

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025670

**TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DO EDIACARANO  
AO ORDOVICIANO: EXEMPLOS DO SUPERGRUPO  
CAMAQUÃ (RS) E DO GRUPO CAACUPÉ  
(PARAGUAI ORIENTAL)**

Renato Paes de Almeida



Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO  
2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DO EDIACARANO AO  
ORDOVICIANO: EXEMPLOS DO SUPERGRUPO CAMAQUÃ (RS) E  
DO GRUPO CAACUPÉ (PARAGUAI ORIENTAL)**

RENATO PAES DE ALMEIDA

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO



COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Antonio Romalino S. Fragoso Cesar	
Examinadores:	Prof. Dr. Alexandre Uhlein	
	Prof. Dr. Claudio Riccomini	
	Dr. Edison José Milani	
	Prof. Dr. Mario Luis Assine	

SÃO PAULO  
2005

## RESUMO

E evolução geológica do sudeste da América do Sul do Ediacarano ao Ordoviciano é marcada pelo desenvolvimento de bacias sedimentares que registram os eventos geológicos do chamado Estádio de Transição entre o metamorfismo e intensa deformação da Orogenia Brasileira e a relativa estabilidade tectônica da sedimentação meso e neopaleozóica das sinéclises cratônicas.

A presente tese aborda o registro de eventos tectônicos preservado nas sucessões sedimentares do Estádio de Transição, com o objetivo de testar e complementar os modelos geológicos, abundantes na bibliografia, derivados do estudo de rochas plutônicas e metamórficas neoproterozóicas do sudeste da América do Sul. Os estudos apresentados têm como objetos o Supergrupo Camaquã (Ediacarano a Eocambriano, porção centro sul do estado do Rio Grande do Sul) e o Grupo Caacupé (Neo-ordoviciano, Paraguai Oriental), tomados como exemplo do registro sedimentar do intervalo entre o Ediacarano e o Neo-Ordoviciano.

O reconhecimento dos eventos tectônicos relacionados à formação e deformação dessas bacias e a caracterização dos padrões de resposta sedimentar a esses eventos basearam-se em diversas abordagens e técnicas, principalmente levantamentos estratigráficos de detalhe, análise de fácies sedimentares e elementos arquiteturais, mapeamento geológico, análise de paleocorrentes, análise de proveniência macro e microscópica, análises geocronológicas, análise de estruturas tectônicas rúpteis e reconstituição de paleocampos de tensão.

O Grupo Santa Bárbara (Neo-Ediacarano, Supergrupo Camaquã) apresenta, em sua área-tipo, ciclos de variação granulométrica de dezenas a centenas de metros de espessura, decorrentes de variações na proporção de depósitos de planícies de inundação distais e depósitos de correntes trativas em sistemas fluviais efêmeros. O reconhecimento da influência do soerguimento de um alto do embasamento durante a deposição da unidade, separando duas sub-bacias, baseou-se em trabalhos de mapeamento geológico e foi documentado por análises de proveniência macro e microscópica e análise de paleocorrentes. A identificação do nível estratigráfico relacionado ao início da contribuição detrítica do Alto de Caçapava do Sul na sedimentação do Grupo Santa Bárbara permitiu a comparação com as variações verticais de fácies e sistemas deposicionais documentadas em seções estratigráficas de detalhe. Constatou-se, desta forma, que o evento de reativação da falha, de caráter predominantemente normal, relacionada ao soerguimento do alto não coincide com um aumento imediato na taxa de geração de espaço de acomodação, como previsto pelos modelos vigentes, e sim com um aumento de granulação dentro de uma sucessão de depósitos de rios efêmeros arenosos. Essa constatação revela que características particulares de um evento tectônico, no caso o soerguimento de um

alto interno à bacia, podem modificar o padrão de resposta sedimentar, com a possibilidade de variações das taxas de subsidência e aporte sedimentar em diferentes áreas da bacia em diferentes tempos.

Levantamentos estratigráficos acompanhados por interpretações dos sistemas deposicionais e considerações sobre os controles tectônicos e climáticos nos padrões de variação vertical foram realizados na unidade superior do Supergrupo Camaquã, designada Grupo Guaritas, aqui datado no Eocambriano ( $535,2 \pm 1,1$  Ma, Ar-Ar *step heating* em subvulcânica rasa que afeta a unidade, rocha total), levando a uma revisão da coluna estratigráfica da unidade e a modelos de resposta sedimentar a eventos de reativação de altos adjacentes à bacia, sobrepostos por oscilações climáticas. A unidade é dominada por sistemas fluviais efêmeros, com ciclos de variação na proporção entre depósitos de planícies distais e depósitos areno-conglomeráticos de correntes trativas que ocorrem em várias escalas, contando ainda com a presença de expressivos depósitos eólicos. A distinção entre ciclos de origem autogênica e alogênica baseou-se em estudos de elementos arquiteturais, perfil de eletrorresistividade de alta resolução, correlações entre seções colunares de detalhe e reconhecimento de superfícies estratigráficas com significado cronológico, identificando-se como autogênicos os ciclos relacionados à migração lateral de sistemas deposicionais e como alogênicos aqueles correlacionáveis em escala bacinal e vinculados a superfícies estratigráficas maiores. É proposto um modelo tectônico para a ciclicidade alogênica dos depósitos fluviais, relacionado a variações nas taxas de subsidência em função de eventos de reativação das falhas de borda. Já a alociclicidade relacionada a intercalações entre depósitos fluviais e eólicos é interpretada como decorrente de oscilações climáticas.

Uma origem decorrente de esforços tectônicos distensionais para a Bacia do Camaquã é documentada por análises de proveniência de depósitos proximais do Grupo Santa Bárbara (Neo-Ediacarano) em sua área-tipo, que revelam a ausência de deslocamento lateral expressivo na falha de alto ângulo que delimitou a borda ativa da bacia, considerada como transcorrente em trabalhos anteriores. Essa caracterização é confirmada por análises de paleocampos de tensão realizadas separadamente em cada intervalo estratigráfico do Supergrupo Camaquã e unidades posteriores, que revelam eventos distensionais de direção NE-SW e SW-NE durante a formação da bacia e eventos causadores de transcorrência apenas durante a deformação das sucessões. Como tais eventos distensionais precedem as deformações transcorrentes, reconhecidas também no embasamento e granitos de áreas adjacentes à bacia, o suposto vínculo entre a movimentação de zonas de cisalhamento e a origem da bacia, em contextos pós-orogênicos, é descartada. Propõe-se que a origem da Bacia do Camaquã está relacionada a um grande sistema de bacias distensionais posteriores ao metamorfismo da Orogenia Brasileira e sem relação direta com os



processos orogênicos.

A hipótese vigente de que o Grupo Caacupé (Neo-Ordoviciano, Paraguai Oriental) teria sido formado em uma bacia distensional ou transtrativa motivou uma análise comparativa com os depósitos do Supergrupo Camaquã. Análises de fácies, sistemas deposicionais, paleocorrentes, proveniência macroscópica e icnofósseis realizadas no Grupo Caacupé (Neo-Ordoviciano, Paraguai Oriental) caracterizam sistemas deposicionais fluviais conglomeráticos distais sobrepostos por sistemas costeiros dominados por marés. Não foram reconhecidas, nos depósitos aluviais, características que possam levar a uma interpretação de sistema de leques aluviais, não havendo evidências de campo que suportem a suposição de escarpas tectônicas proximais limitando a bacia. Sugere-se que a unidade depositou-se em uma bacia ampla, com conexão marinha a oeste, representativa da primeira fase sinéclise da Bacia do Paraná.

Desta forma, propõe-se que o intervalo entre o Eocambriano e Neo-Ordoviciano marque o fim dos processos distensionais registrados nas bacias da Província Mantiqueira e o início dos ciclos de subsidência do tipo sinéclise, sendo o primeiro aflorante na borda oeste da bacia. Assim, os processos do Estádio de Transição, considerados como cambro-ordovicianos na proposta original (Almeida 1969), não ultrapassam o Mesocambriano, e o controle da margem proto-andina nos ciclos de subsidência de grandes áreas no paleozóico inicia-se já no Neo-Ordoviciano.

A possibilidade de relação entre a distensão formadora do Grupo Guaritas e a origem da Bacia do Paraná é improvável devido à idade eocambriana desse grupo e à ausência de depósitos da Bacia do Paraná anteriores ao Permiano sobre a unidade, no Rio Grande do Sul, implicando em um adiamento de cerca de 240 milhões de anos da fase de subsidência tectônica em relação à de subsidência tectônica.

## ABSTRACT

The geological evolution of southeastern South America from Ediacaran to Ordovician is characterized by the development of sedimentary basins that register the geological events of the so called Transitional Stage between the metamorphism and intense deformation of the Brasiliano Orogeny and the tectonic stability of the Middle to Late Paleozoic cratonic basins.

The present thesis focus on the sedimentary record of the tectonic events of the Transitional Stage, aiming to test and develop the geological models based on the study of the neoproterozoic metamorphic and plutonic rocks of the same region. The objects of the present study are the Camaquã Supergroup (Ediacaran to Early Cambrian, south-central region of Rio Grande do Sul State, Southern Brazil) and the Caacupé Group (Late Ordovician, Eastern Paraguay), considered as examples of the sedimentary record of eastern South America from Ediacaran to Late Ordovician.

Several methods and approaches were used in the recognition of the tectonic events responsible for the origin and posterior deformation of these basins, and in the characterization of the patterns of sedimentary response to tectonic activity. These included measurement of detailed stratigraphic sections, facies and architectural elements analyses, geological mapping, paleocurrent analysis, macroscopic and microscopic provenance analyses, geochronological analysis, analysis of brittle tectonic structures and reconstitution of paleostress fields.

The Santa Bárbara Group (Late Ediacaran, Camaquã Supergroup) shows tens to hundreds of meters thick cycles of grain-size variation due to varied preservation of distal floodplain and stream-dominated deposits of ephemeral river systems. The uplift of a basement highland during the deposition of the unit came to separate two isolated sub-basins, as first suggested by geological mapping of depositional systems and later characterized through provenance and paleocurrent analysis. The recognition of the stratigraphic level that records the first detrital contribution of the uplifted highland enabled the interpretation of the vertical facies changes recorded in the stratigraphic sections in terms of tectonic controls. It was observed that there is no correlation of the tectonic reactivation responsible for the uplift of the internal highland with an event of increased depositional space, as predicted by many theoretical models, but instead with grain-size coarsening of a sandy ephemeral stream succession. This result reveals that particularities in the history of reactivation, in this case the uplift of a highland internal to the basin, may imply in a diverse stratigraphic response than the predicted flooding surface, maybe due to different subsidence and sedimentation rates in different basin areas.

Stratigraphic analysis of the Guaritas Group (here dated in  $535,2 \pm 1,1$  Ma, whole-rock

Ar-Ar *step heating* method in a sample of shallow sub-volcanic rock that cuts through the unit) were undertaken aiming the reconstitution of depositional environments and the recognition of the tectonic and climatic controls on the sedimentation. The results include the revision of the stratigraphic column of the group and the development of models of sedimentary response to tectonic reactivation events and uplift of basin-margin highlands, superposed to climatic change. The Guaritas Group is composed of fluvial stream ephemeral deposits showing cycles of grain-size variation caused by lateral migration of distal flood-plain dominated deposits and sandy to pebbly proximal stream deposits, also including thick successions of aeolian deposits. A distinction between allogenic and autogenic cycles was based on architectural element analysis, high-resolution electro-resistivity pseudo-section, correlation among detailed stratigraphic sections and recognition of major bounding stratigraphic surfaces. Thus, cycles related to lateral migration of depositional systems were identified as autogenic and those related to basin-scale bounding surfaces were considered as allogenic. A model of tectonic control (through subsidence rates) on the generation of alluvial allogenic cycles is proposed. The aeolian-alluvial allogenic cycles are interpreted as climatically controlled.

An extensional origin for the Camaquã Basin is interpreted from provenance analysis of the Santa Bárbara Group, which reveals the absence of lateral migration of alluvial fans with respect to their sources. Paleostress reconstitution of brittle tectonic structures of each stratigraphic unit of the Camaquã Basin and younger deposits of the region confirm this hypothesis, with extensional NE-SW and SW-NE paleostress fields being recognized as sin-depositional for the Camaquã Basin. As the strike-slip deformational events are related only to basin deformation, the supposed link between activation of basement shear zones and the origin of the Camaquã Basin, in a post-orogenic context, is refuted. The proposed model considers a great system of extensional basins formed after the Brasiliano Orogeny, with no direct relation to the previous orogenic processes.

The hypothesis of a extensional or transtensional origin for the Caacupé Group (Late Ordovician, Eastern Paraguay) lead to a comparison of this unit with the deposits of the Camaquã Supergroup. Facies, depositional systems, paleocurrent and ichnofossil analyses of the Caacupé Group characterize a pebbly distal braided fluvial depositional system overlain by tide-dominated coastal systems. No diagnostic feature of alluvial fans were recognized and there is no support for the hypothesis of proximal border faults. It is suggested that the Caacupé Group was deposited in a wide basin with a marine connection to the west, recording the first intra-cratonic sag phase of the Paraná Basin.

Thus, it is proposed that the period between Early Cambrian and Late Ordovician marks the end of the extensional processes recorded in the basins of southeastern South America and

the onset of the intra-cratonic sag depositional cycles. So, the tectonic and depositional processes of the Transitional Stage, considered as of Cambrian to Ordovician age in the original definition (Almeida 1969), do not reach Late Cambrian, and the control of the proto-andean continental margin on the paleozoic intra-cratonic subsidence cycles of South America begins in Late Ordovician.

The hypothesis of relationship between the basin-forming extension recorded in the Guaritas Group and the origin of the Paraná Basin is refuted due to the absence of post-rift deposits above the rift prior to the Permian, implying in a 240 million year gap between the tectonic subsidence and the supposed thermal subsidence phase.

## 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.

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

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

Ao Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar pela intensa participação, dedicada orientação e amizade.

Aos geólogos e amigos que participaram da aquisição e interpretação dos dados: Prof. Dr. Gelson Luis Fambrini, Ana Paula Justo, Prof. Dr. Claudio Riccomini, Rafael Fernandes Bueno, Bruno Boito Turra, Prof. Dr. José Domingos Faraco Gallas, Prof. Dr. Victor Velázquez Fernandes, Prof. Dr. Afonso Cesar Nogueira, Prof. André Oliveira Sawakushi e Marina Pacheco de Siqueira Brito.

Aos amigos geólogos ou estudantes que participaram de trabalhos de campo: André Stern, Arthur Jarbas Cardoso da Silva, Carolina Rodrigues de Araújo Corrêa, Ana Paula de Meireles Reis Pelosi, Chahrazéd Layaun Morengui e Marcelo Januário de Souza.

À Universidade do Vale do Rio dos Sinos (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 Companhia Brasileira de Recursos Minerais (CPRM), pelo acesso às fotografias aéreas e a referências bibliográficas.

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 00/11089-2) e de projeto de pesquisa ao qual o presente trabalho esteve vinculado (processo 00/07510-4).

# ÍNDICE

<b>I. CONSIDERAÇÕES INICIAIS</b>	<b>1</b>
<b>I.1. Objetivos</b>	<b>5</b>
<b>I.2. Métodos</b>	<b>6</b>
I.2.1. <i>Análise de fácies sedimentares</i>	7
I.2.2. <i>Análise de elementos arquiteturais</i>	7
I.2.3. <i>Análise de paleocorrentes</i>	8
I.2.4. <i>Análise de proveniência</i>	9
I.2.5. <i>Análise de paleocampos de tensão</i>	10
I.2.6. <i>Análise geocronológica</i>	10
<b>II. A INFLUÊNCIA DO SOERGUIMENTO DO ALTO DE CACAPAVA DO SUL NA EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO SANTA BÁRBARA (EDIACARANO, RS) EM SUA ÁREA-TIPO</b>	<b>12</b>
<b>II.1. Introdução</b>	<b>12</b>
<b>II.2. Trabalhos anteriores</b>	<b>13</b>
<b>II.3. Métodos</b>	<b>14</b>
<b>II.4. Contexto geológico</b>	<b>15</b>
II.4.1. <i>Contexto geológico local</i>	18
<b>II.5. Litoestratigrafia do Grupo Santa Bárbara</b>	<b>19</b>
II.5.1. <i>Formação Estância Santa Fé</i>	19
II.5.2. <i>Formação Seival</i>	20
II.5.3. <i>Formação Serra dos Lanceiros</i>	20
II.5.4. <i>Formação Arroio Umbu</i>	21
II.5.5. <i>Formação Pedra do Segredo</i>	21
<b>II.6. Fácies sedimentares, elementos arquiteturais e sistemas deposicionais</b>	<b>22</b>
II.6.1. <i>Fácies sedimentares</i>	22
II.6.2. <i>Elementos arquiteturais</i>	27
II.6.3. <i>Sistemas deposicionais</i>	30
II.6.4. <i>Ciclicidade</i>	32
<b>II.7. Seqüências deposicionais em sucessões aluviais</b>	<b>32</b>
II.7.1. <i>Considerações teóricas</i>	32
II.7.2. <i>O caso do Grupo Santa Bárbara</i>	37
<b>II.8. Tectônica e sedimentação</b>	<b>38</b>
II.8.1. <i>Relações entre o Alto de Caçapava do Sul e o Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental</i>	38
II.8.2. <i>Paleocorrentes</i>	38
II.8.3. <i>Proveniência macroscópica</i>	39
II.8.4. <i>Proveniência microscópica</i>	44
II.8.5. <i>Resposta estratigráfica ao soerguimento do Alto de Caçapava do Sul</i>	48
<b>II.9. Conclusões</b>	<b>50</b>
<b>III. REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DO GRUPO GUARITAS E DISTINÇÃO ENTRE CONTROLES CLIMÁTICOS E TECTÔNICOS EM SUA EVOLUÇÃO</b>	<b>53</b>
<b>III.1. Introdução</b>	<b>53</b>
<b>III.2. Trabalhos anteriores</b>	<b>54</b>
<b>III.3. Métodos</b>	<b>56</b>
<b>III.4. Litoestratigrafia</b>	<b>57</b>
III.4.1. <i>Formação Guarda Velha</i>	57
III.4.2. <i>Formação Varzinha</i>	58
III.4.3. <i>Formação Pedra da Arara</i>	61
III.4.4. <i>Formação Pedra Pintada</i>	62
III.4.5. <i>Formação Pedra das Torrinhas</i>	62
III.4.6. <i>Formação Serra do Apertado</i>	64
III.4.7. <i>Suíte Intrusiva Rodeio Velho</i>	64
<b>III.5. Controles climáticos na sedimentação do Grupo Guaritas: arquitetura de depósitos de interação eólico-fluvial das formações Pedra da Arara e Pedra Pintada</b>	<b>66</b>
III.5.1. <i>Evolução dos conhecimentos sobre as sucessões eólicas do Grupo Guaritas</i>	66
III.5.2. <i>Fácies sedimentares</i>	67
III.5.3. <i>Associações de fácies</i>	71
III.5.4. <i>Variações laterais e fatores autogênicos</i>	75
III.5.5. <i>Super-superfícies, ciclicidade e controles climáticos</i>	86



<b>III.6. Controles tectônicos na arquitetura deposicional de sistemas aluviais efêmeros do Grupo Guaritas</b>	<b>93</b>
<i>III.6.1. Evolução dos conhecimentos sobre as sucessões fluviais do Grupo Guaritas</i>	93
<i>III.6.2. Fácies sedimentares</i>	93
<i>III.6.3. Elementos arquiteturais</i>	97
<i>III.6.4. Reconstituição paleogeográfica</i>	99
<i>III.6.5. Ciclos e superfícies limitantes</i>	111
<i>III.6.6. Clima e tectônica em sistemas deposicionais aluviais efêmeros</i>	113
<b>III.7. Conclusões</b>	<b>116</b>
<b>IV. DISTINÇÃO ENTRE TECTÔNICA FORMADORA E DEFORMADORA DO SUPERGRUPO CAMAQUÁ (EDIACARANO – EOCAMBRIANO, RS) BASEADA EM ANÁLISE DE PALEOTENSÃO EM ESTRUTURAS RÚPTEIS</b>	<b><u>119</u></b>
<b>IV.1. Introdução</b>	<b>119</b>
<b>IV.2. Contexto tectônico do Supergrupo Camaquã</b>	<b>120</b>
<b>IV.3. Estratigrafia e deformação</b>	<b>124</b>
<i>IV.3.1. Trabalhos anteriores</i>	124
<i>IV.3.2. Principais estruturas deformadoras do Supergrupo Camaquã</i>	125
<b>IV.4. Paleocampos de tensão formadores e deformadores da Bacia do Camaquã</b>	<b>129</b>
<i>IV.4.1. Eventos tectônicos formadores da Bacia do Camaquã</i>	129
<i>IV.4.2. Eventos tectônicos deformadores da Bacia do Camaquã</i>	133
<b>IV.5. Idades dos eventos</b>	<b>143</b>
<b>IV.6. Evolução tectônica regional</b>	<b>148</b>
<i>IV.6.1. Tectônica formadora</i>	148
<i>IV.6.2. Tectônica deformadora</i>	149
<b>IV.7. Conclusões</b>	<b>150</b>
<b>V. LITOESTRATIGRAFIA, SISTEMAS DEPOSICIONAIS E ICNOFÓSSEIS DO GRUPO CAACUPÉ (ORDOVICIANO DA BACIA DO PARANÁ) NA CORDILHEIRA DE LOS ALTOS, PARAGUAI ORIENTAL.</b>	<b><u>152</u></b>
<b>V.1. Resumo</b>	<b>152</b>
<b>V.2. Abstract</b>	<b>152</b>
<b>V.3. Introdução</b>	<b>153</b>
<b>V.4. Trabalhos anteriores</b>	<b>154</b>
<b>V.5. Subdivisão litoestratigráfica</b>	<b>157</b>
<b>V.6. Fácies sedimentares e sistemas deposicionais da Formação Paraguari</b>	<b>159</b>
<b>V.7. Fácies sedimentares e sistemas deposicionais da Formação Piribebui</b>	<b>162</b>
<i>V.7.1. Paleogeografia da Formação Piribebui</i>	166
<b>V.8. Icnofósseis</b>	<b>166</b>
<b>V.9. Conclusões</b>	<b>172</b>
<b>VI. EVOLUÇÃO DAS BACIAS EDIACARANAS A ORDOVICINAS DO CENTRO E SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL</b>	<b><u>174</u></b>
<b>VI.1. O Ediacarano no Sudeste da América do Sul e o Estádio de Transição</b>	<b>174</b>
<i>VI.1.1. Bacias sedimentares Ediacaranas do Sudeste da América do Sul</i>	175
<i>VI.1.2. Rochas plutônicas e zonas de cisalhamento</i>	178
<b>VI.2. Colapso orogêncio ou distensão anorogênica?</b>	<b>179</b>
<b>VI.3. Rift Cambriano e sinéclise ordoviciana</b>	<b>182</b>
<b>VII. CONCLUSÕES</b>	<b><u>186</u></b>
<b>VIII. BIBLIOGRAFIA</b>	<b><u>192</u></b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Fig. 01:</b> Esboço geológico da porção sul da Província Mantiqueira.	2
<b>Fig. 02:</b> Mapa geológico do Supergrupo Camaquã e áreas adjacentes.	4
<b>Fig. 03:</b> Mapa geológico do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.	16
<b>Fig. 04:</b> Coluna estratigráfica do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.	17
<b>Fig. 05:</b> Fácies sedimentares do Grupo Santa Bárbara.	23
<b>Fig. 06:</b> Seção colunar da Formação Serra dos Lanceiros.	33
<b>Fig. 07:</b> Seção colunar da porção inferior da Formação Pedra do Segredo	34
<b>Fig. 08:</b> Seção colunar da porção intermediária da Formação Pedra do Segredo.	35
<b>Fig. 09:</b> Paleocorrentes do Grupo Santa Bárbara separadas por nível estratigráfico.	39
<b>Fig. 10:</b> Diagramas de proveniência macroscópica do Grupo Santa Bárbara separados por nível estratigráfico.	42
<b>Fig. 11:</b> Mapa geológico da porção centro-leste da Sub-Bacia Camaquã Ocidental com localização de pontos análise de proveniência macroscópica derivada do Alto de Caçapava do Sul.	43
<b>Fig. 12:</b> Fotomicrografias de arenitos e arenitos conglomeráticos das formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo.	45
<b>Fig. 13:</b> Diagramas de contagem de pontos, em malha regular, em lâminas delgadas de arenitos da Formação Serra dos Lanceiros.	46
<b>Fig. 14:</b> Curvas de evolução da proveniência na Formação Serra dos Lanceiros.	47
<b>Fig. 15:</b> Mapa geológico esquemático do Grupo Guaritas, com distribuição dos principais afloramentos descritos.	59
<b>Fig. 16:</b> Perfis geológicos do Grupo Guaritas, transversais à estruturação da bacia.	60
<b>Fig. 17:</b> Aspectos do Grupo Guaritas e Suíte Intrusiva Rodei Velho.	63
<b>Fig. 18:</b> Fácies sedimentares das sucessões eólicas do Grupo Guaritas.	69
<b>Fig. 19:</b> Interpretação das principais superfícies de afloramento da Formação Pedra da Arara.	77
<b>Fig. 20:</b> Padrão de escalonamento de estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, de origem eólica, observado em corte sub-horizontal.	78
<b>Fig. 21:</b> Seção colunar de detalhe do Cerro do Diogo mostrando os limites entre as formações Varzinha, Pedra da Arara, Pedra Pintada e Serra do Apertado.	79
<b>Fig. 22:</b> Seções colunares de detalhe da Formação Pedra da Arara.	80
<b>Fig. 23:</b> Seção colunar de detalhe da Formação Pedra Pintada em sua localidade-tipo.	82
<b>Fig. 24:</b> Seção colunar de detalhe do ponto 108, mostrando os limites entre as formações Pedra da Arara, Pedra Pintada e Serra do Apertado.	83
<b>Fig. 25:-</b> Seção colunar de detalhe da porção inferior da Formação Pedra Pintada, nas proximidades da borda leste da bacia.	84
<b>Fig. 26:</b> Relação espacial entre as associações de fácies de dunas eólicas, interdunas-planícies de inundação e flúvio-lacustres, com representação das principais superfícies deposicionais e limitantes.	85
<b>Fig. 27:</b> Seção colunar de detalhe da porção superior da Formação Pedra Pintada.	87
<b>Fig. 28:</b> Mapas esquemáticos de distribuição dos dados de paleoventos do Grupo Guaritas.	88
<b>Fig. 29:</b> Reconstituição paleogeográfica do sistema eólico da Formação Pedra Pintada	88
<b>Fig. 30:</b> Correlação entre seções colunares da porção leste do Grupo Guaritas, entre as zonas de falhas das Encantadas e das Minas do Camaquã.	89
<b>Fig. 31:</b> Fotografia da porção superior da Formação Pedra Pintada e contato localmente plano com a Formação Serra do Apertado.	92
<b>Fig. 32:</b> Fácies sedimentares das sucessões aluviais do Grupo Guaritas.	95
<b>Fig. 33:</b> Seção colunar de detalhe da Formação Guarda Velha.	100
<b>Fig. 34:</b> Fotomosaico de depósitos fluviais efêmeros da Formação Guarda Velha	102
<b>Fig. 35:</b> Mapas esquemáticos de distribuição dos dados de paleocorrentes aluviais do Grupo Guaritas.	103
<b>Fig. 36:</b> Seção colunar da Formação Varzinha	104
<b>Fig. 37:</b> Fotomosaico e interpretação de depósitos fluviais efêmeros da Formação Varzinha	105
<b>Fig. 38:</b> Fotomosaico e interpretação de depósitos fluviais efêmeros da Formação Varzinha e perfil de eletrorresistividade.	106
<b>Fig. 39:</b> Seções colunares de detalhe de sucessões arenosas da Formação Varzinha.	109

<b>Fig. 40:</b> Fotomosaico e interpretação de afloramento representativo de sucessões arenosas da Formação Varzinha.	110
<b>Fig. 41:</b> Elementos arquiteturais de afloramento representativo dos depósitos leques aluviais com fluxo de detritos da Formação Varzinha.	112
<b>Fig. 42:</b> Mapa esquemático das coberturas ediacaranas-cambrianas no Rio Grande do Sul e Uruguai e das unidades tectono-estratigráficas de seu embasamento	121
<b>Fig. 43:</b> Aspectos da deformação do Supergrupo Camaquã.	126
<b>Fig. 44:</b> Mapa esquemático da distribuição das unidades do Supergrupo Camaquã e da Bacia do Paraná na porção centro-sul do Rio Grande do Sul.	127
<b>Fig. 45:</b> Distribuição espacial das estruturas geradas pelo evento de distensão ENE.	131
<b>Fig. 46:</b> Estruturas geradas pelo evento de distensão ENE.	132
<b>Fig. 47:</b> Estruturas geradas pelo evento de distensão NW.	132
<b>Fig. 48:</b> Distribuição espacial de estruturas geradas ou ativadas pelos sucessivos eventos de distensão NW.	134
<b>Fig. 49:</b> Distribuição espacial de estruturas ativadas pelo primeiro evento de compressão NE.	135
<b>Fig. 50:</b> Estruturas geradas pelo primeiro evento de compressão NE.	136
<b>Fig. 51:</b> Distribuição espacial das estruturas geradas ou ativadas pelo evento de compressão NW.	138
<b>Fig. 52:</b> Estruturas geradas pelo evento de compressão NW.	139
<b>Fig. 53:</b> Estruturas compatíveis com compressão E-W, interpretadas como rotação de estruturas formadas pelo evento de compressão NW nas proximidades das falhas principais.	140
<b>Fig. 54:</b> Distribuição espacial das estruturas ativadas pelo segundo evento de compressão NE.	141
<b>Fig. 55:</b> Estruturas geradas pelo segundo evento de compressão NE.	142
<b>Fig. 56:</b> Distribuição espacial das estruturas geradas ou ativadas pelo evento de distensão NE.	144
<b>Fig. 57:</b> Estruturas geradas pelo evento de distensão NE.	145
<b>Fig. 58:</b> Análise Ar-Ar em rocha total, <i>step heating</i> de amostra da Suíte Intrusiva Rodeio Velho	147
<b>Fig. 59:</b> Contexto geológico das exposições das unidades ordovicianas-silurianas (grupos Caacupé e Itacurubí) nas ombreiras do de Assunção <i>Rift</i>	155
<b>Fig. 60:</b> Seção colunar da Formação Paraguari e da porção inferior da Formação Piribebui na Cordilheira de Los Altos.	160
<b>Fig. 61:</b> Fácies sedimentares da Formação Paraguari.	161
<b>Fig. 62:</b> Fácies sedimentares da Formação Piribebui.	163
<b>Fig. 63:</b> Modelo deposicional das relações entre os arenitos com estratificação cruzada e os siltitos laminados, considerando a distribuição das icnofácies cruziana e skolithos na Formação Piribebui.	167
<b>Fig. 64:-</b> Icnofósseis da Formação Piribebui.	169
<b>Fig. 65:-</b> Icnofósseis da Formação Piribebui.	169

## I. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

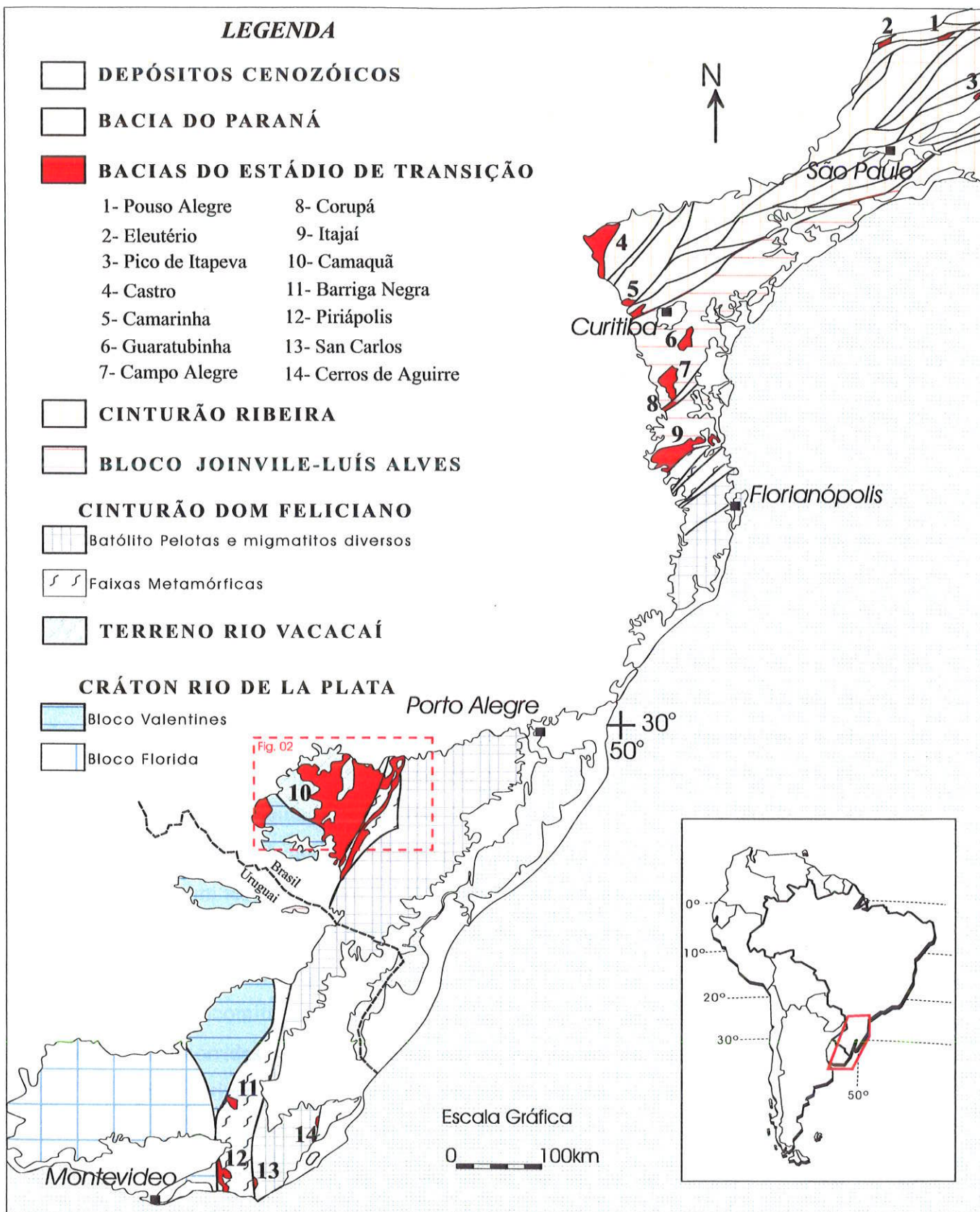
Na evolução da porção leste da Plataforma Sul-Americana, o intervalo entre os eventos metamórficos da Orogenia Brasileira (Almeida 1969), ocorridos até o limite Criogeniano-Ediacarano (Pimentel *et al.* 2000, Dardene 2000), e o estabelecimento das grandes bacias sedimentares intracratônicas paleozóicas, no Ordoviciano, foi marcado pelo desenvolvimento de diversas bacias sedimentares de pequenas dimensões e grande espessura, reunidas por Almeida (1969) no Estádio de Transição, e pela colocação de corpos graníticos.

Dentre tais bacias destacam-se, pelas dimensões e espessuras sedimentares preservadas, as bacias do Camaquã, Itajaí e Castro, no sul do Brasil, e Jaibaras, no nordeste, além da Bacia de Piriápolis no Uruguai. Um grande número de bacias menores distribui-se do Uruguai ao sul de Minas Gerais (Fig. 01), revelando a abrangência dos processos formadores de bacias após os eventos colisionais no leste da América do Sul. A origem dessas bacias, assim como dos granitos contemporâneos, é tradicionalmente considerada como consequência direta da Orogenia Brasileira (*e.g.* Frago-Cesar 1991, Gresse *et al.* 1996, Basei *et al.* 2000, Paim *et al.* 2002), porém as hipóteses existentes para sua origem quase sempre baseiam-se em dados estruturais, geocronológicos e geoquímicos das rochas plutônicas e metamórficas que afloram em áreas vizinhas, sendo escassos os trabalhos que buscam dados sobre o contexto geotectônico nas próprias sucessões sedimentares.

De forma geral, bacias sedimentares registram uma grande gama de informações relacionadas ao quadro tectônico regional, pois diferentes tipos de bacias ocorrem em diferentes contextos tectônicos, apresentando padrões diagnósticos de distribuição de sistemas deposicionais e evolução ao longo do tempo. Dados de paleocorrentes e proveniência das sucessões sedimentares revelam a distribuição, as características e as modificações das áreas-fonte, permitindo testar modelos regionais em aspectos como aloctonia de terrenos e localização de cadeias de montanhas. Por fim, sucessões sedimentares são o objeto ideal para estudos de paleocampos de tensão, pois permitem a datação relativa de eventos de deformação pela caracterização das famílias de estruturas que afetam, ou não, cada intervalo estratigráfico.

Desta forma, a busca por informações sobre a evolução tectônica de uma determinada área a partir de suas bacias sedimentares pode levar à obtenção de dados complementares aos estudos petrológicos, geoquímicos e estruturais de rochas plutônicas e metamórficas e, principalmente, servir como teste independente para os modelos resultantes de tais estudos.

Seguindo esse princípio, a presente tese de doutoramento baseia-se principalmente no estudo de três unidades que registram o intervalo do fim do Neoproterozóico ao fim do Ordoviciano: os grupos Santa Bárbara (Neo-Ediacarano) e Guaritas (Eocambriano), que



**Fig. 01:** Esboço geológico da porção sul da Província Mantiqueira, mostrando a distribuição das bacias do Estádio de Transição (Ediacarano a Cambriano).

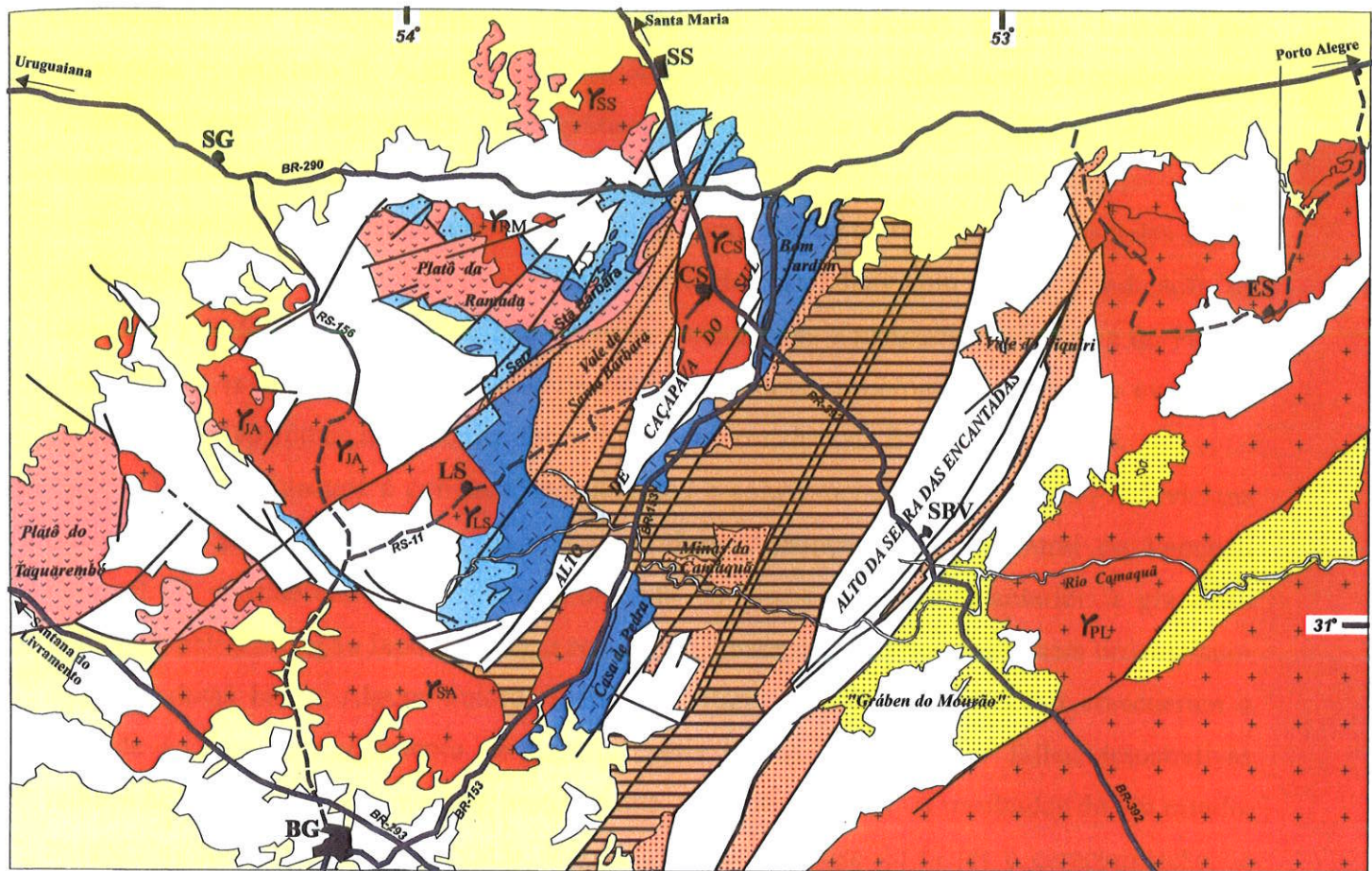
representam as unidades superiores do Supergrupo Camaquã no Rio Grande do Sul, e o Grupo Caacupé (Neo-Ordoviciano, Paraguai Oriental), que representa a primeira unidade da Bacia do Paraná, com os objetivos de caracterizar a influência da tectônica ativa nos padrões de sedimentação, reconhecer o contexto geotectônico da formação de tais bacias e contrapor os resultados obtidos aos modelos geotectônicos existentes.

O Supergrupo Camaquã apresenta o mais completo registro sedimentar do Ediacarano ao Cambriano na Província Mantiqueira, sendo composto por cinco unidades: Grupo Maricá (depósitos siliciclásticos marinhos e fluviais), Grupo Bom Jardim (depósitos aluviais e lacustres e rochas vulcânicas intermediárias e básicas), Formação Acampamento Velho (rochas vulcânicas ácidas e básicas), Grupo Santa Bárbara (depósitos siliciclásticos aluviais e costeiros) e Grupo Guaritas (depósitos continentais aluviais e eólicos), os dois últimos freqüentemente afetados por intrusões subvulcânicas básicas a intermediárias da Suíte Intrusiva Rodeio Velho. Estas unidades, limitadas por discordâncias angulares, devem representar eventos distintos de subsidência mecânica, como sugerem as grandes espessuras de cada sucessão, de até 4000 metros, e as diferenças de distribuição espacial e área de ocorrência. O supergrupo tem suas exposições 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 (Fig. 02).

O Grupo Santa Bárbara ocorre nas três sub-bacias e possui idade ediacarana, provavelmente próxima ao limite Neoproterozóico-Paleozóico. Apesar da divergência quanto às correlações entre as diversas ocorrências da unidade, a área-tipo do Grupo Santa Bárbara, na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, é interpretada em praticamente todos os trabalhos recentes como uma depressão tectônica limitada por falhas de alto ângulo, em um contexto de *rift* ou bacia transcorrente. O capítulo II, além de discutir a estratigrafia e os ambientes deposicionais da unidade, apresenta um teste das hipóteses de falhas mestras transcorrentes ou normais durante a formação da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, baseado em análises de proveniência de arenitos e conglomerados. Ainda nesse capítulo, são apresentadas evidências de soerguimento do Alto de Caçapava do Sul concomitantemente a subsidência na bacia, assim como uma caracterização das modificações ocorridas nos sistemas deposicionais em resposta a este evento.

O Grupo Guaritas é composto por arenitos e conglomerados continentais de sistemas fluviais efêmeros, eólicos e de leques aluviais, compondo uma sucessão com espessura mínima de mil metros. A unidade encontra-se exposta em uma faixa alongada segundo a direção NNE, cujos limites leste e oeste coincidem aproximadamente com as falhas de borda ativas durante sua deposição, como indicado pela presença de depósitos de leques aluviais nas proximidades de ambas as bordas. O capítulo III apresenta uma revisão da estratigrafia da unidade e das





<b>Cidades</b>	
BG - Bagé	
CS - Caçapava do Sul	
ES - Encruzilhada do Sul	
LS - Lavras do Sul	
SBV - Santana da Boa Vista	
SG - São Gabriel	
SS - São Sepé	
<b>Principais Corpos Graníticos</b>	
YCS - Caçapava do Sul	
YJA - Jaguari	
YLS - Lavras do Sul	
YPL - Batólito Pelotas e unidades mais antigas	
YRM - Ramada	
YSA - Santo Afonso	
YSS - São Sepé	
<b>CONVENÇÕES</b>	
	Rodovias Federais
	Rodovias Estaduais
<b>Unidades Litoestratigráficas</b>	
	Grupo Rosário do Sul
	Unidades neopaleozóicas da Bacia do Paraná
	Grupo Guaritas
	Grupo Santa Bárbara
	Formação Acampamento Velho
	Grupo Bom Jardim
	Grupo Maricá
	Embasamento da Bacia Camaquã
	Granitóides
	Granitóides
	N
Escala Gráfica	
0 10 20 30 km	

**Fig. 02:** Mapa geológico do Supergupo Camaquã e áreas adjacentes. Modificado de Santos *et al.* (1989) e Frago-Cesar *et al.* (2000). Ver localização na Fig. 01.

interpretações de seus sistemas deposicionais, propondo uma hipótese de influência tectônica nas modificações paleogeográficas reconhecidas em seus sistemas aluviais, baseada nas conclusões do capítulo II. A distinção entre controles tectônicos, climáticos e autogênicos no desenvolvimento de superfícies estratigráficas e padrões de variação vertical de sistemas deposicionais é discutida também no capítulo III.

O capítulo IV apresenta um estudo dos paleocampos de tensão responsáveis pelas falhas encontradas na Bacia do Camaquã, baseado em dados de falhas com estrias e indicação de movimento do Supergrupo Camaquã e unidades paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná aflorantes na região, com os objetivos de estabelecer uma cronologia relativa dos eventos e caracterizar os episódios de tectônica formadora e deformadora da Bacia do Camaquã.

O Grupo Caacupé é composto por arenitos e conglomerados de idade neo-ordoviciana que afloram principalmente nos flancos do *Rift* de Assunção, porção central do Paraguai Oriental. É considerado a mais antiga unidade da Bacia do Paraná, anterior à glaciação registrada pela Formação Iapó (Brasil), e representa a base do ciclo de subsidência ordoviciano-siluriano dessa bacia. Alguns autores (Milani & Ramos 1998, Pereira 2000) consideram a unidade como o preenchimento de uma ou mais bacias limitadas por falhas transtrativas relacionadas à evolução da margem proto-andina. O capítulo V traz os resultados de um estudo, baseado na interpretação de sistemas deposicionais por análise de fácies e caracterização de icnofósseis e em análises de proveniência e paleocorrentes, realizado para testar a hipótese de relação entre os eventos distensionais reconhecidos como origem do Supergrupo Camaquã (Cap. IV) e o ciclo de subsidência do Grupo Caacupé. O objetivo foi o de avaliar a abrangência e duração de tais eventos, dada a ausência de depósitos pré-permianos da Bacia do Paraná expostos no centro-sul do Rio Grande do Sul.

As implicações dos dados e interpretações apresentados nos capítulos anteriores para os modelos geotectônicos do intervalo entre o início do Ediacarano e o fim do Ordoviciano da região central e sudeste da América do Sul são discutidas no capítulo VI, que conta também com uma revisão das hipóteses para os mecanismos de subsidência da Bacia do Camaquã e da Bacia do Paraná.

## **I.1 Objetivos**

Os principais objetivos da presente tese são:

1- Caracterizar as respostas sedimentares às atividades tectônicas contemporâneas ao preenchimento da Bacia do Camaquã e discutir suas implicações para os modelos de reativação de falhas de borda durante a sedimentação, contribuindo para o estabelecimento de critérios de

distinção entre a influência de fatores climáticos e tectônicos no preenchimento de bacias sedimentares.

2- Reconhecer as evidências preservadas no registro sedimentar sobre o contexto geotectônico e o estilo estrutural ativo durante a sedimentação do Supergrupo Camaquã.

3- Comparar tais evidências sedimentares com os resultados de análises estruturais, estabelecendo a cronologia dos episódios de deformação rúptil que afetaram o Supergrupo Camaquã para identificar quais deles apresentam relação com a tectônica formadora da Bacia do Camaquã e quais correspondem à tectônica deformadora, de forma a caracterizar o estilo estrutural formador e os campos de tensão sin-sedimentares.

4- Contrapor as evidências sobre o regime tectônico do Ediacarano ao Eocambriano da Província Mantiqueira derivadas dos estudos das sucessões da Bacia do Camaquã aos modelos existentes, baseados em estudos de unidades metamórficas e plutônicas.

5- Reconhecer, através de características do preenchimento sedimentar, o contexto geotectônico da sedimentação do Grupo Caacupé (Neo-Ordoviciano do Paraguai Oriental).

6- Comparar as evidências sedimentares para o contexto tectônico das duas unidades (Supergrupo Camaquã e Grupo Caacupé) e testar as hipóteses vigentes de relação entre a formação das bacias do Estádio de Transição e a subsidência de grandes áreas da fase sinéclise da Bacia do Paraná.

## **1.2. Métodos**

Devido à abrangência dos objetivos propostos, os métodos empregados no estudo são diversos. Análise de fácies e elementos arquiteturais são a base para as interpretações de sistemas deposicionais que, acompanhadas por análises estratigráficas fundamentadas nos conceitos da estratigrafia de seqüências, permitem reconstituir a evolução do preenchimento sedimentar considerando a influência de eustasia, tectônica e clima. Análise de estruturas tectônicas rúpteis e paleocampos de tensão foi empregada para a caracterização dos eventos tectônicos formadores e deformadores da Bacia do Camaquã, permitindo comparações com a evolução geológica registrada pelo empilhamento estratigráfico. Análises de paleocorrentes e de proveniência macroscópica e microscópica permitem a correlação entre níveis estratigráficos específicos e áreas-fonte, com importantes implicações para a reconstituição da evolução de altos adjacentes à bacia e de falhas de borda. Por fim, a identificação e interpretação de estruturas sedimentares biogênicas (icnofósseis) foi utilizada como ferramenta para aprofundar as interpretações sobre os ambientes deposicionais do Grupo Caacupé.

Os principais métodos utilizados são descritos abaixo:

### 1.2.1. *Análise de fácies sedimentares*

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), Miall (1990, 2000) e Walker (1992). 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 e testemunhos de sondagem. A análise de fácies consiste no agrupamento das litologias portadoras de estruturas sedimentares, ou outras feições características, representativas de processos particulares de transporte e deposição, de forma a permitir, através do estabelecimento de uma classificação, a organização da complexidade natural dos depósitos sedimentares, tornando possível reconstituir características dos ambientes deposicionais e comparar depósitos antigos a sistemas deposicionais ativos.

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 de cada unidade sedimentar estudada foram caracterizadas as associações de fácies recorrentes, representativas de processos geneticamente ou cronologicamente associados e, com o auxílio da análise de elementos arquiteturais, estabelecidos modelos de fácies (*sensu* Walker 1992).

### 1.2.2. *Análise de elementos arquiteturais*

A análise de elementos arquiteturais foi originalmente desenvolvida em estudos de ambientes deposicionais aluviais, sendo o procedimento formalizado por Miall (1985, 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]”.

O procedimento baseia-se na identificação e hierarquização de superfícies que representam modificações ou interrupções dos processos de deposição e limitam corpos com geometria definida e significado genético (*e.g.* canais fluviais, planícies de inundação, interdunas). A adaptação do método para ambientes eólicos incorpora a classificação e hierarquização de superfícies proposta por Brookfield (1977).

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 afloramentos.

Os elementos arquiteturais são descritos e interpretados com base em fotomosaicos de exposições de grandes dimensões (Miall 1991).

### 1.2.3. *Análise de paleocorrentes*

Um dos principais elementos, derivados 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 ou aerodinâmicas 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 estudada 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 eólicos, as principais estruturas indicadoras do sentido de transporte, e por isso as mais frequentemente medidas, são estratificações cruzadas em arenitos. A interpretação do paleofluxo relacionado a tais estruturas considera que o transporte foi paralelo ao maior mergulho do plano frontal de estratificações cruzadas tabulares e tangenciais e paralelo ao mergulho do eixo de estratificações cruzadas acanaladas.

Devido a esta associação entre a paleocorrente e o mergulho das estratificações cruzadas, uma importante questão surge para o estudo de unidades basculadas tectonicamente, mesmo para depósitos com poucos graus de inclinação, que é a correção deste basculamento, visando a reconstituição do sentido do mergulho original. Considerando-se o importante papel da análise de paleocorrentes para o presente estudo foi utilizado um programa de computador criado pelo doutorando, que realiza esta correção (*vide* Almeida 2001).

Os dados de paleocorrentes obtidos para cada estação de medidas são agrupados e representados em diagramas do tipo roseta, 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:

$$V.M. = \arctan (\Sigma \text{sen } A / \Sigma \text{cos } A)$$

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

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 original inerente ao sistema deposicional. Miall (1974) demonstrou que as dispersões 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. 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.

Na presente tese foram preferencialmente utilizadas medidas de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, a partir do sentido do mergulho dos estratos, além de medidas de marcas onduladas assimétricas e laminações cruzadas, perpendiculares à crista e com rumo no sentido de caimento do flanco curto, de acordo com Potter & Pettijohn (1977), Miall (1974, 1990), Graham (1988) e Tucker (1989).

#### *1.2.4. Análise de proveniência*

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 é a avaliação da contribuição das diversas áreas-fonte, cujas litologias foram 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 são 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.

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

A análise de proveniência microscópica de arenitos foi realizada com base no método Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966, Dickinson 1970), que propõe a contagem de 300 pontos por seção delgada e o registro não só da composição do fragmento observado, mas também do mineral constituinte (no caso de fragmentos líticos) correspondente ao ponto. Tal método apresenta a vantagem de compensar a influência da granulação na composição dos fragmentos.



### *1.2.5. Análise de paleocampos de tensão*

Visando a caracterização 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 enumerados abaixo, adaptados de Angelier (1994):

- 1) Separação estratigráfica.
- 2) Direção de fraturas conjugadas gerando degraus sem preenchimento.
- 3) Direção de fraturas com separação, com preenchimento mineral.
- 4) Relação da posição de estrias e preenchimentos minerais em curvaturas e inflexões no plano de falha.

Para a determinação gráfica dos campos de tensão foi utilizado o programa TENSOR (Delvaux & Sperner 2003), 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 levando em conta que para cada par estria/plano pode-se determinar os diedros que contêm a direção do esforço máximo (campo compressivo) e mínimo (campo distensivo), sendo as direções de tensão obtidas pelas intersecções dos diedros de diversas falhas de um mesmo conjunto. Os quatro diedros são determinados graficamente, limitados pelo plano de falha e por um plano auxiliar simultaneamente ortogonal ao plano de falha e à estria. Um dos pares de diedros opostos contém a direção de esforço máximo (compressão) e o outro a de esforço mínimo (distensão), determinadas pela indicação de sentido de movimento na estria.

### *1.2.6 Análise geocronológica*

Os trabalhos de campo contaram também com a coleta de amostras de rochas básicas da Suíte Intrusiva Rodeio Velho para datação pelo método Ar-Ar. De todas as amostras coletadas e analisadas em microscópio petrográfico, apenas uma revelou condições de preservação dos minerais compatível com o método, estando todas as outras intemperizadas. Da amostra extraíram-se três subamostras, analisadas como rocha total devido a sua granulação fina.

O método baseia-se nas constantes de decaimento radioativo de  $^{40}\text{K}$  para  $^{40}\text{Ar}$ , apresentando vantagens em relação ao método K-Ar devido à possibilidade de medição da concentração dos dois elementos pela mesma técnica (o K sendo medido indiretamente através da contagem de  $^{39}\text{Ar}$  após irradiação) e pela possibilidade de avaliação da história de aquecimento da amostra pela análise da composição isotópica de diferentes sítios de

armazenamento de Ar dentro dos grão minerais, expressa por diferentes temperaturas de liberação.

As análises foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

## II. A INFLUÊNCIA DO SOERGUMENTO DO ALTO DE CAÇAPAVA DO SUL NA EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO SANTA BÁRBARA (EDIACARANO, RS) EM SUA ÁREA-TIPO

### II.1. Introdução

A relação entre variações de fácies, particularmente de conglomerados aluviais, e a reativação de falhas de borda de bacias sedimentares é um dos aspectos mais discutidos em estudos de influência tectônica na sedimentação. A interpretação tradicional de conglomerados como reflexo direto de eventos de reativação de falhas foi contestada por Blair & Bilodeau (1988) e Heller *et al.* (1988), que relacionaram a atividade de falhas de borda com incrementos nas taxas de subsidência, considerando fácies de afogamento da bacia como indicadores de reativação tectônica. Tal interpretação está de acordo com os princípios da estratigrafia de seqüências, que consideram que o aumento da taxa de subsidência causa padrões retrogradacionais de preenchimento da bacia (Posamentier *et al.* 1988, Jervey 1988), resultando em aumento da preservação de depósitos finos de planícies de inundação no caso de sistemas aluviais (Wright & Marriot 1993, Shanley & McCabe 1994). Por outro lado, simulações baseadas em modelos matemáticos demonstram que a presença de fácies mais grossas em regiões distais de sistemas aluviais correspondem a períodos de quiescência tectônica após o soergimento de altos adjacentes (Marr *et al.* 2000, Paola 1988, Paola *et al.* 1992). A comprovação de tais modelos através da investigação de sucessões sedimentares relacionadas à atividade contemporânea de falhas é fundamental para a compreensão das relações temporais entre soergimento de fontes e desenvolvimento de conglomerados e para a caracterização da resposta sedimentar contemporânea a eventos de reativação tectônica.

Com esse objetivo, o presente capítulo apresenta os resultados do estudo da porção superior do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano, porção centro-sul do Rio Grande do Sul) na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, baseado em mapeamento geológico e análises de fácies, sistemas deposicionais, paleocorrentes e de proveniência macro e microscópica, voltados à caracterização da influência do soergimento do Alto de Caçapava do Sul (limite entre as sub-bacias Camaquã Ocidental e Central, Fig. 02) na sedimentação da unidade.

A comprovação das evidências de soergimento do alto durante a sedimentação contínua na bacia e a caracterização da movimentação da falha principal associada como normal tornam o caso extremamente relevante para a identificação da resposta sedimentar ao soergimento de um alto estrutural interno a uma bacia distensional, permitindo testar a aplicabilidade dos modelos existentes de resposta sedimentar a eventos de reativação de falhas de borda (*e.g.* Blair &

Bilodeau 1988).

## II.2. Trabalhos anteriores

O conceito de Formação Santa Bárbara deve-se a Robertson (manuscrito de 1961 publicado em 1966) que, em ampla revisão dos conhecimentos sobre a Bacia do Camaquã, designou a antiga *Série Camaquã* (Carvalho 1929, 1932, Leinz 1939, Leinz *et al.* 1941) como grupo, incluindo as formações Santa Bárbara e Guaritas. As sucessões consideradas por Robertson (1966) como pertencentes à Formação Santa Bárbara foram denominadas Formação Camaquã por Goñi *et al.* (1962). Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro & Fantinel (1978), Ribeiro & Lichtenberg (1978) e Santos *et al.* (1978) recuperaram o termo Formação Santa Bárbara, com área-tipo no vale homônimo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

Fragoso-Cesar *et al.* (1985) interpretaram uma origem em ambiente deltaico para as sucessões do Grupo Santa Bárbara da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, considerando, entretanto, sua sucessão superior como correspondente à Formação Guaritas (*sensu* Robertson 1966).

Paim *et al.* (1992), Paim (1994) e Paim *et al.* (1995) aplicaram os conceitos da estratigrafia de seqüências às unidades da Bacia do Camaquã, subdivididas em alogrupos e aloformações, interpretando as sucessões equivalentes ao Grupo Santa Bárbara como de ambientes aluviais e de deltas lacustres. Em proposta mais recente, Paim *et al.* (2002) separam tais sucessões em dois alogrupos distintos, incluindo os conglomerados inferiores da unidade no topo do Alogrupo Cerro do Bugio (Aloformação Santa Fé) e as demais unidades (aloformações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo) no Alogrupo Santa Bárbara.

Fambrini (1998) elevou a Formação Santa Bárbara à categoria de grupo, com base em estudos de exposições na Sub-Bacia Camaquã Central (região das Minas do Camaquã), posteriormente expandidos para todas as sub-bacias (Fambrini 2003). Mapeamento litofaciológico de semi-detalle do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental foi realizado por Almeida (2001), acompanhado por reinterpretções dos sistemas deposicionais, que consideraram uma origem em planícies de marés para os intervalos previamente interpretados como deltaico-lacustres por Paim (1994). Almeida (2001) propôs, com base em análises de paleocorrentes e de proveniência macroscópica, que o soerguimento do Alto de Caçapava do Sul e a conseqüente denudação do granito homônimo ocorreu durante a deposição das unidades superiores do Grupo Santa Bárbara. Estudos de traço de fissão em apatita realizados por Borba *et al.* (2002), entretanto, registram apenas os eventos posteriores de soerguimento, durante a evolução da Bacia do Paraná, e Borba & Mizusaki (2002, 2003) consideram a presença do Alto de Caçapava do Sul na borda leste da sub-bacia desde o início da

deposição da unidade.

Borba & Mizusaki (2003) publicaram interpretações de sistemas deposicionais lacustres, deltaicos e aluviais para a área-tipo do Grupo Santa Bárbara, então designado como formação, aparentemente ignorando as interpretações semelhantes de Paim (1994).

Justo (2003) e Justo & Almeida (2004) confirmaram a presença de fragmentos provenientes do Alto de Caçapava do Sul apenas nas porções superiores do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, considerando o início dessa contribuição em algum ponto da Formação Serra dos Lanceiros, aqui definida.

### II.3. Métodos

O presente estudo da área-tipo do Grupo Santa Bárbara baseou-se no mapeamento geológico da unidade na Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Almeida 2001), fundamentado na descrição detalhada de mais de 400 afloramentos em 7 etapas de campo, que totalizaram mais de 110 dias de trabalhos na área de estudos, além da interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas (escala 1:25.000).

Os trabalhos de mapeamento foram acompanhados por levantamentos estratigráficos de detalhe, análises de fácies sedimentares, elementos arquiteturais, paleocorrentes, proveniência e petrografia. A interpretação dos sistemas deposicionais, fundamentada no método descrito por Reading (1986) e Walker (1992), e a caracterização das principais superfícies limitantes de conjuntos geneticamente relacionados levaram a interpretações sobre controles externos na evolução estratigráfica, baseadas nos conceitos da estratigrafia de seqüências.

A análise de paleocorrentes foi realizada através da medição sistemática de estruturas sedimentares indicadoras de paleofluxo, principalmente estratificações cruzadas acanaladas e tabulares e laminações cruzadas. Os dados coletados foram corrigidos de forma a se restabelecer a posição original de cada plano ou eixo antes da deformação e conseqüente inclinação das camadas.

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. Análise de proveniência microscópica foi realizada em arenitos pelo método Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966, Dickinson 1970). O objetivo do procedimento foi a avaliação da contribuição das diversas áreas-fonte, cujas litologias foram 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, evolução dos altos adjacentes à bacia e

resposta sedimentar a essa evolução.

#### II.4. Contexto geológico

As faixas de afloramentos pré-cambrianos do Uruguai e das regiões sul e sudeste do Brasil apresentam diversas ocorrências de depósitos sedimentares e vulcanogênicos (Fig. 01) posteriores aos eventos orogênicos que resultaram na formação do Gondwana (ver Caps. IV e VI do presente volume) e anteriores ao estabelecimento das grandes bacias intracratônicas paleozóicas. Tais ocorrências foram geradas em bacias associadas às falhas do embasamento de direções predominantes entre ENE e NNE, sendo compostas por abundantes conglomerados e arenitos de ambientes continentais e marinhos costeiros, além de rochas vulcânicas comagmáticas a granitóides de afinidade alcalina.

Essas bacias contêm o registro das etapas de estabilização do Gondwana, e dentre elas a maior e mais completa é a Bacia do Camaquã, na região centro-sul do Rio Grande do Sul. Nessa região afloram espessas sucessões sedimentares siliciclásticas do Neoproterozóico e Eopaleozóico, tradicionalmente consideradas como depósitos molássicos da Orogenia Brasileira (Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985 e Fragoso-Cesar 1991) e posteriormente interpretadas como bacias transcorrentes de fases tardias do evento colisional (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Machado & Sayeg 1992) ou bacias distensionais tipo *rift* sem vínculo com a orogênese (Fragoso-Cesar *et al.* 2000<sup>a</sup>, 2000<sup>b</sup> e 2001, Cap. IV do presente volume).

As sucessões que preenchem a Bacia do Camaquã compõem o Supergrupo Camaquã (Ediacarano-Eocambriano), que abrange os grupos Maricá e Bom Jardim, a Formação Acampamento Velho e os grupos Santa Bárbara e Guaritas, totalizando mais de 10.000 metros de espessura. O supergrupo aflora em várias 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 (Fig. 02).

O Grupo Santa Bárbara aflora nas três sub-bacias, com ocorrências contínuas nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Oriental, e em janelas estruturais sob o Grupo Guaritas na Sub-Bacia Camaquã Central. Na Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Fig. 03), apresenta depósitos conglomeráticos de leques aluviais e deltaicos, arenitos e conglomerados fluviais de rios entrelaçados e arenitos e ritmitos de sistemas fluviais efêmeros distais e de sistemas lacustres (Fig. 04).

O presente trabalho enfoca a evolução das unidades do Grupo Santa Bárbara em sua área-tipo, na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, documentando evidências de influência tectônica ativa nas unidades superiores desse grupo.



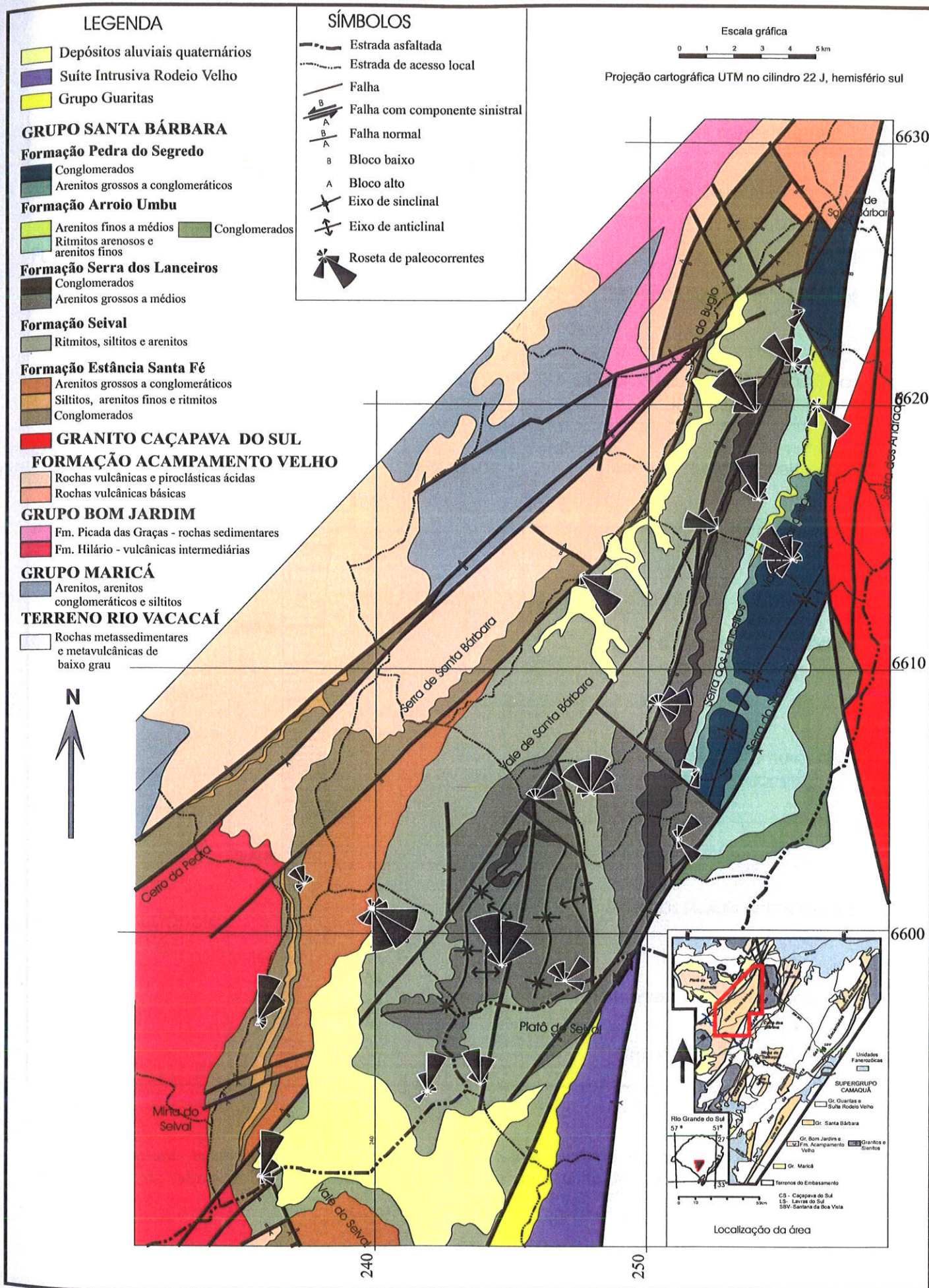
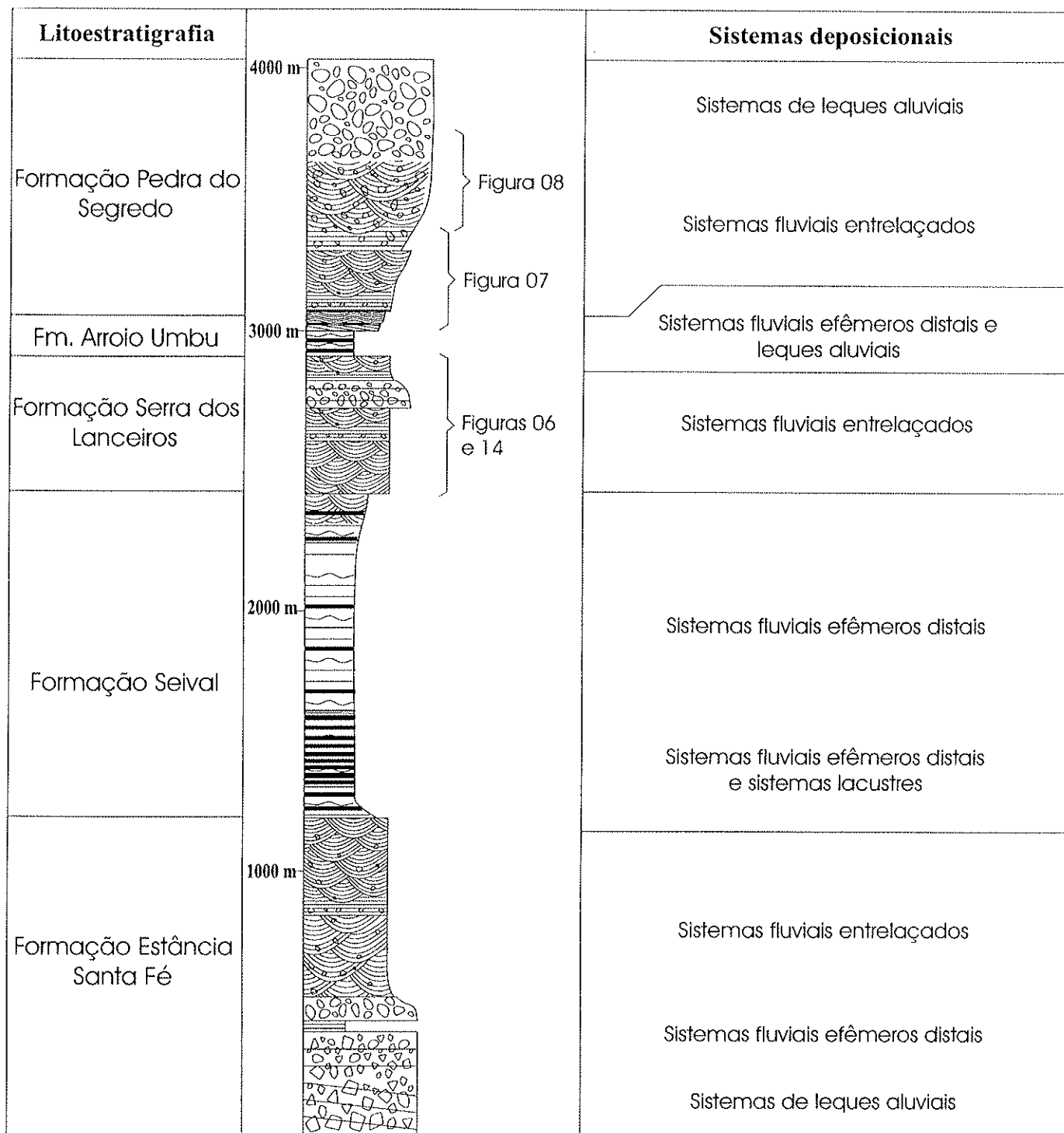


Fig. 03: Mapa geológico do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, com rosetas de paleocorrentes. Modificado de Almeida (2001).



**Fig. 04:** Coluna estratigráfica composta do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental (modificado de Almeida 2001) e localização das seções de detalhe do topo da unidade (Figs. 06, 07, 08 e 14).



#### II.4.1. Contexto geológico local

A Sub-Bacia Camaquã Ocidental é separada da Sub-Bacia Camaquã Central pelo Alto de Caçapava do Sul, onde afloram rochas metamórficas de baixo grau de idade neoproterozóica (Toniano e Criogeniano) do Terreno Rio Vacacaí (Fragoso-Cesar 1991), principalmente metassedimentares e metavulcanogênicas, além de granitóides do *stock* de Caçapava do Sul. Na sua borda oeste, a sub-bacia ocorre sobre rochas gnáissicas, metaultramáficas, metavulcânicas e matassedimentares também do Terreno Rio Vacacaí.

Nessa sub-bacia, o Supergrupo 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. O Grupo Maricá (*sensu* Pelosi & Fragoso-Cesar 2003), 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 esse grupo mostra-se cortado por apófises correlacionáveis ao *stock* granítico de Lavras do Sul e é sobreposto por sucessões sedimentares e vulcânicas (de composição basáltica a andesítica) do Grupo Bom Jardim (*sensu* Janikian *et al.* 2003). Na porção central da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, o Grupo Maricá é recoberto por derrames riolíticos e piroclásticas ácidas da Formação Acampamento Velho.

Na porção noroeste da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, o Grupo Maricá é sobreposto por rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim que, por sua vez, são recobertas por rochas piroclásticas e efusivas ácidas da Formação Acampamento Velho, expostas na Serra de Santa Bárbara e do Cerro do Bugio e correlacionáveis ao Platô da Ramada e ao Platô do Taquarembó (Fig. 02). No extremo norte da sub-bacia novos derrames básicos recobrem as vulcânicas ácidas.

O Grupo Santa Bárbara apresenta contatos predominantemente tectônicos com tais unidades inferiores e apenas localmente possui contatos erosivos com os andesitos do Grupo Bom Jardim (no limite sudoeste da área de ocorrência) e com vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho (na borda oeste).

No extremo sudeste da área, o Grupo Santa Bárbara apresenta justaposição tectônica com arenitos eólicos do Grupo Guaritas que recobrem o Alto de Caçapava do Sul (Fig. 03).

Com base nas idades radiométricas das rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim (de ~600 a 580 Ma, idades U-Pb em zircão e Ar-Ar em plagioclásio, Janikian 2004), da Formação Acampamento Velho (573±18 Ma, U-Pb em zircão, Chemale Jr. 2002 e 574±7 Ma pelo mesmo método, Janikian 2004), de diques tardios ácidos (549,3±5 Ma, U-Pb SHRIMP em zircão, *in* Sommer *et al.* 2003) e básicos (550±21 Ma e 555±22 Ma, U-Pb em zircão, Janikian 2004), e de granitos correlatos a essas unidades (ver revisão em Soliani Jr. *et al.* 2002), considera-se uma idade máxima de 549±5 Ma para o início da deposição do Grupo Santa Bárbara. Uma idade

obtida pelo método Ar-Ar em rocha total para basalto da Suíte Intrusiva Rodeio Velho, com origem relacionada ao Grupo Guaritas (que sobrepõe o Grupo Santa Bárbara), indica uma idade mínima de  $535,2 \pm 1,1$  Ma para este grupo (ver Cap. IV). Com base nesses dados, estima-se que a sedimentação do Grupo Santa Bárbara ocorreu no fim do Ediacarano.

Assim, o início da sedimentação do Grupo Santa Bárbara é próximo à idade de cristalização do Granito de Caçapava do Sul, datado entre 555 Ma e 550 Ma (Sartori & Kawashita 1985, Nardi & Bitencourt 1989, Leite 1995), cuja colocação e ascensão tiveram influência nos padrões de sedimentação da unidade, conforme discutido abaixo.

## II.5. Litoestratigrafia do Grupo Santa Bárbara

O Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental pode ser subdividido em cinco unidades litoestratigráficas (Fig. 04). A correlação destas unidades com aquelas encontradas nas demais sub-bacias foi proposta por Fambrini (2003), sendo a presente proposta de subdivisão na área tipo da unidade (vale do Arroio Santa Bárbara) independente de considerações sobre correlações regionais. Tais unidades são descritas abaixo.

### II.5.1. Formação Estância Santa Fé

A primeira unidade litoestratigráfica do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, equivalente à Aloformação Santa Fé de Paim *et al.* (2002), é aqui denominada Formação Estância Santa Fé, devido à prioridade da primeira utilização do termo litoestratigráfico Santa Fé por Campos & Dardene (1994) para designar um grupo do Permocarbonífero da Bacia Sanfranciscana, antes da utilização do termo Aloformação Santa Fé por Paim *et al.* (1995). A Formação Estância Santa Fé é composta por conglomerados e arenitos, além de raros siltitos e arenitos finos, de ambientes aluviais. 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 (Fig. 03). Possui grande espessura (até 1200 metros), e talvez não represente realmente a unidade basal da formação, e sim depósitos de borda, podendo haver unidades inferiores no centro da bacia, não aflorantes.

O limite inferior da unidade é caracterizado por uma discordância angular com rochas vulcânicas das formações Hilário (Grupo Bom Jardim *sensu* Janikian *et al.* 2003) e Acampamento Velho, e o limite superior por uma passagem rápida (em poucos metros) para as fácies de arenitos e siltitos da Formação Seival.

A Formação Estância Santa Fé possui uma porção inferior, com até 400 metros de espessura, de conglomerados com estratificação plano-paralela dispostos 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 padrões de terminação tipo *onlap* nesses conglomerados, interpretados como coalescência lateral de leques aluviais dominados por enchentes em lençol e canais fluviais de rios entrelaçados, conforme discutido abaixo.

A porção superior da Formação Estância Santa Fé, 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 interpretados como depósitos de planícies de rios entrelaçados efêmeros.

### II.5.2. Formação Seival

Acima da Formação Estância Santa Fé, em contato gradacional de poucos metros, ocorrem arenitos finos a médios, micáceos, em camadas decimétricas a métricas, intercalados a siltitos e argilitos gretados e lamitos arenosos. Os arenitos e siltitos inferiores afloram no Vale do Seival, nas escarpas da Serra do Seival e no Vale do Arroio Santa Bárbara (Fig. 03), tendo sido designados por Carvalho (1932) como “arenito com palhetas de micas brilhantes na costa do Seival” e posteriormente incluídos por Paim *et al.* (2002) na Aloformação Serra dos Lanceiros. A porção inferior dessa unidade apresenta amplo predomínio de siltitos arenosos e arenitos finos com freqüentes laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) e acamamento heterolítico, interpretados como depósitos lacustres (Paim 1994). A porção superior apresenta ciclos métricos granodecrescentes que se iniciam com arenitos médios a finos, de aspecto maciço ou com estratificação cruzada, ricos em intraclastos de argila, passando a intercalações rítmicas de arenitos com laminação plano-paralela ou cruzada cavalgante e marcas onduladas, com níveis de argilitos gretados de até 15 cm de espessura, aqui interpretados como depósitos distais de sistemas fluviais efêmeros (Fig. 04). Tais ciclos granodecrescentes métricos compõem um ciclo maior granocrescente, sendo que o topo da Formação Seival é dominado por arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada ou laminação plano-paralela e abundantes intraclastos de argila. A espessura total da unidade é estimada em mais de 1000 m.

### III.5.3. Formação Serra dos Lanceiros

Recobrimo a Formação Seival em contato gradacional, ocorrem arenitos fluviais com estratificação cruzada acanalada, bastante homogêneos, ultrapassando 500 m de espessura, considerados como a porção superior da Aloformação Serra dos Lanceiros por Paim *et al.* (2002). Um pacote de conglomerados sustentados pelos seixos ou, mais raramente, por

arcabouço de areia grossa, aflora próximo ao topo da unidade. Acima destes conglomerados recorrem arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada.

Essa unidade aflora na Serra dos Lanceiros e no Platô do Seival (Fig. 03) onde, assim como a Formação Seival, é limitada a leste pela falha dos Serra dos Andradas - Arroio do Corrêa, sendo justaposta a rochas metamórficas de baixo grau do embasamento e a arenitos cólicos da Formação Pedra Pintada. Interpreta-se uma origem em sistemas fluviais entrelaçados efêmeros, dominados por carga de fundo, para toda a unidade.

#### III.5.4. Formação Arroio Umbu

Sobre a Formação Serra dos Lanceiros, em contato brusco, ocorre uma unidade semelhante à sucessão de topo da Formação Seival, com cerca de 150 m de espessura, caracterizada por arenitos finos intercalados a siltitos arenosos e níveis com freqüentes gretas de contração e considerada como a porção basal da Aloformação Pedra do Segredo de Paim *et al.* (2002). Tais litologias organizam-se em camadas tabulares a lenticulares centimétricas a decimétricas, com ocorrência local de camadas decimétricas a métricas e arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela e rara estratificação cruzada acanalada. São abundantes as camadas heterolíticas e marcas onduladas assimétricas.

Os siltitos e arenitos finos são sobrepostos, no norte da área, por um conjunto homogêneo de arenitos médios com estratificação cruzada acanalada e estratificação inclinada de baixo ângulo que representam uma tendência granocrescente em direção à Formação Pedra do Segredo. Arenitos conglomeráticos e conglomerados, também incluídos na Formação Arroio Umbu, ocorrem como variação lateral das fácies mais finas, nas proximidades do limite leste da sub-bacia com o Alto de Caçapava do Sul, a noroeste e a sudoeste da cidade homônima (Fig. 03). As exposições de tais conglomerados a sudoeste de Caçapava do Sul, ao longo da rodovia Lavras - Caçapava, foram consideradas como pertencentes à Formação Guaritas por Robertson (1966).

#### III.5.5. Formação Pedra do Segredo

A Formação Pedra do Segredo ocorre sobre a Formação Arroio Umbu em contato gradacional, sendo equivalente à porção superior da Aloformação Pedra do Segredo de Paim *et al.* (2002). A formação aflora na serra homônima (Fig. 03), apresenta cerca de 900 m de espessura e inicia-se com arenitos com estratificação cruzada acanalada e estratificação inclinada de baixo ângulo que passam progressivamente para litotipos mais conglomeráticos, chegando a conglomerados de matacões e blocos no topo (Fig. 04). Esta porção superior inclui arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada ou estratificação

plano-paralela intercalados a lentes de conglomerados sustentados pelos seixos, interpretados como depósitos de rios entrelaçados efêmeros, e conglomerados maciços com pouca matriz pelítica, contendo matacões de mais de um metro de litologias graníticas, aflorantes nas proximidades da borda da bacia e interpretados como depósitos de leques aluviais (Fig. 04).

## **II.6. Fácies sedimentares, elementos arquiteturais e sistemas deposicionais**

Foi realizada classificação, descrição e interpretação das fácies sedimentares encontradas no Grupo Santa Bárbara, com o objetivo de fundamentar interpretações sobre os sistemas deposicionais. 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 e agrupamento das fácies em associações de fácies com geometrias definidas, tratadas sob a perspectiva da análise de elementos arquiteturais.

### *II.6.1. Fácies sedimentares*

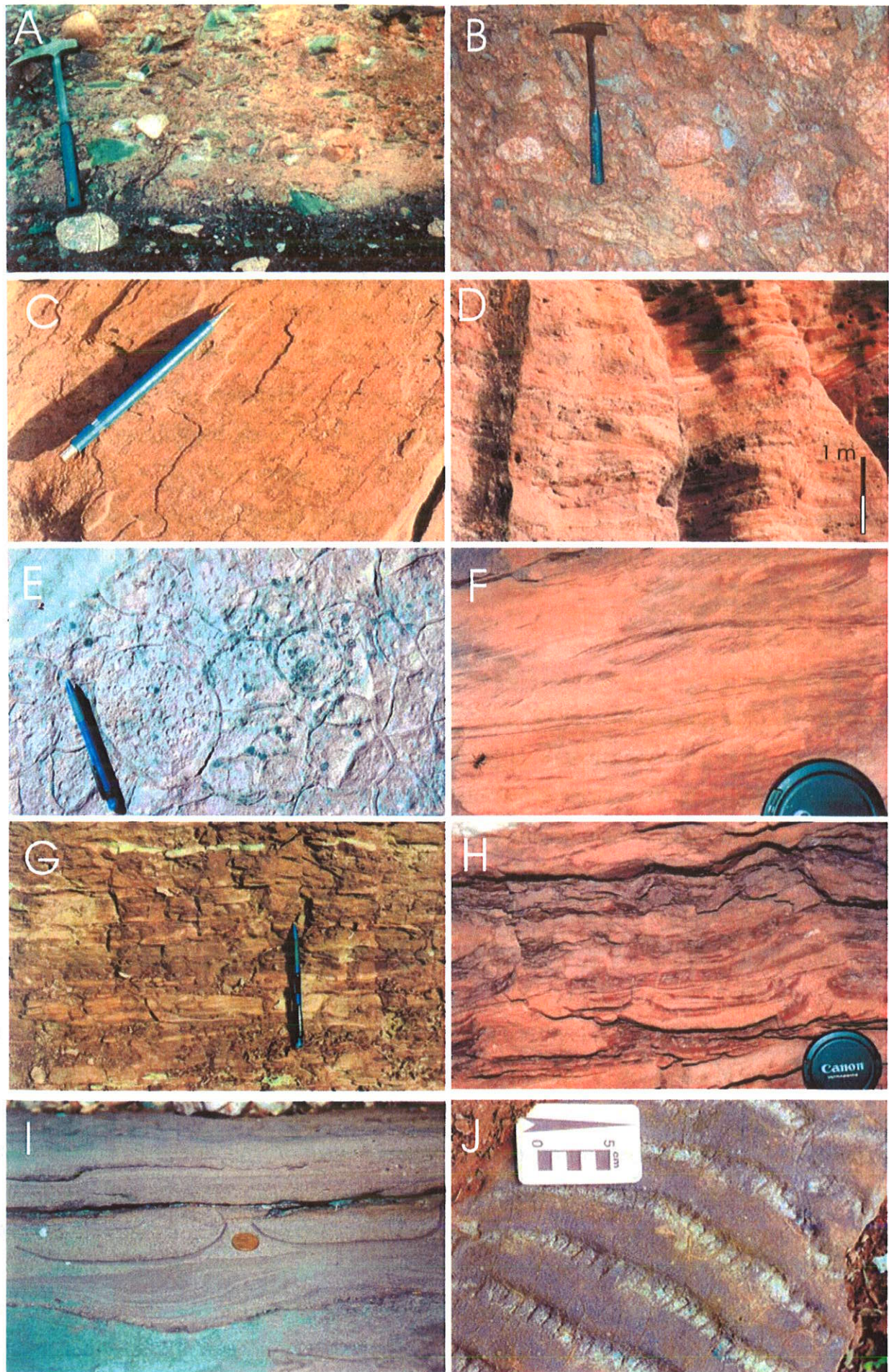
#### **Ce – Conglomerados com estratificação plano-paralela (Fig. 05A)**

A fácies Ce é composta por conglomerados organizados em camadas tabulares métricas, com pulsos granocrescentes e granodecrescentes. A fração mais fina apresenta granulação areia grossa, mal selecionada e rica em feldspatos e fragmentos líticos, e a variação entre níveis mais arenosos e mais ricos em seixos marca a estratificação. Os clastos apresentam maior dimensão entre 3 e 15 cm, com extremo de 25 cm, e são subangulosos a subarredondados. Nas unidades inferiores apresentam proveniência oligo a polimítica, com predomínio de clastos derivados das litologias vulcanogênicas ácidas da Formação Acampamento Velho e, nas superiores, ocorre maior proporção de litologias associadas ao Alto de Caçapava do Sul (granitos e metamórficas de baixo grau). A fácies é interpretada como depósitos de correntes aquosas em barras fluviais ou depósitos de fluxo não canalizado tipo enchentes em lençol (Blair & McPherson 1994, Blair 1999<sup>a</sup>), dependendo da associação de fácies em que se encontra.

#### **Ct – Conglomerados com estratificação cruzada tabular**

A fácies Ct é constituída por conglomerados com estratificação cruzada tabular de médio porte, com ocorrência de bolsões métricos sustentados pelos clastos e imbricação de





**Fig. 05:** Fácies sedimentares da área estudada: **A-** fácies Ce. **B -** fácies Cm, com significativa contribuição de granitóides e filitos do alto de Caçapava do Sul. **C-** fácies Ap com lineação primária de corrente. **D-** fácies Aa. **E -** Gretas de contração (fácies Pg) com marcas de pingos de chuva. **F -** fácies Alc. **G -** Fácies Sl, intercalada a níveis de Alc. **H -** fácies H convolucionada. **I -** fácies Pg com greta enrolada. **J -** fácies Ao, com interferência de marcas onduladas menores. Ver texto para descrições das fácies.



seixos. Os clastos possuem dimensões de 3 a 15 cm, com extremo de 20 cm, e formas sub-angulosas a arredondadas. Estes conglomerados apresentam caráter geralmente polimítico com relação à proveniência. São interpretados como depósitos de barras longitudinais de sistemas fluviais com predomínio de carga de fundo, em canais entrelaçados.

#### **Cm** – Conglomerados maciços (Fig. 05B)

A fácies **Cm** é formada por conglomerados maciços com clastos predominantemente maiores que 20 cm, com extremos de 1 m, e fração mais fina de areia grossa feldspática mal selecionada. Tais conglomerados ocorrem em pacotes de várias dezenas de metros e sua 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 não coesivo com pouca matriz (*sensu* Shultz 1984).

#### **Dm** – Diamictitos maciços

A fácies **Dm** é composta por diamictitos maciços, castanhos, com má seleção granulométrica, contendo fragmentos de fração argila a matacão, dispostos em camadas lenticulares com variadas proporções de clastos maiores que seixo, incluindo níveis sustentados por calhaus e matações. A proveniência é mono a oligomítica e o arredondamento e esfericidade dos fragmentos são função direta do litotipo dominante. Os lamitos da fácies **Dm** têm ocorrência restritas a poucos afloramentos nas proximidades do embasamento do Alto de Caçapava do Sul. São interpretados como produto de fluxos gravitacionais coesivos, do tipo fluxo de detritos.

#### **Ap** – Arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela (Fig. 05C)

Esta fácies é formada por arenitos grossos e médios, micáceos e arcoseanos, de coloração castanha a alaranjada, que se dispõem em camadas geralmente tabulares de espessuras decimétricas. Além da laminação plano-paralela, apresentam freqüentemente lineação primária de corrente. São interpretados como depósitos de correntes aquáticas em leito plano, em condições próximas à velocidade crítica de regime de fluxo.

#### **Aa** – Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada (Fig. 05D)

Esta fácies é constituída por arenitos e arenitos conglomeráticos, com má seleção 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 homogêneos, com raros bolsões conglomeráticos intercalados.

Muitas vezes apresentam feições de liquefação e deformações interpretadas como produto de cisalhamento causado pela corrente acima do depósito. São interpretados como depósitos de migração de dunas subaquáticas de cristas sinuosas formadas por correntes unidirecionais.

**At** – Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tabular.

A fácies **At** é composta por arenitos feldspáticos 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 subaquáticas de cristas aproximadamente retas, formadas por correntes unidirecionais.

**Am**– Arenitos grossos a médios maciços

Esta fácies é formada por arenitos feldspáticos de coloração castanha a amarelada, sem estruturas aparentes e com freqüentes grânulos e pequenos seixos esparsos. 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.

**Lm**- Lamitos arenosos maciços

Esta fácies é composta por lamitos arenosos e arenitos lamosos muito mal selecionados, maciços, freqüentemente com proporções variáveis de silte e/ou argila dispersos na matriz, além de micas e raros grânulos. Os lamitos da fácies **Lm** ocorrem em camadas decimétricas com continuidade lateral de dezenas de metros. São interpretados como produto de fluxos gravitacionais coesivos, do tipo fluxo de detritos, distais em relação à fácies **Dm** ou sem disponibilidade de fração seixo.

**Alc**– Arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante (Figs. 05F e G)

Esta fácies é constituída por arenitos finos a médios, micáceos, de coloração amarronzada a castanha, com abundante laminação cruzada cavalgante. Nela predominam laminações cavalgantes assimétricas, com continuidade lateral, espessura homogênea e repetição da forma ao longo de cada camada, indicando uma origem por correntes trativas (De

Raaf *et al.* 1977). O cavalgamento é originado a partir da sobreposição de marcas onduladas que migram na direção da corrente, evidenciando deposição simultânea de areia transportada por tração e suspensão.

#### **SI** – Siltitos laminados e arenitos finos laminados (Fig. 05G)

Esta fácies é formada 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. Esta fácies ocorre em camadas tabulares, raramente lenticulares, centimétricas a decimétricas. É interpretada como depósitos de decantação de partículas em suspensão.

#### **H** – Arenitos e siltitos heterolíticos (Fig. 05H)

Esta fácies é constituída por intercalações milimétricas a centimétricas de arenitos laminados e siltitos, em camadas tabulares com continuidade lateral de dezenas a centenas de metros. Os níveis arenosos apresentam laminação plano-paralela ou marcas onduladas, por vezes formando laminação cruzada cavalgante, resultando na deposição dos siltitos argilosos nas calhas das marcas onduladas do topo da camada arenosa. Esta fácies é interpretada como alternância entre deposição de material transportado por tração e de material transportado por suspensão, decantado em águas estagnadas.

#### **Pg** – Siltitos e argilitos com gretas de contração (Fig. 05E e I)

A fácies **Pg** é formada por siltitos e argilitos micáceos, amarronzados, em camadas milimétricas a decimétricas, com gretas de contração preenchidas por areia média a grossa. Tais siltitos são normalmente recorrentes em vários níveis nos afloramentos onde se encontram. Localmente as laterais dos polígonos de pelitos gretados apresentam-se curvadas para cima (*mud curls*, Fig. 05I).

Esta fácies é interpretada como resultado de exposição subaérea de níveis depositados por decantação, tendo como consequência a 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 (Fig. 05J)

A fácies **Ao** é composta por arenitos finos, micáceos, amarronzados, com preservação da forma de marcas onduladas, geralmente assimétricas, no topo das camadas. Por vezes ocorre no topo de camadas das fácies **Aic**. A fácies **Ao** é interpretada como produto de correntes

subaquáticas, na maioria dos casos de pouca profundidade, sendo que a direção da assimetria da marca ondulada indica a direção local da corrente por ela responsável.

#### **Aib** – Arenitos com estratificação inclinada de baixo ângulo

A fácies **Aib** é constituída por 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). Além da estratificação de baixo ângulo, é frequentemente encontrada lineação primária de corrente. Esta fácies é interpretada como produto de correntes aquáticas em condições semelhantes às da fácies **Ap**, porém em leito não absolutamente plano, caracterizado por suaves elevações depositadas por acréscimo vertical e paralelas à lâmina d'água em regime de fluxo superior.

#### *II.6.2. Elementos arquiteturais*

As fácies sedimentares reconhecidas na área estudada foram agrupadas em conjuntos definidos como corpos com geometrias características e limitados por superfícies com significado genético, 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 da Bacia do Camaquã. Algumas das categorias ora empregadas são análogas àquelas utilizadas por Paim (1994), tendo-se optado pela nomenclatura de Miall (1996) traduzida e adaptada.

*Formas de leito conglomeráticas (FC):* Equivalente ao elemento **GB** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por camadas aparentemente lenticulares das fácies **Ce** e **Cp** e mais raramente **Cm**, com base erosiva e topo marcado por transição granulométrica para fácies arenosas. Representa barras longitudinais em sistemas fluviais dominados por carga de tração, e seu predomínio no topo da Formação Estância Santa Fé e nas formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo sugere sistemas fluviais entrelaçados para essas unidades, com diversos canais rasos separados por barras longitudinais formadas durante os picos de vazão.

*Formas de leito arenosas (FA):* Equivalente ao elemento **SB** de Miall (1985, 1996) e ao elemento **TCBS** (*trough cross-bedded sandstone sheet*) de Paim (1994), é caracterizado por corpos geralmente tabulares, raramente lenticulares em escala de afloramento, com espessura de até poucos metros, compreendendo as fácies **Aa** e **At**. A tabularidade é indicativa de geometrias canalizadas rasas e amplas, migração lateral rápida de canais ou fluxo desconfinado. A

ocorrência de intercalações com o elemento **FC** sugere a primeira hipótese, caracterizando sistemas de canais entrelaçados, como na porções superior da Formação Estância Santa Fé e nas formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo. Em outros casos, a associação com lençóis de arenitos laminados (elemento **LA**) sugere a hipótese de fluxo desconfinado, como no topo da Formação Seival e na transição entre as formações Arroio Umbu e Pedra do Segredo.

*Lençóis de conglomerados estratificados (LC)*: Caracterizado por geometrias tabulares e predomínio da fácies **Ce**, em associação com a fácies **Ap**, este elemento freqüentemente ocorre em ciclos granodecrescentes decimétricos a métricos. A geometria tabular persistente deste elemento arquitetural e 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 deste elemento à classificação de Miall (1985, 1996) baseia-se na constatação de Blair & Mcpherson (1994) de que processos tipo enchentes em lençol (*sheet flood*) são responsáveis por grande parte dos conglomerados estratificados de leques aluviais, e não apenas por depósitos arenosos de rios efêmeros.

*Canais fluviais (CF)*: Equivalente ao elemento **CH** de Miall (1985, 1996), é caracterizado na área estudada por corpos lenticulares de pequenas dimensões (poucos metros de largura) preenchidos por arenitos (fácies **Aa**, **At** ou **Al**), cortando o topo de formas de leito conglomeráticas (elemento **FC**). Nas unidades estudadas não são observáveis canais de grande porte, o que levou Paim (1994) a denominar este elemento de *Minor channel-fill (CHm)*. Este elemento é interpretado como resultado de erosão do substrato por fluxo turbulento durante o pico de vazão e posterior preenchimento da escavação durante a atenuação do fluxo, caracterizando grande variação da vazão, sugestiva de correntes efêmeras.

*Lençóis de arenitos laminados (LA)*: Equivalente ao elemento **LS** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por camadas tabulares decimétricas a métricas de grande extensão lateral (centenas de metros) das fácies **Ap** e/ou **Aib**, freqüentemente com lineação primária de corrente e, por vezes, com camadas tabulares da fácies **Ce** na base de ciclos granodecrescentes. Este elemento é interpretado como produto de fluxo desconfinado em condições próximas à velocidade crítica de regime de fluxo, em enchentes em lençol de leques aluviais ou sistemas fluviais efêmeros.

*Lobos de fluxo de detritos proximais (LP)*: Equivalente ao elemento **SG** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por lobos e camadas métricas a decamétricas tabulares da fácies **Dm** ou da fácies **Cm**, normalmente associadas ao elemento **LC**. É interpretado como produto de processos de fluxo de detritos, coesivos no caso de predomínio da fácies **Dm** e não coesivos no caso da fácies **Cm** com pouca matriz, depositados em sistemas de leques aluviais.

*Lobos de fluxo de detritos distais (LD)*: Este elemento é caracterizado por camadas lenticulares decimétricas da fácies **Lm**, por vezes amalgamadas, intercaladas a fácies de planície distal de sistemas fluviais efêmeros (elemento **PE**). Este elemento é interpretado como resultado de fluxo de detritos sem disponibilidade de seixos, ocorrido em porções distais de leques aluviais que adentram planícies dominadas por rios efêmeros axiais.

*Planícies distais de sistemas aluviais efêmeros (PE)*: É caracterizado por camadas tabulares predominantemente da fácies **H**, com ocorrência comum das fácies **Ao**, **SI**, **Pg**, **Alc**, **Ap** e subordinadamente **Am**, em camadas centimétricas a decimétricas, formando ciclos granodecrescentes métricos (comumente de 2 a 5 m) sobre contato brusco com níveis delgados (até 0,5 m) do elemento **FA**, geralmente representado por uma ou duas séries de estratificações cruzadas acanaladas, ou, mais freqüentemente, **LA**. O elemento **PE** geralmente é limitado no topo por contato erosivo com novo ciclo com **FA** ou **LA** na base, ou por intercalações de **LD**. O padrão dominante nesses pacotes é granodecrescente para o topo, com gradual passagem de um predomínio inicial das fácies **Ap** e **H** arenosa para um predomínio das fácies **Alc**, **Ao** e **H** e finalmente **SI**, **H** siltoso e **Pg**. Níveis gretados ocorrem nas películas argilosas da fácies **H** mesmo nas porções inferiores dos ciclos (Fig. 05I). As fácies de decantação (**SI**, **Pg**) e tração-decantação (**Alc**, **H**) indicam águas estagnadas, porém a freqüência de eventos de exposição subaérea (**Pg**) inviabiliza a interpretação de corpos estagnados permanentes. A recorrência de eventos de exposição e a associação deste elemento com depósitos de fluxo desconfinado de alta energia (elemento **LA** e camadas tabulares delgadas de **FA**), sugere um ambiente dominado por inundações fluviais periódicas, iniciadas como fluxo rápido e raso, passando a fluxo lento em desaceleração (fácies **Alc**). O fim de cada evento é marcado por estagnação e gretação após a evaporação e infiltração da água. A ciclicidade reconhecida provavelmente reflete variações autogênicas na disposição espacial dos elementos em cada evento, sendo as fácies do elemento **PE** equivalentes a porções distais dos elementos **FA**, **LA** ou **LD**.

*Corpos Lacustres (CL)*: A presença de conjuntos espessos (dezenas a centenas de metros) e lateralmente contínuos por centenas de metros da fácies **SI** com intercalações de **Alc** e



**Ao**, sem ocorrência de evidências de exposição subaérea (ausência da fácies **Pg**), caracteriza um elemento arquitetural formado por processos de decantação e aporte de areia em corpo de água estagnada relativamente perene, sendo interpretado como representativo de corpos lacustres. Este elemento predomina na porção inferior da Formação Seival, podendo representar um grande sistema lacustre com oscilações de nível de base (Paim 1994), e ocorre de forma restrita na Formação Arroio Umbu, onde apresenta relações espaciais com o elemento **PE** indicativas de pequenos corpos lacustres em uma planície aluvial distal.

### *II.6.3. Sistemas deposicionais*

A recorrência de sucessões sedimentares dominadas por um ou mais dos elementos arquiteturais descritos acima levou ao reconhecimento de cinco tipos de sistemas deposicionais na área estudada.

#### *III.6.3.1. Sistemas de leques aluviais*

Nas exposições próximas às paleobordas ativas da bacia nas formações Estância Santa Fé, Pedra do Segredo e Arroio Umbu ocorrem depósitos dominados pelos elementos **LC** (lençóis de conglomerados estratificados) e, secundariamente, **LP** (lobos de fluxo de detritos proximais), com ocorrência localizada de **FC** (formas de leito conglomeráticas). Tal associação reflete o predomínio de processos do tipo enchentes em lençol conglomeráticas, como descrito por Blair & McPherson (1994) e Blair (1999<sup>a</sup>), localmente com maior proporção de fluxos de detritos, indicando sistemas de leques aluviais (Blair & McPherson 1994, Blair 1999<sup>b</sup>).

#### *III.6.3.2. Sistemas fluviais entrelaçados*

O predomínio dos elementos **FA** (formas de leito arenosas) e **FC** (formas de leito conglomeráticas), com ocorrência de **LA** e **CF**, caracteriza um segundo tipo de sistema deposicional, dominante nas porções superiores da Formação Estância Santa Fé, nas porções intermediária e superior da Formação Serra dos Lanceiros e na porção intermediária da Formação Pedra do Segredo. A geometria tabular a lenticular do elemento **FA**, com predomínio de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, e sua relação com lentes esparsas de **FC**, sugerem sistemas fluviais arenosos com barras longitudinais conglomeráticas e canais amplos e rasos, caracterizando sistemas fluviais entrelaçados (Miall 1996). Em dois níveis estratigráficos, equivalentes ao topo da Formação Serra dos Lanceiros e às porções superiores da Formação Pedra do Segredo nas proximidades do Alto de Caçapava do Sul, predominam conglomerados, com relações de corte entre os elementos **FC** e **CF** (canais fluviais), com **FA** subordinado. Tal associação sugere maior capacidade de transporte, em

sistemas fluviais entrelaçados conglomeráticos. A ausência de macroformas de acréscimo frontal e a presença de estruturas de corte e preenchimento, indicativas de ciclos de atenuação de energia, associadas a intercalações de LA, interpretadas como produtos de fluxo desconfinado, implicam em grande variação de vazão e ausência de canais perenes profundos, sugerindo sistemas fluviais efêmeros, de forma semelhante aos sistemas efêmeros areno-conglomeráticos do Grupo Guaritas (Paim 1994 e Cap. III do presente volume).

#### III.6.3.3. Sistemas fluviais efêmeros desconfinados

Nas porções superiores das formações Seival e Arroio Umbu ocorrem depósitos arenosos dominados por arenitos finos a médios dos elementos FA (formas de leito arenosas) e LA (lençóis de arenitos laminados), dispostos em sucessões homogêneas de dezenas a centenas de metros. As geometrias são tabulares e ocorrem localmente estruturas de corte e preenchimento (elemento CF – canais fluviais). Interpreta-se um predomínio de fluxo desconfinado, em correntes rápidas e rasas, sugerindo deposição em planícies de rios efêmeros arenosos, semelhantes aos descritos por Tunbridge (1981,1984).

#### III.6.3.4. Sistemas fluviais efêmeros distais

Nas porção intermediária a superior da Formação Seival e na Formação Arroio Umbu ocorrem depósitos caracterizados por intercalações métricas dos elementos PE (planícies distais de rios efêmeros), LA (lençóis de arenitos laminados), LD (lobos de fluxo de detritos distais), CL (corpos lacustres) e FA (formas de leito arenosas), este em corpos isolados de até 5 m de espessura, com geometria tabular a lenticular. Tal associação indica deposição por tração em eventos de enchentes, seguida por atenuação do fluxo e finalmente decantação e ressecamento, sugerindo deposição em planícies de inundação distais de sistemas fluviais efêmeros (Tunbridge 1981, 1984, Olsen 1989), com corpos lacustres isolados e aporte ocasional de fluxo de detritos derivado das escarpas adjacentes. A associação implica em um caráter terminal para o sistema (sem o aporte do sistema fluvial em um corpo d'água), porém não há indícios de aumento de dispersão das paleocorrentes para jusante, indicativo do padrão distributário de sistemas do tipo leques terminais (*sensu* Kelly & Olsen 1993).

Essas mesmas sucessões foram interpretadas como depósitos de deltas lacustres por Paim (1994) e como uma associação de planícies de marés por Almeida (2001).

#### III.6.3.5. Sistema Lacustre

A porção inferior a intermediária da Formação Seival apresenta predomínio do elemento CL (corpos lacustres), sem intercalações expressivas de outros elementos. Esta característica

sugere a presença de um grande sistema lacustre, dominando a paleogeografia da sub-bacia nesse intervalo. A passagem dessa sucessão para uma sucessão mais arenosa para o topo, caracterizando progradação, levou Paim (1994) a interpretar a segunda como um sistema de deltas lacustres, porém as evidências aqui apresentadas sugerem uma interpretação alternativa, como discutido abaixo.

#### *II.6.4. Ciclicidade*

A passagem gradual dos sistemas de rios efêmeros distais para sistemas efêmeros arenosos e por fim areno-conglomeráticos ocorre em dois grandes ciclos que compreendem, respectivamente, as formações Seival-Serra dos Lanceiros (Fig. 06) e Arroio Umbu-Pedra do Segredo (Figs. 07 e 08), formados por ciclos menores de dezenas de metros de espessura. Tais ciclos de caráter granocrescente foram interpretados por Paim (1994) como indício de progradação deltaica em lagos com variações de alta frequência do nível de base, responsável pelos eventos de exposição e gretação. Almeida (2001) interpretou os ciclos granocrescentes como progradação de delta de cabeceira em um sistema estuarino dominado por marés. Sistemas deltaicos, entretanto, apresentam granocrescência em função da progressiva diminuição da lâmina d'água e conseqüente aumento da capacidade de transporte, e os ciclos do Grupo Santa Bárbara são caracterizados por fácies com exposição subaérea desde o início do aporte arenoso, pois a passagem da sucessão dominada por fácies de decantação da Formação Seival para a sucessão com intercalações de arenitos e pelitos gretados é brusca.

Assim, os dois ciclos granocrescentes maiores do Grupo Santa Bárbara apresentam fácies de exposição sub-aérea desde suas porções inferiores, indicando que o aumento da granulação não reflete diminuição progressiva da batimetria.

Alternativamente, sugere-se que a granocrescência reflita um aumento de capacidade de transporte de sistemas aluviais, com a deposição de sistemas com características mais proximais sobre os distais. A origem de tal padrão, bem como da superfície relativamente brusca que separa os dois ciclos, é discutida a seguir.

### **II.7. Seqüências deposicionais em sucessões aluviais**

#### *II.7.1. Considerações teóricas*

Sucessões dominadas por sistemas deposicionais aluviais são um caso particular em que a aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências exige algumas adaptações. A identificação do nível de base, definido como a superfície que separa uma região com

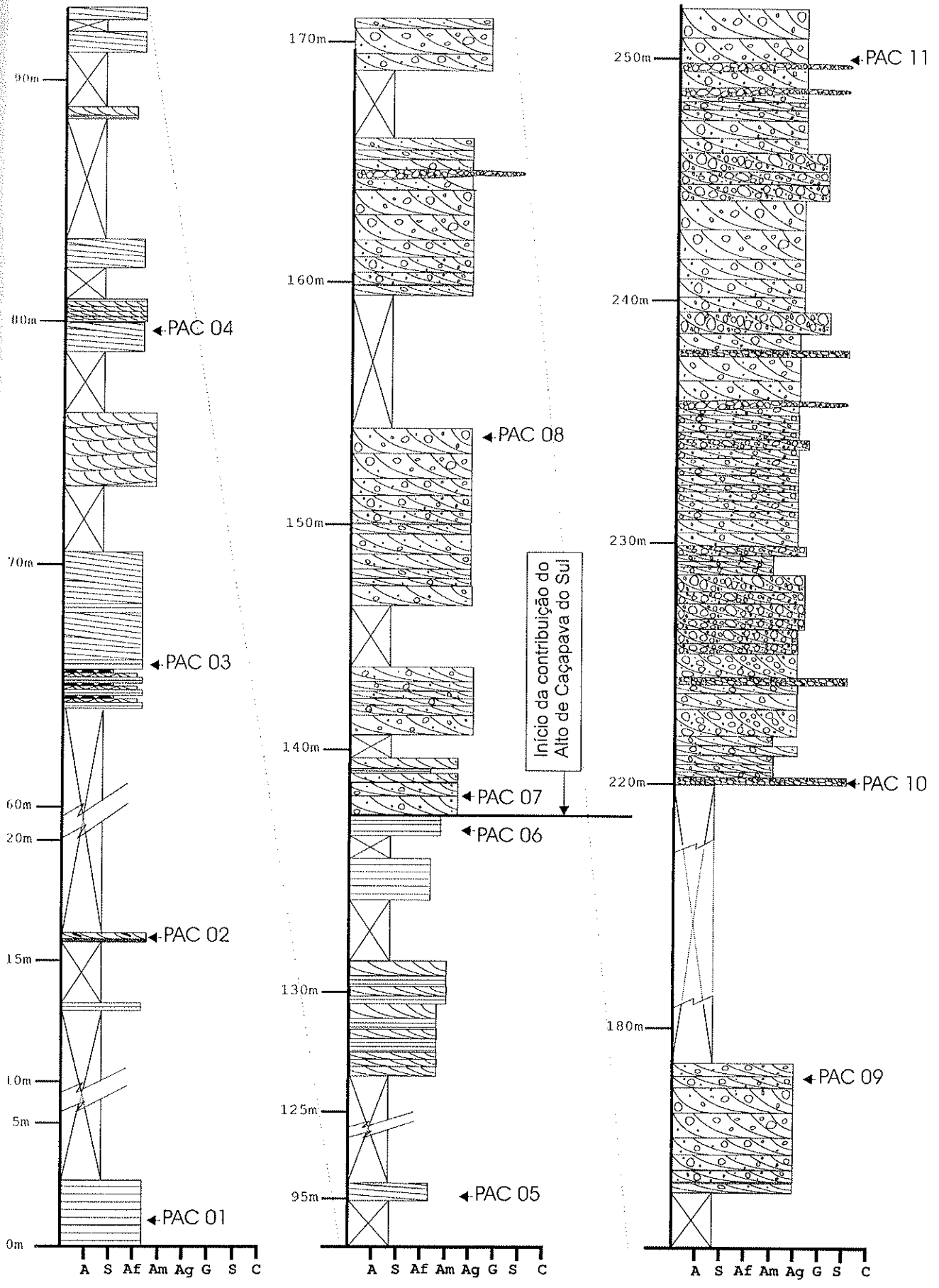
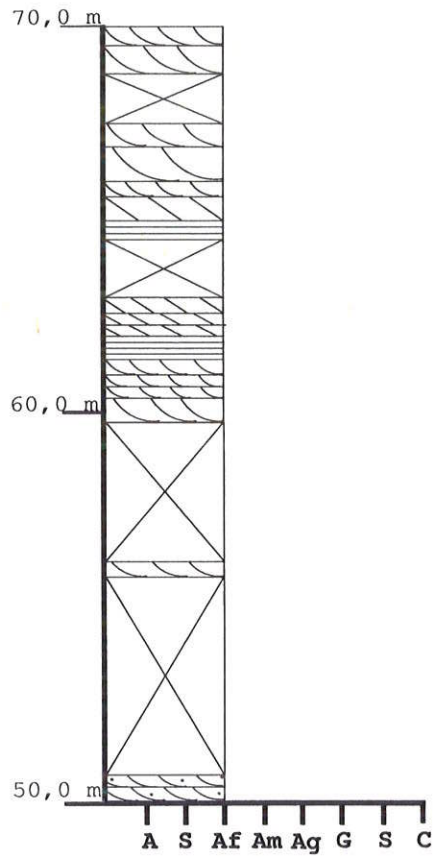
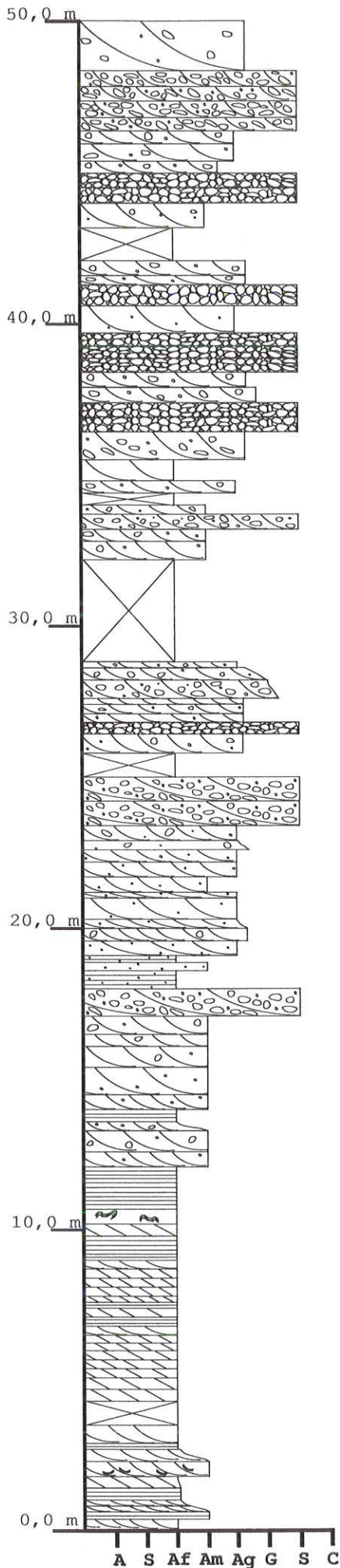









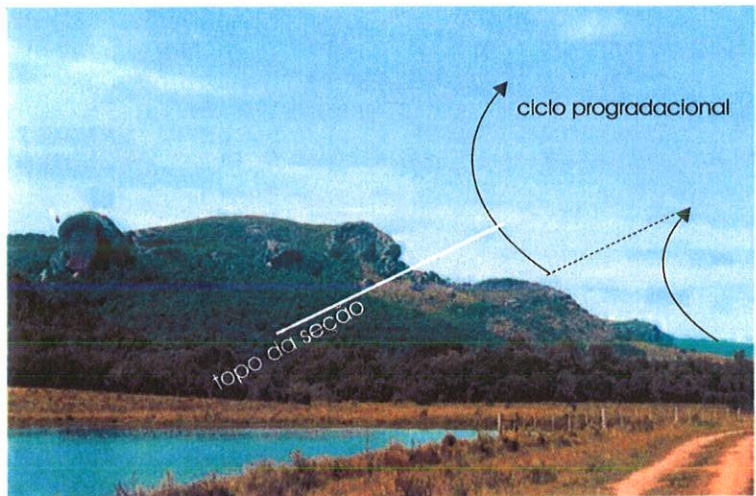


Fig. 06: Seção colunar da Formação Serra dos Lanceiros, com indicação da posição das amostras utilizadas na análise de proveniência microscópica (Fig. 12). Para legenda dos símbolos utilizados na seção, ver Fig. 07.

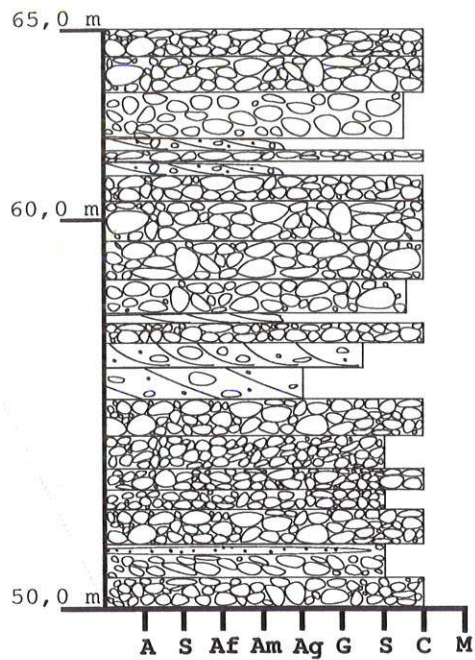
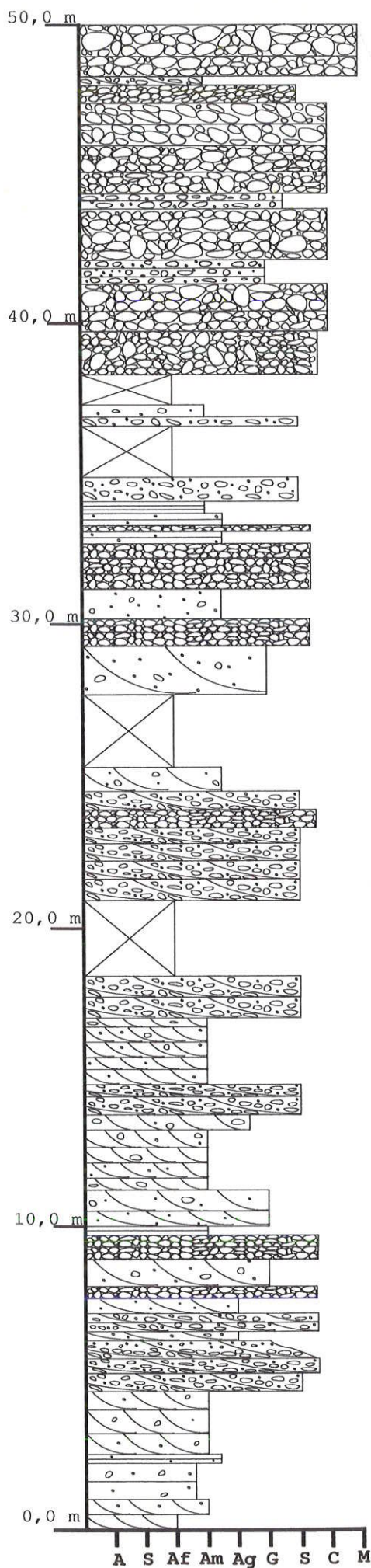


-  Fácies heterolíticas com convoluções por fluidificação (H)
-  Arenito com laminação plano-paralela (Ap)
-  Arenito maciço (Am)
-  Arenito com estratificação cruzada tabular (At)
-  Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)
-  Conglomerado com estratificação plano-paralela (Ce)
-  intraclastos de argila
-  grânulos e seixos esparsos
-  não aflora

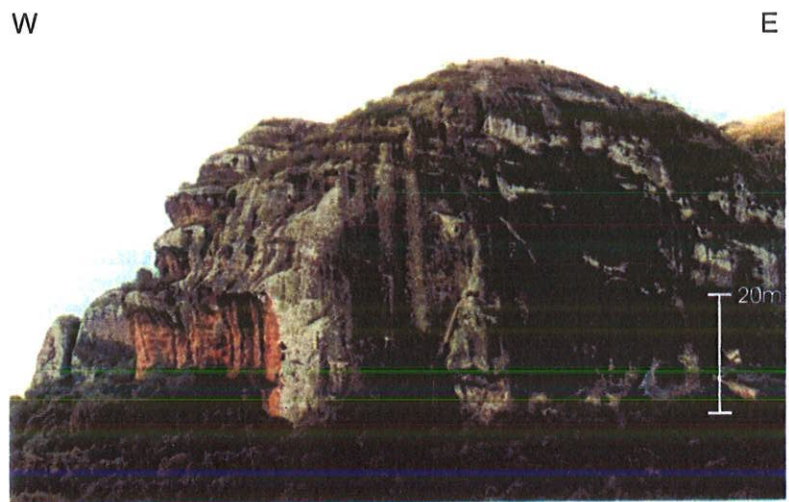


**Fig. 07:** Seção colunar da porção inferior da Formação Pedra do Segredo, revelando um ciclo granocrescente completo e início de outro. Tais ciclos compõem um ciclo granocrescente maior. Foto da escarpa medida no canto inferior direito. Modificado de Justo (2003).





- Arenito com estratificação plano-paralela (Ap)
- Arenito com estratificação cruzada tabular (At)
- Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)
- Conglomerado com estratificação plano-paralela (Ce)
- Conglomerado maciço (Cm)
- grânulos e seixos esparsos
- não aflora



**Fig. 08:** Seção colunar da porção intermediária da Formação Pedra do Segredo, com padrão granocrescente (correspondente ao segundo ciclo da Fig. 07). Canto inferior direito: escarpa medida (Pedra do Segredo). Modificado de Justo (2003).

predomínio de deposição de outra onde predomina erosão, com o nível do mar ou de lagos demonstra que o modelo original do grupo da Exxon (Posamentier *et al.* 1988, Jervey 1988) não atribui muita relevância aos sistemas fluviais, depositados acima do nível do mar.

O resgate do conceito de perfil de equilíbrio fluvial de Davis (1902) e Mackin (1948), definido como o perfil longitudinal ideal no qual um rio transporta toda sua carga sedimentar e não erode seu leito, permitiu a adaptação dos conceitos de nível de base e espaço de acomodação para sistemas fluviais (Quirk 1996). O conceito de perfil de equilíbrio baseia-se na hipótese de que a declividade que uma corrente fluvial deve ter, em um determinado ponto de sua trajetória, para que não deposite nem eroda seu leito é função inversa da vazão e direta do volume de sedimento e da granulação do sedimento transportado. Como a vazão geralmente aumenta para jusante (pela confluência de correntes menores) e a granulação diminui no mesmo sentido (por perda progressiva de capacidade de transporte), a justaposição das declividades ideais ao longo da trajetória do rio compõe uma curva que tende a tangenciar a horizontal em sua porção distal. Tal curva é o perfil de equilíbrio do sistema. Caso o curso real de uma corrente esteja acima de seu perfil de equilíbrio, como nos trechos de cabeceira dos rios, ocorre erosão até que o perfil de equilíbrio seja atingido. Caso o curso real esteja abaixo do perfil de equilíbrio, ocorre deposição.

A forma da curva de perfil de equilíbrio é dada por fatores internos ao sistema deposicional (vazão, carga sedimentar e granulação), controlados principalmente pelo clima e por características litológicas e estruturais das áreas-fonte. Já a posição vertical do perfil e sua extensão longitudinal são controladas pela posição da desembocadura, que é função das variações relativas do nível do mar ou sistema lacustre final. Assim, as curvas de eustasia e subsidência controlam a taxa de variação de espaço de acomodação dos sistemas fluviais, dada por modificações no perfil de equilíbrio.

Outra particularidade é a dificuldade de reconhecimento de limites de seqüências em sucessões aluviais, que geralmente contêm muitas superfícies erosivas que representam limites entre conjuntos de canais e não necessariamente eventos de queda do nível de base. Tais eventos são caracterizados pela migração do perfil de equilíbrio para uma posição vertical inferior ao leito do sistema fluvial, implicando em incisão de canais e abandono de áreas de interflúvio. Assim, a principal característica de limites de seqüências em sistemas aluviais é o desenvolvimento de paleossolos (McCarthy & Plint 1998, McCarthy *et al.* 1999, Miall & Arush 2001).

As variações nas taxas de geração de espaço de acomodação em períodos de subida do nível de base apresentam efeitos em sistemas aluviais que vão além da migração longitudinal de depósitos proximais e distais. A capacidade de transporte de fração grossa é muito sensível a

modificações na declividade, pois altas taxas de geração de espaço de acomodação implicam em aprisionamento da fração grossa nas áreas de montante (Marr *et al.* 2000, Paola 1988, Paola *et al.* 1992). Da mesma forma, como já observado por Blair & Bilodeau (1988), conglomerados em regiões centrais de uma bacia indicam períodos de estabilidade tectônica, pois taxas menores de subsidência permitem que os sistemas aluviais acumulem sedimentos a taxas maiores que a taxa de elevação do perfil de equilíbrio, resultando em aumento da capacidade de transporte e progradação.

Em períodos de rápida elevação do perfil de equilíbrio, equivalentes aos tratos transgressivos de sucessões marinhas e costeiras, as regiões mais distais dos sistemas aluviais são caracterizadas por deposição de fração mais fina e por aumento significativo da razão entre depósitos de planícies de inundação e depósitos de canais (Wright & Marriot 1993, Shanley & McCabe 1994).

#### *II.7.2. O caso do Grupo Santa Bárbara*

Com base nas considerações expostas acima, pode-se interpretar a recorrência cíclica de depósitos de rios entrelaçados, com predomínio de fácies de canais e presença de conglomerados (formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo), e depósitos distais de sistemas aluviais efêmeros, dominados por planícies de inundação (formações Seival e Arroio Umbu), como resultado de variações da relação entre as taxas de sedimentação e de geração de espaço de acomodação.

As sucessões com predomínio de fácies de planícies de inundação e menor proporção de fácies de canais podem ser interpretadas como resultado de maiores taxas de subsidência, já que a ausência de depósitos costeiros afasta a hipótese de influência eustática, ou de menores taxas de aporte sedimentar, possivelmente em função de climas mais secos. As sucessões com predomínio de fácies fluviais areno-conglomeráticas refletem menores taxas de subsidência e/ou maior aporte. Como os depósitos de rios entrelaçados do Grupo Santa Bárbara não apresentam fácies preservadas de estagnação e exposição sub-aérea, sua intercalação cíclica com depósitos de planícies de rios efêmeros distais poderia ser interpretada como consequência de variação climática, sendo as sucessões com predomínio de depósitos arenosos correspondentes a climas mais úmidos e as sucessões de planícies de rios efêmeros a climas mais secos. Entretanto, a resposta sedimentar prevista para variações nas taxas de subsidência é semelhante e mais adequada para a escala dos ciclos reconhecidos no Grupo Santa Bárbara, de centenas a milhares de metros e provavelmente da ordem de milhões de anos.

Tal modelo de controle tectônico pela subsidência nos padrões de variação da granulação e evolução dos sistemas deposicionais é aplicado também ao Grupo Guaritas (Cap. III) e, no



caso do Grupo Santa Bárbara, é integrado às informações sobre a evolução do Alto de Caçapava do Sul, visando o reconhecimento da influência do soerguimento deste alto estrutural interno à bacia na sedimentação das unidades superiores do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

## **II.8. Tectônica e sedimentação**

### *II.8.1 Relações entre o Alto de Caçapava do Sul e o Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental*

Estudos realizados por Almeida (2001) revelam que o limite leste da Sub-Bacia Camaquã Ocidental com as rochas do embasamento, expostas no Alto de Caçapava do Sul, possui características distintas em diferentes níveis estratigráficos. Na Formação Seival e na porção inferior da Formação Serra dos Lanceiros, fácies de planícies aluviais distais estão em contato tectônico diretamente com metassedimentos do embasamento, sendo deformadas nas proximidades da falha (Fig. 03). Já os níveis estratigráficos superiores apresentam um marcante padrão de variação lateral de fácies, que tornam-se mais conglomeráticas em direção à borda da bacia. Isto sugere o surgimento de um alto topográfico, aproximadamente coincidente com o atual limite da bacia, no tempo da deposição das unidades superiores do Grupo Santa Bárbara.

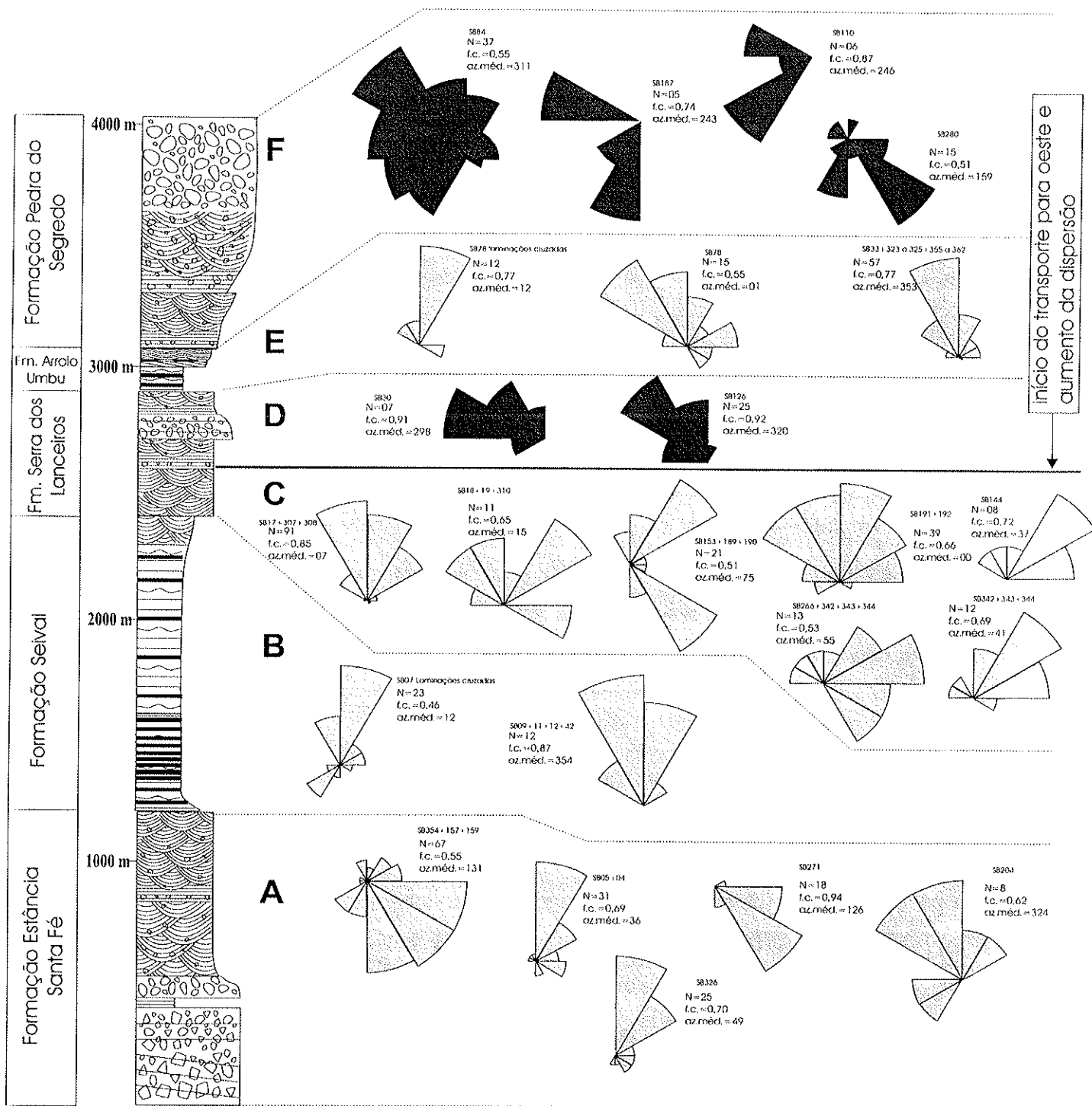
A hipótese de soerguimento do Alto de Caçapava do Sul simultaneamente à deposição do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental foi sugerida por tais relações de campo e testada através de análises de proveniência e paleocorrentes, discutidas a seguir.

### *II.8.2. Paleocorrentes*

Medidas de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, além de laminações cruzadas, foram utilizadas na reconstituição dos padrões de transporte sedimentar nos diferentes níveis estratigráficos do Grupo Santa Bárbara em sua área-tipo, e revelaram modificações correlacionáveis ao evento de ativação responsável pelo soerguimento do Alto de Caçapava do Sul.

Com exceção dos depósitos relacionados à denudação da borda oeste, principalmente na sucessão de topo da Formação Estância Santa Fé, que revelam transporte transversal ao eixo da bacia (Fig. 09A), as unidades inferiores ao primeiro nível portador de seixos da Formação Serra dos Lanceiros apresentam paleocorrentes para norte (Figs. 09B e 09C), interpretadas como resultado do estabelecimento de planícies aluviais com transporte paralelo ao eixo da bacia, freqüentes em bacias tipo hemi-graben (Leeder & Gawthorpe 1987, Gawthorpe & Leeder 2000).

A partir do primeiro nível conglomerático da Formação Serra dos Lanceiros surge uma



**Fig. 09:** Paleocorrentes do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, separadas por nível estratigráfico. Rosetas claras indicam transporte axial para norte ou transversal para leste. Rosetas escuras indicam transporte transversal para oeste ou axial para sudeste, exclusivo dos níveis estratigráficos superiores. N = número de medidas, f.c.=fator de consistência, az. med= azimuth do vetor médio. Para a distribuição dos dados de paleocorrentes em mapa, ver Fig. 03.

componente de transporte para oeste, relacionada à denudação de um alto a leste (Fig. 09D). A Formação Arroio Umbu, que apresenta variação lateral de fácies sugestiva da presença de um alto próximo a leste, com depósitos de leques aluviais junto ao Alto de Caçapava do Sul, apresenta paleocorrentes para norte em suas fácies distais (Fig. 09E), indicando a continuidade do padrão de transporte sedimentar axial simultâneo à progradação transversal dos leques. A Formação Pedra do Segredo registra um grande aumento na dispersão de paleocorrentes, e uma modificação significativa no transporte da bacia, com paleocorrentes axiais para sul ou sudeste nas fácies distais (arenitos de sistemas fluviais efêmeros desconfinados) e para oeste ou noroeste nas fácies proximais expostas no topo da unidade (arenitos e conglomerados de sistemas fluviais entrelaçados e de leques aluviais) (Fig. 09F). Dessa forma, as paleocorrentes sugerem a presença do Alto de Caçapava do Sul desde o topo da Formação Serra dos Lanceiros, responsável pelo aumento da dispersão e pelo estabelecimento de uma componente de transporte para oeste (Fig. 09).

### II.8.3. Proveniência macroscópica

A comparação entre os litotipos encontrados em seixos no Grupo Santa Bárbara e as rochas hoje aflorantes no Alto de Caçapava do Sul permitiu um teste independente da hipótese de soerguimento do alto durante a deposição da unidade. As rochas encontradas no Alto de Caçapava do Sul são predominantemente plutônicas e metamórficas de baixo grau, principalmente filitos, muscovita xistos, rochas metavulcânicas e metavulcano-sedimentares do Terreno Rio Vacacaí e granitóides róseos, com predomínio de sienogranitos e monzogranitos médios, com foliação de fluxo e milonitização local, do *stock* de Caçapava do Sul. Além desses litotipos, rochas metacarbonáticas ocorrem na borda leste do Alto de Caçapava do Sul, em contato com sucessões do Supergrupo Camaquã na Sub-Bacia Camaquã Central (Ribeiro 1970).

As áreas-fonte que ocorrem a sul e oeste das exposições do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental incluem, nas regiões proximais, rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e básicas da Formação Acampamento Velho e do Grupo Bom Jardim, além de rochas sedimentares siliciclásticas do Grupo Maricá e granitóides dos *stocks* de Lavras do Sul, Jaguari e Santo Afonso, que distinguem-se do Granito Caçapava do Sul por granulação mais grossa, textura maciça e ocorrência local de textura *rapakivi*. A sul da bacia, hoje afloram também filitos, metavulcânicas e metavulcano-sedimentares e gnaisses do Terreno Rio Vacacaí, além de gnaisses do embasamento paleoproterozóico (Cráton Rio de La Plata). Considerando-se que as atuais exposições da Bacia do Camaquã refletem eventos de deformação posteriores (ver Cap. IV) e que a área original da bacia estendia-se por grandes distâncias para norte, sul e provavelmente oeste, tais unidades antigas deveriam apresentar-se parcial ou totalmente

recobertas por unidades do Supergrupo Camaquã ao tempo da deposição do Grupo Santa Bárbara.

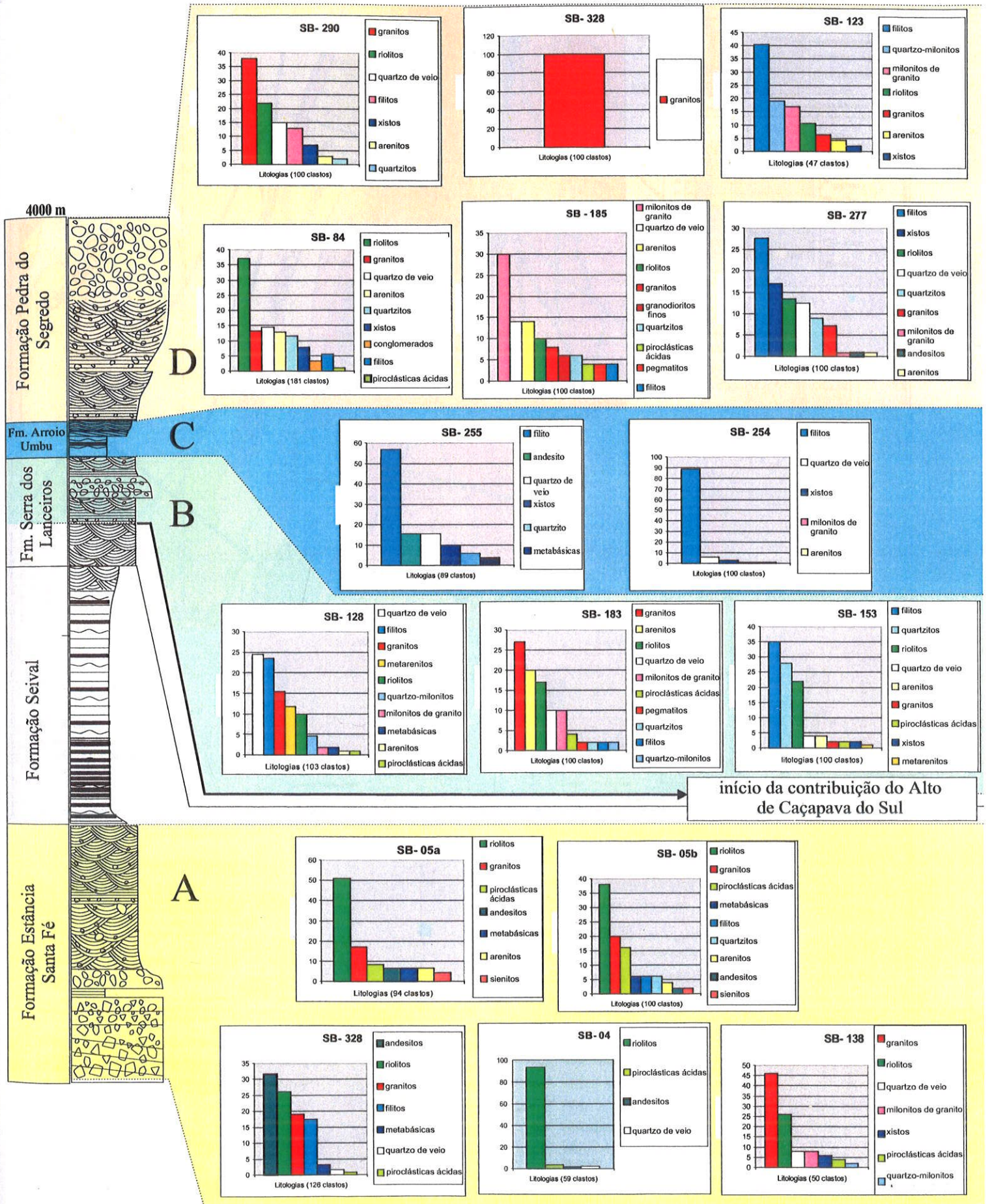
Desta forma, a proveniência dos seixos e calhaus da Formação Estância Santa Fé apresenta grande predomínio de rochas vulcânicas do próprio Supergrupo Camaquã (Fig. 10A), com contribuição relevante de rochas granitóides (possivelmente derivadas dos granitos relacionados ao vulcanismo, *e.g.* Lavras do Sul e Jaguari) e participação muito limitada de litotipos metamórficos do Terreno Rio Vacacaí e do Cráton Rio de La Plata.

Após o início da Formação Seival, a primeira camada conglomerática que permite a contagem de 100 clastos maiores que 1 cm encontra-se na porção superior da Formação Serra dos Lanceiros. Assim, não foi realizada análise de proveniência macroscópica do intervalo entre o início da Formação Seival e a porção intermediária da Formação Serra dos Lanceiros, porém cabe ressaltar que, dentre os grânulos dos níveis de areia grossa da Formação Seival e os seixos esparsos das porções inferior e intermediária da Formação Serra dos Lanceiros predominam amplamente litotipos vulcânicos e granitóides, e não foi encontrado nenhum clasto de filito ou xisto, sugerindo a ausência de fontes proximais de tais litologias, pouco resistentes ao transporte por longas distâncias.

A primeira sucessão conglomerática da Formação Serra dos Lanceiros, na porção superior da unidade, apresenta ainda predomínio de granitos e vulcânicas (Fig. 10B), porém são encontrados alguns grânulos e seixos pequenos de filito. As fácies distais da Formação Arroio Umbu também apresentam grânulos de filito e a origem de tal contribuição fica clara na análise da proveniência das sucessões proximais conglomeráticas dessa unidade, nas quais filitos e xistos perfazem a maior parte dos clastos (Fig. 10C), embora vulcânicas da Formação Hilário possuam destaque local. Como a Formação Arroio Umbu apresenta um marcante padrão de aumento da granulometria em direção ao atual limite da bacia e proveniência praticamente exclusiva de litologias do Alto de Caçapava do Sul, interpreta-se que a paleoborda da bacia nessa época localizava-se próxima ao limite atual, e portanto o Alto de Caçapava do Sul já havia soerguido.

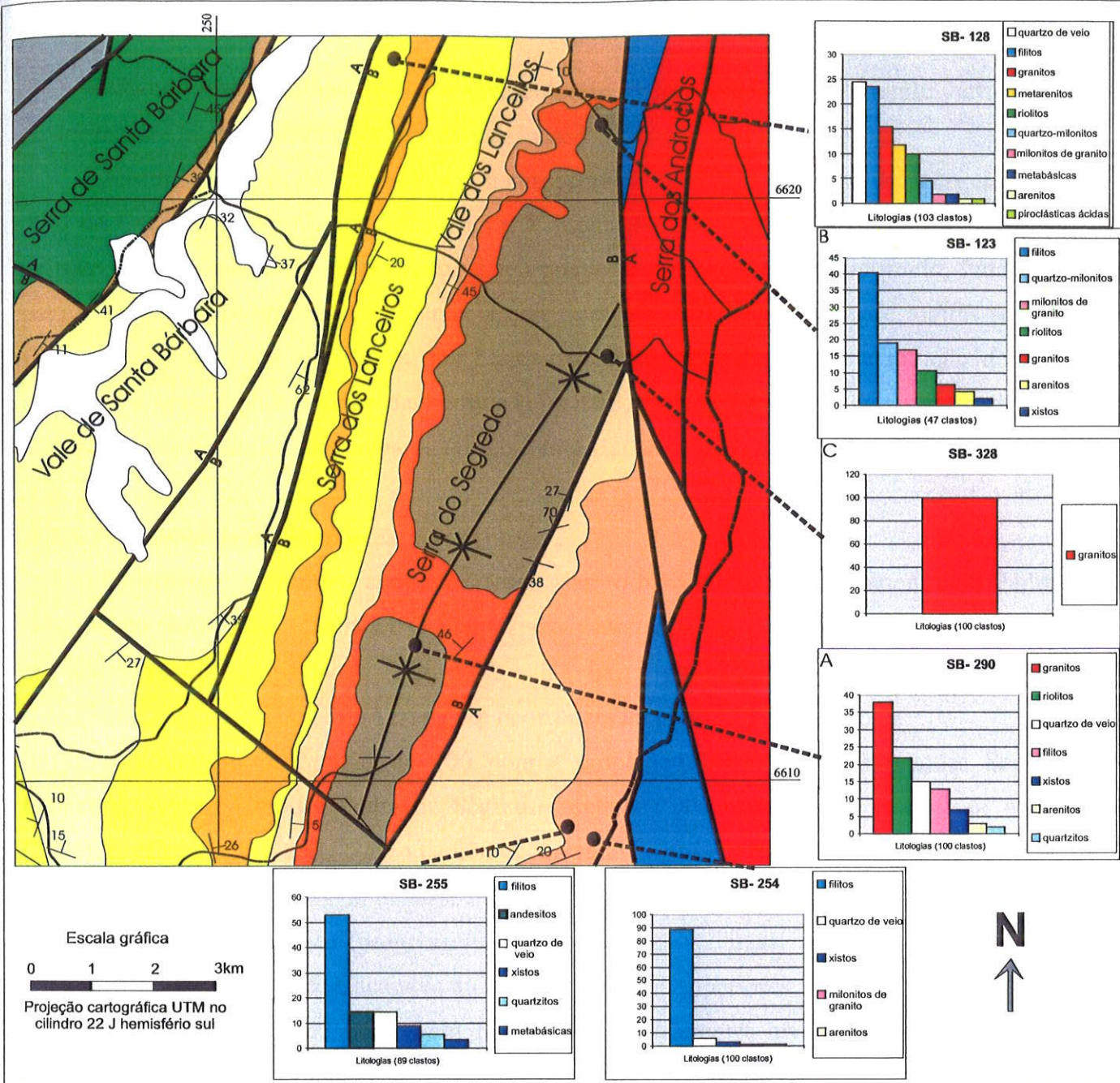
A proveniência macroscópica da Formação Pedra do Segredo revela um progressivo aumento da contribuição de rochas graníticas correlacionáveis ao Granito Caçapava do Sul, que chegam a 100% em depósitos de leques aluviais proximais do topo da unidade (Fig. 10D). Tal padrão sugere que a exposição completa do Granito Caçapava do Sul deu-se após a denudação de suas encaixantes metamórficas de baixo grau, de níveis crustais mais rasos. A variação da proveniência macroscópica ao longo do limite entre o Alto de Caçapava do Sul e a Sub-Bacia Camaquã Ocidental revela a correspondência direta entre os seixos dos conglomerados de cada estação de amostragem e os litotipos aflorantes em áreas imediatamente adjacentes do alto (Fig.





**Fig. 10:** Diagramas percentuais de proveniência macroscópica de conglomerados e arenitos conglomeráticos do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, separados por nível estratigráfico. Sucessões com fundo cinza (Formação Seival e intervalo inferior da Formação Serra dos Lanceiros) não possuem seixos. Para a distribuição da proveniência em mapa, ver Fig. 11.





- Depósitos aluviais quaternários
- GRUPO SANTA BÁRBARA**
- Formação Pedra do Segredo**
  - Conglomerados arenosos estratificados e conglomerados monomíticos, maciços, de matações
  - Arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada
- Formação Arroio Umbu**
  - Arenitos finos com estratificação cruzada acanalada
  - Intercalações de siltitos e arenitos finos micáceos; ritmitos arenosos e arenitos finos bem selecionados
  - Conglomerados e arenitos conglomeráticos
- Formação Serra dos Lanceiros**
  - Conglomerados arenosos com estratificação plano-paralela
  - Arenitos grossos a médios, por vezes com seixos, com abundante estratificação cruzada acanalada
- Formação Seival**
  - Arenitos muito finos a finos, micáceos, siltitos amarronzados e ritmitos arenosos
- Formação Estância Santa Fé**
  - Conglomerados arenosos com estratificação plano-paralela e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada

- GRANITO CAÇAPAVA DO SUL**
    - Monzogranitos e sienogranitos, por vezes miloníticos
  - FM. ACAMPAMENTO VELHO**
    - Riolitos e Piroclásticas ácidas
  - GRUPO MARICÁ**
    - Arenitos, arenitos conglomeráticos e siltitos
  - EMBASAMENTO METAMÓRFICO**
    - Rochas metasedimentares e metavulcânicas
- 22 Mergulho do acampamento
- Estrada asfaltada
- Estrada de acesso local
- Falha
- Falha normal
- Bloco baixo
- Bloco alto
- Eixo de sinclinal

**Fig. 11:** Mapa geológico da porção centro-leste da Sub-Bacia Camaquã Ocidental com localização de pontos análise de proveniência macroscópica derivada do Alto de Caçapava do Sul. Notar correspondência entre litotipos aflorantes no alto e proveniência de depósitos adjacentes. Modificado de Almeida (2001). Detalhe da Fig. 03.

11), indicando que as falhas de borda apresentaram rejeitos predominantemente verticais, sem deslocamento lateral entre depósitos e áreas-fonte.

Assim, a análise de proveniência macroscópica sustenta a hipótese de soerguimento do Alto de Caçapava do Sul simultaneamente à deposição do Grupo Santa Bárbara, porém não permite a identificação do nível estratigráfico preciso em que o evento teve início, fundamental para a avaliação da resposta sedimentar a esse soerguimento. A presença de alguns seixos de filito no topo da Formação Serra dos Lanceiros sugere que alguma contribuição do alto já ocorria, e a grande contribuição de arenitos (Fig. 10B) pode ser interpretada como evidência da denudação das unidades inferiores do Grupo Santa Bárbara depositadas sobre o alto.

#### *II.8.4. Proveniência microscópica*

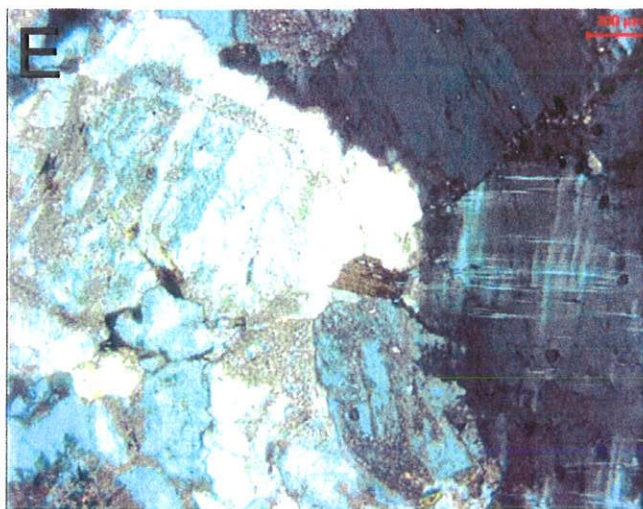
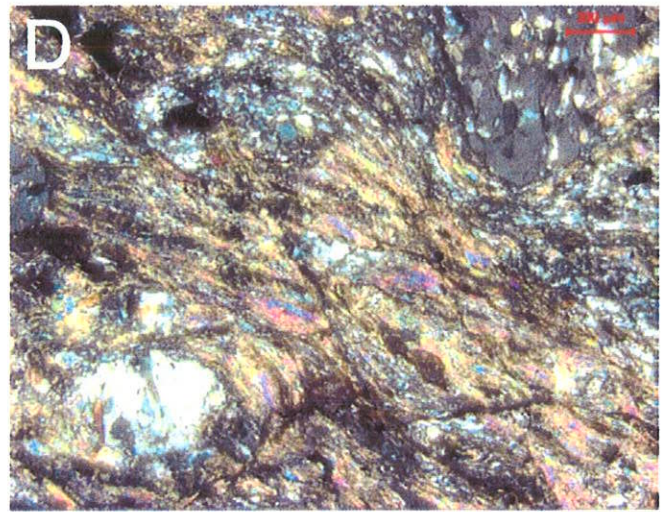
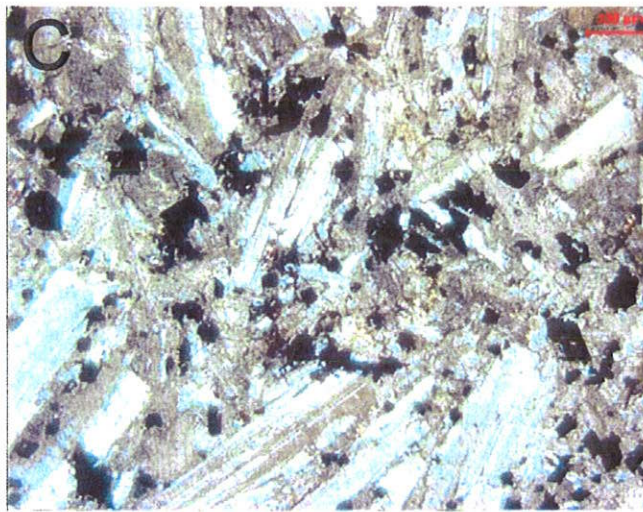
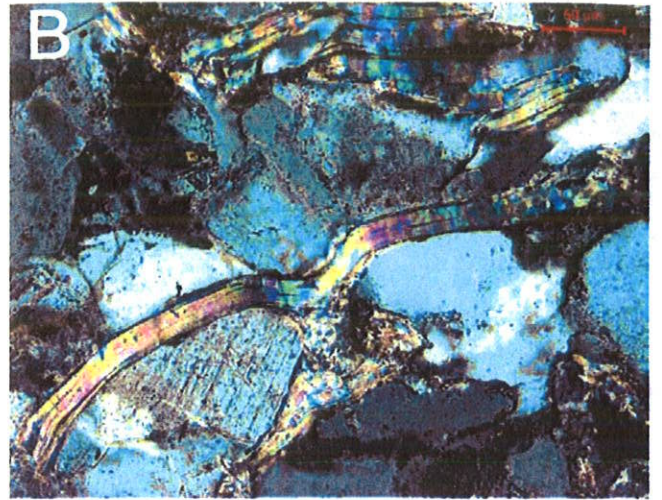
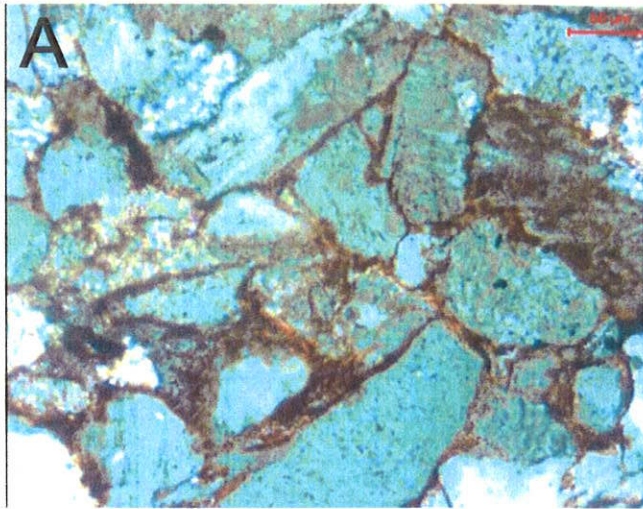
Os arenitos e arenitos conglomeráticos das formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental são caracterizados por imaturidade mineralógica, elevado grau de compactação (Fig. 12A e B), baixa porosidade e abundância de cimento ferruginoso e carbonático (Fig. 12A), com ocorrência local de cimento silicoso.

A contagem preliminar de 100 pontos em cinco lâminas das formações Serra dos Lanceiros, Arroio Umbu e Pedra do Segredo, realizada por Justo (2003) e Justo & Almeida (2004), revelou consistência com o padrão encontrado na análise de proveniência macroscópica, com presença de litoclastos de metassedimentos (filitos e xistos) já no topo da Formação Serra dos Lanceiros e aumento progressivo da contribuição dessas rochas e de granitóides correlacionáveis ao Granito Caçapava do Sul nas unidades superiores.

A contagem de 300 pontos em 10 lâminas de diferentes níveis estratigráficos entre o topo da Formação Seival e o topo da Formação Serra dos Lanceiros, aqui apresentada (Figs. 13 e 14), permitiu o reconhecimento do intervalo estratigráfico equivalente ao início da contribuição do Alto de Caçapava do Sul como fonte para o Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental. O nível estratigráfico interpretado como correspondente ao início da contribuição do alto (Figs. 13 e 14) é caracterizado por uma diminuição brusca da proporção relativa de fragmentos derivados de rochas vulcânicas (Fig. 12C), pelo início de proporção significativas de rochas metamórficas de baixo grau (Fig. 12D) e de rochas sedimentares intrabaciais (Fig. 12F), e pelo aparecimento de fragmentos líticos correlacionáveis ao Granito Caçapava do Sul (Fig. 12E), além do surgimento de contribuição expressiva de microclínio e diminuição de plagioclásio.

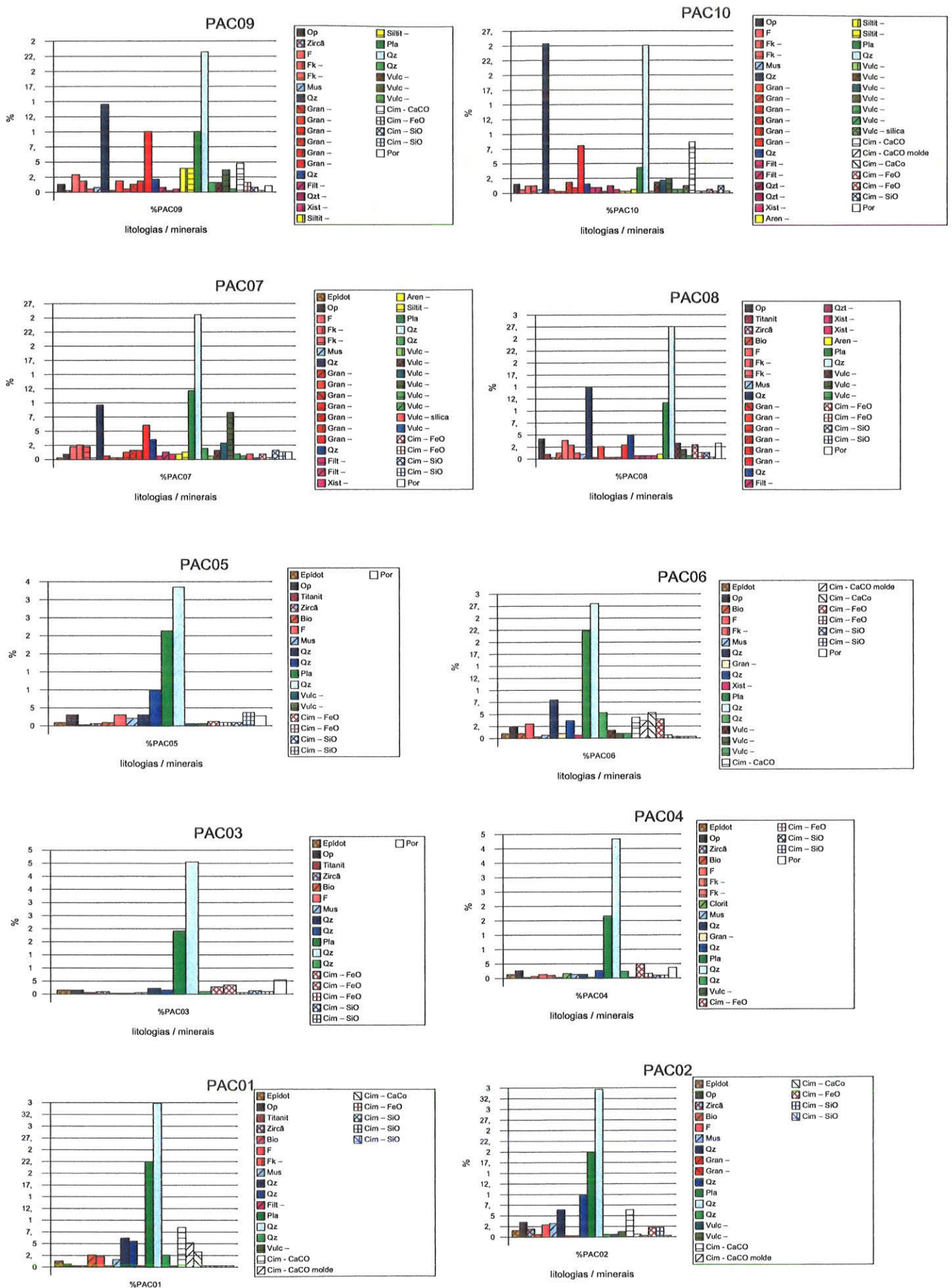
O nível estratigráfico equivalente a essa mudança de proveniência não coincide com um limite de unidades litoestratigráficas, pois encontra-se dentro da Formação Serra dos Lanceiros, porém equivale a uma modificação das fácies sedimentares marcada pelo aparecimento dos



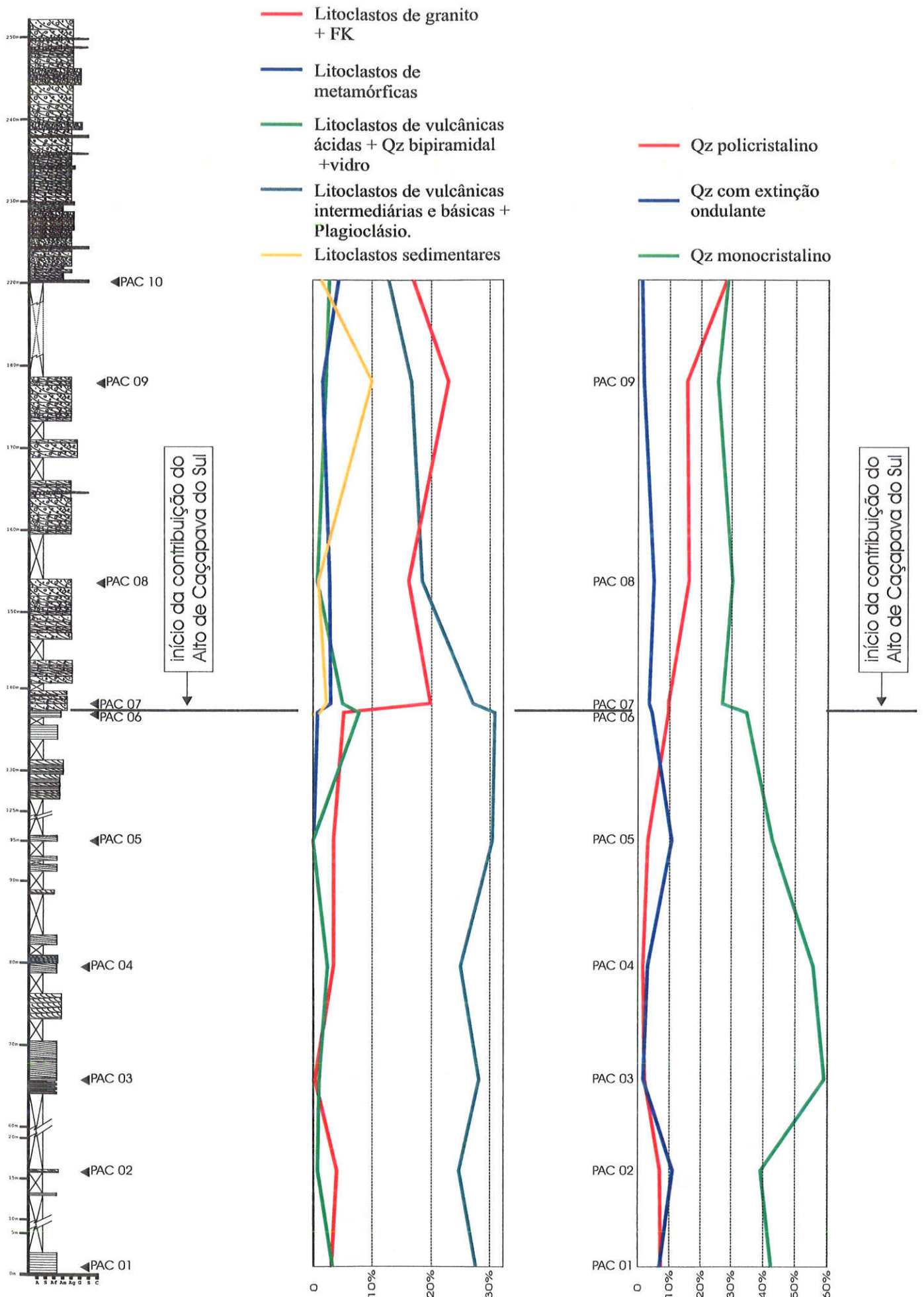


**Fig. 12:** Fotomicrografias de arenitos e arenitos conglomeráticos das formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo. A - aspecto geral de arenito feldspático com cimento ferruginoso e carbonático, B - detalhe de muscovita detrítica deformada pela compactação, C - litoclasto de vulcânica básica, D - litoclasto de muscovita xisto, E - litoclasto de granito tipo Caçapava do Sul, F - litoclasto de siltito. Figs. B, D e E com polarizadores cruzados.





**Fig. 13:** Diagramas de contagem de pontos, em malha regular, em lâminas delgadas de arenitos da Formação Serra dos Lanceiros. Minerais dentro de litoclastos são designados pela litologia-sigla do mineral. Para localização estratigráfica dos pontos, ver Fig. 06.



**Fig. 14:** Curvas de evolução da proveniência na Formação Serra dos Lanceiros, com destaque para a modificação de fonte entre os pontos PAC06 e PAC07, coincidente com o primeiro nível portador de seixos (ver figura 06). Localização na seção geral na Fig. 04.

primeiros seixos e o início da sucessão conglomerática dessa formação (Fig. 14). Tal modificação coincidente de fácies e proveniência pode sugerir um limite de sequências, hipótese segundo a qual a base da sucessão conglomerática seria equivalente a um limite erosivo gerado por um evento de queda do nível de base. Entretanto, o padrão progradação da sucessão desde antes da modificação da proveniência (Fig. 06) e a tendência de aumento da contribuição de fragmentos correlacionáveis ao Alto de Caçapava do Sul após esse limite (Fig. 10) indicam que o surgimento de fácies conglomeráticas no mesmo nível que registra a modificação da proveniência é resultado de um processo progressivo de soerguimento do alto e progradação de sistemas aluviais para oeste (Fig. 09).

Cabe ressaltar que para a comparação entre os dados de proveniência macro e microscópica deve-se atentar para a diferença de método. A contagem de 100 seixos em um afloramento registra a frequência de ocorrência, sem qualquer consideração sobre proporções em área ou volume das diferentes litologias, devido à heterogeneidade de tamanhos dos clastos contados. Já o método Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966, Dickinson 1970) de análise microscópica é baseado na contagem de uma malha de pontos fixa, com repetição no caso de mais de um nó corresponder ao mesmo grão, e o registro não só da composição do litoclasto mas também do mineral nele contido, correspondente ao ponto. Desta forma, a análise de proveniência microscópica realizada registra as frequências, na seção delgada, dos diferentes minerais ou litologias em área, compensando o efeito da variação granulométrica. Assim, a análise de proveniência microscópica é um melhor indicador da proporção da contribuição de diferentes áreas-fonte.

#### *II.8.5. Resposta estratigráfica ao soerguimento do Alto de Caçapava do Sul*

Os dados apresentados acima sugerem que o início da erosão das rochas do embasamento da Bacia do Camaquã no Alto de Caçapava do Sul deu-se durante a deposição da Formação Serra dos Lanceiros, pois fragmentos de litotipos correlacionáveis a tais rochas aparecem nas sucessões superiores desta formação e aumentam sua contribuição em unidades posteriores. O reconhecimento do nível estratigráfico equivalente ao evento de soerguimento, coincidente com o primeiro nível de arenito conglomerático (Figs. 09, 10 e 14), permite avaliar a resposta sedimentar às modificações na bacia causadas por tal evento.

Blair & Bilodeau (1988) introduziram a idéia de que eventos de ativação tectônica resultam em aumento instantâneo da subsidência em bacias distensionais, transcorrentes e de ante-país e, posteriormente, aumento do aporte sedimentar pela denudação dos altos, modelo também proposto por Heller *et al.* (1988) para bacias de ante-país. Desta forma, cunhas clásticas com material grosso seriam resultados tardios da ativação, e fácies finas seriam o registro



imediatamente do tectonismo. Esse modelo tem sido aplicado por diversos autores para a interpretação de superfícies estratigráficas e padrões de empilhamento em bacias controladas por tectônica ativa (e.g. Heller & Paola 1989, Hartley 1993, Castle 2001, Martins-Neto *et al.* 2001, Jo 2003, Capuzzo & Wetzel 2004).

De acordo com as considerações tecidas no item II.7, a superfície basal da Formação Arroio Umbu, que marca a passagem brusca de depósitos fluviais conglomeráticos (Formação Serra dos Lanceiros) para depósitos de rios efêmeros distais dominados por planícies de inundação (Formação Arroio Umbu), corresponde ao período de maior geração de espaço de acomodação da sucessão superior do Grupo Santa Bárbara, equivalendo às superfícies de inundação marinha de sistemas costeiros de Wagoner *et al.* (1988). Assim, a superfície basal da Formação Arroio Umbu seria, de acordo com o modelo de Blair & Bilodeau (1988), a melhor candidata a equivalente temporal do soerguimento do Alto de Caçapava do Sul, sendo o padrão granocrescente da Formação Pedra do Segredo resultado da progradação tardia das cunhas clásticas derivadas do alto. As evidências de contribuição detrítica do Alto de Caçapava do Sul abaixo dessa superfície e a coincidência do início de tal contribuição com um nível conglomerático e com a mudança no padrão de paleocorrentes revelam que características particulares de um evento de ativação tectônica podem modificar o padrão teórico.

Dois hipóteses são sugeridas para explicar a divergência dos dados em relação ao modelo teórico:

1 - Parte ou toda a área da Sub-Bacia Camaquã Ocidental pode ter sofrido os efeitos do soerguimento do alto como uma diminuição nas taxas de subsidência, pois este soerguimento, alimentado pela presença do corpo granítico de Caçapava do Sul, pode ter causado domeamento de uma área maior quando o corpo encontrava-se em profundidade e apenas posteriormente limitar-se à área que viria a ser o Alto de Caçapava do Sul, com a definição da falha mestra em caráter rúptil. A definição da falha mestra isolaria a região da bacia dos efeitos do soerguimento do alto e o aumento da taxa de subsidência previsto no modelo de Blair & Bilodeau (1988) passaria a ocorrer. Segundo essa hipótese, o soerguimento do alto na forma de um domo resultaria na contribuição de fragmentos de metassedimentos no topo da Formação Serra dos Lanceiros, e a diminuição da taxa de subsidência pelo domeamento seria responsável pela diminuição das taxas de geração de espaço de acomodação e conseqüente aumento da granulação, como discutido no item II.6.1. O próprio padrão granocrescente das formações Seival e Serra dos Lanceiros (desde sua base) pode ser resultante dessa diminuição da taxa de subsidência, causada pelo domeamento antes das rochas do embasamento chegarem a aflorar, durante a erosão de sedimentos depositados anteriormente.

2 - O efeito inicial do soerguimento do Alto de Caçapava do Sul pode ter sido um

aumento local do aporte sedimentar, seja por captura do sistema de drenagem que alimentava toda a Bacia do Camaquã para a área restrita da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, seja pelo efeito da erosão de sedimentos depositados anteriormente sobre o alto, que resultam em significativo aumento do aporte sedimentar pela facilidade de denudação de material pouco litificado.

As duas hipóteses não são antagônicas, podendo ter ocorrido a combinação dos dois processos. A hipótese de captura do sistema de drenagem para a Sub-Bacia Camaquã Ocidental pode ser testada pela correlação com sucessões da Sub-Bacia Camaquã Central, que neste caso apresentariam evidências de diminuição do aporte sedimentar causada pelo evento de soerguimento.

Seja qual for o mecanismo, pode-se concluir que há estreita relação entre as modificações dos sistemas deposicionais aluviais da Sub-Bacia Camaquã Ocidental e o evento de soerguimento do Alto de Caçapava do Sul, sugerindo que a passagem de sistemas mais arenosos e conglomeráticos para sistemas com mais evidências de exposição subaérea, que poderia ser interpretada como resultado direto de modificações climáticas, é resultado da modificação na distribuição espacial de fácies de um grande sistema de rios efêmeros em consequência de modificações nas taxas de subsidência.

Os dados e interpretações expostos levam à revisão do modelo de Blair & Bilodeau (1988), pois as particularidades do evento tectônico responsável pelo soerguimento de um alto podem levar a resultados diversos do aumento da subsidência previsto pelo modelo, como soerguimento ou diminuição da subsidência de diferentes áreas da bacia em diferentes tempos. Deve-se salientar que o modelo de Blair & Bilodeau (1988) considera reativação de falhas de borda da bacia, e não de altos internos, e desta forma desconsidera a importância de modificações no aporte sedimentar decorrentes de mudanças geográficas locais, principalmente o provável aumento de aporte pela erosão de sedimentos depositados anteriormente. Caso a reativação tectônica seja posterior ao início da fase de subsidência termal (McKenzie 1978), mesmo falhas de borda, já recobertas por sedimentos pós-*rift*, podem ser responsáveis pelo aumento de aporte derivado de sedimentos previamente depositados.

## II.9. Conclusões

O mapeamento litofaciológico do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano da Bacia do Camaquã, RS) em sua área-tipo permitiu identificar cinco formações que compõem o grupo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental. Análises de fácies, elementos arquiteturais, paleocorrentes e proveniência macro e microscópica levaram à caracterização de depósitos de leques aluviais, de rios efêmeros distais e de sistemas fluviais entrelaçados, além de depósitos lacustres e

permitiram reconhecer a influência do evento tectônico responsável pelo soerguimento do Alto de Caçapava do Sul nas variações laterais e verticais desses sistemas deposicionais.

A hipótese de soerguimento do alto simultaneamente à subsidência da bacia (Almeida 2001) foi corroborada pela análise de proveniência macro e microscópica, que revela a presença, nas unidades superiores do grupo, de fragmentos derivados das rochas hoje aflorantes no alto, principalmente metassedimentos de baixo grau e litotipos correlacionáveis ao *stock* granítico de Caçapava do Sul.

O caráter predominantemente normal da falha que limita a sub-bacia do Alto de Caçapava do Sul é indicado pela variação lateral da proveniência nos níveis superiores do Grupo Santa Bárbara, que demonstra a correspondência direta entre os seixos dos conglomerados de cada estação de amostragem e os litotipos aflorantes em áreas imediatamente adjacentes do alto (Fig. 11), indicativa da ausência de deslocamento lateral entre as áreas-fonte e os depósitos e, portanto, da ausência de movimentação transcorrente significativa da falha mestra.

O nível estratigráfico equivalente ao início da contribuição detrítica do Alto de Caçapava do Sul, determinado por análise de proveniência macro e microscópica, corresponde à base do primeiro intervalo conglomerático da Formação Serra dos Lanceiros (Figs. 10, 13 e 14), no qual também o padrão de paleocorrentes sofre modificação, com início de uma componente de transporte para oeste (Fig. 09). Esta constatação contraria a previsão de coincidência entre a superfície de inundação da base da Formação Arroio Umbu e o evento de reativação da falha de borda, baseada no modelo de Blair & Bilodeau (1988). Tal divergência do modelo permite considerar particularidades no processo de soerguimento do alto que levaram à progradação na bacia e, portanto, a um aumento da taxa de aporte sedimentar em relação à taxa de geração de espaço de acomodação.

A posição central do *stock* granítico de Caçapava do Sul no alto homônimo, do qual perfaz aproximadamente 50% da área exposta, em conjunto com sua idade de cristalização, entre 555 Ma e 550 Ma (Sartori & Kawashita 1985, Nardi & Bitencourt 1989, Leite *et al.* 1995), próxima à idade estimada para o início da deposição do Grupo Santa Bárbara, sugerem que a colocação do granito teve relação com o soerguimento do alto.

Dois hipóteses são sugeridas para explicar a progradação simultânea ao soerguimento do alto: (i) esse soerguimento afetou, inicialmente, uma área maior que a área limitada pela falha rúptil dos estágios posteriores, causando diminuição da taxa de subsidência da bacia, de forma contrária ao modelo de Blair & Bilodeau (1988) que prevê aumento da subsidência durante o soerguimento de altos; (ii) os estágios iniciais de soerguimento foram acompanhados por um aumento do aporte sedimentar, seja pela erosão de sedimentos inconsolidados previamente



depositados sobre a área soerguida, seja por captura do sistema de drenagem alimentador de toda a bacia para a área menor da então isolada Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

As duas hipóteses sugeridas consideram as particularidades de um evento de soerguimento de alto interno a uma bacia distensional, contrastando com modelos de resposta sedimentar à reativação de altos adjacentes. Entretanto, a constatação da possibilidade de aumento do aporte pela erosão de sedimentos depositados sobre o alto antes da reativação tem implicações para casos de reativação de altos adjacentes após o início da subsidência termal, que implica em aumento da área de uma bacia distensional e deposição para além da falha mestra da fase de subsidência mecânica (McKenzie 1978).

Por fim, pode-se concluir que as variações de sistemas deposicionais de grande escala (centenas a milhares de metros) encontradas no Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental podem ser interpretadas como resultado de variações das taxas de subsidência e de aporte sedimentar, controladas pela evolução tectônica da área.

### III. REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DO GRUPO GUARITAS (EOCAMBRIANO, RS) E DISTINÇÃO ENTRE CONTROLES CLIMÁTICOS E TECTÔNICOS EM SUA EVOLUÇÃO

#### III.1. Introdução

O Grupo Guaritas é a unidade de topo do Supergrupo Camaquã, que ocorre na região centro-sul do Rio Grande do Sul, no Alto Estrutural de Rio Grande (Milani & Thomaz Filho 2000), e depositou-se em uma bacia distensional do tipo *rift* (Fragoso-Cesar 1991, Fragoso-Cesar *et al.* 1999, Paim 2002). Sua área aflorante, que detém, em parte, os contornos originais da bacia, é uma faixa de direção NNE-SSW, largura em torno de 50 km e extensão superior a 150 km (suas extremidades são encobertas por depósitos permianos da Bacia do Paraná), na qual o Grupo Guaritas ocorre tectonicamente alojado entre os altos do embasamento da Serra das Encantadas e de Caçapava do Sul, localmente recobrindo o último (Fig. 02). Além dos flancos do *rift*, o embasamento do Grupo Guaritas aflora a sul, sendo constituído por complexos metamórficos e plutônicos das estruturas brasileiras da região, incluindo o flanco ocidental do Cinturão Dom Feliciano e seu limite com o Terreno Rio Vacacaí, além do extremo setentrional do Cráton do Rio de La Plata (Fragoso-Cesar 1980, 1991). As estruturas tectônicas desse embasamento foram reativadas diversas vezes, durante e após a instalação do *rift* (Cap. IV).

Além de rochas metamórficas e plutônicas, o Grupo Guaritas sobrepõe mais de 10 km de sucessões não-metamórficas, rutilmente deformadas, das unidades mais antigas do Supergrupo Camaquã, dispostas em camadas com direções em torno de NNE-SSW e mergulhos variáveis entre 20° e 50°, localmente sub-verticais. Tais sucessões, depositadas na Bacia do Camaquã durante o Ediacarano, compõem as seguintes unidades: Grupo Maricá (siliciclástico), Grupo Bom Jardim (vulcano-sedimentar), Formação Acampamento Velho (vulcânica) e Grupo Santa Bárbara (siliciclástico). Simultaneamente à sedimentação do Grupo Santa Bárbara, a Bacia do Camaquã foi compartimentada em três sub-bacias: Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental (ver Cap. II), sendo que a estruturação da Sub-Bacia Camaquã Central coincide com a do *rift* ao tempo da deposição do Grupo Guaritas.

O Grupo Guaritas é constituído por uma espessa sucessão (mais de 1000 m) de arenitos conglomeráticos, conglomerados, ritmitos psamo-pelíticos e arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte. A composição de seus arenitos é essencialmente arcoseana, variando para litoarenitos de acordo com a proveniência. Interpreta-se uma origem continental para todas as unidades do Grupo Guaritas (*e.g.* Robertson 1966, Ribeiro 1970, Fragoso-Cesar 1984, Lavina *et al.* 1985, Paim 1994, Paim *et al.* 2002).

O presente trabalho apresenta uma revisão do empilhamento estratigráfico desse grupo, motivada pelo reconhecimento de importantes falhas que cortam as principais seções geológicas da unidade e não foram consideradas em trabalhos anteriores. As interpretações dos sistemas deposicionais são também revistas e aprofundadas e é proposto um modelo para as variações verticais dos sistemas deposicionais baseado na influência de controles tectônicos nas taxas de subsidência, sobrepostos por controles climáticos em algumas das formações.

### III.2. Trabalhos Anteriores

Robertson (1966) definiu a Formação Guaritas na serra homônima, situada imediatamente a norte das Minas do Camaquã. Ribeiro & Lichtenberg (1978), retomando uma subdivisão informal de Ribeiro (1970), propuseram, em referência às localidades Passo da Guarda Velha e Passo da Varzinha "(...) a formalização de dois membros: Camadas Guarda Velha (parte inferior) constituídas predominantemente por detritos rudáceos, onde avultam brechas de tálus e fanglomerados que lateralmente graduem para arenitos arcóscicos grosseiros e Camadas Varzinha (parte superior) individualizadas por arenitos vermelhos, siltitos e argilitos intercalados, formando camadas de grande continuidade lateral" (pg. 2456).

Outra unidade posteriormente incorporada à Formação Guaritas, inicialmente cartografada como Formação Santa Bárbara por Ribeiro *et al.* (1966), é composta pelos arenitos com estratificação cruzada de grande porte que afloram no morro da Pedra Pintada e regiões a leste das Minas do Camaquã. Esta unidade foi reconhecida como eólica pelos então professores do Curso de Pós-Graduação do IG-UFRGS Dr. Renato Rodolfo Andreis e Dr. Gerardo Bossi em 1979. Arenitos análogos foram mapeados e descritos por Becker & Fernandes (1982), e posteriormente reconhecidos e estudados em diversas outras exposições (Fragoso-Cesar 1984, Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985, Lavina *et al.* 1985, Faccini *et al.* 1987). Independentemente da categoria estratigráfica adotada, a designação Pedra Pintada (Arenitos Pedra Pintada de Fragoso-Cesar 1991) foi consagrada para referir-se a essa unidade (*e.g.* Paim *et al.* 1995, 2002, Fragoso-Cesar *et al.* 1999).

A Formação Guaritas foi elevada à categoria de grupo por Fragoso-Cesar *et al.* (1999), equivalente ao Alogrupo Guaritas proposto por Paim (1994) e Paim *et al.* (1995, 2002).

Os principais modelos estratigráficos para o Grupo Guaritas, elaborados após as contribuições de Robertson (1966) e Ribeiro *et al.* (1966), tiveram por base os cortes geológicos ao longo da BR-392 e da região das Minas do Camaquã, com áreas mapeadas pequenas e restritas a esta última região (*e.g.* Silva-Filho 1997). A abundância de falhas que afetam a unidade (Cap. IV) e a repetição de litofácies aluviais em vários níveis estratigráficos têm levado

à elaboração de colunas distintas por diferentes autores. As principais diferenças entre tais colunas prendem-se, em essência, a três pontos: (i) a posição estratigráfica dos arenitos eólicos, (ii) a relação das sucessões sedimentares com o magmatismo associado à esta unidade (Suíte Intrusiva Rodeio Velho) e (iii) a posição estratigráfica e correlações entre as sucessões, compostas por fácies semelhantes, de arenitos conglomeráticos da Serra do Apertado e da Serra das Guaritas.

Quanto à posição estratigráfica dos arenitos eólicos, Paim *et al.* (1995, 2002) relacionaram esta unidade, então denominada Aloformação Pedra Pintada, à base do Alogrupo Guaritas, enquanto Fragoso-Cesar *et al.* (1999) a consideraram, sob a designação de Formação Pedra Pintada, como intermediária no Grupo Guaritas. Outra unidade discutida nesses trabalhos, denominada Aloformação ou Formação Varzinha, foi considerada como estratigraficamente superior nessas duas propostas.

O magmatismo associado à evolução do Grupo Guaritas é outro tema controverso. Desde Ribeiro *et al.* (1966), rochas máficas (“andesíticas”) são consideradas como derrames, reunidas e definidas sob o conceito de Membro Rodeio Velho, com arenitos associados então correlacionados à Formação Santa Bárbara e posteriormente identificados com o Grupo Guaritas (Fragoso-Cesar *et al.* 1984). No entanto, na localidade-tipo (Rincão do Rodeio Velho, região das Minas do Camaquã) suas relações com as unidades inferiores do Grupo Guaritas são claramente intrusivas (Silva Filho *et al.* 1996, Silva Filho 1997, Fambrini 1998), assim como em todas as principais exposições da unidade, levando Fragoso-Cesar *et al.* (1999) a proporem a utilização do termo Suíte Intrusiva Rodeio Velho.

Com relação às sucessões de arenitos conglomeráticos, Ribeiro *et al.* (1966) e Ribeiro (1970) reconheceram uma sucessão basal, em discordância angular sobre o Grupo Santa Bárbara, sotoposta a uma sucessão psamo-pelítica. Tais sucessões foram denominadas respectivamente Camadas Guarda Velha e Camadas Varzinha por Ribeiro & Lichtenberg (1978). Paim (1994) e Paim *et al.* (1995, 2002) incluíram as sucessões das áreas tipo de ambas unidades na Aloformação Varzinha, considerada como a unidade superior do Alogrupo Guaritas, acima da Aloformação Pedra Pintada. Fragoso-Cesar *et al.* (1999) resgataram a proposta de Ribeiro & Lichtenberg (1978) no tocante à posição das Camadas Guarda Velha, redefinidas como formação.

Interpretações de ambientes deposicionais para as unidades do Grupo Guaritas foram sugeridas na maioria dos trabalhos, desde Robertson (1966) que reconheceu brechas de *talus* e conglomerados de leques aluviais (fanglomerados), passando por Ribeiro *et al.* (1966) que foram os primeiros a reconhecer depósitos fluviais e de deltas lacustres, além dos leques aluviais. As fácies eólicas foram primeiramente descritas por Becker & Fernandes (1982) e

fácies marinhas costeiras por Faccini *et al.* (1987). Fragoso-Cesar (1984), Fragoso-Cesar *et al.* (1984, 1985) e Lavina *et al.* (1985) detalharam a interpretação dos ambientes deposicionais de todas as unidades de cobertura da região, caracterizando os depósitos de canais fluviais de rios entrelaçados, de planície eólica e de deltas lacustres da Formação Guaritas.

Paim (1994), em tese de doutoramento sobre todo o Supergrupo Camaquã, detalhou as fácies e as interpretações dos processos sedimentares, com destaque para as sucessões eólicas do Grupo Guaritas e para as sucessões com intercalações pelíticas, interpretadas como deltaicas, dos grupos Santa Bárbara e Guaritas.

Paim (1994) descartou a interpretação de ambiente costeiro de Faccini *et al.* (1987), considerando as mesmas fácies como de interdunas úmidas, e aprimorou os modelos de deposição aluvial e eólica, além de propor uma subdivisão da unidade com base na aloestratigrafia (Paim *et al.* 1992, Paim 1994, Paim *et al.* 1995). Paim (1995) procurou reconstituir a paleogeografia da unidade com base nos depósitos aluviais e Paim (1996) abordou especificamente as fácies eólicas, enfatizando a presença de interdunas úmidas. De Ros *et al.* (1994) realizaram análise das condições de diagênese e compactação de arenitos da denominada Sequência Guaritas, e deduziram um ambiente semi-árido de deposição.

Trabalhos sobre arquitetura deposicional das sucessões eólicas da Pedra Pintada seguiram-se à tese inédita de Paim (1994), destacando as interações eólico-fluviais (Paim *et al.* 2002, Paim & Scherer 2003, Scherer *et al.* 2003, Teixeira *et al.* 2004).

A espessura máxima do Grupo Guaritas foi estimada em torno de 800 m por Paim (1994), com base em seções geológicas. Lopes *et al.* (1999), considerando a sondagem CPQ-1-RS na região da Guarda Velha, estipulam que esta espessura é superior a 385 m. No presente trabalho consideramos uma espessura superior a 1100 m para a unidade.

### **III.3. Métodos**

O presente trabalho baseia-se em uma revisão do empilhamento estratigráfico e das interpretações sobre os ambientes deposicionais das unidades que compõem o Grupo Guaritas para caracterizar a influência de modificações climáticas e de controles tectônicos nos padrões de variação vertical de sistemas deposicionais. Para tanto, foram realizadas análises de fácies de acordo com os critérios de Reading (1986), Miall (1990, 2000) e Walker (1992), além de análises de paleocorrentes e elementos arquiteturais (*sensu* Miall 1985, 1996) das principais exposições do Grupo Guaritas, acompanhadas pela medição de seções colunares de detalhe (camada a camada) de exposições contínuas em escarpas naturais e pela descrição de seções geológicas ao longo das principais vias de acesso da área.

A correlação entre as seções colunares permitiu o reconhecimento das principais superfícies estratigráficas limitantes de conjuntos geneticamente relacionados e a caracterização de ciclos de sedimentação de origem alogênica (*sensu* Miall 2000), nos quais as modificações nos sistemas deposicionais são causadas por fatores externos, principalmente clima e tectônica. Ciclos autogênicos, causados pela migração de elementos dentro de um sistema deposicional, foram reconhecidos pela caracterização de variações laterais equivalentes à ciclicidade vertical, indicadas por correlações entre seções colunares adjacentes, análise de elementos arquiteturais em fotomosaicos (Miall 1991) e, em um caso específico, pelo método geofísico de tomografia elétrica. Para a obtenção de um resultado compatível com a resolução das análises de elementos arquiteturais em afloramentos, foram usados os arranjos de eletrodos pólo-dipolo e pólo-pólo, que têm a grande vantagem de uma elevada relação sinal/ruído, relativamente ao tradicional dipolo-dipolo, permitindo uma aquisição de um número muito maior de níveis investigativos. Na apresentação e interpretação dos dados foi utilizado o *software* de inversão 2D para IP-resistividade da ABEM Instruments (ABEM 1998) que baseia-se no algoritmo desenvolvido por Loke & Barker (1995, 1996).

Um mapa preliminar da distribuição das unidades do Grupo Guaritas foi elaborado com base em cerca de 200 afloramentos descritos, em perfis transversais à estruturação da bacia e na compilação de mapas anteriores, modificados e integrados aos dados de campo com auxílio de imagens LANDSAT.

#### **III.4. Litoestratigrafia**

A proposta de subdivisão estratigráfica ora apresentada mantém os termos prioritários da literatura, porém revê a posição estratigráfica das unidades e inclui duas novas formações, equivalentes a sucessões anteriormente consideradas dentro de uma das unidades tradicionais. Assim, o Grupo Guaritas é aqui subdividido em 6 formações: Guarda Velha, Varzinha, Pedra da Arara, Pedra Pintada, Pedra das Torrinhas e Serra do Apertado.

##### *III.4.1. Formação Guarda Velha*

A Formação Guarda Velha reúne os arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada ou estratificação plano-paralela, além de lentes de conglomerados, das porções inferiores do Grupo Guaritas, tendo por localidade referencial o Passo da Guarda Velha (Camadas Guarda Velha *sensu* Ribeiro & Lichtenberg 1978). Esta unidade assenta em discordância angular sobre o Grupo Santa Bárbara e em discordância litológica sobre rochas metamórficas e plutônicas do



embasamento da Bacia do Camaquã, sendo sobreposta pela Formação Varzinha em contanto gradacional (Ribeiro 1970). Apresenta espessura mínima de 500 m e, com exceção de fácies de conglomerados de calhaus em suas porções basais, é litologicamente homogênea, caracterizada por arenitos conglomeráticos, com seixos arredondados de quartzo de veio, rochas granitóides, vulcânicas e metamórficas.

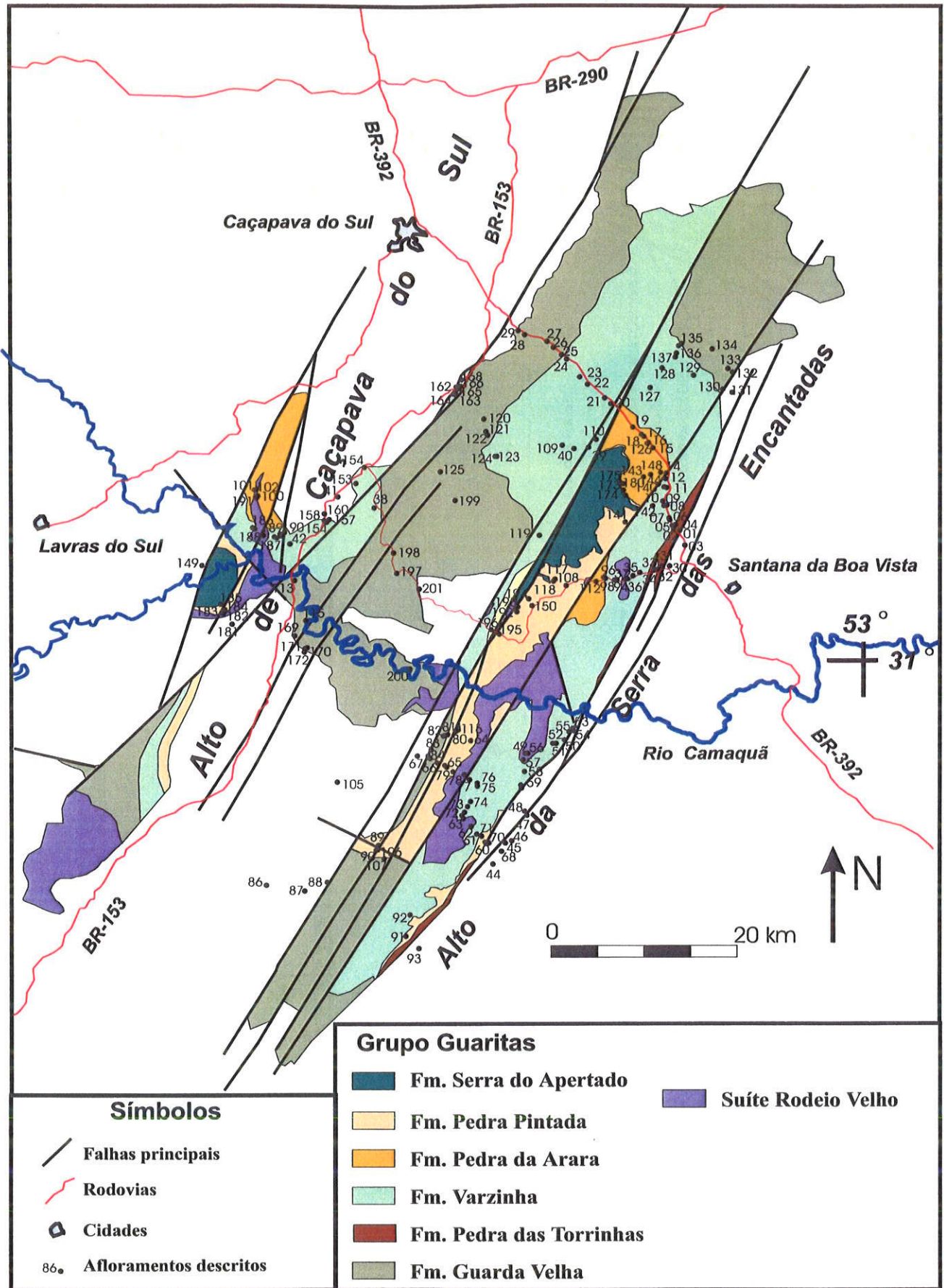
Devido às características litológicas da unidade, suas áreas de exposição estão associadas a formas de relevo distintas, com morros escarpados de topo plano separados por vales encaixados, como os encontrados na Serra das Guaritas. Os afloramentos mais acessíveis da unidade são cortes da BR-392 e da estrada que liga a BR-392 à BR-153 passando pelas Minas do Camaquã e Serra das Guaritas, além dos grandes afloramentos naturais expostos nas proximidades dessas vias.

Paim (1994) interpretou as sucessões da unidade como depósitos de sistemas aluviais efêmeros com base em análise de fácies sedimentares e geometria de camadas, porém considerou-as como parte da Aloformação Varzinha, na porção superior do Alogrupo Guaritas, hipótese estratigráfica mantida por Paim *et al.* (1995, 2002) e Lopes *et al.* (1999) entre outros autores.

A posição estratigráfica da Formação Guarda Velha na base do Grupo Guaritas é comprovada pelas abundantes exposições do contato basal da formação com unidades sotopostas do Supergrupo Camaquã, como na região das Minas do Camaquã e nas proximidades do entroncamento entre as BR-392 e BR-153, conhecidas desde Ribeiro *et al.* (1966) e Ribeiro (1970). A justaposição de fácies semelhantes das formações Guarda Velha e Serra do Apertado, esta a unidade de topo do Grupo Guaritas descrita adiante, pela zona de falhas das Minas do Camaquã (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966), pode ter contribuído para a hipótese de posicionamento das sucessões da Formação Guarda Velha acima dos arenitos eólicos da Formação Pedra Pintada. Entretanto, o mesmo lineamento que separa a Serra do Apertado das exposições da Formação Guarda Velha a nordeste das Minas do Camaquã apresenta, em estimativa conservadora, rejeito vertical superior a 800 m entre o Passo da Mina e o Passo do Marmeleiro, 5 km a sul, com abatimento do bloco leste justapondo a Formação Pedra Pintada a sucessões do Grupo Santa Bárbara (Figs. 15 e 16).

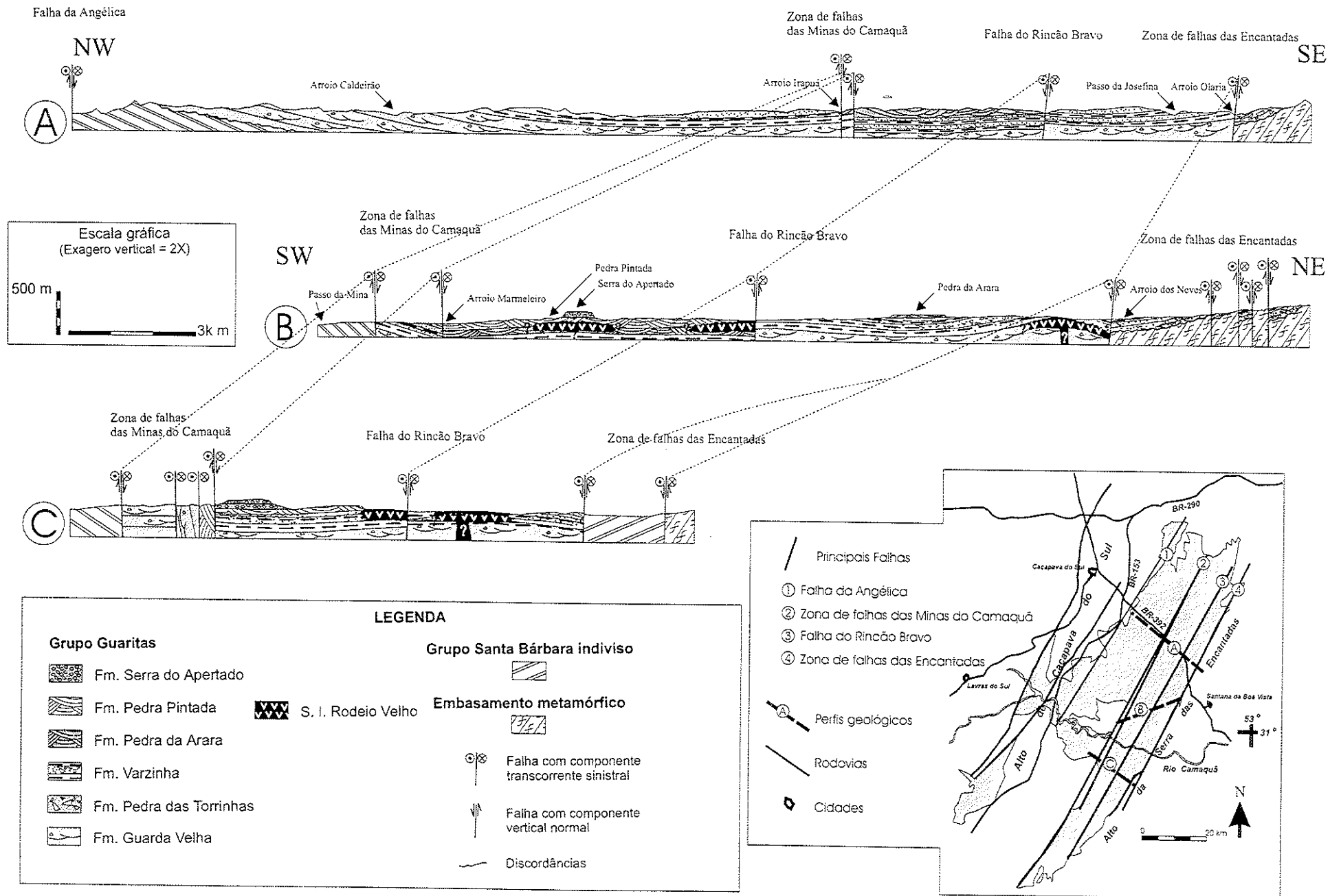
#### III.4.2. Formação Varzinha

O conjunto de arenitos laminados intercalados a siltitos gretados e arenitos conglomeráticos expostos ao longo das BR-153 (a sul do rio Camaquã) e BR-392 foi designado Camadas Varzinha por Ribeiro & Lichtenberg (1978) e incluído na Aloformação Varzinha por Paim (1994). Na subdivisão estratigráfica de Ribeiro & Lichtenberg (1978), a unidade



**Fig. 15:** Mapa geológico esquemático do Grupo Guaritas, com distribuição dos principais afloramentos descritos. Baseado em novos dados e em Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Becker & Fernandes (1982), Silva Filho (1997), Fambrini (1998) e Paim *et al.* (2002), modificados.

Fig. 16: Perfis geológicos do Grupo Guaritas, transversais à estruturação da bacia. Perfil A modificado de Fragoso-Cesar *et al.* (1985).



corresponderia a toda a porção superior da então denominada Formação Guaritas, sobreposta às Camadas Guarda Velha. Paim *et al.* (1995) e Fragoso-Cesar *et al.* (1999) consideraram a unidade como posterior à Aloformação/Formação Pedra Pintada, com base em seções geológicas na BR-392 e na estrada Santana da Boa Vista-Minas do Camaquã que atravessam uma importante falha de direção NNE não considerada pelos autores, denominada Falha do Rincão Brabo por Ribeiro *et al.* (1966, pg.151) em referência à localidade de Rincão Bravo, com componente vertical de abatimento do bloco oeste. Correlações estratigráficas entre as diversas áreas da bacia revelam que a posição estratigráfica da Formação Varzinha é inferior à da Formação Pedra Pintada (Fig. 16), bem como ao conjunto de depósitos eólicos aqui individualizados como Formação Pedra da Arara.

O conceito empregado na presente tese para a Formação Varzinha inclui sucessões de arenitos e pelitos, geralmente gretados, dispostos ritmicamente em camadas tabulares de poucos centímetros a alguns metros de espessura, intercalados a camadas métricas a decamétricas, lenticulares, de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e estratificação plano paralela. A espessura mínima da unidade é de 200 m, sendo seu limite superior caracterizado por contato brusco com a Formação Pedra da Arara e o limite inferior por contato gradacional com a Formação Guarda Velha.

Paim (1994), após longa discussão sobre a hipótese de interpretação das sucessões aqui identificadas com a Formação Varzinha como sistemas de leques terminais (*sensu* Kelly & Olsen 1993), optou pela interpretação de um sistema deltaico lacustre, sujeito a freqüentes variações do nível de base, aprimorando a proposta de Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Fragoso-Cesar (1984) e Lavina *et al.* (1985).

#### III.4.3. Formação Pedra da Arara

As exposições de arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte da BR-392 e da região da Pedra da Arara e do Cerro do Diogo, assim como as sucessões diretamente sobrepostas a rochas do embasamento no Alto de Caçapava do Sul, na região do Arroio Carajá, são aqui individualizadas como Formação Pedra da Arara. Tais sucessões foram consideradas por Paim (1994) em parte como pertencentes à Aloformação Marmeleiro (renomeada Aloformação Pedra Pintada de Paim *et al.* 1995, 2002) e em parte como Aloformação Varzinha, hipótese mantida por Paim *et al.* (1995). Paim & Scherer (2003) incluem as sucessões aqui designadas Formação Pedra da Arara na Aloformação Varzinha.

A Formação Pedra da Arara apresenta contato inferior brusco com a Formação Varzinha e variações laterais das fácies eólicas para fácies de arenitos conglomeráticos fluviais, principalmente no topo da formação. Tais relações estratigráficas podem ser observadas na

região das cabeceiras do Arroio Irapuazinho e na região da Pedra da Arara. A espessura estimada da unidade é de cerca de 80 m.

Além da variação lateral e vertical para fácies de arenitos conglomeráticos, a Formação Pedra da Arara distingue-se da Formação Pedra Pintada, também de origem predominantemente eólica, pelos rumos médios dos mergulhos das estratificações cruzadas, que registram sentidos de paleoventos para SSW na primeira e para NNE na segunda. Paim (1994) e Paim *et al.* (1995) reconheceram a existência de duas direções distintas de paleoventos, porém atribuíram tal fato a uma variação espacial de ventos em um mesmo nível estratigráfico, enquanto Paim & Scherer (2003) distinguem o nível estratigráfico das sucessões eólicas com paleoventos para sul, incluídas na Aloformação Varzinha, daquelas com paleoventos para NE consideradas dentro da Aloformação Pedra Pintada.

#### *III.4.4. Formação Pedra Pintada*

A Formação Pedra Pintada apresenta espessura variável em função do contato superior erosivo com a Formação Serra do Apertado, com máximo medido de 130 m, podendo ultrapassar esta espessura a sul do rio Camaquã (Fig. 16C). Aflora em belas exposições na região do morro homônimo (Fig. 17A), bem como em uma faixa a leste da Zona de Falhas das Minas do Camaquã a sul do rio Camaquã e na região da Pedra das Torrinhas, município de Pinheiro Machado, junto à borda leste da bacia.

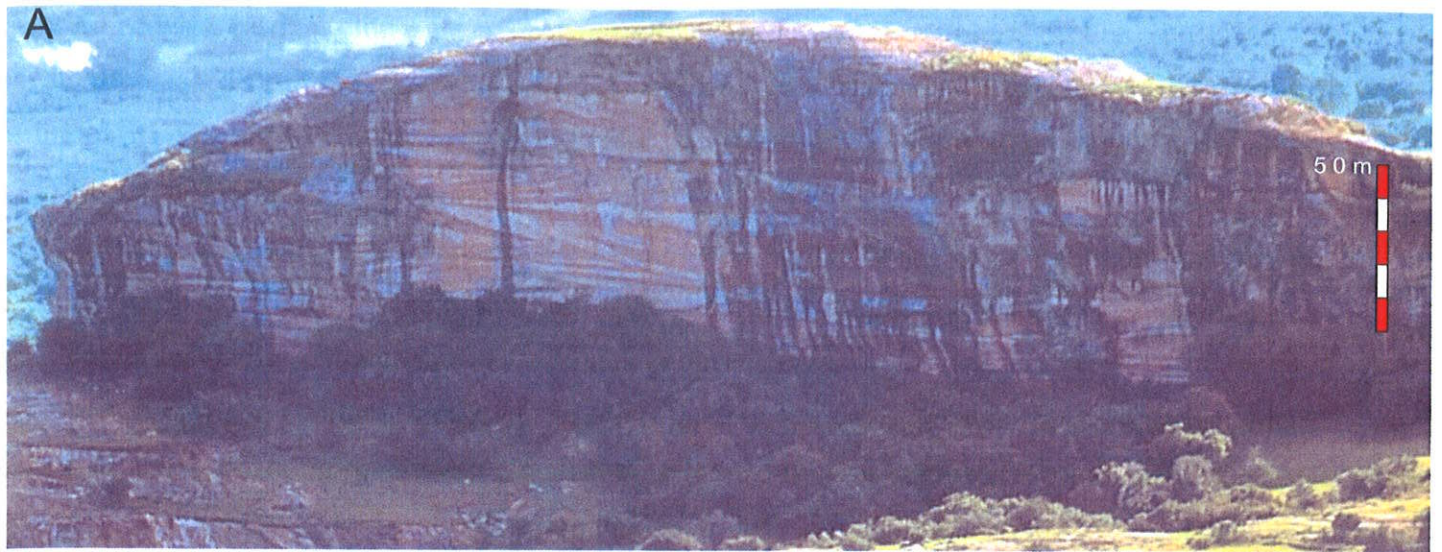
A unidade é caracterizada por arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte com rumo de mergulho médio para NE. Arenitos com estratificação plano paralela e intercalações esparsas de pelitos com gretas enroladas são freqüentes, caracterizando interdunas com aporte aluvial (ver discussão abaixo), relacionadas a variações laterais para fácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada e tabular e estratificação plano-paralela de ambientes fluviais efêmeros.

O contato inferior da unidade é caracterizado pela passagem brusca de sucessões fluviais da Formação Pedra da Arara para sucessões dominadas por fácies eólicas ou por uma superfície de deflação, associada a modificação de paleoventos, quando fácies eólicas das duas unidades estão em contato (Figs. 17C e D), conforme descrito no item III.5. O contato superior é bem exposto, caracterizado como uma superfície erosiva sobreposta pelos arenitos conglomeráticos da Formação Serra do Apertado.

#### *III.4.5. Formação Pedra das Torrinhas*

Fácies conglomeráticas de leques aluviais ocorrem junto às bordas da Sub-Bacia Camaquã Central, destacadamente na borda leste, nos níveis estratigráficos equivalentes às





**Fig. 17:** A - Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte na face NE do morro da Pedra Pintada; B - Contato intrusivo de *sill* da Suíte Rodeio Velho com arenitos e conglomerados da Formação Varzinha, mostrando diques clásticos (setas); C e D - arenito grosso com grânulos caracterizando pavimento de deflação no contato entre Formação Pedra da Arara e a Formação Pedra Pintada (ver localização na Fig. 22).



formações Varzinha, Pedra da Arara e Pedra Pintada, não tendo sido reconhecidas nos níveis das formações Guarda Velha e Serra do Apertado. Tais depósitos conglomeráticos, que limitam-se de centenas de metros a poucos quilômetros da borda leste do Grupo Guaritas, são aqui reunidos na Formação Pedra das Torrinhas, equivalente aos Ruditos Pedra das Torrinhas de Fragoso-Cesar (1991).

Trabalhos anteriores incluíram tais fácies conglomeráticas como variações laterais de uma das unidades descritas acima, sendo que Ribeiro & Lichtenberg (1978) consideram os conglomerados como pertencentes às Camadas Guarda Velha.

Esta unidade é caracterizada por brechas de seixos a matacões nas fácies mais proximais e intercalações de conglomerados estratificados com arenitos seixosos e pelitos, geralmente gretados, compondo ciclos granodecrescentes métricos. No nível estratigráfico equivalente à Formação Varzinha, a passagem lateral da Formação Pedra das Torrinhas para esta é caracterizada pela diminuição gradual da granulação e da frequência de seixos provenientes do embasamento a leste (quartzo-milonitos, granitos miloníticos e filonitos do Alto da Serra das Encantadas). Nos níveis estratigráficos das formações Pedra da Arara e Pedra Pintada, a passagem lateral dá-se por intercalação das fácies eólicas com as fácies de leques aluviais.

#### *III.4.6. Formação Serra do Apertado*

A unidade de topo do Grupo Guaritas, aqui denominada Formação Serra do Apertado, é composta por arenitos conglomeráticos com seixos arredondados e lentes de conglomerados, semelhantes aos da Formação Guarda Velha, porém posicionados acima das sucessões eólicas da Formação Pedra Pintada. A unidade aflora na serra homônima, na região entre as Minas do Camaquã e Santana da Boa Vista, onde apresenta espessura superior a 200 m, e a sudoeste de Caçapava do Sul, no Rincão do Inferno (Fig. 15).

O contato inferior da unidade com a Formação Pedra Pintada é bem exposto ao longo de escarpas naturais nos flancos da Serra do Apertado, sendo caracterizado por uma superfície erosiva. Não se observa contato superior, posto que a unidade aflora até nos pontos mais altos desta serra.

#### *III.4.7. Suíte Intrusiva Rodeio Velho*

Rochas básicas a intermediárias ocorrem em corpos intrusivos rasos, predominantemente *sills* com freqüente ocorrência de vesículas em suas porções superiores, encaixados principalmente nas formações Pedra Pintada, Pedra da Arara e Varzinha. Devido às evidências de intrusão rasa, que incluem feições de intrusão em sedimento inconsolidado (Fig. 17B), considera-se tal unidade, denominada Suíte Intrusiva Rodeio Velho (Fragoso-Cesar *et al.* 1999),

como parte da evolução da bacia do Grupo Guaritas.

A primeira referência a esta unidade deve-se a Leinz *et al.* (1941) que, no mapa esquemático da publicação (pg. 37: *Esquema das perturbações dos sedimentos "Camaquã" relacionadas com o vulcanismo andesítico*), registram os corpos da região de Rodeio Velho, próxima das Minas do Camaquã, como intrusões andesíticas. Posteriormente, Robertson (1966) correlacionou essas ocorrências ao Andesito Martins, com seção tipo aflorante a sul de Caçapava do Sul. Ribeiro *et al.* (1966), considerando o Andesito Martins como uma exposição do Membro Hilário (Andesito Hilário *sensu* Robertson 1966), redefiniu esta unidade como Membro Rodeio Velho, caracterizando seus corpos como derrames intercalados na base da então designada Formação Santa Bárbara, conceito adotado nos trabalhos dos anos 60 e 70. Trabalhos posteriores, embora mantivessem o posicionamento basal e o caráter de lavas de suas rochas, reconheceram seu nível estratigráfico como pertencente ao Grupo Guaritas (Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985, Faccini *et al.* 1987, Silva Filho *et al.* 1996, Silva Filho 1997) ou equivalente aloestratigráfico (Paim *et al.* 1992, 1995, 2002, Paim 1994, 1995, Lopes *et al.* 1999). Silva Filho *et al.* (1996) e Silva Filho (1997) reconheceram as relações intrusivas da região de Rodeio Velho e adjacências, discutidas por Fragoso-Cesar *et al.* (1999).

As principais exposições da unidade ocorrem em afloramentos naturais ou cortes de estrada em seus dois maiores corpos intrusivos, com eixo maior aproximadamente norte-sul e dimensões de alguns quilômetros de largura por dezenas de quilômetros de extensão. O maior vai da região a leste das Minas do Camaquã até o Cerro Chato, a sul do rio Camaquã, e inclui as regiões de Rodeio Velho, Passo do Moinho e Cerro Cascavel (Silva Filho *et al.* 1996, Silva Filho 1997). Outro importante corpo ocorre a sul de Caçapava do Sul, bem exposto na região da represa do Arroio Carajás (Lopes *et al.* 1996, 1999, Wildner *et al.* 1997, Almeida 2001). Esses corpos constituem intrusões sub-vulcânicas tabulares sub-concordantes de rochas máficas com fases ricas em amígdalas e vesículas, comumente orientadas, por vezes contendo estruturas de fluxo que levam alguns autores a interpretá-los como derrames (*e.g.* Lopes *et al.* 1996, 1999, Wildner *et al.* 1997).

Estudos geoquímicos apresentados por Almeida *et al.* (1999) classificam essas rochas como andesitos, basaltos sub-alcálicos, traquiandesitos e basaltos alcálicos e, usando seus elementos traços como indicadores tectônicos em diagramas discriminantes, posicionam tais rochas no campo dos basaltos alcálicos intraplaca, com padrão dos ETR típico de basaltos alcálicos. Estas características litoquímicas são compatíveis com ambiente distensivo, conforme interpretado para toda a bacia (ver Caps. II e IV).

A idade U/Pb de ~470 Ma obtida em zircão (Hartmann *et al.* 1998) sugere que tal evento magmático teria ocorrido durante o Ordoviciano, porém as análises apresentadas no capítulo IV,

realizadas pelo Laboratório de Ar-Ar do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, revelam uma idade de  $535,2 \pm 1,1$  Ma, portanto cocambriana.

### **III.5. Controles climáticos na sedimentação do Grupo Guaritas: arquitetura de depósitos de interação eólico-fluvial das formações Pedra da Arara e Pedra Pintada.**

#### *III.5.1. Evolução dos conhecimentos sobre as sucessões eólicas do Grupo Guaritas*

As exposições de arenitos com estratificações cruzadas de grande porte do Grupo Guaritas, interpretados como depósitos de dunas eólicas, foram responsáveis por equívocos nas colunas estratigráficas e nos mapas da década de 1960. A definição inicial da Formação Guaritas, formalizada por Robertson em manuscrito inédito até 1966, porém conhecido da comunidade geológica local desde 1961 (Robertson 1966), excluía os depósitos eólicos, que foram cartografados como parte da então designada Formação Santa Bárbara por Ribeiro *et al.* (1966). Após o reconhecimento da origem eólica das camadas pelos Dr. Renato Rodolfo Andreis e Dr. Gerardo Bossi em 1979, o primeiro trabalho em que consta a interpretação de origem eólica para arenitos da Formação Guaritas resultou de mapeamento geológico na região do Passo do Tigre, no extremo sudoeste da bacia (Becker & Fernandes 1982).

Fragoso-Cesar (1984) e Fragoso-Cesar *et al.* (1984, 1985) registraram a presença de depósitos eólicos na região das Minas do Camaquã, atribuídos a dunas barcanas. O mesmo grupo de trabalho (Lavina *et al.* 1985) distinguiu depósitos de dunas e interdunas com base em critérios sedimentológicos, sendo os primeiros caracterizados pelos padrões de estratificação descritos por Hunter (1977, 1981) e os segundos por camadas horizontais e intercalações de pelitos gretados.

Faccini *et al.* (1987) identificaram a presença de abundantes fácies de marcas onduladas, interpretadas como de fluxo oscilatório em ambiente praial, intercaladas às sucessões eólicas.

Paim (1994) realizou detalhados estudos nas principais exposições de arenitos eólicos do Grupo Guaritas, contando com uma completa revisão bibliográfica sobre processos, fácies e arquitetura deposicional de sucessões eólicas e descrições e interpretações detalhadas do caso da unidade. O autor dividiu a sucessão eólica em três associações de fácies: (i) arenitos com estratificações cruzadas, (ii) depósitos horizontais heterolíticos finos e (iii) depósitos horizontais heterolíticos espessos.

Paim *et al.* (1995) e Paim (1996) publicaram parcialmente os resultados dos estudos longamente descritos na tese de doutoramento (Paim 1994). Paim *et al.* (1995) discutiram a subdivisão aloestratigráfica de toda a Bacia do Camaquã, com breves considerações acerca da

sucessão eólica. Paim (1996) destacou a importância das fácies de interdunas úmidas para a interpretação paleoambiental da sucessão eólica, caracterizada como um sistema eólico úmido.

Paim & Scherer (2003) detalharam as interpretações de sistemas deposicionais e de evolução estratigráfica da seção tipo da Formação Pedra Pintada, caracterizando associações de fácies flúvio-lacustre, de dunas eólicas e de interdunas. Essa divisão, suas descrições e interpretações são corroboradas pelo presente estudo, cuja contribuição à evolução do conhecimento sobre as sucessões eólicas do Grupo Guaritas reside no detalhamento da geometria tridimensional das associações de fácies de dunas eólicas e interdunas e na expansão, para diferentes áreas da bacia, da abordagem de identificação de super-superfícies (*sensu* Kocurek 1988) e caracterização da arquitetura deposicional, aplicada por Paim & Scherer (2003) à seção-tipo da unidade. Um ponto de divergência da presente tese em relação aos trabalhos anteriores é a questão da posição estratigráfica das sucessões eólicas, posto que Paim e colaboradores (*e.g.* Paim 1994, Paim *et al.* 1995, 2000, Paim & Scherer 2003) consideram a existência de dois intervalos eólicos em unidades alostratigráficas distintas, separadas por depósitos aluviais equivalentes à sucessão aqui definida como Formação Serra do Apertado, enquanto nossos dados revelam que toda a sucessão eólica tem posicionamento estratigráfico inferior a tais sucessões aluviais, com a sucessão com paleoventos para SSW (Formação Pedra da Arara) abaixo da sucessão com paleoventos para NNE (Formação Pedra Pintada).

### III.5.2. Fácies sedimentares

As sucessões eólicas das formações Pedra da Arara e Pedra Pintada apresentam um conjunto de feições diagnósticas de origem eólica, porém algumas características tradicionalmente relacionadas a depósitos dessa natureza, como granulação fina e altíssima maturidade textural e mineralógica estão ausentes. Mesmo nas fácies de estratificação cruzada de grande porte, compostas pelos três tipos de estratificação propostos por Hunter (1977, 1981) como critério de identificação de depósitos eólicos, a litologia predominante é constituída por arcósios, com granulação fina a média. Essa característica sugere pequeno tempo de residência dos grãos no campo de dunas antes do soterramento e, conforme discutido abaixo, fontes aluviais proximais para a areia.

As fácies sedimentares reconhecidas nas sucessões eólicas das formações Pedra da Arara e Pedra Pintada são descritas a seguir:

**Aag** - Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte - Arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada de grande porte, em séries de alguns metros a

dezenas metros de espessura (Figs. 17A e 18A), mostrando abundantes truncamentos em alto ângulo e superfícies de reativação internas às séries maiores, de geometria lenticular. As superfícies deposicionais inclinadas, que compõem os estratos cruzados, são de três tipos:

(i) - Arenitos finos a médios, em camadas centimétricas granocrescentes, com laminação cruzada transladante, em que normalmente se destacam os planos de cavalgamento das pequenas formas de leito, planos estes com baixo ângulo e caimento contrário à direção de migração, caracterizados por concentração de grãos mais grossos no topo de cada camada. Localmente pode-se observar também a laminação cruzada dos estratos frontais (Fig. 18E), reconhecendo-se as superfícies de baixo ângulo como limites de séries. De acordo com Hunter (1977, 1981), este tipo de estratificação é produto de migração de marcas onduladas eólicas em frentes de dunas.

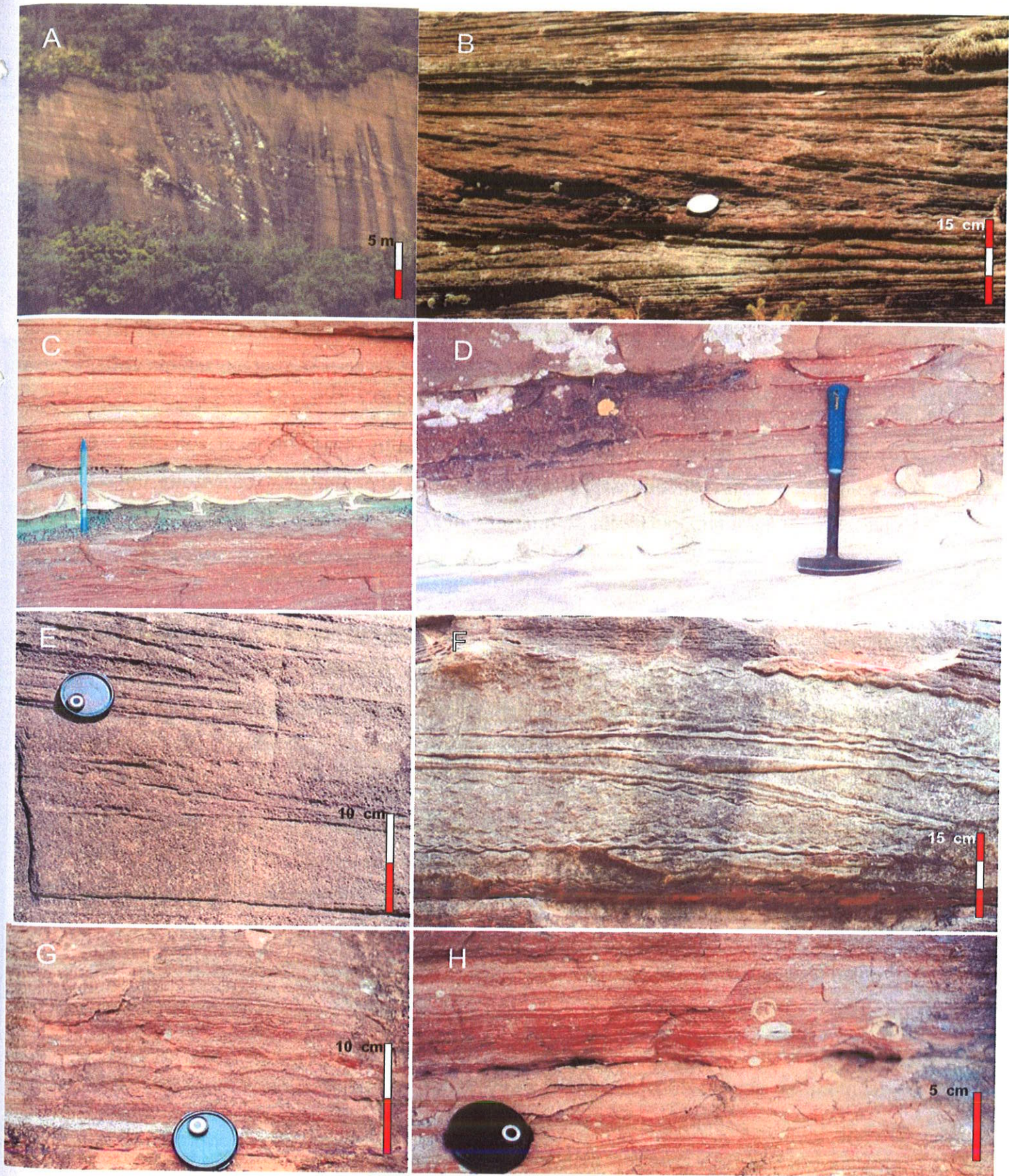
(ii) - Lentes milimétricas a centimétricas de arenitos médios a finos, raramente grossos, com estrutura maciça e empacotamento aberto, alongadas no sentido do mergulho da estratificação. Tais lentes são interpretadas como depósitos de fluxo de grãos *sensu* Kocurek & Dott (1981), processo originalmente denominado fluxo de areia (Hunter 1977), que promove o transporte de areia mais grossa para as porções inferiores da duna quando o acúmulo preferencial de sedimentos nas porções superiores, depositados por chuva de grãos, resulta em um ângulo maior que o de equilíbrio da face da duna, gerando desestabilização de parte dos depósitos e formação de um fluxo de material arenoso, sustentado pela pressão dispersiva entre os grãos, que desce a frente da duna.

(iii) - Arenitos finos com laminação milimétrica plana, inclinada e paralela aos limites das camadas sobrepostas e sotopostas. As camadas apresentam espessuras centimétricas, grande continuidade lateral e bimodalidade granulométrica. De acordo com Hunter (1977), tal tipo de estratificação indica processos de chuva de grãos, caracterizados pela deposição de grãos de areia, transportados pelo vento por saltação longa, quando o vento perde capacidade de transporte ao cruzar a crista da duna e sofrer expansão de fluxo.

Desta forma, a fácies **Aag** é interpretada como depósitos de migração de dunas eólicas, cuja estratificação é formada pela intercalação de depósitos de chuva de grãos, fluxo de grãos e laminação cruzada por migração de marcas onduladas. A geometria acanalada das estratificações cruzadas, que mostram padrões festonados em cortes horizontais (Fig. 20) e verticais frontais (Fig. 17A), sugere dunas do tipo barcanas ou cristas barcanóides (McKee 1966, 1979).

**Ab** - Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo - Arenitos finos a médios com estratificação cruzada de baixo ângulo em séries cuneiformes de até 1m de espessura (Fig. 18B).





**Fig. 18:** A - Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte (Aag); B - Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Ab) com arenitos com marcas onduladas na base (Ao); C e D - Pelitos gretados (Pg); E - Arenitos com laminação cruzada transladante por migração de marcas onduladas eólicas; F - Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal composta, com abundantes marcas onduladas e superfícies de reativação nos estratos frontais (Asc); G - Arenitos finos com marcas onduladas recobertas por películas de pelitos (Ao) e ritmitos heterolíticos (H); H - Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Alc) associados a ritmitos heterolíticos (H). A e B - Formação Pedra da Arara; C-H - Formação Pedra Pintada.



Geralmente são reconhecidos os mesmos três tipos de estratificação que compõem a fácies **Aag**, com marcante presença de estratos de fluxo de grãos, indicando, assim como a fácies **Aag**, uma origem em dunas eólicas com face de sotavento íngreme, porém com preservação parcial das porções inferiores da duna indicada pelas menores espessuras.

**Pg** - Pelitos com gretas de contração - Estratos milimétricos a centimétricos de pelitos com gretas de contração (Fig. 18C) localmente enroladas (*mud curls*, Fig. 18D). São interpretados como depósitos de decantação em água, seguida por exposição subaérea, gretação e preenchimento das fendas por areia transportada pelo vento.

**H-** Ritmitos heterolíticos – Intercalações milimétricas de arenitos finos com marcas onduladas ou laminação plano-paralela e siltitos argilosos, compondo camadas decimétricas (Figs. 18G e H). Esta fácies é interpretada como produto da alternância de tração por correntes aquáticas e decantação pela estagnação da corrente.

**Al** - Arenitos com laminação plano-paralela - Arenitos finos a médios com laminação plano-paralela, geralmente em camadas com espessuras centimétricas, por vezes com lineação primária de corrente. São interpretados como depósitos de leito plano em correntes aquáticas em condições próximas à velocidade crítica de regime de fluxo.

**Alc** - Arenitos com laminação cruzada - Arenitos finos a médios com laminação cruzada, por vezes cavalgante (Fig. 18H) em camadas centimétricas, localmente sobrepostas por películas de argila. São interpretados como depósitos de migração de marcas onduladas em correntes aquáticas em regime de fluxo inferior. No caso de laminação cruzada cavalgante interpreta-se deposição simultânea por tração e suspensão, causada por perda de capacidade de transporte da corrente.

**Aml** - Arenitos grossos maciços a laminados - Lentes com espessuras milimétricas a centimétricas e poucos metros de comprimento, formadas por ciclos granodecrescentes de areia grossa e localmente grânulos, com estrutura maciça passando a laminada vertical e lateralmente. São interpretados como depósitos de fluxo de grãos (*sensu* Kocurek & Dott 1981) que adentram ambiente subaquático raso, resultando em modificação do fluxo, inicialmente subaéreo e sustentado por pressão dispersiva, para um fluxo denso sustentado por água.

**Ap** - Arenitos grossos com estratificação plano-paralela - Arenitos grossos com grânulos e

estratificação plano-paralela, em camadas centimétricas. São interpretados como depósitos de leito plano em correntes aquáticas em regime de fluxo inferior.

**Ao** - Arenitos com marcas onduladas - Arenitos finos, mal selecionados, com grãos de areia grossa e marcas onduladas geralmente assimétricas, recobertas por películas de argila (Fig. 18G). São interpretados como depósitos de correntes subaquáticas em regime de fluxo inferior, resultantes da preservação das formas de leito (marcas onduladas) por recorrentes episódios de estagnação do fluxo.

**Aa** - Arenitos médios com estratificação cruzada acanalada - Camadas decimétricas de arenitos médios com estratificação cruzada acanalada, por vezes com grânulos ou seixos nos estratos frontais. São interpretados como depósitos de migração de dunas subaquáticas de cristas sinuosas, geradas por correntes trativas em regime de fluxo inferior.

**Asc** - Arenitos finos com estratificação cruzada sigmoidal composta - Arenitos finos com estratificação sigmoidal em séries decimétricas, formadas por camadas com marcas onduladas sobrepostas por películas argilosas (*drapes*). São abundantes as superfícies de reativação (Fig. 18F). A estratificação cruzada passa lateralmente para camadas da fácies **Ao**, em que as marcas onduladas encontram-se em camadas horizontais. São interpretados como depósitos de desaceleração de corrente trativa pelo aumento da profundidade do leito, resultando em pequenas barras de desembocadura.

**Ce** - Conglomerados estratificados - Conglomerados organizados em camadas tabulares métricas, com pulsos de granulometria granodecrescente. Os clastos são compostos predominantemente por quartzos milonitos, sendo sub-angulosos a angulosos, com predomínio de seixos e calhaus. São interpretados como depósitos de fluxo não canalizado tipo enchentes em lençol, em sistemas de leques aluviais.

### III.5.3. Associações de fácies

As fácies sedimentares descritas acima foram agrupadas em associações de fácies, com base em suas relações espaciais e ligação genética entre os processos interpretados para a formação de cada fácies. O reconhecimento e hierarquização de superfícies limitantes dos principais litossomas levou à caracterização da arquitetura deposicional das sucessões. Com base no arcabouço de associações de fácies e arquitetura deposicional, são propostas interpretações sobre as características dos sistemas deposicionais e as relações geométricas entre

seus elementos.

### III.5.3.1. Associação de fácies de dunas eólicas

Nesta associação de fácies encontram-se arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada de grande porte (fácies **Aag**) e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (**Ab**), ambas fácies interpretadas como registro de migração de dunas barcanas ou cristas barcanóides, com diferentes graus de preservação.

Uma feição de fácil reconhecimento nesta associação de fácies são sulcos do tipo *pin stripe* (Fryberger & Schenk 1988), que caracterizam o realce dos contrastes de granulometria e compactação entre os tipos de estratificação em depósitos eólicos, em decorrência de cimentação diferencial e conseqüente erosão diferencial.

Sucessões com predomínio da fácies **Ab** refletem preservação apenas das porções inferiores de dunas, indicando uma baixa razão entre a velocidade de subida do nível freático e a velocidade de cavalgamento das dunas.

Esta associação de fácies é freqüente, e caracteriza as formações Pedra da Arara e Pedra Pintada.

### III.5.3.2. Associação de fácies de interdunas-planícies de inundação

A associação de fácies de interdunas é caracterizada pela intercalação de camadas centimétricas de pelitos com gretas de contração (fácies **Pg**), por vezes enroladas (*mud curls*), ritmitos heterolíticos (**H**), arenitos finos a médios com laminação cruzada (**Aic**), arenitos grossos, localmente com grânulos, e com estrutura maciça ou laminada, em lentes métricas de espessuras milimétricas a centimétricas (**Aml**) e arenitos com marcas onduladas (**Ao**). Essas fácies encontram-se em camadas de poucos decímetros a alguns metros de espessura e com continuidade horizontal de dezenas de metros, passando lateralmente para estratos da associação de fácies de dunas eólicas.

A passagem lateral desta associação de fácies para a associação de fácies de dunas eólicas indica uma origem em áreas de interdunas, caracterizadas por depressões nas porções frontais das dunas barcanas. A presença de camadas centimétricas de pelitos depositados por decantação (**Pg**) implica em aporte de águas fluviais na depressão interdunar, como anteriormente constatado por Paim & Scherer (2003). As fácies **H**, **Ao** e **Aic** indicam correntes aquáticas trativas, e completam o quadro de um ambiente de interdunas periodicamente inundado por extravasamento de sistemas aluviais adjacentes. As fácies de pelitos gretados (**Pg**) revelam o caráter intermitente dessas inundações, com a estagnação da água, evaporação e infiltração levando à exposição do leito, contração por ressecamento e conseqüente

preenchimento das fendas por areias eólicas. A fácies **Aml** revela a íntima relação espacial entre as associações de fácies de dunas eólicas e de interdunas, representando o aporte de corpos de fluxo de grãos da frente das dunas diretamente nas áreas de depressões alagadas. Esse quadro sugere um ambiente de interdunas-planícies de inundação, semelhante ao descrito por Langford (1989) e Langford & Chan (1989).

Esta associação de fácies é bem exposta nas porções superiores da Formação Pedra Pintada, ocorrendo de forma mais restrita em suas porções inferiores e na Formação Pedra da Arara.

### III.5.3.3. Associação de fácies flúvio-lacustre

Uma terceira associação, de ocorrência restrita, descrita por Paim (1994) e Paim & Scherer (2003), apresenta arenitos finos com laminação plano-paralela (**Al**) intercalados com arenitos finos com marcas onduladas (**Ao**), lentes com areia grossa e laminação plano-paralela (**Ap**), e arenitos médios com estratificação cruzada acanalada com espessura de aproximadamente 40 cm (**Aa**). Camadas de argila estão intercaladas a grande parte dessas fácies, sobretudo em camadas delgadas ou películas geralmente recobrimo marcas onduladas. Ocorrem também ritmitos heterolíticos (**H**) e arenitos com estratificação sigmoidal composta (**Asc**), caracterizada pela presença de marcas onduladas sobre os estratos frontais e abundantes superfícies de reativação.

Esta associação apresenta-se em corpos tabulares com grande continuidade lateral, e não revela evidências de exposição subaérea em suas fácies de decantação, sugerindo um caráter distinto da associação de interdunas-planícies de inundação, em um ambiente em que aparentemente não há influência direta das dunas eólicas. As fácies **Aa**, **Alc** e **Ao** indicam a ação de correntes aquáticas trativas em regime de fluxo inferior e a presença de formas canalizadas de pequeno porte preenchidas pela fácies **Aa**, isoladas junto à base da associação, sugere a instalação de correntes trativas relativamente profundas como início do processo que leva à mudança do sistema deposicional de campos de dunas eólicas para sistemas subaquáticos. O predomínio de fácies de intercalação de tração e suspensão e ocorrência conjunta de tração e suspensão nas porções superiores da associação de fácies sugere a instalação de um corpo de água relativamente estagnada, provavelmente um pequeno lago relacionado a planícies de inundação fluviais. A fácies **Asc** sugere o aporte de sedimento nesse corpo aquoso a partir de sistemas canalizados de pequeno porte, gerando barras de desembocadura (ou micro-deltas como descrito por Faccini & Paim 2001).

Esta associação de fácies foi encontrada apenas na porção intermediária da Formação Pedra Pintada, na área-tipo da unidade.



#### III.5.3.4. Associação de fácies de planícies distais de rios efêmeros

Uma quarta associação de fácies é caracterizada por intercalações de arenitos finos laminados (**Al**), por vezes com lineação primária de corrente, arenitos com marcas onduladas (**Ao**) e, localmente, arenitos finos com estratificação cruzada acanalada (**Aa**), dispostos em conjuntos tabulares de poucos metros de espessura e grande continuidade lateral, geralmente constituindo ciclos granodecrescentes. As fácies sugerem processos trativos em águas rasas, sem presença de canais ou macroformas, indicando fluxo desconfinado e efêmero. Localmente ocorre também a fácies **Pg**, indicando estagnação e exposição subaérea.

Tais depósitos foram interpretados por Paim (1994) como planícies de nível de base, caracterizadas por deposição em grandes superfícies planas próximas ao nível freático, impedindo o transporte de grandes volumes de areia pelo vento. Retrabalhamento eólico local e formação de lençóis de areia são sugeridos pela presença de níveis com laminação cruzada por migração de marcas onduladas eólicas (laminação cruzada transladante) associados à fácies **Al**.

Esta associação é freqüente nas porções superiores da Formação Pedra Pintada, ocorrendo como equivalente lateral da sucessão eólica da unidade nas seções a norte da Pedra Pintada, e é geneticamente relacionada a eventos de inundação das áreas de interdunas registrados pela associação de fácies de interdunas-planícies de inundação.

Esta associação de fácies é interpretada como produto de porções distais de sistemas fluviais efêmeros, onde predomina fluxo desconfinado raso, localmente preservando depósitos de decantação e abandono (fácies **Pg**) após cada evento de enchente.

#### III.5.3.5. Associação de fácies de canais de rios efêmeros

Sucessões métricas a decamétricas de arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada e seixos esparsos (fácies **Aa**) e arenitos com laminação plano-paralela (fácies **Al**), freqüentemente com lineação primária de corrente, ocorrem intercaladas às sucessões eólicas. Tal associação é caracterizada por fácies de tração em corrente aquática, dispostas em ciclos granodecrescentes de base erosiva e sem macroformas, sendo interpretada como canais de rios efêmeros que cortam o campo de dunas.

Esta associação de fácies é geneticamente relacionada à associação de interdunas-planícies de inundação da Formação Pedra da Arara, e à associação de fácies flúvio-lacustre da Formação Pedra Pintada, constituindo corpos de geometria canalizada, com até centenas de metros de largura, com ocorrência em diversos níveis estratigráficos. Por este motivo, a presença desta associação não pode ser considerada como guia para correlação entre diferentes exposições. Provavelmente esta associação de fácies representa porções proximais da associação

de fácies de planícies distais de rios efêmeros

#### III.5.3.7. Associação de fácies de leques aluviais

Uma associação de fácies de ocorrência restrita às exposições mais próximas à borda leste da bacia, na porção basal da Formação Pedra Pintada, próximo à transição com a Formação Pedra das Torrinhas, é caracterizada por intercalações de conglomerados estratificados (**Ce**) e arenitos laminados (**Al**), em camadas tabulares decimétricas a métricas, relacionadas a leques aluviais e intercaladas com fácies eólicas, predominantemente **Aab**.

#### III.5.4. *Variações laterais de fácies e fatores autogênicos*

A relação espacial entre as associações de fácies de dunas e interdunas-planícies de inundação pode ser melhor compreendida pela aplicação das técnicas de análise geométrica ou análise de elementos arquiteturais, com a hierarquização das superfícies e delimitação das associações de fácies em fotomosaicos de grandes exposições. Esta hierarquização seguiu os critérios de Brookfield (1977) e Kocurek (1988). Foram designadas como superfícies de primeira ordem aquelas que representam o cavalgamento de dunas simples sobre outras dunas, com espessuras variáveis de depósitos de interdunas, resultando em superfícies com mergulho contrário ao das superfícies deposicionais. Superfícies de segunda ordem são aquelas que separam séries de estratificações cruzadas e cujo mergulho é concordante com o das superfícies deposicionais, indicando cavalgamento de dunas na porção frontal de um *draa*. Tais superfícies foram observadas apenas localmente. Superfícies de terceira ordem representam pequenas variações na direção ou inclinação das superfícies deposicionais de uma duna, sendo análogas às superfícies de reativação de dunas subaquáticas.

Um tipo de superfície de hierarquia maior, designado de super-superfície por Kocurek (1988), trunca as superfícies de primeira ordem e possui continuidade lateral e geometria relativamente plana, refletindo variações significativas na paleogeografia em decorrência de elevação do nível freático ou transformações climáticas que levem à estabilização do campo de dunas. As super-superfícies reconhecidas foram utilizadas na correlação entre seções, permitindo o reconhecimento de variações laterais nos pacotes por elas limitados e a caracterização das relações espaciais entre as associações de fácies eólicas e as demais associações, de origem aluvial.

#### III.5.4.1. Formação Pedra da Arara

A Formação Pedra da Arara é caracterizada por empilhamento de séries de estratificação cruzada acanalada eólica, resultante da migração e cavalgamento de dunas barcanas ou cristas

barcanóides (McKee 1966, 1979), com raras e delgadas ocorrências da associação de fácies de interdunas-planícies de inundação e predomínio da fácies **Ab**, revelando preservação apenas das porções inferiores das dunas. Em alguns níveis estratigráficos, são encontradas superfícies de segunda ordem (*sensu* Brookfield 1977), indicando a presença de *draas* (Fig. 19).

O vetor médio das estratificações cruzadas eólicas é para SSW (Fig. 28A), contrário ao da Formação Pedra Pintada (Fig. 28B). A análise das geometrias em fotomosaico de um grande corte sub-horizontal (Fig. 20), com sentido médio de mergulho dos estratos cruzados para sudoeste, revela a presença de superfícies de primeira ordem com alguma componente erosiva na base dos festões. O padrão de escalonamento dessas superfícies revela a direção do cavalgamento das dunas, que pode ser definida pelo plano tangencial à base das superfícies (Rubin & Hunter 1983), e indica direção norte-sul.

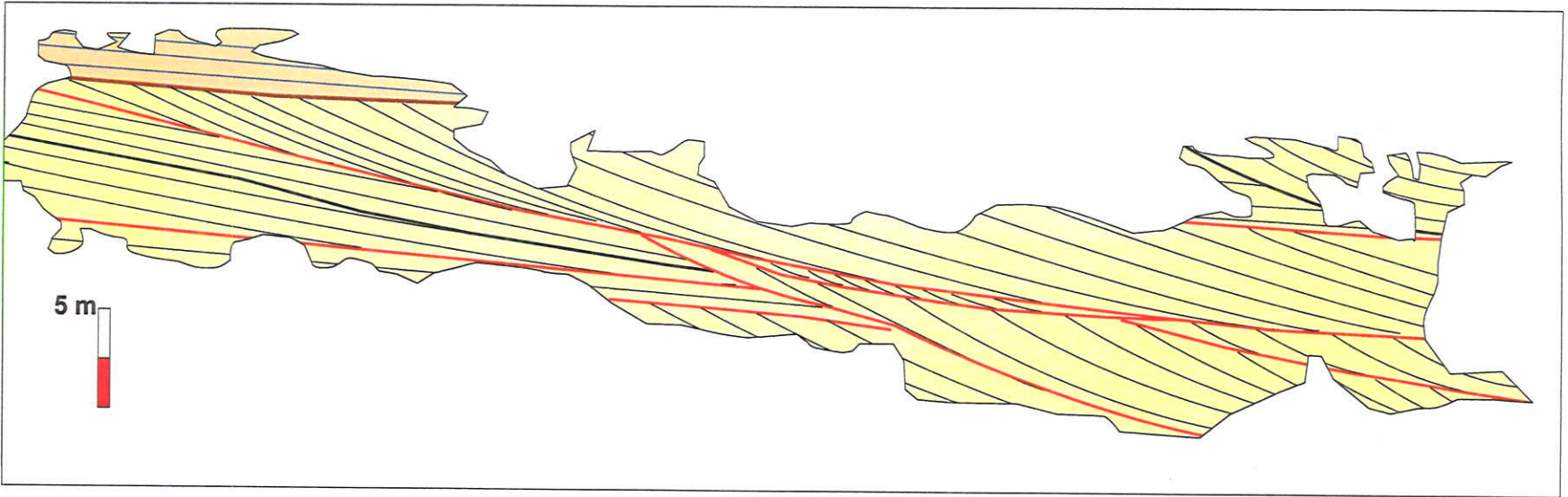
Frequentes intercalações da associação de fácies de canais de rios efêmeros, sem continuidade entre as seções medidas (Figs. 22A, 22B e 30), revelam a interação entre o sistema eólico e sistemas fluviais, que provavelmente serviram como fonte de areia para o campo de dunas. A pequena continuidade horizontal das fácies fluviais, que passam lateralmente para depósitos eólicos, indica que as intercalações são autogênicas, decorrentes da migração lateral dos sistemas deposicionais, não possuindo conotação de modificação climática ou resposta a eventos tectônicos. Além destas intercalações de pequena espessura (até dez metros), sucessões de canais de rios efêmeros predominam no topo da unidade em algumas seções (Fig. 21), compondo um conjunto de até trinta metros de espessura que pode representar modificações de escala bacinal. Aparentemente o campo de dunas da Formação Pedra da Arara limitava-se à metade norte da bacia, pois a sul do rio Camaquã fácies conglomeráticas de rios efêmeros incluídas na Formação Varzinha são sobrepostas diretamente por fácies eólicas com paleoventos para NE da Formação Pedra Pintada (Figs. 15 e 16). Assim, a porção superior da Formação Varzinha a sul provavelmente é equivalente lateral da Formação Pedra da Arara a norte.

A relativa escassez de fácies de interdunas inundadas é interpretada como resultado de enchentes pouco frequentes, conexão apenas parcial das áreas de interduna com os sistemas aluviais ou taxas de subida do freático menores que aquelas responsáveis pela preservação de espessas sucessões de interdunas na porção de topo da Formação Pedra Pintada.

#### III.5.4.2. Porção inferior da Formação Pedra Pintada

A porção inferior da Formação Pedra Pintada é caracterizada por relativa escassez de fácies de interdunas-planícies de inundação e pela recorrência de séries eólicas de menos de 2












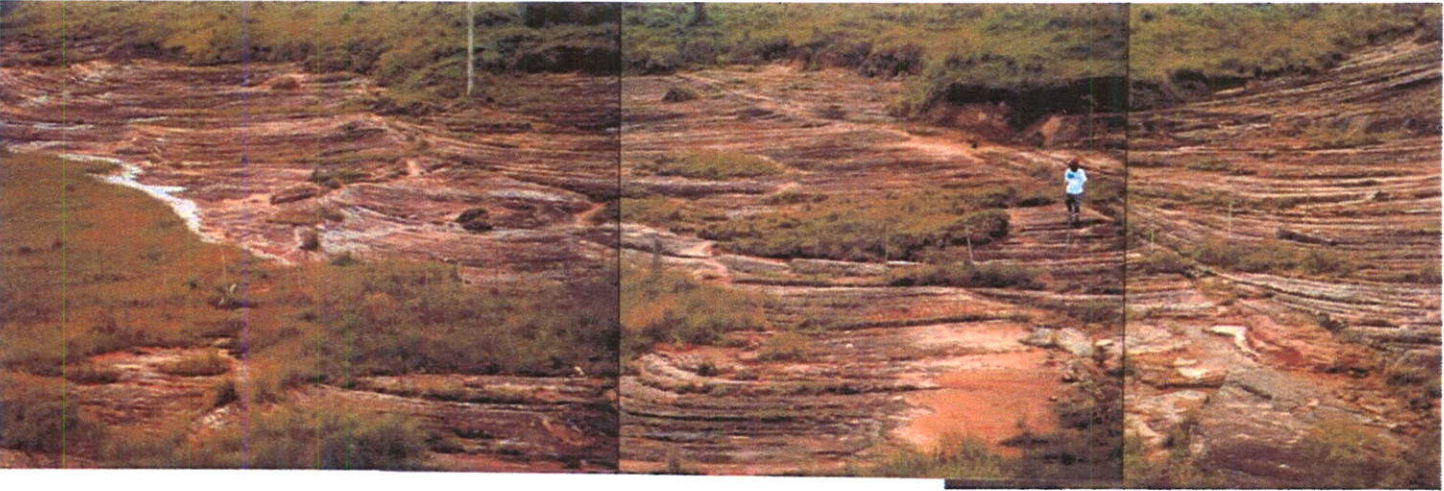



-  Superfície de 1º ordem
-  Superfícies de 2º ordem
-  Superfícies de 3º ordem
-  Superfícies deposicionais de interdunas
-  Superfícies deposicionais de dunas
-  Associação de fácies de dunas eólicas
-  Associação de fácies de interdunas

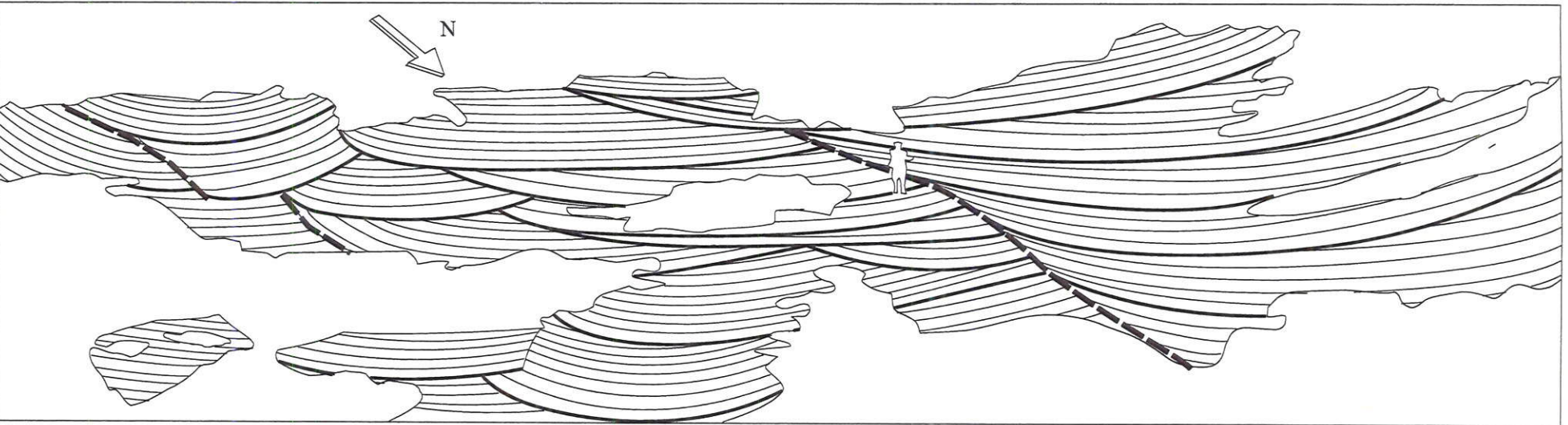
Fig. 19: Interpretação das principais superfícies de afloramento da Formação Pedra da Arara, mostrando superfícies de 2ª ordem, indicativas de cavalgamento de dunas na frente de um *drava*, e uma superfície de primeira ordem sobreposta por depósitos de interduna.





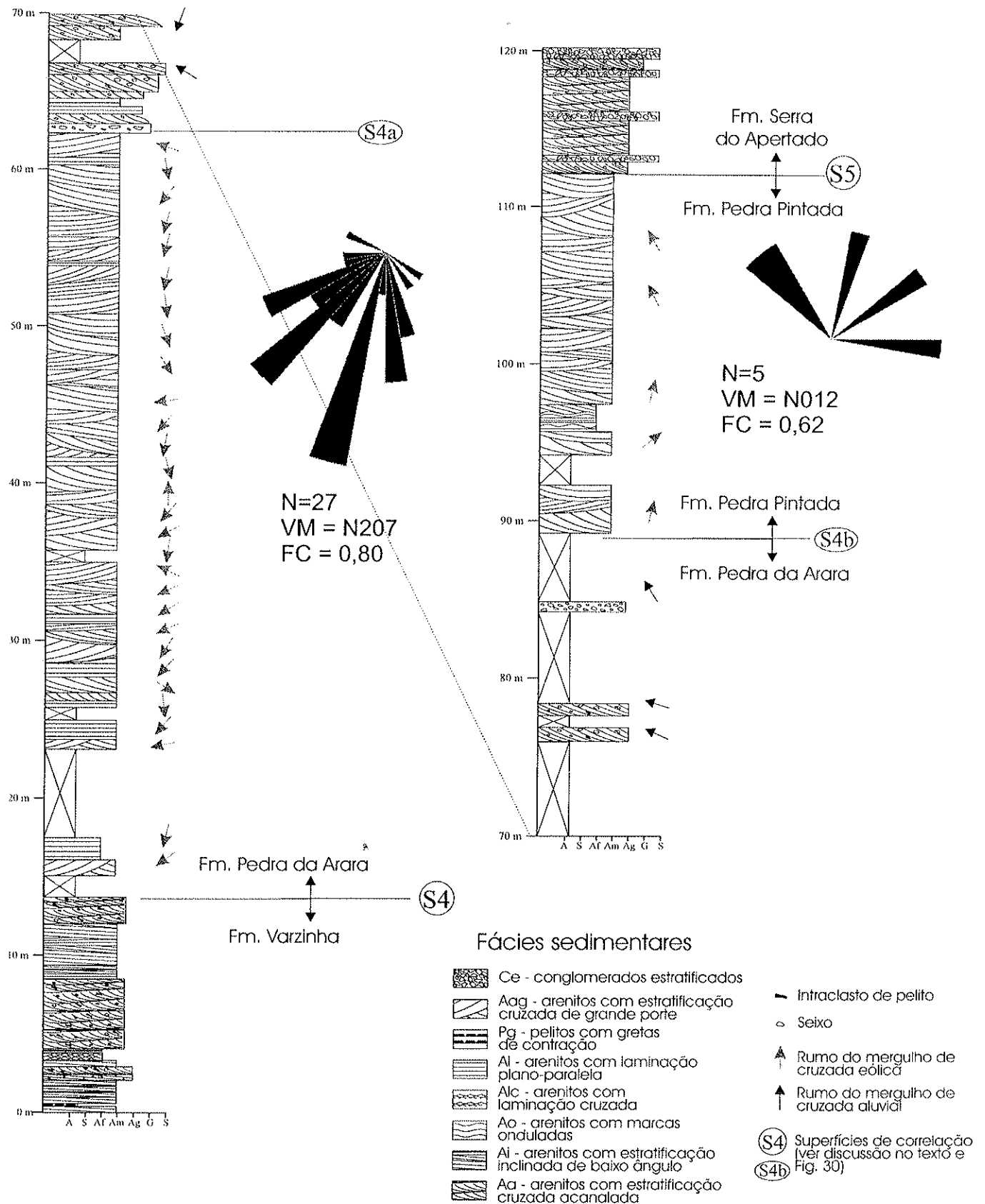
Superfícies:

-  Superfície deposicional
-  Superfície de primeira ordem
-  Superfície de escalonamento, com direção N-S



**Fig. 20:** Padrão de escalonamento de estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, de origem cólica, observado em corte sub-horizantal, indicando migração das dunas para sul. Formação Pedra da Arara (ponto 15, UTM22J289059/6597680). Modificado de Bueno (2002).





**Fig. 21:** Seção colunar de detalhe do Cerro do Diogo (ponto 96, UTM 22J 283712 / 6583120), mostrando os limites entre as formações Varzinha, Pedra da Arara, Pedra Pintada e Serra do Apertado. Roseta de paleoventos: N= número de medidas de paleocorrentes; VM= azimute do vetor médio; FC = fator de consistência.

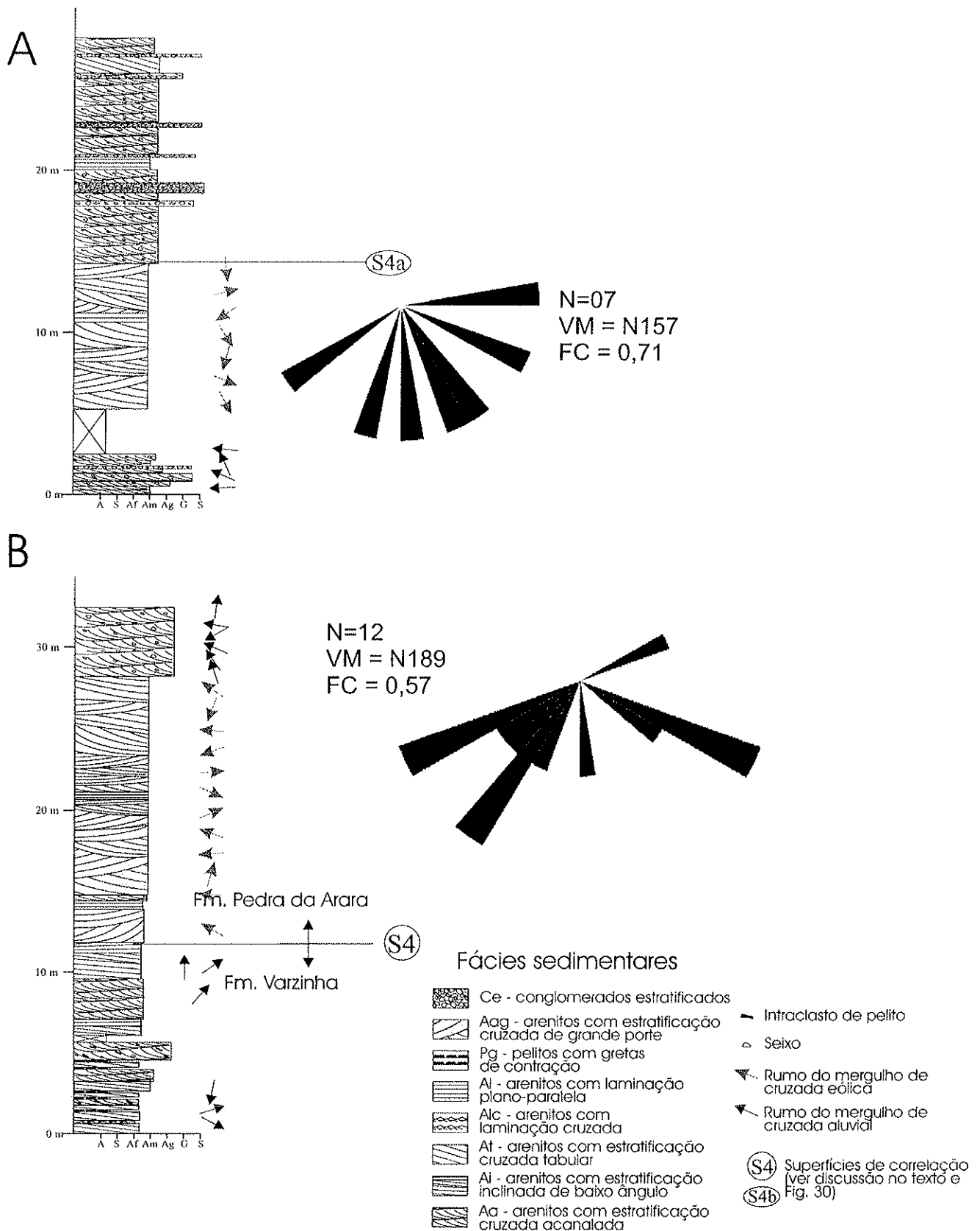


Fig. 22: Seções colunares de detalhe da Formação Pedra da Arara. A - Porção superior da unidade, mostrando limite entre as associações de fácies de dunas cólicas e de canais de rios efêmeros, a primeira com intercalações fluviais. Localidade da Pedra da Arara (ponto 112, UTM 22J 282889/6582642). B - Porção inferior da unidade, mostrando o contato com a Formação Varzinha e intercalação fluvial (ponto 180, UTM 22J 285848/6593642). Rosetas de paleoventos: N= número de medidas de paleoventos; VM = azimuth do vetor médio; FC = fator de consistência.

m, com predomínio da fácies **Ab** (Figs. 23 e 24). Tal predomínio revela preservação parcial das dunas ou menores dimensões em um contexto de início ou periferia do campo de dunas.

Apesar da pouca frequência da fácies **PI**, são comuns pavimentos com predomínio de marcas onduladas (fácies **Ao**), evidenciando a presença de interdunas úmidas. Interpreta-se essa particularidade como indício da ausência de aporte aluvial direto nas áreas de interdunas, inundadas por águas freáticas. As marcas onduladas provavelmente resultam de correntes induzidas pelo vento nessas corpos estagnados, assim como as marcas onduladas de fluxo oscilatório descritas por Faccini *et al.* (1987) e Paim & Scherer (2003).

Junto à borda leste da bacia, nas proximidades do Alto da Serra das Encantadas, o início da Formação Pedra Pintada é marcado por intercalações da associação de fácies de leques aluviais com a associação de fácies de dunas eólicas, com paleoventos para NE (Fig. 25). A associação de leques aluviais representa transição da Formação Pedra das Torrinhas para a Formação Pedra Pintada, caracterizada por um limite interdigitado que tem caráter sub-vertical na escala da bacia, já que a Formação Pedra das Torrinhas ocorre junto ao limite da bacia com o Alto da Serra das Encantadas em todo o intervalo estratigráfico da Formação Varzinha até a Formação Pedra Pintada (Fig. 30). Assim, intercalações de escala métrica da associação de fácies de leques aluviais com a associação de fácies de dunas eólicas, frequentes nas proximidades do limite leste da bacia, não tem conotação tectônica ou climática, refletindo a variação lateral de fácies. Já a superfície estratigráfica que separa conjuntos decamétricos das duas associações (Fig. 25), pode ter origem em controles externos, como discutido no item III.5.5.

#### III.5.4.3. Porção superior da Formação Pedra Pintada

As principais superfícies estratigráficas encontradas na sucessão eólica superior do morro da Pedra Pintada são representadas na Fig. 26, baseada em estudo realizados na face SW do morro, que permite o acesso e mapeamento da exposição pela presença de escarpas menos íngremes do que as da face NE (Fig. 18A).

Com base na análise das superfícies e das geometrias dos elementos encontrados pode-se estabelecer um padrão de deposição de interdunas associado às depressões frontais das dunas barcanas, com a progressiva migração das dunas sobre as interdunas resultando na passagem lateral de estratos cruzados (possivelmente relativos aos “braços” das barcanas) para camadas de interdunas (Figs. 26 e 29B). O cavalgamento das dunas deu-se a um ângulo relativamente alto, com a preservação de espessas sucessões de interdunas (Figs. 26 e 29C). A presença de interdunas em grande parte das superfícies de primeira ordem e a escassez de superfícies de segunda ordem sugerem a migração de dunas simples sobre planícies interdunares, com raro

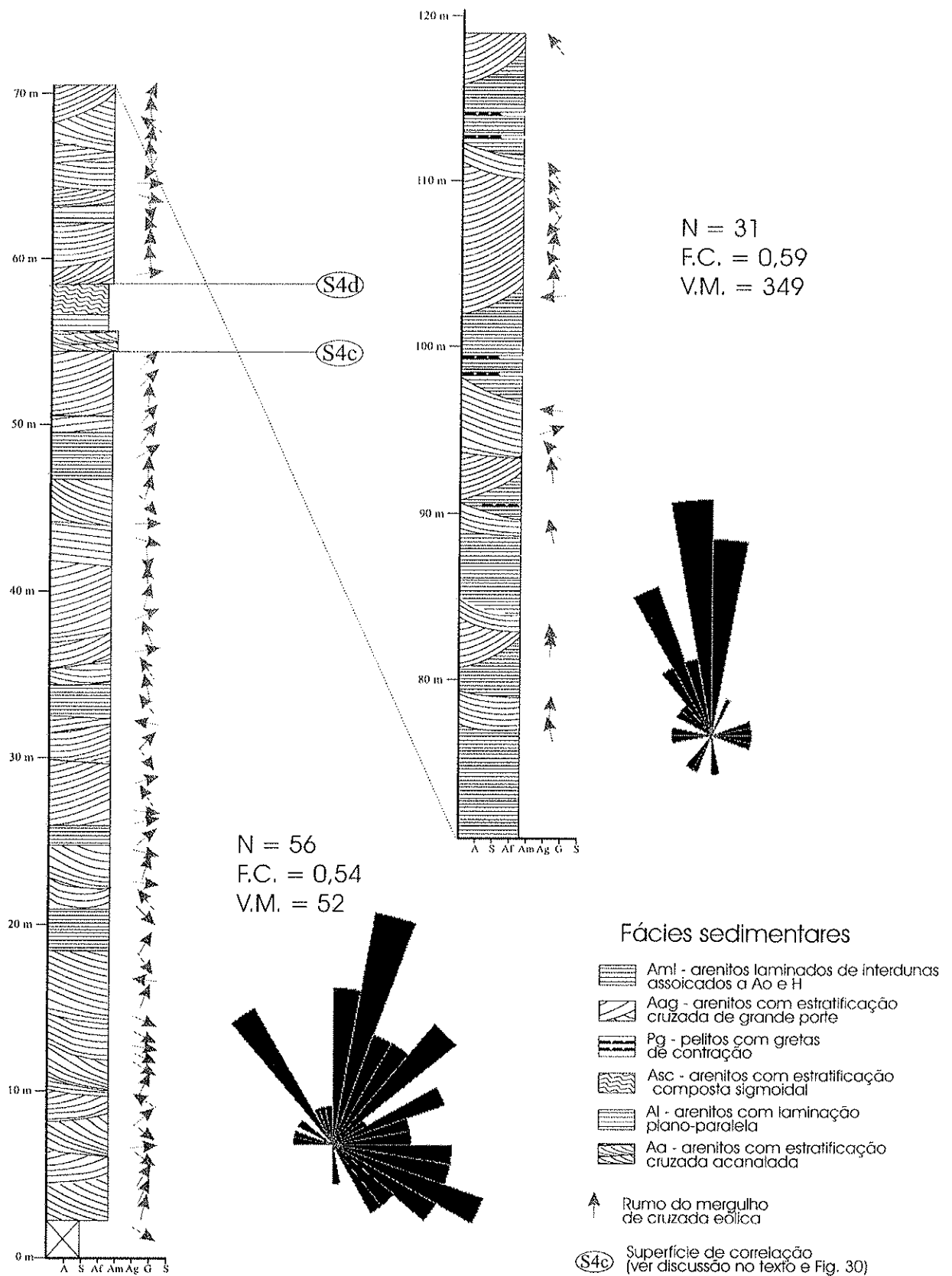
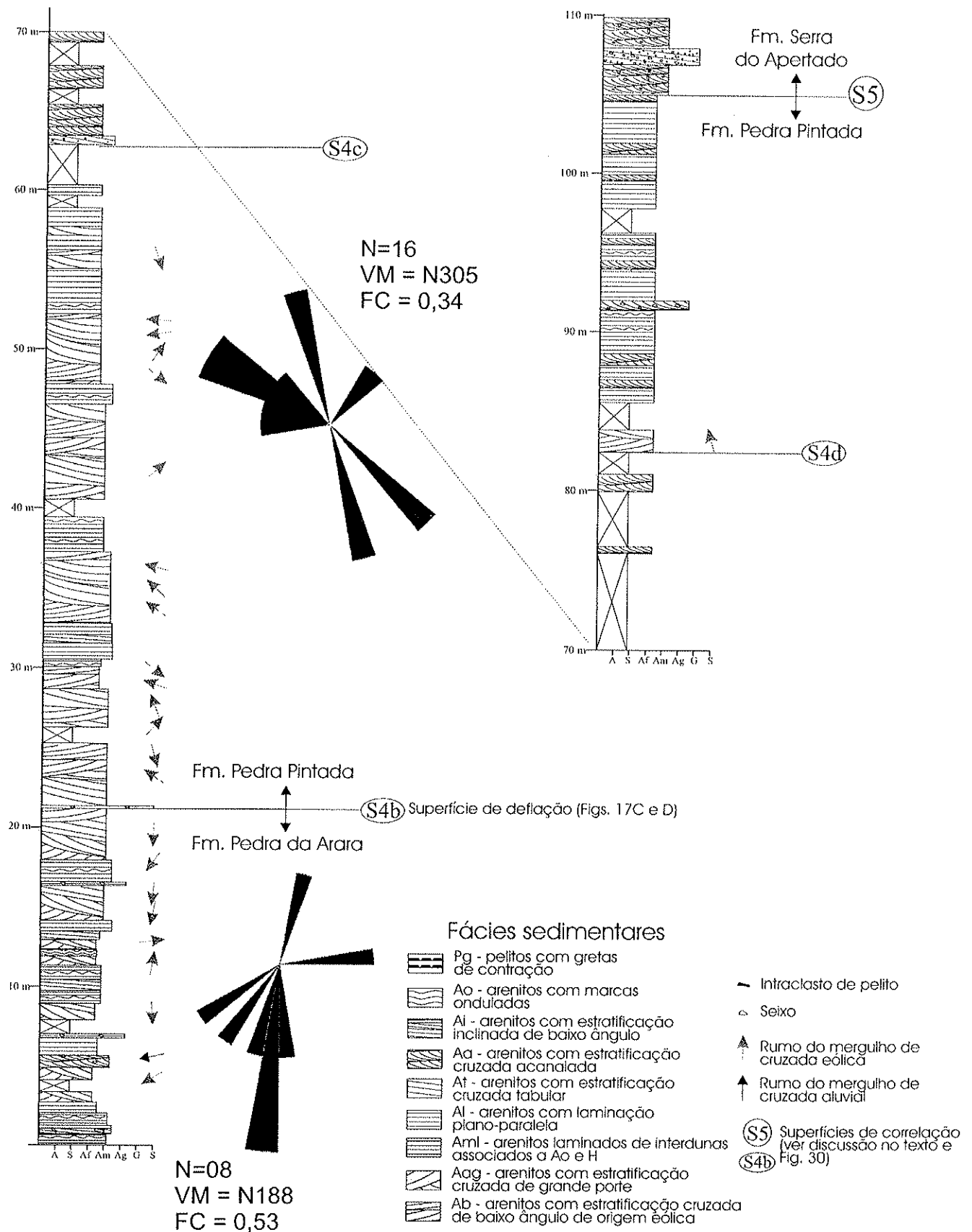


Fig. 23: Seção colunar de detalhe da Formação Pedra Pintada em sua localidade-tipo (ponto 192, UTM 22J 274400/6579250). Roseta de paleocorrentes: N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimute do vetor médio; FC = fator de consistência.





**Fig. 24:** Seção colunar de detalhe do ponto 108 (UTM 22J 27775 / 6582700), mostrando os limites entre as formações Pedra da Arara, Pedra Pintada e Serra do Apertado. Roseta de paleoventos: N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimuth do vetor médio; FC = fator de consistência.

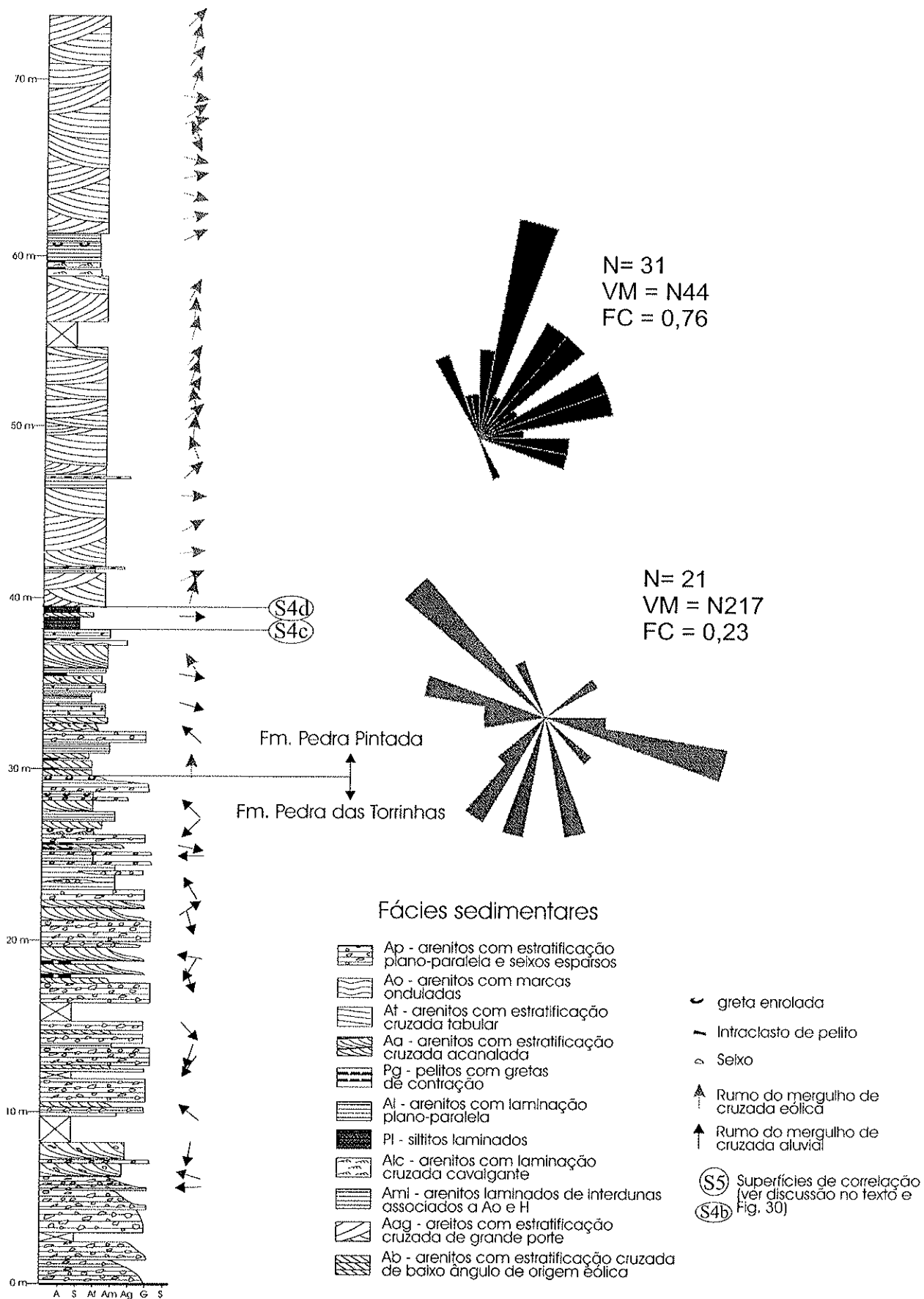
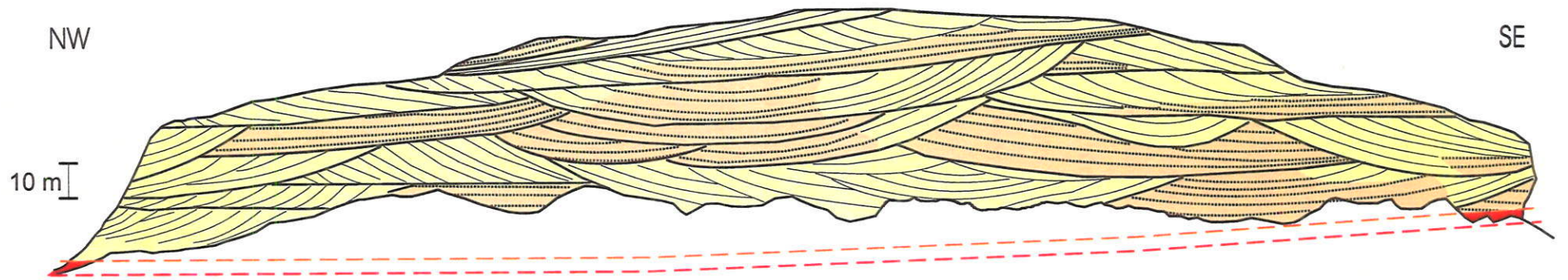


Fig. 25:- Seção colunar de detalhe da porção inferior da Formação Pedra Pintada, nas proximidades da borda leste da bacia, Pedra das Torrinhas (ponto 91, UTM 262218 / 6542782), mostrando a transição da associação de fácies de leques aluviais (transicional desde o topo da Formação Pedra das Torrinhas) para a associação de fácies de dunas eólicas. Notar a grande dispersão de paleofluxo na associação de leques aluviais. Roseta de paleoventos: Preta= paleoventos; Cinza= paleocorrentes aluviais; N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimute do vetor médio; FC = fator de consistência.



- |       |  |   |   |
|-------|--|---|---|
| —     | Superfícies de 1ª ordem - cavalgamento de dunas ou interdunas sobre dunas          | ■ | Associação de fácies de dunas eólicas                     |
| ⋯     | Superfícies deposicionais de interdunas úmidas                                     | ■ | Associação de fácies de interdunas-planícies de inundação |
| —     | Superfícies deposicionais (estratos frontais de dunas) e de 3ª ordem (reativações) | ■ | Associação de fácies flúvio-lacustres                     |
| - - - | Superfícies de reinício da deposição eólica (S4D)                                  |   |   |
| - - - | Supersuperfície, afogamento do campo de dunas (S4C)                                |   |   |

Fig. 26: Relação espacial entre as associações de fácies de dunas eólicas, interdunas-planícies de inundação e flúvio-lacustres, com representação das principais superfícies deposicionais e limitantes. Porção superior da Formação Pedra Pintada, localidade: Pedra Pintada.



desenvolvimento de *draas*.

A freqüente ocorrência de películas ou camadas de pelitos, por vezes gretados, nas fácies de interdunas (Figs. 23 e 27) sugere o aporte de material relacionado a um sistema aluvial contemporâneo (Fig. 29A), em um contexto do tipo interduna-planície de inundação (*sensu* Langford 1989 e Langford & Chan 1989). A correlação entre as seções estudadas revela que houve a migração de um sistema aluvial de nordeste para sudoeste, caracterizado pela presença da associação de fácies de planícies distais de rios efêmeros junto ao topo da Formação Pedra Pintada, em sucessões progressivamente mais espessas para NE (Figs. 24 e 30). Esse sistema aluvial provavelmente foi o responsável pelo aporte de pelitos nas interdunas da sucessão eólica, e a equivalência lateral de sucessões eólicas com sucessões aluviais, aliada à presença de evidências de interação eólico-fluvial em todo o conjunto, sugerem que as superfícies que limitam as duas associações de fácies em diferentes seções colunares não refletem eventos de grande escala, com origem alogênica, e sim a expressão local de processos autogênicos de migração lateral de sistemas deposicionais.

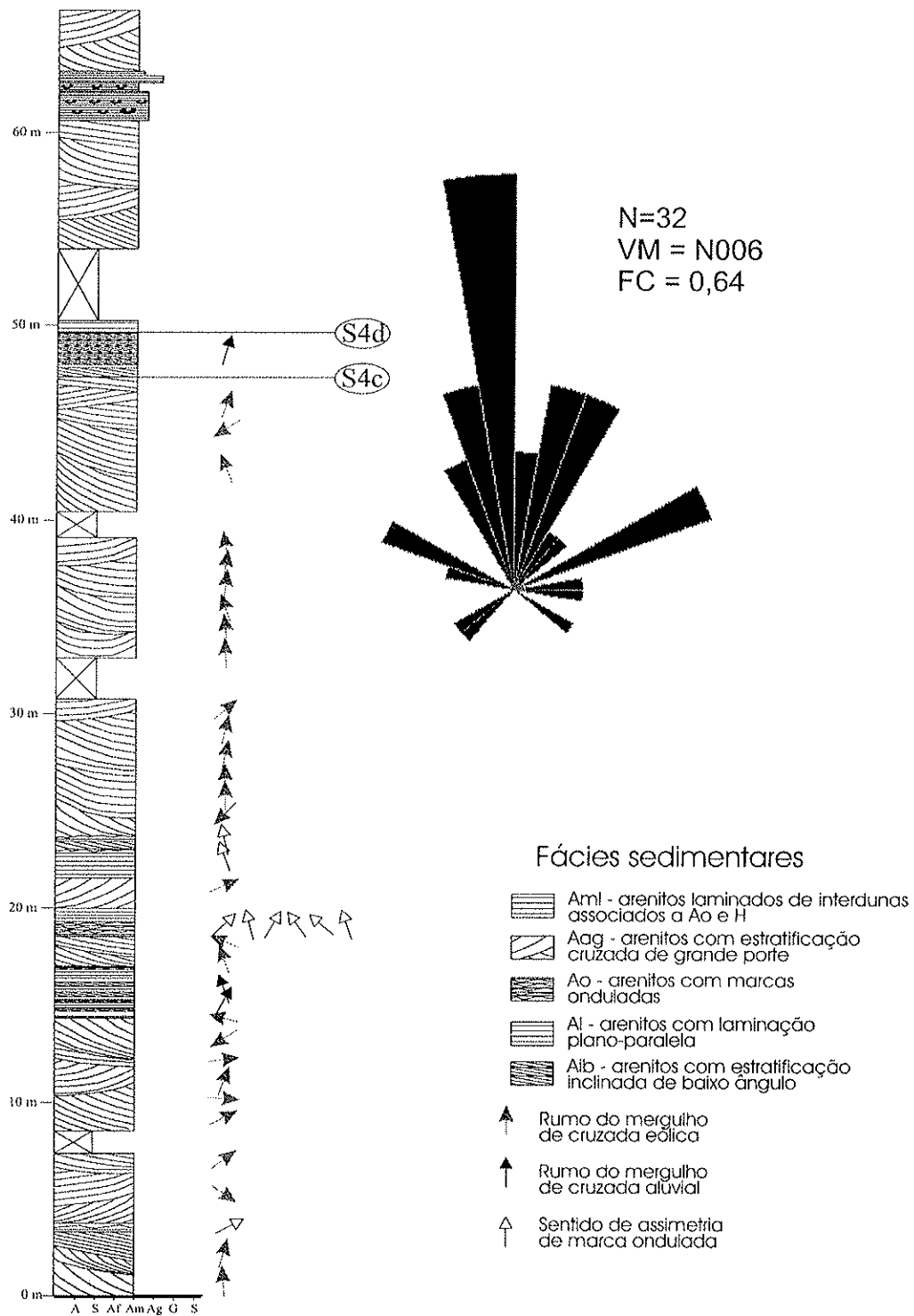
De forma diversa, o limite entre a sucessão inferior da Formação Pedra Pintada a sucessão superior é marcado pela presença de uma camada lateralmente contínua da associação de fácies flúvio-lacustre, que reflete importantes modificações no sistema deposicional. Essa camada, de 3,5 m de espessura (Fig. 23), é lateralmente correlata a sucessões da associação de fácies de canais de rios efêmeros (Fig. 30), e marca uma importante modificação paleoambiental.

A análise de paleocorrentes da Formação Pedra Pintada revela um vetor médio de mergulhos de estratificações cruzadas eólicas para NE (Fig. 28B), confirmando os resultados de Paim (1994). As paleocorrentes dos sistemas fluviais da Formação Pedra Pintada mostram transporte para NW.

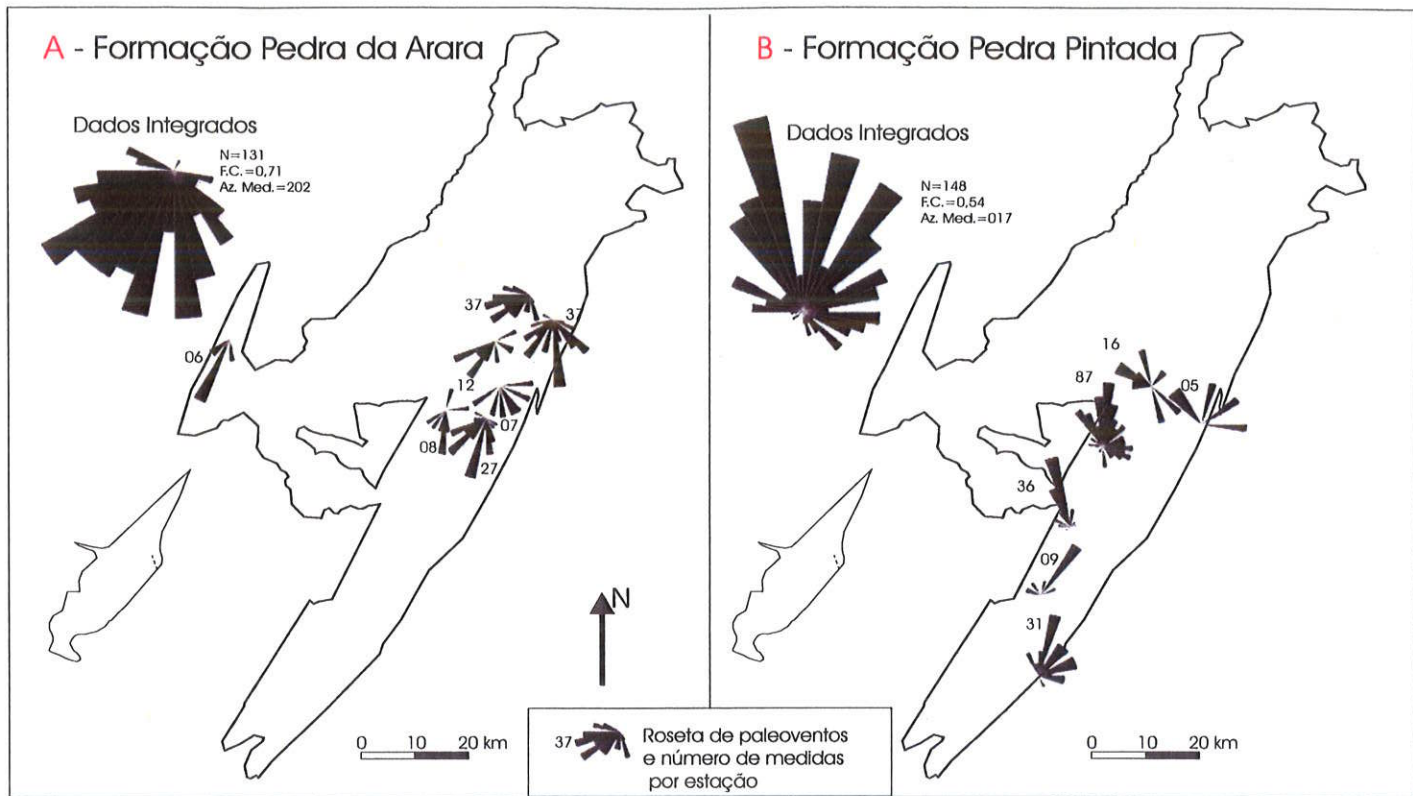
#### *III.5.5. Super-superfícies, ciclicidade e controles climáticos*

Além das superfícies locais de natureza autogênica, foram reconhecidas, nas formações Pedra da Arara e Pedra Pintada, superfícies estratigráficas correlacionáveis em seções colunares afastadas de quilômetros a dezenas de quilômetros (Fig. 30), que marcam importantes modificações nos sistemas deposicionais em grandes áreas, incluindo super-superfícies (*sensu* Kocurek 1988), representativas do fim de um ciclo de deposição eólica, e superfícies de retomada do desenvolvimento de campos de dunas sobre sucessões aluviais. Essas superfícies são descritas a seguir, numeradas de acordo com seu posicionamento estratigráfico no Grupo Guaritas. As superfícies estratigráficas maiores, interpretadas como eventos tectônicos ou climáticos principais (ver item III.6.), são designadas S1 a S5, e as superfícies estratigráficas

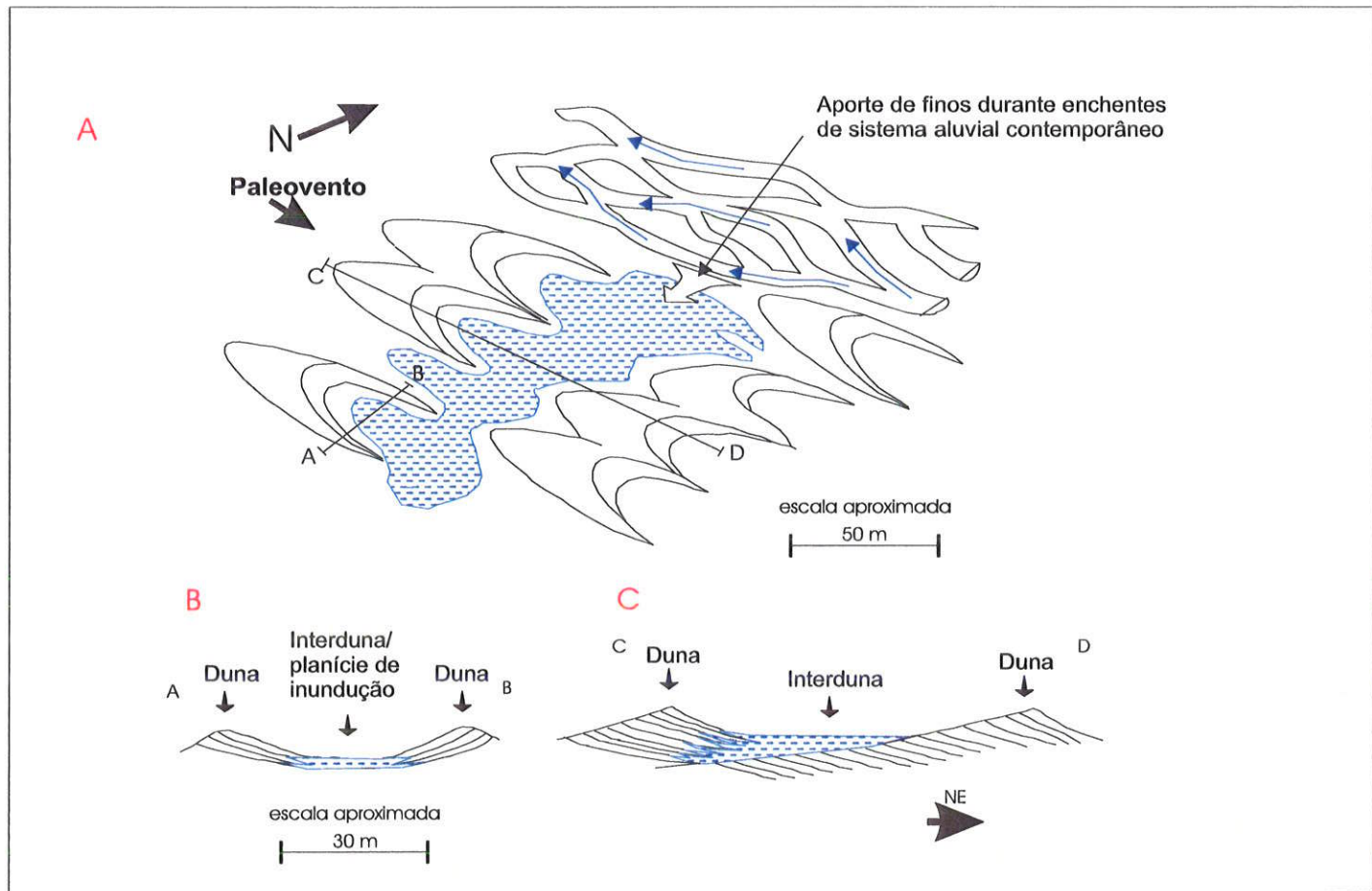




**Fig. 27:** Seção colunar de detalhe da porção superior da Formação Pedra Pintada no ponto 116 (UTM 22J 267728 / 6565931). Roseta de paleoventos: N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimuth do vetor médio; FC = fator de consistência.

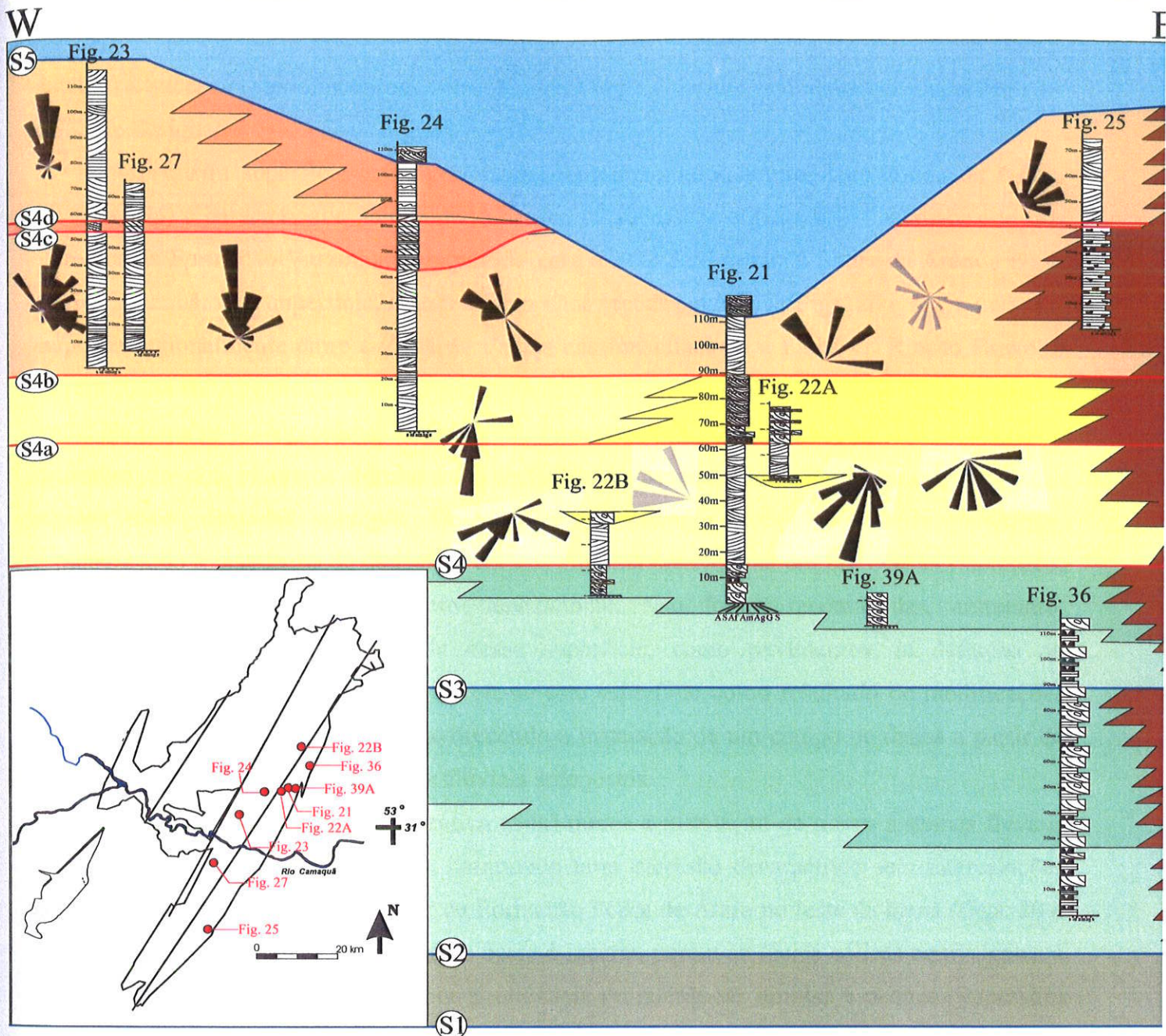


**Fig. 28:** Mapas esquemáticos de distribuição dos dados de paleoventos do Grupo Guaritas. **A** - Formação Pedra da Arara. **B** - Formação Pedra Pintada.



**Fig. 29:** Resconstituição paleogeográfica do sistema eólico da Formação Pedra Pintada interpretada através do estudo das fácies e elementos arquiteturais (Fig. 26). **A** - Visão geral da distribuição de dunas (barcanas e cristas barcanóides e interdunas). **B** - Resultado geométrico da interação duna-interduna observado em corte transversal (semelhante exposição da Fig. 26). **C** - O mesmo em corte longitudinal.





**Fm. Serra do Apertado**

Depósitos de canais efêmeros

**Fm. Pedra Pintada**

Predomínio de depósitos aluviais e flúvio-lacustres

Predomínio de depósitos eólicos

**Fm. Pedra da Arara**

Predomínio de depósitos aluviais

Predomínio de depósitos eólicos

**Fm. Varzinha**

Predomínio de depósitos de canais efêmeros

Predomínio de depósitos de planícies distais

**Fm. Pedra das Torrinhas**

Depósitos de leques aluviais

**Fm. Guarda Velha**

Depósitos de canais efêmeros

— Superfícies de origem tectônica (início ou incremento de subsidência)

— Superfícies de origem climática

Roseta de paleoventos

Roseta de paleocorrentes aluviais

(S1) Superfícies limitantes de ciclos maiores

(S4a) Superfícies limitantes de ciclos menores

**Fig. 30:** Correlação entre seções colunares da porção leste do Grupo Guaritas, entre as zonas de falhas das Encantadas e das Minas do Camaquã, e principais superfícies limitantes de ciclos deposicionais. Para seções colunares de detalhe *vide* figuras citadas sobre a respectiva seção esquemática. Formações Guarda Velha e Varzinha fora de escala.

internas à sucessão predominantemente eólica do Grupo Guaritas, limitada pelas superfícies S4 e S5, são designadas S4a a S4d (Fig. 30).

A primeira superfície estratigráfica do conjunto predominantemente eólico do Grupo Guaritas (S4) é caracterizada pelo contato brusco de sucessões eólicas sobre sucessões de rios efêmeros da Formação Varzinha, coincidindo com a base da Formação Pedra da Arara a norte do rio Camaquã. Esta superfície, registrada em duas seções colunares (Figs. 20 e 22B), pode ser mapeada regionalmente entre a Zona de Falhas das Encantadas e a Falha do Rincão Bravo, e entre a Falha da Angélica e o limite oeste da Sub-Bacia Camaquã Central, na borda oeste da bacia. Na porções mais próximas da Serra das Encantadas (borda leste da bacia), a S4 sobrepõe sucessões de rios efêmeros dominadas por fácies de canais, com abundantes seixos, e nas regiões mais afastadas sobrepõe fácies distais dominadas por planícies de inundação, caracterizando a instalação de depósitos eólicos em uma área ampla, em um evento sincrônico, provavelmente envolvendo um hiato deposicional. Não foram reconhecidas, entretanto, evidências de exposição prolongada nessa superfície, como pavimentos de deflação ou desenvolvimento de paleossolos. Interpreta-se esta superfície como resultado de modificações climáticas, com aumento da aridez favorecendo a instalação de um campo de dunas a partir de retrabalhamento de areia dos sistemas aluviais sotopostos.

A segunda superfície estratigráfica (S4a) marca a instalação de novos sistemas fluviais efêmeros sobre as sucessões eólicas, compondo uma sucessão decamétrica sem intercalações eólicas, registrada na porção superior da Formação Pedra da Arara no leste da bacia (Figs. 20 e 22A). A correlação dessa superfície para oeste é incerta, porém as fácies eólicas equivalentes à sucessão aluvial são caracterizadas por abundância de interdunas úmidas e pequena espessura das séries preservadas de fácies de dunas eólicas (Fig. 24), registrando um evento de modificação climática em todas as seções, com provável aumento da precipitação e diminuição do campo de dunas, que cede espaço a planícies aluviais. Dessa forma, a S4a pode ser considerada uma super-superfície (*sensu* Kocurek 1988).

A terceira superfície estratigráfica reconhecida (S4b), que coincide com a base da Formação Pedra Pintada, registra nova expansão do campo de dunas, com a sobreposição de fácies eólicas sobre os depósitos fluviais do topo da Formação Pedra da Arara, a leste (Figs. 21 e 30), e sobre depósitos eólicos anteriores da mesma formação a oeste (Figs. 24 e 30). Nas localidades onde a S4b separa depósitos eólicos das duas formações, a superfície é marcada por uma pavimento de deflação, com concentração de grânulos e pequenos seixos (Figs. 17C e D), e pela modificação do padrão de paleoventos, inicialmente para SSW, passando para NNE (Fig. 21), portanto caracterizando uma super-superfície *sensu* Kocurek (1988).

A quarta superfície estratigráfica (S4c), também classificada como super-superfície



*sensu* Kocurek (1988), demarca a base da associação de fácies flúvio-lacustre sobre a sucessão eólica inferior da Formação Pedra Pintada em sua seção tipo (Figs. 23 e 26), e foi anteriormente descrita por Paim (1994), Faccini & Paim (2001), Paim & Scherer (2003) e Scherer *et al.* (2003). A nordeste do morro da Pedra Pintada, esta superfície é caracterizada pelo contato erosivo de sucessões de canais de rios efêmeros sobre a sucessão eólica inferior da Formação Pedra Pintada (Fig. 24), e junto a borda da bacia, novamente é sobreposta por fácies de decantação (Fig. 25), indicando o estabelecimento de um sistema fluvial cercado por planícies de inundação com tendência à preservação de pequenos corpos lacustres. Assim, a S4c provavelmente reflete modificações climáticas, como interpretado por Paim (1994) e Paim & Scherer (2003), marcando o início de um estágio mais úmido, com uma grande diminuição ou mesmo desaparecimento do campo de dunas (Fig. 30).

O retorno do sistema eólico sobre associações de fácies lacustres e flúvio-lacustres define a quinta superfície estratigráfica (S4d), reconhecida em quatro seções colunares distintas (Figs. 23, 24, 25 e 27). Esta superfície sobrepõe o conjunto de canais de rios efêmeros e sistemas flúvio-lacustres adjacentes, e é sobreposta por depósitos eólicos em todas as seções (Fig. 30). Em direção ao topo, esses depósitos eólicos, que apresentam abundantes fácies de interdunas úmidas, passam lateralmente (para NE) para depósitos distais de rios efêmeros. Localmente a superfície que limita a sucessão eólica dessa sucessão de rios efêmeros é plana (Fig. 31), porém regionalmente ela é diacrônica, com mergulho para NE em relação às superfícies acima descritas e possivelmente associada a limite interdigitado entre associações de fácies (Fig. 30).

O limite de topo da Formação Pedra Pintada é uma superfície erosiva (Fig. 31) que corta diferentes níveis estratigráficos em diferentes seções, com incisão de mais de 100 metros (Fig. 30). Essa superfície (S5) marca o fim do período dominado por deposição eólica no Grupo Guaritas, com o início da deposição das fácies fluviais areno-conglomeráticas da Formação Serra do Apertado.

Desta forma, as sucessões com predomínio de depósitos eólicos do Grupo Guaritas compõem três ciclos, interpretados como de origem climática, com alternância de depósitos eólicos com menor ou maior influência de sistemas aluviais (Fig. 30). O primeiro inicia-se, sobre a S4, com cerca de 50 m de depósitos eólicos da porção inferior da Formação Pedra da Arara, limitados pela S4a e sobrepostos por aproximadamente 30 m de sucessões com maior contribuição aluvial na porção superior dessa formação. O segundo ciclo inicia-se com a S4b, que marca nova expansão do campo de dunas, registrada pela sucessão inferior da Formação Pedra Pintada com cerca de 60 m de espessura. Esta sucessão é limitada no topo pela S4c, que evidencia a interrupção da deposição eólica e o afogamento do campo de dunas por sistemas

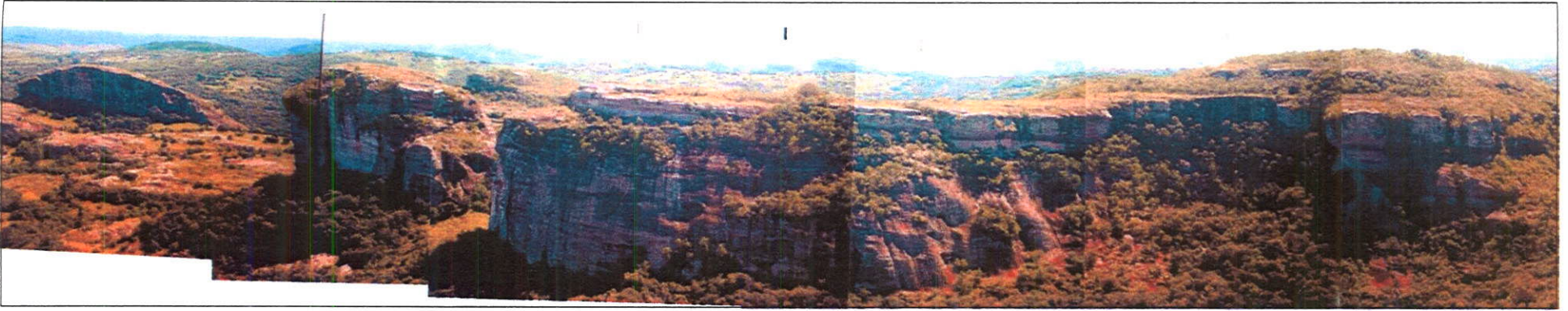
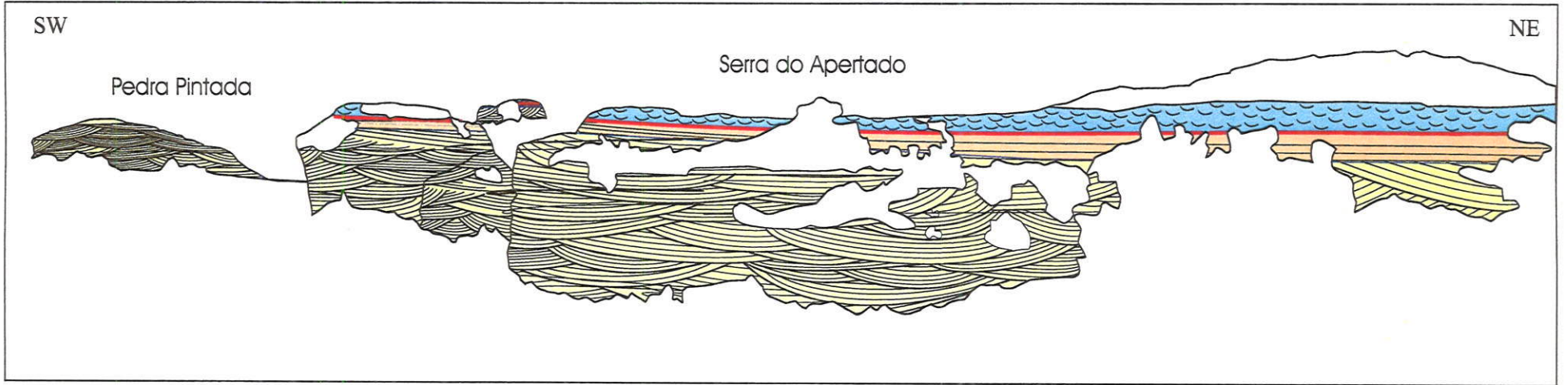









Fig. 31: Porção superior da Formação Pedra Pintada e contato localmente plano com a Formação Serra do Apertado (superfície S5).



-  Associação de fácies de canais de rios efêmeros (Formação Serra do Apertado)
-  Associação de fácies de planícies distais de rios efêmeros
-  Associações de fácies de dunas eólicas e de interdunas-planícies de inundação

Superfícies limitantes:

-  Superfície de primeira ordem
-  Superfícies deposicionais e superfícies de terceira ordem
-  S5 - Contato entre as formações Pedra Pintada e Serra do Apertado
-  Superfície local de afogamento do campo de dunas

flúvio-lacustres. A sucessão de clima mais úmido entre a S4c e a S4d tem espessura variável de 4 m a cerca de 20 m onde a S4c representa maior erosão. Uma delgada (poucos metros) sucessão eólica de ocorrência regional marca a reinstalação do campo de dunas sobre a S4d, sendo sobreposta por sistemas marcados pela interação eólico-fluvial e progressiva diminuição da área do campo de dunas na sucessão de topo da Formação Pedra Pintada, que apresenta espessura máxima registrada de cerca de 70 m e é limitada por superfície erosiva regional (S5).

### **III.6. Controles tectônicos na arquitetura deposicional de sistemas aluviais efêmeros do Grupo Guaritas.**

#### *III.6.1. Evolução dos conhecimentos sobre as sucessões aluviais do Grupo Guaritas*

As formações não eólicas do Grupo Guaritas (Guarda Velha, Varzinha, Pedra das Torrinhas e Serra do Apertado) são tradicionalmente consideradas como depósitos continentais, sendo as sucessões da Formação Guarda Velha interpretadas como produto de sistemas deposicionais fluviais (e.g. Ribeiro *et al.* 1966, Ribeiro 1970), posteriormente reconhecidos como de rios entrelaçados (Fragoso-Cesar 1984, Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985, Lavina *et al.* 1985), e as da Formação Varzinha como depósitos lacustres (Ribeiro *et al.* 1966, Ribeiro 1970, Fragoso-Cesar 1984) ou depósitos deltaicos em ambiente lacustre (Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985, Lavina *et al.* 1985). As sucessões conglomeráticas individualizadas como Formação Pedra das Torrinhas (Ruditos Pedra das Torrinhas de Fragoso-Cesar 1991) foram consideradas como depósitos de leques aluviais desde Ribeiro *et al.* (1966).

Estudos realizados por Paim (1994, 1995) e Paim *et al.* (1995, 2002) detalharam as interpretações sobre os processos sedimentares e os ambientes deposicionais das sucessões aqui incluídas nas formações Guarda Velha e Varzinha, concluindo que a primeira formou-se em um sistema fluvial dominado por carga de fundo, caracterizado por canais efêmeros, e a segunda em um sistema lacustre, também efêmero, com freqüentes oscilações do nível de base, sendo os eventos de elevação do nível coincidentes com os períodos de maior aporte de areia proveniente de sistemas fluviais.

O presente trabalho apresenta uma revisão de tais interpretações, baseada em análise de fácies sedimentares e elementos arquiteturais, além de uma interpretação sobre os controles alogênicos (externos aos sistemas deposicionais) responsáveis pelo estabelecimento dos ciclos de variação granulométrica reconhecidos nos depósitos da Formação Varzinha.

#### *III.6.2. Fácies Sedimentares*

As fácies sedimentares das formações Guarda Velha, Pedra das Torrinhas, Varzinha e

Serra do Apertado são caracterizadas por baixa maturidade mineralógica, com o predomínio de arcósios e freqüente ocorrência de arcósios líticos e litoarenitos feldspáticos. Cimentação carbonática eodiagenética é comum, interpretada por De Ros *et al.* (1994) como evidência de clima árido e de desenvolvimento de calcretes.

As fácies sedimentares reconhecidas são descritas e interpretadas abaixo:

**Ce** - Conglomerados estratificados (Fig. 32A)- Conglomerados organizados em camadas tabulares métricas, com pulsos de granulação granocrescente e granodecrescente. Ocorrem predominantemente nas proximidades do limite leste da Sub-Bacia Camaquã Central, na Formação Pedra das Torrinhas e em sua passagem lateral para a Formação Varzinha, junto à Zona de Falhas das Encantadas. Os clastos apresentam maior dimensão entre 3 e 15 cm, com extremos acima de 30 cm. Quando compostos por milonitos, os seixos e calhaus são sub-angulosos a angulosos, atribuindo um caráter de brecha à rocha. São interpretados como depósitos de fluxo não canalizado tipo enchentes em lençol (Blair & McPherson 1994, Blair 1999<sup>a</sup>).

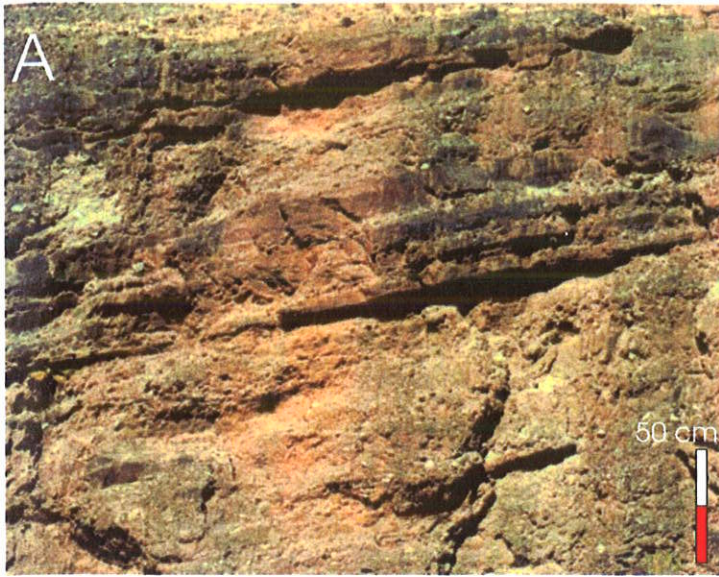
**Ci** - Conglomerados maciços de seixos imbricados - Conglomerados em lentes de espessura decimétrica a métrica e dimensões métricas, caracterizados por seixos imbricados paralelamente à direção do eixo médio. Ocorrem intercalados aos arenitos, geralmente conglomeráticos, da fácies **Aa**. São interpretados como depósitos de barras longitudinais conglomeráticas geradas por correntes aquáticas em canais entrelaçados.

**Dm** - Diamictitos maciços (Fig. 32B) – Diamictitos dispostos em camadas de até pouco mais de um metro, intercaladas a camadas da fácies **Aa**. De ocorrência muito restrita, foram identificados apenas na Formação Varzinha, próximo ao antigo limite oeste da bacia, junto ao Alto de Caçapava do Sul. São interpretados como produto de fluxos de gravidade coesivos (fluxos de detritos).

**Aa** - Arenitos médios com estratificação cruzada acanalada (Fig. 32C, D e E) - Camadas decimétricas de arenitos médios com estratificação cruzada acanalada, geralmente com seixos esparsos ou concentrados nos estratos frontais. São interpretados como depósitos de migração de dunas subaquáticas de cristas sinuosas, geradas por correntes trativas em regime de fluxo inferior.

**Al** - Arenitos com laminação plano-paralela - Arenitos finos a médios com laminação





**Fig. 32:** **A** - Conglomerados estratificados (Ce); **B** - Diamictitos maciços (Dm) com seixos de filito; **C** - Arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa); **D** - Grande festão de cruzada acanalada (Aa) em arenitos conglomeráticos; **E** - Arenitos com estratificação inclinada de baixo ângulo (Aib) cortados por paleocanal; **F** - Molde de greta de contração (Pg). Fotos **A** e **B** - Formação Pedra das Torrinhas; **C**, **E** e **F** - Formação Varzinha; **D** - Formação Guarda Velha.



plano-paralela, dispostos em camadas com espessuras centimétricas a decimétricas, com freqüente lineação primária de corrente. São interpretados como depósitos de leito plano em correntes aquáticas em condições próximas à velocidade crítica de regime de fluxo.

**Aib** - Arenitos com estratificação inclinada de baixo ângulo (Fig. 32E) - Arenitos finos a médios com estratificação inclinada de baixo ângulo em séries de até 1 m de espessura, separadas por superfícies de truncamento paralelas aos estratos cruzados da série sobreposta, cortando-se a ângulos de poucos graus. O aspecto geral assemelha-se ao da fácies **Al**, porém com sutis truncamentos entre os estratos. Localmente ocorrem níveis milimétricos de arenitos siltosos que marcam a laminação, relacionados a concentrações de micas brancas detríticas. Esta fácies é interpretada como produto de deposição de areia transportada por correntes aquáticas em condições próximas à velocidade crítica de regime de fluxo. Os truncamentos, que distinguem esta fácies da fácies **Al**, são resultado de uma topografia no leito deposicional, marcada por elevações e depressões de pequena amplitude e grande comprimento, formadas por acréscimo vertical.

**At** - Arenitos com estratificação cruzada tabular - Arenitos finos em séries de até 1 m de espessura separadas por camadas centimétricas das fácies **Pg** ou **Al**, caracterizados por estratificação cruzada com ângulo entre 15° e 22°, tabular a levemente acanalada, geralmente tangencial na base. A seleção granulométrica é boa, porém localmente ocorrem grânulos esparsos. A presença de micas e grânulos esparsos atesta uma origem em correntes aquáticas, distinguindo esta fácies das fácies de dunas eólicas. A fácies **At** é interpretada como produto de migração de formas de leito de cristas retas a levemente sinuosas, em correntes aquáticas em regime de fluxo inferior, retrabalhando areias eólicas.

**Aic** - Arenitos com laminação cruzada cavalgante - Arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*) em camadas centimétricas, intercalados à fácies **Pl** em conjuntos rítmicos. São interpretados como depósito de migração de marcas onduladas em correntes aquáticas em regime de fluxo inferior, com deposição simultânea por tração e suspensão causada por perda de capacidade de transporte da corrente.

**Pg** - Pelitos com gretas de contração (Fig. 32 F) - Estratos milimétricos a centimétricos de pelitos com gretas de contração poligonais, em níveis separados por camadas arenosas, principalmente da fácies **Al**, ricas em intraclastos de argila. São interpretados como depósitos de decantação em água, seguida por exposição subaérea, gretação e preenchimento das fendas por

areia transportada por correntes aquáticas. São extremamente freqüentes na Formação Varzinha, sendo raras as camadas de pelitos sem gretas nessa unidade.

**PI** - Pelitos laminados - Camadas milimétricas a centimétricas de siltitos e argilitos, geralmente intercaladas à fácies **Aic** em séries rítmicas. São interpretados como depósitos de decantação, em águas estagnadas, de material transportado por suspensão.

### *III.6.3. Elementos arquiteturais*

As fácies sedimentares descritas e interpretadas acima compõem associações recorrentes caracterizadas como corpos sedimentares com geometria particular, limitados por superfícies que representam alterações no ambiente deposicional local. Tais corpos de rocha, denominados elementos arquiteturais por Miall (1985, 1991), são os blocos constituintes das sucessões sedimentares, e representam o registro dos principais elementos dos sistemas deposicionais.

**FC** - Formas de leito conglomeráticas - Equivalente ao elemento **GB** de Miall (1985, 1996), é constituído por camadas lenticulares, de poucos metros de espessura, da fácies **Ci**. Representam corpos dominados por formas de leito de carga de tração (barras longitudinais e transversais) em sistemas fluviais entrelaçados.

**FA** - Formas de leito arenosas (Figs. 37, 38, 40 e 41) - Equivalente ao elemento **SB** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por camadas métricas, lateralmente contínuas, de base plana em escala de afloramento, formadas por dunas subaquáticas superpostas, compreendendo as fácies **Aa** ou **At**. Corresponde ao elemento **TCBS** (*trough cross-bedded sandstone sheet*) de Paim (1994). É interpretado como produto de correntes, em regime de fluxo inferior, desconfinadas ou confinadas a canais rasos e amplos ou com rápida migração lateral.

**LC** - Lençóis de conglomerados estratificados – Elemento caracterizado por geometrias tabulares e predomínio da fácies **Ce**, em associação com a fácies **AI**, freqüentemente em ciclos granodecrescentes decimétricos a métricos. A geometria tabular desse elemento arquitetural e sua freqüente associação com o elemento **LA** sugerem uma origem decorrente de enchentes em lençol (Blair & McPherson 1994, Blair 1999<sup>a</sup>) em leques aluviais pobres em fração pelítica. 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).

**LD** - Lobos de fluxo de detritos (Fig. 41) - Equivalente ao elemento **SG** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por lentes ou camadas métricas tabulares da fácies **Dm**, normalmente associadas ao elemento **CE** (canais efêmeros). É interpretado como produto de processos de fluxo gravitacional coesivo (fluxo de detritos) em lobos ativos de leques aluviais.

**CE** - Canais efêmeros (Figs. 34, 37, 38, 41)- Elemento representado, na área estudada, por corpos lenticulares de pequenas dimensões (poucos metros), preenchidos por arenitos (fácies **Aa**, **At** ou **Al**), cortando o topo dos elementos **FC** (formas de leito conglomeráticas), **FA** (formas de leito arenosas), **LA** (lençóis de arenitos laminados) ou **PE** (finos de planícies de inundação). O preenchimento é posterior à incisão, sendo caracterizado por ciclos de atenuação de energia. Os ciclos iniciam-se com arenitos com estratificação concordante com o fundo (Figs. 32D e E, 34 e 37) compondo grandes festões (métricos) com seixos concentrados em seus eixos (áreas de incisão mais profunda), e passam para camadas lateralmente mais contínuas do elemento **LA**, geradas por migração de formas de leito (fácies **Aa**) e/ou camadas das fácies **Al** e **Aib**, formadas em correntes rasas. O fim dos processos trativos é marcado por fácies de decantação e gretação (**Pg**) no topo dos ciclos, relacionadas ao elemento **PE**. Tais ciclos são interpretados como evidência de enchentes recorrentes em sistemas efêmeros, gerando incisão inicial e marcados pelo abandono da área de deposição após estagnação da água e infiltração. Frequentemente as camadas pelíticas finais dos ciclos (**Pg**) não estão preservadas, porém os intraclastos de pelitos resultantes de sua erosão estão sempre presentes na base do ciclo sobreposto. Além da erosão por eventos subseqüentes, a escassez de pelitos em alguns depósitos fluviais efêmeros, notadamente nas formações Guarda Velha e Serra do Apertado, pode ser resultado de *bypass* da fração fina para regiões mais distais, onde predomina o elemento **PE** (planícies de inundação de rios efêmeros). Nas unidades estudadas não são observáveis canais de grande porte, o que levou Paim (1994) a denominar este elemento de *Minor channel-fill* (**CHm**). Miall (1985, 1996) classificou todos os tipos de canais, independentemente de suas dimensões ou perenidade, no elemento **CH**.

**LA** - Lençóis de arenitos laminados (Figs 34, 37, 38, 41) - Equivalente ao elemento **LS** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por camadas tabulares decimétricas a métricas de extensão de dezenas de metros, compostas pelas fácies **Al** e **Aib**, frequentemente com lineação primária de corrente. Este elemento por vezes contém camadas tabulares da fácies **Ce** na base de ciclos granodecrescentes. É interpretado como produto de fluxo desconfinado, possivelmente em regime de fluxo superior, em planícies fluviais efêmeras e/ou porções distais de leques aluviais.



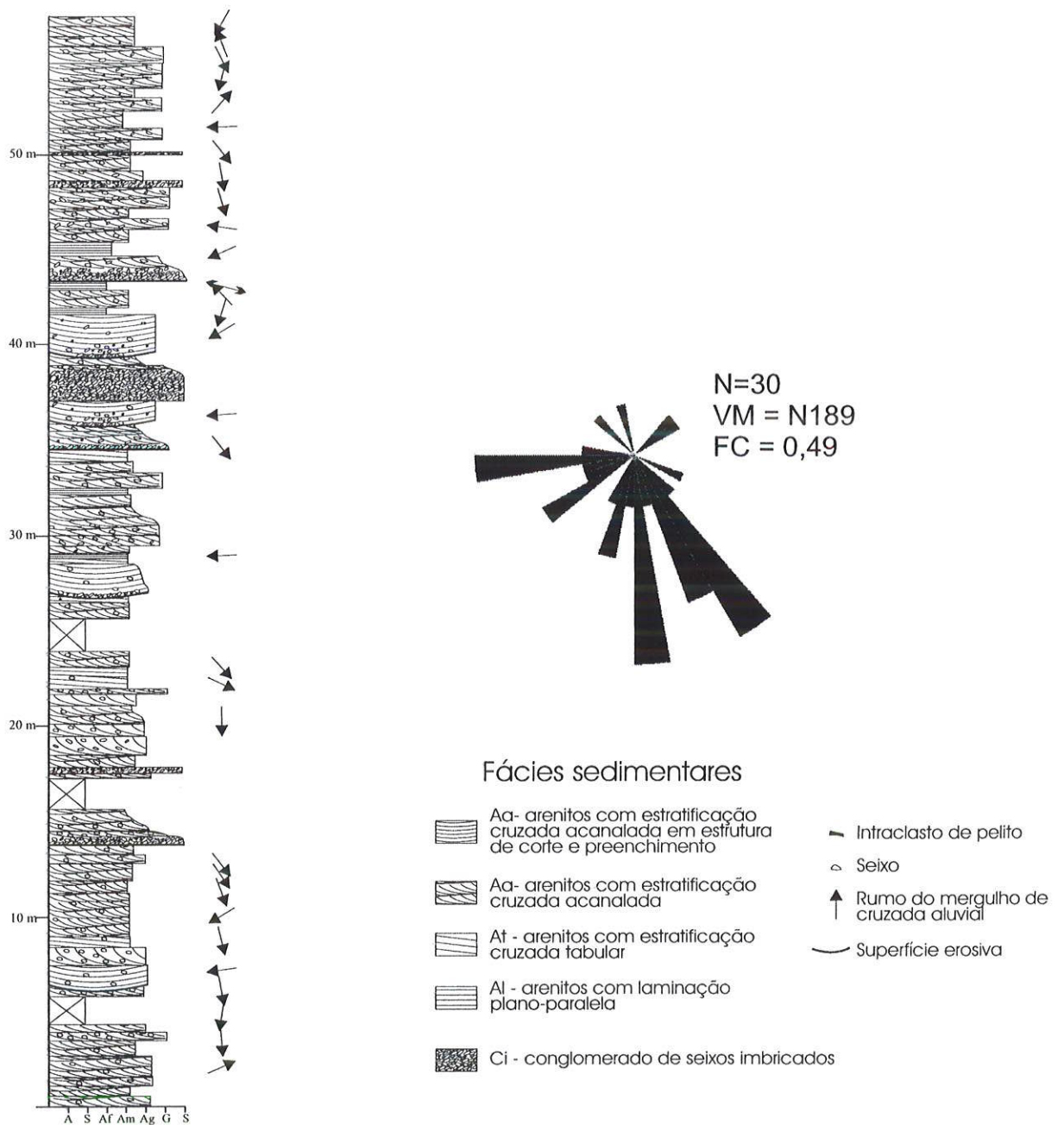
**PE** - Finos de planícies de inundação de rios efêmeros (Figs. 37 e 38) - Equivalente ao elemento **OF** de Miall (1985, 1996), é caracterizado por camadas tabulares decimétricas a métricas das fácies **AI** e **Aa**, intercaladas a camadas decimétricas da fácies **Pg**, com continuidade lateral restrita a poucos metros. As proporções entre arenitos e pelitos gretados também variam lateralmente, revelando decantação preferencial em áreas topograficamente rebaixadas, porém sempre expostas à gretação após cada evento. A origem deste elemento arquitetural está relacionada a áreas adjacentes aos canais efêmeros (elemento **CE**), marcadas por ciclos de aporte de areia por tração em fluxo desconfinado, estagnação do fluxo e conseqüente decantação de pelitos, seguida por rápida infiltração e evaporação da água resultando em exposição das camadas pelíticas ao sol. O preenchimento das gretas e erosão parcial dos polígonos de argila ocorre no evento seguinte. Este elemento é restrito à Formação Varzinha.

**LI** - Lagos de planícies de inundação (Fig. 38) – Elemento composto por camadas decimétricas a métricas com intercalações rítmicas das fácies **PI**, **Alc** e **AI**, com raro **Pg**, com continuidade lateral de metros a dezenas de metros. Difere do elemento **PE** por não apresentar evidências de exposição subaérea após cada evento de decantação, e sim indícios de preservação da lâmina d'água por um período marcado por vários eventos de aporte de areia, resultando em recorrentes camadas de arenitos com laminação cruzada cavalgante (**Alc**). Este elemento é restrito à Formação Varzinha e muito menos freqüente que o elemento **PE**.

### *III.6.4. Reconstituição paleogeográfica*

#### **III.6.4.1. Formações Guarda Velha e Serra do Apertado**

As formações Guarda Velha e Serra do Apertado apresentam amplo predomínio de fácies de arenitos seixosos com estratificação cruzada acanalada (**Aa**), com ocorrência subordinada de arenitos laminados (**AI**) e lentes conglomeráticas (**Ci**), assemelhando-se, desta forma, a depósitos de rios dominados por carga de fundo areno-conglomerática em canais entrelaçados de alta energia (Miall 1996). A abundância de superfícies erosivas irregulares com incisão de até três metros e preenchimento marcado por ciclos granodecrescentes do elemento **CE** (canais efêmeros, Fig. 33) sugere grande oscilação de descarga e desequilíbrio entre a topografia deposicional do fim de um ciclo e a capacidade de transporte e erosão do início do ciclo seguinte. A presença de camadas lateralmente contínuas do elemento **FA** (formas de leito arenosas), com lentes de **FC** (formas de leito conglomeráticas), sobre o elemento **CE** (Fig. 33)



**Fig. 33:** Seção colunar de detalhe do ponto 115 (UTM 22J 252065 / 6578301) representativa da Formação Guarda Velha. Roseta de paleocorrentes: N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimuth do vetor médio; FC = fator de consistência.

pode ser interpretada como resultado de canais rasos e amplos ou com grande mobilidade lateral, porém a frequência do elemento **LA** (lençóis de arenitos laminados) associado ao elemento **CE** (Fig. 34) indica episódios de transporte próximo à velocidade crítica de regime de fluxo e, portanto, correntes rasas e/ou rápidas, sugerindo que o conjunto reflete fluxo desconfinado, em regime de fluxo inferior ( fácies **Aa** e **At**) ou crítico a superior ( fácies **Al** e **Aib**). A abundância de intraclastos argilosos na base dos ciclos do elemento **CE** indica a ocorrência de episódios de estagnação de fluxo, decantação e possivelmente exposição subaérea e gretação.

O conjunto destas características, (i) desequilíbrio entre processo de transporte e topografia deposicional anterior, causado por grande oscilação de descarga, (ii) recorrência de episódios de fluxo desconfinado e (iii) episódios de estagnação da corrente e abandono da área deposicional, sugere um sistema deposicional de rios efêmeros em climas áridos ou semi-áridos (Bromley 1991, Tooth 2000).

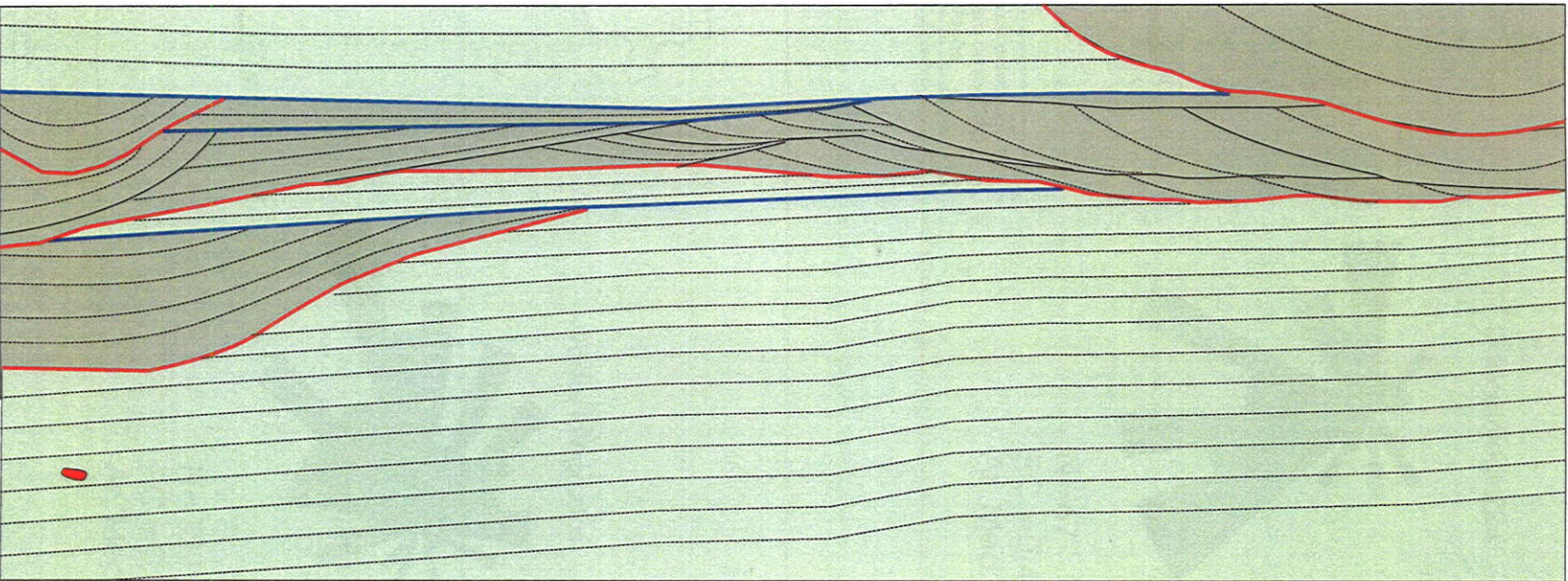
As paleocorrentes de ambas unidades apontam transporte médio para SSW (Fig. 35A), indicando um caráter longitudinal dos sistemas de transporte principais, paralelos ao eixo da bacia. A forma predominantemente arredondada e a proveniência dos seixos, dominada por vulcânicas ácidas, granitos e quartzo de veio, contrastam as características dos níveis conglomeráticos das formações Varzinha e Pedra das Torrinhas e, em conjunto com as paleocorrentes, sugere que esses sistemas fluviais axiais tem uma origem em cabeceiras a norte e provavelmente foram capturados para dentro da bacia nos estágios iniciais de formação do *rift*. A escassez ou ausência de fácies de decantação sugere deposição sob condições de aporte sedimentar muito maior que a taxa de geração de espaço de acomodação (Wright & Marriot 1993, Shanley & McCabe 1994), com transporte da maior parte da fração fina para regiões mais distais (*bypass*).

#### III.6.4.2. Formação Varzinha

A Formação Varzinha é caracterizada pela presença de espessas sucessões com intercalações verticais e transições laterais entre os elementos **PE** (planícies de inundação de rios efêmeros), **CE** (canais efêmeros), **LA** (lençóis de arenitos laminados) e **FA** (formas de leito arenosas), com ocorrência local de **LI** (lagos de planícies de inundação de rios efêmeros), além do elemento **LC** (lençóis de conglomerados estratificados) (Figs 36, 37 e 38).

Como discutido no item anterior, as características dos ciclos dos elementos **CE**, **FA** e **LA** indicam correntes efêmeras e episódios de enchentes inicialmente erosivas que passam, com a atenuação do fluxo, a depositar nas depressões escavadas, posteriormente recobertas por lençóis contínuos de arenitos, sugerindo que o fluxo foi desconfinado e não limitou-se às formas

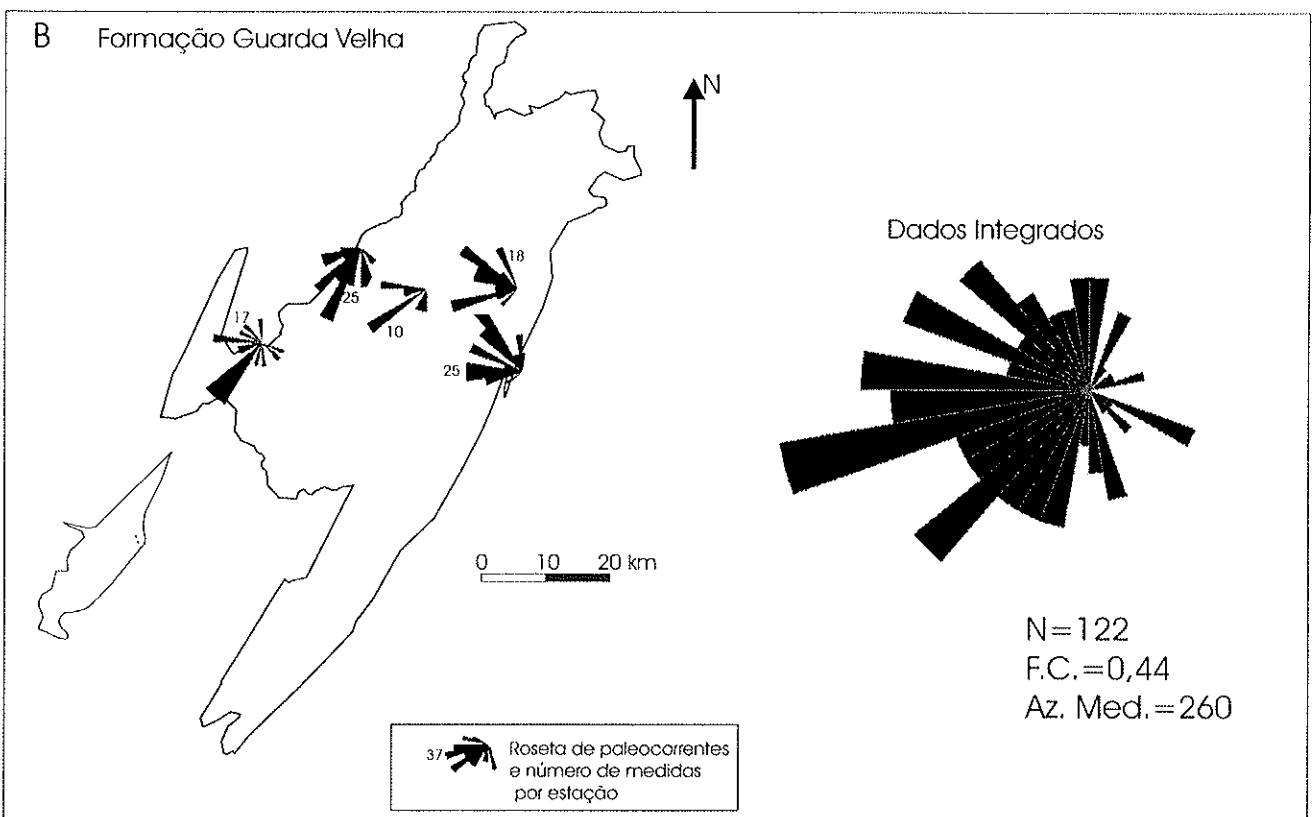
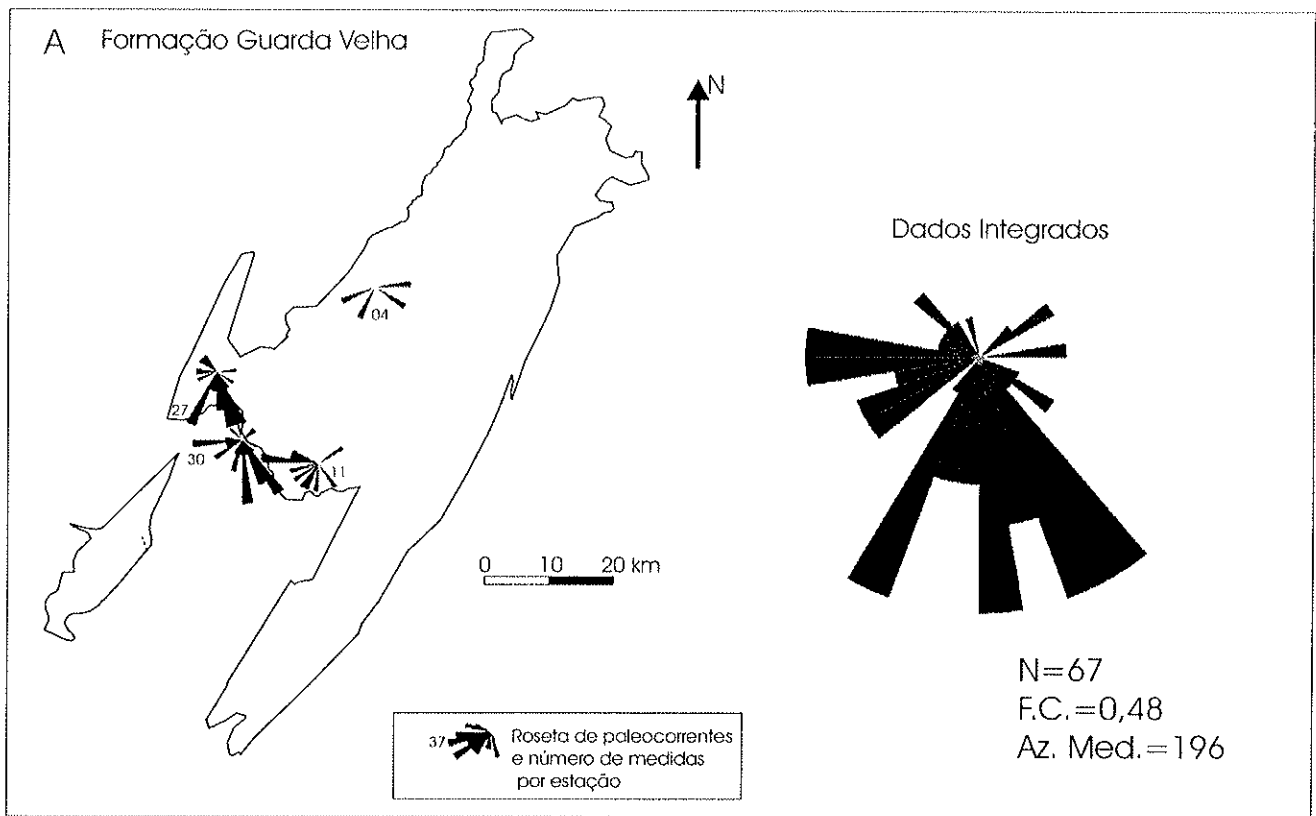




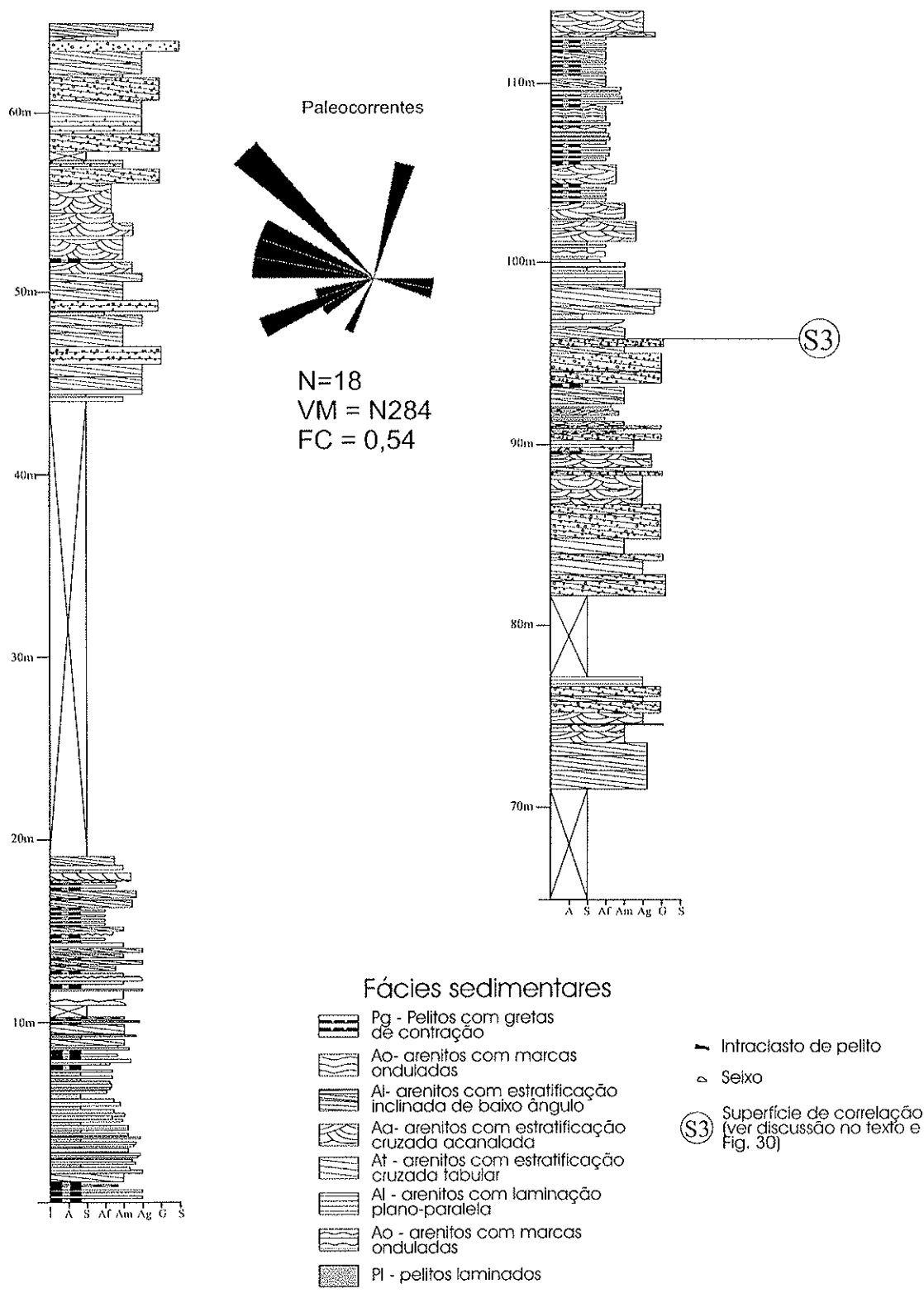
- CE - canais de rios efêmeros
- LA - lençóis de arenitos laminados (predomínio da fácies Aib fino)
- Superfície deposicional
- Superfície basal de enchente em lençol
- Superfície erosiva

**Fig. 34:** Fotomosaico de depósitos fluviais efêmeros da Formação Guarda Velha (ponto 171, UTM 22J 251171/6575146), com destaque para as relações entre o elemento arquitetural de canais de rios efêmeros e o elemento lençóis de arenitos laminados.



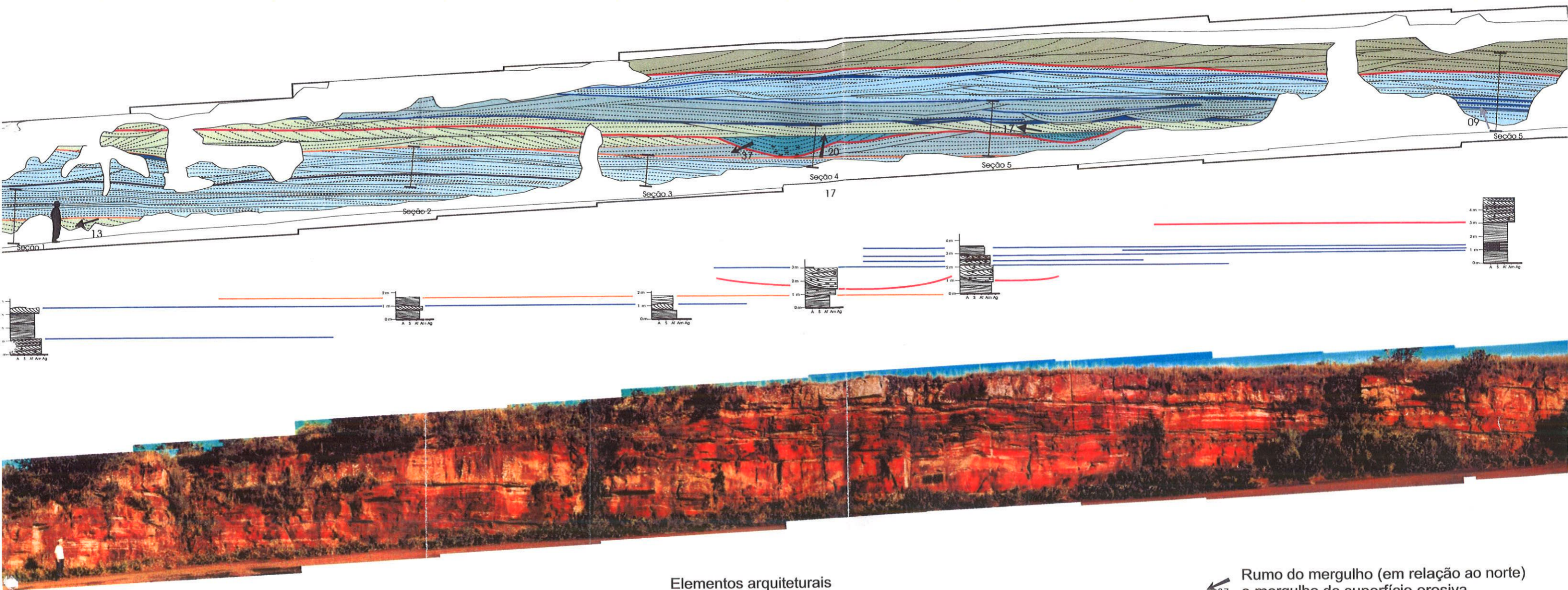


**Fig. 35:** Mapas esquemáticos de distribuição dos dados de paleocorrentes aluviais do Grupo Guaritas e rosetas de dados totais. **A** - Formação Guarda Velha **B** - Formação Varzinha. N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimute do vetor médio; FC = fator de consistência.



**Fig. 36:** Seção colunar da Formação Varzinha mostrando recorrência de sucessões dominadas por canais efêmeros (CE) e por planícies de inundação de rios efêmeros (CE), com destaque para a superfície S3. Passo do Doralício (UTM 22J 291280 / 6589100). N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimute do vetor médio; FC = fator de consistência.





- Superfície de abandono (decantação e gretação)
- Superfície erosiva principal
- Superfície erosiva menor
- ..... Superfície deposicional (estratificação)
- Truncamento entre séries
- Limite não erosivo de eventos de enchente em lençol

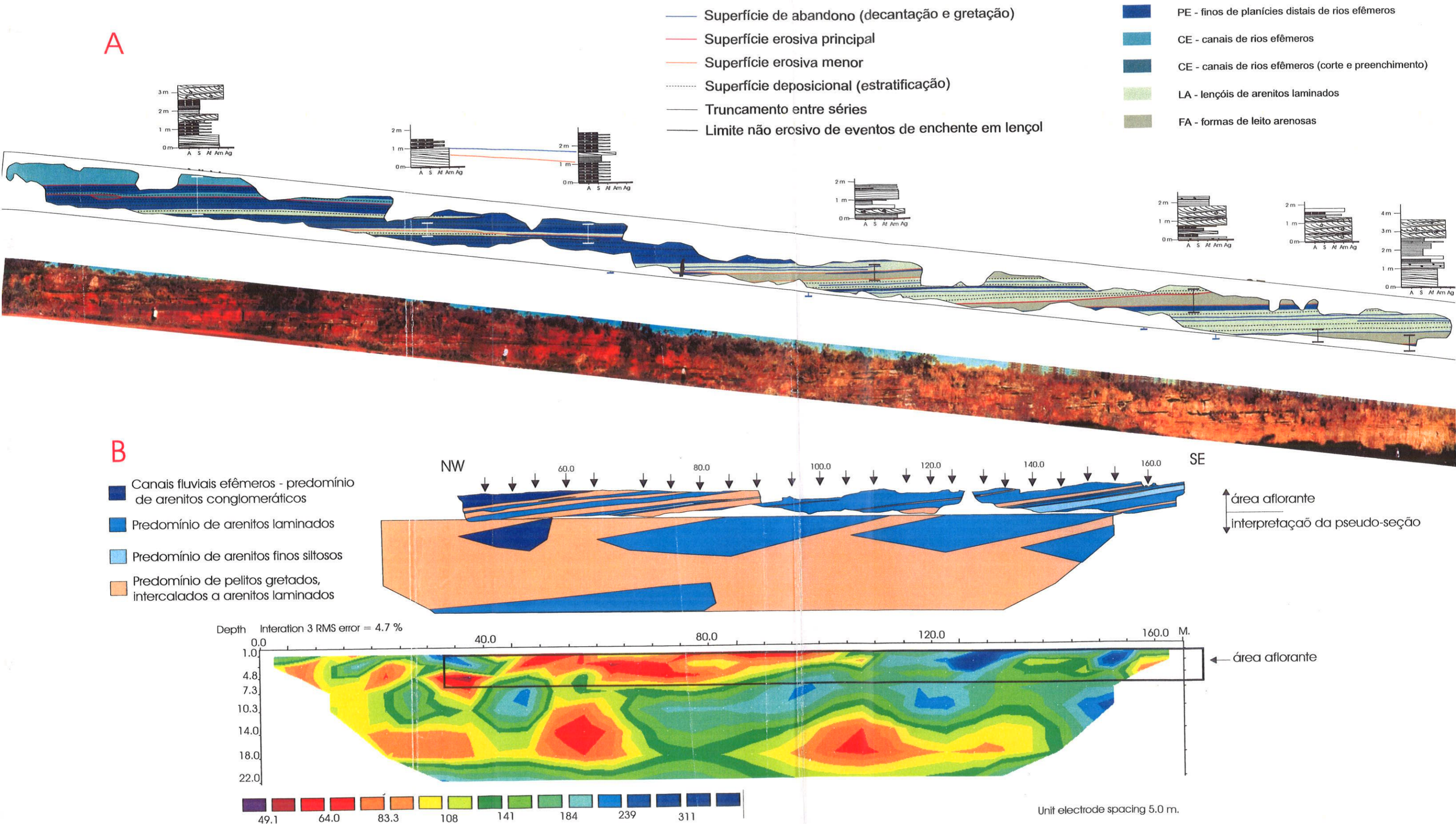
Elementos arquiteturais

- PE - planícies inundações
- FA - formas de leito arenosas
- FA - formas de leito arenosas (sobre CE)
- CE - canais de rios efêmeros
- LA - lençóis de arenitos laminados (predomínio da fácies Ab fino)
- LA - lençóis de arenitos laminados (predomínio de Ab médio)

- ↙<sup>37</sup> Rumo do mergulho (em relação ao norte) e mergulho de superfície erosiva
- ↙<sup>17</sup> Rumo do mergulho (em relação ao norte) e mergulho de estratificação cruzada
- ↙<sup>09</sup> Rumo do mergulho (em relação ao norte) e mergulho de estratificação inclinada de baixo ângulo

**Fig. 37:** Fotomosaico e interpretação de depósitos fluviais efêmeros da Formação Varzinha (ponto 12, UTM 22J 290418/6594200), com destaque para os ciclos de erosão seguida por preenchimento por canais entrelaçados (elemento CE), fluxo desconfinado (elementos LA e FA) e estagnação/gretação (elemento PE) (inclinado para compensar o basculamento).





**Fig. 38:** **A** - Fotomosaico e interpretação de depósitos fluviais efêmeros da Formação Varzinha (ponto 07, UTM 22J 290807 / 6589793) com destaque para os ciclos de canais efêmeros (elemento CE) ou fluxo desconfinado (elementos LA e FA) passando para fácies de decantação e gretação (elemento PE) (inclinado para compensar o basculamento). **B** - Perfil e interpretação de tomografia elétrica do mesmo afloramento, mostrando variações laterais de resistividade interpretadas como relações laterais entre os elementos arquiteturais.



canalizadas escavadas. Na Formação Varzinha, esse quadro é complementado por abundantes depósitos de planícies de inundação recorrentemente ressecadas (elemento **PE**), extremamente semelhantes às descritas por Tunbridge (1981, 1984), Clemmensen *et al.* (1989) e Olsen (1989), com raros corpos d'água durando por mais de uma enchente (elemento **LI**). As relações geométricas entre os dois principais elementos, **CE** e **PE**, indicam que sua recorrência vertical é resultado de coexistência lateral.

Tal constatação é o principal resultado de um perfil de eletro-resistividade (tomografia elétrica) realizado junto a um afloramento dominado pelos elementos **PE** e **CE** (Fig. 38B). Na porção da pseudo-seção equivalente ao afloramento, pode-se estabelecer a correlação entre maior conteúdo de argila e menores valores de resistividade, ficando evidente até o basculamento da sucessão sedimentar, expresso por limites entre campos de resistividade paralelos aos limites de camadas reais. O prolongamento de tais campos para profundidades além daquelas reveladas pelo afloramento mostra corpos com alta resistividade (arenitos e conglomerados) no mesmo nível estratigráfico de sucessões dominadas por argila na seção exposta. Da mesma forma, corpos com baixa resistividade (ricos em argila) ocorrem no prolongamento lateral das camadas areno-conglomeráticas expostas.

Desta forma, considera-se que as sucessões com predomínio do elemento **PE** reflitam áreas do sistema deposicional com maior proporção de planícies de inundação efêmeras, cortadas por canais isolados. Na Formação Varzinha os períodos entre os eventos de enchente não foram longos o bastante para permitir a preservação de fácies de retrabalhamento eólico, porém a Formação Pedra da Arara contém sucessões semelhantes às da Formação Varzinha, nas quais predomina o elemento **PE** intercalado com delgadas camadas das fácies **Ab** e **Aag** descritas no item III.5.2.

Paim (1994) considerou os depósitos aqui interpretados como planícies de inundação como fácies de deltas lacustres, em lagos com grande variação de nível, controlada pela variação de vazão dos sistemas aluviais contemporâneos. Assim, o autor considerou uma ciclicidade que envolveria subida do nível do lago simultânea à ativação de sistemas aluviais efêmeros alimentadores, aporte de areia em deltas lacustres, representados pelas fácies **Aa** e especialmente **At**, e subsequente abandono de todo o sistema e recuo da costa lacustre, com exposição de grandes áreas à gretação. A análise das geometrias deposicionais, principalmente as feições de corte e preenchimento do elemento **CE** e passagem lateral entre os elementos **CE** e **PE**, este por vezes caracterizado por áreas de decantação de poucas dezenas de metros de extensão, contrariam tal hipótese.

Além das intercalações métricas entre os elementos **CE**, **PE**, **FA** e **LA**, ocorrem, na Formação Varzinha, sucessões com dezenas de metros de espessura compostas pelos elementos

**CE, FA**, além de **FC** e **LA** (Fig. 36). Tais sucessões são caracterizadas não só pela ausência de pelitos, como também por apresentarem seixos esparsos em quase todas as suas fácies. Desta forma, essas sucessões são idênticas àquelas encontradas na Formação Serra do Apertado e na Formação Guarda Velha, sendo interpretadas como sistemas aluviais efêmeros com pouca proporção de planícies de inundação.

Um terceiro tipo de sucessão é marcado pelo empilhamento constante do elemento **FA**, em pacotes com dezenas de metros de espessura (Fig. 39), com arenitos finos bem selecionados da fácies **At**, em séries separadas pelo elemento **LA** ou por delgados níveis das fácies **Pg** (Fig.40). Este tipo de sucessão é interpretado como depósitos de rios efêmeros arenosos transportando areia com origem em parte cólica e com capacidade de transporte inferior à dos sistemas conglomeráticos.

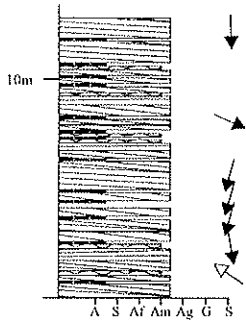
Sucessões com predomínio dos elementos **LC** (lençóis de conglomerados estratificados), intercalado a **FA** e **LA** em ciclos granodecrescentes que terminam com a fácies **Pg**, são restritas às proximidades do Alto da Serra das Encantadas, borda leste da bacia. Tais sucessões representam porções proximais dos sistemas efêmeros, influenciadas pelos leques aluviais proximais incluídos na Formação Pedra das Torrinhas, e apresentam abundantes seixos de quartzo milonitos e filonitos indicando uma fonte a leste (Serra das Encantadas), corroborada por análises isotópicas das argilas (Borba *et al.* 2003).

As paleocorrentes da Formação Varzinha revelam dois vetores de transporte, um transversal à bacia, para oeste e relacionado às porções distais dos leques aluviais da borda leste, e outro, na porção oeste da bacia, com direção média para sul, e portanto longitudinal à bacia (Fig. 35B). Paim (1994, 1995) e Paim *et al.* (1995, 2002) chegaram a modelo de transporte semelhante para todas as sucessões aluviais do Grupo Guaritas.

#### III.6.4.3. Formação Pedra das Torrinhas

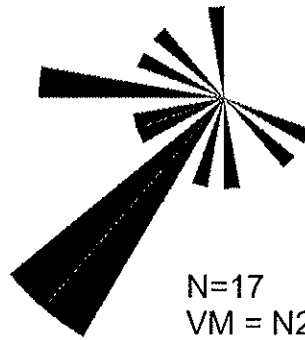
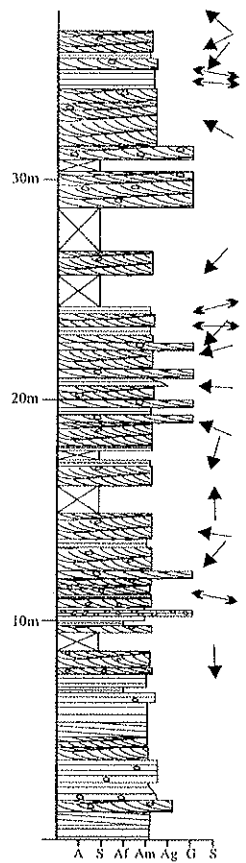
Junto às paleobordas leste e oeste da bacia ocorrem sucessões dominadas respectivamente pelos elementos **LC** (lençóis de conglomerados estratificados) e **LD** (lobos de fluxo de detritos), incluídas na Formação Pedra das Torrinhas. Essas bordas originais da bacia correspondem às falhas, reativadas em eventos posteriores (Cap. V), que limitam a Sub-Bacia Camaquã Central. O limite leste, que expõe o embasamento da bacia na Serra das Encantadas, apresenta depósitos da Formação Pedra das Torrinhas nos níveis estratigráficos equivalentes às formações Varzinha, Pedra da Arara e Pedra Pintada, não havendo exposições conhecidas dos níveis equivalentes às formações Guarda Velha e Serra do Apertado. O limite oeste da Sub-Bacia Camaquã Central apresenta depósitos da Formação Pedra das Torrinhas, caracterizando leques aluviais da paleoborda, apenas de forma restrita e exclusivamente no nível estratigráfico

A



N=6  
VM = N176  
FC = 0,91

B



N=17  
VM = N232  
FC = 0,59

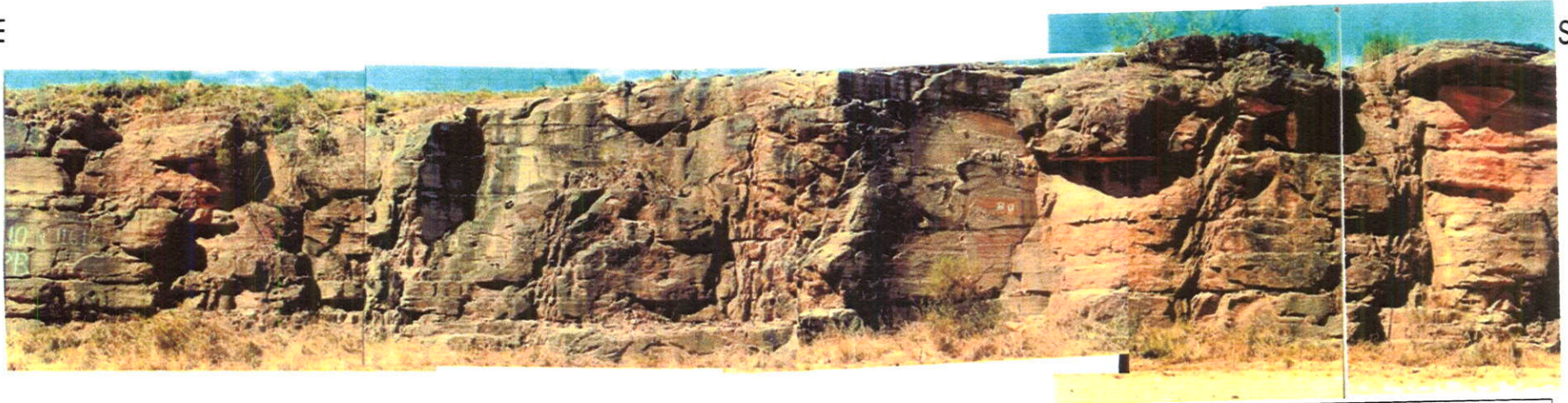
Fácies sedimentares

- |  |   |  |  |
|--|---|--|--|
|  | Pg- pelitos com gretas de contração               |  | Seixo                                    |
|  | Ao- arenitos com marcas onduladas                 |  | Rumo do mergulho de cruzada aluvial      |
|  | Aa- arenitos com estratificação cruzada acanalada |  | Sentido de transporte de marca ondulada  |
|  | At - arenitos com estratificação cruzada tabular  |  | Direção de lineação primária de corrente |
|  | Al - arenitos com laminação plano-paralela        |  |  |

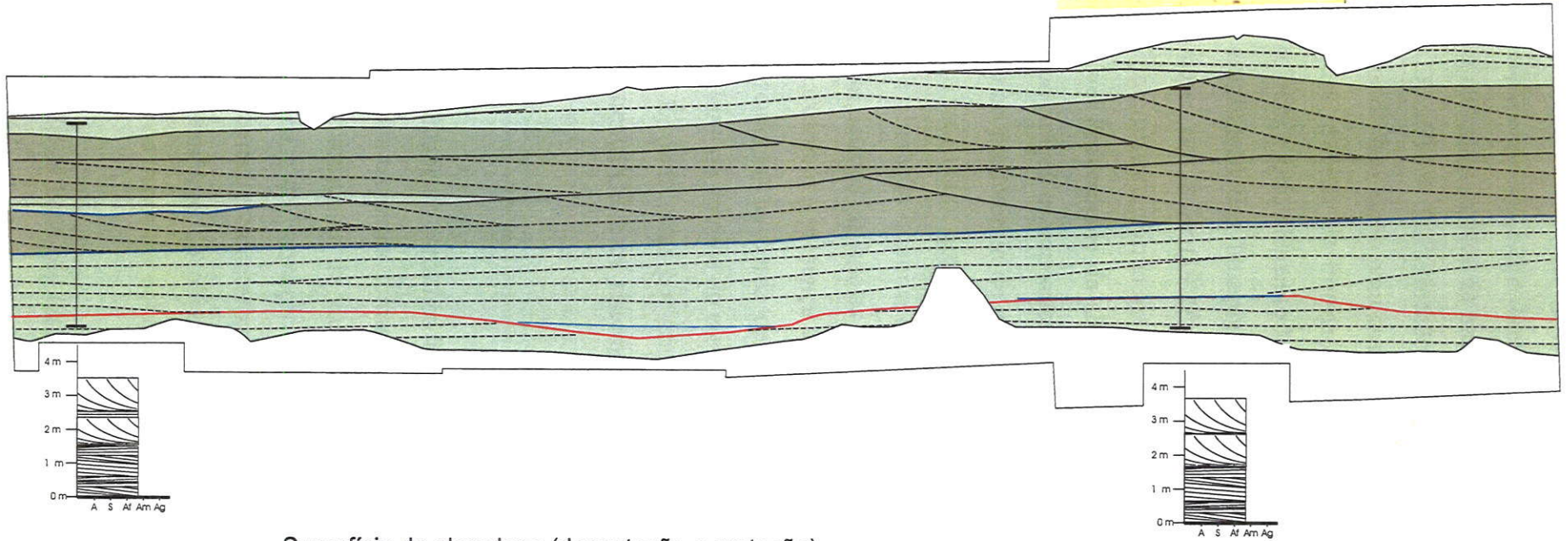
**Fig. 39:** Seções colunares de detalhe de sucessões arenosas da Formação Varzinha: A - ponto 35 (UTM 22J 286891 / 6583278); B - ponto 154 (UTM 22J 257699 / 6595484). Rosetas de paleocorrentes: N= número de medidas de paleocorrentes; VM = azimute do vetor médio; FC = fator de consistência.



NE



SW



- Superfície de abandono (decantação e gretação)
- Superfície erosiva principal
- ..... Superfície deposicional (estratificação)
- Truncamento entre séries

- LA - lençóis de arenitos laminados
- FA - formas de leito arenosas

Fig. 40: Fotomosaico e interpretação de afloramento representativo de sucessões arenosas da Formação Varzinha. Ponto 35 (UTM 22J 286891 / 6583278).



da Formação Varzinha. Depósitos das formações Pedra da Arara, Pedra Pintada e Serra do Apertado foram identificados em exposições que recobrem diretamente rochas metamórficas do Alto de Caçapava do Sul, revelando um aumento da área da bacia para oeste, durante ou após a Formação Varzinha. Da mesma forma, sucessões da Formação Guarda Velha sobre o alto de Caçapava do Sul sugerem uma área maior de deposição para oeste antes da Formação Varzinha.

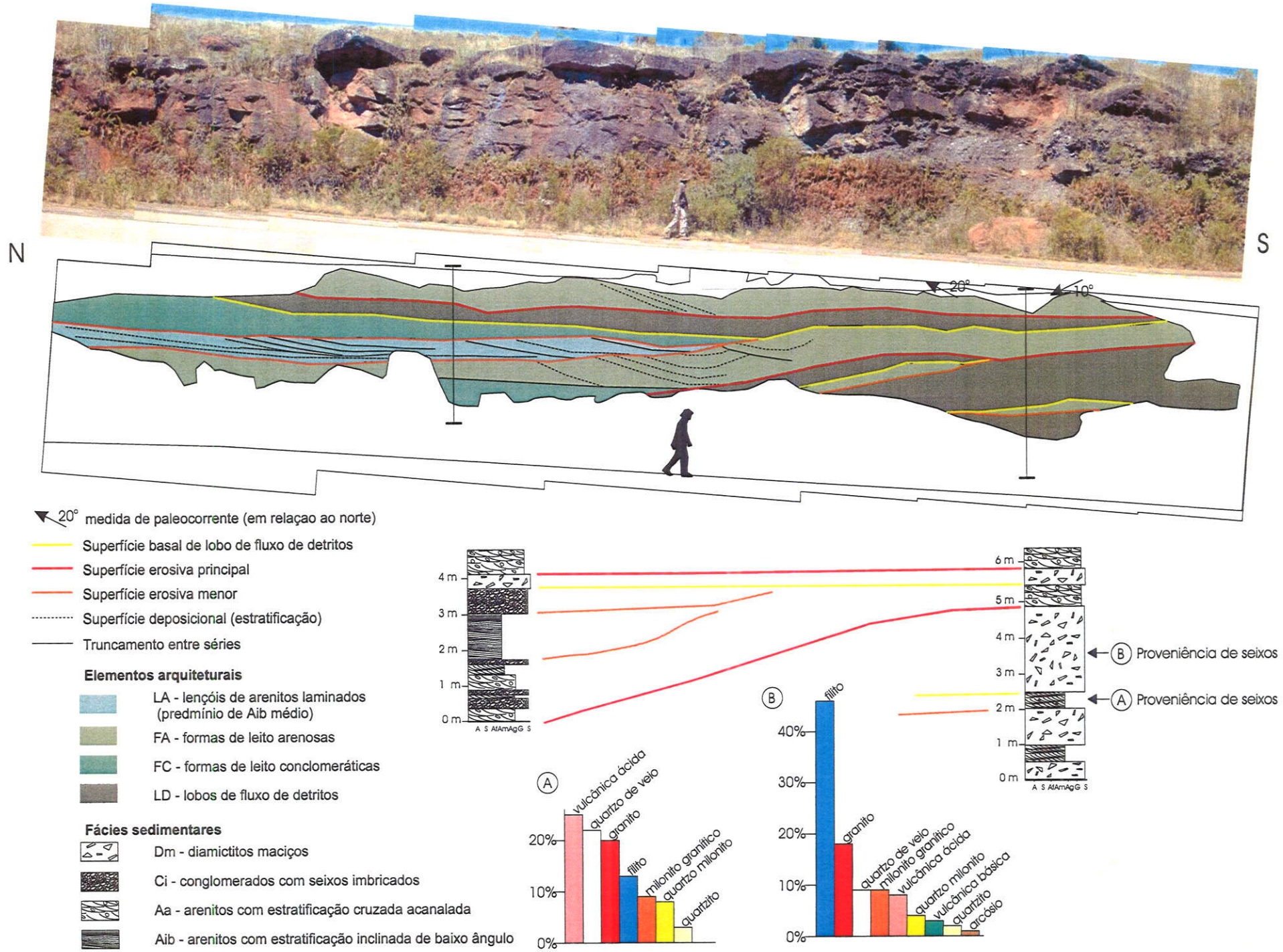
O fato de os depósitos de leques aluviais da Formação Pedra das Torrinhas serem dominados pelo elemento **LC** na borda leste e pelo elemento **LD** na borda oeste relaciona-se à disponibilidade de pelitos na fonte, em função dos litotipos presentes, como sugerido para situação semelhante em depósitos recentes por Balir (1999<sup>b</sup>). Assim, a borda oeste da bacia desenvolveu leques aluviais, de ocorrência restrita, formados por fácies de fluxo gravitacional coesivo (**Dm**), por haver argila disponível proveniente da alteração de filitos, metavulcânicas básicas e granitos do Alto de Caçapava do Sul. Já os depósitos de leques aluviais da borda leste são compostos pelo elemento **LC** devido ao predomínio de quartzo milonitos no alto adjacente da Serra das Encantadas, talvez somado a uma maior taxa de soerguimento desse alto, processo que segundo Went (2005) pode reduzir a alteração química e desfavorecer o desenvolvimento de leques aluviais dominados por fluxo de detritos em bacias anteriores ao desenvolvimento de vegetação continental. Outra distinção marcante é a presença de intercalações entre o elemento **LD** e o elemento **CE** (canais de rios efêmeros) na borda oeste (Fig. 41), com contraste de proveniência de seixos entre as fácies de fluxo de detritos do elemento **LD**, em que predominam filitos, e as fácies trativas do elemento **CE**, dominadas por granitos e vulcânicas ácidas. Este contraste sugere uma relação entre o elemento **CE** e os sistemas fluviais axiais da Formação Varzinha que afloram na mesma área.

### *III.6.5. Ciclos e superfícies limitantes*

A atual proposta de revisão do empilhamento estratigráfico do Grupo Guaritas, aliada às interpretações sobre os sistemas deposicionais expostas acima, permite reconhecer padrões de ciclicidade em várias escalas. Os espessos conjuntos de sucessões depositadas em sistemas fluviais efêmeros da Formação Guarda Velha e da Formação Serra do Apertado constituem a primeira e a última unidades do Grupo Guaritas e caracterizam o início e o fim de um ciclo maior que passa pelas sucessões com predomínio de planícies de inundação da Formação Varzinha e pelos conjuntos com predomínio de depósitos eólicos da Formação Pedra da Arara e da Formação Pedra Pintada (Fig. 30).

A Formação Guarda Velha é limitada na base por uma discordância angular (S1) com sucessões dos grupos Bom Jardim e Santa Bárbara que marca o reinício da subsidência na Bacia

Fig. 41 - Elementos arquiteturais de afloramento representativo dos depósitos legues aluviais com fluxo de detritos da Formação Varzinha.



do Camaquã após um evento de inversão que interrompeu a sedimentação do Grupo Santa Bárbara. O limite superior da Formação Guarda Velha é marcado por uma superfície estratigráfica (S2) que registra o início do predomínio de depósitos de planícies distais na Formação Varzinha.

Dentro da Formação Varzinha ocorrem dois ciclos menores, caracterizados por intercalações decamétricas de arenitos conglomeráticos nas sucessões dominadas por planícies de inundação, que revelam a recorrência das condições deposicionais reconhecidas nas formações Guarda Velha e Serra do Apertado (Fig. 36). Por suas espessuras e continuidade lateral, tais intercalações são interpretadas como alocíclicas, distinguindo-se das intercalações métricas autocíclicas que refletem a migração local dos elementos que compõem o sistema deposicional. O limite entre esses dois ciclos (S3) apresenta as mesmas características do limite inferior da Formação Varzinha, registrando brusca diminuição dos depósitos areno-conglomeráticos de rios efêmeros e início do predomínio de depósitos de planícies distais (Fig. 30).

O limite superior da Formação Varzinha (S4) é caracterizado como o início do predomínio de depósitos eólicos no Grupo Guaritas, e é discutido no item III.5.5. A superfície basal da Formação Serra do Apertado (S5) é de caráter erosivo, com incisão de mais de 100 m (Fig.30), registrando o retorno a condições mais úmidas e uma provável diminuição das taxas de subsidência, sugerida pelo predomínio de depósitos proximais de rios efêmeros, com abundância de fácies conglomeráticas.

### *III.6.6. Clima e tectônica em sistemas deposicionais aluviais efêmeros*

As características das formações Guarda Velha e Serra do Apertado, bem como das sucessões de arenitos conglomeráticos da Formação Varzinha, sugerem o predomínio de preservação de fácies de rios efêmeros, com recorrência de eventos de enchentes com fluxo desconfinado ou confinado a canais rasos e amplos, enquanto as sucessões mais pelíticas da Formação Varzinha sugerem maior preservação de fácies de planícies de inundação, cortadas por canais isolados. As primeiras representam sistemas com maior capacidade de transporte que as últimas.

Tooth (2000) ressalta a perda de vazão para jusante e a conseqüente ação limitada das enchentes como característica fundamental de sistemas fluviais efêmeros. Assim, esses sistemas apresentam perda de capacidade de transporte muito rápida para jusante e diferentes distribuições de fácies em seu perfil longitudinal (Tunbridge 1984).

Desta forma, pode-se considerar que os depósitos areno-conglomeráticos das formações Guarda Velha, Serra do Apertado e Varzinha refletem fácies proximais (a montante) em relação



às fácies pelíticas da Formação Varzinha. Com a perda da capacidade de transporte, o sistema deposicional distal não transporta a fração seixo a não ser nas maiores enchentes e deposita pelitos quando o fluxo cessa. Já o sistema deposicional proximal tem predomínio de carga de fundo e não deposita grandes quantidades de pelitos, pois durante o pico da enchente a maior parte dessa fração é levada para porções distais.

Uma interpretação plausível para os padrões de ciclicidade do Grupo Guaritas e de menor escala da Formação Varzinha é a de controle climático, sendo épocas mais úmidas responsáveis por maior capacidade de transporte dos sistemas efêmeros nas porções distais, que passam a empilhar sucessões areno-conglomeráticas. Épocas mais secas diminuem a capacidade de transporte dos sistemas fluviais efêmeros, causando a deposição das fácies mais distais, com predomínio de planícies de inundação, nas áreas antes dominadas por depósitos areno-conglomeráticos.

Entretanto, não apenas a intensidade das enchentes varia com o clima, como também a frequência é afetada. Desta forma, períodos mais secos são marcados por enchentes menos frequentes, implicando em uma maior probabilidade de retrabalhamento eólico. Tal característica não é observada na Formação Varzinha, e sim na Formação Pedra da Arara. A presença, mesmo que restrita, de corpos d'água não ressecados entre os eventos de enchentes (elemento **LI**) na Formação Varzinha revela que a aridez não era suficiente para secar todo o sistema distal no período de estiagem, indicando secas não tão longas ou não tão intensas.

Uma interpretação alternativa pode ser elaborada com base nos conceitos da estratigrafia de seqüências, que consideram variações nas relações entre taxa de aporte sedimentar e taxa de geração de espaço de acomodação como o principal controle externo em bacias sedimentares (Jervey 1988, Posamentier *et al.* 1988). Wright & Marriot (1993) e Shanley & McCabe (1994) adaptaram tais conceitos para sucessões sedimentares dominadas por depósitos fluviais, concluindo que maiores taxas de geração de espaço de acomodação, causadas por maiores taxas de subsidência e/ou de subida eustática, resultam no aumento da proporção de sedimento retido no sistema aluvial e no aumento da preservação de fácies de planície de inundação em relação às de canais. Da mesma forma, com baixa relação espaço de acomodação/aporte sedimentar, canais são preservados como espessos conjuntos empilhados e o material fino é transportado para o oceano ou lago.

Corroborando essa hipótese, modelos matemáticos revelam a influência de variações nas taxas de subsidência tectônica na dispersão espacial da granulação em sistemas aluviais (Marr *et al.* 2000, Paola 1988). Tais modelos reforçam a hipótese de Blair & Bilodeau (1988) de que frações mais grossas são transportadas para regiões centrais da bacia em períodos de calmaria tectônica, com menores taxas de subsidência. Durante as maiores taxas de subsidência, a fração



grossa fica aprisionada em porções proximais, resultando em deposição de fácies mais finas no centro da bacia.

Assim, propõe-se aqui um modelo de origem tectônica para as variações e a ciclicidade dos sistemas fluviais efêmeros do Grupo Guaritas, com a correlação entre eventos de reativação tectônica e as principais superfícies limitantes dos ciclos.

A Formação Guarda Velha, depositada nos períodos iniciais após a retomada da subsidência da Bacia do Camaquã marcada pela discordância angular (S1) sobre os depósitos anteriores, equivale ao trato de iniciação de *rift* descrito por Prosser (1993) e registra uma fase em que as taxas moderadas de subsidência eram grandemente superadas pelo aporte sedimentar, proveniente de um grande sistema fluvial efêmero, com paleocorrentes para SSW, capturado para a bacia.

A superfície basal da Formação Varzinha (S2) marca aumento das taxas de geração de espaço de acomodação e o início do período equivalente ao clímax de *rift* descrito por Prosser (1993), provavelmente relacionado à ativação de falhas profundas e à fusão mantélica responsável pela geração do magma da Suíte Intrusiva Rodeio Velho. O período de deposição da Formação Varzinha registra os primeiros indícios de presença de uma falha mestra na borda leste e de falhas menores na borda oeste, sendo a S2 interpretada como evidência de reativação tectônica. Os dois ciclos de progradação de sistemas fluviais efêmeros da Formação Varzinha são separados por uma superfície estratigráfica semelhante à S2, denominada S3, interpretada como outra reativação expressiva da falha mestra a leste.

Normalmente a fase de clímax de *rift* é caracterizada por transgressão lacustre ou marinha, porém a posição paleogeográfica da bacia, no interior da placa gondwânica, impediu uma conexão marinha e o clima árido dificultou o desenvolvimento de lagos de grandes dimensões, contribuindo para o desenvolvimento de sistemas fluviais efêmeros distais, com origem tanto no sistema axial relacionado à Formação Guarda Velha, quanto em porções distais dos leques aluviais da borda leste da bacia.

Tais sistemas fluviais distais depositaram todo o volume de sedimentos transportado, não desaguando em lagos ou no oceano, em uma situação semelhante à de sistemas deposicionais do tipo leque terminal (*sensu* Kelly & Olsen 1993). Paim (1994) discutiu a hipótese de interpretação das sucessões aqui incluídas na Formação Varzinha como sistemas de leques terminais, optando, porém, por uma interpretação de sistemas deltaicos lacustres.

Além do controle tectônico, certamente houve influência climática nas modificações dos sistemas deposicionais do Grupo Guaritas, registrada pela ocorrência de sucessões eólicas nas formações Pedra da Arara e Pedra Pintada. Interpreta-se que a formação de campos de dunas deu-se inicialmente em planícies distais de rios efêmeros, motivada pela diminuição da

freqüência das enchentes que permitiu o início da preservação de depósitos eólicos desde base da Formação Pedra da Arara, marcada pela S4. Assim, esta superfície é considerada como de origem climática.

O registro de climas mais secos no intervalo entre a base da Formação Pedra da Arara e o topo da Formação Pedra Pintada dificulta o reconhecimento da evolução das taxas de geração de espaço de acomodação no período. A Formação Serra do Apertado, depositada sobre a superfície erosiva S5, apresenta grande semelhança com a Formação Guarda Velha, sugerindo o retorno de condições climáticas e taxas de geração de espaço semelhantes às do período inicial, com a diminuição da subsidência tectônica na fase final do *rift*.

### III.7. Conclusões

O Grupo Guaritas é constituído por depósitos continentais, predominantemente arenosos e conglomeráticos, com intervalos com intercalações pelíticas. O grupo foi dividido em seis formações: Guarda Velha, Varzinha, Pedra da Arara, Pedra Pintada, Pedra das Torrinhãs (lateralmente correlata às três últimas) e Serra do Apertado.

A análise de fácies e elementos arquiteturais levou à interpretação de sistemas eólicos com influência fluvial para as formações Pedra da Arara e Pedra Pintada, sistemas fluviais efêmeros para as formações Guarda Velha, Varzinha e Serra do Apertado e sistemas de leques aluviais para a Formação Pedra das Torrinhãs.

As sucessões eólicas das formações Pedra da Arara e Pedra Pintada apresentam como característica principal a abundância de fácies de interdunas úmidas com evidências de aporte de material fluvial, lateralmente correlacionadas a sucessões fluviais efêmeras. As características das estratificações cruzadas eólicas dessas unidades sugerem uma origem em dunas barcanas ou cristas barcanóides e a interpretação das superfícies de truncamento revela a presença de *draas* na Formação Pedra da Arara, menos abundantes na Formação Pedra Pintada. A análise de paleocorrentes revela transporte eólico para SSW na Formação Pedra da Arara e para NNE na Formação Pedra Pintada, ambos paralelos à direção da bacia.

As sucessões não eólicas das formações Guarda Velha, Varzinha e Serra do Apertado apresentam características de sistemas fluviais efêmeros com transporte para SSW, sendo a primeira e a última caracterizadas por sucessões com predomínio de depósitos areno-conglomeráticos de fluxo desconfinado ou canais amplos e rasos, e a segunda por intercalações de sucessões areno-conglomeráticas e sucessões com predomínio de depósitos areno-pelíticos de planícies de inundação cortadas por canais isolados.

Intercalações métricas entre elementos arquiteturais de correntes efêmeras e elementos

de planície de inundação encontradas na Formação Varzinha são interpretadas como resultado de autociclicidade, pois a recorrência vertical é resultado da migração horizontal de elementos lateralmente correlacionados, como constatado através de tomografia elétrica (Fig. 38B). Já a passagem brusca de sistemas dominados por correntes efêmeras para sistemas dominados por planícies de inundação, que ocorrem ao menos em dois eventos de abrangência regional, é interpretada como resultado de aumento rápido da taxa de subsidência, em resposta a eventos de reativação tectônica, com a migração da porção distal do sistema sobre a proximal.

O mapeamento preliminar do Grupo Guaritas e a correlação entre seções colunares de detalhe em diferentes áreas da bacia levou ao reconhecimento de superfícies estratigráficas regionais que marcam modificações expressivas nos sistemas deposicionais. A primeira dessas superfícies (S1) reflete o início do ciclo de subsidência responsável pela formação do Grupo Guaritas e é caracterizada por uma discordância angular com depósitos anteriores do Supergrupo Camaquã, recoberta por fácies conglomeráticas da base da Formação Guarda Velha. As superfícies S2 e S3 são interpretadas como o resultado de dois eventos maiores de reativação tectônica da falha de borda da bacia e caracterizam-se pela sobreposição de depósitos de sistemas fluviais efêmeros distais, dominados por planícies de inundação, sobre sistemas proximais. A sobreposição da sucessão predominantemente eólica do Grupo Guaritas sobre as sucessões de rios efêmeros é marcada pela superfície S4, interpretada como resultado de um processo climático, com aumento da aridez levando ao abandono de grandes áreas da planície aluvial, rebaixamento do freático e conseqüente retrabalhamento eólico. Ciclos caracterizados por expansão inicial do campo de dunas e posterior recuo com avanço de sistemas aluviais são limitados por superfícies designadas S4a a S4d, também de origem climática, sendo a superfície S4b, que limita as formações Pedra da Arara e Pedra Pintada, caracterizada pela inversão dos paleoventos e desenvolvimento de um pavimento de deflação. A última superfície de abrangência regional (S5) é uma discordância erosiva que é sobreposta pela Formação Serra do Apertado e representa um intervalo de tempo sem registro sedimentar, após o qual as condições climáticas e a relação entre taxas de subsidência e de aporte sedimentar voltaram a ser semelhantes àquelas da Formação Guarda Velha.

A presença de depósitos de leques aluviais, reunidos na Formação Pedra das Torrinhas, principalmente junto à Zona de Falhas das Encantadas, borda leste da bacia, no intervalo de tempo da Formação Varzinha à Formação Pedra Pintada indica a contínua atividade dessa falha durante o desenvolvimento da bacia, sendo interpretada como a falha mestra de um hemigraben. A geometria da bacia, a distribuição espacial dos sistemas deposicionais, marcada por depósitos de leques aluviais junto às falhas de borda e depósitos eólicos ou fluviais axiais nas porções centrais, e a evolução interpretada das taxas de subsidência corroboram a hipótese de

uma bacia distensional.

De forma diversa do modelo de resposta sedimentar à reativação tectônica e soerguimento do Alto de Caçapava do Sul, apresentado no capítulo II, os eventos de reativação sugeridos pela análise estratigráfica do Grupo Guaritas relacionam-se a períodos de aumento da atividade da falha mestra (Zona de Falhas das Encantadas), sem o desenvolvimento de um alto interno à bacia após o estabelecimento da fase de clímax de *rift* (após a Formação Guarda Velha). Desta forma, pode-se aplicar o modelo de correspondência entre superfícies de inundação e eventos de aumento da taxa de subsidência por reativação tectônica, com soerguimento associado dos altos marginais à bacia (Blair & Bilodeau 1988).



## IV. DISTINÇÃO ENTRE TECTÔNICA FORMADORA E DEFORMADORA DO SUPERGRUPO CAMAQUÃ (EDIACARANO – EOCAMBRIANO, RS) BASEADA EM ANÁLISE DE PALEOTENSÃO EM ESTRUTURAS RÚPTEIS

### IV.1. Introdução

O Supergrupo Camaquã reúne as sucessões sedimentares e vulcanogênicas, de idade ediacarana e eocambriana, aflorantes na porção centro-sul do estado Rio Grande do Sul. É composto, da base para o topo, pelas seguintes unidades: Grupo Maricá (arenitos conglomeráticos fluviais e arenitos e siltitos marinhos), Grupo Bom Jardim (arenitos, conglomerados e siltitos lacustres e aluviais, vulcânicas intermediárias, básicas e ácidas e rochas vulcanoclásticas), Formação Acampamento Velho (vulcânicas ácidas e básicas e vulcanoclásticas ácidas), Grupo Santa Bárbara (arenitos, conglomerados e ritmitos aluviais, marinhos e costeiros) e Grupo Guaritas (arenitos, conglomerados e ritmitos aluviais e arenitos eólicos). Rochas básicas a intermediárias subvulcânicas da Suíte Intrusiva Rodeio Velho cortam tais unidades, ocorrendo freqüentemente em *sills* rasos no Grupo Guaritas.

Devido à grande espessura de suas sucessões e à abundância de exposições, o Supergrupo Camaquã representa um dos principais registros dos eventos posteriores ao metamorfismo da Orogenia Brasileira e anteriores ao estabelecimento das grandes bacias intracratônicas gondwânicas. Desta forma, a compreensão dos eventos geodinâmicos responsáveis pelos ciclos de subsidência formadores da Bacia do Camaquã é de fundamental importância para a reconstituição do quadro geotectônico do Ediacarano e Eopaleozóico da região.

Apesar do grande potencial do Supergrupo Camaquã para elucidar importantes aspectos sobre a história geológica do período entre aproximadamente 610 Ma e 530 Ma, são escassos os trabalhos voltados à análise estrutural de suas unidades (*e.g.* Silva Filho 1997, Fragoso-Cesar *et al.* 2001). Dados geoquímicos das rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (*e.g.* Roisenberg *et al.* 1983, Lima & Nardi 1985, Nardi & Bitencourt 1989, Sommer *et al.* 1995<sup>a</sup>, 1995<sup>b</sup>, Wildner & Nardi 1999; 2002, Nardi & Lima 2002) são o principal elemento utilizado em interpretações sobre o contexto tectônico da Bacia do Camaquã, porém, para as unidades posteriores aos eventos vulcânicos, a grande maioria das propostas de classificação tectônica baseia-se em interpretações sobre seu papel em modelos geotectônicos regionais (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 1982<sup>a</sup>, 1982<sup>b</sup>, Fragoso-Cesar 1991, Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Gresse *et al.* 1996, Paim *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2004). Trabalhos recentes (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 2000<sup>a</sup>, 2000<sup>b</sup>, Almeida 2001, Janikian 2001, 2004, Janikian *et al.* 2003,

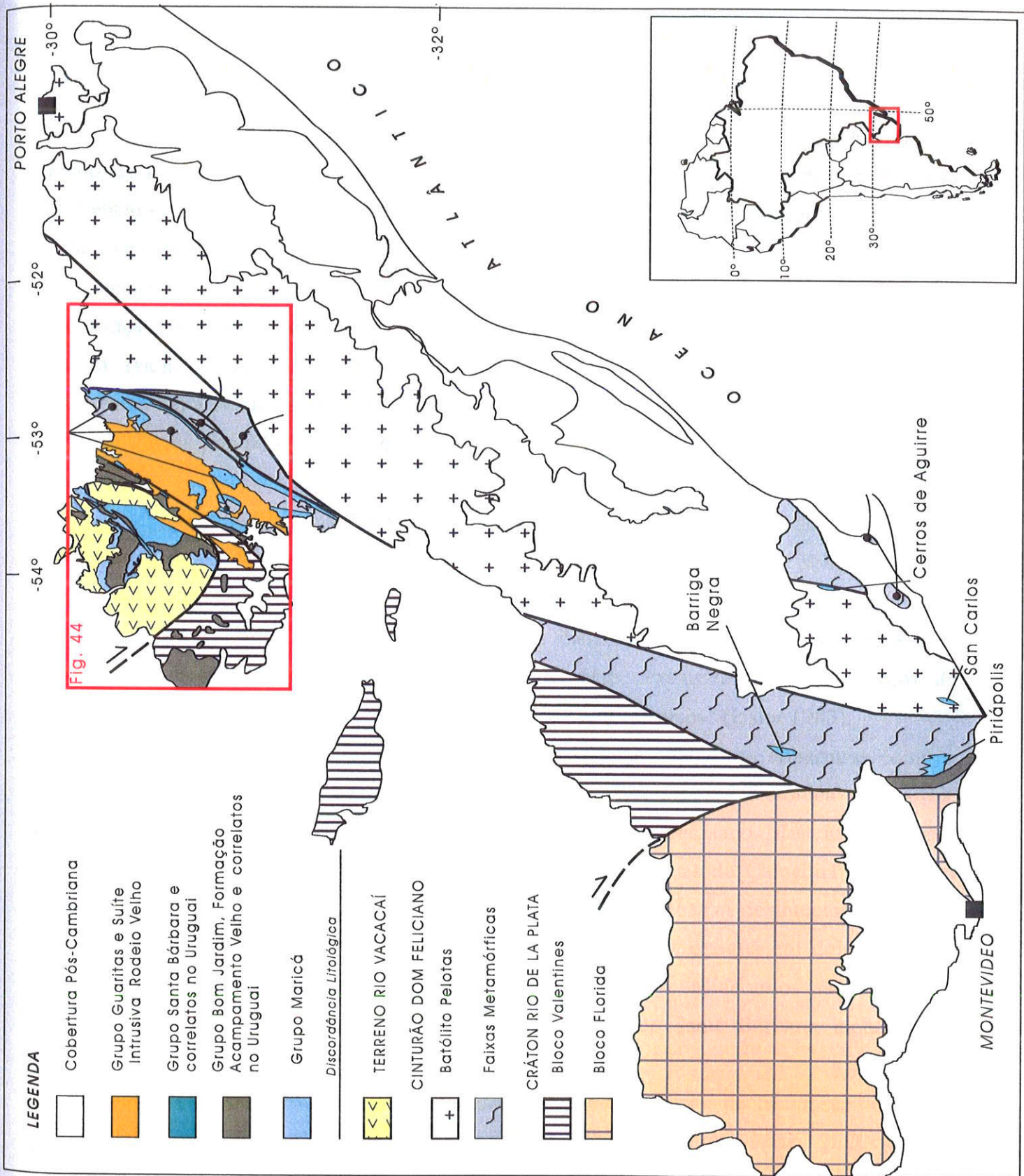
Fambrini 2003, Pelosi & Fragoso-Cesar 2003, Pelosi 2005), baseados em análises estratigráficas das unidades que compõem o Supergrupo Camaquã, demonstram a influência de falhas de borda de bacia ativas durante a sedimentação e a ausência de expressivo deslocamento lateral nestas falhas (ver também Cap. II do presente volume). Esta hipótese é corroborada por análise de estruturas tectônicas sin-deposicionais em uma exposição do Grupo Santa Bárbara (Fragoso-Cesar *et al.* 2001), porém análise estrutural abrangente, necessária para a caracterização dos eventos tectônicos formadores e deformadores da bacia ainda não havia sido realizada.

O presente capítulo apresenta um conjunto de dados de paleotensão, obtidos a partir de falhas com estrias e indicação de movimento medidas em diferentes níveis estratigráficos do Supergrupo Camaquã e unidades sobrepostas com o objetivo de caracterizar a cronologia da tectônica rúptil deformadora e identificar os eventos responsáveis pela formação da bacia. Os resultados sobre os eventos formadores da Bacia do Camaquã são confrontados com os modelos geotectônicos existentes na bibliografia e os resultados da caracterização da tectônica deformadora são integrados aos modelos sobre a evolução fanerozóica da Plataforma Sul-americana.

#### **IV.2. Contexto tectônico do Supergrupo Camaquã**

O embasamento do Supergrupo Camaquã aflora na porção centro-sul do Rio Grande do Sul e estende-se para o Uruguai, onde coberturas análogas também ocorrem (Fig. 42). Esse embasamento é formado por estruturas relacionadas à Orogênese Brasileira e pelo Cráton Rio de La Plata, aflorante no Uruguai e sudoeste do Rio Grande do Sul, subdividido em dois blocos separados pela zona de cisalhamento Sarandy del Yi: (i) Bloco Florida (*sensu* Fragoso-Cesar 1991), designado Terreno Pedras Altas por Bossi & Campal (1992); e (ii) Bloco Valentines (*sensu* Fragoso-Cesar 1991), designado Bloco Taquarembó no Rio Grande do Sul por Naumann *et al.* (1984), e Terreno Nico Perez no Uruguai por Bossi & Campal (1992). As estruturas brasileiras incluem um terreno intra-ocênico acrescido no Neoproterozóico (Terreno Rio Vacacaí de Fragoso-Cesar 1991, Bloco São Gabriel de Babinski *et al.* 1996) e um cinturão metamórfico neoproterozóico (Cinturão Dom Feliciano de Fragoso-Cesar 1980). Importantes corpos graníticos posteriores ao metamorfismo neoproterozóico afetam o Cinturão Dom Feliciano, incluídos no Batólito Pelotas (Fragoso-Cesar *et al.* 1986), e granitos associados ocorrem também em altos estruturais da Bacia do Camaquã, relacionados ao magmatismo do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho.

A posição estratigráfica do Supergrupo Camaquã sobre as sucessões deformadas e



**Fig. 42:** Mapa esquemático das coberturas ediacaranas-cambrianas no Rio Grande do Sul e Uruguai e das unidades tectono-estratigráficas de seu embasamento (modificado de Fragoso-Cesar 1991).

metamorfizadas durante os eventos orogênicos neoproterozóicos e sua localização sobre o limite entre dois domínios distintos do embasamento (Terreno Rio Vacacaí a oeste e Cinturão Dom Feliciano a leste) levou a maior parte dos autores a relacionar, de diferentes formas, a Bacia do Camaquã ao Ciclo Brasileiro.

A interpretação de Almeida (1969) para a origem do Supergrupo Camaquã enquadrava-se em um modelo amplo de evolução de toda a “Plataforma Brasileira”, no qual haveria um estágio de transição entre a fase orogênica propriamente dita e o estágio de estabilização representado pelas sinéclises intracratônicas. Esse estágio 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 da Bacia do Camaquã, sendo a Formação Maricá “(...) intensamente dobrada (*sic*)(...)” mas não metamorfizada, a unidade vulcânica (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 da atividade tectônica.

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<sup>a</sup>, 1982<sup>b</sup>, 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 brasileiro. 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 da Bacia do Camaquã em dois conjuntos distintos: uma Antefossa Camaquã, preenchida pelo que hoje consideramos as ocorrências orientais do Supergrupo Camaquã; e uma Bacia de Retroarco Santa Bárbara, incluindo as unidades sin- e pós-vulcânicas do Supergrupo Camaquã a oeste.

Beckel (1992) considerou 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-orogênicas 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 as formações Santa Bárbara e Guaritas, agrupadas no Grupo Camaquã (*sensu* Robertson 1966).

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. Paim *et al.* (2002) consideraram uma evolução policíclica para a bacia, incorporando o modelo transcorrente para as unidades posteriores ao Grupo Maricá.

Propostas como as de Almeida (1969) e Fragoso-Cesar *et al.* (1982<sup>a</sup>, 1982<sup>b</sup>, 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, Paim *et al.* 2002) basearam-se nas características 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.

Dados geoquímicos das rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, considerados em conjunto com os granitos contemporâneos, revelam altos teores de potássio e levam a distintos modelos. As rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim (Formação Hilário) foram interpretadas como anorogênicas de afinidade alcalina por Roisenberg *et al.* (1983), posteriormente consideradas como produto de subducção, com caráter shoshonítico (*e.g.* Lima & Nardi 1985) ou magmas derivados de manto litosférico modificado por subducção anterior (Nardi & Lima 2002). As rochas da Formação Acampamento Velho foram tidas como orogênicas por Roisenberg *et al.* (1983), como produto de subducção tipo A por Nardi & Bitencourt (1989), como de contexto pós-orogênico a anorogênico por Sommer *et al.* (1995<sup>a</sup>, 1995<sup>b</sup>) e pós-orogênico por Wildner & Nardi (1999), como magmatismo de afinidade alcalina tardi-orogênico por Nardi & Lima (2002) e como magmatismo intra-placa pós-colisional por Wildner & Nardi (2002).

A disparidade entre os modelos tectônicos para a Bacia do Camaquã reflete diferentes abordagens e a ausência de análises extensivas dos depósitos sedimentares em busca de informações relativas à caracterização tectônica. Trabalhos recentes, baseados em mapeamento de semi-detalle das principais exposições do Supergrupo Camaquã e em análises de fácies, proveniência e paleocorrentes (Fragoso-Cesar *et al.* 2000<sup>a</sup>, 2000<sup>b</sup>, 2001, 2003, Almeida 2001,

Janikian 2001, 2004, Janikian *et al.* 2003, Pelosi & Fragoso-Cesar 2003, Fambrini 2003) assumem um modelo de bacias distensionais, fundamentado no estilo de preenchimento, na distribuição espacial dos sistemas deposicionais e em análises de proveniência, que revelam ausência do padrão de migração lateral de áreas-fonte característico de bacias transcorrentes (Nielsen & Sylvester 1995). O modelo adotado desvincula a Bacia do Camaquã da Orogenia Brasileira, considerando o vulcanismo do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho como intraplaca, sem relação com arcos ativos, em concordância com os modelos geoquímicos mais recentes (*e.g.* Nardi & Lima 2002).

### IV.3. Estratigrafia e deformação

#### IV.3.1 Trabalhos anteriores

Desde o trabalho pioneiro de Leinz *et al.* (1941), que distinguiu as camadas inclinadas e horizontais superiores do Supergrupo Camaquã, as primeiras consideradas como equivalentes laterais das segundas porém afetadas por intrusões, a questão da conotação estratigráfica dos diferentes padrões de deformação do Supergrupo Camaquã tem sido tema de discussão.

Gofi *et al.* (1962) introduziram o amplamente utilizado critério de horizontalidade para caracterizar a então denominada Formação Guaritas (*sensu* Robertson 1966, publicação de manuscrito de 1961), e distingui-la da Formação Santa Bárbara. Trabalhos posteriores (*e.g.* Ribeiro *et al.* 1966, Paim 1994, Paim *et al.* 2002) sugeriram diferenças nos padrões de deformação de cada unidade do Supergrupo Camaquã, em busca de critérios para distinção das unidades litoestratigráficas, caracterizadas por recorrência de fácies e grande semelhança litológica. Tais trabalhos basearam suas afirmações em observações gerais, sem análise estrutural específica de cada unidade.

O presente trabalho permite rever algumas das conclusões consagradas, como o domínio de falhas inversas nas unidades inferiores (Grupos Maricá e Bom Jardim) e deformação menos expressiva no Grupo Guaritas. Com o objetivo de minimizar a possibilidade de controvérsia sobre a correlação estratigráfica das áreas abordadas, buscou-se privilegiar as áreas clássicas de exposição de cada unidade. Desta forma, o Grupo Bom Jardim foi estudado predominantemente em sua área-tipo, na região homônima, com dados adicionais das regiões de Lavras do Sul e Casa de Pedra, o Grupo Guaritas foi abordado em suas seções clássicas ao longo das rodovias BR-153 e BR-392 e a Suíte Intrusiva Rodeio Velho em afloramentos em que sua relação com o Grupo Guaritas fosse evidente, evitando-se áreas em que pudesse haver confusão com rochas semelhantes da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim. O Grupo Santa Bárbara foi estudado em sua área-tipo, a oeste e sudoeste da Cidade de Caçapava do Sul, e na

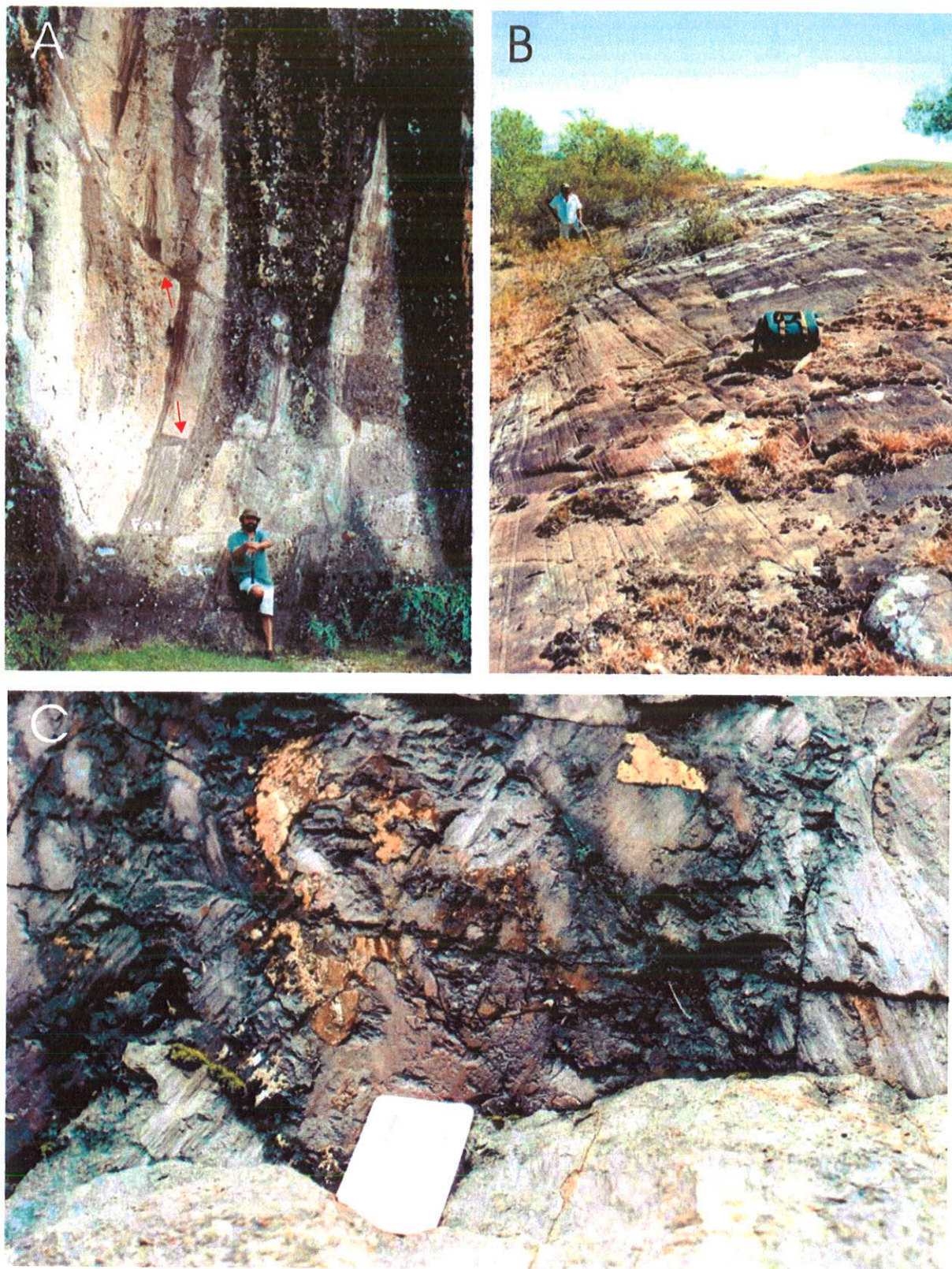
região das Minas do Camaquã, seguindo-se a proposta de correlação de Fambrini (1998, 2003).

#### IV.3.2. Principais estruturas deformadoras do Supergrupo Camaquã

As unidades do Supergrupo Camaquã ocorrem em blocos, limitados por falhas de alto ângulo, que comportam sucessões basculadas até 60°, com direções variadas, mas predominantemente próximas a NE. Localmente, nas proximidades de falhas importantes como a dos Andradas e a Zona de Falhas das Minas do Camaquã, as sucessões apresentam mergulhos maiores, chegando a verticais. Contrariamente ao relatado em trabalhos anteriores (e.g. Ribeiro *et al.* 1966), a deformação intensa nas proximidades das falhas afeta também o Grupo Guaritas, como pode ser claramente observado entre as falhas da Zona de Falhas das Minas do Camaquã a sul do rio Camaquã, onde espessa sucessão aluvial e eólica do Grupo Guaritas ocorre em camadas verticais (Figs. 16C, 43A e B). Tal verticalização junto às falhas está relacionada a dobras de arrasto, por vezes segmentadas por falhas posteriores. Dobras de arrasto abertas, de eixo aproximadamente norte-sul, são evidentes no Grupo Guaritas e em áreas menos basculadas do Grupo Santa Bárbara, como no Platô do Seival, a sudoeste de Caçapava do Sul.

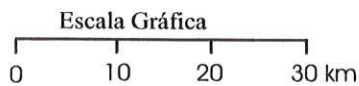
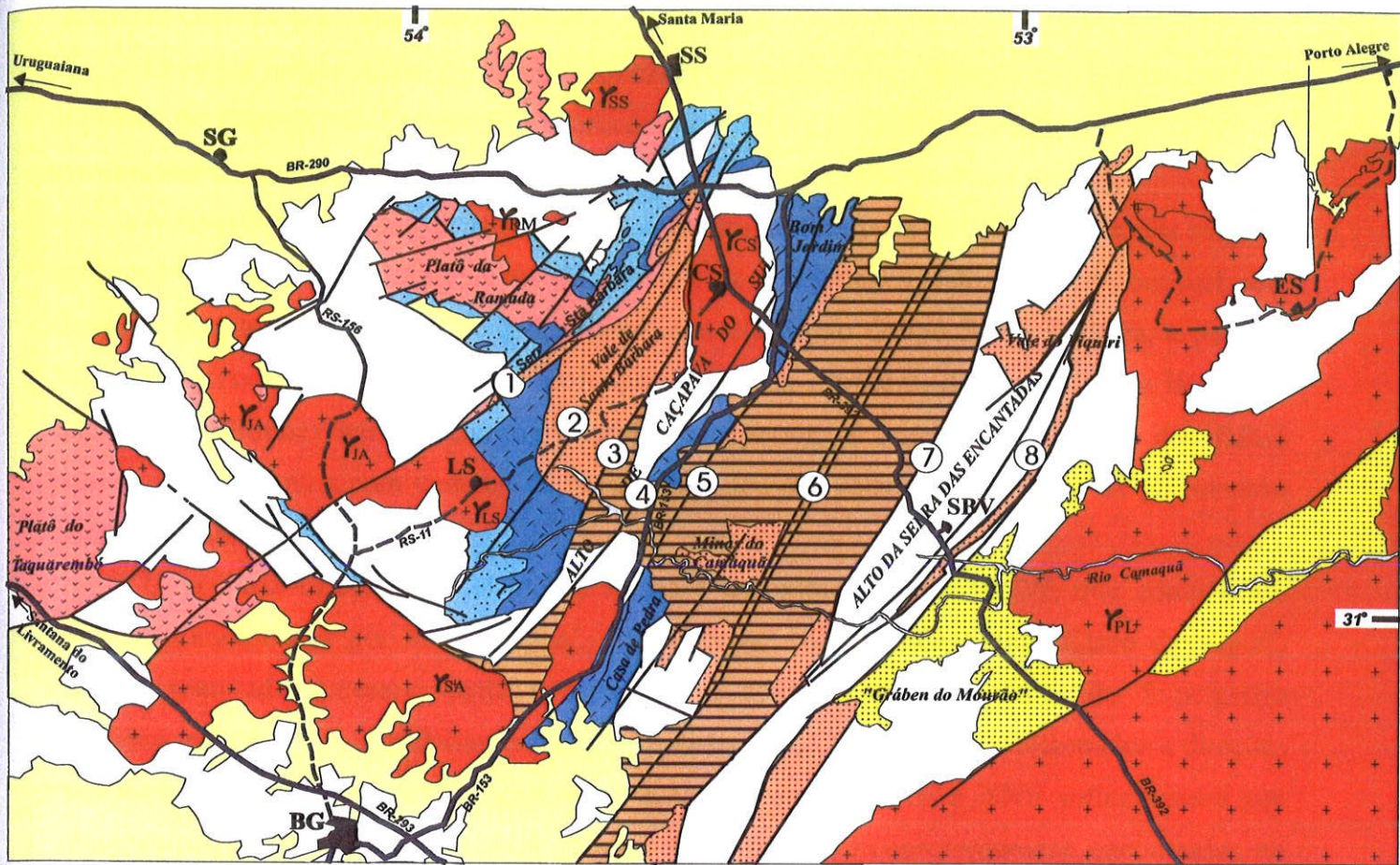
A disposição geral das unidades do Supergrupo Camaquã obedece a um forte controle de tectônica deformadora, sendo a bacia dividida em três sub-bacias, denominadas Camaquã Ocidental, Central e Oriental, separadas por altos do embasamento limitados por falhas de alto ângulo e direção NNE (Fig. 44), a saber: o Alto de Caçapava do Sul, a oeste e o Alto da Serra das Encantadas, a leste. Além de justapor sucessões do Supergrupo Camaquã a rochas do embasamento, o sistema de falhas de direção NNE, denominado por Ribeiro *et al.* (1966) de "Sistema de Falhas Irapuá", também é responsável por limites tectônicos entre as unidades do Supergrupo Camaquã, associados às falhas de maior rejeito. Entre estas destacam-se (Fig.44): (i) a Falha da Serra de Santa Bárbara, que, na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, limita o Grupo Santa Bárbara, a leste, da Formação Acampamento Velho, a oeste; (ii) a falha dos Andradas, que limita, em sua porção norte, a Sub-Bacia Camaquã Ocidental do Alto de Caçapava do Sul e, em direção ao sul, justapõe os grupos Santa Bárbara e Bom Jardim ao Grupo Guaritas; (iii) a falha do Passo dos Enforcados, que limita o Grupo Bom Jardim do Alto de Caçapava do Sul na região da Casa de Pedra; (iv) a falha da Angélica, que traça o limite entre exposições do Grupo Bom Jardim e do Grupo Santa Bárbara na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Central, e do Grupo Guaritas com o Alto de Caçapava do Sul mais a sul; (v) a zona de falhas das Minas do Camaquã, que justapõe as unidades superiores do Grupo Guaritas, a leste, a níveis estratigráficos inferiores a oeste, sejam unidades inferiores do Grupo Guaritas, sucessões do Grupo Santa Bárbara (na região das Minas do Camaquã), ou rochas do embasamento (a sul do Rio Camaquã); (vi) a zona de falhas da Serra das Encantadas, que traça o limite leste da Sub-





**Fig. 43:** Aspectos da deformação do Supergrupo Camaquã: **A** - Camadas verticais da Formação Serra do Apertado junto à Zona de Falhas das Minas do Camaquã a sul do rio Camaquã, com destaque para falhas normais conjugadas anteriores ao basculamento; **B** - Camadas verticais da Formação Pedra Pintada próximo ao afloramento da foto A; **C** - Relação de corte entre estrias em um mesmo plano de falha (265/89), no Grupo Bom Jardim, estrias da direita, mais antigas, formadas por movimento normal-sinistral (evento de distensão ENE). Estrias da esquerda, mais recentes, formadas por movimento inverso-sinistral (evento de compressão NW).





**Cidades**

BG - Bagé  
 CS - Caçapava do Sul  
 ES - Encruzilhada do Sul  
 LS - Lavras do Sul  
 SBV - Santana da Boa Vista  
 SG - São Gabriel  
 SS - São Sepé

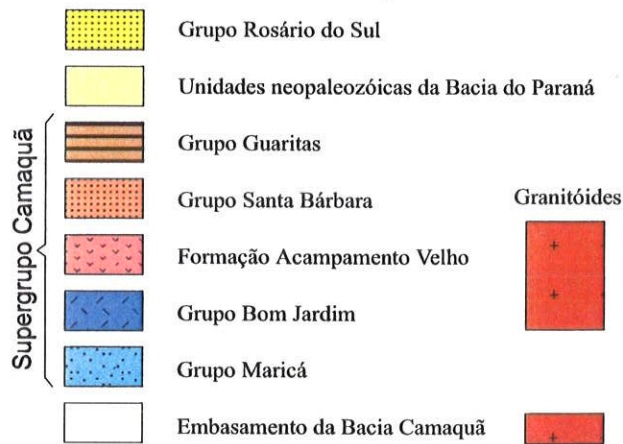
**Principais Corpos Graníticos**

YCS Caçapava do Sul  
 YJA Jaguari  
 YLS Lavras do Sul  
 YPL Batólito Pelotas e encaixantes  
 YRM Ramada  
 YSA Santo Afonso  
 YSS São Sepé

**Principais falhas**

- ① Serra de Santa Bárbara
- ② Volta Grande / Serra dos Lanceiros
- ③ Serra dos Andradas/ Arroio do Corrêa
- ④ Passo dos Enforcados
- ⑤ Angélica
- ⑥ Zona de falhas das Minas do Camaquã
- ⑦ Zona de falhas das Encantadas
- ⑧ Zona de falhas Açotéia-Piquiri

**Unidades Litoestratigráficas**



**CONVENÇÕES**

Rodovias Federais  
 Rodovias Estaduais

**Fig. 44:** Mapa esquemático da distribuição das unidades do Supergrupo Camaquã e da Bacia do Paraná na porção centro-sul do Rio Grande do Sul. Modificado de Santos *et al.* (1989) e Fragoso-Cesar *et al.* (2000). Ver localização na figura 42.

Bacia Camaquã Central, e (vii) a zona de falhas Açotéia-Piquiri, que limita a Sub-Bacia Camaquã Oriental com seu embasamento a oeste e leste.

Diversas outras falhas de menor expressão, pertencentes ao sistema NE-NNE, afetam as unidades do Supergrupo Camaquã e aparecem como lineamentos importantes em imagens de sensoriamento remoto.

A simples análise da distribuição das unidades ao longo da falha dos Andradas revela a existência de ao menos dois eventos de ativação com rejeitos opostos: um responsável pela elevação do alto de Caçapava do Sul, a leste, em relação ao Grupo Santa Bárbara, a oeste, e outro responsável pela justaposição, ao longo da mesma estrutura, do Grupo Santa Bárbara a oeste e do Grupo Guaritas, estratigraficamente superior, a leste. A reativação das falhas principais em eventos com campos de tensão distintos é revelada pela análise de paleotensão discutida abaixo.

Uma outra direção importante de falhas é aproximadamente WNW, que compõe um conjunto denominado por Ribeiro *et al.* (1966) como “Sistema de Falhas Cerro da Vigia”, também reativado sucessivamente e associado a contatos entre unidades do Supergrupo Camaquã, e destas com o embasamento. Ambos sistemas de falhas estão relacionados a direções marcantes de anisotropia do embasamento, sendo as direções NE a NNE influenciadas por foliações metamórficas e cataclásticas neoproterozóicas e paleoproterozóicas encontradas no Cinturão Dom Feliciano e nas porções norte e leste do Terreno Rio Vacacaí, e as direções próximas a WNW por foliação metamórfica no Terreno Rio Vacacaí e zonas de cisalhamento neoproterozóicas relacionadas principalmente ao limite sul desse terreno (Zona de Falhas de Ibaré).

A grande continuidade lateral e o caráter subvertical da maior parte das falhas dos dois sistemas sugerem predomínio de rejeitos direcionais, porém a análise de proveniência de depósitos localizados junto às falhas que limitam a bacia do embasamento revelam não haver deslocamento lateral dos depósitos em relação a suas áreas-fonte, indicando rejeitos laterais de pequena expressão (Fragoso-Cesar *et al.* 2000<sup>a</sup>, 2000<sup>b</sup>, 2001, Almeida 2001, Janikian 2001, 2004, Janikian *et al.* 2003, Fambrini 2003). Tais rejeitos limitados não descaracterizam o movimento transcorrente ou oblíquo da maioria das falhas, porém contrariam a hipótese de uma origem em bacias transcorrentes (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Machado & Sayeg 1992, Paim *et al.* 2002) para o Supergrupo Camaquã, que exige persistência de movimento lateral nas falhas de borda durante o período de deposição (Nielsen & McLoughlin 1985, Nielsen & Sylvester 1995).

O estilo de deformação predominante é o mesmo em todas as unidades do Supergrupo Camaquã: falhas de alto ângulo normais, oblíquas ou transcorrentes, rúpteis e definidas por

planos discretos, geralmente estriados e localmente constituindo feixes de falhas com rejeitos expressivos, por vezes associados a dobras de arrasto, verticalização de camadas e raramente brechas tectônicas. Apesar disso, a densidade de ocorrência de falhas é maior nas unidades inferiores (Grupos Maricá e Bom Jardim e Formação Acampamento Velho), tanto em relação às falhas limitantes de blocos em mapa quanto àquelas observáveis em afloramento. Tal diferença reflete a recorrência de eventos ao longo da deposição do Supergrupo Camaquã, que pode estar relacionada à presença de discordâncias angulares entre as unidades que constituem o supergrupo.

Não ocorrem falhas inversas como limites entre unidades em mapa e foram encontradas falhas inversas apenas localmente, sem nível estratigráfico específico, tendo sido estas consideradas resultado dos esforços horizontais responsáveis pelas falhas transcorrentes predominantes.

#### **IV.4. Paleocampos de tensão formadores e deformadores da Bacia do Camaquã**

Para a reconstituição dos paleocampos de tensão, utilizaram-se medidas de falhas com estrias e indicação de movimento, determinado pelos critérios de Angelier (1994), analisadas pelo método dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977). Os dados foram tratados separadamente por afloramento, sendo posteriormente agrupados por unidade estratigráfica e campo de tensão gerador, com auxílio do programa TENSOR (Delvaux & Sperner 2003). A separação inicial entre eventos em cada estação de medidas seguiu o critério proposto por Delvaux & Sperner (2003), considerando uma obliquidade máxima de 30° entre a estria real e a estria prevista para cada plano com o campo de tensão obtido. Para o agrupamento de todas as estruturas de um determinado evento em cada unidade foram permitidas obliquidades maiores, evitando-se, assim, a criação de um grande número de fases relativas a um só evento, devido às prováveis variações locais dos campos de tensão e à possibilidade de pequenas rotações de estruturas por eventos posteriores.

A comparação dos paleocampos de tensão das diversas unidades e a observação de relações de corte entre estrias de mais de um evento em um mesmo plano (Fig. 43C) permitiram a elaboração de um quadro cronológico dos episódios de deformação e sua correlação tentativa com eventos tectônicos regionais. Os principais eventos reconhecidos são apresentados abaixo, separados em dois grandes conjuntos: aqueles interpretados como formadores da Bacia do Camaquã, e aqueles relacionados a deformações posteriores.

##### *IV.4.1. Eventos tectônicos formadores da Bacia do Camaquã*



*Distensão ENE* - Estruturas originadas por um campo de tensão com  $\sigma^1$  vertical e  $\sigma^3$  horizontal no quadrante NE são muito freqüentes em todas as unidades estudadas, afetando até sucessões triássicas (ver abaixo). Tais estruturas, porém, não perfazem um conjunto homogêneo, pois apresentam-se com maior densidade no Grupo Bom Jardim, onde foram observadas relações de corte entre estrias que demonstram serem estas anteriores a falhas transcorrentes geradas por compressão NW, diferentemente das estruturas de distensão NE das demais unidades. Além das relações de corte entre estrias, a direção do campo de tensão das estruturas exclusivas do Grupo Bom Jardim é diferente daquela das demais unidades, indicando uma paleodistensão ENE, enquanto as estruturas posteriores às unidades triássicas sugerem uma paleodistensão NNE a NE.

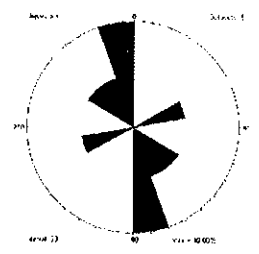
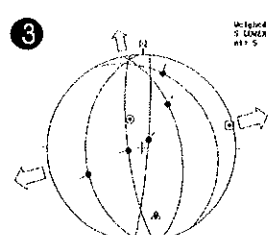
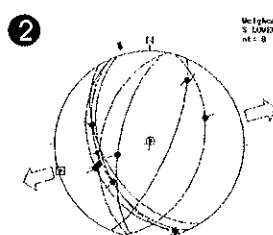
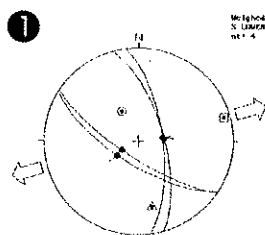
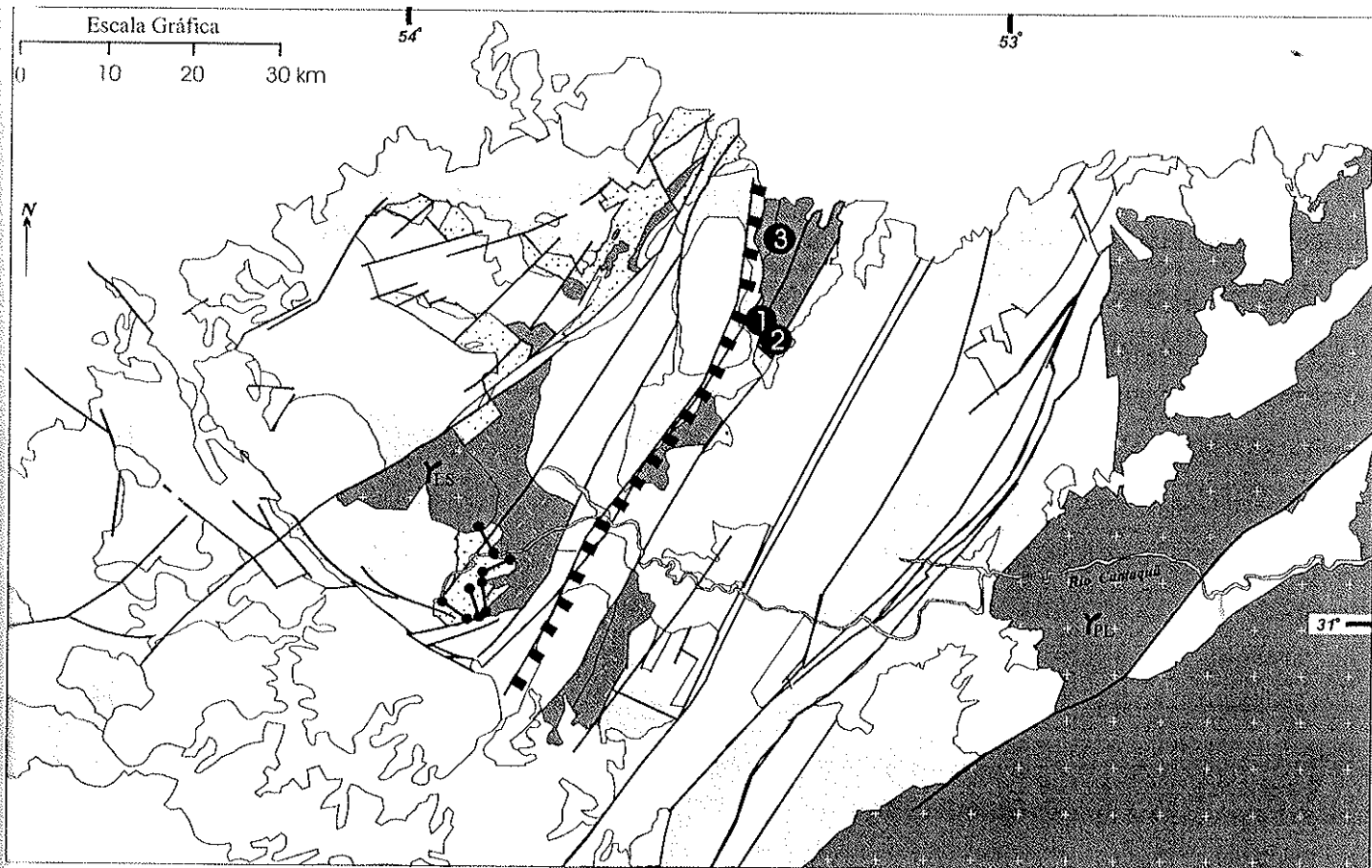
Diques relacionados às rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim apresentam direções predominantes em torno de NNW (Fig. 45), sugerindo que a distensão ENE relaciona-se à tectônica formadora da bacia ao tempo da deposição do Grupo Bom Jardim. Reconstituições paleogeográficas baseadas em análise estratigráficas e mapeamento de semi-detelhe (Janikian 2001, 2004, Janikian *et al.* 2003) indicam uma bacia de eixo aproximadamente norte-sul para o Grupo Bom Jardim, corroborando a hipótese.

A figura 45 sintetiza as informações sobre o evento, apresentando a localização de afloramentos representativos e dos diques observados, além de interpretação sobre as principais falhas ativas durante a formação do Grupo Bom Jardim. A figura 46 reúne todas as medidas de falhas com estrias e indicação de movimento relacionadas ao evento de distensão ENE formador do Grupo Bom Jardim.

*Distensão NW* - Estruturas originadas por um campo de tensão com  $\sigma^1$  vertical e  $\sigma^3$  horizontal no quadrante NW são encontradas em todos os níveis estratigráficos do Supergrupo Camaquã, o que poderia indicar um evento posterior ao de compressão NE, que não ocorre no intervalo estratigráfico do Grupo Guaritas (ver abaixo). Entretanto, estruturas tectônicas sin-sedimentares descritas na Sub-Bacia Camaquã Ocidental por Frago-Cesar *et al.* (2001) em sucessão correlacionada ao Grupo Santa Bárbara (Fambrini 2003), apontam uma paleodistensão NW como evento tectônico formador da unidade. Além disso, reconstituições paleogeográficas baseadas na distribuição dos sistemas deposicionais, nas paleocorrentes e em análises de proveniência (Fragoso-Cesar *et al.* 2000<sup>a</sup>, 2000<sup>b</sup>, 2001, Almeida 2001, Janikian *et al.* 2001, 2003, Fambrini 2003) sugerem a existência de falhas de borda de direção NE e de caráter predominantemente normal durante a deposição dos grupos Santa Bárbara e Guaritas.

Direções de diques relacionados à Formação Acampamento Velho, concentradas em





Direções de diques básicos e intermediários. N= 5.

— Contato entre unidades litoestratigráficas

— Falha

— Dique básico ou intermediário

**Unidades geradas pelo evento:**

■ Grupo Bom Jardim

■ Granitóides

**Unidades afetadas pelo evento:**

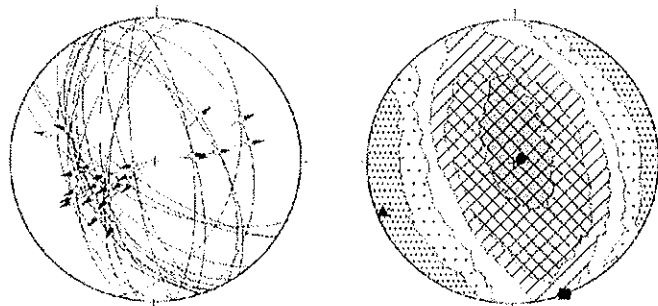
■ Grupo Maricá

□ Embasamento da Bacia do Camaquã

**Principais falhas ativas durante o evento:**

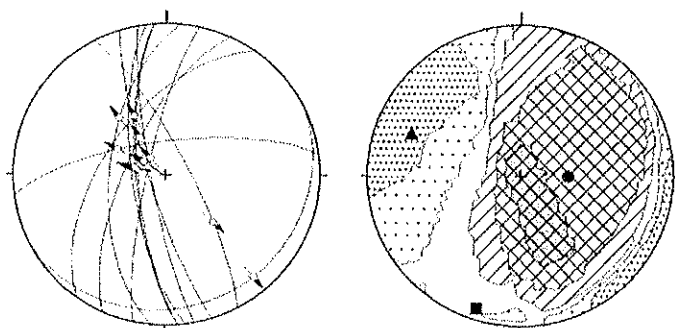
— Falha normal ativa durante a deposição do Grupo Bom Jardim

**Fig. 45:** Distribuição espacial das estruturas geradas pelo evento de distensão ENE. 1 a 3 - Projeção estereográfica (semiesfera inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento de afloramentos representativos. Unidades representadas: 1 a 3- Grupo Bom Jardim. Extraído da figura 44.

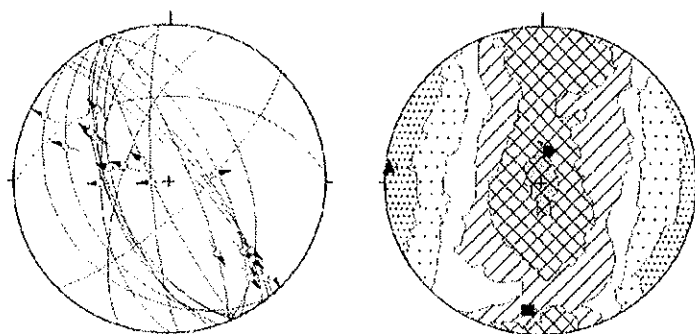


Bom Jardim dist. ENE  
 Número de dados: 24  
 Valor máximo: 0.17% em 000/90  
 ● Sigma1: 060 / 85 0.50  
 ■ Sigma2: 159 / 01 0.34  
 ▲ Sigma3: 249 / 05 0.16  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16

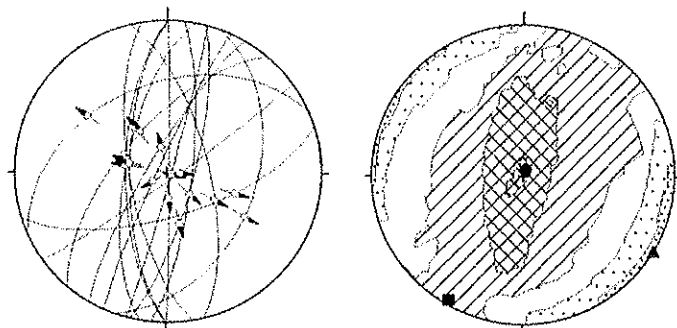
**Fig. 46:** Estruturas geradas pelo evento de distensão ENE, interpretado como evento formador do Grupo Bom Jardim. Esquerda - projeção estereográfica de falhas com estrias e indicação de movimento (semi-esfera inferior). Direita - Campo de tensões.



Guaritas e Rodeio Velho dist. NW  
 Número de dados: 12  
 Valor máximo: 0.17% em 000/90  
 Sigma1: 090 / 65 0.49  
 Sigma2: 198 / 08 0.34  
 Sigma3: 292 / 24 0.17  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16



Santa Bárbara dist. NW  
 Número de dados: 18  
 Valor máximo: 0.16% em 000/90  
 ● Sigma1: 013 / 73 0.44  
 ■ Sigma2: 185 / 17 0.40  
 ▲ Sigma3: 276 / 02 0.17  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16



Bom Jardim dist. NW  
 Número de dados: 16  
 Valor máximo: 0.17% em 000/90  
 Sigma1: 021 / 87 0.44  
 Sigma2: 210 / 03 0.35  
 Sigma3: 120 / 01 0.22  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16

**Fig. 47:** Estruturas geradas pelo evento de distensão NW, interpretado como evento formador das unidades do Supergrupo Camaquã posteriores ao Grupo Bom Jardim. Esquerda - projeção estereográfica de falhas com estrias e indicação de movimento (semi-esfera inferior). Direita - Campo de tensões.

torno de ENE (Fig. 48), sugerem um campo de tensões distensivo com direção NW também durante a formação desta unidade. Assim, interpreta-se que campos de tensão distensionais NW-SE foram recorrentes e relacionados à tectônica formadora da Formação Acampamento Velho e dos grupos Santa Bárbara e Guaritas.

Freqüentes dobras de arrasto abertas de eixo aproximadamente NS, de escala hectométrica a quilométrica, associadas a verticalização de camadas junto às falhas ativadas por esse evento, são observadas até no Grupo Guaritas, revelando a continuidade da atividade tectônica durante e após a deposição deste grupo.

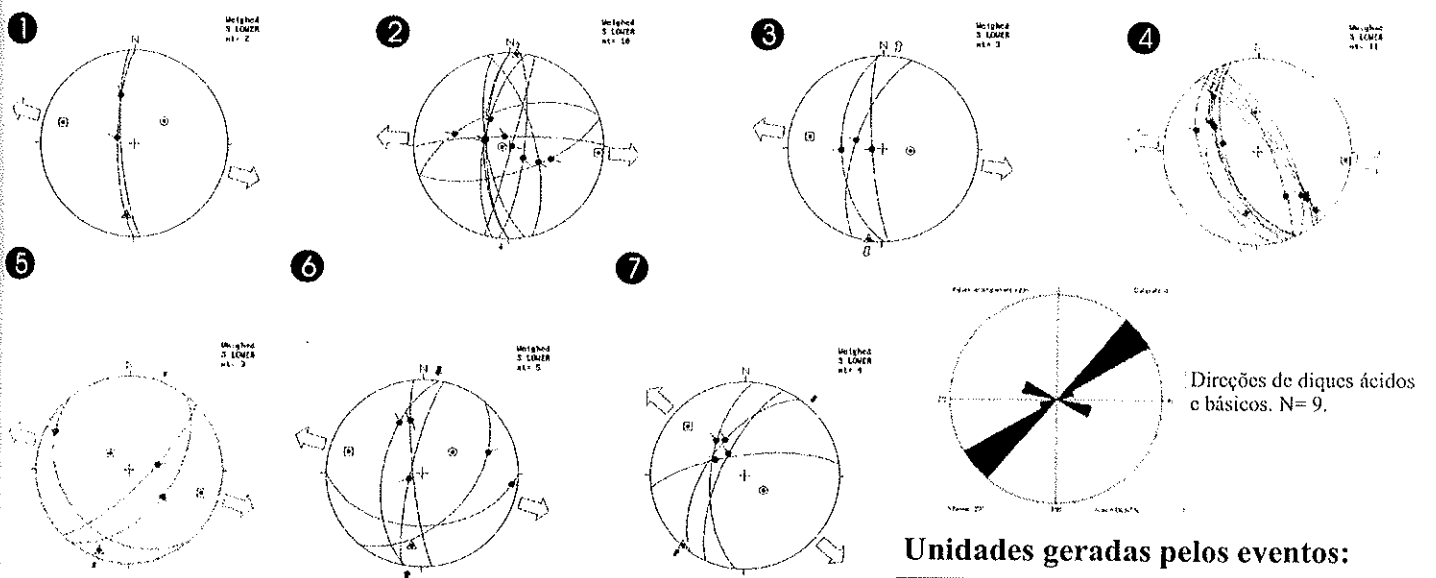
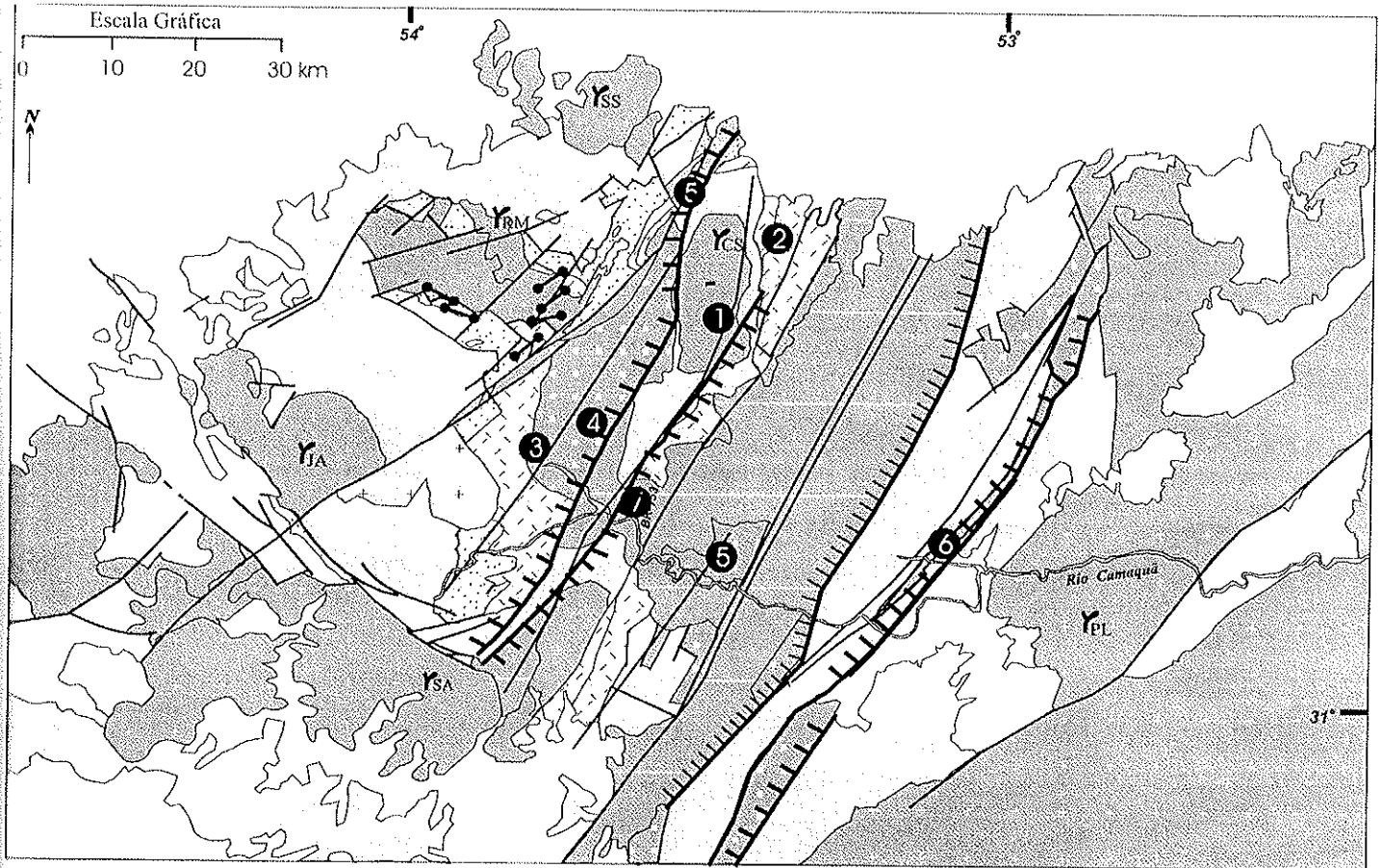
A figura 48 sintetiza as informações sobre os eventos recorrentes de distensão NW, apresentando a localização de afloramentos representativos e dos diques observados, além de interpretação sobre as principais falhas ativas durante a formação das unidades superiores do Supergrupo Camaquã. A figura 47 reúne todas as medidas de falhas com estrias e indicação de movimento relacionadas a esses eventos, separadas por nível estratigráfico.

#### *IV.4.2. Eventos tectônicos deformadores da Bacia do Camaquã*

*Compressão NE1* - Falhas transcorrentes sinistrais de direção ENE a ESE e destrais de direção NNE a NNW, além de falhas oblíquas compatíveis, revelam um evento de deformação caracterizado por  $\sigma^1$  horizontal no quadrante NE e  $\sigma^2$  vertical, anterior ao evento de compressão NW, como indicado por relações de corte entre estrias. Tais estruturas ocorrem apenas até o nível estratigráfico do Grupo Santa Bárbara, não tendo sido encontradas no Grupo Guaritas ou Suíte Intrusiva Rodeio Velho, o que leva à interpretação de terem sido geradas em um evento anterior à tais unidades, talvez relacionado à discordância angular entre o Grupo Guaritas e as unidades sotopostas.

A figura 49 sintetiza as informações sobre a família de estruturas geradas ou ativadas pelo evento de compressão NE1, apresentando a localização de afloramentos representativos e interpretação sobre as principais falhas ativas. A figura 50 reúne todas as medidas de falhas com estrias e indicação de movimento relacionadas ao evento, separadas por nível estratigráfico.

*Compressão NW* - Falhas transcorrentes destrais de direção ENE a ESE e sinistrais de direção NNE a NNW, além de falhas oblíquas compatíveis, revelam um evento de deformação caracterizado por  $\sigma^1$  horizontal no quadrante NW e  $\sigma^2$  vertical. Tais estruturas afetam todas as unidades do Supergrupo Camaquã e não foram encontradas nas coberturas fanerozóicas posteriores, caracterizando um evento posterior ao Grupo Guaritas e à Suíte Intrusiva Rodeio Velho e anterior ao Permiano. Este conjunto de estruturas é o principal responsável pela

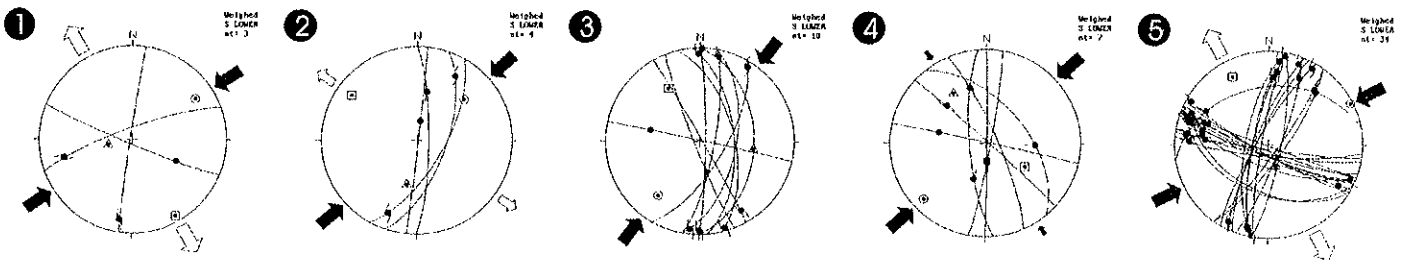
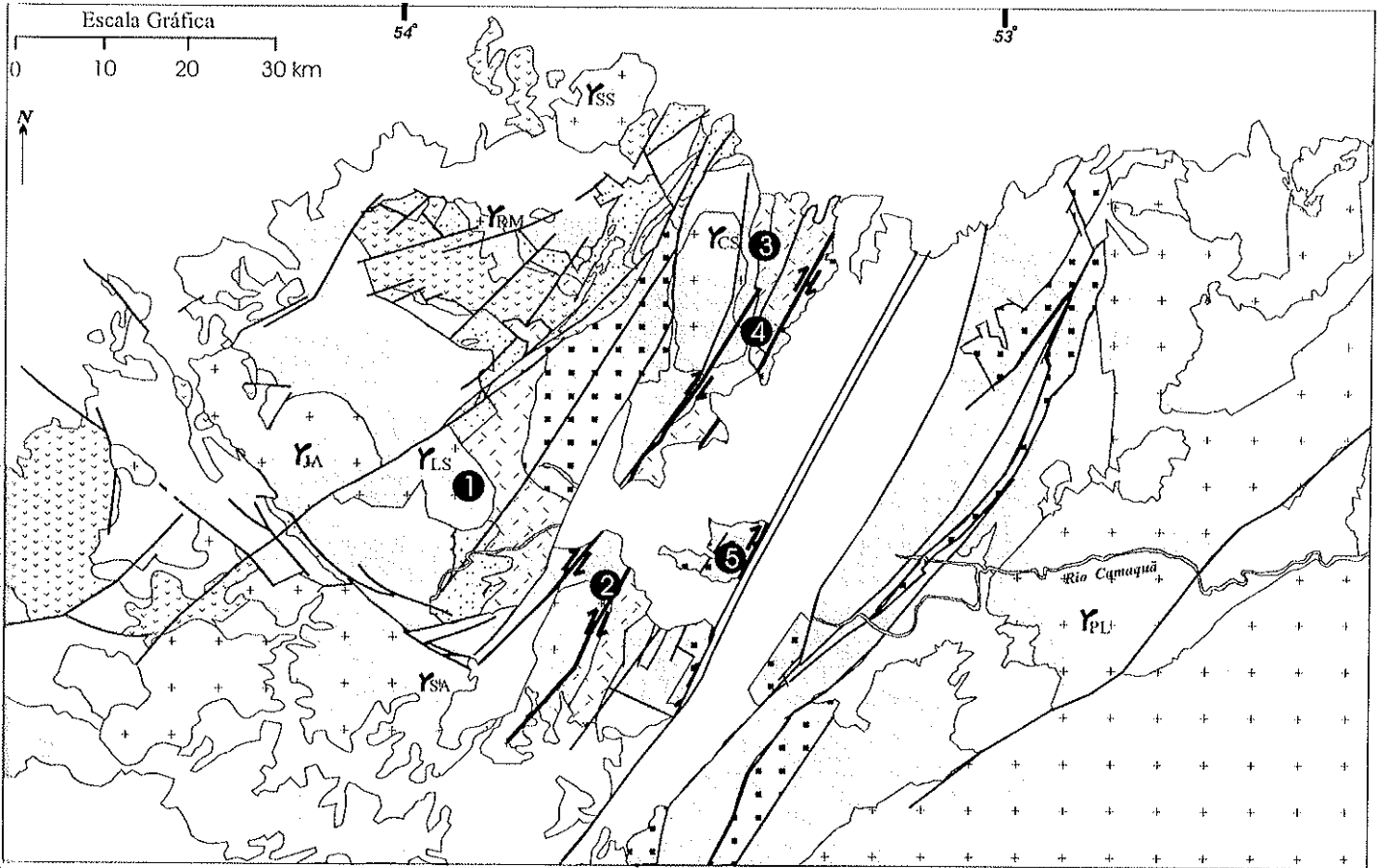


- Contato entre unidades litoestratigráficas
- Falha
- Falha normal ativa durante a deposição do Grupo Guaritas
- Falha normal ativa durante a deposição do Grupo Santa Bárbara.
- Diques ácidos e básicos

- Unidades geradas pelos eventos:**
- Grupo Guaritas
  - Grupo Santa Bárbara
  - Formação Acampamento Velho
  - Granitóides
- Unidades afetadas pelos eventos:**
- Grupo Bom Jardim
  - Granitóides
  - Grupo Maricá
  - Embasamento da Bacia do Camaquã

Fig. 48: Distribuição espacial de estruturas geradas ou ativadas pelos sucessivos eventos de distensão NW. 1 a 8 - Projção estereográfica (semiesfera inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento de afloramentos representativos. Extraído da figura 44.



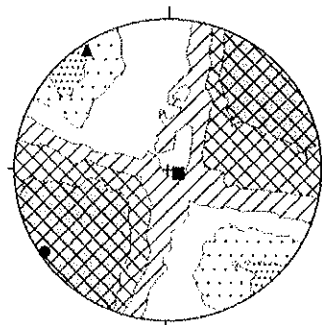
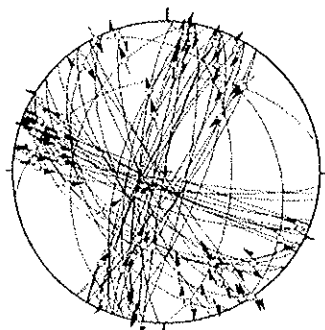


- Contato entre unidades litoestratigráficas
- Falha
- Trancorrentes destrais ativas durante o evento

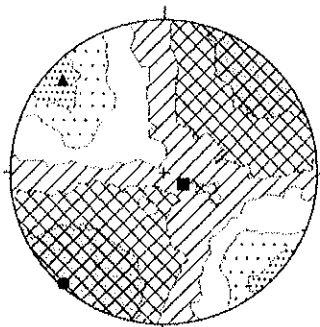
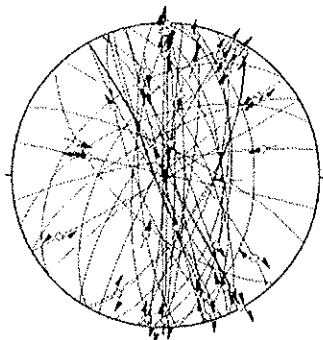
**Unidades afetadas pelo evento:**

- Grupo Santa Bárbara
- Formação Acampamento Velho
- Grupo Bom Jardim
- Granitóides
- Grupo Maricá
- Embasamento da Bacia do Camaquã

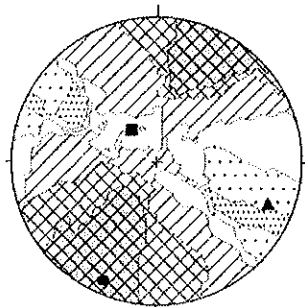
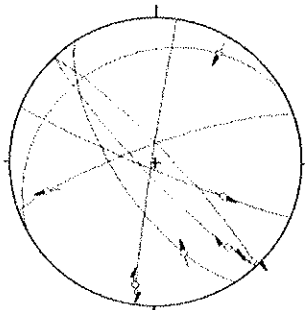
**Fig. 49:** Distribuição espacial de estruturas ativadas pelo primeiro evento de compressão NE. 1 a 5 - Projeção estereográfica (semiesfera inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento de afloramentos representativos. Extraído da figura 44.



Santa Bárbara comp. NE  
 Número de dados: 62  
 Valor máximo: 0.16% em 042/16  
 • Sigma1: 235 / 03 0.49  
 ■ Sigma2: 110 / 84 0.31  
 ▲ Sigma3: 326 / 05 0.20  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12



Bom Jardim comp. NE  
 Número de dados: 40  
 Valor máximo: 0.15% em 035/16  
 Sigma1: 221 / 02 0.47  
 Sigma2: 119 / 78 0.32  
 Sigma3: 312 / 12 0.21  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12



Lavras comp. NE  
 Número de dados: 07  
 Valor máximo: 0.16% em 008/21  
 Sigma1: 204 / 11 0.48  
 Sigma2: 321 / 68 0.30  
 Sigma3: 110 / 20 0.22  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12

**Fig. 50:** Estruturas geradas pelo primeiro evento de compressão NE. Esquerda - projeção estereográfica de falhas com estrias e indicação de movimento (semi-esfera inferior). Direita - Campo de tensões.

distribuição das unidades em mapa, tendo gerado os principais limites tectônicos entre as unidades, relacionados a sistemas de falhas de direção NNE (e.g. Serra de Santa Bárbara, zona de falhas das Minas do Camaquã, zona de falhas Açotéia-Piquiri) e WNW. Deformação intensa de camadas junto aos sistemas de falhas principais, por vezes com formação de brechas tectônicas e fatiamento das dobras de arrasto formadas pela distensão NW junto às falhas principais, são feições comuns. Relações de corte entre estrias revelam a posterioridade desse evento em relação à compressão NE1.

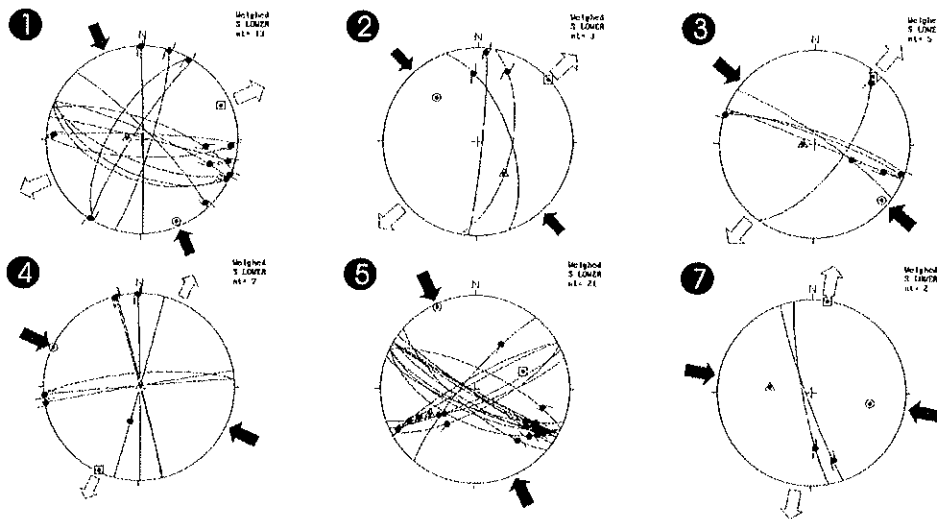
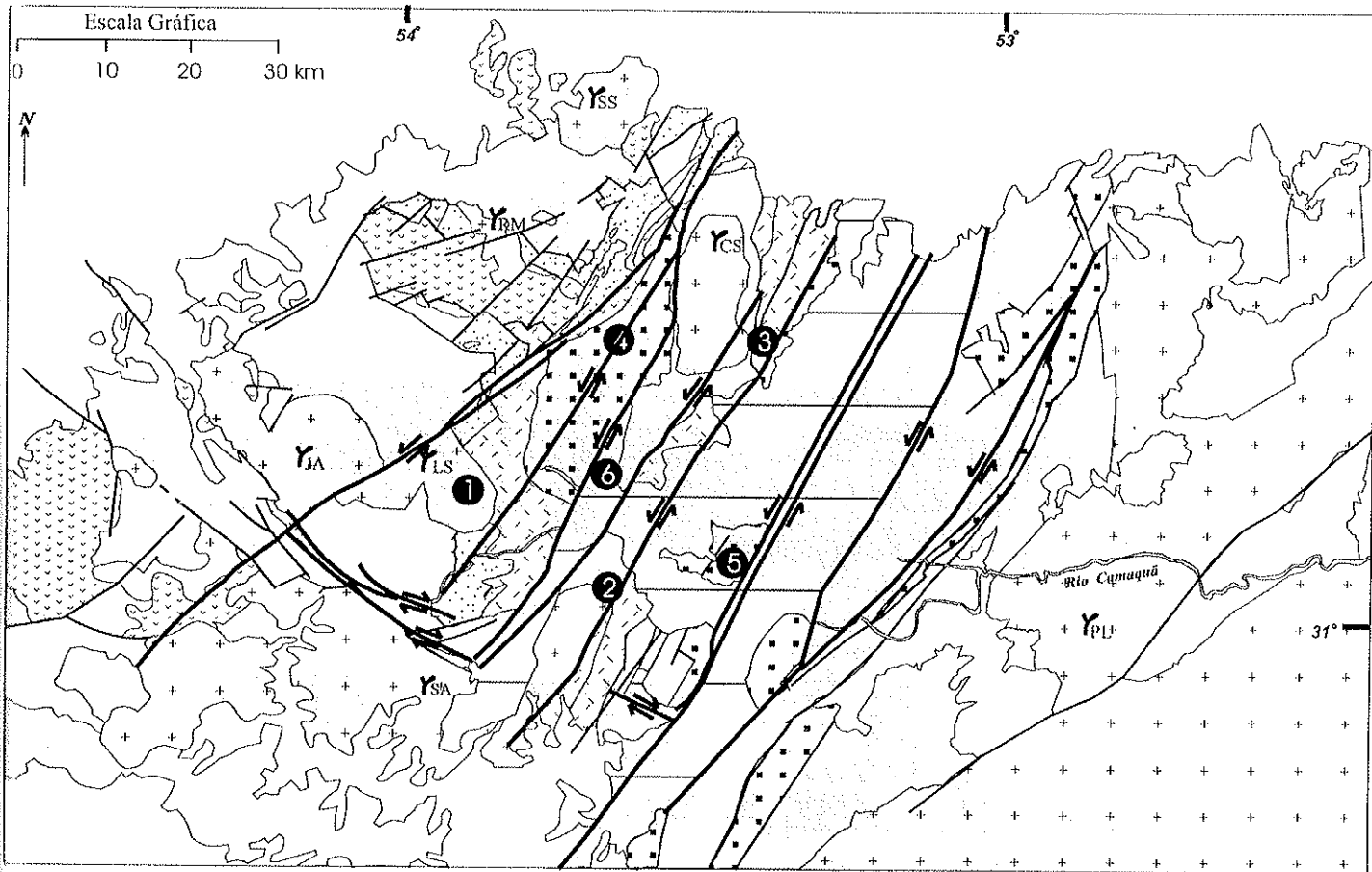
O controle tectônico das mineralizações de cobre da região das Minas do Camaquã, associadas a falhas de direção WNW (Bettencourt 1972, Silva Filho 1997), provavelmente deve-se ao evento de compressão NW, no qual tais falhas comportaram-se como estruturas distensionais, próximas à direção T do sistema de falhas conjugadas.

A figura 51 sintetiza as informações sobre a família de estruturas geradas ou ativadas pelo evento de compressão NW, apresentando a localização de afloramentos representativos e interpretação sobre as principais falhas ativas. A figura 52 reúne todas as medidas de falhas com estrias e indicação de movimento relacionadas ao evento, separadas por nível estratigráfico.








Nas proximidades dos sistemas de falhas principais, são encontradas estruturas indicativas de um campo de tensões com  $\sigma^1$  horizontal EW e  $\sigma^2$  vertical, provavelmente formadas por compressão NW e posteriormente rotacionadas, em torno de um eixo vertical, pela continuidade da deformação (Fig. 53).





*Compressão NE2* - Apesar da clara superposição do evento de compressão NW em relação ao NE, constatada por relações de corte entre estrias e por controle estratigráfico nas unidades do Supergrupo Camaquã, localmente ocorrem falhas transcorrentes geradas por uma compressão NE em sucessões triássicas das unidades inferiores do Grupo Rosário do Sul, observadas no “Gráben do Mourão”, além de falhas com estrias horizontais, porém sem indicação de movimento, em sucessões do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito, e falhas com estrias posteriores àquelas geradas por compressão NW encontradas em sucessões do Supergrupo Camaquã. Tais estruturas são interpretadas como um segundo evento de compressão NE, de menor magnitude e possivelmente relacionado a dobras abertas de eixo E-W a WNW que afetam o Grupo Guaritas e, localmente, sucessões do Grupo Itararé em ocorrências isoladas sobre a Bacia do Camaquã e seu embasamento (Pelosi 2005).\*

A figura 54 sintetiza as informações sobre a família de estruturas geradas ou ativadas pelo segundo evento de compressão NE, apresentando a localização de afloramentos representativos e interpretação sobre as principais falhas ativas. A figura 55 reúne as medidas de falhas com estrias e indicação de movimento relacionadas ao evento.



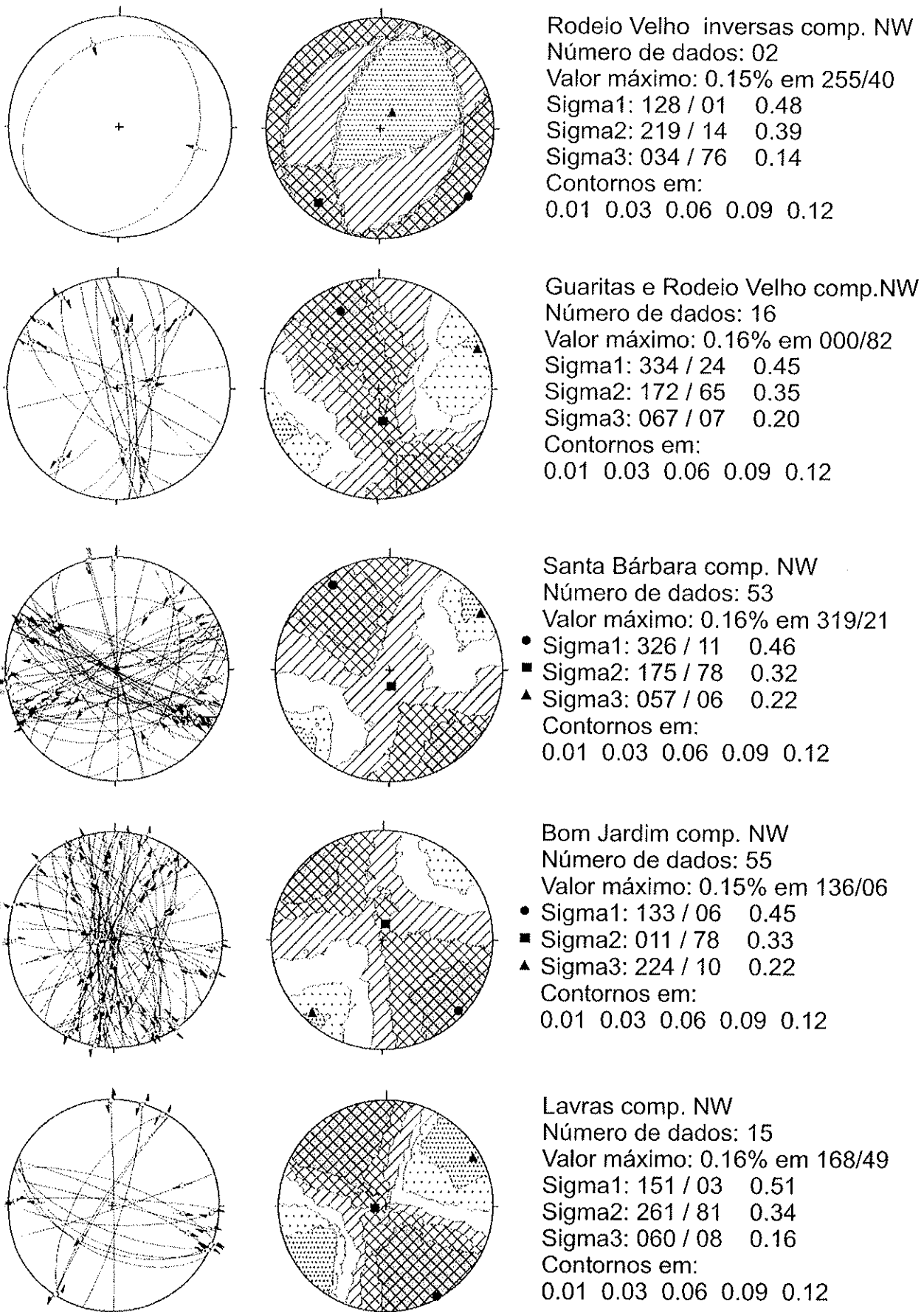
**Unidades afetadas pelo evento:**

-  Grupo Guaritas
-  Grupo Santa Bárbara
-  Formação Acampamento Velho
-  Grupo Bom Jardim
-  Granitóides
-  Grupo Maricá
-  Embasamento da Bacia do Camaquã

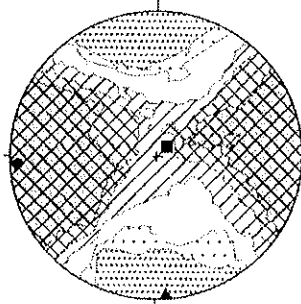
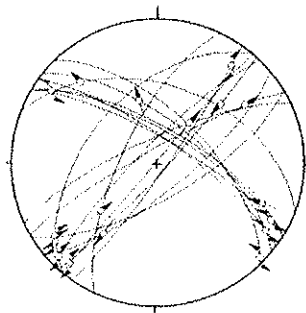
-  Contato entre unidades litoestratigráficas
-  Falha
-  Falhas transcorrentes destrais ativas durante o evento
-  Falhas transcorrentes sinistrais ativas durante o evento

**Fig. 51:** Distribuição espacial das estruturas geradas ou ativadas pelo evento de compressão NW. 1 a 6 - Projeção estereográfica (semiesfera inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento de afloramentos representativos. Extraído da figura 44.

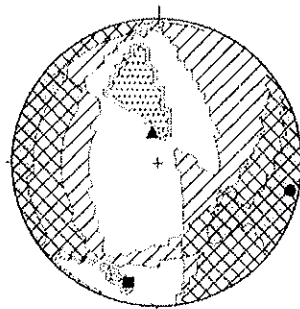
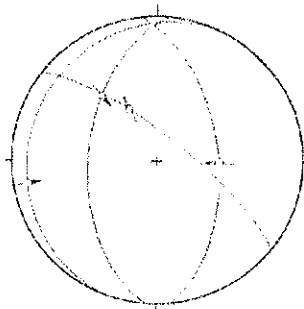




**Fig. 52:** Estruturas geradas pelo evento de compressão NW. Esquerda - projeção estereográfica de falhas com estrias e indicação de movimento (semi-esfera inferior). Direita - Campo de tensões.

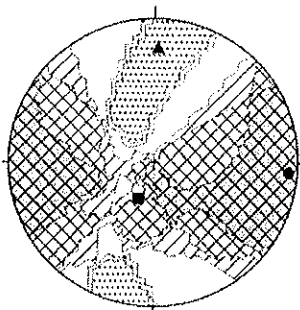
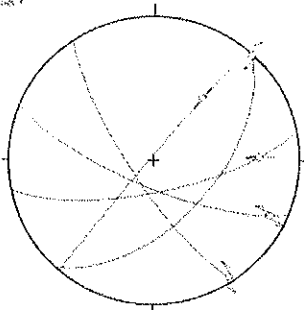


Santa Bárbara comp. EW  
 • Número de dados: 17  
 ■ Valor máximo: 0.16% em 249/31  
 ▲ Sigma1: 266 / 06 0.51  
 Sigma2: 046 / 82 0.33  
 Sigma3: 176 / 05 0.16  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12



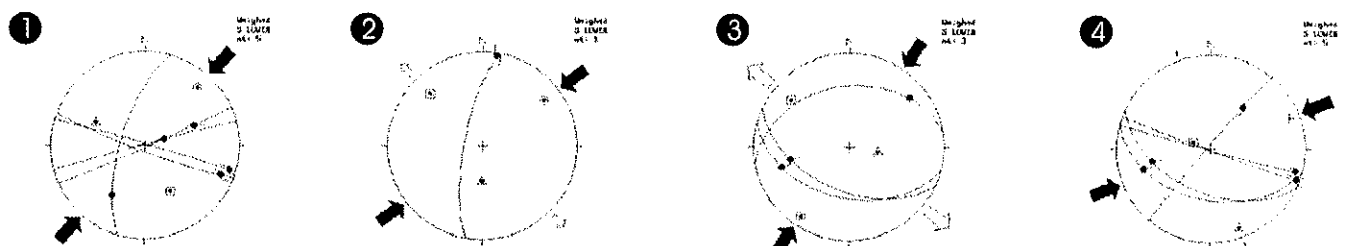
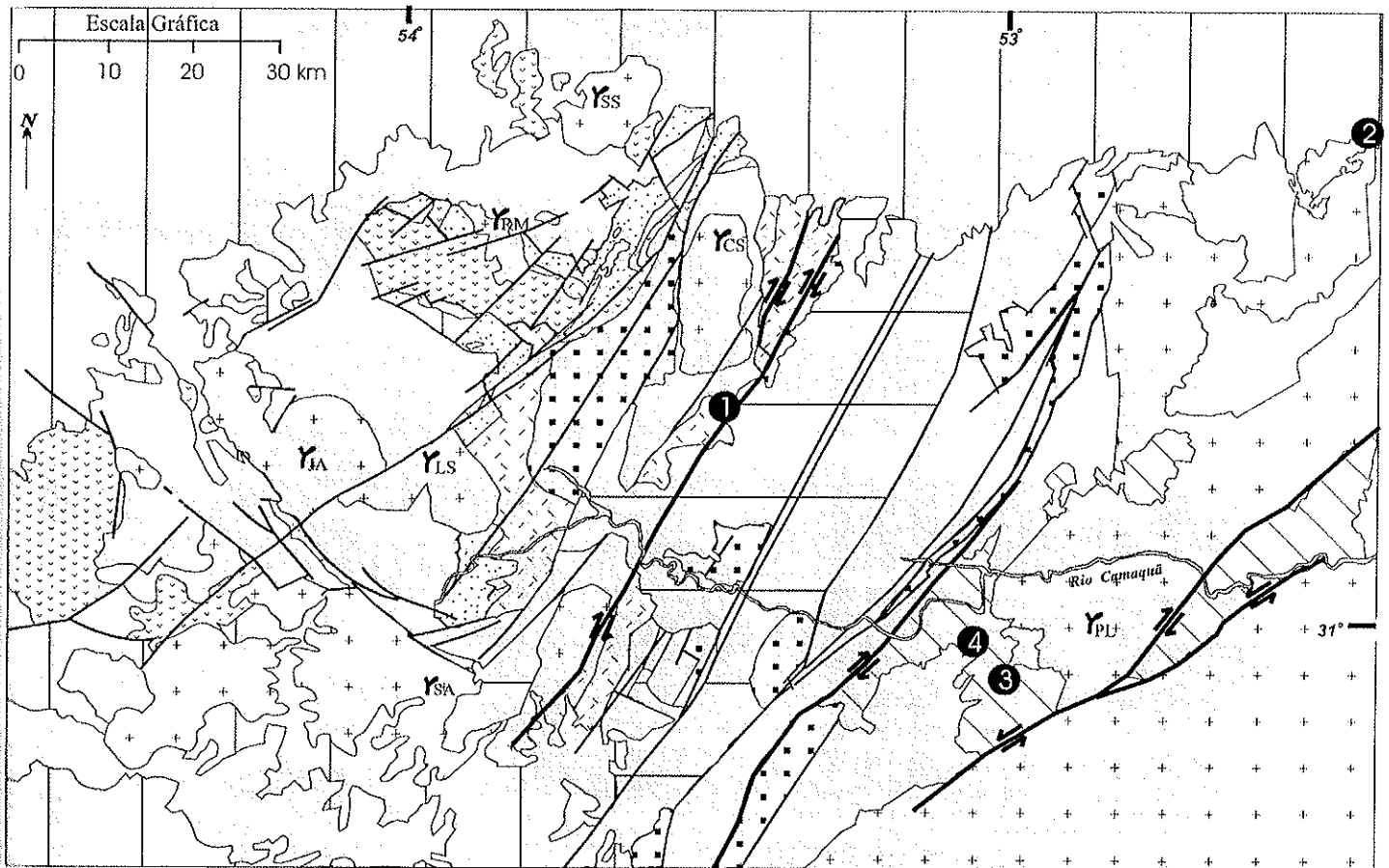
Bom Jardim inv. comp EW  
 Número de dados: 04  
 Valor máximo: 0.15% em 155/44  
 • Sigma1: 101 / 07 0.48  
 ■ Sigma2: 193 / 16 0.31  
 ▲ Sigma3: 349 / 73 0.22  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12

ANEXO 3 - PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DE FALHAS E CAMPO DE TENSÕES

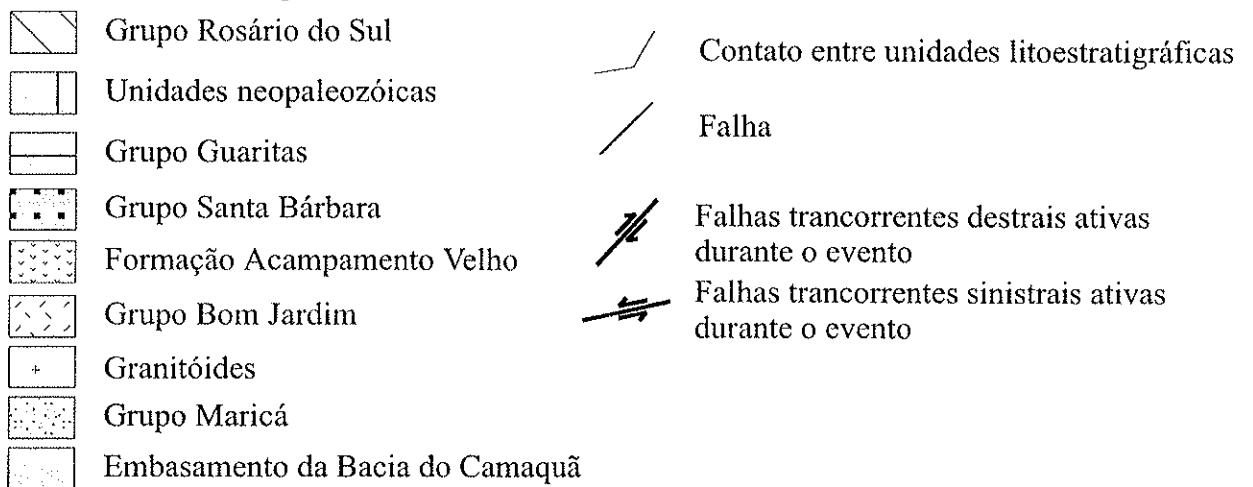


Maricá comp. EW  
 Número de dados: 05  
 Valor máximo: 0.16% em 144/70  
 • Sigma1: 094 / 07 0.49  
 ■ Sigma2: 203 / 68 0.33  
 ▲ Sigma3: 001 / 21 0.18  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12

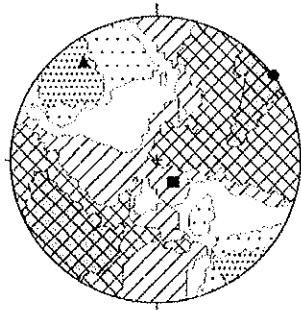
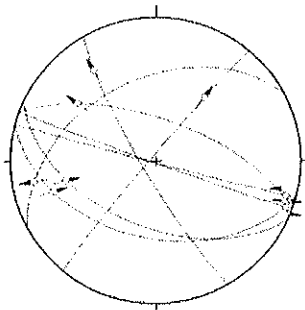
**Fig. 53:** Estruturas compatíveis com compressão E-W, interpretadas como rotação de estruturas formadas pelo evento de compressão NW nas proximidades das falhas principais. Esquerda - projeção estereográfica de falhas com estrias e indicação de movimento (semi-esfera inferior). Direita - Campo de tensões.



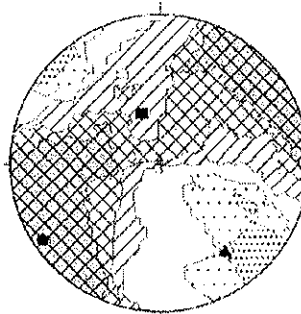
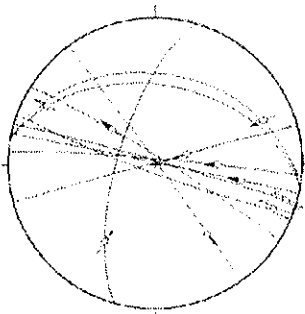
**Unidades afetadas pelo evento:**



**Fig.54:** Distribuição espacial das estruturas ativadas pelo segundo evento de compressão NE. 1 a 4 - Projeção estereográfica (semiesfera inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento de afloramentos representativos. Extraído da figura 44.



Rosário do Sul comp. NE  
 Número de dados: 08  
 Valor máximo: 0.16% em 224/26  
 Sigma1: 054 / 00 0.47  
 Sigma2: 144 / 74 0.32  
 Sigma3: 324 / 16 0.21  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12



Rodeio Velho comp NE  
 Número de dados: 10  
 Valor máximo: 0.16% em 282/49  
 Sigma1: 237 / 07 0.47  
 Sigma2: 340 / 61 0.34  
 Sigma3: 143 / 28 0.19  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12

**Fig. 55:** Estruturas geradas pelo segundo evento de compressão NE. Esquerda - projeção estereográfica de falhas com estrias e indicação de movimento (semi-esfera inferior). Direita - Campo de tensões.



*Distensão NNE* - Falhas normais de direção próxima a NW e falhas oblíquas relacionadas, geradas em um campo de esforços com  $\sigma^1$  vertical e  $\sigma^3$  horizontal próximo a NNE, afetam as unidades do Supergrupo Camaquã e as sucessões estudadas do Grupo Itararé, da Formação Rio Bonito e do Grupo Rosário do Sul, caracterizando um campo de tensões distensivo pós-Triássico, possivelmente relacionado ao evento responsável pelos diques alimentadores do vasto vulcanismo eocretáceo da Formação Serra Geral e pelo soerguimento do Alto Estrutural de Rio Grande. Relações de corte entre estrias em um mesmo plano de falha confirmam a posterioridade deste evento em relação ao de compressão NW.

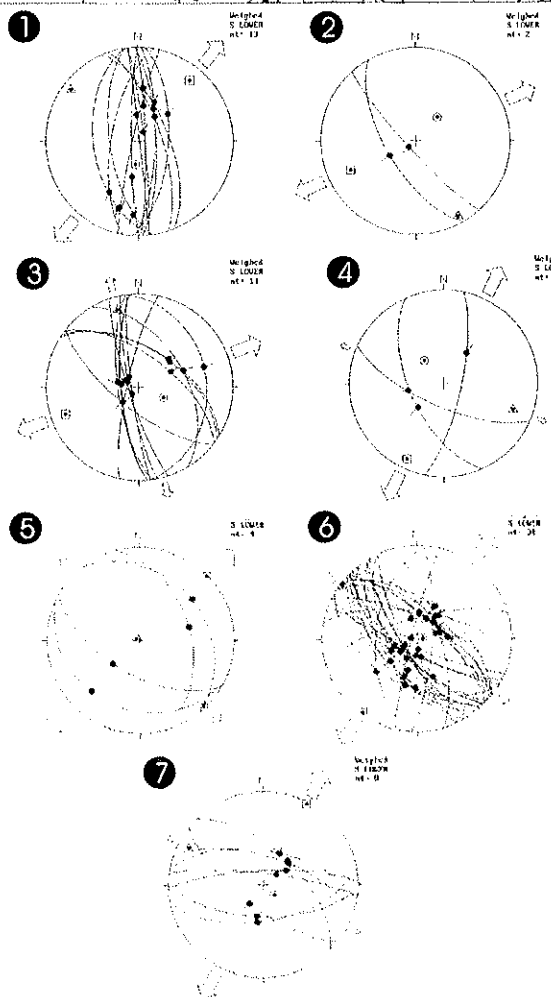
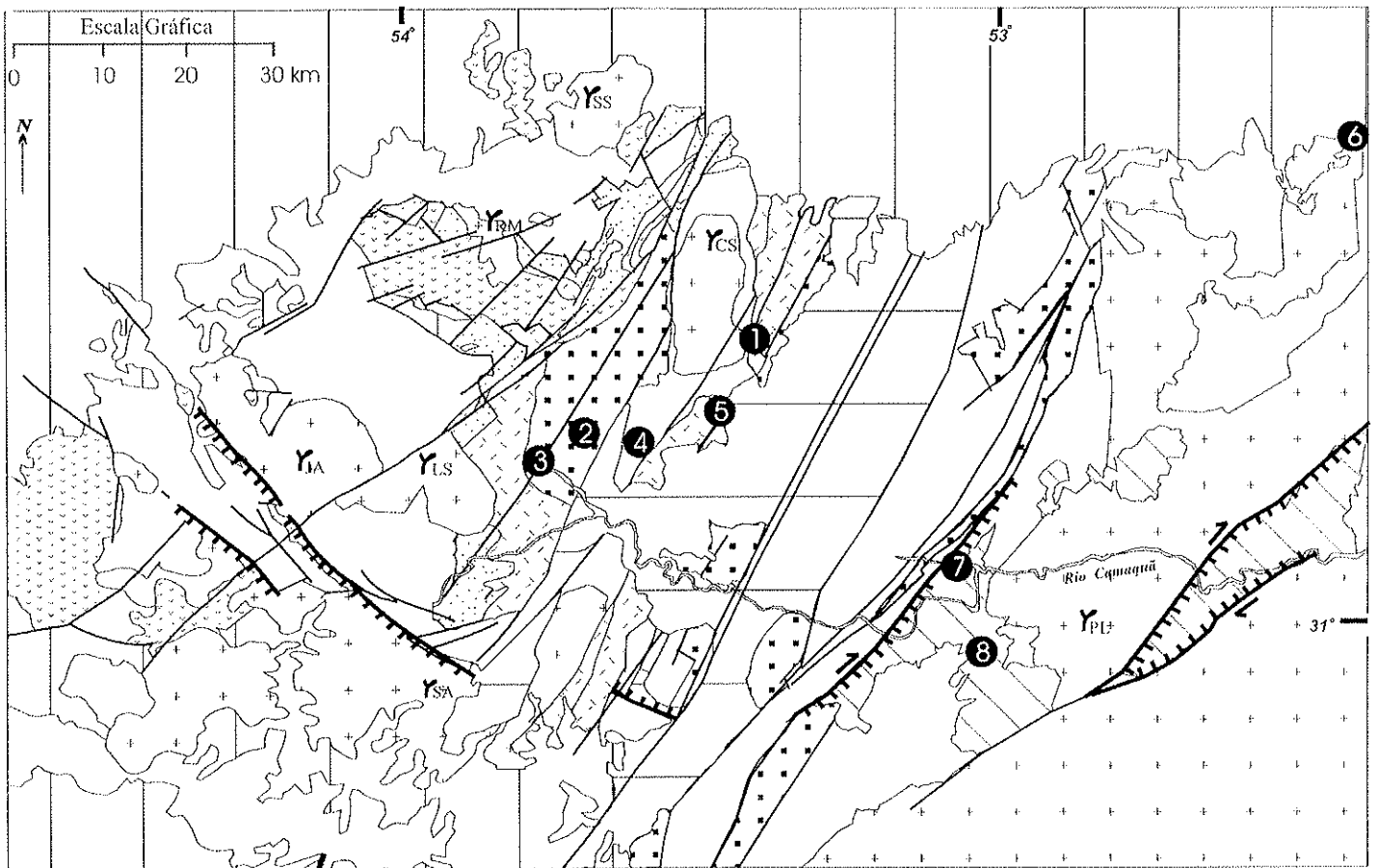
A possibilidade de relação entre este evento distensivo e a origem das unidades mesotriássicas do Grupo Rosário do Sul (posteriores à Formação Sanga do Cabral), consideradas como o preenchimento de grábens por Zerfass *et al.* (2004), é aqui preterida por uma interpretação de tectônica deformadora, já que não são descritos depósitos proximais relacionados às falhas que limitam as sucessões triássicas com seu embasamento. Tais limites tectônicos provavelmente representam o abatimento posterior de blocos, justapostos a unidades do Cinturão Dom Feliciano, como no chamado “Gráben do Mourão”, e a sucessões permianas da Bacia do Paraná na área-tipo do Grupo Rosário do Sul, região da cidade de Santa Maria (RS). Como em sua área-tipo as ocorrências do Grupo Rosário do Sul são recobertas, assim como as demais unidades da Bacia do Paraná na região, pelas formações Botucatu e Serra Geral (Eocretáceo), infere-se uma antiga superfície de erosão posterior ao abatimento dos blocos e anterior ao cretáceo.

Diques alcalinos neocretáceos encaixam-se em estruturas dessa família (Ribeiro & Teixeira 1970), sugerindo uma segunda hipótese de origem dessas estruturas após a Formação Serra Geral ou, mais provavelmente, representando uma reativação com campo de tensão semelhante ao do Eocretáceo.

A figura 56 sintetiza as informações sobre a família de estruturas geradas ou ativadas pelo evento de distensão NNE, apresentando a localização de afloramentos representativos e interpretação sobre as principais falhas ativas. A figura 57 reúne as medidas de falhas com estrias e indicação de movimento relacionadas ao evento.

#### **IV.5. Idades dos eventos**

O estabelecimento da cronologia relativa dos eventos caracterizados acima, em conjunto com sua comparação com as idades disponíveis para as unidades sedimentares e vulcânicas estudadas, permite determinar o intervalo de tempo em que ocorreu cada episódio de deformação e, desta forma, interpretar sua relação com os eventos tectônicos regionais de cada

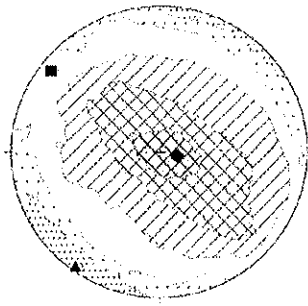
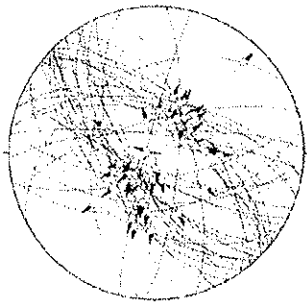


**Unidades afetadas pelo evento:**

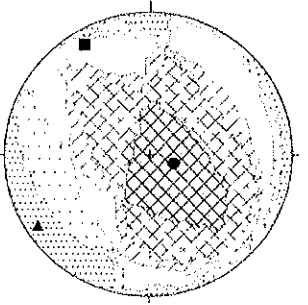
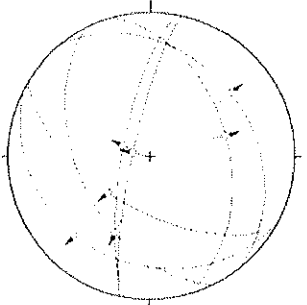
- Grupo Rosário do Sul
- Unidades neopaleozóicas
- Grupo Guaritas
- Grupo Santa Bárbara
- Formação Acampamento Velho
- Grupo Bom Jardim
- Granitóides
- Grupo Maricá
- Embasamento da Bacia do Camaquã

- Contato entre unidades litoestratigráficas
- Falha
- Falhas normais ativas durante o evento
- Falhas oblíquas normais-destrais ativas durante o evento

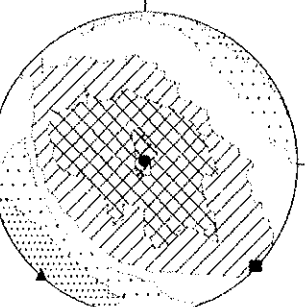
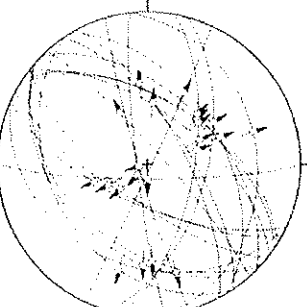
**Fig. 56:** Distribuição espacial das estruturas geradas ou ativadas pelo evento de distensão NE. 1 a 7 -b Projeção estereográfica (semiesfera inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento de afloramentos representativos. Extraído da figura 44.



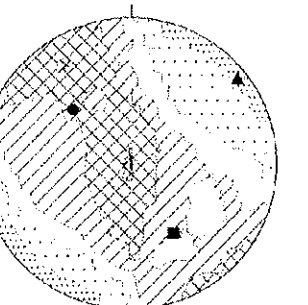
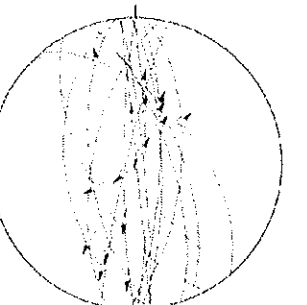
Rosário do Sul dist. NE  
 Número de dados: 45  
 Valor máximo: 0.17% em 000/90  
 ● Sigma1: 103 / 81 0.47  
 ■ Sigma2: 307 / 08 0.32  
 ▲ Sigma3: 216 / 04 0.21  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16



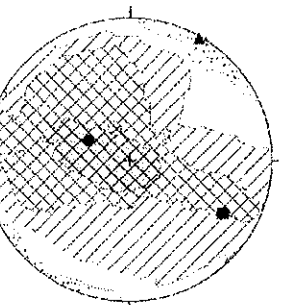
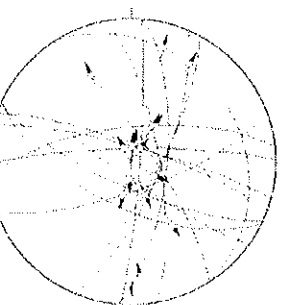
Rio Bonito dist. NE  
 Número de dados: 07  
 Valor máximo: 0.17% em 000/90  
 ● Sigma1: 109 / 75 0.51  
 ■ Sigma2: 329 / 11 0.30  
 ▲ Sigma3: 237 / 09 0.19  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16



Guaritas e Rodeio Velho dist. NE  
 Número de dados: 22  
 Valor máximo: 0.17% em 000/90  
 ● Sigma1: 344 / 89 0.47  
 ■ Sigma2: 133 / 01 0.34  
 ▲ Sigma3: 223 / 01 0.20  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16



Santa Bárbara dist. NNE  
 Número de dados: 16  
 Valor máximo: 0.16% em 000/90  
 ● Sigma1: 313 / 46 0.43  
 ■ Sigma2: 148 / 43 0.38  
 ▲ Sigma3: 051 / 07 0.18  
 Contornos em:  
 0.01 0.04 0.08 0.12 0.16



Bom Jardim dist. NNE  
 Número de dados: 15  
 Valor máximo: 0.15% em 000/90  
 ● Sigma1: 296 / 64 0.42  
 ■ Sigma2: 120 / 26 0.33  
 ▲ Sigma3: 029 / 02 0.25  
 Contornos em:  
 0.01 0.03 0.06 0.09 0.12

Fig. 57: Estruturas geradas pelo evento de distensão NNE-NE. Esquerda - projeção estereográfica de falhas com estrias e indicação de movimento (semi-esfera inferior). Direita - Campo de tensões.

período.

Idade publicada para o Grupo Bom Jardim, obtida pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP) em rochas vulcânicas da Formação Hilário por Remus *et al.* (1999), aponta uma idade de cristalização próxima a 580 Ma. Resultados inéditos (Janikian 2004) apontam um idade mínima de  $595 \pm 2,8$  Ma para a unidade pré-vulcânica do Grupo Bom Jardim (intrusão de apófise de granito, método U-Pb em zircão) e idades de  $589 \pm 5,3$  Ma e  $590 \pm 5,7$  Ma pelo método U-Pb em zircão e  $596 \pm 8$  Ma,  $588 \pm 7$  Ma,  $590 \pm 6$  Ma pelo método Ar-Ar em plagioclásio para a Formação Hilário. Desta forma, interpreta-se um período de duração entre 600 Ma e 580 Ma para o evento de distensão ENE, formador do Grupo Bom Jardim.

A Formação Acampamento Velho, que assim como as unidades sobrepostas do Supergrupo Camaquã foi gerada durante evento de distensão NW, foi datada pelo método U-Pb em zircão por Chemale Jr. (2002), que obtiveram idade de  $573 \pm 18$  Ma. Dados inéditos de Janikian (2004) mostram resultado semelhante em rochas vulcânicas ácidas da unidade, com idade de cristalização de  $574 \pm 7$  Ma. Diques ácidos tardios apresentam idades de  $549,3 \pm 5$  Ma (U-Pb SHRIMP em zircão, Sommer *et al.* 2003) e  $547,2 \pm 9,1$  Ma (U-Pb em zircão, Janikian 2004), constituindo magmatismo possivelmente relacionado ao início da deposição do Grupo Santa Bárbara. Portanto, uma idade em torno de 575 Ma é interpretada como início dos eventos de distensão NW, formadores das unidades do Supergrupo Camaquã posteriores ao Grupo Bom Jardim.

A idade de  $535,2 \pm 1,1$  Ma para a Suíte Intrusiva Rodeio Velho foi obtida em análises realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em amostra de rocha total de basalto fanerítico fino pelo método Ar-Ar (*step heating*) (Fig. 58). Este valor indica uma idade neo-ediacarana a eocambriana para o primeiro evento de compressão NE, posto que este é anterior à Suíte Intrusiva Rodeio Velho e posterior ao Grupo Santa Bárbara. Como as intrusões dessa unidade (predominantemente *sills*) apresentam feições sugestivas de colocação rasa, quando encaixadas em sucessões do Grupo Guaritas, tais como abundância de vesículas nas proximidades dos contados e ocorrência limitada às unidades inferiores e intermediárias desse grupo, sugere-se que a idade do próprio Grupo Guaritas seja próxima a essa. Assim, após o evento de compressão NE1, ocorreu nova distensão NW, responsável por novo ciclo de subsidência da Bacia do Camaquã, já no Eocambriano.

O evento de compressão NW foi posterior ao Grupo Guaritas e à Suíte Intrusiva Rodeio Velho e anterior ao Grupo Itararé e, portanto, pode ter ocorrido em qualquer intervalo entre 535 Ma e o início do Permiano, com provável idade de 530 Ma relacionada a zonas de cisalhamento



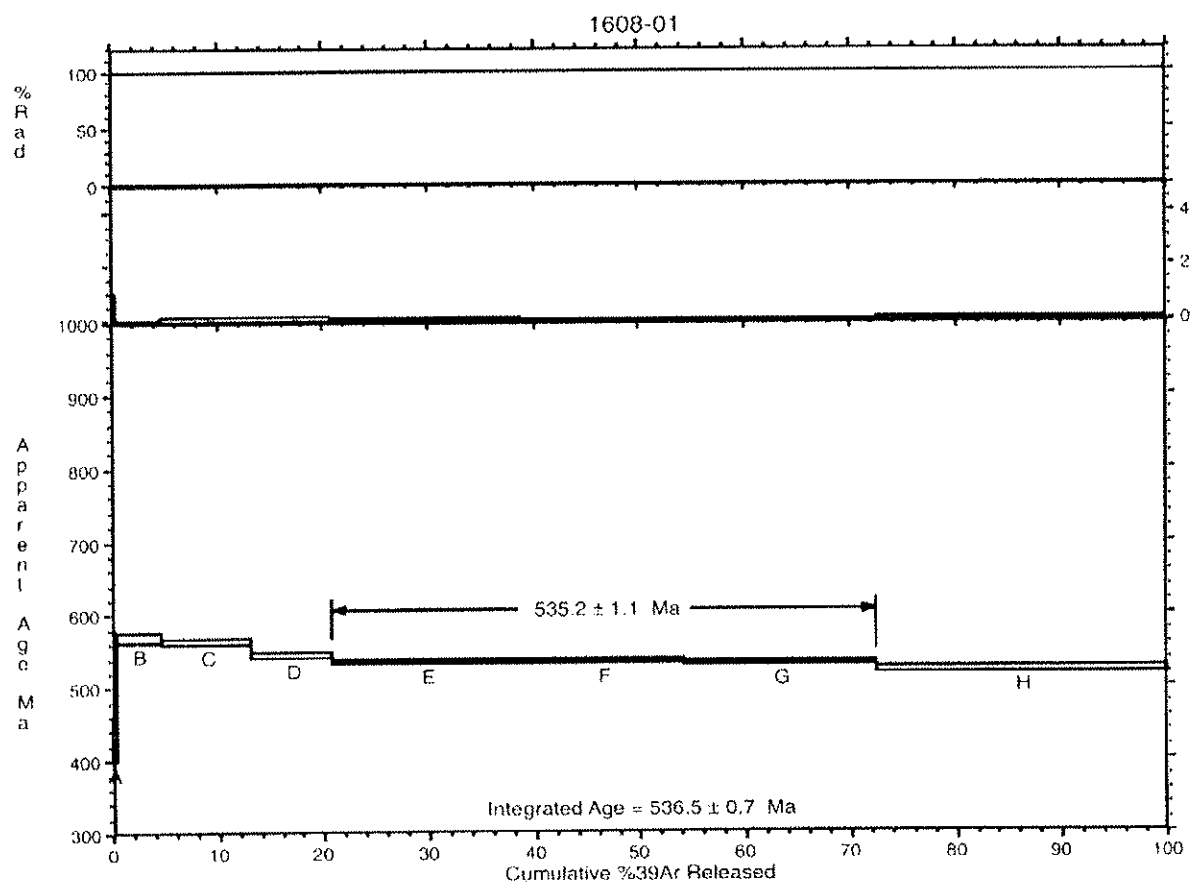


Fig. 58: Análise Ar-Ar em rocha total, *step heating* de amostra da Suíte Intrusiva Rodeio Velho, mostrando platô em  $535,2 \pm 1,1$  Ma.

Interpretação da idade do evento	600 a 580 Ma	575 a 545 Ma	~545 Ma	~535 Ma	530 Ma	Permiano a Pós-mesotriássico	Eocretáceo
	Dist ENE	Dist NW	Comp NE1	Dist NW	Comp NW	Comp NE2	Dist NE
Grupo Rosário do Sul							
Grupo Itaré e Fm. Rio Bonito							
Suíte Rodeio Velho				formadora			
Grupo Guaritas				formadora			
Grupo Santa Bárbara		formadora					
Fm. Acampamento Velho		formadora					
Grupo Bom Jardim	formadora						
Granitos Lavras e Caçapava							
Grupo Maricá							

Tabela 1: Cronologia dos eventos tectônicos formadores e deformadores do Supergrupo Camaquã e unidades adjacentes. Cinza claro: unidades afetadas por cada evento. Cinza escuro: dados estruturais obtidos.

dúcteis no Cinturão Dom Feliciano (Phillip 1998), em níveis crustais mais profundos. O evento de compressão NE2 afeta as formações Sanga do Cabral e Santa Maria do Grupo Rosário do Sul, e portanto ocorreu ou teve duração até após o Mesotriássico. O evento de distensão NE que afeta todas as unidades estudadas tem origem provavelmente relacionada com o magmatismo da Formação Serra Geral de idade eocretácea.

#### **IV.6. Evolução tectônica regional**

##### *IV.6.1. Tectônica Formadora*

O período entre 600 Ma e 535 Ma, marcado por eventos distensionais na Bacia do Camaquã, inicialmente de direção NE e posteriormente NW, é tradicionalmente considerado como parte da evolução da Orogênese Brasileira (*e.g.* Ribeiro & Fantinel 1978, Fragoso-Cesar 1991, Brito Neves *et al.* 1999, Basei *et al.* 2000, Campos Neto 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Trouw *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2004), com base em interpretações da origem de granitos, em idades de zonas de cisalhamento e em correlações com as faixas neoproterozóicas do sudoeste da África. Nesse contexto, a Bacia do Camaquã tem sido considerada como sin a pós-colisional, com interpretações sobre mecanismos de subsidência e sobre a relação com os eventos orogênicos variando de acordo com os modelos regionais adotados (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 1984, Fragoso-Cesar 1991, Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Sayeg & Machado 1992, Gresse *et al.* 1996, Basei *et al.* 2000, Paim *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2004).

A análise de estruturas rúpteis aqui apresentada indica campos de tensões distensionais durante a formação da Bacia do Camaquã, contrariando as hipóteses de origem em regimes transcorrentes que prevalecem como modelo para todas ou parte das sucessões do Supergrupo Camaquã (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Sayeg & Machado 1992, Basei *et al.* 2000, Paim *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2004). Os campos de tensão responsáveis pela subsidência formadora do Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho e grupos Santa Bárbara e Guaritas são interpretados como resultado de eventos distensivos regionais (ver capítulo VII), em oposição às hipótese de colapso orogênico (*e.g.* Gresse *et al.* 1996). A hipótese de uma bacia de retroarco para o Grupo Bom Jardim e a Formação Acampamento Velho é preterida devido à ausência de evidências de um evento colisional posterior que confirme a existência de subducção de placa oceânica, e à tendência de interpretação da assinatura geoquímica de arco como herança de subducção anterior (*e.g.* Wildner & Nardi 2002, Nardi & Lima 2002), com idade em torno de 700 Ma, causadora de metassomatismo do manto litosférico que serviu de fonte para o magmatismo ediacarano.

Assim, interpretamos que a tectônica regional distensiva formadora da Bacia do Camaquã foi também responsável pela fusão mantélica e crustal causadora do magmatismo do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, em um contexto tectônico sem relação direta com a Orogênese Brasileira. A aparente incompatibilidade de tal interpretação com o quadro geológico regional é desfeita se também os granitos posteriores a 600 Ma, abundantes no Cinturão Dom Feliciano e na Faixa Ribeira, deixam de ser interpretados sob a ótica do evento orogênico predecessor. Zonas de cisalhamento dúctil que afetam tais granitos e suas encaixantes não necessariamente refletem as fases finais dos esforços colisionais, mas podem ser consideradas como o resultado, em profundidade, dos eventos registrados como tectônica rúptil na Bacia do Camaquã, claramente posteriores a eventos distensivos, especialmente o de compressão NW.

O modelo de cisalhamento simples para formação de bacias distensionais de Wernicke & Burchfield (1982) pode ser aplicado para explicar a ausência de fases de subsidência termal nos grupos Santa Bárbara e Guaritas, já que Janikian *et al.* (2003) reconhecem tal mecanismo na Formação Picada das Graças, pós-vulcânica, do Grupo Bom Jardim. Segundo esse modelo, uma falha lítrica de abrangência crustal, transformada em zona de cisalhamento dúctil nas porções mais profundas, acomoda a maior parte da distensão e desloca a região de afinamento crustal em relação à de afinamento litosférico. Desta forma, pode ocorrer soerguimento de porções da crosta inferior em áreas adjacentes à bacia (*core complex*), resultando na ocorrência de rochas de alto grau com idades de fechamento dos sistemas isotópicos (e não de formação) coincidentes com a bacia.

A possibilidade de relação entre a distensão formadora do Grupo Guaritas e a origem da Bacia do Paraná (Fragoso-Cesar *et al.* 1998, 1999), baseada na suposição de uma idade ordoviciana para o Grupo Guaritas (Hartmann *et al.* 1998), é improvável devido à idade eocambriana do Grupo Guaritas e da Suíte Intrusiva Rodeio Velho e à ausência de depósitos da Bacia do Paraná anteriores ao Permiano na região, implicando em um adiamento de cerca de 240 milhões de anos da fase de subsidência termal em relação à de subsidência tectônica, incompatível com o modelo de McKenzie (1978).

#### IV.6.2. Tectônica deformadora

O primeiro evento de deformação, caracterizado como uma compressão NE anterior ao Grupo Guaritas, tem idade provável próxima a 545 Ma e pode ser relacionado ao evento deformador das faixas do sudoeste da África, que apresentam idade de metamorfismo entre 543 e 547 Ma, obtida pelo método Ar-Ar em micas e anfibólios do Cinturão Gariep por Frimmel & Frank (1998).

O segundo evento de deformação, uma intensa compressão NW, é compatível com o evento final de colisão entre as porções ocidentais e orientais do Gondwana, ocorrido há cerca de 530 Ma (Meert 2001) e pode ter sido responsável pelo desenvolvimento, em níveis crustais inferiores, de zonas de cisalhamento dúctil no Batólito de Pelotas, como a datada de  $534 \pm 3$  Ma (Ar-Ar em micas) por Phillip (1998). A magnitude de tal evento pode ter sido responsável pela inversão da bacia, impedindo a continuidade da subsidência na Bacia do Camaquã.

O terceiro evento de deformação, caracterizado como uma nova compressão NE, que afeta até as unidades inferiores do Grupo Rosário do Sul, pode ser relacionado ao evento responsável pela paleo-sismicidade registrada em unidades permianas e triássicas da Bacia do Paraná nos estados do Paraná e de São Paulo (Riccomini *et al.* 1992, 2005).

O quarto evento de deformação é compatível com a distensão responsável pela ascensão do magma do vulcanismo Serra Geral, registrada pelo predomínio de direções em torno de NW em enxames de diques e por controle de depocentros por falhas NW (Zalán *et al.* 1991). A presença de diques alcalinos mais recentes relacionados a tais estruturas (Ribeiro & Teixeira 1970) é interpretada como uma nova ativação, no Neocretáceo, ambas relacionadas à abertura do Oceano Atlântico.

#### IV.7. Conclusões

A análise de paleocampos de esforços do Supergrupo Camaquã e unidades fanerozóicas sobrepostas revelou seis eventos de tectônica rúptil principais, responsáveis pela grande quantidade de falhas normais, oblíquas e transcorrentes encontradas na região. Tais eventos causaram a reativação das estruturas pré-existentes do embasamento, predominantemente com direções NNE e WNW, e apresentam uma evolução relacionável aos grandes eventos geotectônicos regionais.

Os eventos de tectônica formadora da bacia apresentam caráter distensional, com  $\sigma^3$  aproximadamente ENE para o Grupo Bom Jardim (600 a 580 Ma), e eventos distensivos recorrentes, com  $\sigma^3$  no quadrante NW, para as unidades superiores do Supergrupo Camaquã, incluindo a Formação Acampamento Velho (~575 Ma), o Grupo Santa Bárbara (~550 a ~545 Ma) e o Grupo Guaritas (~535 Ma), além da Suíte Intrusiva Rodeio Velho, cuja idade de  $535,2 \pm 1,1$  foi obtida em amostra de rocha total em basalto fanerítico fino pelo método Ar-Ar (*step heating*).

Além desses eventos relacionados à origem da bacia, foram reconhecidos quatro eventos tectônicos deformadores. O primeiro evento deformador ocorreu ao tempo da discordância entre os grupos Santa Bárbara e Guaritas, e portanto no fim do Ediacarano ou no Eocambriano,



caracterizado por um conjunto de falhas transcorrentes e oblíquas formadas por compressão no quadrante NE.

O segundo evento de deformação, de maior intensidade, é caracterizado por uma compressão de direção NW, responsável pelas grandes falhas transcorrentes e oblíquas que limitam as atuais sub-bacias da Bacia do Camaquã. Tal evento afeta o Grupo Guaritas e a Suíte Intrusiva Rodeio Velho, porém não as unidades da Bacia do Paraná, e portanto ocorreu entre 535 Ma e o Permiano. Sugere-se uma relação com esforços compressivos da colisão de Gondwana Oriental, ocorrida há aproximadamente 530 Ma e com direção compatível. Possivelmente este evento foi o responsável pelo fim da subsidência da Bacia do Camaquã.

Um terceiro evento de deformação, caracterizado como uma compressão de direção NE de menor magnitude que a primeira, gerou falhas transcorrentes em depósitos inferiores do Grupo Rosário do Sul e unidades mais antigas, possivelmente formando também as dobras abertas de eixo E-W presentes nos grupos Guaritas e Santa Bárbara e nas exposições do Grupo Itararé sobre a Bacia do Camaquã.

O quarto evento de deformação refere-se a falhas normais e oblíquas geradas por uma distensão NE-SW, presentes em todas as unidades estudadas, desde as sucessões do Supergrupo Camaquã e granitos associados, até as unidades paleozóicas e mesozóicas. Diques alcalinos do Cretáceo, relacionados à reativação das Falhas WNW, são compatíveis com uma distensão de mesma direção. Desta forma, a distensão reconhecida é pós-triássica e pode ter uma origem relacionada ao magmatismo da Formação Serra Geral (Eocretáceo), às intrusões alcalinas neocretáceas ou ser um registro de ambos eventos.

O reconhecimento de esforços distensivos ligados à tectônica formadora da Bacia do Camaquã implica um contexto de bacia tipo *rift*, posterior aos eventos orogênicos do Ciclo Brasileiro, sendo as estruturas ligadas a movimentos transcorrentes, incluindo raras falhas reversas, relacionadas a eventos deformadores, sem relação com a origem da bacia.

## V. LITOESTRATIGRAFIA, SISTEMAS DEPOSICIONAIS E ICNOFÓSSEIS DO GRUPO CAACUPÉ, (ORDOVICIANO DA BACIA DO PARANÁ) NA CORDILHEIRA DE LOS ALTOS, PARAGUAI ORIENTAL

R.P. Almeida, C. Riccomini, L. Janikian, A.R.S. Fragoso-Cesar, V.F. Velázquez  
Artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências, volume 34:431-442.

### V.1 Resumo

O Grupo Caacupé é composto por arenitos e conglomerados de idade supostamente ordoviciana que afloram principalmente nos flancos do *Rift* de Assunção, porção central do Paraguai Oriental. É considerado a mais antiga unidade da Bacia do Paraná, anterior à glaciação registrada pela Formação Iapó (Brasil), e representa a base do ciclo de subsidência ordoviciano-siluriano dessa bacia intracratônica. Levantamentos estratigráficos e análise de fácies sedimentares realizados nas principais exposições da unidade, principalmente nas escarpas da Cordilheira de Los Altos, levaram a uma revisão da subdivisão litoestratigráfica formal da unidade e permitiram a interpretação de um quadro paleogeográfico com importantes implicações para o entendimento do primeiro ciclo de subsidência da Bacia do Paraná.

A presente proposta retoma a subdivisão litoestratigráfica original do Grupo Caacupé, considerando duas formações: Paraguarí (conglomerados e arenitos conglomeráticos basais) e Piribebui (arenitos com estratificação cruzada e lentes pelíticas), este último termo abandonado, sem justificativa válida, em trabalhos posteriores.

Onze fácies sedimentares são descritas e interpretadas, levando à caracterização, para a sucessão conglomerática, de um sistema de rios entrelaçados com paleofluxo para oeste e, para a sucessão arenítica sobreposta, um sistema costeiro dominado por barras de infra-maré com paleocorrentes dominantes para noroeste (vazante). A identificação de uma abundante icnofauna, relacionada às barras de infra-maré da Formação Piribebui, corrobora a interpretação de uma origem marinha/transicional para a unidade e traz elementos adicionais para as interpretações sedimentológicas.

As características dos sistemas deposicionais interpretados sugerem uma bacia de área ampla, sem bordas proximais tectonicamente ativas, revelando um quadro paleogeográfico semelhante ao dos demais ciclos de subsidência da Bacia do Paraná no Paleozóico.

### V.2 Abstract

The Caacupé Group is composed of sandstones and conglomerates of presumable Ordovician age cropping out in the uplifted areas in the vicinity of the Assunción Rift, Eastern

Paraguay. This group is considered to be the lowermost unit of the Paraná Basin, deposited prior to the Llandovery glaciation registered in the Iapó Formation in Brazil, and thus representing the onset of the Ordovician-Silurian subsidence cycle of the basin. Stratigraphic and facies analyses of representative outcrops of the unit, mainly in the Cordilheira de los Altos region, have led to the revision of its formal lithostratigraphy and paleogeographic interpretation. This paper maintain the original lithostratigraphic subdivision of the Caacupé Group. This division considers two formations: Paraguarí (lower conglomerates and pebbly sandstones) and Piribebui (upper cross-stratified sandstones and pelitic lenses), the latter abandoned without proper justification. Eleven facies are described and interpreted, leading to the characterization of a westwards flowing braided river paleosystem for the conglomeratic succession (Paraguarí Formation), and a nearshore depositional paleosystem dominated by tidal bars migrating towards the northeast (ebb currents) for the sandy succession (Piribebui Formation). An abundant ichnofauna supports the interpretation of a coastal origin for the Piribebui Formation and brings additional sedimentological information. The interpreted depositional systems suggest a wide sedimentary basin devoid of proximal tectonically active margins during the deposition of the Caacupé Group, a general characteristic of the subsequent Paleozoic subsidence cycles of the basin.

### V.3 Introdução

O Grupo Caacupé é considerado a primeira unidade da Bacia do Paraná, anterior à glaciação do final do Ordoviciano (Assine 2001) registrada na Formação Iapó (Brasil) e possivelmente correlato à Formação Alto Garças (de Assine *et al.* 1994) no Brasil (Milani 1997, Pereira 2000, Assine 1996 e Moreira & Borghi 1999). O grupo é composto por arenitos e, em menor medida, conglomerados, que afloram principalmente nos altos estruturais no entorno do *Rift* de Assunção (DeGraff 1985).

A divisão estratigráfica atualmente aceita para o Grupo Caacupé foi proposta por Harrington (1972), que considerou três formações, da base para o topo: Paraguarí (conglomerados e arenitos conglomeráticos), Cerro Jhú (arenitos finos a médios, feldspáticos, por vezes com grânulos) e Tobatí (quartzo-arenitos finos, sacaroidais). A maior parte dos trabalhos existentes sobre a unidade admite uma espessura de 700 a 800 metros para todo o grupo (*e.g.* Harrington 1950, 1956, 1972, Eckel 1959, Orué 1998).

Tido como afossilífero (Wolfart 1961, Putzer 1962), o Grupo Caacupé é sobreposto por folhelhos e arenitos da Formação Vargas Peña (base do Grupo Itacurubí), caracterizada por uma fauna marinha inicialmente atribuída ao Devoniano (Harrington 1950), porém considerada como

landoveriana (início do Siluriano) desde Wolfart (1961). A correlação da Formação Vargas Peña com a Formação Vila Maria (e.g. Assine 1996) do Brasil, com a qual apresenta semelhanças litológicas e de conteúdo fossilífero, sugere a existência de uma superfície relacionada à glaciação landoveriana entre o Grupo Caacupé e o Grupo Itacurubí sobreposto. Essa superfície seria correlacionada à base da Formação Iapó (tilitos), que se encontra sotoposta à Formação Vila Maria no Brasil. Orué (1998) reconheceu tilitos relacionados a esta glaciação na região de Eusebio Ayala, denominados Formação Boquerón e posicionados na base do Grupo Itacurubí.

O presente trabalho consiste na descrição das fácies sedimentares, na interpretação dos sistemas deposicionais e na caracterização dos icnofósseis do Grupo Caacupé, baseadas em estudos realizados nas principais exposições da unidade, principalmente nas escarpas da Cordilheira de Los Altos (Fig. 59). Tais estudos levaram a uma revisão das propostas litoestratigráficas e permitiram a interpretação de um quadro paleogeográfico com importantes implicações para o entendimento do primeiro ciclo de subsidência da Bacia do Paraná.

#### V.4 Trabalhos anteriores

Como regra, as descrições e análises do Grupo Caacupé foram realizadas dentro de trabalhos mais gerais sobre a geologia de todo Paraguai Oriental (e.g. Harrington 1950, Eckel 1959, Putzer 1962, Orué 1998), sendo raros os trabalhos específicos, principalmente relacionados a mapeamento geológico básico de áreas reduzidas (e.g. Núñez *et al.* 1998<sup>a</sup>, 1998<sup>b</sup>).

O nome Caacupé, derivado de uma cidade a aproximadamente 60 km a leste de Assunção, na porção central do Paraguai Oriental, foi inicialmente utilizado por Harrington (1950) para designar uma unidade supostamente siluriana de arenitos e conglomerados. A *Série Caacupé*, como inicialmente definida, foi dividida em uma unidade inferior de conglomerados, com aproximadamente 50 metros de espessura, denominados *Conglomerados Paraguari*, e uma unidade superior de arenitos, com aproximadamente 650 metros de espessura, designada *Arenitos de Piribebuí*. Harrington (1950) reconheceu um padrão granodecrescente na *Série Caacupé*, acompanhado por uma passagem de arenitos feldspáticos para arenitos quartzosos sacaroidais em direção ao topo. Harrington (1956) passou a empregar o termo Grupo Caacupé, mantendo sua subdivisão. A suposição de uma idade siluriana baseou-se na identificação de uma fauna marinha em dois afloramentos, isolados da área tipo da unidade, que o autor atribuiu à porção mediana dos *Arenitos de Piribebuí*. Tais afloramentos foram posteriormente atribuídos ao Grupo Itacurubí, que se sobrepõe ao Grupo Caacupé (Wolfart 1961, Harrington 1972).



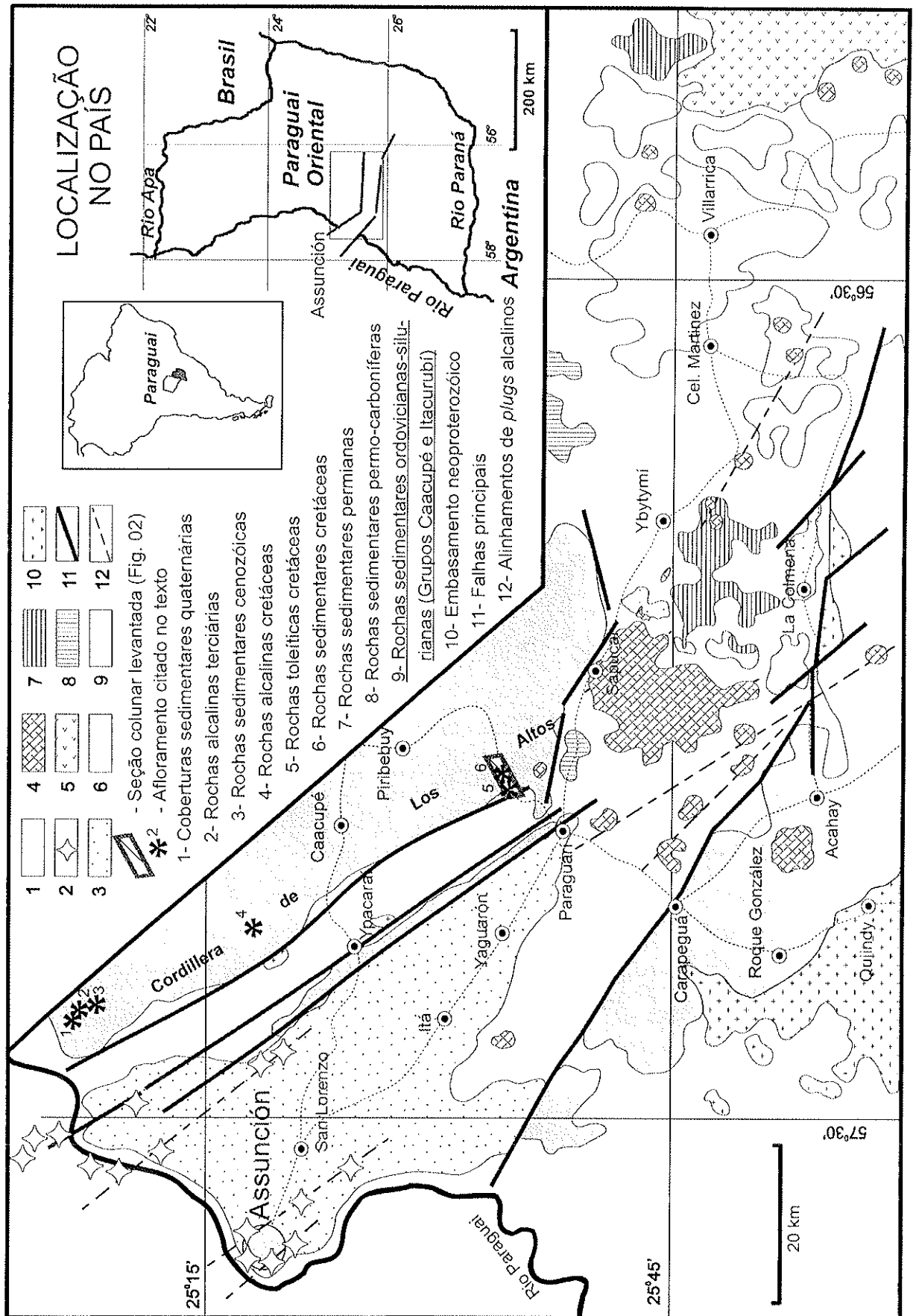


Figura 59- Contexto geológico da área estudada: exposições das unidades ordovicianas-silurianas (grupos Caacupé e Itacurubí) nas ombreiras do Rift de Assunção (modificado de Velázquez *et al.* 1998).

Eckel (1959) reconheceu um significado estratigráfico na passagem de arcóseos para quartzo-arenitos sacaroidais, porém designou as unidades com termos inválidos, sem referências geográficas. O autor aceitou a estratigrafia proposta por Harrington (1950), mas discordou da posição estratigráfica dos afloramentosossilíferos, que considerou como superiores aos quartzo-arenitos sacaroidais, porém ainda inclusos na *Série Caacupé*.

Wolfart (1961) estudou os depósitos eopaleozóicos do Paraguai, estabelecendo a idade do Grupo Itacurubí como landoveriana (início do Siluriano). O autor considerou o Grupo Caacupé como afossilífero, sugerindo uma idade ordoviciana ou landoveriana para a unidade.

Putzer (1962) descreveu os conglomerados inferiores como compostos por seixos de diversas litologias, incluindo quartzitos, riolitos e mica-xistos. O autor considerou uma passagem gradual dos conglomerados para os arenitos sobrepostos, por eles designados de Arenitos de Caacupé.

Bigarella & Comte (1969) realizaram estudos de paleocorrentes no Grupo Caacupé, obtendo um vetor de transporte médio para WNW, com grande consistência nas medidas obtidas em estratificações cruzadas. Como o transporte deu-se em direção ao arco Rio Apa - San Juan Bautista, os autores consideraram uma ligação pretérita entre as bacias do Gran Chaco e do Paraná, tendo o arco soerguido em épocas posteriores. Consideraram as sucessões arenosas com estratificação cruzada como de origem marinha costeira.

Harrington (1972) propôs a divisão do Grupo Caacupé em três formações: Paraguarí (conglomerados inferiores), Cerro Jhú (arenitos feldspáticos por vezes com grânulos) e Tobatí (arenitos quartzosos sacaroidais). O autor afirmou que os afloramentosossilíferos, por ele anteriormente atribuídos à *Série Caacupé* (Harrington 1950) e considerados como a unidade superior desta *série* por Eckel (1959), seriam parte do Grupo Itacurubí sobreposto.

Orué (1998), em ampla revisão dos trabalhos sobre a geologia do Paraguai Oriental, reiterou a litoestratigrafia de Harrington (1972) para o Grupo Caacupé, porém reviu a subdivisão do Grupo Itacurubí, descrevendo uma unidade de tilitos em sua base, anterior às camadas fossilíferas da Formação Vargas Peña.

Além desses trabalhos sobre a geologia do Paraguai, alguns autores brasileiros abordaram, em diferentes graus de detalhe, o Grupo Caacupé sob o ponto de vista da correlação com unidades mesopaleozóicas do Brasil, em trabalhos voltados à sistematização dos conhecimentos sobre a Bacia do Paraná como um todo (e.g. Milani 1997, Milani & Ramos 1998), ou sobre as unidades devonianas e pré-devonianas dessa bacia (e.g. Assine *et al.* 1994, 1998, Assine 1996, Pereira *et al.* 1998, Pereira 2000).

Assine *et al.* (1994) formalizaram o Grupo Rio Ivaí, composto, da base para o topo, pelos arenitos e conglomerados da Formação Alto Garças, pelos diamictitos glaciais da Formação Iapó e pelos folhelhos e arenitos marinhos da Formação Vila Maria. Consideraram o

Grupo Rio Ivaí como correlato aos grupos Caacupé e Itacurubí do Paraguai, descrevendo uma discordância erosiva entre o Grupo Rio Ivaí e a Formação Furnas, esta última atribuída ao Devoniano.

Assine (1996), em revisão sobre a evolução das unidades pré-carboníferas da Bacia do Paraná, postulou uma ligação entre a chamada *Seqüência Ordovício-Siluriana* e a Orogenia Oclóica (pré-andina) e interpretou sua deposição em uma bacia marginal extensa, ligada a um oceano a oeste. Considerou o Grupo Caacupé como equivalente à Formação Alto Garças devido à correlação da Formação Vila Maria com a Formação Vargas Penã, realizada com base no conteúdo palinológico da primeira, descrito por Gray *et al.* (1992).

Em tese sobre a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, Milani (1997) reiterou as interpretações de deposição em ambiente marinho para as unidades arenosas do Grupo Caacupé (Formações Cerro Jhú e Tobatí), encontrando evidências de ação de ondas na unidade.

Milani & Ramos (1998) associaram o ciclo ordoviciano-siluriano de subsidência da Bacia do Paraná ao evento de colisão do Terreno Pré-Cordilheira contra a margem proto-andina, denominado Orogenia Oclóica. Os autores consideram o início da deposição da Bacia do Paraná como relacionado a uma reativação transcorrente das estruturas do embasamento de direção NE, que teria gerado a denominada Superseqüência Rio Ivaí em depocentros transtrativos, incluindo os equivalentes paraguaios do Grupo Rio Ivaí *sensu* Assine *et al.* (1994).

Pereira (2000) reconheceu um limite de seqüências entre as sucessões arenosas do Ordoviciano (Grupo Caacupé e Formação Alto Garças) e as unidades eo-landoverianas (Grupo Itacurubí e formações Iapó e Vila Maria). O autor atribui o isolamento e os formatos alongados dos depocentros da *Seqüência Ordovicianiana* no Brasil e no Paraguai a uma estruturação original em bacias tectônicas separadas. Com relação ao ambiente deposicional do Grupo Caacupé, Pereira (2000) interpretou os conglomerados da Formação Paraguari como depósitos de leques proximais, e considerou um ambiente de *braided delta* (delta de rios entrelaçados) para a sucessão arenosa com estratificação cruzada da Formação Cerro Jhú. Nessa unidade, o autor identificou os icnogêneros *Cruziana* e *Rusophycus*. Pereira (2000) propôs, também, uma revisão da estratigrafia do Grupo Caacupé, ao sugerir o posicionamento dos arenitos da área-tipo da Formação Tobatí acima das unidades do Grupo Itacurubí, atribuindo uma idade devoniana a estes arenitos.

## V.5 Subdivisão litoestratigráfica

A divisão aceita do Grupo Caacupé em três formações (Paraguari, Cerro Jhú e Tobatí)

foi proposta em uma redefinição formal da unidade realizada por Harrington (1972), na qual o termo Arenitos de Piribebui (Harrington 1950) foi abandonado sem uma justificativa adequada, sendo considerado "obsoleto". Os Arenitos de Piribebui incluíam toda a sucessão arenosa acima dos Conglomerados de Paraguari, possuindo hierarquia de formação. Uma subdivisão informal posterior, efetuada por Eckel (1959), reconheceu uma unidade de arenitos feldspáticos na porção inferior e central da unidade psamítica, e uma outra unidade de quartzo-arenitos sacaroidais no topo, sendo essa a proposta formalizada por Harrington (1972). Desta forma, os termos Formação Cerro Jhú e Formação Tobatí representam a atribuição de um posicionamento estratigráfico definido para um padrão de aumento da maturidade textural e mineralógica da sucessão arenosa em direção ao topo, já reconhecido por Harrington (1950).

Novas observações realizadas principalmente na região da Cordilheira de Los Altos desfavorecem essa divisão. Em toda a sucessão estudada foi observada a recorrência de níveis de arenitos bem selecionados e quartzosos e níveis mais feldspáticos e portadores de grânulos, descaracterizando a Formação Cerro Jhú, supostamente homogênea. Em direção ao topo ocorrem arenitos mineralogicamente maduros, porém não há modificação expressiva dos litotipos, que mantêm como característica principal camadas métricas de arenitos finos a médios com estratificação cruzada, por vezes separadas por camadas centimétricas a decimétricas de arenitos finos siltosos ou siltitos esverdeados. Dessa forma, o critério de distinção entre as formações Cerro Jhú e Tobatí é apenas a maturidade textural, que possui significado estratigráfico duvidoso e implica em grande dificuldade de determinação do contato entre as unidades. Essa constatação, aliada à contestável proposição formal dos termos em uso, nos leva a recomendar a restituição do termo Formação Piribebui (Arenitos de Piribebui de Harrington 1950), que possui prioridade e representa melhor o conjunto dos arenitos do Grupo Caacupé, até que sua estratigrafia seja melhor detalhada.

Nas seções estudadas, o Grupo Caacupé é composto por uma unidade basal de conglomerados sustentados pelo arcabouço de seixos arredondados de quartzo de veio e quartzito (Formação Paraguari), com até 15 metros de espessura, sobrepostos por uma sucessão inicialmente granodecrescente de arenitos médios a finos com estratificação cruzada, quantidades variáveis de feldspato e freqüentes intercalações de arenitos finos siltosos e siltitos esverdeados, aqui incluída na Formação Piribebui (Arenitos de Piribebui de Harrington 1950). Na região da cidade homônima, a Formação Paraguari apresenta-se sobre uma discordância angular com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas neoproterozóicas da Formação Cristo Redentor e, na região de San Bernardino, por discordância litológica sobre rochas graníticas neoproterozóicas. A unidade apresenta espessura de alguns metros a dezenas de metros, tendo sido descritas espessuras de até 90 metros em sondagens na região de La Colmena (Núñez *et al.*



1998b). Seu contato superior com a Formação Piribebui é transicional, caracterizado por rápida granodecrescência de conglomerados para arenitos conglomeráticos e arenitos médios a finos (Fig. 60).

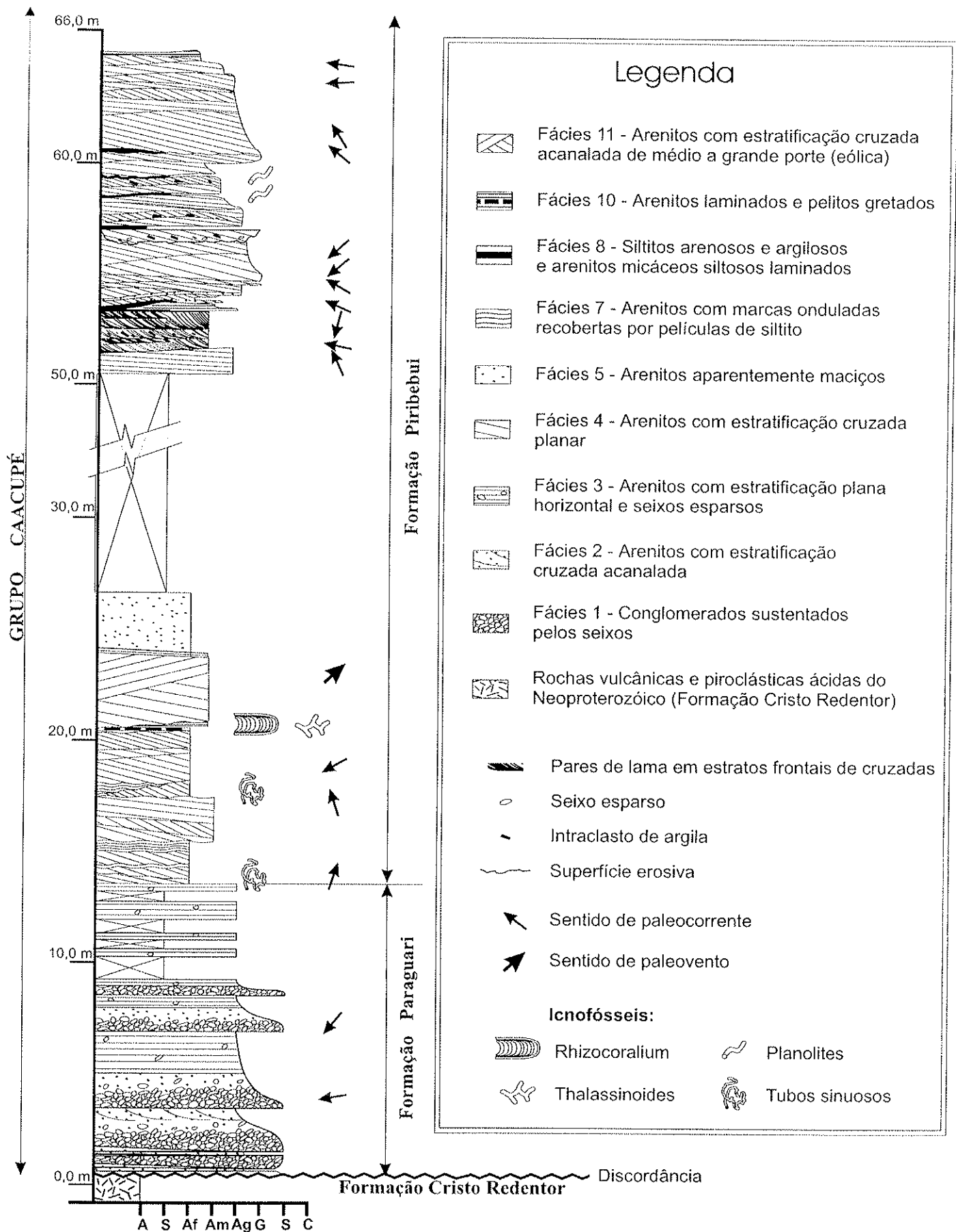
A Formação Piribebui apresenta espessura de algumas centenas de metros, com uma seção contínua de até 200 metros na escarpa da Cordilheira de Los Altos, e uma porção superior mal aflorante no planalto de Los Altos cuja espessura é inferida com base no mergulho das camadas para oeste, medido nas escarpas. Alguns autores admitem espessuras da ordem de 700 a 800 metros (Eckel 1959, Harrington 1972).

## V.6 Fácies sedimentares e sistemas deposicionais da Formação Paraguari

A Formação Paraguari é caracterizada por conglomerados sustentados pelos clastos, predominantemente compostos por quartzo de veio e quartzito, com fração areia contendo feldspatos, além de arenitos grossos conglomeráticos, também feldspáticos. Os depósitos descritos podem ser classificados em três fácies sedimentares principais:

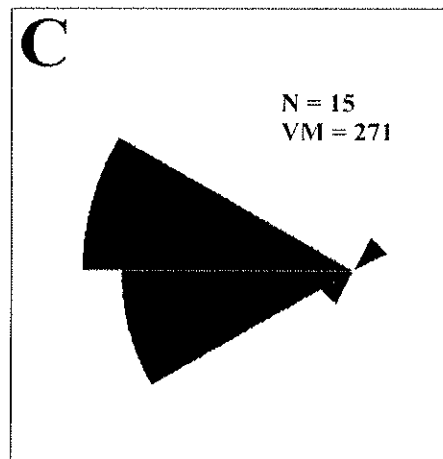
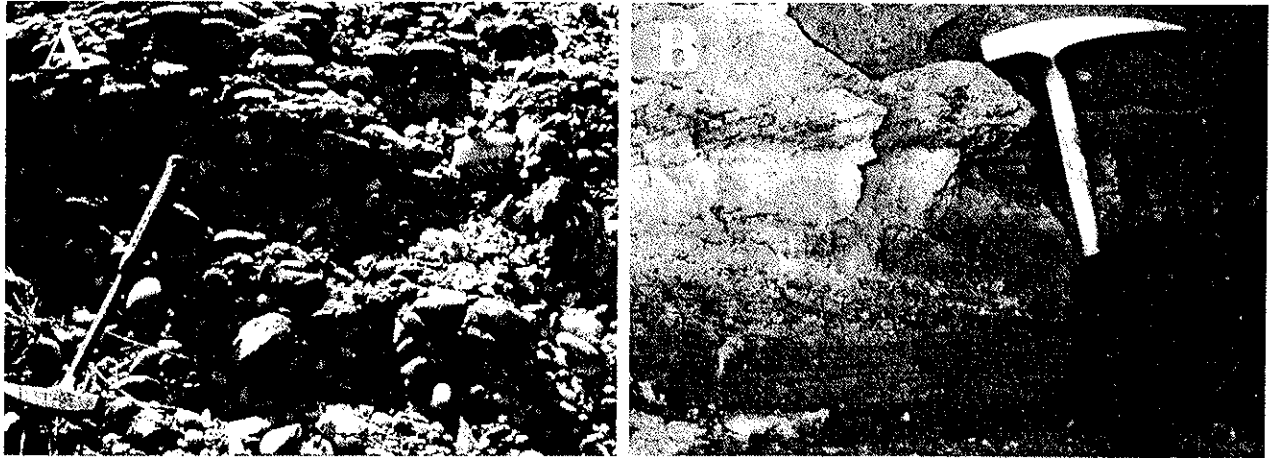
**Fácies 1** – Conglomerados sustentados por seixos a matacões imbricados. Os seixos, calhaus e matacões são arredondados, com formas esféricas, oblatas e prolatas, compostos por quartzo de veio e quartzito, com diâmetros predominantemente em torno de 4 cm, localmente alcançando mais de 25 cm (Fig. 61A). Predominam conglomerados maciços ou gradados, com ocorrência restrita de conglomerados com estratificação cruzada planar. Ocorrem em camadas lenticulares métricas a decimétricas, geralmente com granodecrescência ascendente, amalgamadas ou associadas a arenitos conglomeráticos da **Fácies 2**. A imbricação dos seixos dá-se segundo o plano AB, indicando transporte por rolamento (Walker 1975). Esta fácies é interpretada como depósitos de carga de fundo de correntes trativas, em barras conglomeráticas fluviais.

**Fácies 2** - Arenitos grossos a muito grossos com estratificação cruzada acanalada (Fig. 61B) e, mais restritamente, estratificação cruzada planar, de pequeno e médio porte, com freqüentes seixos e grânulos nos estratos frontais. Ocorrem em pacotes métricos ou como lentes decimétricas isoladas em meio aos conglomerados da **Fácies 1**. A geometria das camadas é geralmente lenticular. São interpretados como depósitos de dunas subaquáticas de cristas sinuosas (estratificação cruzada acanalada) ou de cristas retas (estratificação cruzada planar), geradas por correntes unidirecionais fluviais.



**Fig. 60:** Seção colunar da Formação Paraguarí e da porção inferior da Formação Piribebuí na Cordilheira de Los Altos, ver localização na Fig. 59.

**Fácies 3** - Arenitos grossos a muito grossos, ocasionalmente com seixos esparsos de até 2 cm de diâmetro, apresentando estratificação plano-paralela. Ocorrem no topo de ciclos granodecrescentes iniciados pelos conglomerados da **Fácies 1**. São interpretados como depósitos de carga de fundo em leito plano, gerados por correntes trativas em regime de fluxo inferior.



**Fig. 61:** Fácies sedimentares da Formação Paraguari. A - Conglomerados com seixos imbricados (fácies 1), afloramento 5 da figura VI.01. B - Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (fácies 2), afloramento 5. C - Paleocorrentes aluviais da Formação Paraguari, com vetor médio para oeste. N = número de medidas, V.M. = azimuth do vetor médio.

#### *V.6.1. Paleogeografia da Formação Paraguari*

A associação de diferentes fácies arenosas e conglomeráticas interpretadas como produtos de correntes trativas unidirecionais, a abundância de geometrias lenticulares e canalizadas e a ausência de fácies diagnósticas de leques aluviais, como lamitos seixosos de fluxo de detritos e camadas conglomeráticas pareadas com variação granulométrica, formadas em enchentes em lençol (Blair 1999<sup>a</sup>), sugerem um ambiente fluvial de rios dominados por carga de fundo cascalhenta, possivelmente com canais entrelaçados separados por barras

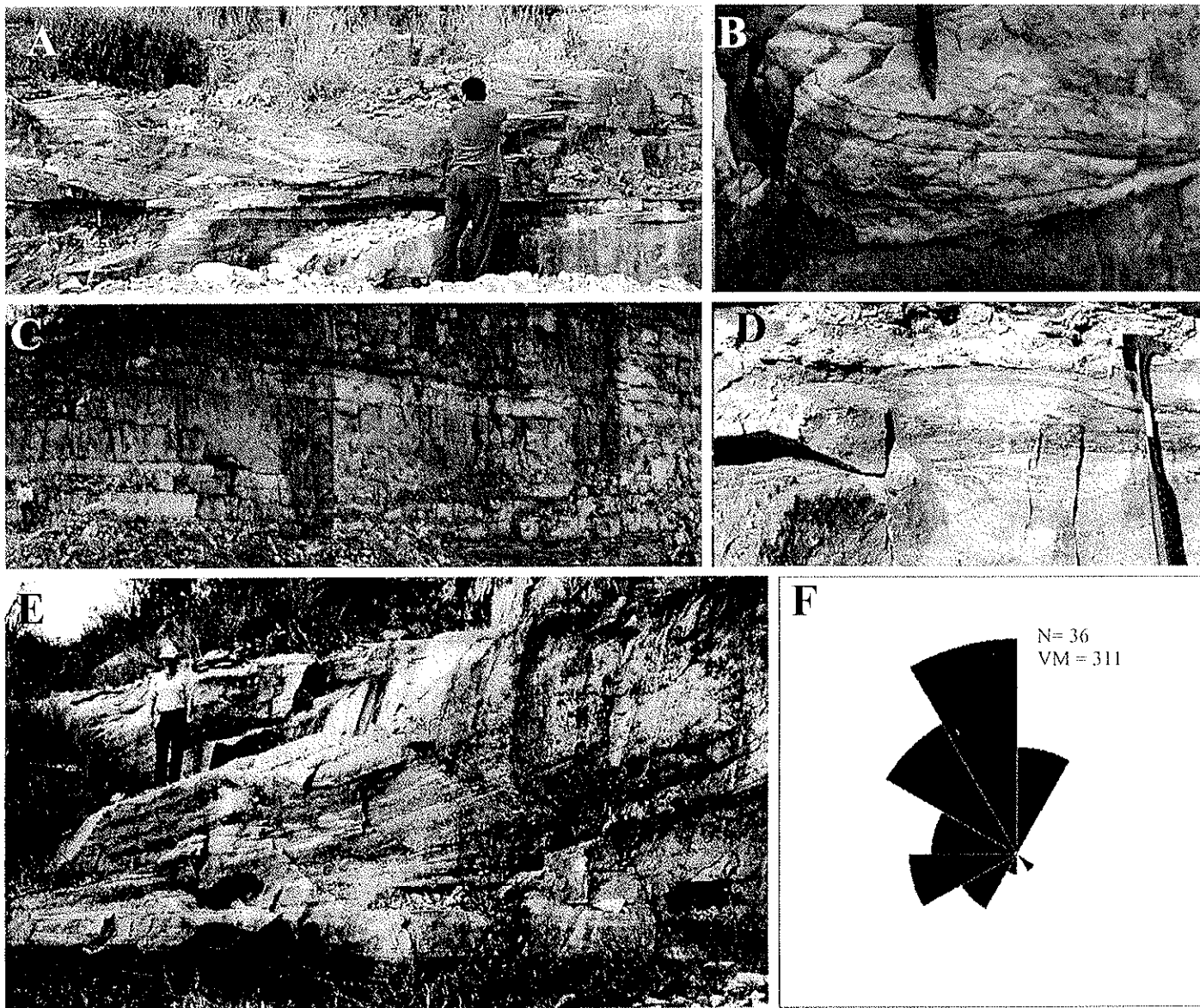
longitudinais. As fácies conglomeráticas apresentam maturidade mineralógica e textural elevada, com proveniência dos seixos quase que exclusivamente de quartzo leitoso e quartzito, revelando intensa seleção mineralógica, relacionada talvez ao clima, mas certamente associada a longas distâncias de transporte em um ou mais ciclos de sedimentação. Dessa forma, as características faciológicas da Formação Paraguari são incompatíveis com a interpretação de sistemas de leques aluviais ou sistemas de alta energia drenando fontes proximais relacionadas a falhas de borda. As paleocorrentes, indicadas pelas fácies de arenitos com estratificação cruzada, apresentam boa consistência e sentido de transporte para oeste (Fig. 61C), como anteriormente constatado por Bigarella & Comte (1969). Tais paleocorrentes vão em direção à atual borda oeste da bacia, sugerindo a inexistência desta borda ao tempo da deposição do Grupo Caacupé, como proposto por Bigarella & Comte (1969), Assine (1996) e Assine *et al.* (1998). A paleogeografia deste sistema aluvial provavelmente constituía uma planície de rios entrelaçados relacionada a uma ampla bacia de drenagem, em uma área com relevo pouco acentuado, compatível com uma bacia sedimentar intracratônica com grande área de subsidência.

#### V.7 Fácies sedimentares e sistemas deposicionais da Formação Piribebui

A Formação Piribebui caracteriza-se pelo predomínio de camadas decimétricas lenticulares de arenitos finos claros, moderadamente friáveis, pouco cimentados e por vezes feldspáticos, com estratificação cruzada tabular tangencial na base e, localmente, estratificação plano-paralela. Camadas milimétricas a centimétricas de pelitos muitas vezes intercalam-se às camadas areníticas, que comumente apresentam icnofósseis em hiporrelevo positivo em seus contatos inferiores com os pelitos. Foram identificadas as seguintes fácies sedimentares na unidade:

**Fácies 4** – Arenitos finos, médios e grossos com estratificação cruzada tabular, freqüentemente tangencial na base, constituindo camadas predominantemente lenticulares de espessuras decimétricas a métricas. Ocorrem níveis com seixos esparsos ou intraclastos argilosos na base das camadas, que por vezes passam lateralmente para estratos centimétricos a decimétricos de arenitos com marcas onduladas (**fácies 7**), relacionados a siltitos arenosos ou arenitos muito finos com bioturbações (**fácies 8**). A presença de superfícies de reativação (superfícies erosivas com mergulho pouco menor do que a atitude dos estratos frontais) nas porções superiores das camadas resulta em um perfil sigmóide para a estrutura (Fig. 62A), com terminações tangenciais no topo e na base. Localmente ocorrem abundantes películas argilosas





**Fig. 62:** Fácies sedimentares da Formação Piribebui. A - Arenitos com estratificação cruzada planar, tangencial no topo e na base (sigmóide), fácies 4, afloramento 4 da Fig. 59. B - Arenitos com *tidal bundles*, fácies 4 (notar pares de películas argilosas nos estratos frontais), afloramento 2. C - Arenitos com estratificação cruzada composta, fácies 6, afloramento 1 (notar camadas inclinadas para a direita, separadas por camadas de pelitos e contendo estratificação cruzada interna), pessoa no canto inferior esquerdo como escala. D - Arenitos com estratificação cruzada tipo *swaley*, fácies 9, afloramento 4. E - Arenitos eólicos com estratificação cruzada, afloramento 6. F - Paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas das fácies 4 e 6, mostrando transporte para NW nas barras de marés. N = número de medidas, V.M. = azimute do vetor médio.

nos estratos frontais, geralmente recobrando superfícies de reativação. Essas películas argilosas separam lâminas ou delgadas camadas de arenitos que por vezes mostram ciclicidade, com alternância de espessuras maiores e menores, dando origem a pares de lâminas pelíticas separadas por estratos arenosos (Fig. 62B). Esse tipo de estrutura (*tidal bundles*) é atribuído à ciclicidade bidiária de correntes de maré, sendo considerado por alguns autores como um dos melhores indícios de ação de marés em depósitos antigos (Visser 1980).

A **fácies 4** compõe a maior parte da sucessão da Formação Piribebui e é interpretada como o resultado da migração de dunas subaquáticas de cristas retas (*sand waves*), pela ação de correntes de marés fortemente assimétricas. A deposição de lâminas pelíticas reflete períodos de estagnação entre os eventos de deposição de camadas arenosas, estas formadas pela corrente dominante por avalanche na frente da duna. A alternância de camadas arenosas mais espessas e menos espessas é reflexo da diferença de intensidade entre as duas marés em um ciclo bidiurno. A corrente subordinada, com sentido oposto ao da dominante e energia insuficiente para gerar grandes formas de leito, foi provavelmente responsável pela formação das superfícies de reativação.

**Fácies 5** - Arenitos finos, aparentemente maciços, com seleção granulométrica moderada a boa, constituindo camadas lenticulares, de espessura centimétrica a decimétrica, associadas aos arenitos da **fácies 4**. A aparente ausência de estruturas internas pode ser resultado de dificuldade de observação devido à boa seleção granulométrica, porém não se descarta a possibilidade de obliteração de estruturas preexistentes por liquefação ou mesmo bioturbação.

**Fácies 6** – Arenitos finos a médios com estratificação cruzada composta, com estratos cruzados de médio a grande porte, tangenciais na base, contendo abundantes laminações cruzadas ou mesmo estratificações cruzadas tabulares internas aos estratos cruzados maiores (Fig. 62C). Ocorrem associados à **fácies 4**, por vezes em séries limitadas no topo e na base por delgadas camadas de pelitos (**fácies 8**). A geometria das camadas em corte é lenticular a tabular. As espessuras variam de 1,5 a mais de 10 metros. A relação entre a atitude dos estratos cruzados e o sentido das laminações cruzadas que contém geralmente é de obliquidade a altos ângulos ou mesmo de oposição.

Esta fácies, que ocorre apenas nas porções superiores da sucessão estudada, é interpretada como resultado da migração de barras arenosas complexas, com padrões de acréscimo lateral ou frontal, em ambiente de infra-maré. Direções opostas de laminações cruzadas são interpretadas como produto de correntes opostas de maré, e sua superposição em estruturas maiores é interpretada como indício da grande variação de energia da corrente.

**Fácies 7**– Arenitos finos a muito finos, com marcas onduladas recobertas por películas de siltito ou argilito, por vezes relacionadas a laminação cruzada cavalgante, dispostos em camadas centimétricas tabulares a lenticulares. Ocorrem associados à **fácies 4**, como extensão lateral da base tangencial dos estratos frontais, na transição para a **fácies 8**. Tal relação geométrica com as **fácies 4 e 8** sugere uma origem relacionada à migração de pequenas formas de leito nas regiões mais profundas entre as barras de inframaré, sendo cada estrato arenoso separado por um depósito de decantação de maré estofa.

**Fácies 8** – Siltitos argilosos ou arenosos e arenitos muito finos siltosos, laminados, de coloração esverdeada, em camadas lenticulares a tabulares centimétricas que separam conjuntos de arenitos com estratificação cruzada (**fácies 4 e 6**), raramente compondo camadas decimétricas tabulares. Frequentemente ocorrem em continuidade lateral com a porção tangencial inferior de estratos cruzados de arenitos. São interpretados como depósitos de material fino na zona de infra-maré, no substrato entre as dunas e barras compostas, onde a expansão do fluxo limita a capacidade de transporte da corrente e permite a acumulação dos depósitos de decantação dos episódios de estagnação (maré estofa).

**Fácies 9** – Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tipo *swaley*, caracterizada por cruzadas de pequeno porte e baixos ângulos, preenchendo escavações rasas, decimétricas, côncavas para cima (Fig. 62D) e com formas circulares a elípticas em planta. Ocorrem isoladamente em camadas decimétricas irregulares com base escavada, geralmente granodecrescentes, associadas às fácies de dunas subaquáticas (**fácies 4 e 6**), ou em raras camadas amalgamadas em associação com estratificação cruzada tipo *hummocky*. Esta fácies, pouco frequente, é interpretada como o produto da ação de ondas, com efeito erosivo irregular devido ao caráter oscilatório do fluxo, e preenchimento ainda sob a ação da oscilação. Essas características sugerem ondas de tempestade retrabalhando episodicamente a zona de infra-maré.

**Fácies 10** - Arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela, associados a arenitos com marcas onduladas simétricas e assimétricas de cristas retas. Localmente ocorrem lâminas pelíticas, por vezes com gretas de contração. Os arenitos laminados e com marcas onduladas são interpretados como depósitos de correntes trativas respectivamente em leito plano e em pequenas formas de leito em regime de fluxo inferior. As evidências de exposição subaérea ocasional sugerem águas muito rasas, indicando um ambiente de intermaré. Esta fácies ocorre

de forma limitada, em conjunto de espessura métrica entre uma sucessão dominada pelas **fácies 4, 6 e 8** e pequeno pacote da **fácies 11**.

**Fácies 11** – Arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte e alto ângulo (Fig. 62E), composta por intercalações de estratos maciços lenticulares (fluxo de grãos) e estratos laminados (chuva de grãos), com a presença também de fácies de migração de marcas onduladas eólicas. Essas intercalações geram padrões de variação de granulometria e empacotamento que se refletem nas exposições pela alteração diferencial, gerando sulcos do tipo *pin stripe* (Fryberger & Schenk 1988). Esta fácies, já reconhecida por Pereira (2000), é interpretada como produto da migração de dunas eólicas em planície costeira e ocorre em camada de poucos metros de espessura, imediatamente sotoposta ao pacote da **fácies 10** acima descrito. Este único nível descrito da **fácies 11** define o topo de um grande ciclo dominado pela **fácies 4**, e caracteriza um limite de seqüências deposicionais.

#### *V.7.1. Paleogeografia da Formação Piribebui*

O conjunto das fácies identificadas na Formação Piribebui sugere um predomínio de condições marinhas rasas, em ambiente dominado por correntes de maré. O predomínio de formas de leito decimétricas a métricas com sentido de migração consistente para NW (Fig. 62F) sugere que a corrente dominante foi a de vazante, aproximadamente paralela ao paleofluxo fluvial obtido para a Formação Paraguari. A presença de depósitos eólicos em meio a uma sucessão de fácies costeiras evidencia um evento de recuo brusco da linha de costa, relacionado a rebaixamento do nível de base, que limita duas seqüências deposicionais. Estudos detalhados das porções superiores da Formação Piribebui podem revelar a recorrência de tais eventos.

A grande continuidade lateral e a persistência vertical dos depósitos sugerem uma costa linear, sem a grande variedade e a complexa interação entre ambientes deposicionais que caracterizam sistemas estuarinos. O padrão retrogradacional a agradacional da sucessão medida (Fig. 60) e a ausência de depósitos fluviais ou de distributários deltaicos nas porções superiores, mesmo nas proximidades do limite de seqüências, desfavorece a interpretação de um sistema de deltas de rios entrelaçados, que poderia explicar a transição entre as formações Paraguari e Piribebui (Pereira 2000).

### **V.8 Icnofósseis**

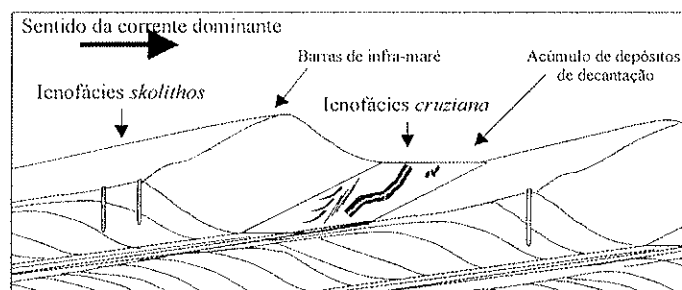
Um dos principais elementos utilizados na reconstituição paleogeográfica do Grupo Caacupé foi a identificação de uma vasta icnofauna nos arenitos da Formação Piribebui, que



contribuiu para a confirmação de um ambiente costeiro para esta unidade e forneceu elementos importantes para a interpretação de processos de sedimentação. Trabalhos anteriores restringiam-se à menção da presença dos icnogêneros *Skolithos* (Orué 1998), *Cruziana* e *Rusophycus* (Pereira 2000).

Foram encontrados icnofósseis em abundância, principalmente relacionados à icnofácies *cruziana* (Seilacher 1967, Pemberton *et al.* 1992), associados às camadas de siltitos e arenitos siltosos (**fácies 8**) intercaladas às barras de infra-maré (**fácies 4 e 6**), e subordinadamente da icnofácies *skolithos* (Seilacher 1967, Pemberton *et al.* 1992), associados a topos de barras de maré e fácies de retrabalhamento por fluxo oscilatório (**fácies 9**).

A porção basal da Formação Piribebui é caracterizada pela presença de *Cruziana* formada no topo de camadas de pelitos que separam barras arenosas de infra-maré. Considera-se um modelo deposicional em que as dunas e barras complexas migram sobre depósitos de suspensão formados nas depressões entre as barras, onde os organismos alimentavam-se do conteúdo orgânico dos pelitos da **fácies 8** (Fig. 63). Uma outra associação desta porção inferior é representada por formas dos icnogêneros *Rhizocorallium* e *Thalassinoides* e por tubos sinuosos em epirrelevo positivo, encontrados em arenitos da **fácies 10**, interpretados como depósitos de intermaré inferior.



**Fig. 63:** Modelo deposicional das relações entre os arenitos com estratificação cruzada (fácies 4 e 6) e os siltitos laminados (fácies 8), considerando a distribuição das icnofácies *cruziana* e *skolithos* na Formação Piribebui.

Nas porções intermediária e superior da Formação Piribebui também são abundantes formas da icnofácies *cruziana* relacionadas a camadas de pelitos entre barras de infra-maré. Ocorrem grandes traços isolados do icnogênero *Cruziana*, além de uma variada icnofauna de formas de alimentação e locomoção associadas a formas de repouso de artrópodes (provavelmente trilobitas), composta por *Cruziana* de grande e pequeno porte, *Rusophycus* e *Monomorphichinus*.

Em afloramento dessa porção superior, foi observada uma interessante relação entre os

icnofósseis verticais, relacionados a fixação em ambiente de alta energia e alimentação a partir de material em suspensão (*Skolithos*), e os traços horizontais, gerados em superfície por organismos que se alimentam de material depositado. Tubos verticais, classificados como *Skolithos linearis*, ocorrem sobre barras arenosas de infra-maré, apenas localmente com estruturas indicativas de ação de fluxo oscilatório ou combinado, enquanto *Cruziana* ocorre nas camadas argilosas intercaladas, mostrando um controle relacionado à energia atuante no substrato e não necessariamente à batimetria. Situação semelhante é descrita por Mángano *et al.* (1996) em uma unidade cambro-ordoviciana do noroeste da Argentina, interpretada como depósitos costeiros dominados por correntes de maré.

Abaixo são descritos os principais icnofósseis encontrados, classificados em icnogêneros e, quando possível, icnoespécies.

#### *ICNOGÊNERO Cruziana* d'Orbigny, 1842

##### *Cruziana* isp. A

**Descrição:** Pequenos traços bilobados, separados por sulco longitudinal, com 5 a 6 mm de largura e 1 a 2 mm de profundidade, preservados como hiporrelevo positivo na base de camadas de arenitos finos das **fácies 4 e 6**, que sobrepõem pelitos da **fácies 8**. As laterais dos traços são íngremes, por vezes verticais, não havendo sulcos externos ou lobos exopodais. As estrias endopodais são pouco preservadas, transversais a proversas. As escavações são retilíneas a sinuosas, com freqüentes cruzamentos e ocorrência em planos de acamamento dominados por *Rusophycus* isp., ao qual estão morfologicamente relacionadas (Fig. 64A). Esta forma é freqüente na porção superior da Formação Piribebui.

##### *Cruziana* isp. B

**Descrição:** Grandes traços, com 49 a 52 mm de largura e 13 a 16 mm de profundidade, caracterizados por dois lobos endopodais bem desenvolvidos separados por sulco longitudinal raso com 6 a 7 mm de largura. As estrias endopodais são irregulares, proversas, regularmente espaçadas de 2 a 3 mm, formando ângulo V entre 40 e 50°, sem bifurcações aparentes em suas porções externas. Não ocorrem lobos exopodais ou sulcos externos e os limites dos lobos endopodais são íngremes. No exemplar descrito (Fig. 64B), um cruzamento em alto ângulo revela clara sobreposição de dois traços. Os traços são preservados como hiporrelevo positivo no contato entre arenitos médios das **fácies 4 e 6** e camadas sotopostas de pelitos da **fácies 8**.

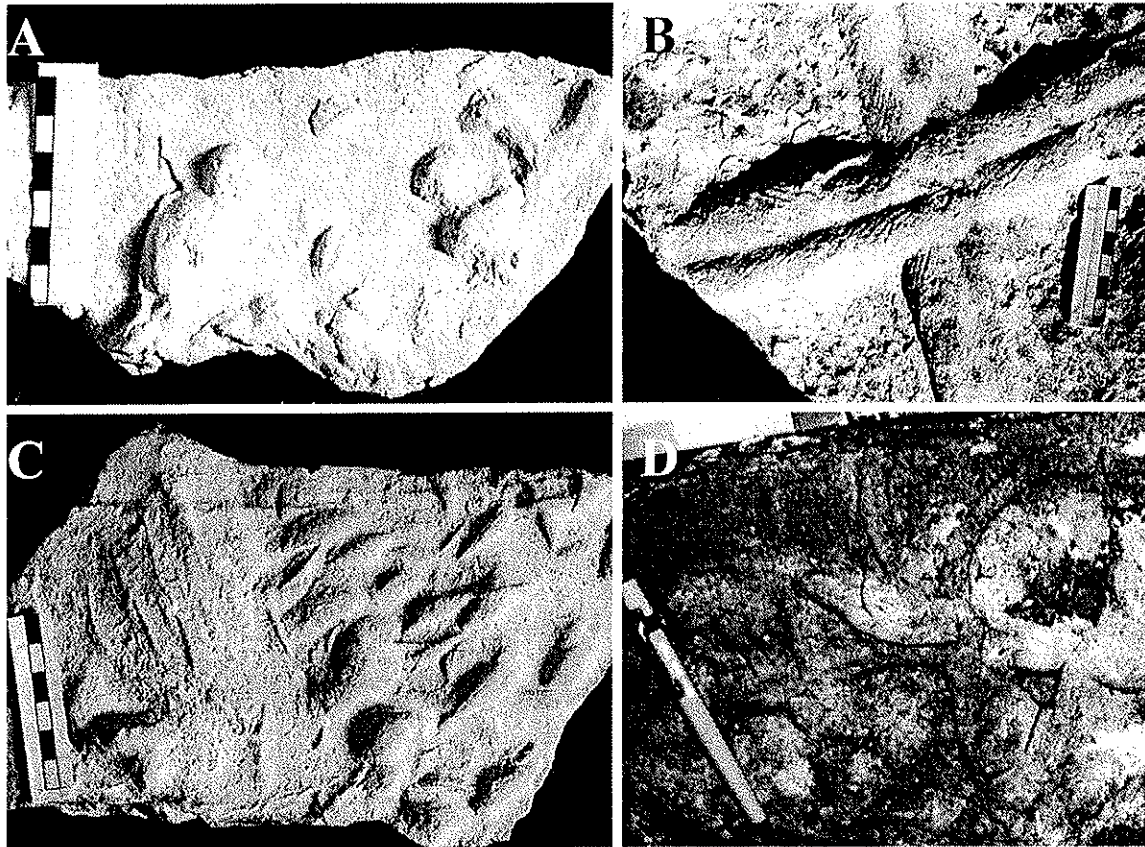


Fig. 64:- Icnofósseis da Formação Piribebui. A - *Cruziana* isp. A relacionada a *Rusophycus* isp. (centro), preservados como hiporrelevo positivo, afloramento 1 da Fig. 59. Graduação da escala = 6 cm. B - *Cruziana* isp. B como hiporrelevo positivo, afloramento 4. Graduação da escala = 6 cm. C - *Monomorphichnus* isp. A (à esquerda) e isp. B (à direita) em hiporrelevo positivo, afloramento 1. Graduação da escala = 6 cm. D - *Planolites berkeleyensis* em arenitos siltosos da fácies 8, afloramento 6.

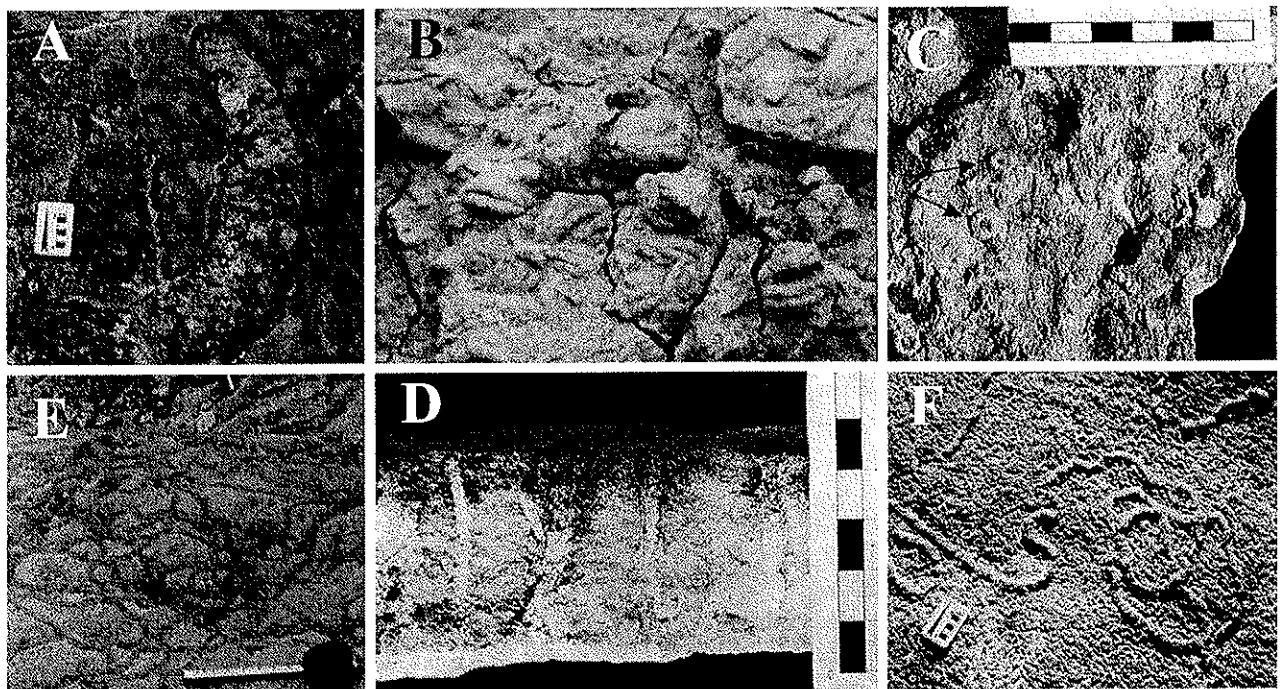


Fig. 65:- Icnofósseis da Formação Piribebui. A - *Rhizocorallium* cf. *irregulare* preservado como epirrelevo em arenitos da fácies 10, afloramento 6 da Fig. 59. Graduação da escala = 5 cm. B - *Rusophycus* isp. preservado como hiporrelevo positivo, afloramento 1. C - Vista em planta de *Skolithos linearis* em arenitos da fácies 9, afloramento 3. Graduação da escala = 6 cm. D - Vista em corte vertical de *Skolithos linearis* em arenitos da fácies 9, afloramento 3. Graduação da escala = 6 cm. E - *Thalassinoides* isp. em arenitos da fácies 10, afloramento 6. Porção estendida da trena = 8 cm. F - Tubos sinuosos preservados como epirrelevo positivo em arenitos da fácies 10, afloramento 6.

ICNOGÊNERO *Monomorphichnus* Crimes, 1970

*Monomorphichnus* isp. A

**Descrição:** Estrias simples e rasas, retilíneas, em séries paralelas com até 7 estrias espaçadas de 10 a 15 mm (Fig. 64C). A largura das estrias é de cerca de 0,8 mm, com comprimento de até 65 mm. Os traços encontram-se preservados como hiporrelevo positivo na base de camadas de arenitos finos das **fácies 4 e 6**.

A ausência de trilhas de marcas pontuais associadas caracteriza o icnogênero *Monomorphichnus*, distinguindo-o de *Dimorphichnus* Seilacher (1955).

*Monomorphichnus* isp. B

**Descrição:** Traços horizontais retilíneos ou com forma de cunha, com comprimento de 25 a 40 mm e 4 a 5 mm de largura e, quando em cunha, largura maior de 6 a 10 mm e menor de 2 a 3 mm. A profundidade é de cerca de 5 mm. Os traços estão dispostos em séries de formas paralelas, com distância constante de 12 a 25 mm, deslocadas longitudinalmente de uma distância também constante de 10 a 16 mm (Fig. 64C). Os traços apresentam estrias longitudinais, paralelas, em número de 3 a 6, equidistantes cerca de 1 mm. A preservação dá-se como hiporrelevo positivo na base de camadas de arenitos finos das **fácies 4 e 6**.

ICNOGÊNERO *Planolites* Nicholson, 1873

*Planolites* *beverleyensis* Billings, 1862

**Descrição:** Tubos predominantemente horizontais, levemente curvos a retilíneos, cilíndricos ou com seção elíptica, com 7 a 10 mm de diâmetro (Fig. 64D), em pelitos arenosos e arenitos siltosos da **fácies 8**. Ocorrem em grande densidade em algumas superfícies, com cruzamentos e sobreposições. A superfície dos tubos é lisa, sem estrias ou ornamentação, sendo caracterizada por contato abrupto do preenchimento com a rocha envolvente, sem lineação. Os tubos são preenchidos por arenitos finos maciços, com fração pelítica escassa ou ausente, sugerindo modificação da granulação do sedimento por sua passagem pelo tubo digestivo do organismo produtor do traço. A ausência de lineação na parede do tubo e o preenchimento por material distinto daquele da rocha envolvente caracterizam, de acordo com Pemberton & Frey (1982), o icnogênero *Planolites*, distinguindo-o de *Palaeophycus*. O grande porte, o predomínio de traços levemente curvos a retilíneos e a ausência de anulações transversais caracterizam a icnoespécie *Planolites beverleyensis*.

ICNOGÊNERO *Rhizocorallium* Zenker, 1836

*Rhizocorallium* cf. *irregulare* Mayer, 1954



**Descrição:** Traços horizontais formados por faixa de *spreite* protusivo que acompanha a forma do tubo externo que delimita o traço (Fig. 65A). Tal tubo possui forma em U e encontra-se preservado como um sulco (epirrelevo negativo), enquanto o *spreite* forma epirrelevo positivo com alguns milímetros de altura ou negativo com alguns milímetros de profundidade. O *spreite* é caracterizado por uma série de cristas amalgamadas, arqueadas de forma a tangenciar o tubo externo em suas extremidades.

Os traços são curvilíneos a retilíneos e abundantes no mesmo pavimento, sendo comuns os cruzamentos, além de algumas aparentes bifurcações. A faixa de *spreite* possui largura de 90 a 170 mm e o tubo externo, quando preservado, cerca de 10 mm. O comprimento máximo observado foi de 2,5 m.

A faixa de *spreite* e o tubo externo são caracterizados por uma granulação maior (areia média) que a dos arenitos finos aflorantes no pavimento imediatamente inferior, sendo que em alguns pontos pôde-se observar a presença de uma delgada camada de argila no mesmo nível do *spreite*, possivelmente a camada explorada pelos organismos produtores do traço.

Apesar do tamanho superior ao das formas originalmente descritas, o caráter horizontal do *spreite* e o predomínio de formas longas e curvilíneas levariam, de acordo com a proposta de Fürsich (1974), à classificação da forma como *Rhizocorallium irregulare* Mayer 1954, caracterizando a ação de organismos que se alimentavam de material depositado.

#### · Icnogênero *Rusophycus* Hall, 1852

*Rusophycus* isp.

**Descrição:** Pequenas formas com contornos ovais, com cerca de 14 mm de comprimento, 6 mm de largura e 1,5 a 2 mm de profundidade, caracterizadas por dois lobos separados por sulco central raso. A forma e as dimensões são aproximadamente constantes em todos os exemplares, que podem ocorrer isoladamente ou em grandes grupos sem orientação preferencial (Fig. 65B), por vezes associados a *Cruziana* isp. A (Fig. 64A). Os limites externos dos lobos endopodais são íngremes e não puderam ser observadas estrias endopodais. Os traços encontram-se preservados em hiporrelevo positivo na base de camadas de arenitos finos das fácies 4 e 6.

#### · Icnogênero *Skolithos* Haldemann, 1840

*Skolithos linearis* Haldemann, 1840

**Descrição:** Tubos verticais com cerca de 2 mm de largura e até alguns decímetros de comprimento, em arenitos finos principalmente da **fácies 9**, com preenchimento também de areia fina, sem estruturas aparentes. Em alguns casos (Fig. 65C) a expressão superficial da

forma é preservada, caracterizada como um anel em epirrelevo positivo, com diâmetro externo de 6,5 mm e diâmetro interno de 2 mm (Fig. 65D). A coincidência entre os diâmetros do tubo e de sua expressão superficial indica a ausência de um alargamento em forma de cone em sua porção superior.

Ícnogênero *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944

*Thalassinoides* isp.

**Descrição:** Sistema de escavações predominantemente horizontais, formado por tubos preservados como epirrelevo positivo com 5 a 8 mm de diâmetro, sem ornamentação, associados à **fácies 10**. Frequentes bifurcações em T e Y, em conjunto com a grande densidade de ocorrência, resultam em um padrão poligonal para a estrutura (Fig. 65E).

*Tubos sinuosos*

**Descrição:** Escavações tubulares horizontais, sinuosas a meandranes, com grande comprimento e largura constante de aproximadamente 2 cm, preservadas como epirrelevo positivo em arenitos finos da **fácies 10** (Fig. 65F). Não foram observadas bifurcações, apenas cruzamentos, muitas vezes de uma mesma pista cortando sua própria trajetória em traçados aleatórios. Os tubos não apresentam ornamentação, porém aparentemente ocorrem pequenas constrictões, como suaves anéis transversais de diâmetro menor, irregularmente espaçados de 10 a 30 mm, semelhantes aos encontrados em *Torrowangea* Webby 1970, que porém se refere a uma estrutura menor (1 a 2 mm de largura) preservada em hiporrelevo positivo.

## V.9 Conclusões

Os levantamentos geológicos realizados nas principais exposições do Grupo Caacupé na região central do Paraguai Oriental levaram à revisão da litoestratigrafia da unidade, bem como à interpretação de seus sistemas deposicionais e do significado tectônico de seus depósitos.

A subdivisão estratigráfica do Grupo Caacupé em três formações mostrou-se contestável, não tendo sido reconhecida a validade da divisão da sucessão arenosa da unidade em duas formações, uma feldspática (Cerro Jhú) e outra quartzo-arenítica (Tobatí). As sucessões estudadas revelaram uma alternância de arenitos mineralogicamente maduros e sub-maduros, sem conotação estratigráfica para a variação de maturidade, nem modificações expressivas dos litotipos e sistemas deposicionais. Dessa forma, sugere-se que seja retomada a designação prioritária Formação Piribebui (Harrington 1950) para a sucessão arenosa, que fora abandonada sem justificativa válida. Para a sucessão basal, conglomerática, do Grupo Caacupé, mantém-se a

designação Formação Paraguari (Harrington 1950, 1972).

A análise de fácies sedimentares levou à caracterização de um sistema deposicional fluvial de rios entrelaçados distais para a Formação Paraguari. Para a sucessão arenítica sobreposta (Formação Piribebui), confirmou-se a interpretação de um sistema deposicional costeiro (Bigarella & Comte 1969, Milani 1997), porém com a caracterização de amplo predomínio de fácies de infra-maré, anteriormente não reconhecidas, e ocorrência local de tempestitos e depósitos de pós-praia (*backshore*) com dunas cólicas (já descritos por Pereira 2000), os últimos possivelmente decorrentes de evento de rebaixamento do nível de base.

A identificação de icnofósseis, predominantemente da icnofácies *cruziana*, serviu de complemento às interpretações dos ambientes deposicionais, confirmando o caráter costeiro da sucessão arenosa e auxiliando a identificação dos processos deposicionais. Foram coletados e registrados diversos espécimes, identificados como pertencentes aos icnogêneros *Cruziana*, *Monomorphichinus*, *Rhizocorallium*, *Rusophycus*, *Skolithos* e *Thalassinoides*.

As paleocorrentes fluviais da Formação Paraguari, com vetor médio para oeste, em conjunto com os dados de paleofluxo para noroeste da Formação Piribebui, interpretados como correntes de maré vazante, corroboram a hipótese de Bigarella e Comte (1969) de inexistência do alto estrutural que hoje limita a bacia a oeste e sugerem uma conexão marinha nesse quadrante, como anteriormente proposto por Assine (1996) e Assine *et al.* (1998).

A hipótese de que o Grupo Caacupé teria sido formado em uma bacia distensional ou transtrativa (Milani & Ramos 1998, Pereira 2000) baseia-se, em grande medida, na interpretação de um ambiente de leques aluviais para a Formação Paraguari (Pereira 2000), relacionado a possíveis falhas proximais que seriam responsáveis pelas formas alongadas dos mapas de isópacas. As características dos conglomerados descritos não são, porém, compatíveis com as de depósitos de leques aluviais, pois predominam fácies de correntes trativas canalizadas, sem fácies de fluxo de detritos ou enchentes em lençol, e não há contribuição clástica proximal. Assim, não há evidências de campo que suportem a suposição de escarpas tectônicas proximais limitando a bacia. Desta forma, a paleogeografia interpretada para a Formação Paraguari é de uma planície de rios entrelaçados relacionada a uma ampla bacia de drenagem, sugerindo sedimentação intracratônica em uma grande área de subsidência, possivelmente a primeira sinéclise da Bacia do Paraná.

## VI. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DAS BACIAS EDIACARANAS A ORDOVICIANAS DO CENTRO E SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL

### VI.1. O Ediacarano no sudeste da América do Sul e o Estádio de Transição

O Neoproterozóico do leste da América do Sul é marcado por importantes eventos orogênicos, reunidos no chamado Ciclo Brasileiro (Almeida 1969), que estabeleceram a atual configuração das áreas pré-cambrianas no Brasil, divididas em cinturões deformados e núcleos cratônicos preservados da deformação. O modelo de diferenciação tectônica da “Plataforma Brasileira” de Almeida (1969) incluía bacias sedimentares não metamórficas, agrupadas no chamado Estádio de Transição entre os eventos orogênicos e a relativa estabilidade tectônica do Paleozóico. Essas bacias coincidem perfeitamente com as unidades ediacaranas (630 Ma a 542 Ma) a cambrianas (542 Ma a 505 Ma) datadas posteriormente, incluindo as Bacias do Camaquã, Itajaí, Campo Alegre, Camarinha, Guaratubinha e Castro, além da sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai e das sucessões vulcânicas de Sierra de Animas no Uruguai.

A adoção tardia dos conceitos da tectônica de placas pela comunidade geológica brasileira e o uso de dados geocronológicos como principais elementos de modelos geotectônicos levaram ao progressivo abandono do conceito de Estádio de Transição. Com a evolução dos estudos geocronológicos da Plataforma Sul-Americana, o conceito de Ciclo Brasileiro foi identificado com o conjunto de idades neoproterozóicas a copaleozóicas frequentemente obtidas em unidades dos cinturões móveis, principalmente em granitos, admitidos como orogênicos (revisões sobre o Ciclo Brasileiro na Província Mantiqueira em Basei *et al.* 2000, Campos Neto 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Trouw *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2004). Assim, a recorrência de idades do fim do Neoproterozóico e do Cambriano para granitos isótopos ou afetados por zonas de cisalhamento e migmatitos associados levou à extensão da Orogênese Brasileira até o Ordoviciano, sendo as bacias do Estádio de Transição reinterpretadas como sin a pós-orogênicas (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 1984, Fragoso-Cesar 1991, Moro *et al.* 1993, 1994, Gresse *et al.* 1996, Rostirolla *et al.* 1999, Basei *et al.* 2000, Paim *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2004).

A idéia de processos orogênicos durante o Ediacarano ganhou força com modelos de superposição de eventos durante o Ciclo Brasileiro, surgidos nos anos 90 (*e.g.* Fragoso-Cesar 1991, Campos Neto & Figueiredo 1995, Heilbron *et al.* 1995, Campos Neto 2000, Trouw 2000, Chemale Jr. 2002). Há, entretanto, uma clara distinção entre as evidências de orogênese colisional em torno de 630 Ma (ver revisões em Pimentel *et al.* 2000, Trouw *et al.* 2000, Basei *et al.* 2000 e Heilbron *et al.* 2004), em unidades metamórficas já consideradas por Almeida



(1967, 1969) como representantes do estágio tecto-orogênico, e as evidências de eventos orogênicos após 610 Ma (até o Ordoviciano), baseadas em interpretações sobre a origem de zonas de cisalhamento e o contexto tectônico de granitos e em idades radiométricas de rochas plutônicas e metamórficas de alto grau (*e.g.* Campos Neto & Figueiredo 1995, Heilbron *et al.* 1995, Philipp 1998, Schmitt *et al.* 1999, Philipp & Machado 2001, Hartmann *et al.* 2002) que contrariam os dados obtidos nas bacias sedimentares desse intervalo de tempo.

Uma breve revisão da geologia do Ediacarano do sudeste da América do Sul é apresentada abaixo, caracterizando as divergências entre os modelos geotectônicos derivados dos estudos de seus principais elementos: bacias sedimentares, plútons graníticos e zonas de cisalhamento transcorrentes.

#### *VI.1.1. Bacias sedimentares ediacaranas do Sudeste da América do Sul*

As bacias do Estádio de Transição constituem um rosário de exposições que afloram na Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981), do sul do Estado de Minas Gerais até o sul do Uruguai, entre o Oceano Atlântico e as coberturas da Bacia do Paraná (Fig. 01). Tais bacias são preenchidas por espessas (até milhares de metros) sucessões de sedimentos imaturos, com abundantes conglomerados e arcósios, além de intercalações vulcânicas e vulcanoclásticas de composição principalmente ácida, relacionadas a granitos contemporâneos, com basaltos, andesitos e traquitos de ocorrência local. Com exceção de pequenas ocorrências que provavelmente representam níveis de erosão mais profundos, como as bacias do Pico do Itapeva (SP) e San Carlos (UR), nas quais a deformação atinge condições de milonitização, as demais bacias são caracterizadas por basculamento de camadas e deformação rúptil (vide capítulo VI do presente volume), sem metamorfismo regional.

Os dados geocronológicos disponíveis para essas diversas ocorrências confirmam a suposição de Almeida (1969) de que as bacias menores representam sucessões equivalentes a partes da Bacia do Camaquã, que preserva o registro mais completo do Estádio de Transição.

Datações pelos métodos Ar-Ar (em plagioclásio e rocha total) e U-Pb em zircão de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas na Bacia do Camaquã permitem um bom controle das idades de deposição de cada unidade do Supergrupo Camaquã. As sucessões do Grupo Maricá e a unidade inferior do Grupo Bom Jardim (Formação Cerro da Angélica) são anteriores a uma apófise granítica datada de  $593 \pm 2$  Ma (Janikian 2004), o vulcanismo predominantemente intermediário a básico da Formação Hilário foi datado em 590 Ma (Janikian 2004), o vulcanismo predominantemente ácido da Formação Acampamento Velho apresenta idade em torno de 574 Ma (Chemale Jr. 2002, Janikian 2004) e a Suíte Intrusiva Rodeio Velho foi datada em 535 Ma (capítulo VI do presente volume).

As demais bacias apresentam idades compatíveis com as do Supergrupo Camaquã. Nível de tufo na Bacia do Itajaí foi recentemente datado em  $606\pm 8$  Ma (U-Pb SHRIMP, Silva *et al.* 2002), limitando a sedimentação principal entre essa idade e os 560 Ma obtidos por Basei *et al.* (1999) para riolitos e granitos que cortam a sucessão. Para a Bacia de Castro, Cordani *et al.* (1999) dataram zircão de riolito pelo método U-Pb SHRIMP em  $543\pm 12$  Ma e para a Bacia de Eleutério, Teixeira (2000) considera uma idade máxima de  $606\pm 13$  Ma, com base em datação de zircão em seixo de riolito pelo mesmo método (Teixeira *et al.* 1999). No Uruguai, piroclásticas ácidas da formação Cerros de Aguirre foram datadas pelo método U-Pb em zircão (Bossi & Campal 2003), com idade de  $572\pm 11$  Ma.

Apesar da simultaneidade da deposição e da grande semelhança entre as unidades aflorantes nas diversas bacias, que provavelmente representam registros isolados de um grande sistema contínuo, diferentes autores propuseram modelos geotectônicos particulares para cada ocorrência, e a leitura da bibliografia sugere um quadro complexo, com processos distintos atuando simultaneamente em cada segmento da Província Mantiqueira.

As ocorrências entre os estados de Minas Gerais e do Paraná são geralmente interpretadas como relacionadas a movimentações transcorrentes tardi- a pós-orogênicas (Soares 1987, 1988, Riccomini 1993, Bonacim *et al.* 1994, Siga Jr. 1995, Siga Jr. *et al.* 2000, Teixeira & Gaucher 2001, Teixeira & Petri 2001, Teixeira *et al.* 2004), sendo algumas consideradas como de *foreland* de retro-arco (bacia de Camarinha-Antinha, Soares 1987). A Bacia do Itajaí é interpretada por diversos autores (Fragoso-Cesar *et al.* 1982<sup>a</sup>, 1982<sup>b</sup>, Rostirolla & Soares 1992, Rostirolla *et al.* 1992<sup>a</sup>, 1992<sup>b</sup>, 1999, Basei *et al.* 2000) como uma bacia de *foreland*, vinculada à fase colisional da Orogenia Brasileira, tendo sido também propostas interpretações alternativas de bacia tipo impactógeno (Citroni 1993) e bacia transcorrente (Krebs *et al.* 1990, Krebs 1992). No Uruguai, as exposições da Bacia de Piriápolis foram interpretadas por Fragoso-Cesar *et al.* (1987) e Oyhançabal *et al.* (1993) como depositadas em um contexto de *rift*, enquanto Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993) consideram uma origem transcorrente para a mesma ocorrência.

A partir de 1980, a Bacia do Camaquã vem sendo interpretada de formas distintas por diversos autores. Fragoso-Cesar *et al.* (1982<sup>a</sup>, 1982<sup>b</sup>, 1984, 1985) argumentavam que essa bacia teve sua evolução como uma antefossa molássica (*foreland basin*), estendendo a interpretação para a Bacia do Itajaí. Uma evolução polifásica, envolvendo estágios de retro-arco, antefossa e *rift* foi proposta por Fragoso-Cesar (1991), e posteriormente adaptada em diversos trabalhos (*e.g.* Gresse *et al.* 1996, Paim *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2004). A principal modificação foi a inclusão do modelo de bacias transcorrentes, inicialmente proposto por Oliveira & Fernandes (1991, 1992) e Machado & Sayeg (1992), e adotado para diferentes unidades da Bacia Camaquã

em distintos trabalhos.

Trabalhos recentes (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 2000<sup>b</sup>, 2002, 2003, Almeida 2001, Janikian 2001, 2004, Janikian *et al.* 2003, Fambrini 2003), baseados em mapeamento de semi-detalle e em análises de proveniência e paleocorrentes, propõem que a tectônica transcorrente da Bacia do Camaquã não teve papel na tectônica formadora, mas apenas na deformação das sucessões, originadas em um contexto distensional. Essa hipótese é corroborada pelos dados de proveniência apresentados no capítulo IV e pela análise estrutural apresentada no capítulo VI do presente volume.

Os principais argumentos para as interpretações de uma origem transcorrente ou flexural sin-colisional para as demais bacias são análogos àqueles utilizados para interpretações semelhantes na Bacia do Camaquã, e baseiam-se principalmente em caracterizações das estruturas tectônicas deformadoras, consideradas, sem maiores evidências, como contemporâneas à formação da bacia, e na posição da bacia em relação a elementos tectônicos do embasamento.

Assim, com relação à suposta origem transcorrente para a Bacia de Castro, Bonacim *et al.* (1994) concluem que: "...o estilo estrutural atuante na Bacia de Castro caracteriza a origem da mesma como sendo transtensional, tendo ocorrido associada à tectônica de colapso do cinturão orogênico no final do Ciclo Brasileiro ..." (pg. 70). Na Bacia do Itajaí, Basei *et al.* (1987) concluem que: "Sua interpretação como antefossa molássica deve-se a seu posicionamento geográfico e tectônico periférico ao Cinturão, representando o domínio mais externo do mesmo." (pg. 98). Para a mesma bacia, Rostirolla & Soares (1992), admitem que: "O arcabouço estratigráfico, mostrando um ciclo de aprofundamento e assoreamento da bacia, a inversão da fonte de suprimento das seqüências basais para a superior, nesta a partir do orógeno, a ausência de falhamento transcorrente principal, a deformação dominada por falhas reversas, e a ausência de atividade vulcânica contemporânea expressiva, são feições indicadoras de bacia de 'foreland', formada por flexão litosférica em ambiente compressivo, subsequente ao metamorfismo no cinturão orogênico" (pg. 126).

Para a Bacia do Camaquã, Oliveira & Fernandes (1992) afirmam que: "Dentre as características mais expresivas e inéditas que sustentam uma revisão a respeito do ambiente tectônico responsável pela formação da bacia, figura a questão do contato entre o embasamento e a Formação Arroio dos Nobres [termo empregado para as sucessões do Supergrupo Camaquã na Sub-bacia Camaquã Oriental desde Tessari & Picada 1966] (...) interpretado como resultante de movimentação transcorrente" (pg. 99).

Assim, os eventos tectônicos deformadores das bacias são identificados, nos trabalhos supracitados, com a tectônica formadora da bacia. O principal desses eventos é caracterizado

por uma compressão NW-SE que resulta em transcorrência sinistral em estruturas de direção NNE (como a Bacia do Camaquã) e em compressão e falhamento inverso em estruturas de direção ENE (como a Bacia do Itajaí). Outro evento, caracterizado como uma compressão NE-SW que gera movimento dextral em estruturas NE, é considerado por alguns autores como relacionado à formação das bacias do Estado do Paraná a Minas Gerais. O capítulo IV do presente volume demonstra que, para a Bacia do Camaquã, tais eventos tectônicos são tardios, posteriores a fases distensivas (tectônica formadora), sendo o principal deles (compressão NW-SE) relacionável ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil em níveis crustais mais profundos, com idade de  $534 \pm 3$  Ma no Batólito Pelotas (Philipp 1998).

Sugere-se que estudos voltados ao reconhecimento do caráter da tectônica sin-deposicional, como os realizados na Bacia do Camaquã (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 2000, 2002, 2003, Almeida 2001, Janikian 2001, 2004, Janikian *et al.* 2003, Fambrini 2003, ver também capítulos II e IV do presente volume), sejam realizados nas demais bacias, visando uma clara distinção entre os eventos tectônicos formadores e deformadores, para que se possa testar a hipótese de origem comum em um grande sistema de bacias distensionais.

Deve-se salientar que a realização de análises estruturais individuais em diferentes níveis estratigráficos destas bacias e coberturas posteriores é essencial para a caracterização dos eventos de tectônica formadora.

#### *VI.1.2. Rochas plutônicas e zonas de cisalhamento transcorrentes*

Interpretações de ambientes de arco magmático são frequentes para granitos criogenianos da Província Mantiqueira (ver revisão em Heilbron *et al.* 2004), contrastando com o predomínio de interpretações de contextos sin- a pós-colisionais para os granitos ediacaranos a cambrianos, principalmente posteriores a 610 Ma (*e.g.* Philipp 1998, Philipp & Machado 2001, Janasi *et al.* 2001, Campos Neto 2000, Trouw *et al.* 2000, Philipp *et al.* 2002, Nardi & Lima 2002, Leite 2003, Heilbron *et al.* 2004), incluindo unidades vulcânicas correlatas (Nardi & Lima 2002).

Os modelos de colocação pós-colisional para tais granitos envolvem dois ambientes distintos, considerados como consequência da evolução da deformação durante a orogênese: ambientes compressionais sin-transcorrentes, considerados sin- a tardi-orogênicos (*e.g.* Campos Neto 2000, Trouw *et al.* 2000, Philipp *et al.* 2002, Leite 2003, Heilbron *et al.* 2004), e ambientes distensionais posteriores, com granitos tipo A (Janasi *et al.* 2001, Philipp *et al.* 2002, Leite 2003), por vezes relacionados a colapso de orógeno (Heilbron *et al.* 2004), ou mesmo a ambientes anorogênicos (Philipp *et al.* 2002).

A caracterização de um contexto orogênico posterior a 610 Ma na Província Mantiqueira



está ligada à interpretação de zonas de cisalhamento transcorrentes como evidência de colisão oblíqua entre placas. Assim, sobre a Faixa Ribeira Heilbron *et al.* (2004) afirmam que: “Contrastando com o estilo estrutural da colisão frontal observado no Orógeno Brasília [630-610 Ma], a Colisão II [590-560 Ma] foi oblíqua ... com componente transpressivo destal”. Sobre o Batólito Pelotas no Cinturão Dom Feliciano, Philipp *et al.* (2002) consideram que: “O volume mais significativo do magmatismo do BP está relacionado à evolução das zonas de cisalhamento transcorrentes do evento deformacional D2 ... caracterizada pela formação das Suítes Intrusivas Erval, Viamão e Encruzilhada do Sul, e também a Suíte Granítica Cordilheira, que corresponderiam ao magmatismo sin a tardi-colisional”.

Diversos autores relacionam a deformação transcorrente posterior a 610 Ma com o fechamento de um oceano (*e.g.* Trouw *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2004), porém não há registro de margens passivas depositadas após o evento orogênico de 630-610 Ma e deformadas pelo segundo evento. Rochas metassedimentares afetadas por esta segunda deformação apresentam também o metamorfismo da primeira (*e.g.* Heilbron *et al.* 1995, Heilbron *et al.* 2004), e portanto representam depósitos criogenianos ou mais antigos. Metamorfismo de alto grau de idade cambriana a ordoviciana em protólitos sedimentares foi registrado localmente (Schmitt *et al.* 1999), porém relacionado a anatexia e formação de granitos crustais e não à deformação de sucessões de plataforma continental do mesmo ciclo de abertura e fechamento de oceano, como registrado nas sucessões tonianas a criogenianas.

A deformação transcorrente reconhecida em regime dúctil em rochas de níveis crustais inferiores é contemporânea àquela registrada em regime rúptil na Bacia do Camaquã, onde é caracterizada por dois eventos distintos de transcorrência, um primeiro com esforço horizontal máximo NE-SW, e um segundo com esforço horizontal máximo NW-SE (ver capítulo IV do presente volume).

Assim, a caracterização de uma origem distensional para a Bacia do Camaquã, anterior aos eventos de deformação transcorrente, implica na ocorrência de esforços distensivos após os eventos orogênicos e anteriores às transcorrências, que provavelmente refletem esforços compressivos distais, relacionados à deformação da Faixa Paraguai pela colisão da Placa Amazônica ou à colisão da Placa Gondwana Oriental.

## **VI.2. Colapso orogênico ou distensão anorogênica?**

Em trabalhos recentes, diversos autores sugerem a atuação de processos de colapso distensional orogênico durante o intervalo considerado como pós-colisional na Província Mantiqueira (*e.g.* Campos Neto 2000, Trouw *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2004) e na Faixa

Brasília (Pimentel *et al.* 2000), acompanhados pela geração de granitos isótopos de afinidade alcalina. A caracterização de uma tectônica formadora distensional para a Bacia do Camaquã poderia sugerir uma relação entre sua origem e tais processos de colapso distensional orogênico. Uma breve revisão do conceito de colapso orogênico e o resumo das principais feições e modelos das duas áreas de distensão cenozóica que fundamentam as interpretações em unidades antigas, as bacias distensionais do Himalaia e a província distensional da Cordilheira Norte Americana, permitem testar a hipótese de colapso orogênico como mecanismo formador da Bacia do Camaquã e bacias correlatas.

O processo de colapso distensional orogênico é uma consequência da elevação de uma cadeia de montanhas por espessamento crustal ou perturbações térmicas no manto. Como o equilíbrio isostático conta apenas com as forças verticais, que levam à igualdade da energia potencial gravitacional na base da crosta espessada em relação às áreas vizinhas, qualquer ponto acima desse nível (base da crosta espessada) contará com um excesso de energia potencial sob o orógeno em relação a profundidades equivalentes sob as áreas baixas que o cercam. Esse gradiente lateral de energia potencial gravitacional gera uma força que se reflete em distensão no edifício orogênico. Tal mecanismo é considerado responsável por estruturas distensionais em muitos sistemas orogênicos atuais e antigos, porém apenas recentemente uma melhor compreensão das variáveis envolvidas têm permitido a elaboração de modelos físicos para casos específicos (*e.g.* Marotta *et al.* 1999, Liu 2001, Liu & Yang 2003).

As bacias distensionais do Himalaia são a mais importante feição distensional em ambiente orogênico, constituindo um conjunto de bacias de orientação norte-sul que ocorrem no Platô do Tibete e no Himalaia. Evidências de campo, imagens de satélite e dados sismológicos de deslocamento de falhas durante terremotos revelam que o Platô do Tibete vem sofrendo distensão leste-oeste nos últimos 10 Ma (Armijo *et al.* 1986, Blisniuk *et al.* 2001, Mercier *et al.* 1987, Molnar & Tapponnier 1977, Ni & York 1978, Yin *et al.* 1999), concomitante à convergência entre as placas da Índia e da Ásia e ao soerguimento do orógeno. O caráter pós-colisional de tais bacias tornou-as um análogo para bacias comprovada ou supostamente distensionais encontradas em sistemas colisionais antigos (*e.g.* Séguret *et al.* 1989), porém a caracterização detalhada de tais bacias revela importantes diferenças em relação à maioria, senão a todas, as bacias preservadas sobre orógenos antigos.

A orientação das falhas normais geradoras da bacias himalaianas, aproximadamente norte-sul, revela um esforço horizontal mínimo leste-oeste, ortogonal à compressão que predomina em níveis crustais inferiores (Liu & Yang 2003), contrastando com o sistema de bacias preservado na Província Mantiqueira, este paralelo às estruturas colisionais. A limitada profundidade dos grábens do Himalaia, que raramente ultrapassa 1.000 m (Armijo *et al.* 1986,

Cogan *et al.* 1998, Grazione *et al.* 2003), aliada a sua grande altitude, com topo do embasamento entre 4.000 e 5.000 m acima do nível do mar, torna sua preservação no registro geológico pouco provável e contrasta com a espessura preservada de mais de 10.000 m da Bacia do Camaquã.

Com relação ao mecanismo gerador, as bacias do Himalaia foram consideradas como formadas por espalhamento do edifício orogênico pelo excesso de energia potencial gravitacional (Dewey *et al.* 1988) e modelamento tridimensional por elementos finitos comprovou tal possibilidade (Liu & Yang 2003). Não há, entretanto, consenso quanto a essa hipótese, pois alguns autores sugerem que a coincidência das idades de formação de bacias distensionais no Tibet, no Lago Baikal e na região de Shanxi na China, aliada à presença de vulcanismo precursor à sedimentação nas três regiões, seria evidência de ascensão mantélica como causa de enfraquecimento da litosfera e formação de *rifts* em toda a Ásia (Yin *et al.* 1999, Yin 2000, Yin & Harrison 2000).

O sistema distensional da Cordilheira Norte Americana, incluindo a província de Basin and Range, é outro caso em que processos de colapso distensional orogênico têm sido considerados responsáveis pela formação de bacias e estruturas distensionais (Coney & Harms 1984, Wernicke *et al.* 1987, Sonder *et al.* 1987, Livaccari 1991, Harry *et al.* 1993, Jones *et al.* 1996, Dilek & Moores 1999, Sonder & Jones 1999). A distensão principal, relacionada a intenso plutonismo e à formação de *core complexes*, com ascensão de rochas metamórficas da crosta inferior por deslocamento de zonas de cisalhamento distensionais de baixo ângulo, teve início após a fim dos processos orogênicos, no fim do Cretáceo, e expressiva atividade vulcânica e formação de bacias tem ocorrido de 34 Ma ao presente (Liu 2001).

Liu (2001) realizou ampla revisão dos mecanismos envolvidos no colapso distensional e modelou os principais processos, buscando esclarecer se processos de distensão crustal sin-orogênica, como aqueles ativos no Tibete e nos Andes, poderiam levar à distensão pós-orogênica de toda a litosfera, como a registrada na Cordilheira Norte Americana. Como principal conclusão, seu modelo demonstra que o colapso distensional de crosta espessada não poderia levar à ascensão astenosférica necessária para uma distensão de toda a litosfera. Para tal, seriam necessárias condições de distensão ativa por movimentação relativa de placas, a ocorrência de uma pluma mantélica ou a remoção da porção inferior do manto litosférico espessado por delaminação ou convexão descendente (Liu 2001). Apenas o último caso apresentaria relação causal com o espessamento litosférico ocorrido durante a orogênese, e o autor salienta que a relação entre o colapso sin-orogênico e a distensão pós-orogênica permanece em aberto.

Desta forma, a preservação de espessas sucessões em bacias distensionais, como a Bacia

do Camaquã, não pode ser atribuída a colapso distensional sin-orogênico (como no Tibete) devido a suas grandes espessuras e ao pequeno potencial de preservação de bacias geradas em tais condições. Por outro lado, mecanismos pós-orogênicos de distensão, como os atuantes na Cordilheira Norte Americana, capazes de gerar e preservar bacias de grandes espessuras, envolvem ascensão astenosférica causadora de distensão em toda a litosfera, que pode não ter vínculo direto com o espessamento crustal prévio.

Assim, a distensão formadora da Bacia do Camaquã, iniciada dezenas de milhões de anos após o evento orogênico, provavelmente tem sua origem relacionada a afinamento litosférico e ascensão astenosférica, que pode ter sido responsável pelo aumento de fluxo térmico e conseqüente fusão mantélica e crustal geradora do plutonismo contemporâneo, de forma análoga ao modelo proposto por Liu (2001) para o sistema distensional cenozóico da Cordilheira Norte Americana. Tal processo de ascensão astenosférica é evidenciado, na Bacia do Camaquã, pela presença de rochas vulcânicas e intrusivas básicas relacionadas ao Grupo Bom Jardim, à Formação Acampamento Velho e à Suíte Intrusiva Rodeio Velho, em diferentes períodos de evolução da bacia.

Com relação à causa da ascensão astenosférica, a hipótese de uma origem comum para todo o sistema de bacias ediacaranas-eocambrianas da Província Mantiqueira sugere processos sem relação direta com o espessamento crustal prévio, dada a grande heterogeneidade do embasamento dessas bacias e o diacronismo dos eventos de colisão, que contrastam com a simultaneidade na formação das bacias. Assim, é pouco provável que o espessamento litosférico sin-colisional tenha causado a remoção da porção inferior do manto litosférico por delaminação, pois tal processo resultaria em uma relação direta entre as áreas mais deformadas e metamorfisadas durante o evento orogênico e as áreas de formação de bacias, o que não se verifica na Província Mantiqueira.

A grande área de ocorrência das bacias ediacaranas-eocambrianas da Província Mantiqueira e sua simultaneidade sugerem duas hipóteses para a origem da ascensão astenosférica causadora da distensão: a presença de uma anomalia térmica sob a litosfera ou a ação de uma tectônica distensional regional. Em qualquer dos casos o processo envolvido não tem relação direta com o evento orogênico predecessor e não pode ser distinguido de eventos distensionais anorogênicos intraplaca.

### **VI.3. Rift cambriano e sinéclise ordoviciana**

A idade supostamente ordoviciana do Grupo Guaritas (Hartmann *et al.* 1998) levou Fragoso-Cesar *et al.* (1998, 1999) a especular sobre uma possível relação entre a distensão



formadora do *Rift* Guaritas e a origem da Bacia do Paraná. Apesar da ausência de maiores evidências, essa possibilidade tornou-se popular e foi repetida por diversos autores (e.g. Lopes *et al.* 1999, Chemale Jr. 2002, Paim *et al.* 2002). Tal hipótese motivou a comparação entre os depósitos do Grupo Guaritas, descritos no capítulo III do presente volume, e a sucessão ordoviciana da base da Bacia do Paraná no Paraguai Oriental (Grupo Caacupé, capítulo V do presente volume). No entanto, datação da Suíte Intrusiva Rodeio Velho (capítulo IV do presente volume) coloca o Grupo Guaritas no Eocambriano, refutando uma relação com o Grupo Caacupé, de idade neo-ordoviciana (Assine 1996, Pereira 2000).

Apesar dessa diferença de idade, uma leitura da bibliografia sugere semelhanças entre as unidades, pois diversos autores especulam uma origem para a Sequência Ordoviciana da Bacia do Paraná (Grupo Caacupé do Paraguai e Formação Alto Garças no Brasil) semelhante aos modelos propostos para o Grupo Guaritas, ou seja, bacias limitadas por falhas formadas em contextos distensionais ou transtrativos. Alguns desses autores sugerem a possibilidade de relação entre a formação dos supostos grábens ordoviciano-silurianos e a origem dos ciclos subsequentes da Bacia do Paraná, do tipo sinéclise (e.g. Zalán *et al.* 1991, Teixeira 2001). Outros autores negam tal possibilidade (e.g. Miliani 1997, Milani & Ramos 1998, Milani 2004), argumentando que o intervalo de tempo entre o fim do ciclo ordoviciano-siluriano de subsidência e o início do ciclo devoniano da Bacia do Paraná impede a aplicação de um modelo de subsidência mecânica seguida por subsidência termal, conforme McKenzie (1978).

O reconhecimento de falhas normais afetando a sucessão ordoviciana-siluriana da Bacia do Paraná em perfis sísmicos (Teixeira 2001) reforçou a idéia de grábens anteriores à sinéclise devoniana, porém as fácies atribuídas a leques aluviais na área aflorante (Pereira 2000) são reinterpretadas como depósitos de planícies fluviais no capítulo V do presente volume, que caracteriza o ambiente do Grupo Caacupé como uma costa transgressiva de uma grande bacia aberta para oeste, confirmando as interpretações de Bigarella & Comte (1969), Assine (1996) e Assine *et al.* (1998).

Assim, dada a ausência de fácies relacionadas a limites tectônicos ativos durante a deposição do Grupo Caacupé, as estruturas limitadas por falhas observadas em seções sísmicas (Teixeira 2001) devem estar relacionadas a uma tectônica pós-sedimentar ou a grábens mais antigos, talvez correspondentes ao sistema de bacias ediacaranas a cambrianas aflorantes na Província Mantiqueira.

A caracterização do ciclo ordoviciano-siluriano da Bacia do Paraná como relacionado a uma subsidência de grande área em bacia do tipo sinéclise (capítulo V do presente volume) e a possibilidade de interpretação dos grábens pré-sinéclise, observados em seções sísmicas, como uma extensão das bacias distensionais do Estádio de Transição poderiam sugerir a confirmação

da hipótese de relação entre a distensão formadora do *Rift* Guaritas e a origem da Bacia do Paraná (Fragoso-Cesar *et al.* 1998). Entretanto, o intervalo de tempo entre os dois eventos, de cerca de 80 milhões de anos (do Eocambriano ao Neo-Ordoviciano), contraria o modelo de subsidência mecânica seguido por subsidência termal.

Desta forma, a argumentação de Milani (2004) para um mecanismo de subsidência diverso da subsidência termal para os depósitos pós-silurianos da Bacia do Paraná pode ser aplicada desde o Ordoviciano. A relação temporal entre eventos orogênicos na margem proto-andina e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná levou Assine (1996), Milani (1997) e Milani & Ramos (1998) a considerarem uma relação causal, em um modelo de subsidência flexural do antepaís durante os episódios orogênicos. Tal modelo, entretanto, considera uma distância de subsidência flexural a partir da área de sobrecarga da ordem de 2.000 km para os ciclos devoniano e carbonífero-permiano da Bacia do Paraná, exigindo uma rigidez crustal muito maior que valores utilizados em modelos físicos, que implicam em distâncias máximas de subsidência flexural da ordem de 200 a 300 km (*e.g.* Beaumont 1981, ver revisão em Miall 2000).

Um mecanismo plausível para a subsidência de grandes áreas no interior de placas foi proposto para as sucessões cratônicas da América do Norte (Mitrovica *et al.* 1989, Burgess & Gurnis 1995, Burgess *et al.* 1997) e Austrália (Gallagher *et al.* 1994). Tal mecanismo considera o efeito que a subducção de placas oceânicas sob porções continentais da placa adjacente tem na circulação convectiva e na distribuição de calor na astenosfera, que resulta em uma astenosfera mais fria e com fluxo descendente sob grandes áreas continentais e, conseqüentemente, em subsidência crustal por efeitos de topografia dinâmica (Gurnis 1988, 1990, 1992, Mitrovica *et al.* 1989, Burgess & Gurnis 1995, Burgess *et al.* 1997, Burgess & Moresi 1999), gerando bacias intracratônicas.

Ressalvas quanto ao potencial de preservação de tais sucessões geradas pelo mecanismo de topografia dinâmica baseiam-se na reversibilidade do processo, que resulta em soerguimento e erosão da maior parte da sucessão previamente depositada após o término da subducção e normalização das condições astenosféricas. Apesar dessas ressalvas, o mecanismo, em conjunto com fatores eustáticos, de suprimento sedimentar ou de interação com outros mecanismos de subsidência, é considerado o mais plausível para a formação de sinéclises intracratônicas (Mitrovica *et al.* 1989, Gallagher *et al.* 1994, Burgess & Gurnis 1995, Burgess *et al.* 1997, Burgess & Moresi 1999).

A confirmação do mecanismo de topografia dinâmica como causa dos ciclos de subsidência paleozóicos da Bacia do Paraná passaria por uma melhor resolução das idades, tanto dos ciclos deposicionais quanto dos eventos de subducção da margem proto-andina, e pela

elaboração de modelos numéricos simulando as condições físicas da porção oeste do Gondwana durante tais eventos.

Desta forma, propõe-se que o intervalo entre o Eocambriano e Neo-Ordoviciano marque o fim dos processos distensionais registrados nas bacias da Província Mantiqueira e o início dos ciclos de subsidência do tipo sinéclise, sendo o primeiro aflorante na borda oeste da bacia. Assim, os processos do Estádio de Transição, considerados como cambro-ordovicianos na proposta original (Almeida 1969), não ultrapassam o Mesocambriano, e o controle da margem proto-andina nos ciclos de subsidência de grandes áreas no paleozóico inicia-se já no Neo-Ordoviciano.

## VII. CONCLUSÕES

O registro dos eventos tectônicos do Ediacarano ao Ordoviciano, presente nas sucessões sedimentares e vulcano-sedimentares do sudeste e centro da América do Sul, foi analisado através do estudo dos exemplos da Bacia do Camaquã (Ediacarano a Eocambriano do Rio Grande do Sul) e do Grupo Caacupé (Neo-Ordoviciano do Paraguai Oriental). Diversos métodos de investigação geológica foram utilizados, incluindo análises de fácies e sistemas deposicionais, identificação e interpretação de ciclos e superfícies estratigráficas, análises estratigráficas de paleocorrentes e proveniência macro e microscópica, identificação de assembléias de icnofósseis, análise de paleocampos de tensão em estruturas tectônicas rúpteis e análise geocronológica, com o objetivo de reconhecer os padrões de resposta sedimentar a eventos tectônicos e de caracterizar o mecanismo gerador e o estilo de preenchimento de bacias do intervalo entre o fim dos eventos orogênicos do Ciclo Brasileiro e o estabelecimento das sinéclises cratônicas paleozóicas da América do Sul.

A Bacia do Camaquã é compartimentada em três sub-bacias, designadas Sub-Bacia Camaquã Ocidental, Central e Oriental, contendo os depósitos do Supergrupo Camaquã, dividido em cinco unidades litoestratigráficas: os grupos Maricá e Bom Jardim, a Formação Acampamento Velho e os grupos Santa Bárbara e Guaritas. Na presente tese, foram realizadas análises estratigráficas voltadas ao reconhecimento de influências de tectônica ativa na área tipo do Grupo Santa Bárbara, na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, e no Grupo Guaritas, preservado na Sub-Bacia Camaquã Central.

Os estudos do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano da Bacia do Camaquã, RS) em sua área-tipo, apresentados no capítulo II, levaram à definição de cinco formações que compõem o grupo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, denominadas Estância Santa Fé, Seival, Serra dos Lanceiros, Arroio Umbu e Pedra do Segredo. Análises de fácies, elementos arquiteturais, paleocorrentes e proveniência macro e microscópica levaram à caracterização de depósitos de leques aluviais, de rios efêmeros distais e de sistemas fluviais entrelaçados, além de depósitos lacustres, e permitiram reconhecer a influência de controles tectônicos nas variações de sistemas deposicionais de grande escala (centenas de metros). O principal desses eventos foi responsável pelo soerguimento do Alto de Caçapava do Sul, que separa as sub-bacias Camaquã Ocidental e Central, provavelmente relacionado à colocação do *Stock* Granítico de Caçapava do Sul.

Análise de proveniência macro e microscópica em diferentes níveis estratigráficos e localidades indica o soerguimento do alto simultaneamente à subsidência da bacia e revela o caráter predominantemente normal da falha que limita a bacia do alto, caracterizado pela variação lateral da proveniência nos níveis superiores do Grupo Santa Bárbara. O nível



estratigráfico equivalente ao início da contribuição detrítica do Alto de Caçapava do Sul corresponde à base do primeiro intervalo conglomerático da Formação Serra dos Lanceiros, no qual também o padrão de paleocorrentes sofre modificação, com início de uma componente de transporte para oeste. Essa constatação contraria a previsão de coincidência entre a superfície de inundação da base da Formação Arroio Umbu e o evento de reativação da falha de borda, baseada no modelo de Blair & Bilodeau (1988). Duas hipóteses são sugeridas para explicar a progradação simultânea ao soerguimento do alto: (i) esse soerguimento afetou, inicialmente, uma área maior que a área limitada pela falha rúptil dos estágios posteriores, causando diminuição da taxa de subsidência da bacia, de forma contrária ao modelo de Blair & Bilodeau (1988) que prevê aumento da subsidência durante o soerguimento de altos; (ii) os estágios iniciais de soerguimento foram acompanhados por um aumento do aporte sedimentar, seja pela erosão de sedimentos inconsolidados previamente depositados sobre a área soerguida, seja por captura do sistema de drenagem alimentador de toda a bacia para a área menor da então isolada Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

As duas hipóteses sugeridas consideram as particularidades de um evento de soerguimento de alto interno a uma bacia distensional, contrastando com modelos de resposta sedimentar à reativação de altos adjacentes encontrados na bibliografia.

O Grupo Guaritas, discutido no capítulo III, foi dividido em seis formações: Guarda Velha, Varzinha, Pedra da Arara, Pedra Pintada, Pedra das Torrinhas (lateralmente correlata às três últimas) e Serra do Apertado. A análise de fácies e elementos arquiteturais levou à interpretação de sistemas eólicos com influência fluvial para as formações Pedra da Arara e Pedra Pintada (a primeira com paleoventos para SSW e a segunda para NNE), sistemas fluviais efêmeros com paleotransporte para SW para as formações Guarda Velha, Varzinha e Serra do Apertado e sistemas e leques aluviais transversais à bacia para a Formação Pedra das Torrinhas.

O mapeamento preliminar do Grupo Guaritas e a correlação entre seções colunares de detalhe em diferentes áreas da bacia levou ao reconhecimento de superfícies estratigráficas regionais que marcam modificações expressivas nos sistemas deposicionais. A primeira dessas superfícies (S1) reflete o início do ciclo de subsidência responsável pela formação do Grupo Guaritas e é caracterizada por uma discordância angular com depósitos anteriores do Supergrupo Camaquã. As superfícies S2 e S3 são interpretadas como o resultado de dois eventos maiores de reativação tectônica da falha de borda da bacia e caracterizam-se pela sobreposição de depósitos de sistemas fluviais efêmeros distais, dominados por planícies de inundação, sobre sistemas proximais. O estabelecimento da sucessão predominantemente eólica do Grupo Guaritas sobre as sucessões de rios efêmeros é marcada pela superfície S4, interpretada como resultado de um processo climático, com aumento da aridez. Eventos de

expansão e recuo do campo de dunas são marcados por superfícies designadas S4a a S4d, também de origem climática, sendo a superfície S4b, que limita as formações Pedra da Arara e Pedra Pintada, caracterizada pela inversão dos paleoventos e desenvolvimento de um pavimento de deflação. A última superfície de abrangência regional (S5) é uma discordância erosiva que é sobreposta pela Formação Serra do Apertado e representa um intervalo de tempo sem registro sedimentar após o qual as condições climáticas e a relação entre taxas de subsidência e de aporte sedimentar voltaram a ser semelhantes àquelas da Formação Guarda Velha.

A presença de depósitos de leques aluviais, reunidos na Formação Pedra das Torrinhas, principalmente junto à borda leste da bacia, no intervalo de tempo da Formação Varzinha à Formação Pedra Pintada indica a contínua atividade dessa falha durante o desenvolvimento da bacia, sendo interpretada como a falha mestra de um hemi-gráben. A geometria da bacia, distribuição espacial dos sistemas deposicionais (marcada por depósitos de leques aluviais junto às falhas de borda e depósitos eólicos ou fluviais axiais nas porções centrais) e a evolução interpretada das taxas de subsidência corroboram a hipótese de uma bacia distensional.

De forma diversa do modelo de resposta sedimentar à reativação tectônica e soerguimento do Alto de Caçapava do Sul, apresentado no capítulo II, os eventos de reativação sugeridos pela análise estratigráfica do Grupo Guaritas relacionam-se a períodos de aumento da atividade da falha mestra (zona de falhas das Encantadas), sem o desenvolvimento de um alto interno à bacia. Desta forma, aplica-se o modelo de correspondência entre superfícies de inundação e eventos de aumento da taxa de subsidência por reativação tectônica, com soerguimento associado dos altos marginais à bacia.

A análise de paleocampos de esforços do Supergrupo Camaquã e unidades fanerozóicas sobrepostas apresentada no capítulo IV revelou seis eventos de tectônica rúptil principais, responsáveis pela grande quantidade de falhas normais, oblíquas e transcorrentes encontradas na região. Tais eventos causaram a reativação das estruturas pré-existentes do embasamento, predominantemente com direções NNE e WNW, e apresentam uma evolução relacionável aos grandes eventos geotectônicos regionais.

Os eventos de tectônica formadora da bacia apresentam caráter distensional, com  $\sigma^3$  aproximadamente ENE para o Grupo Bom Jardim (600 a 580 Ma), e eventos distensivos recorrentes, com  $\sigma^3$  no quadrante NW, para as unidades superiores do Supergrupo Camaquã, incluindo a Formação Acampamento Velho (~575 Ma), o Grupo Santa Bárbara (~550 a ~545 Ma) e o Grupo Guaritas (~535 Ma), além da Suíte Intrusiva Rodeio Velho, cuja idade de  $535,2 \pm 1,1$  foi obtida em amostra de rocha total em basalto fanerítico fino pelo método Ar-Ar (*step heating*).

Além desses eventos relacionados à origem da bacia, foram reconhecidos quatro eventos

tectônicos deformadores, sendo um distensivo e três associados a estruturas compressivas, incluindo falhas transcorrentes e raras falhas reversas, sem relação com a origem da bacia. O primeiro evento de tectônica deformadora ocorreu ao tempo da discordância entre os grupos Santa Bárbara e Guaritas, e portanto no fim do Ediacarano ou no Eocambriano, caracterizado por um conjunto de falhas transcorrentes e oblíquas formadas por compressão no quadrante NE. O segundo evento de deformação, de maior intensidade, é caracterizado por uma compressão de direção NW, responsável pelas grandes falhas transcorrentes e oblíquas que limitam as atuais sub-bacias da Bacia do Camaquã. Tal evento afeta o Grupo Guaritas e a Suíte Intrusiva Rodeio Velho, porém não as unidades da Bacia do Paraná, e portanto ocorreu entre 535 Ma e o Permiano. Sugere-se uma relação com esforços compressivos da colisão de Gondwana Oriental, ocorrida a aproximadamente 530 Ma e com direção compatível. Possivelmente este evento foi o responsável pelo fim da subsidência da Bacia do Camaquã.

Um terceiro evento de deformação, caracterizado como uma compressão de direção NE de menor magnitude que a primeira, gerou falhas transcorrentes em depósitos inferiores do Grupo Rosário do Sul e unidades mais antigas, possivelmente formando também as dobras abertas de eixo E-W presentes nos grupos Guaritas e Santa Bárbara e nas exposições do Grupo Itararé sobre a Bacia do Camaquã. O quarto evento de deformação refere-se a falhas normais e oblíquas geradas por uma distensão NE-SW, presentes em todas as unidades estudadas, desde as sucessões do Supergrupo Camaquã e granitos associados, até as unidades paleozóicas e mesozóicas. Diques alcalinos do Cretáceo, relacionados à reativação das Falhas WNW, são compatíveis com uma distensão de mesma direção. Desta forma, a distensão reconhecida é pós-triássica e pode ter uma origem relacionada ao magmatismo da Formação Serra Geral (Eocretáceo), às intrusões alcalinas neocretáceas ou ser um registro de ambos eventos.

O reconhecimento de esforços distensivos ligados à tectônica formadora da Bacia do Camaquã (Cap. IV), a caracterização do caráter normal da falha reativada pelo evento de soerguimento do Alto de Caçapava do Sul (Cap. II) e da falha mestra do Grupo Guaritas (Cap. III) e a distribuição espacial dos sistemas deposicionais das unidades do Supergrupo Camaquã, discutidas nos capítulos II e III e na bibliografia sobre a bacia, implicam um contexto de bacia tipo *rift*, posterior aos eventos orogênicos do Ciclo Brasileiro.

Embora hajam modelos de distensão pós-colisional por colapso orogênico para a Província Mantiqueira, discutidos no capítulo VII, a preservação de espessas sucessões em bacias distensionais, como a Bacia do Camaquã, não pode ser atribuída a colapso distensional sin-orogênico (como no Tibete) devido a suas grandes espessuras e ao pequeno potencial de preservação de bacias geradas em tais condições. Por outro lado, mecanismos pós-orogênicos de distensão, como os atuantes na Cordilheira Norte Americana, capazes de gerar e preservar

bacias de grandes espessuras, envolvem ascensão astenosférica causadora de distensão em toda a litosfera, que pode não ter vínculo direto com o espessamento crustal prévio. Assim sugere-se que a distensão causadora da subsidência e do magmatismo relacionado à Bacia do Camaquã teve caráter regional e desvinculado da orogênese predecessora.

Os dados geocronológicos disponíveis das diversas ocorrências de bacias ediacaranas a eocambrianas da Província Mantiqueira, apresentados no capítulo VII, confirmam a suposição de Almeida (1969) de que as bacias menores representam sucessões equivalentes a partes da Bacia do Camaquã, que preserva o registro mais completo do Estádio de Transição. Assim, sugere-se que a simultaneidade da deposição e a grande semelhança entre as unidades aflorantes nessas diversas bacias sejam consequência de deposição em um grande sistema contínuo, posteriormente fragmentado em registros isolados por eventos tectônicos deformadores.

A hipótese vigente de que o Grupo Caacupé (Neo-Ordoviciano, Paraguai Oriental) teria sido formado em uma bacia distensional ou transtrativa motivou uma análise comparativa com os depósitos do Supergrupo Camaquã. O capítulo V baseia-se em levantamentos geológicos realizados nas principais exposições do Grupo Caacupé na região central do Paraguai Oriental, que levaram à revisão da litoestratigrafia da unidade, bem como à interpretação de seus sistemas deposicionais e do significado tectônico de seus depósitos. Sugere-se que seja retomada a designação prioritária Formação Piribebui (Harrington 1950) para a sucessão arenosa, que fora abandonada sem justificativa válida. Para a sucessão basal, conglomerática, do Grupo Caacupé, mantém-se a designação Formação Paraguari (Harrington 1950, 1972).

A análise de fácies sedimentares levou à caracterização de um sistema deposicional fluvial de rios entrelaçados distais para a Formação Paraguari. Para a sucessão arenítica sobreposta (Formação Piribebui), confirmou-se a interpretação de um sistema deposicional costeiro (Bigarella & Comte 1969, Milani 1997), porém com a caracterização de amplo domínio de fácies de infra-maré, anteriormente não reconhecidas, e ocorrência local de tempestitos e depósitos de pós-praia com dunas eólicas. A identificação de icnofósseis, predominantemente da icnofácies *cruziana*, serviu de complemento às interpretações dos ambientes deposicionais, confirmando o caráter costeiro da sucessão arenosa e auxiliando a identificação dos processos deposicionais. Foram coletados e registrados diversos espécimes, identificados como pertencentes aos icnogêneros *Cruziana*, *Monomorphichinus*, *Rhizocorallium*, *Rusophycus*, *Skolithos* e *Thalassinoides*.

As paleocorrentes fluviais da Formação Paraguari, com vetor médio para oeste, em conjunto com os dados de paleofluxo para noroeste da Formação Piribebui, interpretados como correntes de maré vazante, corroboram a hipótese de Bigarella e Comte (1969) de inexistência do alto estrutural que hoje limita a bacia a oeste e sugerem uma conexão marinha nesse quadrante. Não



foram reconhecidas, nos depósitos aluviais da Formação Paraguari, características que possam levar a uma interpretação de sistema de leques aluviais, pois ocorrem apenas fácies de correntes trativas canalizadas, sem fácies de fluxo de detritos ou enchentes em lençol, e não há contribuição clástica proximal, predominando seixos arredondados de quartzo de veio. Assim, não há evidências de campo que suportem a suposição de escarpas tectônicas proximais limitando a bacia. Desta forma, a paleogeografia interpretada para a Formação Paraguari é a de uma planície de rios entrelaçados relacionada a uma ampla área de drenagem em uma bacia do tipo sinéclise.

Sugere-se um mecanismo de subsidência por topografia dinâmica para os eventos de subsidência paleozóicos do tipo sinéclise na Bacia do Paraná (Cap. VII). Tal mecanismo considera o efeito que a subducção de placas oceânicas sob porções continentais da placa adjacente tem na circulação convectiva e na distribuição de calor na astenosfera, que resulta em uma astenosfera mais fria e com fluxo descendente sob grandes áreas continentais e, conseqüentemente, em subsidência crustal por efeitos de topografia dinâmica, gerando bacias intracratônicas.

A possibilidade de relação entre a distensão formadora do Grupo Guaritas e a origem da Bacia do Paraná é improvável devido à idade eocambriana deste grupo e à ausência de depósitos da Bacia do Paraná anteriores ao Permiano na região, implicando em um adiamento de cerca de 240 milhões de anos da fase de subsidência termal em relação à de subsidência tectônica, incompatível com o modelo de McKenzie (1978).

Desta forma, propõe-se que o intervalo entre o Eocambriano e Neo-Ordoviciano marque o fim dos processos distensionais registrados nas bacias da Província Mantiqueira e o início dos ciclos de subsidência do tipo sinéclise, sendo o primeiro aflorante na borda oeste da bacia. Assim, os processos do Estádio de Transição, considerados como cambro-ordovicianos na proposta original (Almeida 1969), não ultrapassam o Mesocambriano, e o controle da margem proto-andina nos ciclos de subsidência de grandes áreas no paleozóico inicia-se já no Neo-Ordoviciano.

## VIII. BIBLIOGRAFIA

- ABEM Instruments. 1998. *Geoelectrical Imaging 2D & 3D – RES2DINV, ver. 3.3 for Windows 3.1, 95 and NT. Rapid 2D Resistivity & IP inversion using the least-squares method.* By M. H. Loke. ABEM Instruments, Bromma, Sweden. (Paginação irregular).
- Almeida D.P.M., Lopes R.C., Lima L., Gomes C.H. 1999. Resultados preliminares do estudo petrográfico e geoquímicos das rochas pertencentes ao Mb. Rodeio Velho (Ordoviciano) – Bacia do Camaquã – RS/Brasil. *In: I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, Boletim de resumos*, p.15.
- 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., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews*, **17**:1-21.
- Almeida R.P. 2001. *Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental, RS.* Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 160 p.
- Angelier J. 1994. Fault slip analysis & paleostress reconstruction. *In: P.L. Hancock (ed.): Continental Deformation.* Oxford, Pergamon Press, 53-100.
- 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. *Bulletin de la Societe Géologique de France*, **11**: 729-737.
- Armijo R., Tapponnier P., Mercier J.L., Han T.L. 1986. Quaternary extension in Southern Tibet: field observations and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, **91**:13803-13872.
- Assine M.L. 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, 207 p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Assine M.L. 2001. O ciclo Ordoviciano/Siluriano na Bacia do Paraná e correlação em outras bacias Gondwânicas. *In: J.H. Melo & G.J.G. Terra (eds) Correlação de Seqüências paleozóicas sul-americanas.* Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES, Série Ciência-Técnica-Petróleo - Seção Exploração de Petróleo **20**:9-17.
- Assine M. L., Soares, P. C., Milani E. J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**(2):77-89.
- Assine M. L., Perinotto J. A., Alvarenga C. J. S., Petri S. 1998. Arquitetura estratigráfica, tratos deposicionais e paleogeografia da Bacia do Paraná (Brasil) no neo-ordoviciano/eo-siluriano. *Revista Brasileira de Geociências* **28**(1):61-76.
- 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.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Cordani U.G., Sato K., Lima P.S. 1999. The Magmatism of the Itajaí Basin, SC, Southern Brazil, and its importance to define the Proterozoic-Phanerozoic limit. II South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, Argentine, *Actas* p.287-290.
- Basei M.A.S. Siga Jr. O. Marquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi F.P. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of South America.* Rio de Janeiro. p.311-334.
- Basei M.A.S., Kawashita K., Siga Jr. O. 1987. Idade, características litoestratigráficas e estruturais do Grupo Itajaí. *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba, SBG/Núcleo Paraná, *Atas* **1**: 93-106.
- Beaumont C. 1981. Foreland Basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **65**:291-329.
- 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 brasileiras, São Leopoldo, Boletim de Resumos Expandidos.* 1-5.
- Becker R. & Fernandes L.A.D. 1982. Caracterização faciológica de uma seqüência vulcano-sedimentar 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.
- Bettencourt J.S. 1972. *A mina de cobre do Camaquã, RS.* Tese de doutorado, IG-USP, São Paulo, SP. 176p. (inédito).
- Bigarella J.J., Comte D. 1969. O Grupo Caacupé e sua importância na paleogeografia do Siluriano Sul-americano. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* **18**(1):31-37.
- Billings E. 1862. New species of fossil from different parts of Lower, Middle and Upper Silurian rocks of Canada. *In: Paleozoic Fossils*, Vol. 1. Geological Survey of Canada.
- Blair T.C. 1999<sup>a</sup>. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Amil Spring Canyon Alluvial Fan, death Valley, california. *Sedimentology*. **46**: 913-940.
- Blair T.C. 1999<sup>b</sup>. Cause of dominance by sheetflood vs. Debris flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*. **46**: 1015-1028.

- Blair T. & Bilodeau W. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, **16**: 517-520
- Blair T.C. & McPherson J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, **64**(3): 450-489.
- Blisniuk P.M., Hacker B.R., Glodny J., Ratschbacher L., Bi S., Wu Z., McWilliams M.O., Calvert A., Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago, *Nature*, **412**:628-632.
- Bonacim E.A., Moro R.P.X., Soares, P.C. 1994. Tectônica da bacia ordoviciana de Castro, Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **42**:59-72.
- Borba A.W. & Mizusaki A.M.P. 2002. Significado tectônico dos depósitos de leques aluviais da Formação Santa Bárbara (Eo-Paleozóico) na região de Caçapava do Sul (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, **29**:31-41.
- Borba A.W. & Mizusaki A.M.P. 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:365-380.
- Borba A.W., Mizusaki A.M.P., Silva D.R.A., Kawashita K. 2003. Razões isotópicas  $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ ,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  e  $143\text{Nd}/144\text{Nd}$  como traçadores da proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: exemplos no Grupo Camaquã (Proterozóico inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, **30**(2):39-50.
- Borba A.W., Vignol-Lelarge M.L.M., Mizusaki A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences* **15**:683-692.
- 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.). *Paleozoico Inferior de Ibero-America*. Madrid, Universidad de Extremadura, p. 343-356.
- Bossi J. & Campal N. 2003. Estratigrafia del basamento predevonico de Uruguay: terrenos tectono-estratigráficos y geocronologia. In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, *Anais*, p.43-50.
- Brito Neves B.B, Campos Neto M., Fuck R. 1999. From Rodinia to Eastern Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes* **22**:155-166.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.
- Bromley M.H. 1991. Variations in fluvial style as revealed by architectural elements, Kayenta Formation, Mesa Creek, Colorado, USA: Evidence for both ephemeral and perennial fluvial processes. In: A.D Miall. & N. Tyler (eds.) *The Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implication for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3, pp.:94-102.
- Brookfield M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24**:303-332.
- Bueno R.F. 2003. *Processos e produtos da interação entre paleossistemas deposicionais eólicos e aluviais da Formação Guaritas na região da Pedra Pintada, Eopaleozóico do Rio Grande do Sul*. Monografia de trabalho de formatura (TF2003/45), 51p.
- Burgess P.M. & Gurnis M. 1995. Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **136**:647-663.
- Burgess P.M., Gurnis M., Moresi L. 1997. Formation of Sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes. *Geological Society of America Bulletin*, **108**:1515-1535.
- Burgess P.M. & Moresi L.M. 1999. Modelling rates and distribution of subsidence due to dynamic topography over subducting slabs: is it possible to identify dynamic topography from ancient strata? *Basin Research*, **11**:305-314.
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1994. A carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana. In: SBG, XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriu, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:50-51.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana – an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.335-365.
- Campo Neto M.C. & Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **8**, 143-162.
- Capuzzo N. & Wetzel A. 2004. Facies and basin architecture of the Late Carboniferous Salvan-Dorénaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). *Sedimentology* **51**:675-697.
- Carvalho P.F. 1929. Reconhecimento geológico efectuado no município de Caçapava, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Relatório 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.
- Castle 2001. Appalachian basin stratigraphic response to convergent-margin structural evolution. *Basin Research* **13**: 397-418

- Chemale Jr. F. 2002. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS. p.13-52.
- Citroni S.B. 1993. *Ambientes deposicionais e significado geotectônico da sedimentação do Grupo Itajaí - SC*. São Paulo, SP. São Paulo, IGc-USP, Dissertação de Mestrado.
- Clemmensen L.D., Olsen H., Blakey R.C. 1989. Erg-magm deposits in the Lower Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, southern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:759-773.
- Cogan M.J., Nelson K.D., Kidd W.S.F., Wu Changde, Project INDEPTH Team. 1998. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from reflection analysis of Project INDEPTH common midpoint data. *Tectonics* **17**:46-61.
- Coney P.J. & Harms T.A. 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, **12**:550-554.
- Cordani U.G., Basei M.A.S., Siga Jr.O., Nutman, A. 1999. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**:835.
- Crimes T.P. 1970. Trilobite tracks and other trace fossils from the Upper Cambrian of North Wales. *Geological Journal* **7**:47-68.
- Dardene A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A., *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 231-263.
- Davis W.M. 1902. Base-level, grade and paneplain. *Journal of Geology*, **10**:77-111.
- DeGraff J.M. 1985. Late mesozoic crustal extension and rifting on the western edge of the Paraná Basin, Paraguay. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **17**:560.
- Delvaux D. & Sperner B. 2003. Stress tensor inversion from fault kinematics indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: D. Nieuwland (ed.). *New insights into structural interpretation and modelling*. Geological Society of London Special Publication 212. 75-100.
- De Raaf J.F.M., Boersma J.R., Van Gelder A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland, *Sedimentology* **4**:1-52.
- De Ros L.F., Morad S., Paim P.S.G. 1994. The hole of detrital composition on the diagenetic evolution of continental molasses: evidences from the Cambro-Ordovician Gauritas Sequence, southern Brasil. *Sedimentary Geology* **92**: 197-228.
- Dewey J.F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**:1123-1139.
- Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**, 695-707.
- Dilek Y. & Moores E. 1999. A Tibetan model for the early Tertiary western United States. *Journal of the Geological Society*, **156**:929-941.
- Eckel E.B. 1959. Geology and Mineral Resources of Paraguay - A Reconnaissance. *U.S. Geological Survey Professional Papers* 327.1-110.
- Ehrenberg C.G. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift* **23**:354-359.
- Faccini U.F. & Paim P.S.G. 2001. Estratigrafia de Sequências em depósitos continentais. In: H.J.P. Severiano Ribeiro (ed.) *Estratigrafia de Sequências - Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, pp.:341-389.
- Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso Cesar A.R.S. 1987. Análise faciológica das molassas brasileiras 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*. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, SP, 182 p (inédito).
- Fambrini G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, SP. 264p.
- 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. 1984. *Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução*. Dissertação de Mestrado, UFRGS, Porto Alegre, RS, 105 p. (inédito).
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, SP, 366 p. (inédito).
- Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., Fambrini G.L., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: SBG, I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS, *Anais*.
- 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 Brasileiro 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., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Nogueira A.C.R., Riccomini C., Machado R. 2000. 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., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., Machado R., Nogueira A.C.R., Saes G.S. -2000<sup>b</sup>. 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., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Machado R. 2001. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III – Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. *Revista Brasileira de Geociências* **31**(2):155-162.
- 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., 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 (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, *Boletim de resumos*, p.16.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Saes G.S., Machado R., Ribeiro de Almeida T.I. 1998. O Grupo Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul): testemunho do primeiro evento deposicional da Bacia do Paraná? *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**:690.
- Fragoso Cesar A.R.S., Wernick E., Soliani Jr. E. 1982<sup>a</sup>. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. *Anais*.1:1-12.
- Fragoso Cesar A.R.S., Wernick E., Soliani Jr. E. 1982<sup>b</sup>. 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.
- Frimmel H.E. & Frank K.W. 1998. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia/South Africa. *Precambrian Research* **90**:1-28.
- Fryberger S.G. & Schenk C. J. 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. In: P. Hesp & Fryberger S.G. (eds): *Eolian Sediments. Sedimentary Geology* **55**:1-15.
- Fürsich F.T. 1974. Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Paläontologische Zeitschrift* **48**:16-28.
- Gallagher K., Dumitru T.A., Gleadow A.J.W. 1994. Constraints on the vertical motion of eastern Australia during the Mesozoic. *Basin Research*, **6**:77-94.
- Gawthorpe R.L., Leeder M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* **12**:195-218.
- Gazzi P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell Apennino Modenese; correlazione con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrografica Acta* **12**. 69-97.
- 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.
- Graham S.A., Tolson R.B., DeCelles, R.V., Ingersoll R.V., Bargar E., Caldwell M., Cavazza W., Edwards D.P., Follo M.F., Handschy J.F., Lemke L., Moxon I., Rice R., Smith G.A., White J. 1986. Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. In: ALLEN, P.A.; HOMEWOOD, P. (eds.) *Foreland Basins*. p. 425-436 (International Association of Sedimentologists Special Publication n. 8).
- Gray J., Boucot A.J.T., Grahn Y., Himes G. 1992. A new record of early Silurian land plant spores from Paraná Basin, Paraguay (Malvinokaffric Realm). *Geological Magazine* **12**(6):741-752.
- Garziona C.N., DeCelles P.G., Hodkinson D.G., Ojha T.P., Upetri B.N. 2003. East-west extension and Miocene environmental change in the southern Tibetan plateau: Thakkhola graben, central Nepal. *Geological Society of America Bulletin* **115**:3-20.
- 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.
- Gurnis M. 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, **332**:695-699.
- Gurnis M. 1990. Bounds on global dynamic topography from Phanerozoic flooding of continental platforms. *Nature*, **344**:754-756.
- Gurnis M. 1992. Long-term controls on eustatic and epeirogenic motions by mantle convection. *GSA Today*, **2**:141-157.
- Haldemann S.S.1840. *Supplement to number one of "A monograph of the Limniades , and other fresh-water*

- involve shells of North America", containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in *Paludina* and *Anculosa*. 3 p. Philadelphia.
- Hall J. 1852. *Palaeontology of New York. Volume I. Containing Descriptions of the Organic Remains of the Lower Devonian System (Equivalent in Part to the Middle Silurian Rocks of Europe)*. 362 p. Benthuyssen, Albany, N.Y.
- Harrington, H.J. 1950. *Geología del Paraguay Oriental*. Contribuciones Científicas. Serie E: Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 82 p.
- Harrington, H.J. 1956. Paraguai. In: Jenks (ed.). *Handbook of South America Geology. Geological Society of America Memoir*, 65:99-114.
- Harrington, H.J. 1972. Silurian of Paraguay. In: Berry, W.B.N., Boucot A.J. (eds). *Correlation of South American Silurian Rocks Special Publication of the Geological Society of America* 143:41-50.
- Harry D.L., Sawyer D.S., Leeman W.P. 1993. The mechanics of continental extension in western North America: implications for the magmatic and structural evolution of the Great Basin. *Earth and Planetary Sciences Letters* 117:59-71.
- Hartley A.J. 1993. Sedimentological response of alluvial systems to source area tectonism: the Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. In: M. Marzo & C. Puigdefábregas (eds.), *Alluvial Sedimentation, Interantional Association of Sedimentologists Special Publication 17*, p.489-500.
- Hartmann L.A., Porcher C.C., Remus M.V.D. 2002. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS. p.79-118.
- 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 Geología* 277-281.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca. p.203-234.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1985. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:249-266.
- Heller P.L., Angevine C.L., Winslow N.S., Paola C. 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16:501-504.
- Heller P. L. & Paola C. 1989. The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States Western Interior. *Geological Society of America Bulletin*, 101:864-875.
- Hunter R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24:361-387.
- Hunter R.E. 1981. Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from western interior U.S.A. In: F.G. Ethridge & R.M. Flores (eds), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration. SEMP Special Publication* 31: 315-329.
- 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. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1704-1719.
- Issler R.S. 1982. Evento geodinâmico Brasileiro – fechamento de oceano e colisão continental dos crâtons 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.
- Janasi V.A., Leite R.J., Van Schmus W.R. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:363-376.
- Janikian L. 2001. *Evolução paleoambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim, Sub-Bacia Camaquã Central, RS*. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, São Paulo, SP, 158p.
- Janikian L. 2004. *Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, IGc-USP, São Paulo, SP, 189p.
- Janikian L., Almeida R.P., Fragozo-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 33:349-362.
- 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.
- Jo H.R. 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology* 161:269-294.
- Jones C.H., Unruh J.R., Sonder L.J. 1996. The role of gravitational potential energy in active deformation in the

- southwestern United States. *Nature* **381**:37–41.
- Justo A.P. 2003. *Controles tectônicos e influência do soerguimento do Alto de Caçapava do Sul na sedimentação do Grupo Santa Bárbara (Eopaleozóico, Bacia do Camaquã, RS)*. Monografia de Trabalho de Formatura, IGe-USP, São Paulo, 78p. (inédito).
- Justo A.P. & Almeida R.P. 2004. Controles tectônicos e influência do soerguimento do Alto de Caçapava do Sul na sedimentação do Grupo Santa Bárbara (Eopaleozóico, Bacia do Camaquã). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá. *Anais*, CD-ROM, S02:348.
- Kelly S.B., Olsen H. 1993. Terminal fans – a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, **85**:339-374.
- Kocurek G. 1988. First order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* **56**:193-206.
- Kocurek G & Dott R. H. Jr. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sands. *Journal of Sedimentary Petrology* **51**(2):579-595.
- Krebs A.S.J. 1992. Modelo geométrico-cinemático para a Bacia do Itajaí na região de Gaspar Alto - Apiúna, SC. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. p.57-61.
- Krebs A.S.J., Lopes R.C., Camozzato E. 1990. Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na Folha Botuverá (SC). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **1**: 82-92. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS. p.119-132.
- Langford R.P. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part 1, Modern Systems. *Sedimentology* **36**(6):1023-1035.
- Langford R.P. & Chan M.A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part 2, Ancient Systems. *Sedimentology* **36**(6):1037-1051.
- Lavina E.L., Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragozo 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.
- 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**: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, Indústria e Comércio*, Porto Alegre, RS, v. 90, p. 1-39.
- Leite J.A.D. 1995. Datação SHRIMP U/Pb em zircões e o exemplo de dois corpos graníticos contrastantes no Escudo Sul-Riograndense. In: SBG, IV Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia/I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos*, p.5-12.
- Leite R.J. 2003. *Petrogênese e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico do Batólito Agudos Grandes (SP)*. São Paulo, Instituto de Geociências, USP, Tese de Doutorado, 218 p. (inédito).
- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1985. Geologia, petrografia e petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **20**:15-62.
- Liu M. 2001. Cenozoic extension and magmatism in the North American Cordillera: the role of gravitational collapse. *Tectonophysics* **342**:407–433.
- Liu M. & Yang Y. Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling. *Journal of Geophysical Research*, **108**: 2361-2376.
- Livaccari R.P. 1991. Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramide orogeny, western United States. *Geology*, **19**:1104–1107.
- Loke M. H. & Barker R. D. 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, **60**:1682-1690.
- Loke M. H. & Barker R. D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, **44**:131-152.
- Lopes R.C., Lima E.F., Wildner W., Camozzato E. 1996. Estruturação dos Derrames de Lava Relacionados ao Membro Rodeio Velho, RS. In: SBG, XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais* v.2. pp.113-118.
- Lopes R.C., Wildner W., Sander A., Camozzato E. 1999. Alogrupos Guaritas: aspectos gerais e considerações sobre o posicionamento do vulcanismo Rodeio Velho (encerramento do Ciclo Brasileiro ou instalação da Bacia do Paraná?). In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, Gramado – RS, *Boletim de resumos*, p.17.
- 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 Brasileiras, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 73-76.
- Mackin J.H. 1948. Concept of the graded river. *Bulletin of the Geological Society of America*, **59**:463-512.
- Mángano M.C., Buatois L.A., Aceñolaza G.F. 1996. Trace fossils and sedimentary facies from Late Cambrian – Early Ordovician tide-dominated shelf (Santa Rosita Formation, northwest Argentina): Implications for facies models of shallow marine successions. *Ichnos* **5**:53-81.
- Marotta A.M., Fernández M., Sabadini R. 1999. The onset of extension during lithospheric shortening: a two-dimensional thermomechanical model for lithospheric unroofing. *Geophysical Journal International*, **139**:98-

- Marr J.G., Swenson J.B., Paola C., Voller V.R. 2000. A two-difusion model of fluvial stratigraphy in closed depositional basins. *Basin Research*, **12**: 381-398.
- Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Lima S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology* **142**:343-370.
- Masquelin M.C. & Sánchez-Bettucci L. 1993. Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la Cuenca de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:313-322.
- Mayer G. 1954. Neue Beobachtungen an Lebensspuren aus dem unteren Hauptmuschelkalk (Trochitenkalk) von Wiasloch. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **99**:223-229.
- McCarthy P.J., Faccini U.F., Plint A.G. 1999. Evolution of an ancient coastal plain: palaeosols, interfluves and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada.
- McCarthy P.J. & Plint A.G. 1998. Recognition of interfluve sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology*, **26**:387-390.
- McKee E.D. 1966. Structures of dunes at the White Sands National Monument, New Mexico. *Sedimentology* **7**:3-69.
- McKee E.D. 1979. Introduction to a study of global sandseas. In: McKee E.D. ed. U.S. Geological Survey Professional Papers, 1052:1-19.
- McKenzie D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**:25-32.
- Meert J.G. 2001. Growing Gondwana and rethinking Rodinia: a paleomagnetic perspective. *Gondwana Research* **4**: 279-288.
- Mercier J.L., Armijo R., Tapponnier P., Carey-Gailhardis E., Han T. 1987. Change from Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, **6**:275-304.
- 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*. 2<sup>nd</sup> 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 Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology* **3**:6-12.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. 852p. Springer. Berlin.
- Miall A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. 3<sup>rd</sup> ed., New York, Springer-Verlag, 616 p.
- Miall A.D. & Arush M. 2001. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology*, **48**:971-985.
- Milani E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. São Paulo, 2 volumes (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca. p.267-279.
- Milani E.J. & Ramos V. A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Ravista Brasileira de Geociências* **28**(4):473-484.
- Milani E.J. & Thomaz Filho A. 2002. Sedimentary Basins of South America. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.389-449.
- Mitrovica J.X., Beaumont C., Jarvis G.T. 1989. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*, **8**:1079-1094.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Relation of the Tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: Application of slip-line field theory to largescale continental tectonics. *Geology*, **5**:212-216.
- Moreira M. L. C. & Borghi L. 1999. Revisão estratigráfica do intervalo Ordoviciano-Siluriano da Bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **71**:743-766.
- Moro R.P.X., Bonacim E.A., Soares P.C. 1993. Grupo Castro: conteúdo de uma bacia molássica pós-orogênica no Cambro-Ordoviciano Paranaense. *Acta Geologica Leopoldensia*, **37**:119-134.
- Moro R.P.X., Bonacim E.A., Soares P.C. 1994. Geologia da Bacia de Castro - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, **42**:43-58.
- Nardi L.V.B. & Bitencourt M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:153-169.
- Nardi L. & Lima E.F. 2002. O Magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã - RS.

- Naumann M.P., Hartmann L.A., Koppe J.C., Chemale Jr. F. 1984. Sequências 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.
- Ni J. & York J. E. 1978. Late Cenozoic tectonics of the Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 83:5377-5387.
- Nicholson H.A. 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the older Paleozoic rocks. *Geological Magazine* 10:309-310.
- Nilsen T.H. 1969. Old red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian District, western Norway. *Sedimentary Geology* 3:35-57.
- Nielsen T.H. & McLoughlin R.J. 1985. Comparison 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.
- Núñez M.E.G., Bartel W., Lahner L., Wiens F. 1998<sup>a</sup>. Mapa Geológico de la Republica de Paraguay - Hoja Paraguari. *Texto Explicativo*. Dirección de Recursos Minerales (MOPC) – Instituto Federal de Geociências y Recursos Naturales (BGR). Assunción. 42 p.
- Núñez M.E.G., Lahner L., Muff R., Wiens F. 1998<sup>b</sup>. Mapa Geológico de la Republica de Paraguay - Hoja San Jose. *Texto Explicativo*. Dirección de Recursos Minerales (MOPC) – Instituto Federal de Geociências y Recursos Naturales (BGR). Assunción. 42 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 brasileiras, mito ou realidade? In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 97-105.
- Olsen, H., 1989. Sand-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic) Utah, U.S.A.: *Sedimentary Geology*, v. 61, p. 207-221.
- d'Orbigny A. 1842. *Voyage dans l'Amérique méridionale (le Brésil, la République orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou) exécuté pendant les années 1826, 1827, 1829, 1830, 1831, 1832, et 1833*. v:6, pt. 4 (Paléontologie). Pitois-Levrault, Paris.
- Orué D. 1998. *Síntese da geologia do Paraguai Oriental, com ênfase para o magmatismo alcalino associado*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 162p. (inédito).
- Oyhantçabal P., Muzio R., Souza . 1993. Geologia y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Cinturón Don Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:296-300.
- 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. 1995. Fluvial palaeogeography of the Guaritas depositional sequence of southern Brazil. In: Plint A.G. (ed) *Sedimentary Facies Analysis, International Association of Sedimentologists Special Publication* 22, p.3-16.
- Paim P.S.G. 1996. O sistema desértico úmido Pedra Pintada (cambro-ordoviciano do RS). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos* 2:207-209.
- Paim P.S.G., Chemale Jr. F., Lopes R.C. 2002. A Bacia do Camaquã. In: Holtz M. & DeRos L.F. (eds.) - *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, p:231-274.
- Paim P.S.G., Faceni 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: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6/ Encontro Geologia Do Cone Sul, I, Porto Alegre, , SBG. Núcleo RS, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 39-50.
- Paim P.S.G. & Seherer C.M.S. 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: P.S.G. Paim, U.F. Facini, R.G. Netto (eds). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – Estudo de casos*. Unisinos. p. 38-58.
- Paola C. 1988. Subsidence and gravel transport in basins, In: Kleinsphen K.L. & Paola C. *New perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York. p. 231-243.
- Paola C., Heller P.L., Angevine C.L. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins I – Theory. *Basin Research*, 4: 73-90.
- Pedrosa-Soares A.C., Wickmann-Leonardos C. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its Connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 1 ed. Rio de Janeiro, pp.: 265-285.



- Pelosi A.P.M.R. 2005. *Evolução Paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico pré-600 Ma do Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 146p.
- Pelosi A.P.M.R. & Fragoso-Cesar A.R.S. 2003. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:137-148.
- Pemberton S.G. & Frey R.W. 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology* **56**:843-881.
- Pemberton S.G., MacFachen J. A., Frey R.W. 1992. Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. In: Walker R.G. & James N.P. (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Society of Canada, p. 47-72.
- Pereira E. 2000. *Evolução tectono-sedimentar do intervalo ordoviciano-devoniano da Bacia do Paraná com ênfase na sub-bacia do Alto Garças e no Paraguai oriental*. São Paulo, 276 p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Pereira E., Bergamaschi S., Rodrigues M. A. 1998. Sedimentary evolution of the Ordovician, Silurian and Devonian sequences of Paraná Basin in Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I* **1997 (3-6)**:779-792.
- Phillip R.P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, SP. 255p. (inédito).
- Phillip R.P. & Machado R. 2001. Suítes graníticas do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:257-266.
- Phillip R.P., Nardi L., Bitencourt M.F. 2002. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS. p.133-160.
- Picada R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Sul Riograndense, Caracterização dos sistemas de falhas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo. *Anais*, **1**:167-191.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A., *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p.195-229.
- 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.S.T.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**:109-124.
- Potter P.E. & Pettijohn F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 2<sup>nd</sup> ed., Springer-Verlag, New York, 425 p.
- Prosser S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society Special Publication* **71**:35-66.
- Putzer H. 1962. Die geologie von Paraguai. *Beitr. Reg. Geol. Erde*, **2**:1-182.
- Quirk D.G. 1996. Base profile: a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. In: J.A. Howell & J.F. Aitken (eds). *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*. Geological Society Special Publication 104, 37-49.
- Reading H.G. 1986. Facies. In: H.G. Reading (ed.) 1986. *Sedimentary Environments and Facies 2<sup>nd</sup> edition*. 4-19.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: SBG, 1 Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, RS. *Boletim de Resumos*, p. 83.
- Ribeiro M. 1970. Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM*, Rio de Janeiro, n. 247, p. 1-142.
- 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. *Inheringia*, Série Geologia, Porto Alegre, **5**:19-54.
- Ribeiro M. & Lichtemberg E. 1978. Síntese da Geologia do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **6**:2451-2463.
- Ribeiro M. & Teixeira C.A.S. 1970. Datações de rochas do Rio Grande do Sul e sua influência nos conceitos estratigráficos e geotectônicos locais. *Inheringia - Série Geológica* **3**:109-120.
- Ricomini C. 1993. Origem, evolução e inversão da Bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico-Cambriano, São Paulo, Brasil. In: DINAMIGE-Fac. Agron., Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambriano de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, *Resumenes Extensos*, **1**:16.
- Ricomini C., Almeida R.P., Turra B.B., Chamani M.A.C., Fairchild T.R., Hachiro J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permian Triássico da Bacia do Paraná. In: SBG, X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics, Curitiba, PR. *Boletim de Resumos Expandidos*. p. 18-20.
- Ricomini C., Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64(3)**:210.

- 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. In: I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, RS, *Atas*, pp.: 271-285.
- Rostirolla S.P., Ahrendt A., Soares P.C., Carmignani L. 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil. *Basin Reserach*, 11:127-142.
- Rostirolla S.P., Alkmim F.F., Soares P.C. 1992<sup>a</sup>. O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil: exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 6:109-122.
- Rostirolla S.P. & Soares P.C. 1992. Bacia do Itajaí: evolução tectonossedimentar de uma bacia molássica precoce. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*, p.124-128.
- Rostirolla S.P., Soares P.C., Alkmim F.F. 1992<sup>b</sup>. Análise estrutural da tectônica deformadora da Bacia de Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 6:123-147.
- Rubin D.M. & Hunter R.E. 1983. Reconstructing bedform assemblages from compound crossbedding. In: M.E. Brookfield & Alhbrandt T.S. (eds.): colian sediments and processes. *Developments in Sedimentology*, 38: 407-427.
- 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.
- Sartori P.L.P. & Kawashita K. 1985. Petrologia e geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul. In: SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, *Anais*, p.102-115.
- Scherer C.M.S., Paim P.S.G., Melo M.A. 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, *Anais*, p.99-103.
- Schmitt R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R. 1999. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil) – using U/Pb in syntectonic veins. In: II South American Symposium on Isotope Geology, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina, *Actas. Special Volume of the Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino*, 34: 363-366.
- Séguret M., Séranne M., Chauvet A., Brunel A. 1989. Collapse basin: A new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway. *Geology*, 17: 127-130.
- Seilacher, A. 1955. Spurren und Fazies im Unterkambrium. In: Schindewolf, O.H. & Seilacher, A. Beiträge zur Kenntniss des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse 1955*, 373-399.
- Seilacher A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5:413-428.. 5, p. 413-428.
- Shanley K.W. McCabe P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78(4):544-568.
- Shultz A.W. 1984. Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, 54: 759-772.
- Siga Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos da região sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. São Paulo, IGc-USP, Tese Doutorado., 290 p.
- Siga Jr. O., Basci M.A.S., Sato K., Cordani U.G., Citroni S.B. 2000. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Campo Alegre and Guaratubinha volcanosedimentary basins, Southern Region. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro - Brazil, *Abstracts (CDROM)*.
- Silva L.C., Armstrong R., Pimentel M.M., Scandolara J., Ramgrab G., Wildner W., Angelim L.A.A. Vasconcelos A.M., Rizzoto G. Quadros M.L.E.S., Sander A., Zucatti Da Rosa, A.L. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro - Juruena. *Revista Brasileira Geociências*, 32:161-176.
- Silva Filho W.F. 1997. *A Formação Guaritas na porção centro-sudeste da Bacia do Camaquã-RS*. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 121 p. (inédito)
- Silva Filho W.F., Fragoso Cesar A.R.S., Machado R., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Ribeiro de Almeida T.I. 1996. O magmatismo Rodeio Velho e a Formação Guaritas no paleozóico inferior do Rio Grande do Sul: Uma revisão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, BA, 1996, *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG, Núcleos Bahia e Sergipe, v.5, p. 433-435.
- Soares P.C. 1987. Seqüências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, 1987. *Atas...*, 2: 743-771.
- Soares P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, 1988, *Anais*, 1:63-79.
- Soliani Jr. E., Koester E., Fernandes L.A.D. 2002. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense – Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holtz M. & DeRos L.F. (eds.) - *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS. P:231-274.

- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. 1995<sup>a</sup>. Faciologia da seqüência vulcânica ácida do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito-RS. In: SBG, IV Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia/I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre, *Boletim de Resumos*, p. 200-201.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. 1995<sup>b</sup>. Considerações vulcanológicas sobre a seqüência vulcânica ácida do Platô do Taquarembó -- Dom Pedrito, RS. In: SBG, IV Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia/I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre, *Boletim de Resumos*, p. 202-204.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Piersosan R., Waichel B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul Region, RS. In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, *Anais*, SBG, Núcleo RS, p.105-110.
- Sonder L.J., England P.C., Wernicke B., Christiansen R.L. 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, Oxford, pp.: 187-201.
- Sonder L.J. & Jones C.H. 1999. Western United States extension: how the west was widened. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **27**:417-462.
- Teixeira A.L. 2000. *Análise das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências*. São Paulo, IGc-USP, Tese Doutorado, 158 p.
- Teixeira A.L., Cordani U.G., Nutman A. 1999. Idades U/Pb (SHRIMP) de seixo riolítico em metaconglomerado da Bacia Eleutério, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**:837-838.
- Teixeira A.L. & Gaucher C. 2001. Litoestratigrafia, Paleontologia y correlaciones de las cuencas de Eleutério, Pouso Alegre, Pico de Itapeva y Cajamar (Vendiano-Cambrico), Brasil. In: Congreso Latinoamericano de Geología, 11, e Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideú, 2001. *Actas...Montevideo, DINAMIGE/SUG, Trabalho nº 088, 6p. (CDROM)*.
- Teixeira A.L., Gaucher C., Paim P.S.G., Fonseca M.M., Parente C.V., Silva Filho W.F., Almeida A.R. 2004. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca. p. 487-537.
- Teixeira A.L. & Petri S. 2001. Estratigrafia e Correlações estratigráficas da Bacia Pouso Alegre, Transição Neoproterozóico-Cambriano, Minas Gerais, Brasil. *Revista do Instituto Geológico*, **22**:5-26.
- Teixeira L.B. 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: J.H.Melo & G.J.G. Terra (eds) *Correlação de Seqüências paleozóicas sul-americanas*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES, Série Ciência-Técnica-Petróleo - Seção Exploração de Petróleo **20**:1-8.
- Tessari R.I. & Picada R. 1966. Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral*, **124**:1-122.
- Tooth S. 2000. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth -Science Reviews*, **51**: 67-107.
- Trouw R., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M. Andreis R.R. 2000. The central Segment of the Ribeira Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.287-310.
- Tucker M. 1989. *The field description of sedimentary rocks*. Geological Society of London, Handbook Series, p. 91-97.
- Tunbridge, I.P., 1981, Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England: *Sedimentary Geology*, v. 28, p. 79-96.
- Tunbridge, I.P., 1984, Facies models for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK: *Sedimentology*, v. 31, p. 697-716.
- Visser M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**:543-546.
- 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.
- Walker R.G. 1975. Conglomerate: Sedimentary structures and facies models. In: *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*. Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course Notes 2, pp.:133-161.
- 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.
- Webby B.D. 1970. Late Precambrian trace fossils from New South Wales. *Lethaia*, **3**:79-109.
- Went D.J. 2005. Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro-Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology* **52**:693-713.
- Wernicke B. & Burchfield B.C. 1982. Models of extensional tectonics: *Journal of Structural Geology*. **4**(2):105-115.

- Wernicke B., Christiansen R.L., England P.C., Sonder L.J. 1987. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock, (eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, Boulder, CO, pp. 203– 221.
- Wildner W., Lima E.F., Camozzato E., Lopes R.C. 1997. Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. *A Terra em Revista*, 3:19-27.
- Wildner W. & Nardi L.V.S. 1999. Características geoquímicas e petrogenéticas do vulcanismo neoproterozóico do Sul do Brasil – Platô do Taquarém – RS. In: I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, *Boletim de resumos*, p. 30.
- Wildner W. & Nardi L.V.S. 2002. Características geoquímicas e de posicionamento tectônico do magmatismo neoproterozóico aflorante no Platô do Taquarém – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2):169-184.
- Wolfart R. 1961. Stratigraphie und Fauna des älterer Paläozoikums (Silur./Devon.) in Paraguay – *Geologische Jahrbuch.*, 78:29-102.
- Wright V.P. & Marriot S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86:203-210.
- Yin A. 2000. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asian collision. *Journal of Geophysical Research* 105:21745-21759.
- Yin A. & Harrison T.M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28:211-280.
- Yin A., Kapp P.A., Murphy M.A., Craig E.M., Harrison T.M., Grove M., Lin D., Xi-Guang D., Cun-Ming W. 1999. Significant late Neogene east-west extension in northern Tibet. *Geology* 27:787-790.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A., Marques A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: H.H.G.J. Ulbrich & A.C. Rocha Campos (eds). *Gondwana Seven Proceedings*, IG-USP, São Paulo, SP. p.83-117.
- Zenker J.C. 1836. *Historich-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebund besonder in naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung*. 338 p. Wackenhoder.
- Zerfass H., Chemale Jr. F., Schultz C.L., Lavina E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology* 166: 265-292.