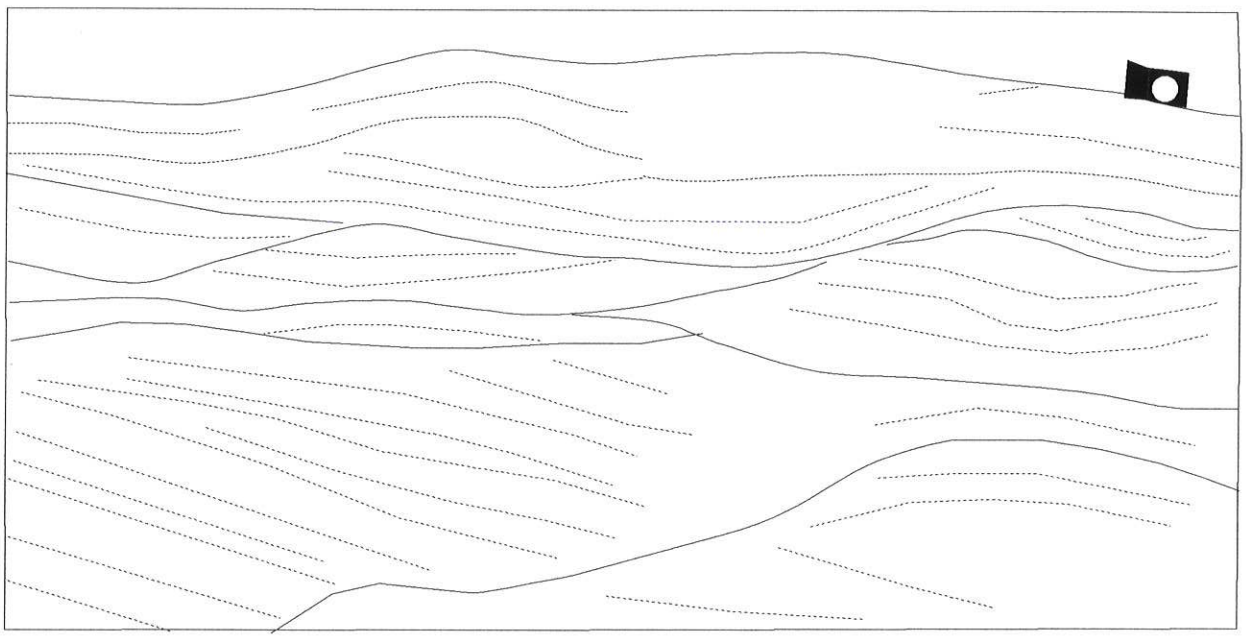


Figura III.43 - Detalhe de lençóis de arenitos de tempestades (elemento **LT**) do trato transgressivo da Seqüência SB2, mostrando a fácies **Ah**. Ponto SB74.

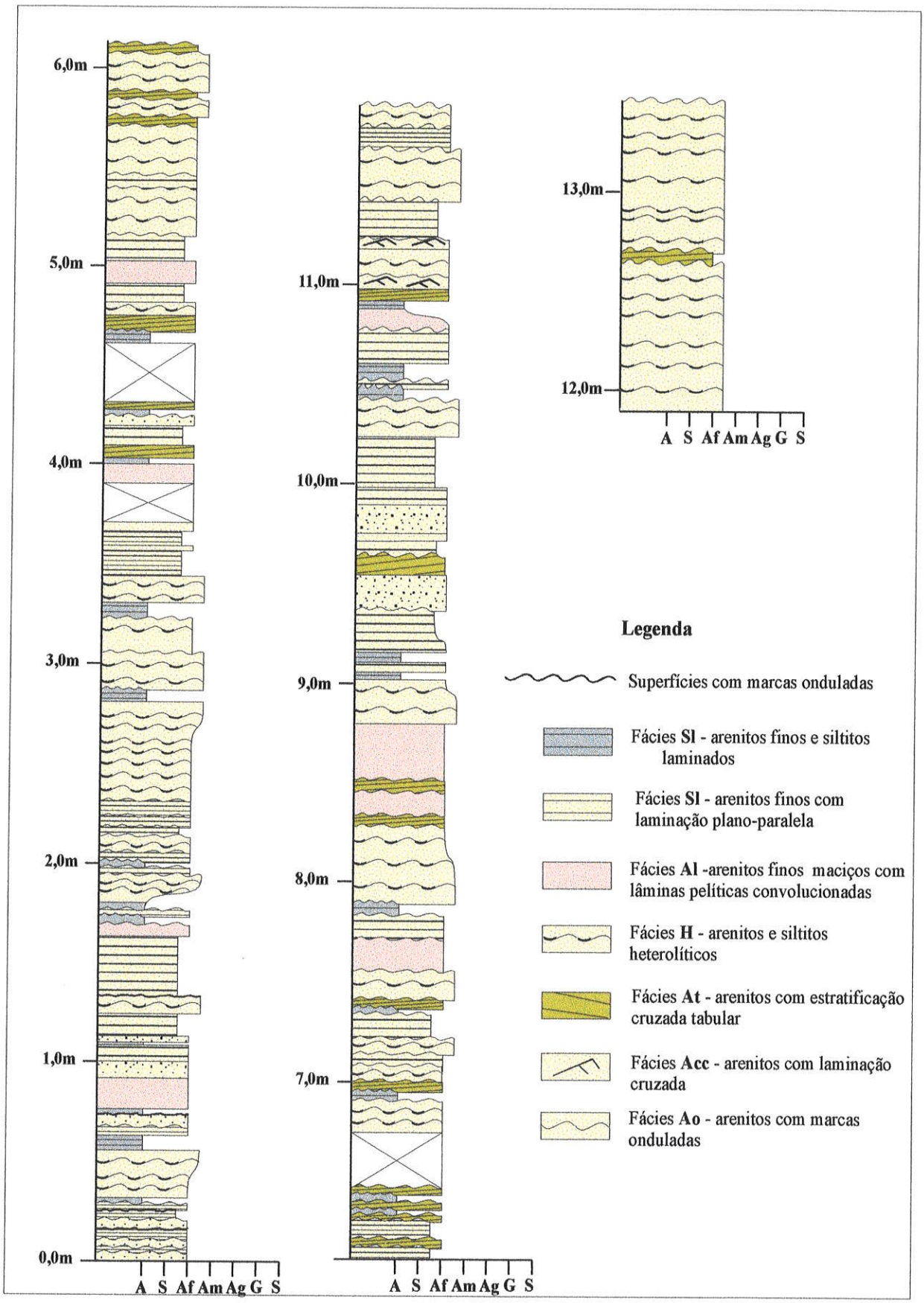


Figura III.44 - Depósitos de planície de maré da porção inicial do trato de mar alto da Seqüência SB2. Ponto SB164.

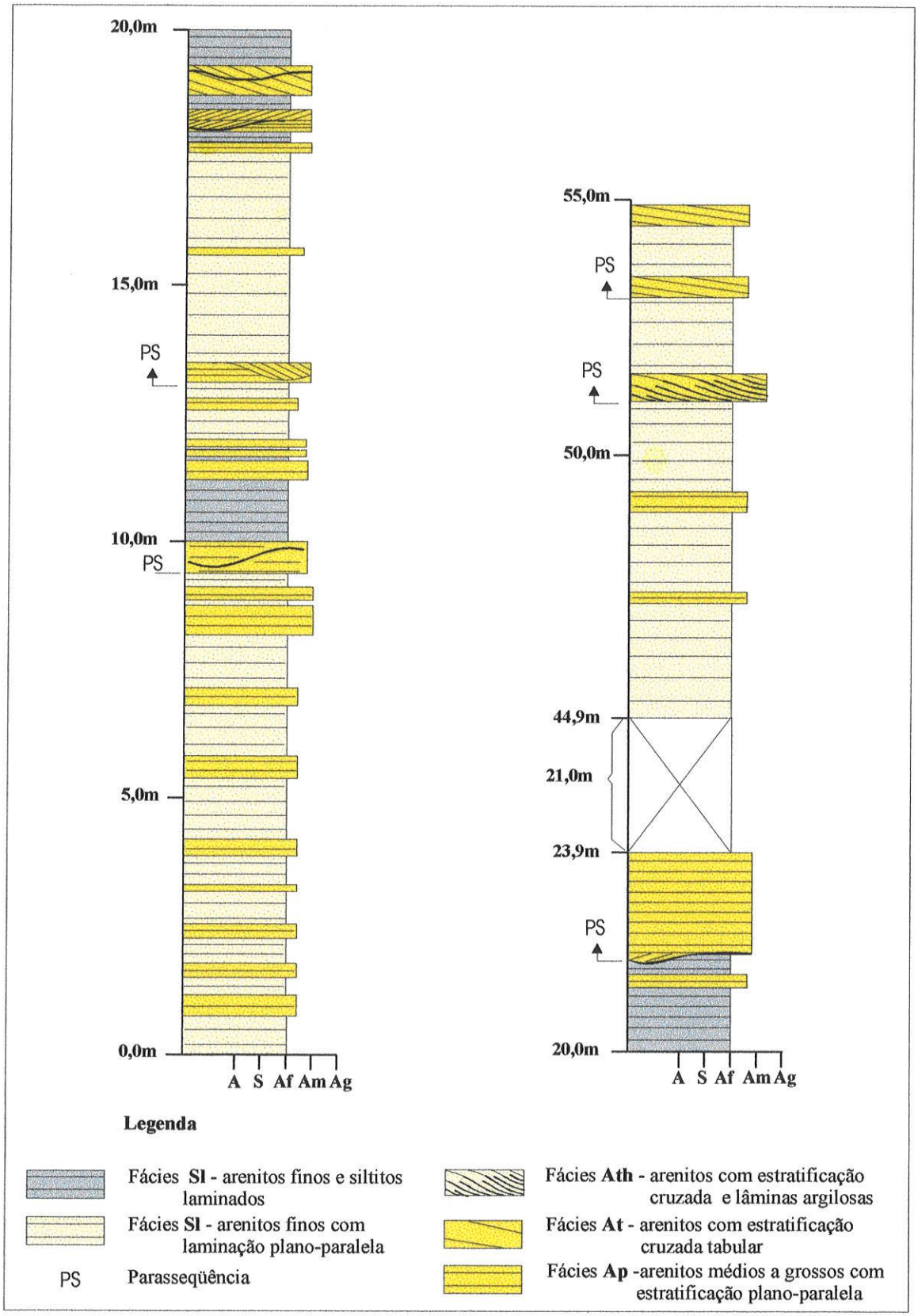


Figura III.45 - Depósitos de planícies de maré da porção intermediária do trato de mar alto da Seqüência SB2. Ponto SB11.

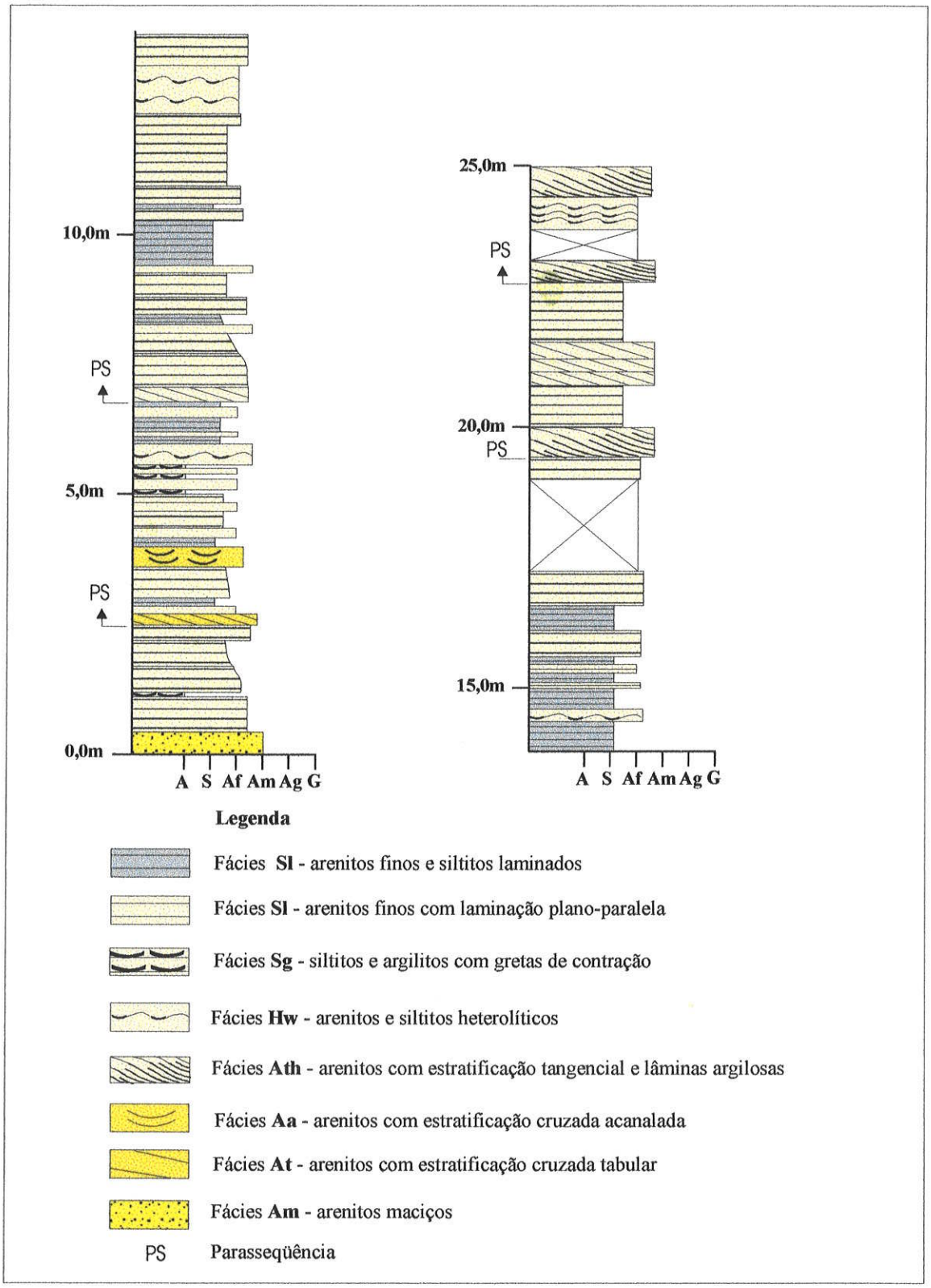
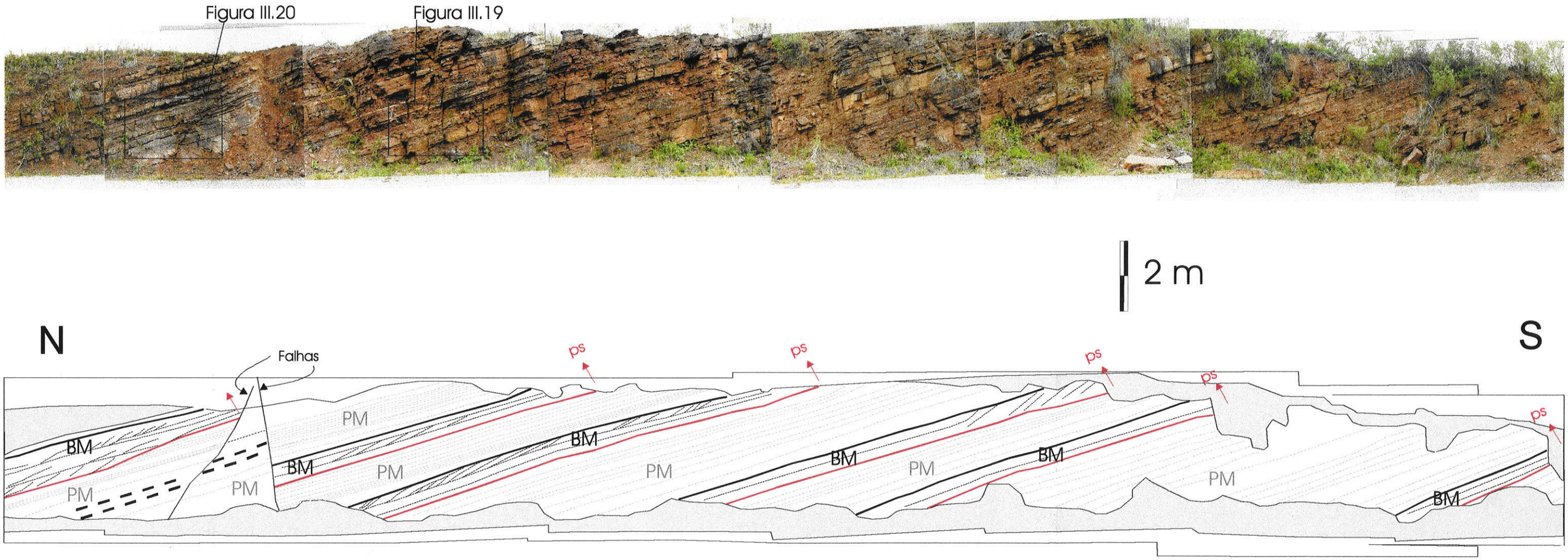


Figura III.46 - Depósitos de planícies de maré da porção intermediária do trato de mar alto da seqüência SB2. Ponto SB11.



BM - Elemento arquitetural - barras de sub-maré (fácies Ath, At e H)

PM - Elemento arquitetural - planícies de intermaré (fácies H, Sl, Acc, Aco e Sg)

ps - Parasseqüência de progradação de planícies de maré (ciclos granodecrescentes)

Superfícies de 5° ordem limitantes de parasseqüências

Superfícies de 4ª ordem

Superfícies de 1° e 2ª ordem

Níveis com gretas de contração

Superfícies deposicionais de planícies de maré

Figura III.47 - Ciclos de progradação de planícies de marés (parasseqüências) do trato de mar alto da Seqüência SB2, mostrando alternância dos elementos BM e PM. Ponto SB11.

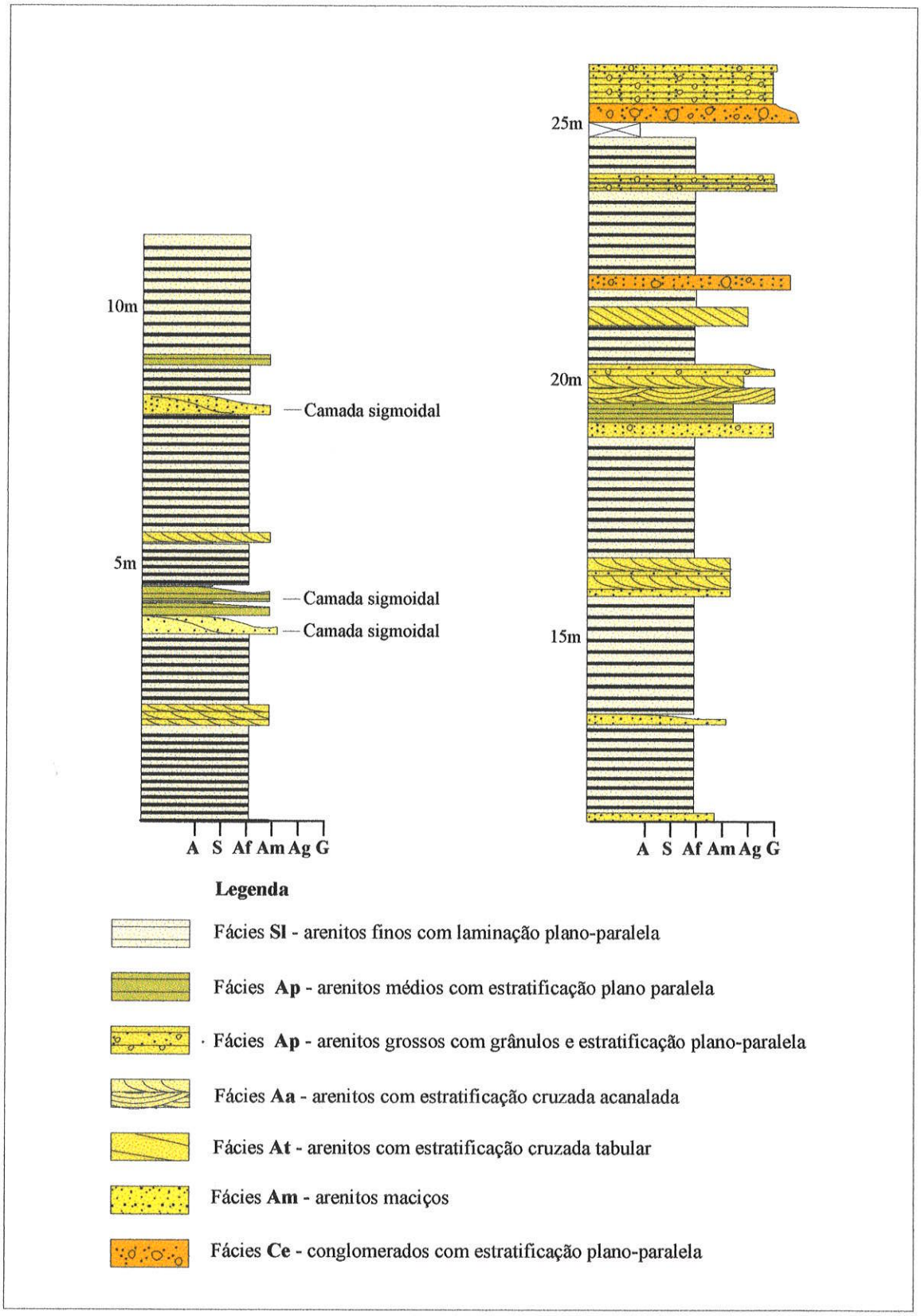
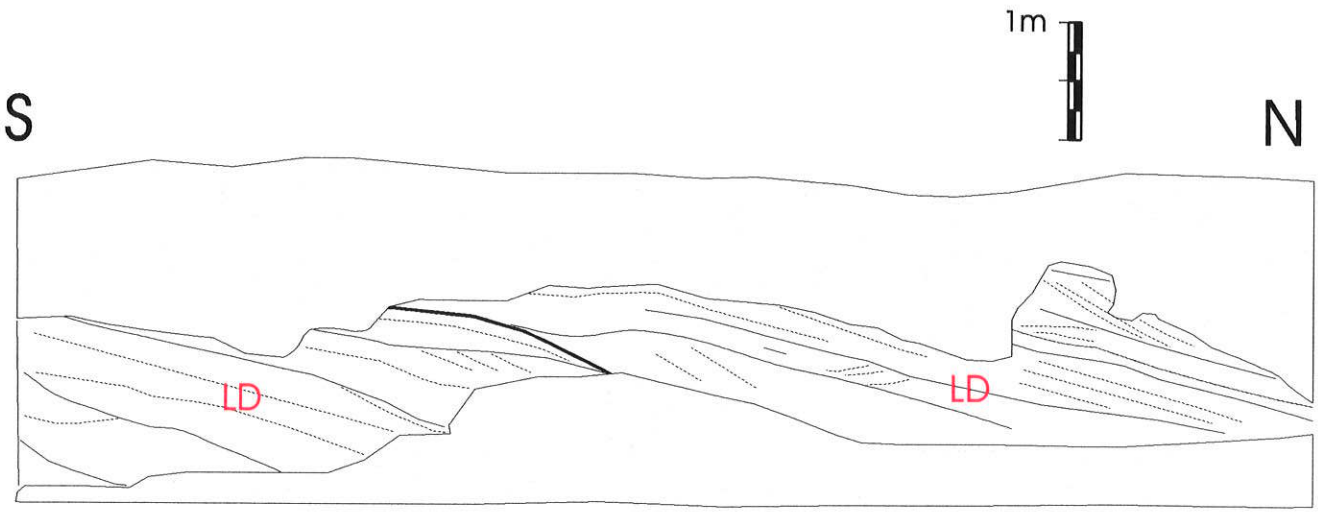


Figura III.48 - Depósito de frente deltaica em estuário passando a predominínio de fácies fluviais em direção ao topo - porção superior do trato de mar alto da Seqüência SB2. Ponto SB14.



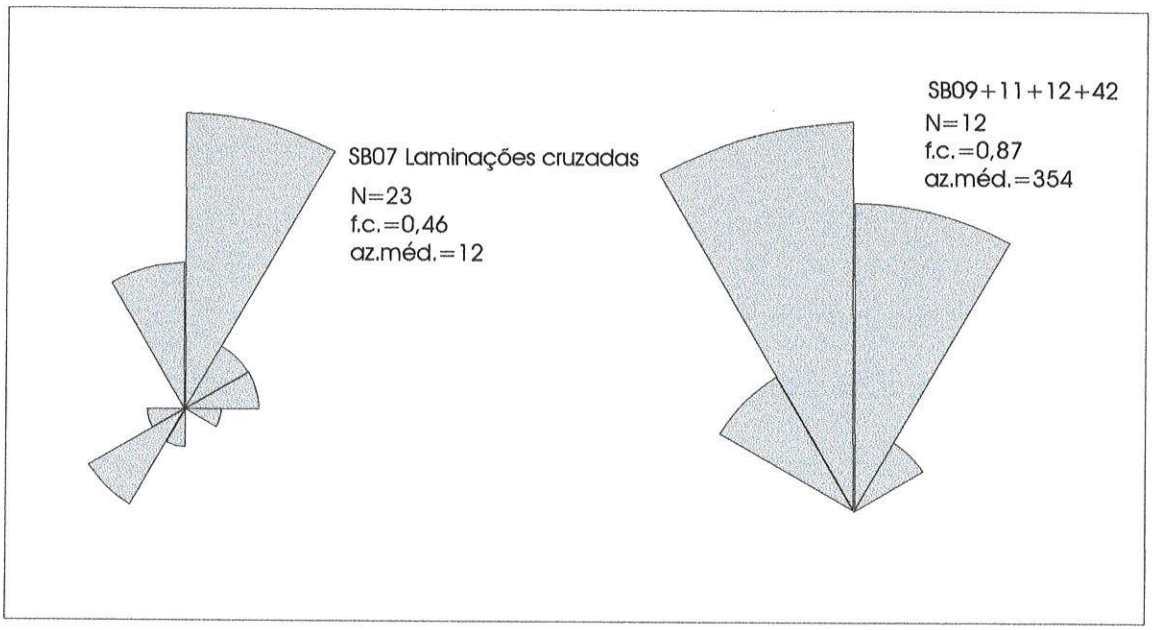
LD - Elemento arquitetural - lobos deltaicos (fácies Acc, Ap, Al)

Superfícies de 1ª ordem

Superfícies de 1ª e 2ª ordem

Superfícies de 3ª ordem

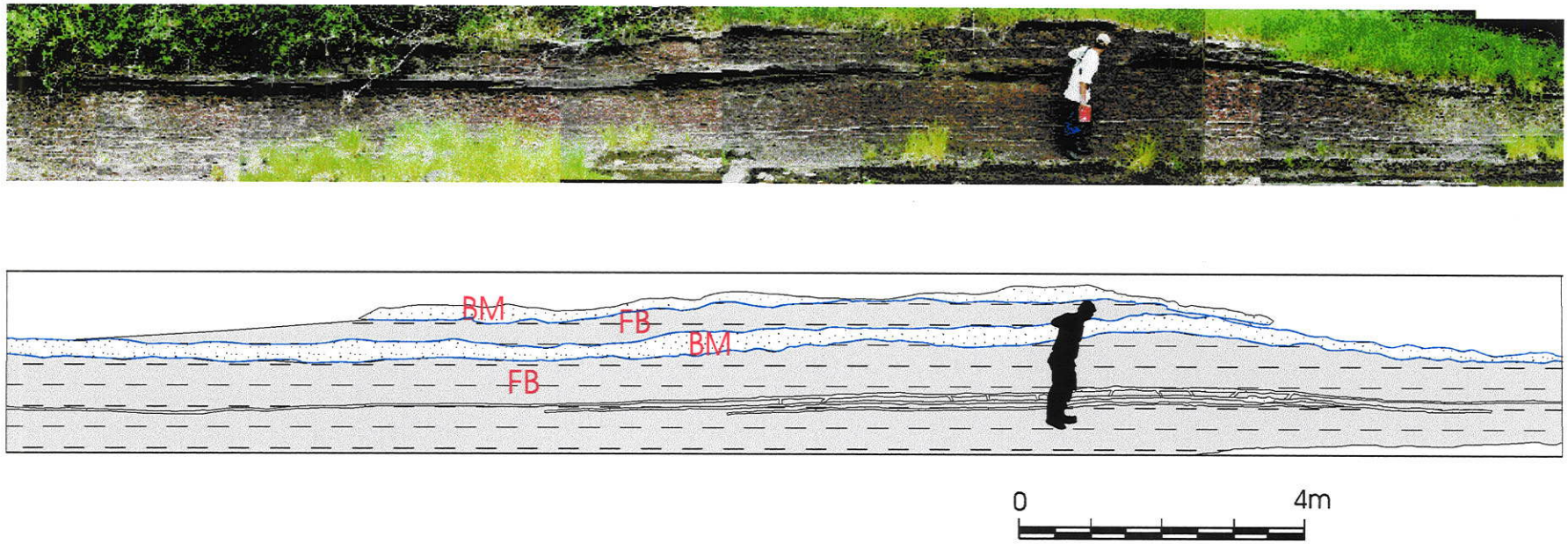
Figura III.49 - Geometria dos depósitos de lobos deltaicos do trato de mar alto da Seqüência SB2. Ponto SB14.



T3096

Figura III.50 - Paleocorrentes de marés do trato de mar alto da seqüência SB2. A bimodalidade é registrada em fácies de marcas onduladas e laminações cruzadas, sendo que as estratificações cruzadas de médio porte registram apenas a direção da corente dominante. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd.= azimute do vetor médio.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —



BM - Elemento arquitetural - barras de sub-maré (fácies Ath e Aa))

FB - Elemento arquitetural - finos de decantação em laguna (fácies Sl, Sg e H)

—— Superfícies de 3ª ordem

Figura III.51 - Fotomosaico mostrando depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3, com alternância dos elementos FB e BM. Ponto SB78.

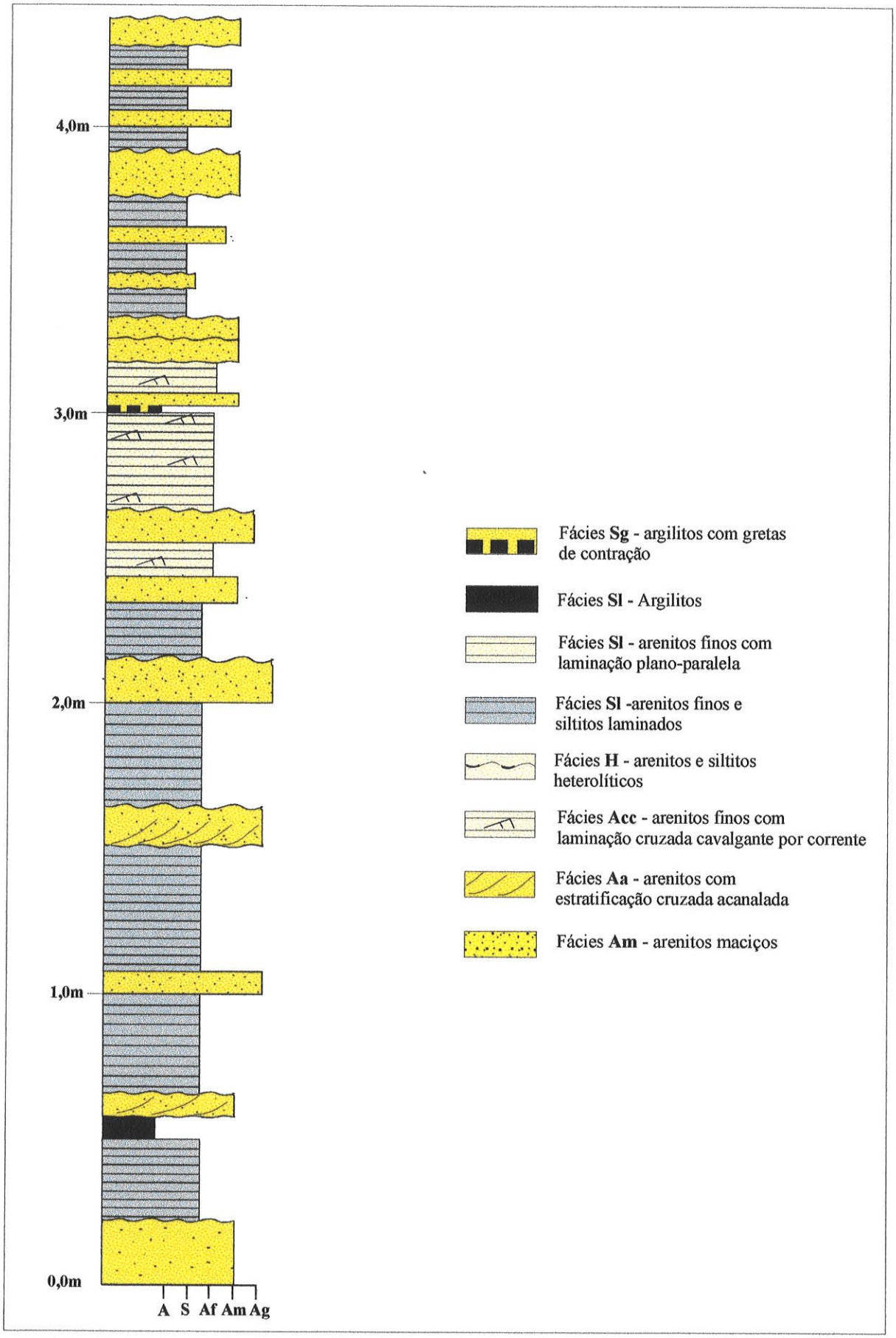


Figura III.52 - Seção colunar de depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB 3. Ponto SB78.

dos depósitos, com o predomínio do elemento **RM** e freqüentes intercalações de **LT**, passando para o topo para um domínio gradual de depósitos conglomeráticos **FG2**. Essa modificação é interpretada como o início da progradação de novos depósitos lagunares, protegidos da ação de ondas de tempo bom, que são caracterizados pelo retrabalhamento por tempestades do material derivado dos altos (figura III.53), e pela ação de correntes de maré, evidenciada nos baixios do topo dos ciclos granodecrescentes. A abundância de material de granulometria grossa torna os depósitos de planícies de maré (**RM**) particulares, com a fácies **H** contendo areia grossa e grânulos intercalados a finas películas argilosas.

Tal progradação, ainda que de origem tectônica, caracteriza um análogo a um trato de mar alto, com a passagem de depósitos de face litorânea para depósitos lagunares e leques deltaicos. Os leques deltaicos são seguidos por depósitos fluviais discutidos no item anterior.
As paleocorrentes dos depósitos lagunares mostram um predomínio da influência do aporte fluvial e das correntes de maré vazante, medidas principalmente no elemento arquitetural **BM** e com paleofluxo para norte (figura III.54).

Os depósitos de face litorânea proximal têm seu paleofluxo registrado pelas estratificações cruzadas do elemento arquitetural **FA2**, que indicam correntes para SE com grande dispersão, interpretadas como correntes de deriva litorânea sub-paralelas à direção da linha de costa e originadas pela obliqüidade do aporte de ondas de tempo bom (figura III.55).

III.8 Análises de proveniência

A análise de proveniência de clastos maiores que 1 cm, realizada principalmente nas fácies conglomeráticas das unidades aluviais, revelou ser de fundamental importância para a caracterização da evolução deposicional e tectônica da Formação Santa Bárbara, possibilitando um melhor entendimento dos padrões de dispersão de sedimentos na bacia e das transformações tectônicas mais importantes dos altos durante a evolução dos depósitos.

A variabilidade composicional dos clastos revelou estar associada ao tipo de depósito, sendo os conglomerados de leques aluviais e leques deltaicos proximais mono a oligomíticos (figuras III.56, III.59 e III.61) e os conglomerados fluviais de rios entrelaçados claramente polimíticos (figuras III.57, III.58 e III.60). Tal padrão reflete principalmente a magnitude da área da bacia de drenagem de cada sistema deposicional e sugere, em conjunto com a análise de paleocorrentes, a presença de leques aluviais pontuais transversais à bacia confluindo para sistemas fluviais de rios entrelaçados com fluxo axial (paralelo ao eixo da bacia).

Desta forma, a progradação de leques aluviais sobre depósitos fluviais é acompanhada por forte diminuição na variedade de litotipos encontrados no arcabouço, como observado na

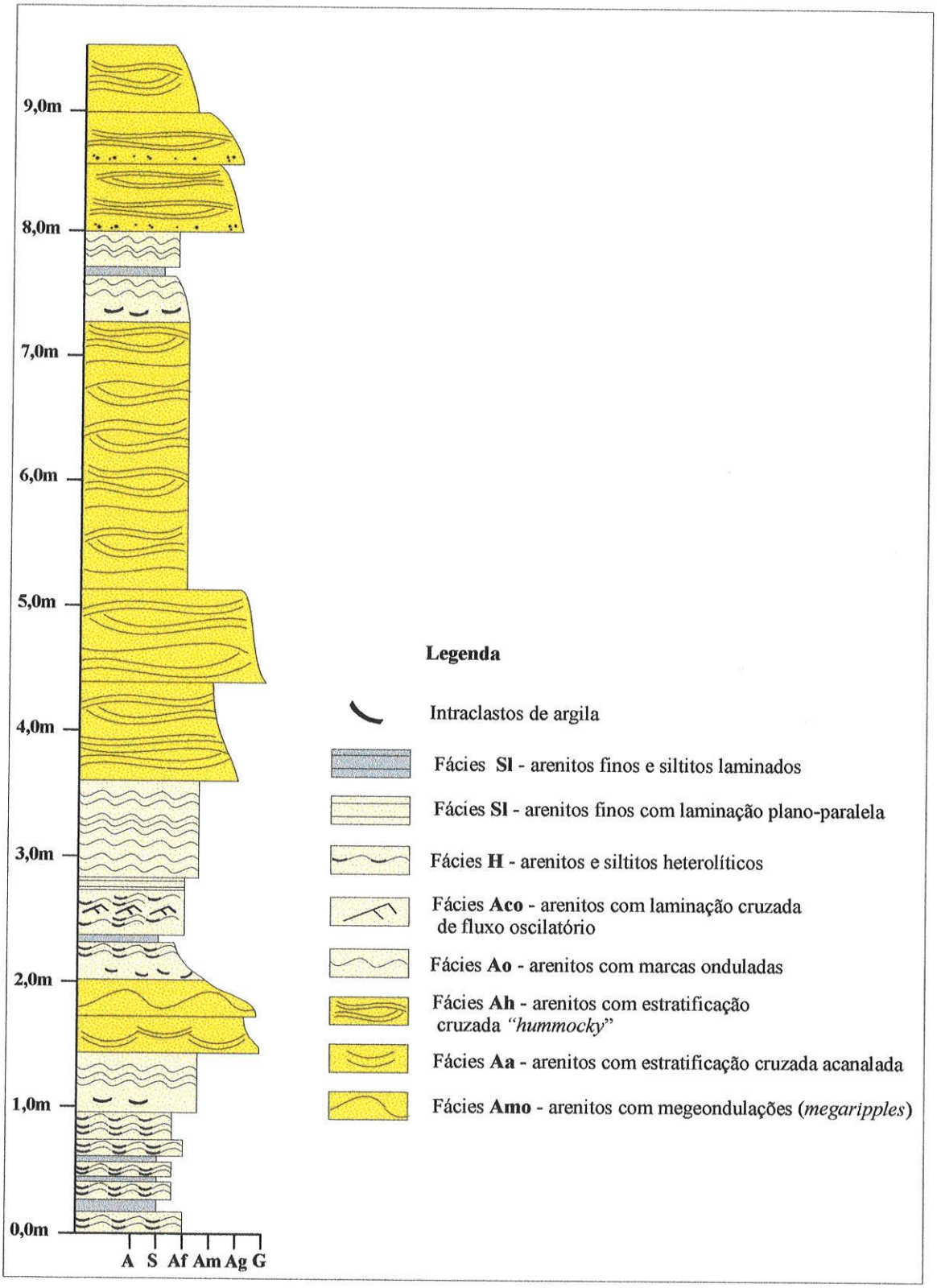


Figura III.53 - Tempestitos da transição entre o trato transgressivo e o trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Comglomerados Superiores. Ponto SB315.

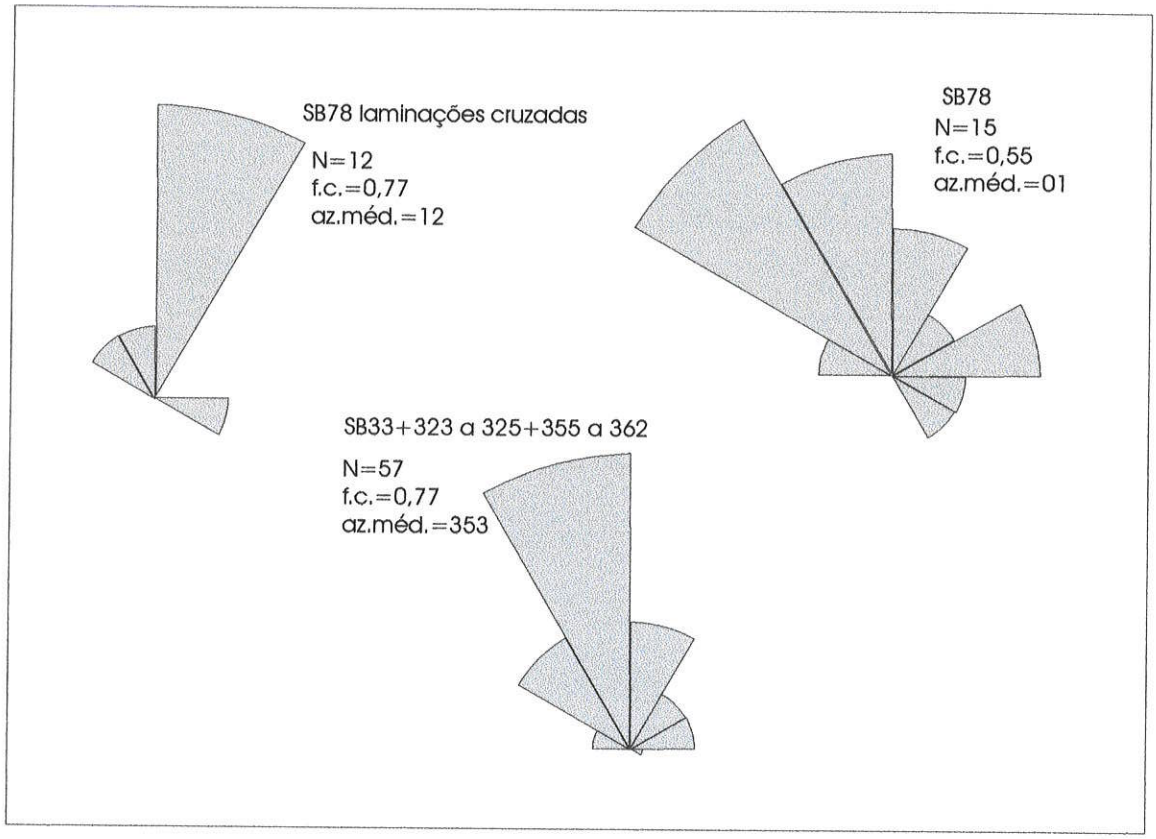


Figura III.54 - Paleocorrentes em depósitos lagunares do trato transgressivo da Seqüência SB3. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd = azimute do vetor médio.

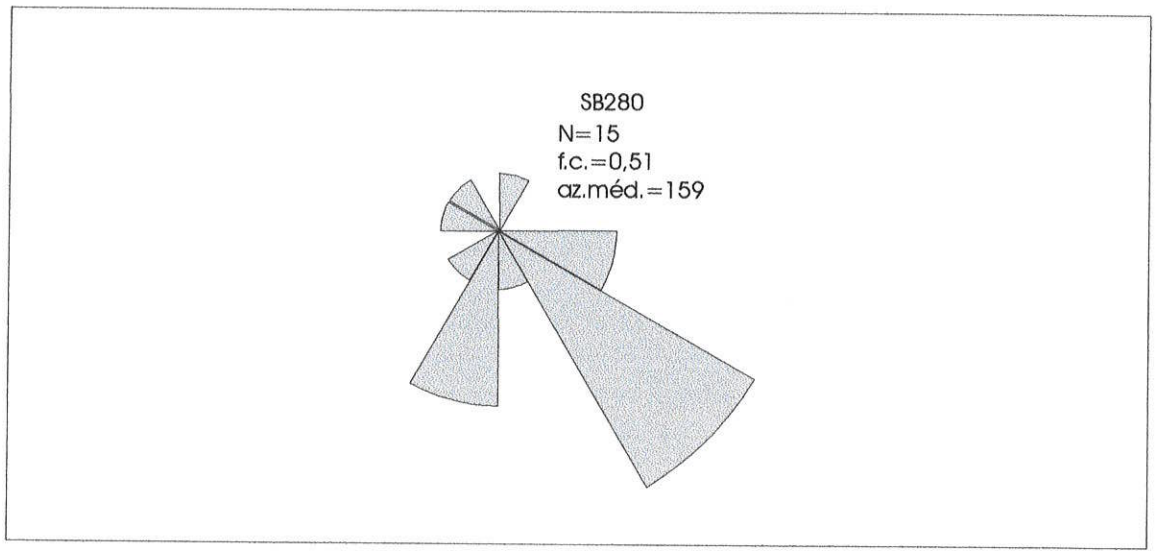
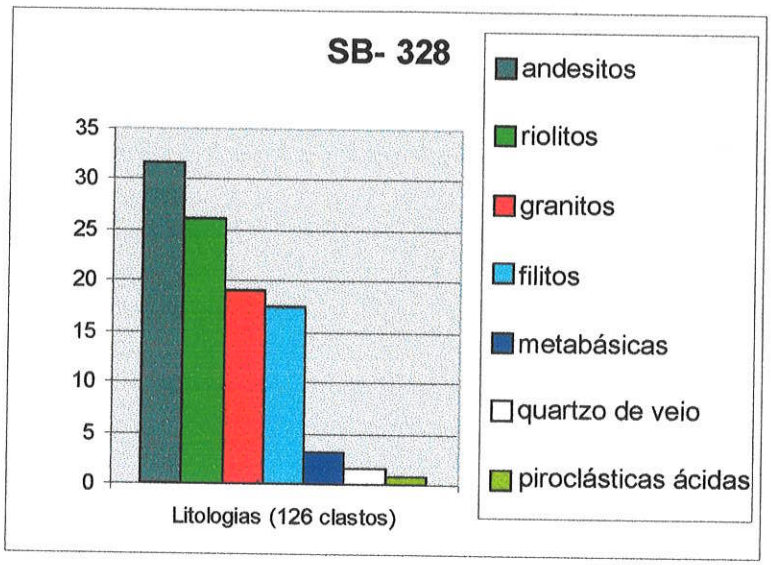


Figura III.55 - Paleocorrentes de deriva litorânea em depósitos de face litorânea proximal do trato transgressivo da seqüência SB3. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd. = azimute do vetor médio.



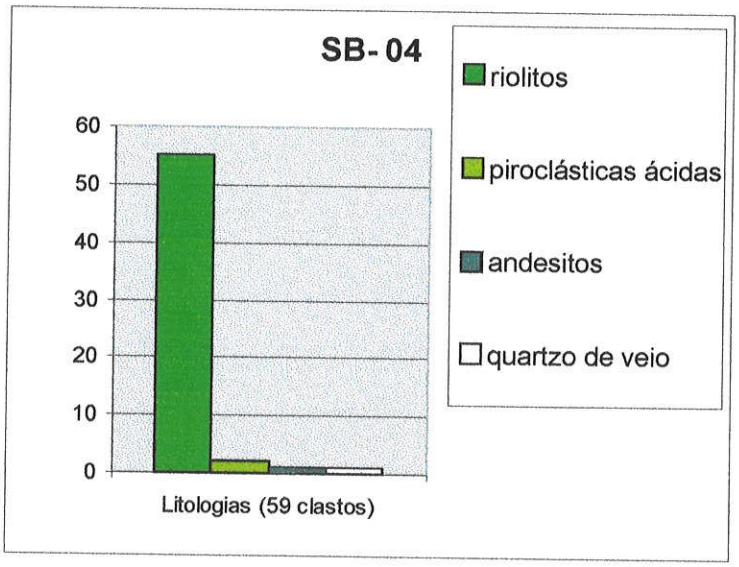
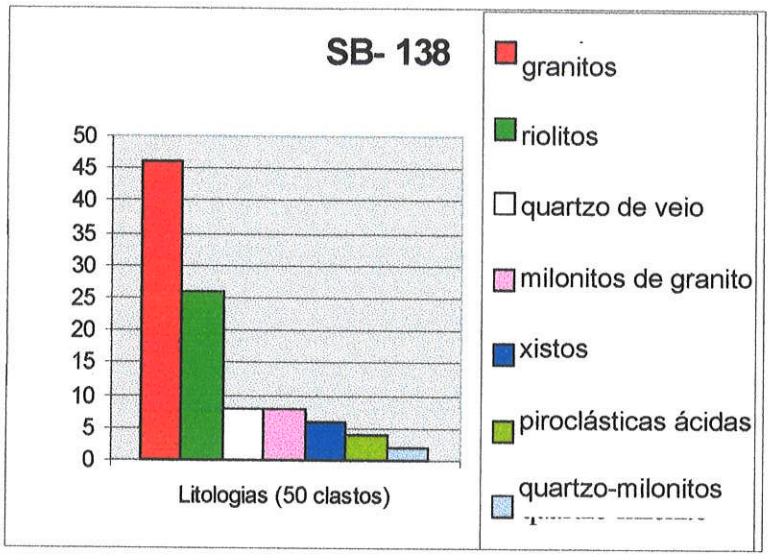
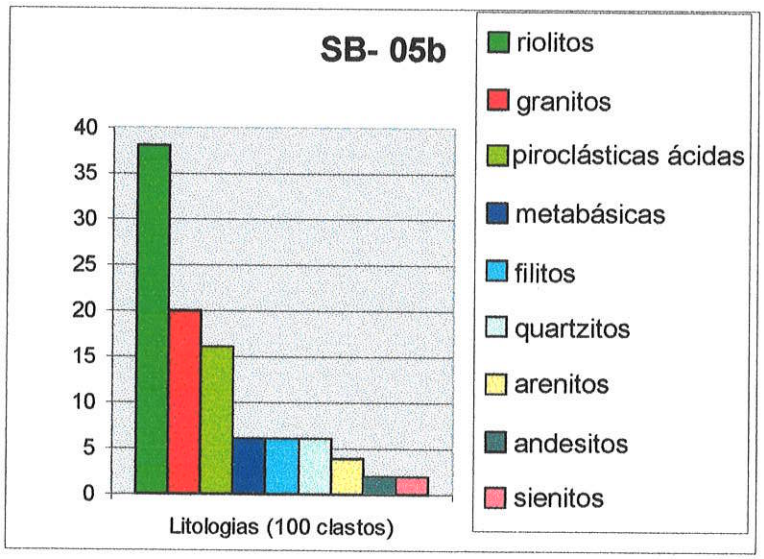


Figura III.56 - Gráficos de proveniência dos depósitos de leques aluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB1. Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores.





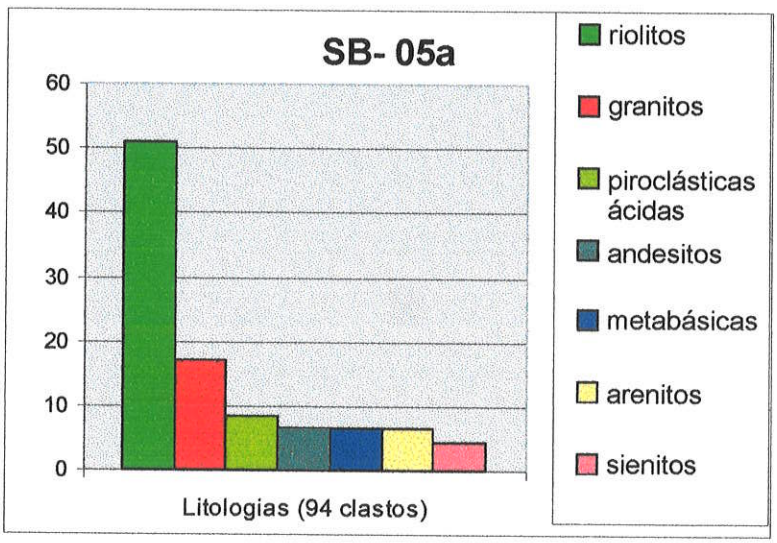
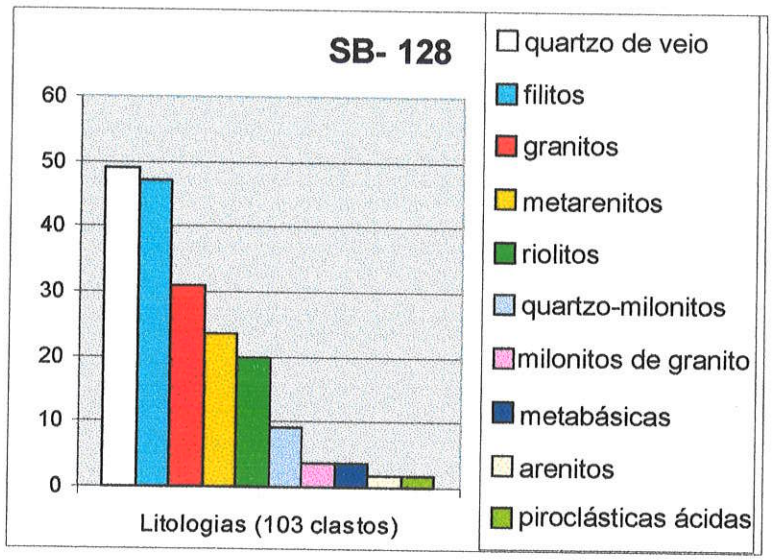
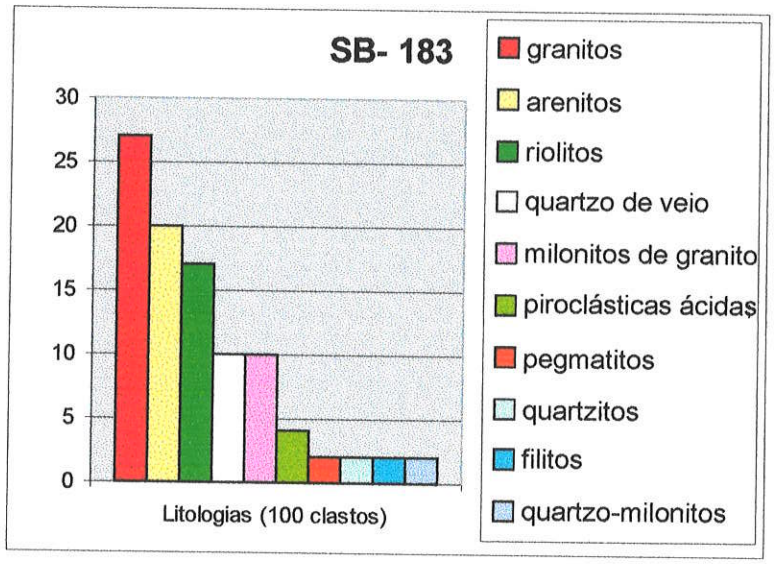


Figura III.57 - Gráficos de proveniência de depósitos fluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB2.





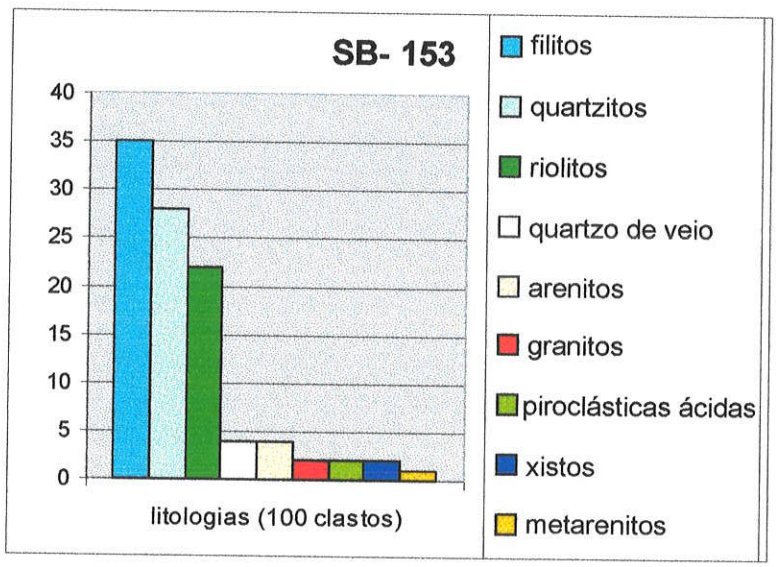
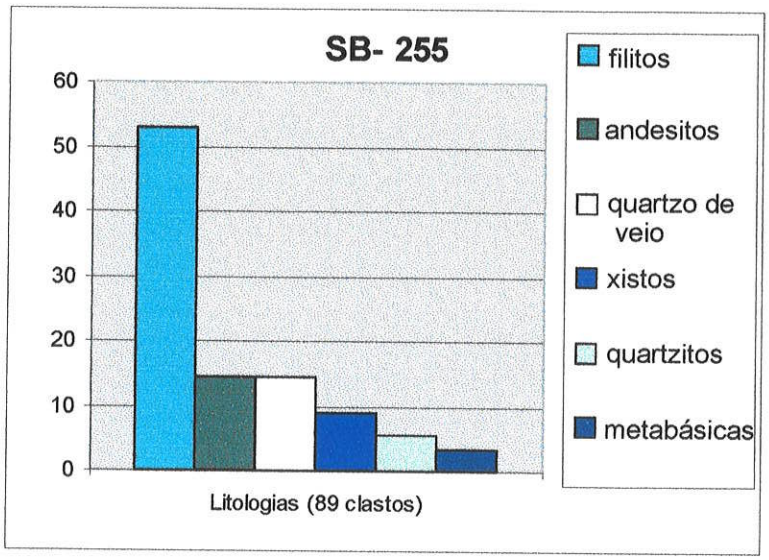


Figura III.58 - Gráficos de proveniência de depósitos fluviais do trato de mar baixo da Seqüência SB3. Unidade de Arenitos e Coglomerados Intermediários.



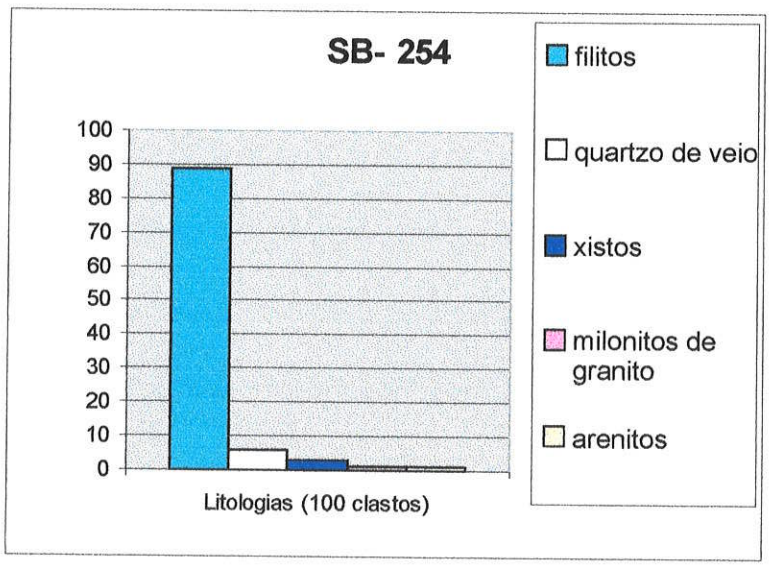
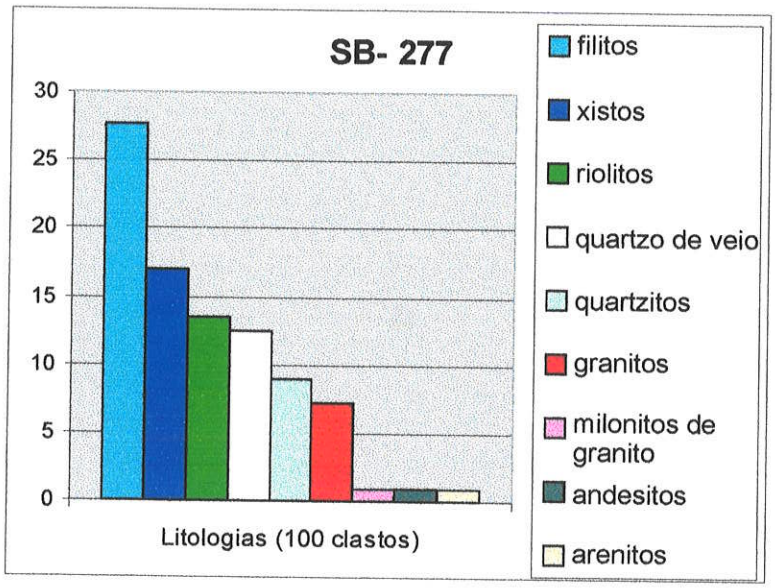
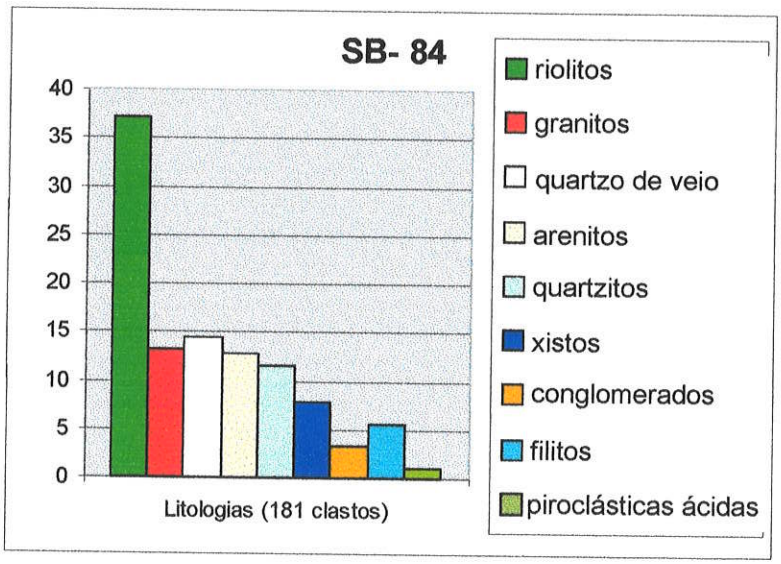


Figura III.59 - Gráficos de proveniência de depósitos de leques deltaicos intra-lagunares do trato transgressivo da seqüência SB3.





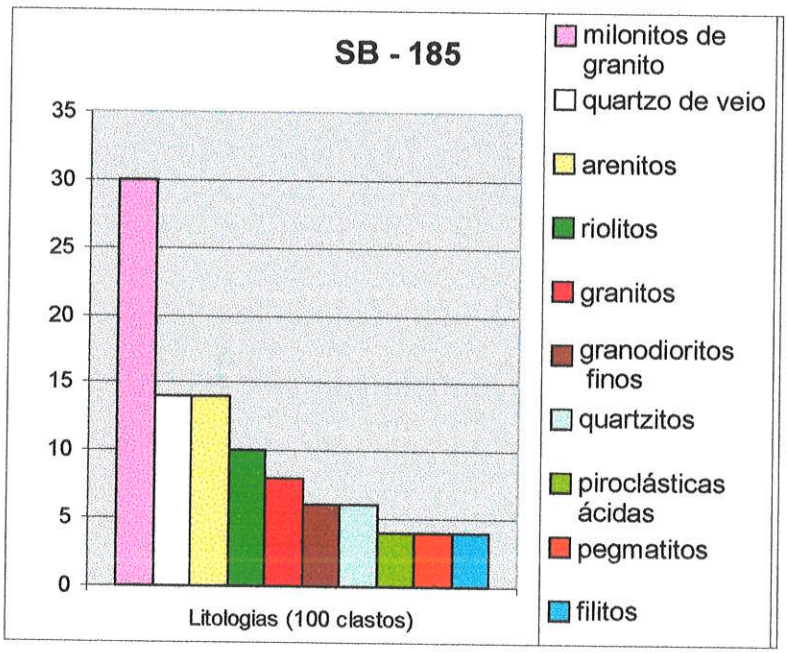


Figura III.60 - Gráficos de proveniência de depósitos fluviais do trato de mar alto da seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores.

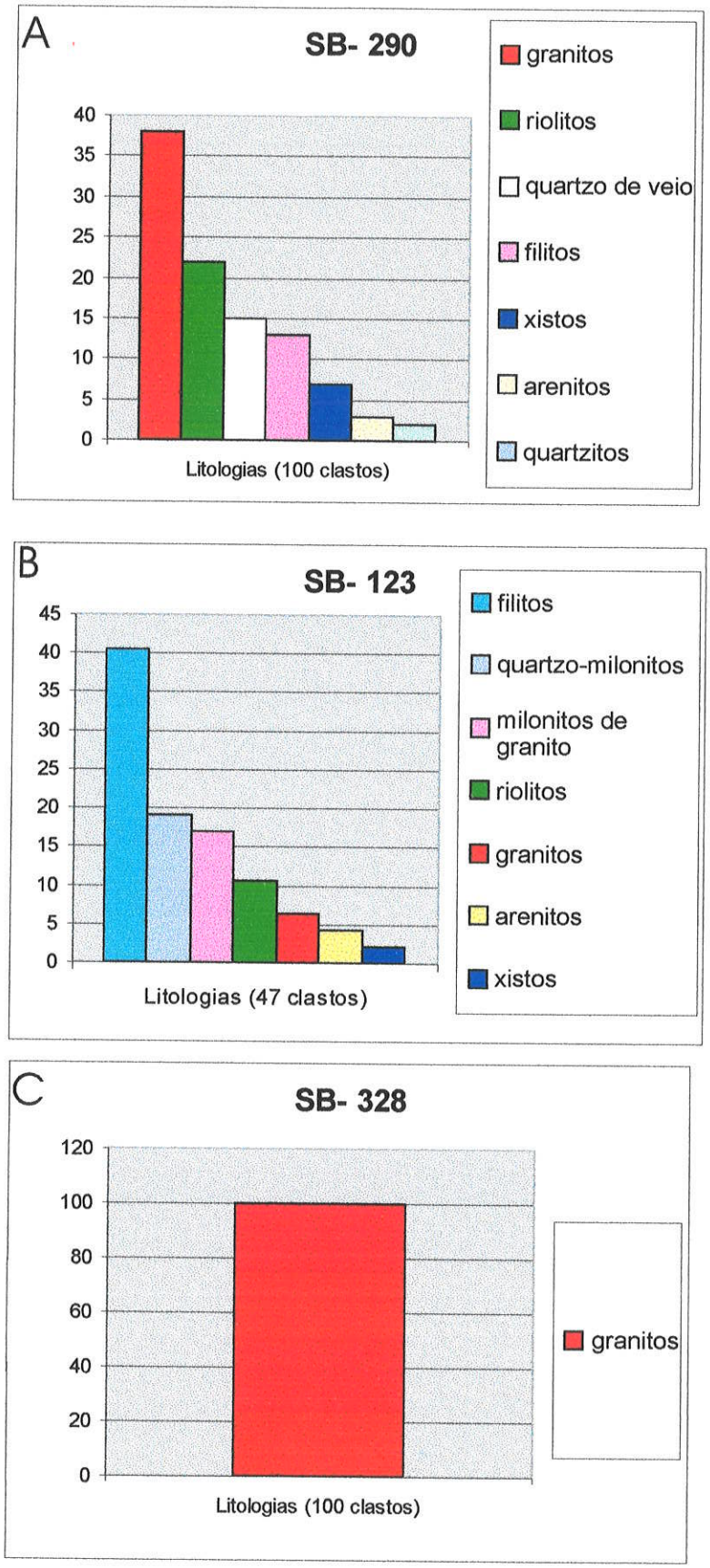


Figura III.61 - Gráficos de proveniência de depósitos fluviais (a,b) e de leques aluviais (c) do trato de mar alto da Seqüência SB3. Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores. Todos os clastos da classe entitulada "Granitos" representam fácies correlacionáveis ao Granito Caçapava do Sul.

seção do Cerro da Pedra (trato de mar baixo da seqüência **SB2**), e na Serra do Segredo (trato de mar alto da seqüência **SB3**) (figuras III.60 e III.61).

Outro fator de controle sobre a variedade dos clastos é a própria estratigrafia das áreas-fonte, que pode gerar mudanças nos tipos de clastos pelo soerguimento gradual da fonte.

Finalmente, deve-se ressaltar a estreita correlação entre os litotipos encontrados nos conglomerados, especialmente aqueles de leques aluviais proximais, e as litologias do embasamento imediatamente adjacente, fato indicativo da ausência de grandes deslocamentos laterais nas falhas de borda da bacia, e que desfavorece a hipótese de a bacia ser do tipo transcorrente. Esta correlação é observada tanto nos conglomerados inferiores (figura III.56) quanto nos superiores (figuras III.59 e III.61), mostrando que durante toda a deposição da unidade as falhas de borda tiveram caráter predominantemente normal.

III.9 Petrografia sedimentar

A análise petrográfica das rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental revelou algumas características comuns a todos os níveis estratigráficos. Os arenitos (litotipo predominante na unidade), assim como a matriz arenosa dos conglomerados, podem ser classificados como litoarenitos feldspáticos e arcóseos líticos, segundo a classificação de Folk (1968). Localmente, em depósitos em que predomina contribuição de áreas-fonte com litotipos vulcânicos, ocorrem também arcóseos com grandes proporções de plagioclásio.

Com exceção de raras fácies de fluxo de detritos, os arenitos e conglomerados não apresentam matriz fina, sendo classificados, de acordo com Pettijohn *et al.* (1972), como submaturos, predominantemente mal selecionados. Arenitos bem selecionados ocorrem localmente (fácies de antepraia). Como regra, a maturidade mineralógica é baixa, sendo que a composição dos fragmentos acompanha aquela dos clastos maiores, avaliada pela análise macroscópica de proveniência em conglomerados próximos. Além de quartzo e feldspato (predominantemente plagioclásio em níveis com maior contribuição de litotipos vulcânicos, mas também microclínio e ortoclásio), são abundantes as micas (muscovita e biotita – figura III.62), concentradas em níveis mais siltosos (decantação), e fragmentos líticos de rochas vulcânicas (riolitos e andesitos - figura III.63) e metamórficas de baixo grau (filitos e quartzitos – figura III.64). A compactação é moderada, com evidências de compactação química nos contatos entre grãos de quartzo (retilíneos a côncavo-convexos – figura III.65) e compactação mecânica deformando micas (figura III.62).

A cimentação é predominantemente ferruginosa, sendo praticamente todos os grãos envoltos por películas de óxidos de ferro, que localmente preenchem a porosidade primária

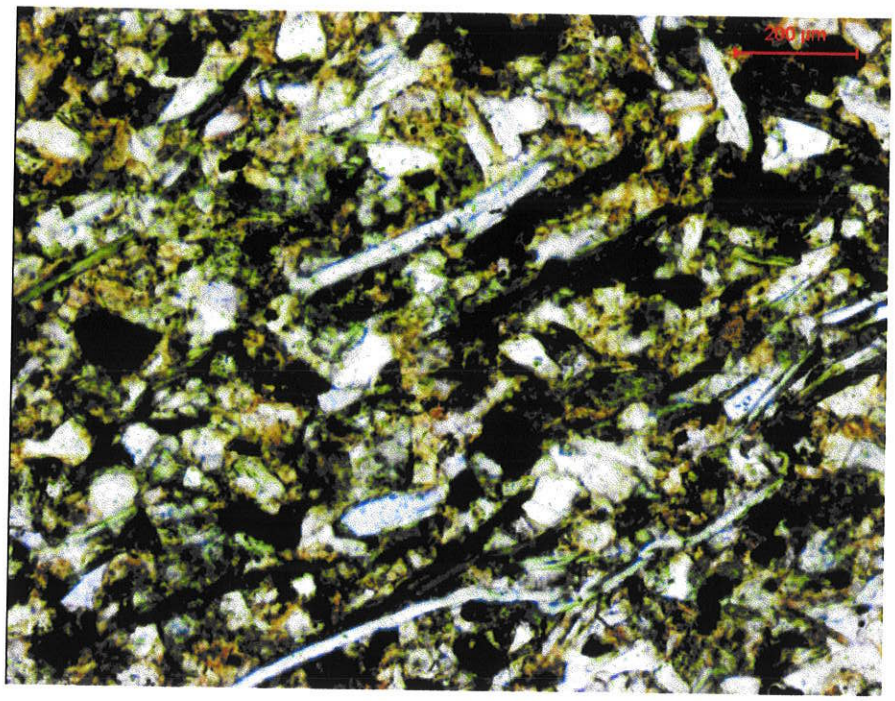


Figura III.62 - Fotomicrografia de arcóseo lítico fino, micáceo, do trato de mar alto da Seqüência SB2 (ponto SB09), mostrando abundância de biotita e muscovita depositadas por decantação e deformadas por compactação. Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores.

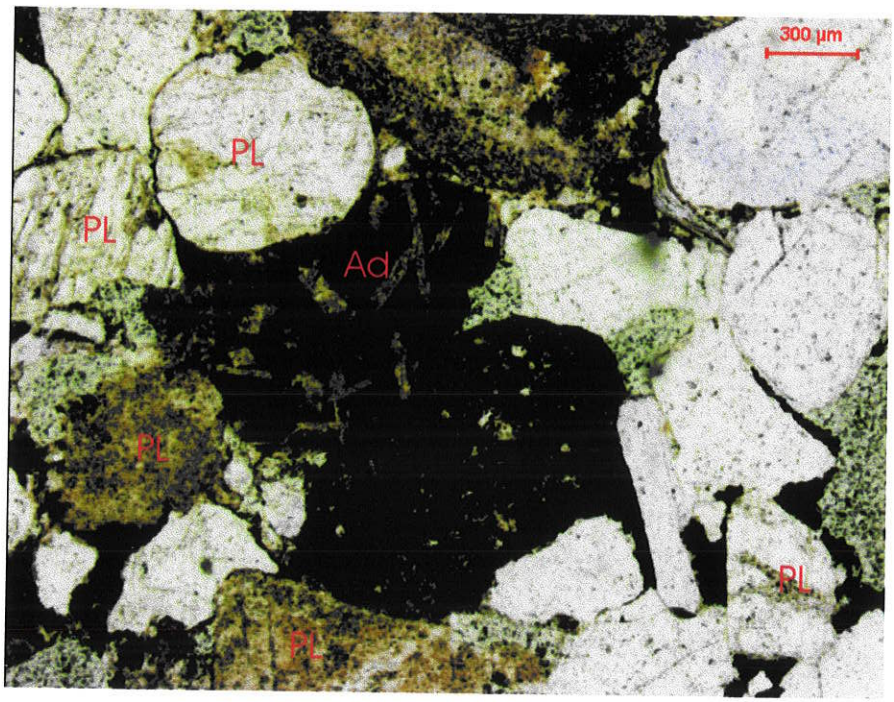


Figura III.63 - Fotomicrografia de litoarenito feldspático grosso, de ambiente fluvial, do trato de mar baixo da Seqüência SB3 (ponto SB17), com litoclasto de andesito (Ad) e fragmentos de felspato plagioclásio (Pl).

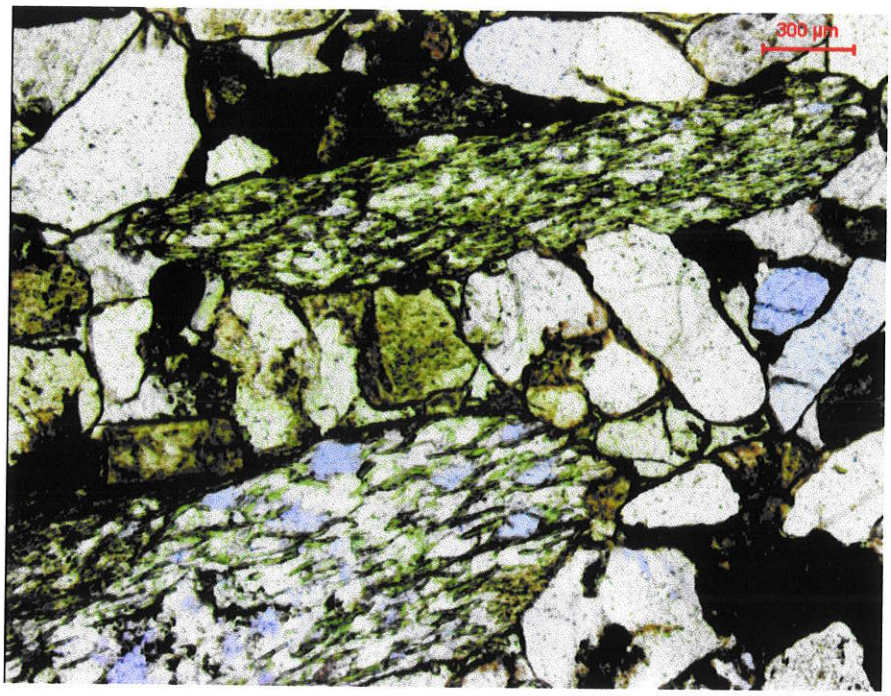


Figura III.64 - Fotomicrografia de litoarenito feldspático do trato de mar baixo da Seqüência SB3 (ponto SB190), com litoclastos de metamórficas de baixo grau. Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários.

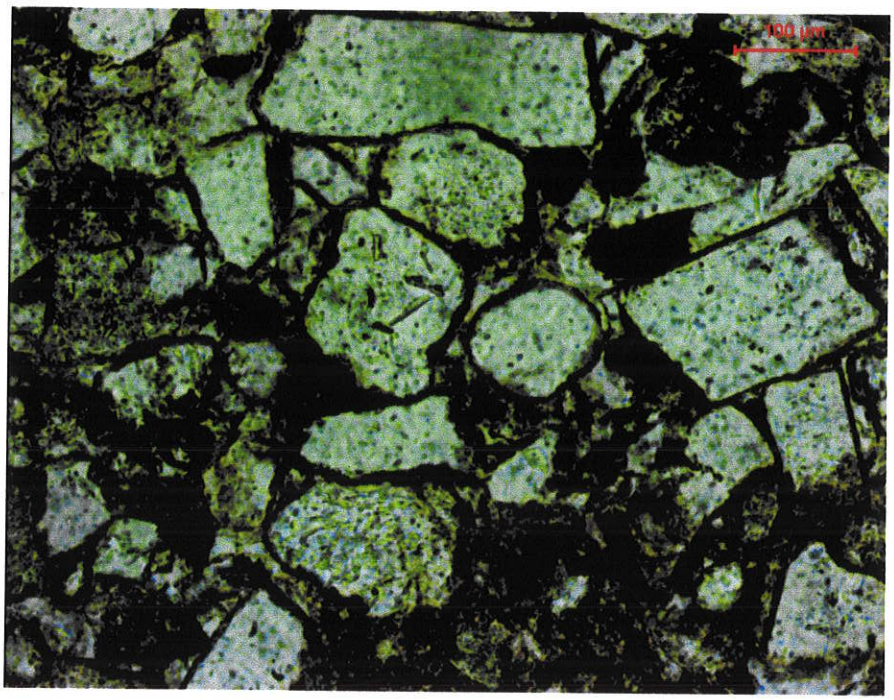


Figura III.65 - Fotomicrografia de arcóseo lítico do trato de mar baixo da Seqüência SB2 (ponto SB160), mostrando compactação química evidenciada por contatos retilíneos e côncavo-convexos entre grãos de quartzo. Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores.

como cimento intergranular (figura III.66). Em algumas amostras, porém, ocorre também cimentação carbonática (figura III.67), com grandes cristais de calcita envolvendo os grão (textura poiquilotópica) ou pequenas venulações preenchendo fraturas. Localmente grãos detríticos de quartzo são envoltos por cimento sintaxial também de quartzo (figura III.68).

As análises petrográficas revelaram, também, um importante elemento para a caracterização paleoambiental da unidade: a presença abundante de glauconita em amostras de arenitos finos e ritmitos das seqüências **SB2** e **SB3**. A presença desse mineral indica o caráter marinho da sedimentação (Odin 1988), comprovando as interpretações de ambientes deposicionais e as evidências de ação de marés. Apesar de abundantes (chega-se a encontrar vários fragmentos em uma mesma lâmina – figura III.69), os grãos de glauconita não encontram-se em agregados, tendo um possível caráter detrítico de retrabalhamento de camadas imediatamente inferiores.

A abundância de fragmentos de composição suscetível a rápida deteriorização, como feldspato plagioclásio e fragmentos de andesitos e filitos, é interpretada como decorrente de rápida deposição, sem transporte por longas distâncias, associada à ausência de vegetação nas áreas-fonte (característica de ambientes pré-Devonianos), que impossibilita o desenvolvimento de solos espessos e a decomposição adiantada das partículas antes de seu carreamento pelas águas pluviais. Um possível clima seco pode ter contribuído para esse quadro, porém não há evidências mais conclusivas para essa hipótese, desfavorecida pela ausência de elementos como calcretes, níveis evaporíticos e pseudomorfos de sais associados às camadas gretadas, mesmo nas abundantes fácies de planícies de marés.

III.10 Geologia estrutural

A Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental apresenta basculamento de suas camadas por tectônica de blocos, associado à atividade de falhas predominantemente normais. A maior parte da exposição estudada apresenta basculamento para leste, com exceção da porção sul da área, que apresenta basculamento para norte.

Além do basculamento relacionado a rotação de falhas, ocorrem dobras abertas com comprimento quilométrico e eixos de direção aproximadamente N-S, compondo suaves sinclinais e anticlinais concentrados na borda leste da sub-bacia e provavelmente relacionados à atividade nas falhas de borda. O exemplo mais notável é a dobra sinclinal que estrutura a Serra do Segredo, que pode ser observado em toda a sua extensão na Pedra Furada (figura III.70).

A análise estrutural de falhas com estrias e indicação de movimento foi inicialmente prevista com o objetivo de se reconhecer e caracterizar a tectônica responsável pela subsidência

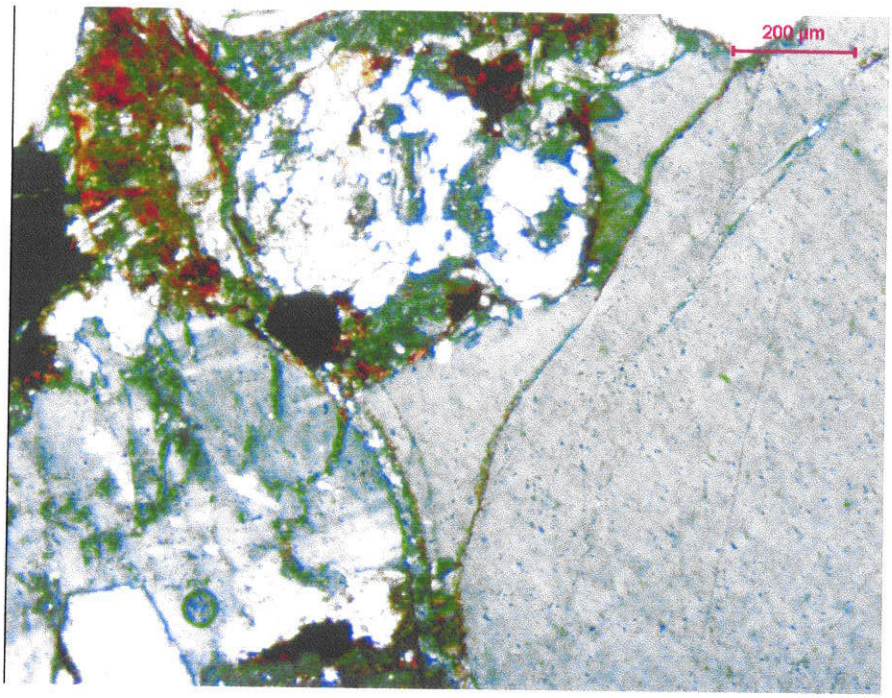


Figura III.66 - Fotomicrografia de arcóseo lítico do trato de mar baixo da Seqüência SB3 (ponto SB181), mostrando cimento ferruginoso intergranular. Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários.

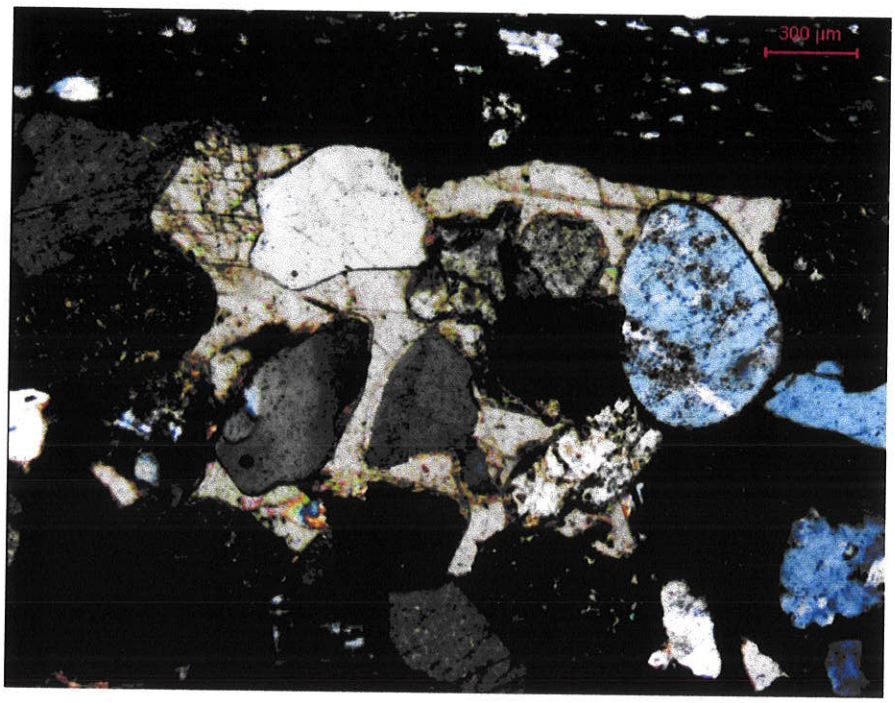


Figura III.67 - Fotomicrografia de arcóseo lítico do trato de mar baixo da Seqüência SB3 (ponto SB190), mostrando cimentação carbonática poiquilotópica. Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários.

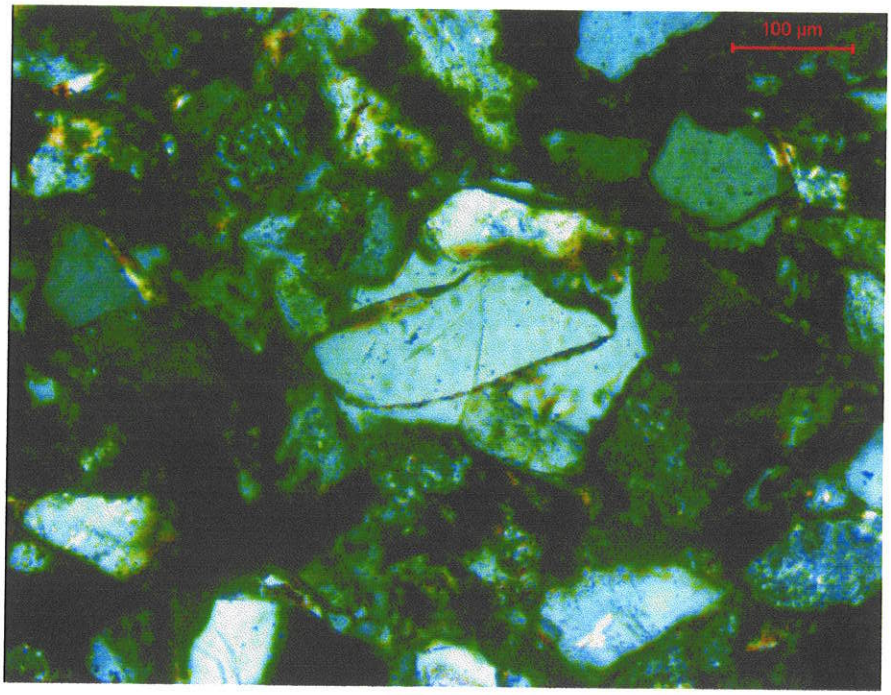


Figura III.68 - Fotomicrografia de arcóseo litico fino do trato de mar baixo da Seqüência SB2, com cimentação silicosa sintaxial em torno de grão de quartzo. Notar cimento ferruginoso pelicular delineando o grão detrítico. (ponto SB160). Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores

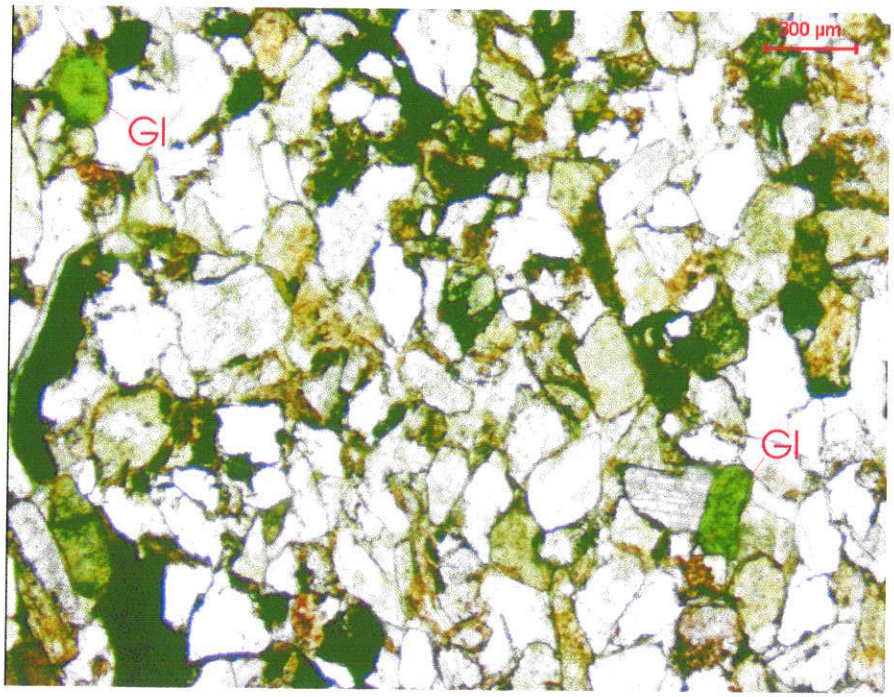


Figura III.69 - Fotomicrografia de arcóseo lítico fino do trato de mar alto da Seqüência SB2, em depósitos estuarinos, mostrando a abundância de glauconita detrítica (Gl) (ponto SB14). Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores.

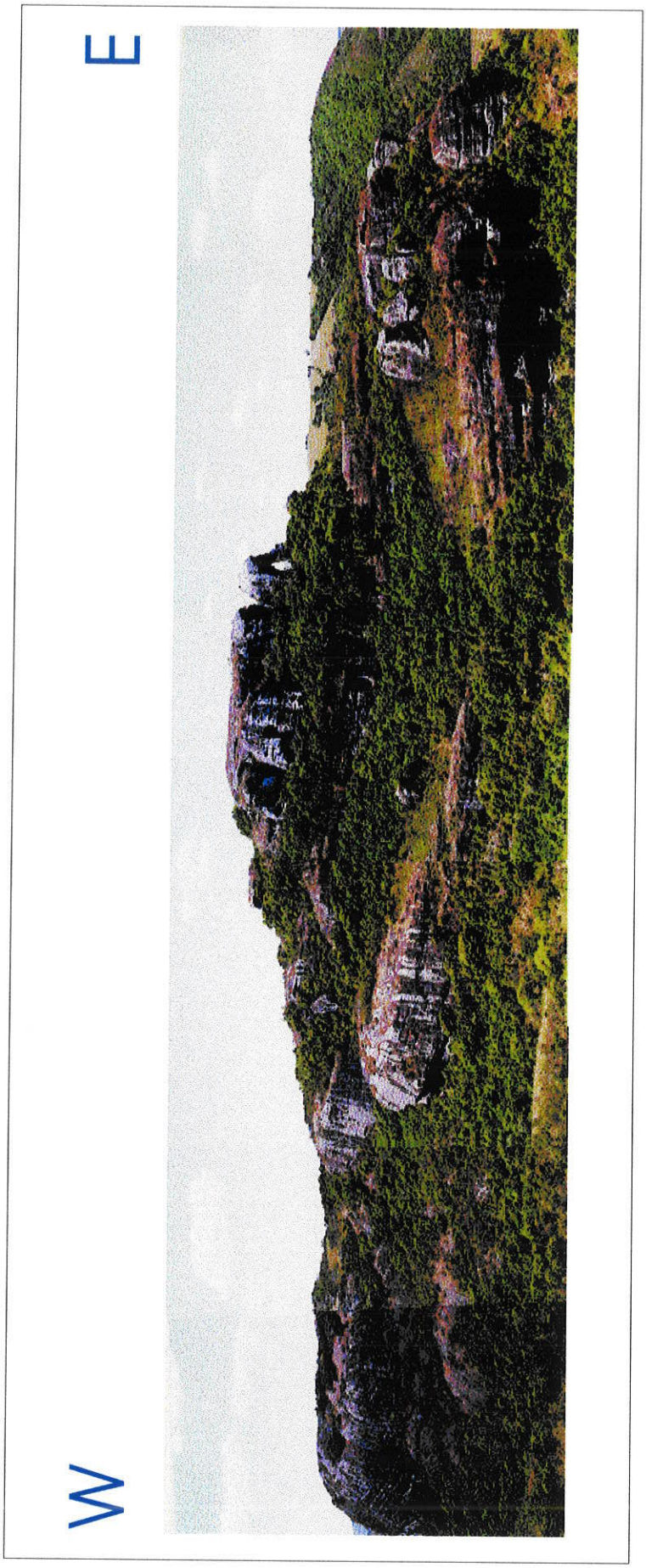


Figura III.70 - Vista geral do Cerro da Pedra Furada mostrando dobra sinclinal aberta de eixo aproximadamente norte-sul. Ponto SB290.

da bacia ao tempo da deposição da Formação Santa Bárbara. Este objetivo mostrou-se de difícil realização devido à presença de diversos eventos de geração e reativação de falhas ao longo do Fanerozóico na região, havendo falhas importantes afetando desde as unidades eopaleozóicas posteriores à Formação Santa Bárbara até as unidades mesozóicas da Bacia do Paraná.

Apesar desta constatação, foi realizada a análise de um conjunto limitado de dados através da medição de falhas rúpteis com estrias e indicação do sentido de movimento, e posterior análise dos campos de tensão atuantes através do método proposto por Angelier e Mechler (1977), realizado com o auxílio do programa TRADE desenvolvido pelo IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas), e cuja aplicação foi descrita por Campanha *et al.* (1996).

As principais estruturas reconhecidas nos produtos de sensoriamento remoto e nos trabalhos de mapeamento foram falhas normais de direção NE a NNE, poucas falhas principais de direção NNE a N oblíquas com componentes transcorrentes sinistrais, e fraturas e falhas de pequeno rejeito normal de direção NW a NNW.

Em escala de afloramento são encontradas também outras direções de falhas que não influenciam a distribuição geral das unidades em mapa. Os diagramas resultantes da análise estrutural em escala de afloramento demostram, em caráter preliminar, que as estruturas encontradas na Formação Santa Bárbara podem ser agrupadas em dois conjuntos principais, resultantes de dois campos de tensões distintos. Um conjunto, representado por falhas de caráter predominantemente normal e gerado por distensão de direção ENE (figura III.71). O outro conjunto, representado por falhas com importantes componentes direcionais, foi provavelmente gerado por compressão de direção NW (figura III.72). Essa duas direções podem representar um só evento, pois são compatíveis com um regime único de cisalhamento, porém a complexa história de deformação da região durante o Fanerozóico desfavorece esta idéia.

A análise das estruturas de uma unidade eopaleozóica posterior à Formação Santa Bárbara e que intrude a Formação Pedra Pintada, denominada Suíte Intrusiva Rodeio Velho, revelou a atuação de campos de tensão com as mesmas direções encontradas na Formação Santa Bárbara (figura III.73). Como essa unidade possui uma evolução distinta da Formação Santa Bárbara, da qual é separada por inconformidade angular regional, a hipótese de evolução contínua em um mesmo contexto extensional é descartada.

A interpretação resultante é de que parte significativa das estruturas encontradas na Formação Santa Bárbara é posterior à deposição, pois afetam as unidades mais jovens. Porém uma direção de distensão ENE é coerente com as interpretações paleoambientais (itens III.6, III.7 e III.8), havendo a possibilidade de que parte das estruturas observadas tenham sido geradas durante a evolução da unidade, reativadas posteriormente com direção semelhante.

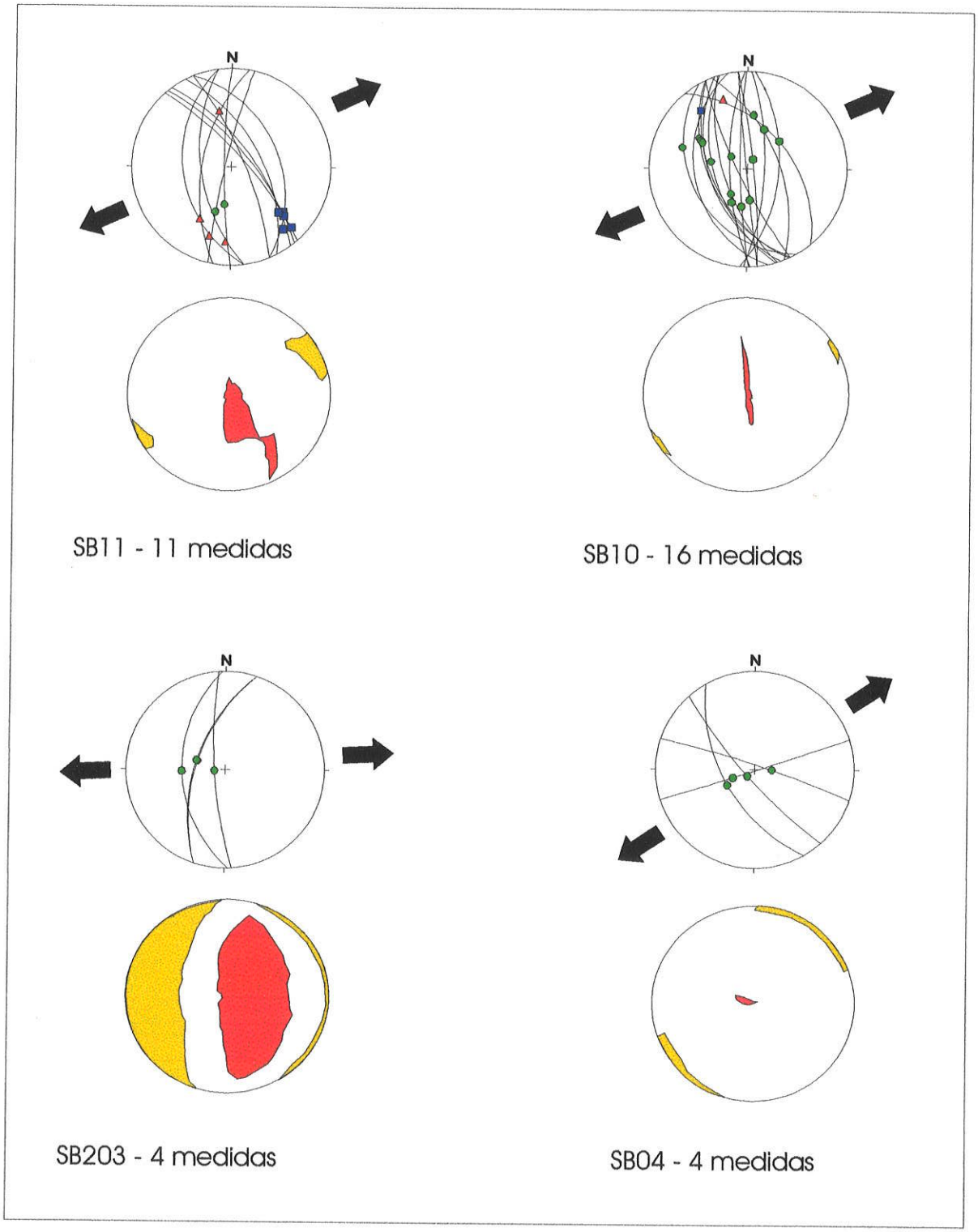


Figura III.71 - Projeção estereográfica Schimidt-Lambert, semi-esfera inferior, das falhas normais da Formação Santa Bárbara e representação dos campos de tensão calculados pelo método de Angelier & Mechler (1977). Legenda das projeções - *vide* figura III.73.

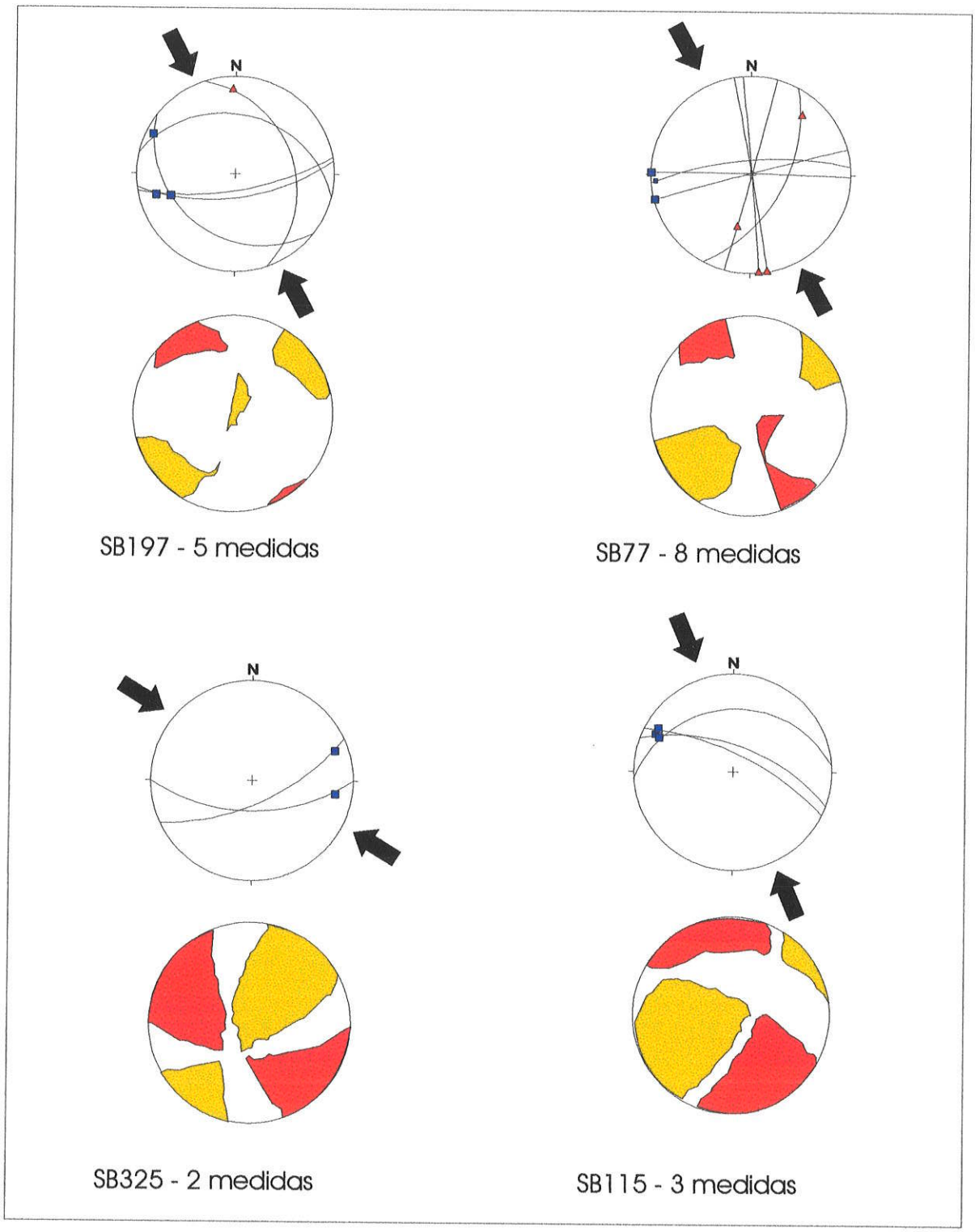


Figura III.72 - Projeção estereográfica Schimidt-Lambert, semi-esfera inferior, das falhas oblíquas da Formação Santa Bárbara e representação dos campos de tensão calculados pelo método de Angelier & Mechler (1977). Legenda das projeções - *vide* figura III.73..

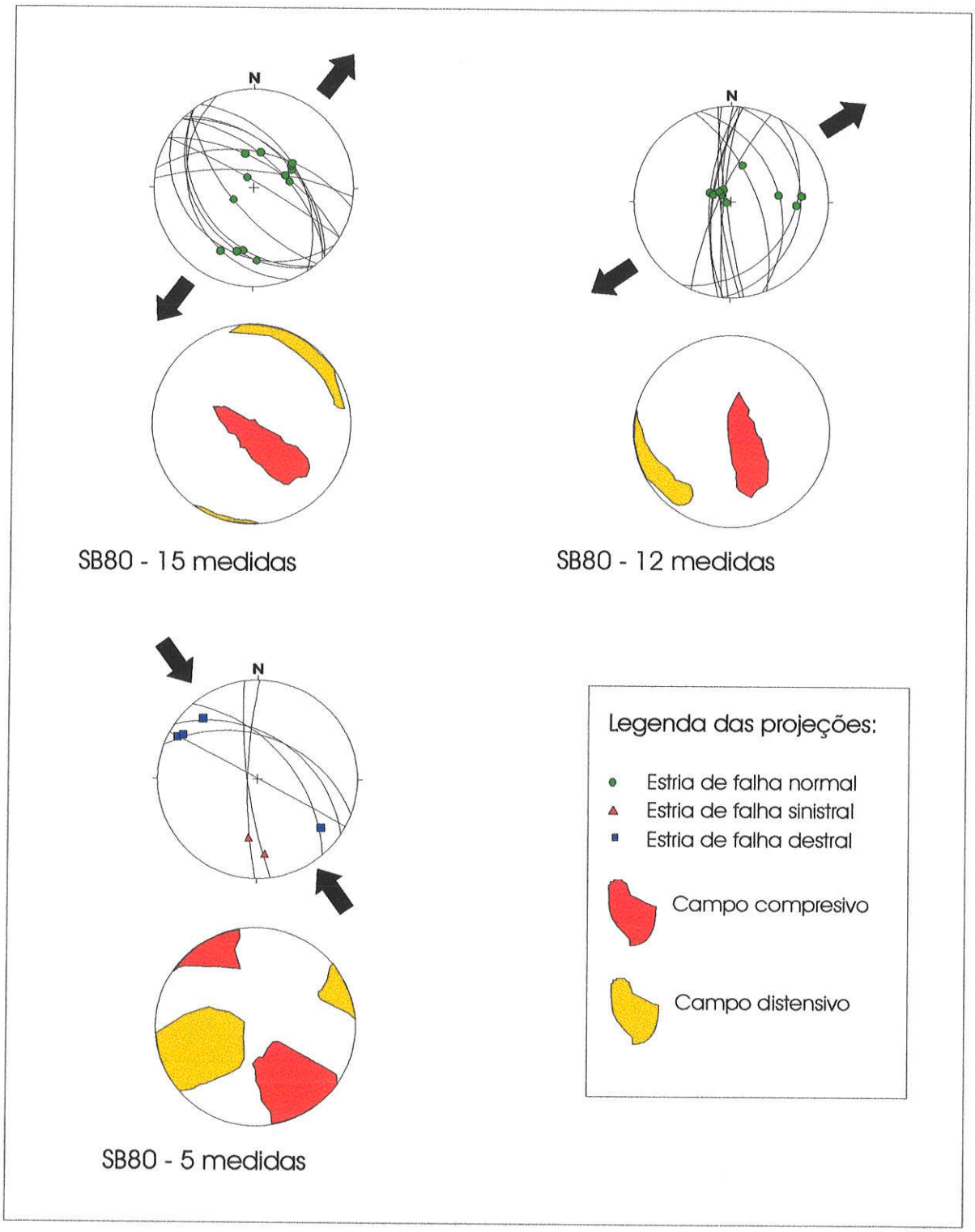


Figura III.73 - Projeção estereográfica Schimidt-Lambert, semi-esfera inferior, das falhas da Suíte Intrusiva Rodeio Velho (pós-Formação Santa Bárbara), nas proximidades da área de estudos e representação dos campos de tensão calculados pelo método de Angelier & Mechler (1977).

PARTE IV -RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

IV.1 Classificação tectônica da bacia

IV.1.1 Modelos preexistentes

Uma das questões mais relevantes acerca das coberturas da porções centro-sul do Rio Grande do Sul é a da classificação tectônica da bacia em que depositou-se o Grupo Camaquã. Seu posicionamento estratigráfico entre as sucessões deformadas durante os eventos orogênicos neoproterozóicos e as bacias cratônicas do Gondwana chamava já a atenção de Almeida (1969), que declarou: "Possivelmente em nenhum outro local da Plataforma Brasileira os depósitos do estádio de transição acham-se tão claramente expostos como na região central do Rio Grande do Sul, entre os rios Jacuí e Camaquã."

A interpretação de Almeida (1967, 1969) para a origem dos depósitos enquadrava-se em um modelo amplo de evolução de toda a Plataforma Brasileira, no qual haveria um *estádio de transição* entre a fase orogênica propriamente dita e o *estádio de estabilização* representado pelas sinéclises intracratônicas. Este *estádio de transição* seria caracterizado pela gradual atenuação da mobilidade tectônica, com a redução dos dobramentos e predomínio de movimentação por falhas. Nesse contexto, Almeida (1969) reconhece indícios da gradual estabilização na evolução das coberturas gaúchas, sendo a Formação Maricá "(...) *intensamente dobrada* (*sic*)(...)" mas não metamorfizada, a unidade vulcânica (Formação Crespos), então denominada Grupo Bom Jardim, juntamente com a Formação Santa Bárbara, seriam caracterizadas como molassas derivadas de áreas soerguidas por falhas, e a Formação Guaritas seria associada à atenuação das atividades tectônicas.

Issler (1982, 1983) considerou as espessas sucessões de *red beds* como desvinculadas da evolução orogênica neoproterozóica, representando o preenchimento de *rifts* sobre os blocos envolvidos na orogênese: "*Após 100 Ma deste regime tectônico de placas, a justaposição tectônica de dois crátons foi submetida a esforços distensionais com a elaboração de rifts intracontinentais, preenchidos por depósitos de red beds, extrusão de lavas e tufos de composição andesítica a riolítica e colocação de granitos anorogênicos*" (Issler, 1983).

Fragoso Cesar *et al.* (1982, 1984, 1985) interpretaram as coberturas como o preenchimento de bacias de antepaís em um modelo baseado na tectônica de placas, relacionadas a espessamento crustal nos orógenos do tectonismo brasiliano. Modelo semelhante

foi adotado por Issler (1985), que reformulou a posição das bacias do Camaquã e Itajaí em relação a seu modelo anterior (Issler 1982, 1983), admitindo serem bacias de antepaís.

Fragoso Cesar (1991) dividiu as coberturas em dois conjuntos distintos: uma Antefossa Camaquã, preenchida pelo que hoje consideramos as ocorrências orientais do Grupo Camaquã e mais as formações Pedra Pintada e Guaritas; e uma Bacia de Retroarco Santa Bárbara, incluindo as unidades sin- e pós-vulcânicas do Grupo Camaquã a oeste.

Beckel (1992) considerou, para as molassas do Escudo Gaúcho, uma evolução em diferentes tipos de bacias ao longo do tempo, sucedendo-se progressivamente bacias de antepaís, *piggy-back*, *pull-apart e* intramontanas.

Gresse *et al.* (1996) associaram a evolução das coberturas do Rio Grande do Sul com as bacias tardi- a pós- orogências do sul da África, considerando uma bacia de retroarco de antepaís (*sensu* Ingersoll 1988) para as unidades pré e sin-vulcânicas, então denominadas grupos Maricá e Bom Jardim, e uma origem decorrente de colapso orogênico para ambas as formações Santa Bárbara e Guaritas, então agrupadas no Grupo Camaquã.

Uma outra tendência interpretativa passou a predominar nos anos 90, com a adoção de um modelo de bacias transcorrentes intracontinentais por Oliveira & Fernandes (1991, 1992) e Machado e Sayeg (1992), baseados em trabalhos na sub-bacia Camaquã Oriental. Conclusão semelhante foi obtida por Brito Neves & Cordani (1991), que consideraram um modelo regional controlado por tectônica de escape. Nesses modelos, as bacias seriam geradas por subsidência tectônica em regiões de afastamento dentro de zonas de cisalhamento transcorrentes tardi- a pós-orogênicas.

A maior parte dos modelos preexistentes procuraram classificar a Bacia Camaquã com base nas características esperadas para esses depósitos dentro de modelos geotectônicos regionais, sendo raros os trabalhos baseados na identificação de feições diagnósticas nos próprios depósitos.

Propostas como as de Almeida (1967, 1969) e Fragoso Cesar *et al.* (1982, 1984, 1985) procuravam reconhecer nas coberturas do Escudo Gaúcho um elemento geotectônico de ocorrência prevista pelo modelo regional adotado. Por outro lado, os modelos de bacias transcorrentes (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Machado & Sayeg 1992) basearam-se na análise estrutural das falhas que afetam tanto o embasamento quanto as coberturas, não havendo clara distinção entre as estruturas deformadoras dos depósitos e aquelas possivelmente associadas à formação da bacia.

A disparidade entre os modelos propostos reflete diferentes abordagens e a ausência de análises extensivas dos depósitos em busca de informações relativas à caracterização tectônica.

IV.1.2 Tectônica formadora da bacia durante a deposição da Formação Santa Bárbara

Antes de demostrar os elementos que caracterizam o tipo de bacia no qual depositou-se a Formação Santa Bárbara, cabe realizar breve revisão das principais características dos tipos de bacia sugeridos por trabalhos anteriores.

As principais classificações tectônicas de bacias sedimentares partem de critérios relacionados à dinâmica da tectônica de placas, tais como posição da bacia em relação à placa, relação da subsidência com interações entre placas e tipo dessa interação. Entre essas classificações destacam-se as de Dickinson (1974), Ingersoll (1988) e Ingersol & Busby (1995). Uma outra abordagem, adotada por Allen & Allen (1990), divide as bacias sedimentares em três grupos, de acordo com a origem e o estilo de subsidência, se flexural, termal ou de tectônica extensional (incluindo transtensional).

Bacias tipo antefossa molássica, denominadas bacias periféricas de antepaís (Ingersol & Busby 1995), são caracterizadas por subsidência flexural causada pela sobrecarga decorrente do espessamento crustal de um orógeno colisional adjacente à bacia. Dessa forma, é característica desse tipo de bacias uma forte assimetria, com uma zona de maior subsidência nas proximidades do orógeno e gradual diminuição da subsidência na região distal. A assimetria reflete-se também na distribuição das fácies sedimentares, com a presença de cunhas rudíticas derivadas do proeminente relevo na zona proximal e sedimentação de material mais fino na região distal (Miall 1995). Devido ao caráter sin-tectônico da deposição, tipicamente a zona proximal é deformada, sendo afetada por falhas inversas de baixo ângulo que levam ao progressivo cavalgamento do orógeno sobre a borda da bacia. Em limites convergentes caracterizados por subducção de litosfera oceânica sob continental com compressão na placa continental, podem ocorrer bacias com características semelhantes àquelas de bacias de antepaís, denominadas bacias de retroarco de antepaís (Dickinson 1974, Ingersoll & Busby 1995).

Bacias de retroarco (*backarc basins* de Ingersoll & Busby 1995) são também derivadas de interação convergente de placas, porém somente em contextos de subducção de litosfera oceânica sob a placa adjacente. A subsidência ocorre no caso de extensão na região de retroarco, ou seja, atrás do arco magmático gerado na placa não superior. Tal situação é típica de subducção de alto ângulo de litosfera oceânica antiga e fria (Cross & Pilger 1982), e gera falhas normais e adelgaçamento crustal. Bacias de retroarco apresentam características semelhantes a outros tipos de bacias extensionais (Marsaglia 1995), porém associam-se a produtos distais do magmatismo do arco.

Bacias geradas por falhas de movimentação lateral ("bacias transcorrentes") são também causadas por estiramento crustal, porém em porções restritas de grandes zonas de cisalhamento

(Nielsen & Sylvester 1995). Este tipo de bacia é originado em limites de placas com movimentos de direção aproximadamente igual e sentidos opostos, ocorrendo em porções transtrativas de falhas profundas que limitam as placas. São caracterizadas por rápida subsidência, com geração de espessas sucessões siliciclásticas de leques aluviais, depósitos fluviais e lacustres ou marinhos (Nielsen & McLaughlin 1985). Como a subsidência é produto da movimentação lateral das falhas, a evolução desse tipo de bacias conta com freqüente migração de depocentros, inversão da bacia, e migração lateral dos depósitos em relação às áreas-fonte, refletida na proveniência dos clastos de depósitos proximais (Nielsen & Sylvester 1995).

Bacias extensionais tipo *rift* são o resultado de estiramento crustal em limites divergentes de placas ou regiões interiores de placas. Em limites de placas, as bacias tipo *rift* são características das fases iniciais de desmembramento de continentes, podendo evoluir para margens continentais divergentes ou serem preservadas como ramos abortados em uma das margens após a evolução de junções tríplices (Burke & Dewey 1973). Nas regiões interiores, bacias tipo *rift* são resultantes de tensões intra-placa, por vezes decorrentes de esforços nos limites da placa, como no caso de impactógenos derivados de compressão em orógenos colisionais (Sengor 1976, 1995). As características do preenchimento sedimentar de bacias tipo *rift* são, em parte, dependentes da origem do fraturamento (Sengor 1995, Leeder 1995). No caso de *rifts* iniciados por anomalias termais sob a placa litosférica, denominados ativos ou de litosfera ativada (Sengor 1995), ocorre uma fase inicial de arqueamento, com a geração de domos e instalação de vulcanismo bimodal desde antes da subsidência tectônica. No caso de a extensão crustal ser a causa inicial da subsidência, o *rift* é dito passivo (Sengor 1995) e o preenchimento inicia-se com deposição sedimentar, seguida por atividade vulcânica durante o máximo de extensão. A própria descompressão derivada da extensão pode acarretar no desenvolvimento de uma pluma termal abaixo do *rift*, que passa a ser ativo. As taxas de subsidência são elevadas e predominam depósitos rudíticos nas proximidades das falhas de borda.

A análise estratigráfica da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental revelou diversas características que implicam em uma bacia extensional tipo *rift*, provavelmente do tipo passivo, corroborando a interpretação de Santos *et al.* (1978) e Issler (1982, 1983):

1) A elevada espessura da sucessão, de cerca de 4000 metros, com pacotes homogêneos de centenas de metros, sugere elevadas taxas de subsidência;

2) A abundância de fácies conglomeráticas de leques aluviais e sistemas fluviais de alta energia sugere gradientes elevados e bordas de bacia limitadas por falhas;

3) Os padrões de paleocorrentes mostram predomínio de transporte axial para norte e

padrões transversais partindo de margens de leste e, no topo da sucessão, de oeste, demonstrando certa simetria no preenchimento e um alongamento da bacia segundo a direção N-S;

4) A proveniência dos depósitos proximais apresenta alta correlação com os litotipos do embasamento que afloram nas áreas adjacentes à bacia, não havendo indícios de migração lateral das áreas-fonte em relação aos depósitos. Na porção superior da sucessão, essa correlação é tal que depósitos monomíticos de granitos ocorrem a poucos quilômetros de depósitos com predomínio de clastos de metassedimentos, acompanhando o contato entre esses litotipos nas áreas-fonte e demonstrando ausência de movimentação lateral significativa nas falhas de borda;

5) Entre as famílias de falhas encontradas nos depósitos destacam-se as de caráter normal e, mesmo estas, assim como as falhas transcorrentes, foram geradas por campos de tensão também encontrados em unidades posteriores, como a Formação Pedra Pintada e a Suíte Intrusiva Rodeio Velho. Essa situação revela que a maior parte das falhas encontradas na região são o produto de tectônica deformadora da bacia, posterior e desvinculada aos eventos de formação;

6) Não foram reconhecidas falhas inversas expressivas afetando a Formação Santa Bárbara ou outra unidade do Grupo Camaquã, nem relações de cavalgamento do embasamento sobre a bacia. Também não se reconhece a intensa compactação esperada em situações desse tipo, como salientado por De Ros *et al.* (1994);

7) Finalmente, a Formação Santa Bárbara não apresenta níveis vulcânicos ou contribuição piroclástica ou vulcanoclástica juvenil que justifique a suposição de atividade de um arco magmático simultâneo à deposição. O próprio magmatismo relacionado à Formação Crespos e aos diversos corpos graníticos de afinidade alcalina da região pode não apresentar relação com subducção ativa, tendo sido caracterizado como pós-orogênico ou até mesmo anorogênico por alguns autores (*e.g.* Roisenberg *et al.* 1983);

Com base nestas observações, pode-se concluir que a Formação Santa Bárbara depositou-se em uma bacia extensional limitada por falhas normais. A possibilidade de relação da atividade tectônica distensiva com processos associados aos orógenos formadores do Gondwana é pouco provável pois bacias extensionais em contextos convergentes de interação de placas são normalmente relacionadas a extensão no retroarco, onde a atividade magmática é marcante, ou relacionadas a extensão em estruturas perpendiculares a orógenos colisionais (impactógenos). A estruturação da Bacia Camaquã é paralela à estruturação do cinturão orogênico exposto no embasamento.

A origem da tectônica extensional geradora da Formação Santa Bárbara permanece não esclarecida, podendo relacionar-se a tensões intra-placa ou à ação distal de eventos nas bordas

da placa gondwânica durante o final do Neoproterozóico e/ou início do Paleozóico.

Fragoso Cesar *et al.* (no prelo) identificaram falhas sin-sedimentares causadas por tectônica extensional em depósitos da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Oriental, corroborando a presente interpretação. Recentemente Fragoso Cesar *et al.* (2000[b]) interpretaram um ambiente tectônico extensional para todo o Grupo Camaquã, utilizando argumentos semelhantes aos acima expostos.

IV.2 Modelos paleogeográficos e evolutivos

Com base no reconhecimento dos ambientes deposicionais e de suas relações espaciais e evolução ao longo da coluna estratigráfica, foram elaborados modelos paleogeográficos que integram os dados das análises de fácies, estratigrafia de seqüências e análises de paleocorrentes e proveniência. O modelo adotado foi o de uma bacia extensional do tipo *hemigraben*, com paleogeografia análoga, durante os períodos de mar baixo, ao "modelo tectono-sedimentar de fácies B – meio-*graben* com drenagem de calha axial" de Leeder & Gawthorpe (1987). Durante os períodos de mar alto, a paleogeografia foi análoga ao "modelo tectono-sedimentar de fácies C – bacia de golfo marinho costeiro" de Leeder & Gawthorpe (1987).

Para cada período deposicional principal elaborou-se um diagrama tridimensional com a interpretação dos sistemas deposicionais atuantes na Sub-bacia Camaquã Ocidental. A representação de áreas da bacia além da Sub-bacia Camaquã Ocidental é puramente especulativa, sendo necessária para a caracterização da geometria e tectônica da bacia como um todo. As linhas gerais de evolução das porções leste e central da Bacia Camaquã foram baseadas nos estudos inéditos de Fambrini (em preparação) e Janikian (em preparação), além de breves reconhecimentos de campo realizados com essa finalidade nas ocorrências da Formação Santa Bárbara no Vale do Piquiri, Minas do Camaquã e Bom Jardim.

O principal evento modificador da paleogeografia da bacia foi provavelmente o soerguimento do alto de Caçapava do Sul, resultando no isolamento da Sub-bacia Camaquã Ocidental e em um importante controle tectônico sobre o desenvolvimento da seqüência **SB3**. Dessa forma as seqüências **SB1** e **SB2** devem ter sido depositadas durante um período de continuidade entre as sub-bacias, como atestam as inferências de proveniência e o posicionamento de fácies distais em contato tectônico direto com rochas do alto de Caçapava do Sul.

A seqüência **SB1** inicia-se com deposição de leques aluviais de trato de mar baixo, com provável origem em bacias de drenagem no bloco abatido de um *hemigraben* (figura IV.01). Uma rápida transgressão causa a sobreposição de um ambiente de planícies de maré e baía

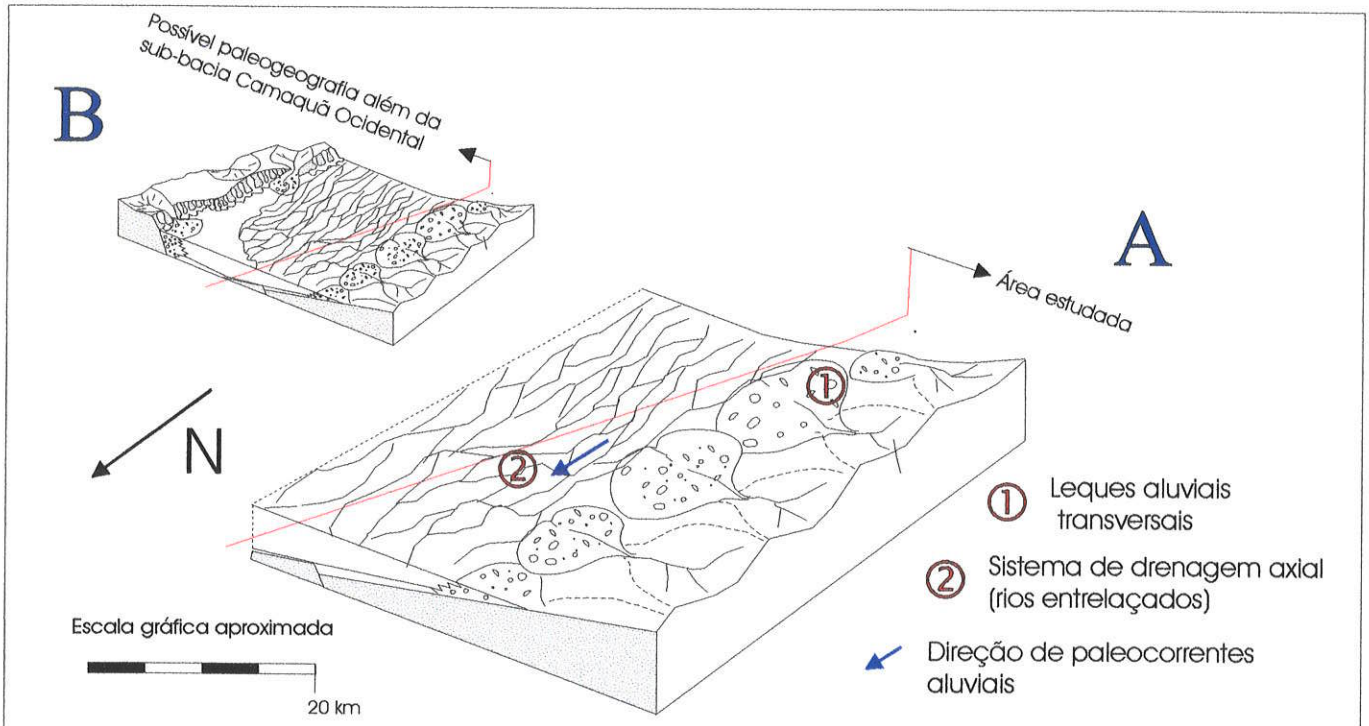


Figura IV.01 - Paleogeografia interpretada para o trato de mar baixo da seqüência SB1. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

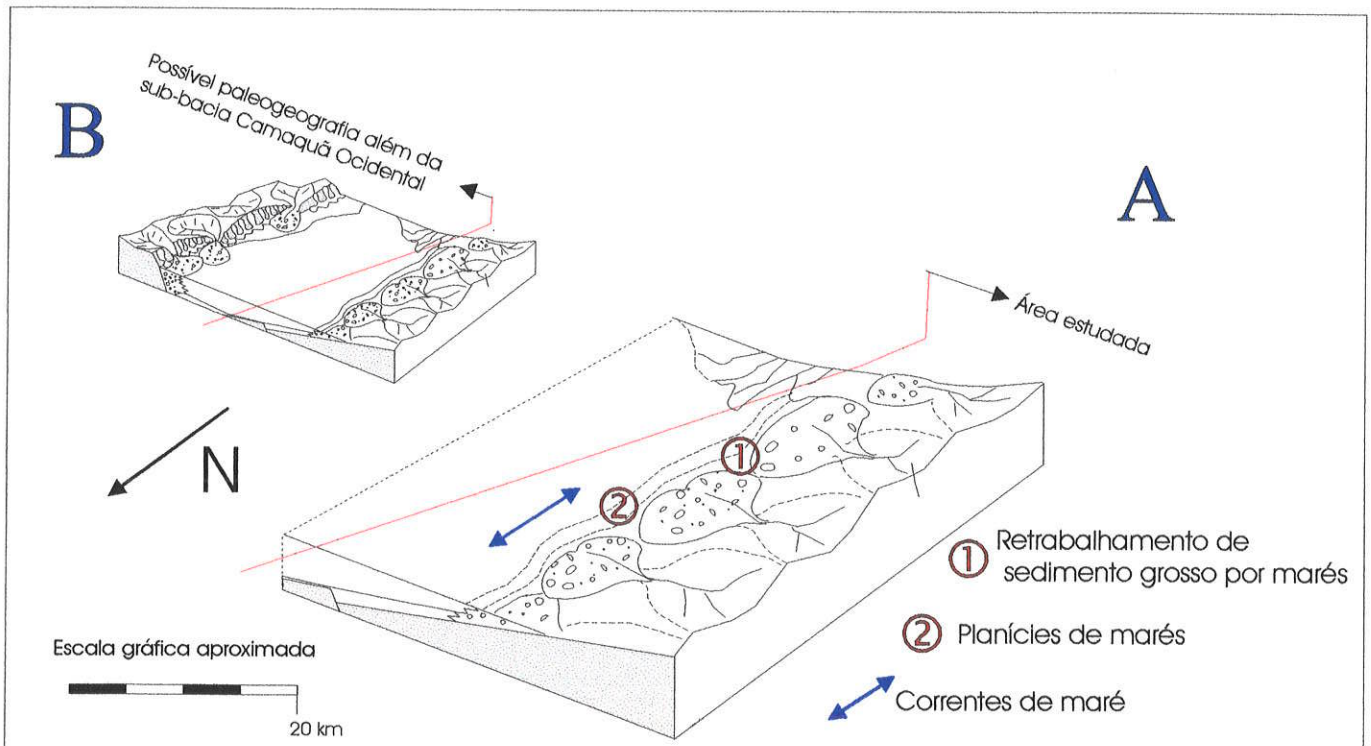


Figura IV.02 - Paleogeografia interpretada para o trato transgrssivo da seqüência SB1. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

estuarina sobre os depósitos anteriores, com provável erosão parcial destes por correntes de maré durante a transgressão inicial (figura IV.02).

A instalação de um ambiente deposicional fluvial de rios entrelaçados sobre uma superfície erosiva importante caracteriza o início do trato de mar baixo da seqüência **SB2**, representado na figura IV.03. Padrões de transporte para oeste (transversais à bacia)evidenciam o caráter marginal dos depósitos descritos, que possivelmente alimentavam sistemas axiais.

Nova transgressão transforma a antiga planície aluvial em um grande estuário com influência de marés (figura IV.04), com rápida retrogradação posicionando na região um ambiente de baía estuarina com predomínio de decantação, seguido por gradual progradação e agradação de depósitos de planícies de maré e barras de sub-maré (formas de leito de canal de maré). Nesta seqüência tanto o trato transgressivo quanto o trato de mar alto são caracterizados por depósitos marinhos rasos, sendo no segundo progradantes e com influência de uma delta intra-estuarino (figura IV.05).

Após nova erosão decorrente de rebaixamento do nível do mar, outra planície aluvial de rios entrelaçados instala-se na bacia, da qual afloram sistemas axiais de transporte para norte (figura IV.06). Esses depósitos aluviais compõem o trato de mar baixo da seqüência **SB3**.

Um importante evento de reestruturação da bacia ocorre associado à transgressão de depósitos lagunares sobre a planície aluvial, com o soerguimento do alto de Caçapava do Sul e individualização da Sub-bacia Camaquã Ocidental. Interpreta-se que a mesma reativação tectônica responsável pela elevação do alto causou um aumento das taxas de subsidência, provocando o início da deposição de um análogo tectônico ao trato transgressivo da seqüência **SB3**. Essa situação resulta em complexidade na arquitetura deposicional, com a interação entre vários ambientes simultâneos (figura IV.07), com um sistema lagunar protegido da ação de ondas de tempo bom por uma ilha-barreira arenosa, porém sujeito à ação de ondas de tempestades que geram lençóis arenosos de tempestitos e lobos de rompimento da barreira. Simultaneamente à deposição lagunar e transgredindo sobre esta, ocorre deposição em face litorânea proximal dominada por ondas e correntes de deriva litorânea. A origem tectônica desse conjunto é evidenciada pela proveniência de grânulos e seixos do alto de Caçapava do Sul e pela presença de fácies de leques deltaicos intercaladas às porções proximais do sistema lagunar e progradando sobre o conjunto desde o início do trato de mar alto.

O trato de mar alto da seqüência **SB3** caracteriza-se, após a progradação dos leques deltaicos, pela deposição em sistema fluvial de rios entrelaçados com proveniência e paleocorrentes derivadas do alto recém soerguido, sobre o qual progradam leques aluviais proximais (figura IV.08).

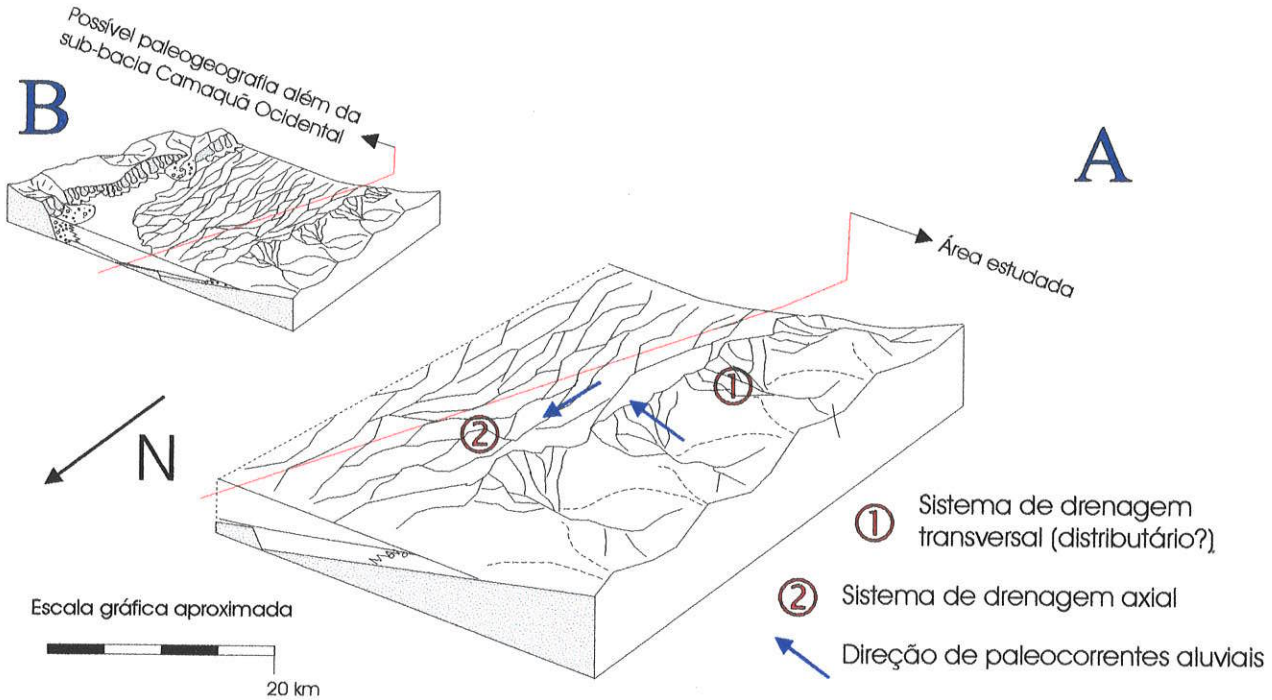


Figura IV.03 - Paleogeografia interpretada para o trato de mar baixo da seqüência SB2. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

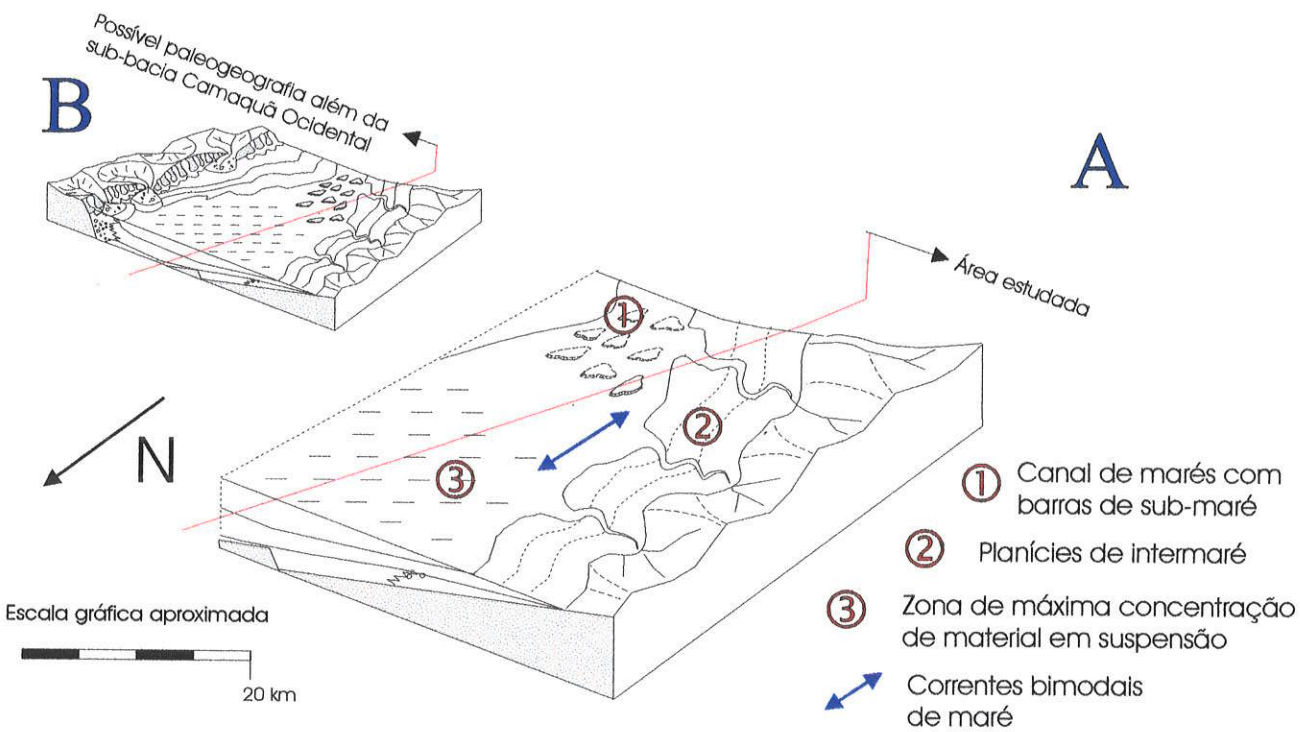


Figura IV.04 - Paleogeografia interpretada para o trato transgrssivo da seqüência SB2. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

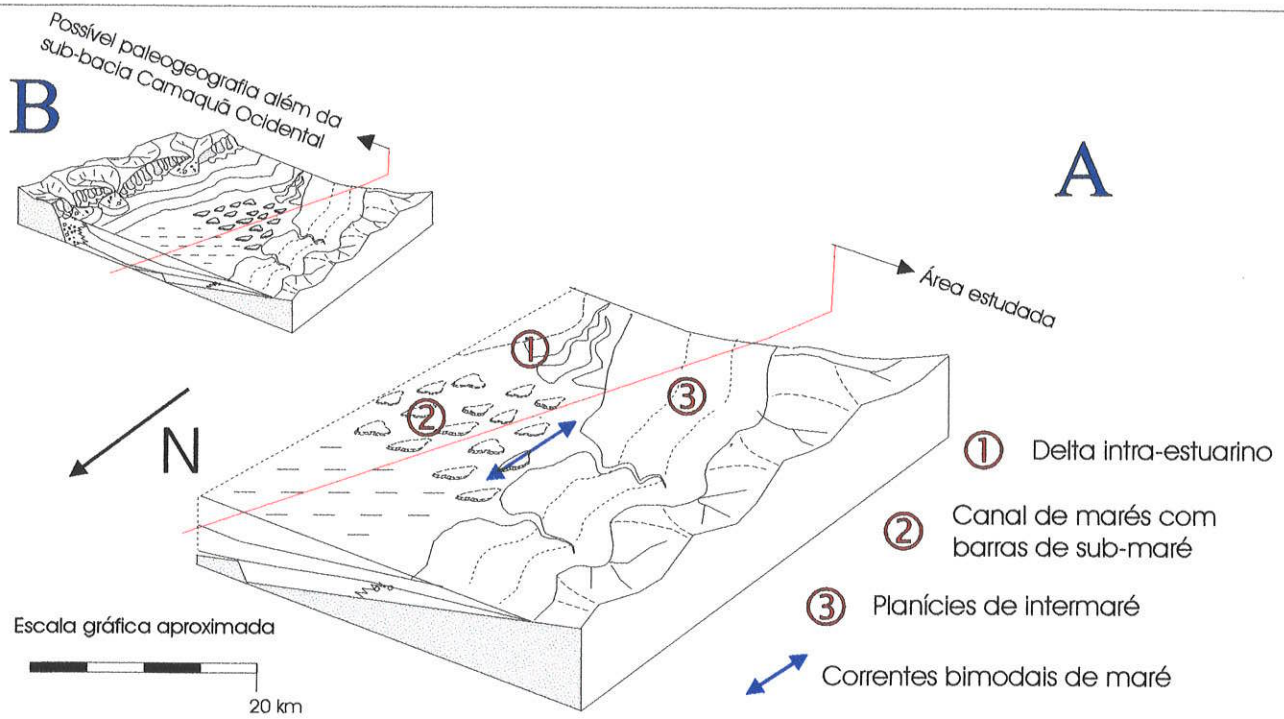


Figura IV.05 - Paleogeografia interpretada para o trato de mar alto da seqüência SB2. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

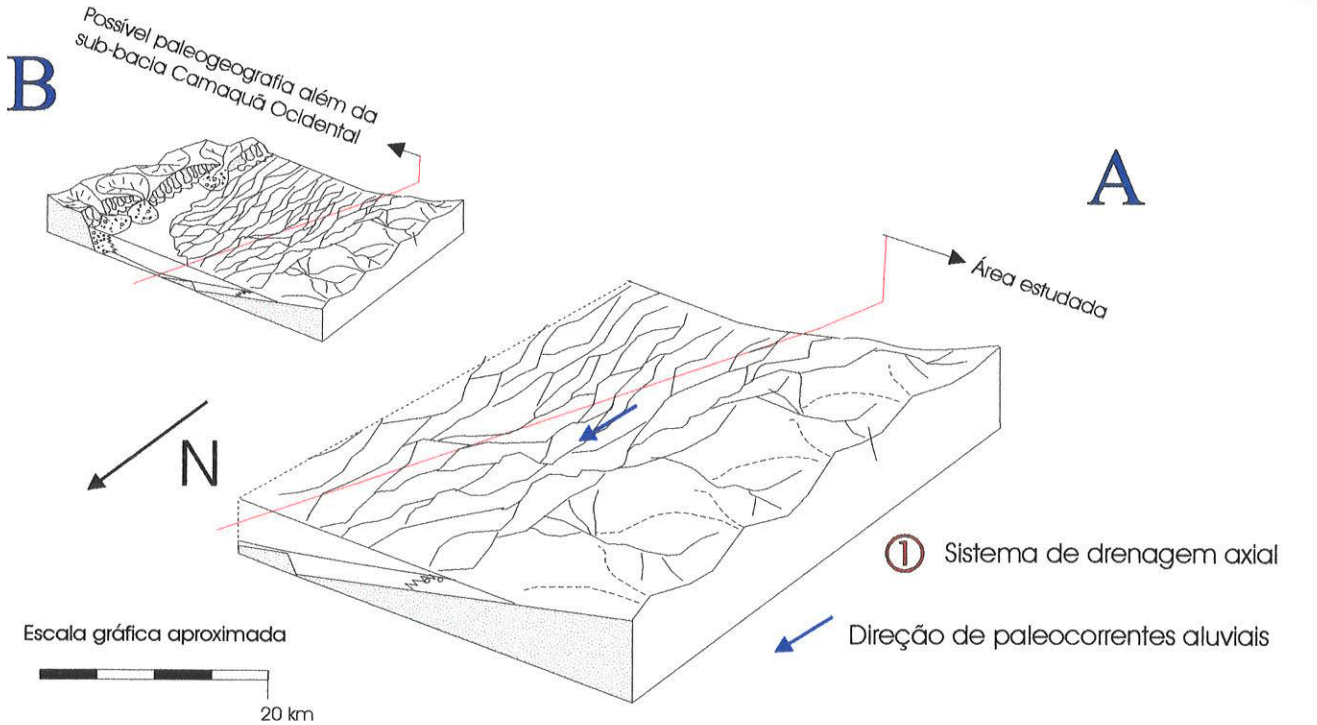


Figura IV.06 - Paleogeografia interpretada para o trato de mar baixo da seqüência SB3. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

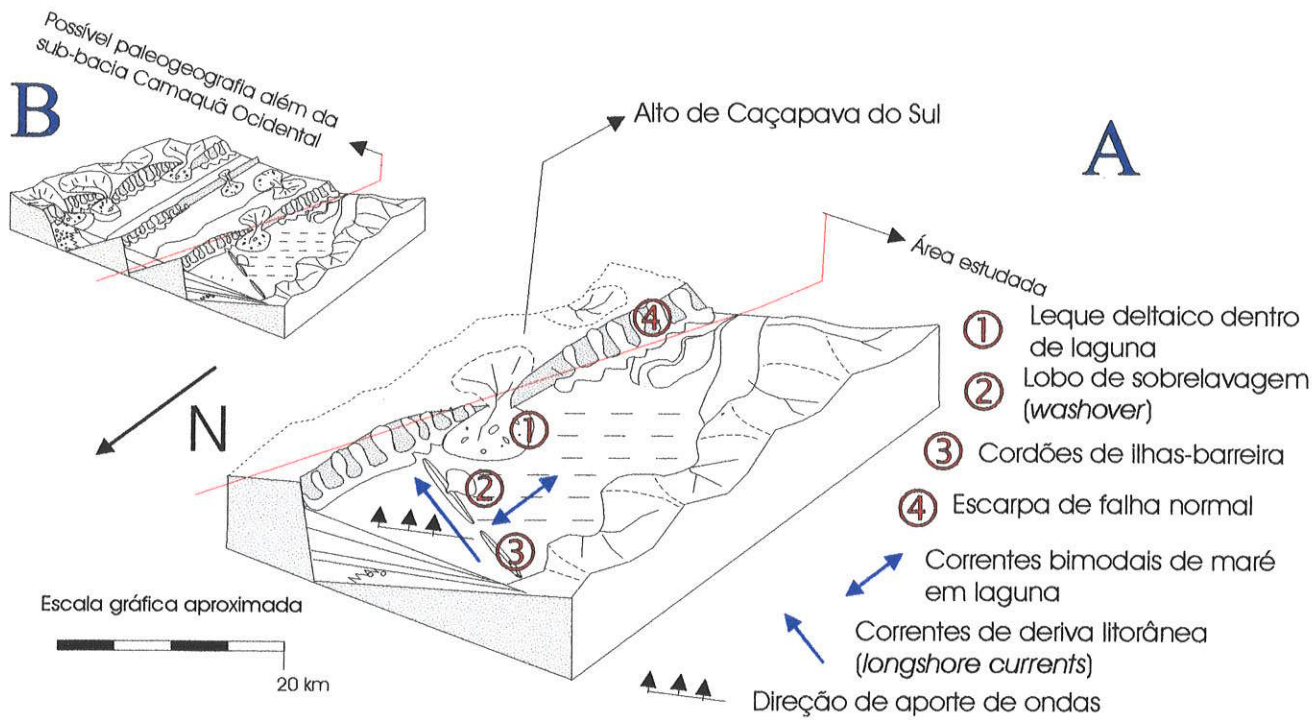


Figura IV.07 - Paleogeografia interpretada para o trato de transgressivo da seqüência SB3. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

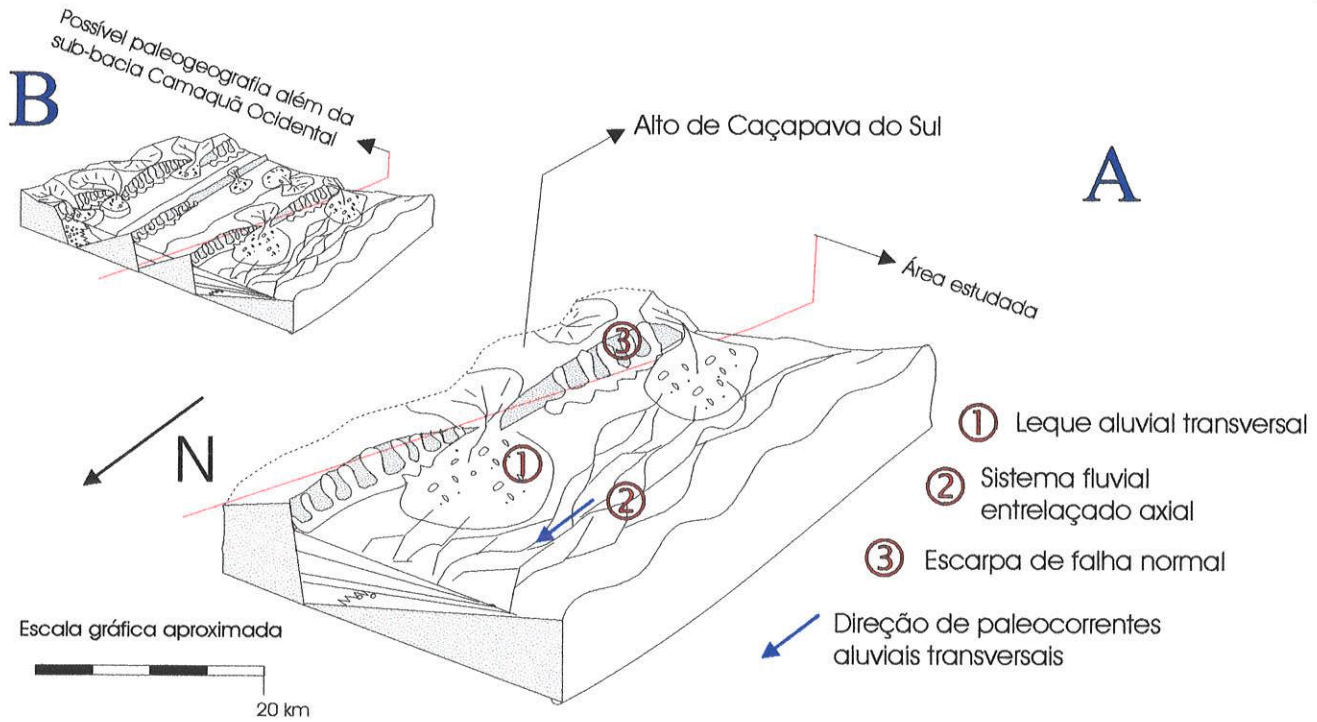


Figura IV.08 - Paleogeografia interpretada para o trato de mar alto da seqüência SB3. A - reconstituição da Sub-bacia Camaquã Ocidental; B- possível configuração de toda a Bacia Camaquã.

IV.3 Tectônica, eustasia e sedimentação

IV.3.1 Particularidades da estratigrafia de seqüências em bacias geradas por tectônica extensional

Os primeiros modelos e métodos para a análise de seqüências estratigráficas foram desenvolvidos em sucessões de plataforma continental, sendo o modelo de arquitetura deposicional mais difundido baseado nas particularidades desse tipo de bacia (Posamentier & Vail 1988, Posamentier *et al.* 1988). Esse modelo foi adaptado para contextos de sinéclises continentais e margens com rampas suaves (Posamentier *et al.* 1988), e para bacias flexurais de antepaís (Van Wagoner & Bertran 1995), porém não foi desenvolvido de forma satisfatória para bacias extensionais tipo *rift*. Gawthorpe *et al.* (1994) e Howell & Flint (1996) descreveram algumas das mais importantes particularidades da aplicação da estratigrafia de seqüências em bacias tipo *rift*, ressaltando a variação espacial das taxas de subsidência e aporte sedimentar de acordo com a proximidade das falhas principais e de zonas de transferência do movimento das falhas, bem como a conseqüente existência de várias curvas de espaço de acomodação locais e diferentes padrões de preenchimento simultâneos.

As elevadas taxas de subsidência são uma particularidade de extrema importância em bacias geradas por tectônica extensional, caracteristicamente uma ou duas ordens de grandeza superiores àquelas encontradas em plataformas continentais ou sinéclises interiores. Essas elevadas taxas de subsidência resultam em uma menor contribuição das variações absolutas do nível do mar na arquitetura deposicional, pois atenuam os efeitos de rebaixamentos eustáticos e tendem a diminuir a curvatura da ascensão em períodos de elevação eustática.

As taxas comuns de subsidência nas proximidades de falhas normais, de alguns metros por mil anos (Machette *et al.* 1991, Chronis *et al.* 1991), superam as taxas de variação eustática para ciclos de 3ª ordem, impedindo a geração de grandes superfícies erosivas e impondo-se sobre a influência eustática. No caso de a subsidência ser consideravelmente maior que a variação eustática, também as superfícies de inundação máxima ficam descaracterizadas, pois os valores de geração de espaço de acomodação referentes ao ponto de inflexão da curva de eustasia não diferem muito daqueles pouco anteriores ou posteriores. Nas regiões distais em relação às falhas, as taxas de subsidência são menores, podendo haver erosão significativa em períodos de rabaixaento eustático.

Variações de curto ou longo prazo nas taxas de subsidência também podem ter grande influência na arquitetura deposicional, sendo distinguíveis da influência eustática, com certa dificuldade, pela ausência de ciclicidade. Outros fatores, como variações climáticas ou de

suprimento sedimentar, modificações nos padrões de dispersão sedimentar e alterações topográficas, podem também resultar em mudanças significativas na arquitetura dos depósitos.

Dessa forma, deve-se ressaltar que a caracterização da estratigrafia de seqüências da unidade estudada na Sub-bacia Camaquã Ocidental não deve refletir padrões idênticos em toda as sub-bacias, sendo esperada grande dificuldade na correlação entre as sucessões de sub-bacias distintas, mesmo em relação a superfícies erosivas, que podem não se desenvolver em áreas de maior subsidência. Acreditamos que, para o caso da Bacia Camaquã, correlações estratigráficas devem ser realizadas com base na caracterização da evolução dos depósitos em todas as ocorrências e identificação de eventos deposicionais ou tectônicos que possam ter conotação regional, como o soerguimento de altos internos à bacia.

IV.3.2 Interpretações sobre a influência tectônica nas seqüências estudadas

A origem claramente tectônica da sucessão estudada permite considerações sobre a interação entre eustasia, tectonismo e aporte sedimentar na arquitetura deposicional.

Apesar da ausência de controle cronoestratigráfico, as diferenças de espessura e de importância relativa entre os tratos de sistemas das três seqüências, aliadas a informações sobre atividade tectônica obtidas através das análises de sistemas deposicionais, paleocorrentes e proveniência, permitem considerar a influência de variações da taxa de subsidência sobre as respostas à ciclicidade eustática.

A pequena espessura da primeira seqüência (**SB1**), assim como de seu trato transgressivo, e o fato de o trato de mar alto não estar representado, possivelmente devido à erosão causada por prolongado período de rebaixamento do nível do mar, são interpretadas como evidências de taxas de subsidência reduzidas.

A espessura da segunda seqüência (**SB2**) é muito superior à da primeira, contando com um trato transgressivo excepcionalmente espesso e com a preservação de grande parte do trato de mar alto, composto predominantemente por depósitos costeiro com influência de marés. Essas evidências favorecem a hipótese de uma taxa de subsidência consideravelmente maior para a segunda seqüência, o que resulta em arquiteturas deposicionais distintas relacionadas a ciclos eustáticos semelhantes.

Partindo-se de um modelo de *hemigraben* para a geometria da bacia, controlado por uma falha-mestra lístrica de grande profundidade (de acordo com o modelo de Wernicke & Bushfield 1982), espera-se um aumento gradual da subsidência no bloco abatido mesmo com taxas constantes de movimentação na falha (figura IV.09). Isso resultaria em uma curva de subsidência com aumento gradual, afetando as respostas à ciclicidade eustática de forma

semelhante à interpretada para as primeiras duas seqüências.

A terceira seqüência (**SB3**) é controlada pela reativação tectônica responsável pelo soerguimento do alto de Caçapava do Sul, inicialmente marcada pela rápida transgressão resultante de um provável aumento na subsidência, talvez combinado a ascensão eustática . O efeito da geração de um alto proximal no aporte sedimentar se faz sentir posteriormente, pela progradação tectônica de leques deltaicos, seguidos por depósitos fluviais e leques aluviais proximais.

Uma característica marcante na sucessão estudada é o predomínio de depósitos fluviais nos tratos de mar baixo das três seqüências, refletindo a grande distância da margem continental em relação à bacia interior. Essa distância implica na dissemelhança entre os ambientes deposicionais dos tratos de mar baixo em relação aos dos tratos de mar alto, pois enquanto os segundos apresentam progradação em ambiente marinho costeiro, os primeiros mostram agradação de depósitos fluviais depositados **acima** do nível do mar, sendo o nível de base, para esses depósitos, o perfil de equilíbrio fluvial (Davis 1902, Mackin 1948, Quirk 1996).

A evolução interpretada do espaço de acomodação e a resposta sedimentar decorrente é representada na figura IV.10, que mostra uma ciclicidade da eustasia combinada a um progressivo aumento das taxas de subsidência. A reativação tectônica é representada por um incremento na subsidência, sendo o equivalente do trato de mar alto da terceira seqüência (**SB3**) causado pelo aumento do aporte sedimentar.

Alternativamente, pode-se dividir a sucessão em duas tectono-seqüências, sendo a primeira representada por todo o pacote com crescimento gradual das taxas de subsidência, anterior ao soerguimento do alto de Caçapava do Sul, e a segunda representada pelo pacote gerado durante o soerguimento do alto, com evidências de isolamento da sub-bacia e aporte detrítico proximal de leste. O limite entre as duas seqüências é marcado por uma superfície transgressiva, correspondente ao início do trato transgressivo da **SB3**, interpretada como a evidência inicial de reativação tectônica, com o aumento brusco da subsidência sendo anterior ao intenso aporte detrítico proveniente da denudação do alto.

IV.4 Conclusões

A análise de estratigrafia de seqüências, fácies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental, associada a análises macroscópicas de proveniência, análises de paleocorrentes e estudos preliminares de geologia estrutural, permitiram a elaboração de modelos paleogeográficos evolutivos para a unidade e resultaram em inferências sobre o regime tectônico de formação da bacia.

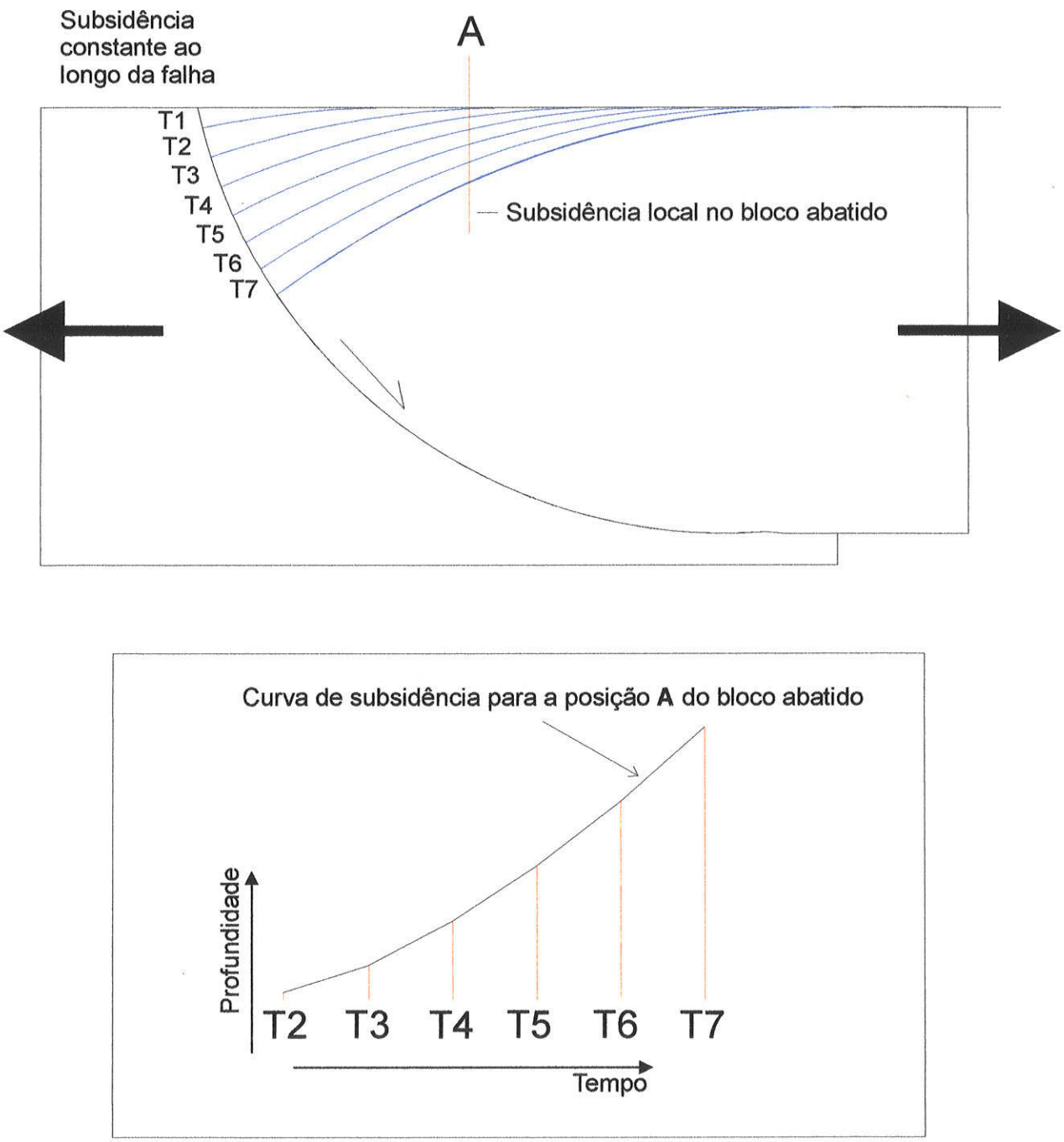


Figura IV.09 - Modelo de evolução da taxa de subsidência para o bloco abatido de um *hemigraben* com atividade constante na falha de borda.

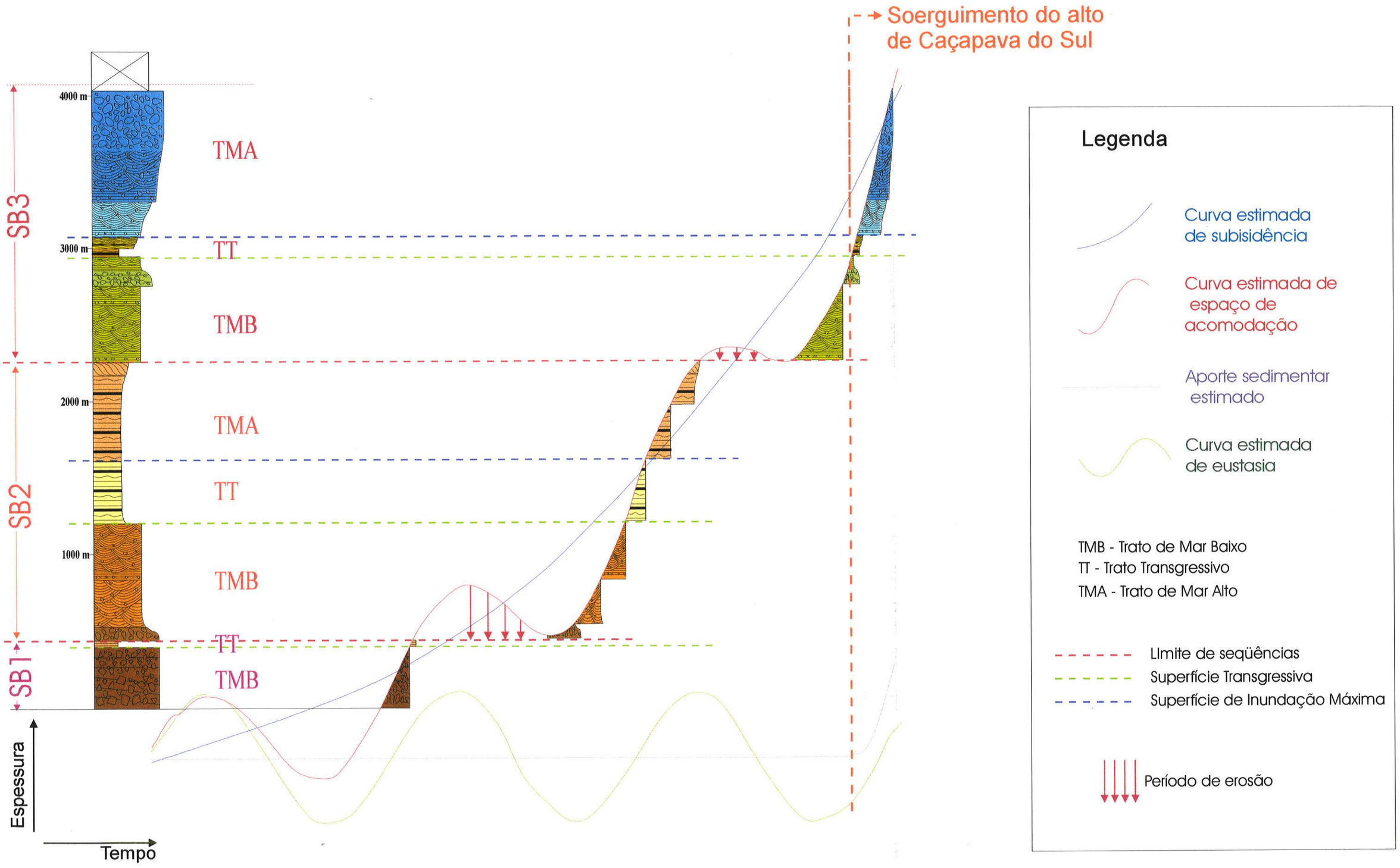


Figura IV.10 - Evolução do preenchimento sedimentar e da curva de espaço de acomodação interpretada em função de uma variação isostática simétrica e uma taxa de subisidência crescente.

A deposição da Formação Santa Bárbara na área estudada deu-se pela alternância de ambientes deposicionais aluviais e marinhos rasos. Os sistemas aluviais são predominantemente compostos por leques aluviais proximais e planícies aluviais de rios entrelaçados com padrões de dispersão transversal e axial em relação à geometria da bacia. Os sistemas marinhos rasos são dominados por planícies de marés, baía estuarina e, em sua última recorrência, por sistema lagunar barrado com aporte de leques deltaicos originados no alto de Caçapava do Sul.

A sucessão estudada pode ser dividida em três seqüências deposicionais (*sensu* Vail *et al.* 1977), com espessuras e evoluções distintas em decorrência da modificação dos controles tectônicos da bacia. A primeira seqüência mostra uma espessura reduzida do trato transgressivo e a erosão total do trato de mar alto pelo rebaixamento do nível do mar, indicando taxas de subsidência reduzidas. A segunda seqüência apresenta grande espessura de trato transgressivo, composto por depósitos predominantemente de baía estuarina, e grande preservação do trato de mar alto, caracterizado por agradação e progradação de planícies de maré e, no trecho final, progradação de deltas flúvio-estuarinos. Essas características evidenciam maior geração de espaço de acomodação do que na primeira seqüência, o que foi interpretado como resultado de um aumento gradual das taxas de subsidência. A terceira seqüência possui forte controle tectônico, iniciando-se com deposição aluvial do trato de mar baixo, interrompida por nova ingressão marinha resultante de rápido aumento das taxas de subsidência concomitante ao soerguimento do alto de Caçapava do Sul. O equivalente do trato transgressivo é composto por depósitos lagunares com aporte clástico de leques deltaicos derivados do alto, com contínua transgressão para depósitos de face litorânea. O efeito do soerguimento no aporte sedimentar se faz sentir pela progradação de leques deltaicos que se segue à transgressão, continuada pela instalação de depósitos fluviais e progradação tectônica de leques aluviais proximais.

Uma divisão alternativa seria a de duas tectono-seqüências, a primeira caracterizada por contínuo aumento da subsidência, e a segunda, iniciada pela superfície transgressiva da **SB3**, com preenchimento controlado pelo tectonismo e variação de aporte sedimentar decorrente de reativação tectônica.

A análise de proveniência indica uma estreita correlação entre os clastos dos depósitos conglomeráticos e as áreas-fonte imediatamente adjacentes, não havendo indícios de movimentação lateral nas falhas de borda.

A integração dos dados e interpretações indica a deposição em uma bacia alongada segundo um eixo aproximadamente N-S, limitada por falhas normais, cuja paleogeografia foi caracterizada alternadamente por planícies aluviais com transporte para norte e, em períodos de rápida elevação eustática ou grande aumento da subsidência, por um golfo tectônico com

deposição em ambientes análogos a um estuário, com entrada do mar a partir do norte.

O caráter tectônico da bacia e a influência tectônica marcante em grande parte dos depósitos geram dificuldades para a correlação das sucessões de diferentes sub-bacias, em função da grande variação lateral de litotipos que inviabiliza correlações litoestratigráficas e da variação das taxas de subsidência e aporte sedimentar em diferentes áreas da bacia, que implica em curvas de espaço de acomodação e arquiteturas deposicionais diferentes. Assim, mesmo superfícies erosivas podem ter diferentes expressões ou mesmo estar ausentes em algumas áreas, sendo a caracterização de tectono-seqüências uma abordagem possível para a correlação regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen J.R.L. 1980. Sand waves, a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology* **26**: 281-328.

Allen P.A. & Allen J.R. 1990. Basin Analises: Principles and applications: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 451p

Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM*, **241**:1-36.

Almeida F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, **1**:29-46.

Almeida F.F.M., Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazonas River. In: A.E.M. Nairn, F.G. Steili (eds) *The Oceans Basins and Margins*. New York, Plenum, 411-446.

Almeida D. del P.M. de, Zerfass H., Basei M.A. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, **2**:19-21.

Angelier J. 1994. Foult slip analisys & paleostress reconstruction. In: P.L. Hancock (ed.): *Continental Deformation*. Oxford Pergamon Press. 421 p.

Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc.Geól. de France*, **11**(7): 729-737.

Ashley G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*. **60**: 160-172.

Assine M.L. 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**(4):223-232.

Babinsky M., Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* **24**(5):439-442.

Barbosa, A.F. 1957. A série Maricá e sua posição na coluna geológica do estado do Rio Grande do Sul. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **6**(2):5-19.

Beckel J. 1992. Evolução tectônica da Bacia Camaquã, RS: proposta de classificação dentro de um conceito mobilista. In: SBG/UNISINOS, I Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, São Leopoldo, *Boletim de Resumos Expandidos*. 1-5.

Becker R. & Fernandes L.A.D. 1982. Caracterização faciológica de uma sequência vulcano-sedimentar eo-evidenciam o caráter marginal dos depósitos descritos, que possivelmente alimentavam sistemas paleozóica na Folha Passo do Tigre (RS). *Acta Geologica Leopoldensia*, **6**(13):287-322.

Beurlein K.; Sena Sobrinho M.; Martins E.A. 1955. Formações Gondwânicas do Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional*. série Geologia, n. 22, 55p.

Blair T.C. & McPherson J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hidraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Petrology*, **A64**:450-489.

Bossi J. & Campal N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: Marco Gutierrez J.G., Saavedra J., Rábano I. (eds.). *Paleozóico Inferior de Ibero-America.* Madrid, Universidad de Extremadura, p. 343-356.

Burke K. & Dewey J.F. 1973. Plume-generated triple-junctions: key indicatiors in applying plate tectonics to old rocks. *Journal of Geology* **81**:406-433.

Brito M.P.S. 2000. *Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes da Formação Pedra Pintada (Eopaleozóico) na localidade tipo, região das Minas do Camaquã, RS.* Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Brito Neves, B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America diring the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.

Campanha G.A.C., Carneiro C.D.R., Pedreira G.G.A., Furumoto S., Hasuy Y., Nagata N. 1996. Uso do programa TRADE para determinação de direções principais de esforços pelos métodos Arthaud e Angelier. In: C.D.R. Carneiro (coord.), *Projeção estereográfica para análise de estruturas.* UNICAMP/CPRM/IPT. 158 p.

Carvalho P.F. 1929. Reconhecimento geológico efectuado no município de Caçapava, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim do Serviço Geologico e Mineralogico do Brasil*, Relatorio Annual do Director, 1928, p. 41-55.

Carvalho P.F. 1932. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul, *Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico Brasileiro*, Rio de Janeiro, **66**:1-72.

Chemale Jr. F., Wildner W., Lima E.F., Schmus I.W.R. Em preparação. Isotope studies of Brasiliano Retro-arc Magmatism in Southern Brazil.

Christie-Blick N. 1991. Onlap, offlap and the origin of unconformity-bounded depositional sequances. *Marine Geology* **97**: 35-56.

Chronis G., Piper D.J.W., Anagnostou C. 1991. Lata Quaternary evolution of the Gulf of Patras, Greece: Tectonism, deltaic sedimentation and sea-level change. *Marine Geology* **97**:191-209.

Coimbra A.M., Fernandes, L.A., Moraes M.C., Melo M.S. 1992. Métodos de estudos de litologias e paleocorrentes de cascalhos em terraços do baixo Ribeira do Iguape (SP). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64**(3):253-267.

Collinson J.D. & Thompson D.B. 1989. *Sedimentary structures.* London , Unwin Hyman, 207 p.

Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**(5789):329-333.

Cordani U.G., Halpern M., Berenholc M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Texto explicativo das Folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim.* DNPM, Brasília, p. 70-85.

Cross T.A. & Pilger R.H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America Bulletin* **93**:545-563.

Dalrymple R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: R.G. Walker and N.P. James (eds). *Facies Models: Response to Sea-level Change*, pp.195-218. Geol. Ass. Can., Waterloo, Ontario.

Davies I.C. & Walker R.G. 1974 Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Cap Enragé Formation, Gaspe, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**(4):1200-1216.

Davis W.M. 1902. Base-level, grade and paneplain. *Jounal of Geology*, **10**:77-111.

Davis R.A. & Flemming B.W. 1995 Stratigraphy of a combined wave- and tide-dominated intertidal sand body: Martens Plate, Eastern Frisian Wadden Sea, Germany. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, **24**:121-132.

De Raaf J.F.M., Boersma J.R., Van Gelder A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shollow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland, *Sedimentology* **4**:1-52.

De Ros L.F., Morad S., Paim P.S.G. 1994. The role of detrital composition on the diagenetic evolution of continental molasses: evidences from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **92**:197-228.

Dickinson W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. *In*: Dickinson W.R. (ed.), *Tectonic and sedimentation. Society of Economic Peleontologists and Mineralogists Special Publication* **22**:1-27.

Dolianiti E. 1945. Descoberta de fósseis na Formação maricá, estado do rio grande do Sul. *Mineração e Metalurgia*, **9**(51): 110.

Dott R.H.Jr., Bourgeois J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* **93**:663-680.

Elliot T. 1986. Siliciclastic shorelines. In: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. 155-188.

Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso Cesar A.R.S. 1987. Análise faciológica das molassas brasilianas na região das Minas do Camaquã, Eo-paleozóico do RS. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., Curitiba, *Atas*, **1**:75-91.

Fambrini G.L. 1998. *O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na região das Minas do Camaquã, RS: análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 182 p.

Fambrini G.L. em preparação. *A Formação Santa Bárbara no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fambrini G.L., Saes G.S., Fragoso Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Teixeira G., Machado R., McReath I., Ribeiro de Almeida T.I., Phillip R.P. 1996. Sisitemas Costeiros da Formação Santa Bárbara, Bacia do Camaquã, RS (transição Proterozóico-Fanerozóico): registro preliminar da sedimentação em ambiente de águas rasas dominado por ondas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Boletim de Resumos Expandidos*. **2**:204-206.

Fambrini G.L., Sayeg H.S., Fragoso Cesar A.R.S. 1992[a]. Variação de áreas-fonte da Formação Arroio dos Nobres (Cambriano) no Vale do Arroio Boici, RS: análise estratigráfica de proveniência e de paleocorrentes. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:441.

Fambrini G.L., Sayeg H.S., Machado R., Fragoso Cesar A.R.S. 1992[b]. Petrografia de "flysch e molasse" cambrianos da região do Vale do Arroio Boici, RS. In:SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 23-27.

Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**(1):77-96.

Ferrando L.A. & Fernandez A.N. 1971. Esquema tectonico-cronoestratigráfico del Pré-Devoniano en Uruguay. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais*, **1**:199-210

Folk R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 170p.

Fragoso Cesar A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, **5**:2879-2892.

Fragoso Cesar A.R.S. 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base nos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. In: SBGq/IG-USP, Workshop Geoquímica Isotópica e Litoquímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil, São Paulo, *Boletim de Resumos*, 8-16.

Fragoso Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 366 p.

Fragoso Cesar A.R.S. em preparação. *O Escudo gaúcho e suas coberturas do Neoproterozóico III e Paleozóico Inferior: uma revisão.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência.

Fragoso Cesar A.R.S. & Soliani Jr., E. 1984. Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, **5**:2426-2434.

Fragoso Cesar A.R.S., Faccini U.F., Paim P.S.G., Lavina E.L., Altamirano J.A.F. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul. In:SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, *Anais*, 477-491.

Fragoso Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Nogueira A.C.R., Riccomini C., Machado R. 2000[a]. The Neoproterozoic and Eopaleozoic Successions of the Rio Grande do Sul state, southern Brazil: Superposed Basins of the end of the Brazilides Tectonics and the birth of the intracratonic Paraná Basin. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro - Brazil, *Abstracts (CDROM).*

Fragoso Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., Machado R., Nogueira A.C.R., Saes G.S. -2000[b]. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):438-441.

Fragoso Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Riccomini C., Janikian L., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Machado R. no prelo. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Seqüência Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. *Revista Brasileira de Geociências.*

Fragoso Cesar A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. F., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, **4**:1322-1342.

Fragoso Cesar A.R.S., Lavina E.L., Paim P.S.G., Faccini U.F. 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 7:3272-3283.

Fragoso Cesar A.R.S., Machado R., Mello F.M., Sayeg H. S., Silva Filho W.F., Fambrini G.L. 1994. Acresção Neoproterozóica no sul do Brasil e Uruguai: A Placa Rio de La Plata e os Terrenos Piratini e Rio Vacacaí. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**:206-207.

Fragoso Cesar A.R.S., Machado R., Phillip R. P., Mello F. M., Endo I., Nummer A. R., Preciozzi F. P., Fambrini G. L., Sayeg H. S. 1998. Terrenos suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana). In: Congresso Uruguayo de Geologia, 2, Punta del Este, 1998. *Actas.* p1-6.

Fragoso Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Fambrini G.L., Machado R., Riccomini C., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 1999. Significado tectônico do Magmatismo Rodeio Velho no *Rift* Guaritas (Paleozóico inferior do Rio Grande do Sul, Brasil). In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, *Boletim de Resumos* p16. Gramado – Rio Grande do Sul.

Fragoso Cesar A.R.S., Wernick E., Soliani Jr. E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. *Anais*.**1**:13-23.

Gawtorphe R.L., Fraser A.J. Collier R.E.Ll. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, **11**(6):

642-658.

Goñi J.C., Goso H., Issler R.S. 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-Rio-Grandense. *Avulso da Escola de Geologia*, Universidade do RGS, Porto Alegre, v. 3, p. 1-105.

Graham J. 1988. Collection and analysis of field data. In: Tucker M. (ed.) *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. p. 5-62.

Gresse P.G., Chemale F., Silva L.C., Walravens, Hartman L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research* **8**:157-171.

Haq B.U., Handenbol J., Vail P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chonostratigraphy end cycles of sea-level change. In: *Sea-level Changes – An Integrated Approach* (Ed. by Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Specal Publication*, **42**:71-108.

Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R., Walker R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: Society of Economic paleontologists and Mineralogists Short Course Notes no. 2, 161p.

Hartmann L.A., Silva L.C., Remus M.V.D., Leite J.A.D., Philipp R.P. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. *Actas del II Congreso Uruguayo de Geologia* 277-281.

Hartnady C., Joubert P., Stowe C. 1985. Proterozoic crustal evolution in Southeastern Africa, *Episodes*, v. 8, n. 4, p. 236-244.

Howell J.A. & Flint S.S. 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins. In: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications* (Ed. by :Howell J.A, Aitiken J.F.) Geological Society Special Publication **104,** p. 129-137.

Hunt D., Tucker M.E. 1992. Stranded parassequences ans the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* **81**:1-9.

Ibbeken H. & Schleyer R. 1991. *Source and Sediment - A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy)*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 286 p.

Ingersoll R.V. & Busby C.J.. 1995. Tectonics of sedimentary basins. *In*: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (*eds*) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, 577 p. P 1-51.

Ingersoll R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin* **100**: 1704-1719.

Issler R.S. 1982. Evento geodinâmico Brasiliano – fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de la Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **1**:24-29.

Issler R.S. 1983. Evolução crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: SBG, I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Atas*, **1**:19-36.

Issler R.S. 1985. Bacia Periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, *Atas*, **2**:184-198.

Janikian L. (em preparação). Evolução tectono-sedimentar do Grupo Camaquã (Neoproterozóico III – Cambriano) na região de Bom Jardim, RS. *Dissertação de Mestrado* – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Janikian L., Fragoso Cesar A.R.S., Paes de Almeida R., Fambrini G.L. 2000. The Late Neoproterozoic – Early Cambrian Camaquã Group in the Bom Jardim Sub-Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil. *In*:

International Geological Congress 31, Rio de Janeiro, Brasil, 2000. *Abstracts Volume* (CDROM).

Jervey M. T. 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea-level Changes – An Integrated Approach* (Ed. by Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42*, p. 47-70.

Johnson H.D. & Baldwin C.T. 1986. Shallow siliciclastic seas. In: H.G. Reading (ed.) 1966. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Science. 229-282.

Johnson H.D. & Baldwin C.T. 1996. Shallow clastic seas. In: H.G. Reading (ed.) 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* . Blackwell Scince. 232-280.

Jordan T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. *In*: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (*eds*) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, 577 p. P 331-362.

Lavina E.L., Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso Cesar A.R.S. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, **21**(9):185-227.

Leckie D.A. & Krystinick L.F. 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner and middle-shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology*. **59**:862-870.

Leeder M.R. 1995. Continental Rifts and Proto-Oceanic rift Troughs. *In*: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (*eds*) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, 577 p. P 119-148.

Leeder M.R. & Gawthorpe R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block / half-graben basins. In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock. *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication 28, 139-152.

Leinz V. 1939. Problema geológico do Post-Arqueano no Rio Grande do Sul. *Mineração e Metalurgia*, **4**(22):203-206.

Leinz V., Barbosa A.F., Teixeira G.A. 1941. Mapa Geológico Cacapava-Lavras. *Boletim da Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Industria e Commercio*, Porto Alegre, RS, v. 90, p. 1-39.

Leite J.A.D. 1995. Datação Schrimp U/Pb em zircões e o exemplo de dois corpos graníticos contrastantes no Escudo Sul-Riograndense. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos.*, p. 5-12.

Leite J.A.D. 1997. A origem dos harzburgitos da seqüência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico no sul do Brasil. Tese de Doutoramento em Geociências, Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 243 p.

Leites S.R., Lopes R.C., Wildner W., Porcher, C.A., Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul – RS, e sua interpretação paleoambiental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **1**: 300-312.

Lima E.F., Wildner W., Lopes R.C., Sander A., Sommer C.A. 1995. Vulcanismo Neoproterozóico associado as bacias do Camaquã e Santa Bárbara – RS: Uma revisão. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 197-199.

Machado N., Koppe J.C., Hartmann L.A. 1988. Upper Proterozoic zircon age from the Bossoroca Complex, RS. International Conference on Geochemistry and Evolution of Continental Crust, *Abstracts*, Poços de Caldas, Brasil. p. 305.

Machado R., Sayeg H.S.1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que

condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 73-76.

Machette M.N., Personius S.F., Nelson A.R. 1991 The Wasatch fault zone, Utah – segmentation and history of Holocene earthquakes. *Journal of Structural Geology* **13**(2):137-149.

Mackin J.H. 1948. Concept of the graded river. *Bulletin of the Geological Society of America*, **59**:463-512.

Marsaglia K.M. 1995. Interarc and Backarc Basins. In: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (*eds*) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, **577**:299:329.

Martins E.A. 1952. Uma hipótese sobre o Gonduana do Rio Grande do Sul. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, **17**(103):47.

Martins E.A. & Sena Sobrinho M. 1948. Novos fósseis e a idade da Formação Maricá no Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional, série Geologia*, **8**.

Martins E.A. & Sena Sobrinho M. 1955. Novos reconhecimentos geológicos no Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional, série Geologia*, **19**:21.

Melcher G.C., Mau H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **32**(2):43-50.

Miall A.D. 1974. Palaeocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *Journal of Sedimentary Petrology* **44** (4):1174-1185.

Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* **22**:261-238.

Miall A.D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 668 p.

Miall A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. *In*: Miall A.D., Tyler N. (eds) The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Society of Economic Pleontologists and Mineralogists, Conceps in Sedimentology and Paleontology* **3**:6-12.

Miall A.D. 1995. Collision-related Foreland Basins. *In*: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (*eds*) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, New York, NY, 577 p. 393-424.

Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. 852p. Springer. Berlin.

Miall A.D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag Berlin. 433 p.

Miall A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. 3nd ed., New York, Springer-Verlag, 616 p.

Mitchum R.M.Jr., Vail P.R., Thompson S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2, the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In*: Payton C.E. (ed.) Seismic stratigraphy - applications to hidrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**:177-133.

Naumann M.P., Hartmann L.A., Koppe J.C., Chemale Jr. F. 1984. Seqüências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granito intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS – Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, **5**:2417-2425.

Netto R.G., Paim P.S.G., Rosa C.L.M. 1992. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis em sedimentitos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 90-96.

Nielsen T.H., McLoughlin R.J. 1985. Comparision of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* **37**:79-103.

Nielsen T.H., Sylvester A.G. 1995. Strike-Slip Basins. In: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (*eds*) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, 577 p. P 425:457.

Nilsen T.H. 1969. Old red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian District, western Norway. *Sedimentary Geology* **3**:35-57.

Nio S.D., Yang C.S. 1991. Sea-level fluctuations and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. *Sedimentary Geology* **70**:161-193.

Odin G.S. (ed). 1988. *Green Marine Clays: oolitic irestone facies, verdine facies, glaucony facies and celadonite-bearing facies – a comparative study*. Elsevier, Amsterdam, 455 p.

Oliveira J.M.M.T., Fernandes L.A.D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SBG, III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro, *Boletim de Resumos Extensos*, 58-59.

Oliveira J.M.M.T., Fernandes L.A.D. 1992. Bacias molássicas brasilianas, mito ou realidade? In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 97-105.

Paim P.S.G. 1992. Alluvial paleogeography of Guaritas depositional sequence (Cambrian of Southern Brazil). In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 113-119.

Paim P.S.G. 1994. *Depositional Systems and Paleogeographical Evolution of the Camaquã and Santa Bárbara Basins, Brazil*. Phil. Doctor Thesis, Oxford. v.I, 277 p. (inédito).

Paim P.S.G., Faccini U.F., Netto R.G., Nowatzki, C.H. 1992. Estratigrafia de seqüências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eopaleozóico do RS (Brasil). Universidad Nacional de Tucumán, *Serie Correlación geologica*, **9**:41-45.

Paim P.S.G., Lopes R.C., Chemale Jr. F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã -Vendiano Superior/ Ordoviciano Inferior do RS. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro Geologia do Cone Sul, Porto Alegre, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 39-50.

Pelosi A.P.M.R. (em preparação). Evolução tectônica e sedimentar do Grupo Camaquã (Neoproterozóico III – Cambriano) na porção norte da Sub-bacia Camaquã Ocidental Caçapava do Sul, RS. *Dissertação de Mestrado*– Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1972. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, 618 p.

Pinto I.D. 1955. Série Maricá e Formação Teixeira Soares no Rio Grande do Sul, histórico, idade e correlação. Descoberta de fósseis na Formação Palermo no Rio Grande do Sul. *Boletim do Instituto de Ciências Naturais*, v. 2, p. 1-18.

Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: *Sea-level Changes – An Integrated Approach* (Ed. by Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Specal Publication*, **42**:109-124.

Potter P.E. & Pettijohn F.J .1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 2nd ed., Springer-Verlag, New York, 425 p.

Quirk D.G. 1996. Base profile: a unifyingconcept in alluvial sequence stratigraphy. In: J.A. Howell & J.F. Aitken (eds). *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innnovations and Applications*.

Geological Society Special Publication 104, 37-49.

Reading H.G. 1986. Facies. *In*: H.G. Reading (ed.) 1986.*Sedimentary Environments and Facies 2nd edition*. 4-19.

Reading H.G. & Collinson J.D. 1996. Clastic coats. In: H.G. Reading (ed.) 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* . 154-231.

Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics. 2nd ed. Springer-Verlag. Berlin. 549 p.

Reinson G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: R.G. Walker and N.P. James (eds). *Facies Models: Response to Sea-level Change*, pp.179-194. Geol. Ass. Can., Waterloo, Ontario.

Ribeiro M., Bocchi P. R., Figueiredo Filho P. M., Tessari R.I. 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro,DNPM/DFPM, 232 p. (Boletim 127).

Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Ihneríngia*, Série Geologia, Porto Alegre, **5**:19-54.

Ribeiro M. & Lichtemberg E. 1978. Síntese da Geologia do Río Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **6**:2451-2463.

Robertson J.F. 1966. Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. *Notas e Estudos*, IG-UFRGS, Porto Alegre, **1**(2): 41-54.

Roisenberg A., Loss E.L., Altamirano J.A.F., Ferreira A.C. 1983. Aspectos petrológicos e geoquímicos do vulcanismo Pré-cambriano – Eopaleozóico do Rio Grande do Sul com base nos elementos maiores. *Atas do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* Porto Alegre – RS, 271-285.

Rust B.R. 1972. Pebble orientation in fluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**(4):384-388.

Santos E.L., Beckel J., Macedo P.M., Gonzales Filho F., Chabam M. 1978. Divisão lito-estratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **2**:670-684.

Sayeg H.S. 1993. *Evolução geológica brasiliana da Bacia do Arroio Boici, RS*. São Paulo. 103 p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Sayeg H.S., Fambrini G.L., Machado R., Fragoso Cesar A.R.S. 1992[a]. Evolução brasiliana da bacia transcorrente do Arroio Boici, RS. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 129-132.

Sayeg H.S., Fragoso Cesar A.R.S., Machado R., Fambrini G.L. 1992[b]. A bacia transcorrente brasiliana do Vale do Arroio Boici no contexto da Antefossa Arroio dos Nobres, RS. *Boletim IG-USP*, **12**:103-104. (Série Publicação Especial)

Sengor A.M.C. 1976. Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology* **4**:779-782.

Sengor A.M.C. 1995. Sedimentation and Tectonics of Fossil Rifts. *In*: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (*eds*) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, 577 p. P 53-118.

Shultz A.W. 1984. Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, **54**: 759-772.

Sloss L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, **74** (2):93-114.

Soliani Jr. E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutoramento, 425 p.

Soliani Jr. E., Koester E., Fernandes L.A.D. 1999. A geologia isotópica do Escudo Sul-Rio Grandese. Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: M. Holtz,. L. F. De Ros (eds) *Geologia do Rio Grande do Sul.*

Stanistreet I.G & McCarthy T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology* **85**:115-133.

Suguio K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. 1217 p. Bertran Brasil, Rio de Janeiro – RJ.

Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 147 p. (Boletim 124).

Torquato J.R. Pedreira L.H., Carneiro C.D.R. 1996. Métodos gráficos para determinação de direções principais de esforços em áreas afetadas por falhas.In: C.D.R. Carneiro (coord.): *Projeção estereográfica para análise de estruturas*. UNICAMP/CPRM/IPT. 158 p.

Vail P.R., Mitchum R.M.Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III., Sangree J.B., Bubb J.N., Hatlelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *In*: Payton C.E. (ed.) Seismic stratigraphy - applications to hidrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**:49-212.

Van Wgoner J.C. & Bertran G.T. 1995. *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*. AAPG Memoir **64**:487.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Gelogists./ Methods in Exploration Series* **7**:55.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutitt T.S., Handerbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-level Changes – An Integrated Approach* (Ed. by Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* **42**:30-45.

Visser M.J. 1980. Neap-spring cicles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**:543-546.

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds): *Facies Models and Response to Sea-level Change* 1-14. Geological Association of Canada Geotext 1.

Walker R.G. & Plint A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: R.G. Walker and N.P. James (eds). *Facies Models: Response to Sea-level Change,* 219-238. Geol. Ass. Can., Waterloo, Ontario.

Wernicke B. & Burchfiel B.C. 1982. Models of extensional tectonics: *Journal of Structural Geology.* **4**(2):105-115.

Wildner W., Sander A., Loper R.C. 1994. Estudo petrológico e litoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido cambriano do Rio Grande do Sul – Formação Acampamento Velho. *Pesquisas*, **21**(1):47-57.

Zerfas H., Almeida D. del P.M., Gomes C.H. 2000. Faciology of the Acampamento Velho Formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul-RS). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):375-379.

T 3095
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

Mapa geológico da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental

LEGENDA

BACIA DO PARANÁ

- Depósitos aluviais quaternários
- Fm. Suíte Intrusiva Rodeio Velho
- Fm. Pedra Pintada

BACIA CAMAQUÃ

GRUPO CAMAQUÃ

FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA

Unidade de Conglomerados e Arenitos Superiores
- Conglomerados arenosos esrtatificados e conglomerados monomíticos, maciços, de matacões
- Arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada
- Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*

Unidade de Arenitos e Siltitos Superiores
- Intercalações de siltitos e arenitos finos micáceos; ritmitos arenosos e arenitos finos bem selecionados
- Conglomerados maciços monomíticos

Unidade de Arenitos e Conglomerados Intermediários
- Conglomerados arenosos com estratificação plano-paralela
- Arenitos grossos a médios, por vezes com seixos, com abundante estratificação cruzada acanalada

Unidade de Arenitos e Siltitos Inferiores
- Arenitos muito finos a finos, micáceos, siltitos amarronzados e ritmitos arenosos

Unidade de Conglomerados e Arenitos Inferiores
- Arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e estratificação plano-paralela
- Siltitos, arenitos muito finos laminados e ritmitos arenosos
- Conglomerados arenosos com estratificação plano-paralela e, por vezes, cruzada tabular

FORMAÇÃO CRESPOS
- Riolitos e Dacitos
- Andesitos
- Rochas sedimentares*

FORMAÇÃO MARICÁ
- Arenitos, arenitos conglomeráticos e siltitos *

GRANITO CAÇAPAVA DO SUL

EMBASAMENTO METAMÓRFICO
- Rochas Metassedimentares do Terreno Rio Vacacaí

* - Baseado em Pelosi (em preparação)

SÍMBOLOS
- 22 Mergulho do acamamento
- Estrada asfaltada
- Estrada de acesso local
- Falha
- Falha com componente sinistral
- Falha normal
- B Bloco baixo
- A Bloco alto
- Eixo de sinclinal
- Eixo de anticlinal
- A—B Direção da seção geológica

Escala gráfica

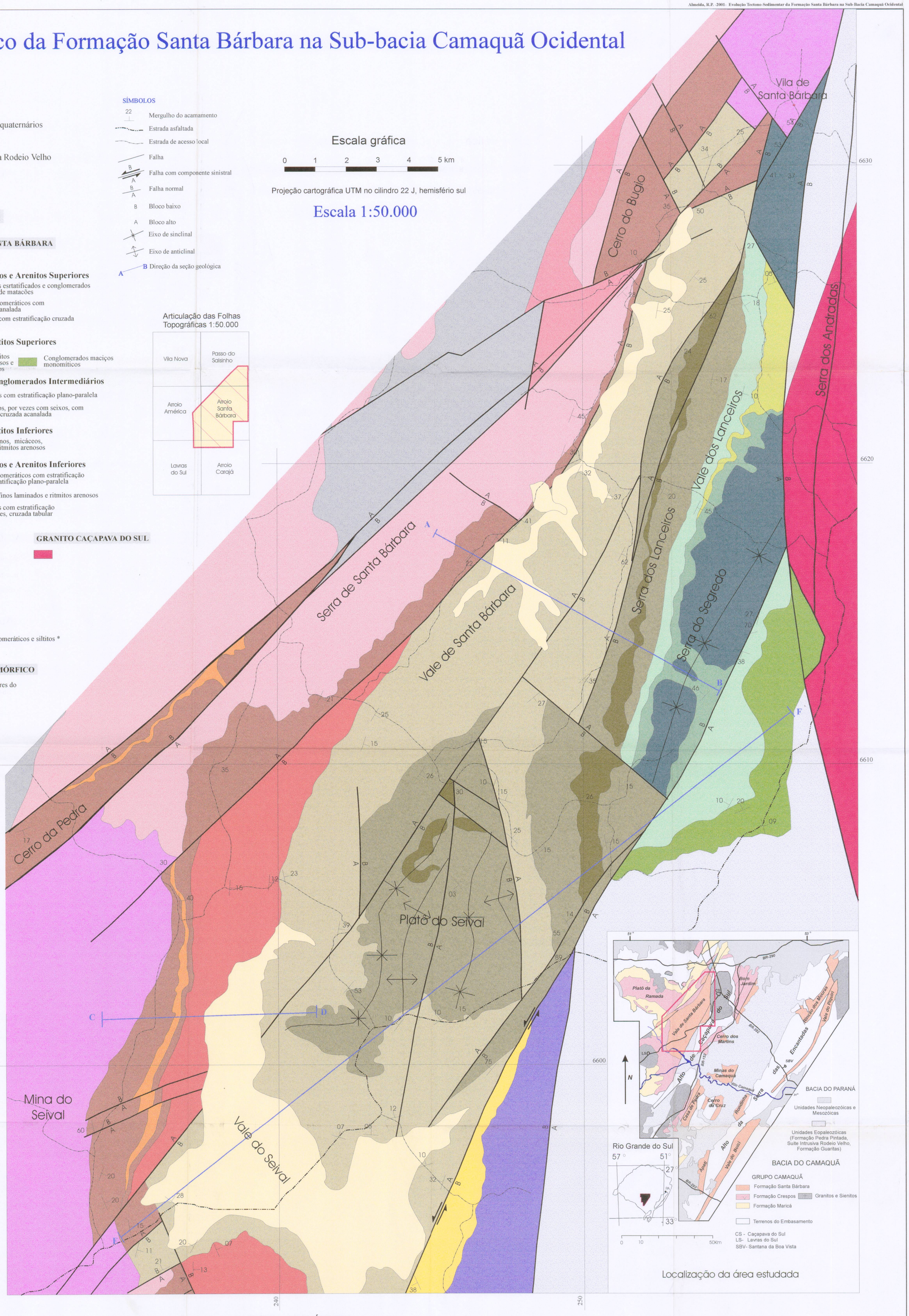
0 1 2 3 4 5 km

Projeção cartográfica UTM no cilindro 22 J, hemisfério sul

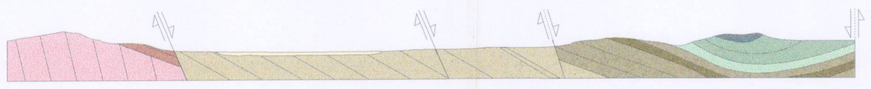
Escala 1:50.000

Articulação das Folhas Topográficas 1:50.000

Vila Nova	Passo do Salsinho
Arroio América	Arroio Santa Bárbara
Lavras do Sul	Arroio Carajá



PERFIS GEOLÓGICOS



PERFIL A-B

PERFIL C-D

PERFIL E-F

Mapa 1 - Mapa geológico da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental
Escala 1:50.000

Autor: Renato Paes de Almeida

T 3095
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

Estratigrafia de Seqüências e Sistemas Deposicionais da Seqüência Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental

LEGENDA

Depósitos aluviais quaternários

Seqüência SB3

Trato de Mar Alto:
- Depósitos fluviais de rios entrelaçados e depóstios de leques aluviais progradacionais
- Depósitos de leques deltaicos progradacionais decorrentes de atividade tectônica na falha de borda

Trato Transgressivo:
- Depósitos de face litorânea proximal dominada por ondas
- Depósitos de laguna com influência de máres passando a depósitos de ilha barreira
- Depósitos de leques deltaicos intralagunares decorrentes de atividade tectônica na falha de borda

Depósitos fluviais de rios entrelaçados - Trato de Mar Baixo

Seqüência SB2

Depósitos agradacionais de planícies de marés passando a depósitos progradacionais de deltas flúvio-estuarinos - Trato de Mar Alto

Depósitos retrogradacionais de planícies de marés passando a depósitos de decantação em baía estuarina - Trato Transgressivo

Depósitos fluviais de rios entrelaçados - Trato de Mar Baixo

Seqüência SB1

Depósitos de planícies de marés - Trato Transgressivo

Depósitos de leques aluviais dominados por enchentes em lençol - Trato de Mar Baixo

Superfície erosiva - limite de seqüências

Superfície transgressiva

Superfície de inundação máxima

Convenções

Estrada asfaltada

Estrada de acesso local

Falha

Falha oblíqua com componente sinistral

Falha normal

B Bloco abatido

A Bloco soerguido

Roseta de paleocorrentes aluviais

Roseta de paleocorrentes de maré

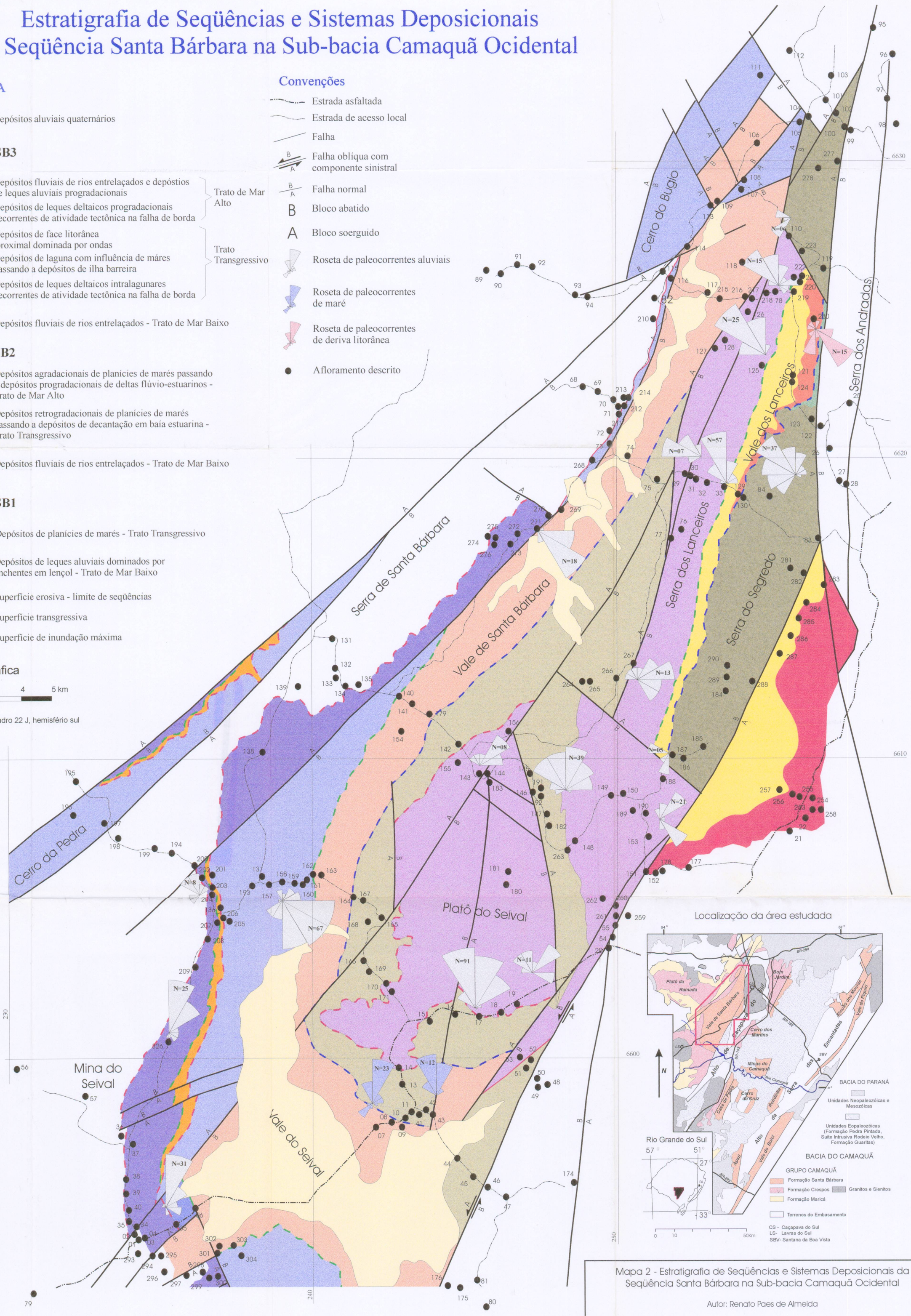
Roseta de paleocorrentes de deriva litorânea

Afloramento descrito

Escala gráfica

0 1 2 3 4 5 km

Projeção cartográfica UTM no cilindro 22 J, hemisfério sul



Mapa 2 - Estratigrafia de Seqüências e Sistemas Deposicionais da Seqüência Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental

Autor: Renato Paes de Almeida