UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE PARTE DA FOLHA BOCAIÚVA DO SUL (SG.22-X-D-I-2), ESCALA 1 : 50.000

Arlindo Akio Yamato

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE PARTE DA FOLHA BOCAIÚVA DO SUL (SG.22-X-D-I-2), ESCALA 1 : 50.000

ARLINDO AKIO YAMATO

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
TZ710

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto	
Examinadores:	Prof. Dr. Alberto Pio Fiori	
	Prof. Dr. Ginaldo Ademar da C. Campanha	

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005915

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE PARTE DA FOLHA BOCAIÚVA DO SUL-PR (SG.22-X-D-I-2), ESCALA 1 : 50.000

Arlindo Akio Yamato

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T2710
U. S. P.

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1999

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

1.INTRODUÇÃO 1

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS 1

1.2. OBJETIVOS 1

1.3. MATERIAIS UTILIZADOS, MÉTODOS E TÉCNICAS 3

1.4. GEOMORFOLOGIA, FISIOGRAFIA E CLIMA 5

1.5. ASPECTOS SOCIO-ECONÔMICOS 6

2. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO 9

2.1. INTRODUÇÃO 9

2.2. FASE PIONEIRA 9

2.3. FASE DOS TRABALHOS CLÁSSICOS 10

2.4. FASE DAS PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS 16

2.5. FASE DOS MODELOS GEOTECTÔNICOS E ESTRUTURAIS 18

2.6. CONCLUSÕES 28

3. ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES 30

3.1. INTRODUÇÃO 30

3.2. FORMAÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES 30

3.2.1. Tipos de desequilíbrio 30

3.2.2. Tipos de compensação 32

3.3. CLASSIFICAÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES 35

3.3.1. Cassificação de Klemme (1980) 36

3.3.2. Classificação de Kingston et al. (1983) 38

3.4. CARACTERÍSTICAS DAS BACIAS SEDIMENTARES 38

3.4.1. Bacias extensionais 38

3.4.2. Bacias compressionais 42

3.5. BACIAS INTRACRATÔNICAS 44

4. GEOLOGIA DA ÁREA 45

4.1. INTRODUÇÃO 45

4.2. DOMÍNIO DO COMPLEXO ATUBA 45

4.2.1. Associação dos biotita-hornblenda gnaisses bandados 45
4.2.2. Associação dos biotita gnaisses miloníticos 47
4.2.3. Associação dos biotita ganisses porfiroclásticos 48
4.3. DOMÍNIO DA FORMAÇÃO VOTUVERAVA 50
4.3.1. Associação metapelítica 50
4.3.2. Associação dos metabasitos 50
4.4. DOMÍNIO DA FORMAÇÃO SETUVA 51
4.4.1. Associação dos sericita xistos 51
4.4.2. Associação dos quartzitos finos 53
4.4.3. Associação dos metacalcários dolomíticos miloníticos 53
4.5. DOMÍNIO DA FORMAÇÃO CAPIRU 55
4.5.1. Associação dos metarritimitos silto-arenosos 55
4.5.2. Associação dos metacalcários dolomíticos maciços 56
4.5.3. Associação dos metacalcários dolomíticos finos bandados 56
4.5.4. Associação dos quartzitos finos a grossos 56
4.5.5. Associação dos filitos avermelhados 58
4.6. DIQUES BÁSICOS 60
4.7. SEDIMENTOS ALUVIONARES 60
5. **ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTAÇÃO** 62
5.1. INTRODUÇÃO 62
5.2. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS RECONHECIDAS E SEUS SISTEMAS DEPOSICIONAIS 62
5.2.1. Complexo Atuba 63
5.2.2. Formação Setuva 64
5.2.3. Formação Votuverava 67
5.2.4. Formação Capiru 68
5.3. DISCUSSÃO SOBRE O TIPO DE BACIA 69
5.4. RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS 72
6. **GEOLOGIA ESTRUTURAL** 76
6.1. ESTRUTURAS PLANARES 76
6.2. ESTRUTURAS DOBRADAS 78
6.3. ESTRUTURAS LINEARES 79
6.4. INDICADORES CINEMÁTICOS 79
6.5. METAMORFISMO 80
6.5.1. Introdução 81
6.5.2. Resultados da área 81

6.6. TRATAMENTO DOS DADOS ESTRUTURAIS 84
6.6.1. Domínio I – Complexo Atuba 84
6.6.2. Domínio II – Formação Setuva 86
6.6.3. Domínio III – Formação Capiru 82
6.6.4. Domínio IV – Formação Votuverava 90
6.7. ANÁLISE DOS EVENTOS TECTÔNICOS 90
7. CONCLUSÕES 96
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 98

LISTA DE ANEXOS

ANEXO I – MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE PARTE DA FOLHA BOCAIÚVA DO SUL-PR (SG.22-X-D-I-2), ESCALA 1 : 50.000.

ANEXO II – MAPA DE PONTOS DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS.

FIGURAS E ILUSTRAÇÕES

Quadro 1: Participação no PIB municipal por setor. **8**

Tabela 1: Processos termomecânicos na formação de bacias sedimentares. (*In:* Chang *et al.*, 1990). **31**

Figura 1: Localização da área de pesquisa. **2**

Figura 2: Coluna estratigráfica da Série Açungui (*In:* Bigarella & Salamuni, 1958) **12**

Figura 3: Esboço da distribuição das formações Setuva, Capiru e Votuverava a norte de Curitiba (*In:* Bigarella & Salamuni, 1958) **12**

Figura 4: Mapa da distribuição das formações do Grupo Açungui, mostrando os corpos graníticos intrusivos, 1- Grupo Castro, 2- Gnaisses do Complexo Cristalino, 3- Granitos, 4- Formação Capiru. 5-. Formação Água Clara, 6- Formação Votuverava. 7- Formação Setuva, 8- Formação Guabirotuba (Bacia de Curitiba), 9- Rochas sedimentares da Bacia do Paraná. (*In:* Marini *et al.*, 1967) **13**

Figura 5: Coluna estratigráfica proposta por Marini *et al.* (1967) **13**

Figura 6: Seção através do Grupo Setuva ao longo da Rodovia Federal Bocaiúva do \sul - Tuna (PR). (*In:* Ebert, 1971) **15**

Figura 7: Interpretação tectônica por "nappes" do geossinclinal Açungui. (*In:* Ebert, 1971). **15**

Figura 8: Mapa geológico simplificado da região do Anticlinal do Setuva. (*In:* Schöll *et al.*, 1980) **17**

Figura 9: Proposta de Coluna litoestratigráfica na região do Anticlinal do Setuva. (*In:* Schöll *et al.*, 1980) **17**

Figura 10: Quadro comparativo com as diferenças propostas de colunas estratigráficas para o Grupo Açungui e Formação Setuva. (*In:* Schöll *et al.*, 1982) **19**

Figura 11: Mapas geológicos esquemáticos das regiões dos anticlinais do Setuva, Cerne, Betara, Anta Gorda e Ribeirão. (*In:* Schöll *et al.*, 1982) **19**

Figura 12: Compartimentação tectônica devido a falhas de Empurrão. (*In:* Fiori, 1985) **21**

Figura 13: Mapa geológico - estrutural amplificado da região de Rio Branco - Bocaiúva do Sul. (*In:* Fiori *et al.*, 1987c) **23**

Figura 14: Representação diagramática dos tipos de bacias, seqüências tectono-sedimentares, tectônica de formadora e eventos geodinâmicos correspondentes, superpostos na região leste paranaense durante o Meso e Neoproterozóico e Eo-Paleozoico. (*In:* Soares, 1987) **24**

Figura 15: (A) Seção esquemática NW-SE da Bacia Açungui evidenciando as relações estratigráficas. (B) Relação estratigráfica entre os conjuntos Rio Branco e Morro Grande. (C) Reconstituição da estratigrafia original do Grupo Açungui (Formação Capiru). *In:* Fiori, 1994 (adaptado) **25**

Figura 16: Modelo de evolução para a "Bacia do Açungui" em termos atualísticos como um ciclo de Wilsom completo. I. Estiramento crustal, com instalação de rifte e início de formação de fundo oceânico. II. Instalação de margem continental passiva. III. Rompimento da margem passiva. IV. Instalação de margem ativa. V. Colisão continental com outra margem. (*In:* Campanha, 1990) **27**

Figura 17: Representação esquemática dos três tipos de desequilíbrios de distribuição de massa que podem afetar a litosfera. (A). Alteração da estrutura térmica da litosfera. (B). Alteração da espessura litosférica. (C) Alteração do estado de tensão da litosfera. (*In:* Chang *et al.*, 1990) **33**

Figura 18: Tipos de compensação (isostasia): local e regional. (A) Modelo de Airy. (B) Modelo de Pratt. (*In:* Karner & Dewey, 1985) **34**

Figura 19: Classificação de bacias propostas por Klemme, 1980. (*In:* Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986) **37**

Figura 20: Classificação de bacias proposta por Kingston *et al.* 1983. (*In:* Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986) **37**

Figura 21: Reconstrução pateogeográficas para as seqüências sedimentares da margem continental do Atlântico. (*In:* Chang *et al.*, 1990) **40**

Figura 22: Desenvolvimento de bacias iniciadas por rifteamento. (A) Rifte continental. (B) Rifte evoluindo para margem de placa. (C) Rifle evoluindo para margem de placa com desenvolvimento de crosta oceânica. (*In:* Karner & Dewey, 1985) **41**

Figura 23: Modelos de extensão continental. (A) Cisalhamento puro. *In:* Mckenzie 1978) Cisalhamento simples (*In:* Wernicke 1985), (C) Modelo de delaminação. *In:* Davis *et al.*, 1986) **41**

Figura 24: Desenvolvimento de bacias associadas a ZC transcorrentes. (A) Bacia do tipo *pull apart*. (B) Bacias transpressionais. (C) Bacias compressionais do tipo *foreland*. (*In:* Karner & Dewey, 1985) **43**

Figura 25: Distribuição dos Domínios cartografados na área. **46**

Figura 26: Caracterização dos diversos sítios tectônicos segundo modelo de tectônica de placas, segundo diversos autores. (*In*: Fassbinder, 1996). **70**

Figura 27: Perfil esquemático NW-SE evidenciando as relações estratigráficas e tectônicas do Complexo Atuba e das formações Setuva, Capiru e Votuverava. **75**

Figura 28: Distribuição dos domínios estruturais na área de pesquisa. **85**

Figura 29: (A) – Distribuição dos polos de foliações miloníticas; (B) – Polos de lineações de estiramentos. Complexo Atuba. **87**

Figura 30: Diagramas polar na Antiforma do Setuva. (A) – Althoff, 1989; (B) – Fiori, 1990. **88**

Figura 31: (A) – Distribuição dos polos de foliações miloníticas; (B) – Polos de lineações de estiramentos. Formação Setuva. **89**

Figura 32: (A) – Distribuição dos polos de foliações S_2; (B) – Polos de lineações minerais e de eixos de dobras L_2. Formação Capiru. **91**

Figura 33: (A) – Distribuição dos polos de foliações S_2: (B)- Polos de eixos de dobras L_2. Formação Votuverava. **92**

Figura 34: Mapa com elementos estruturais exibindo indicadores cinemáticos de cavalgamentos e transcorrências. **95**

Foto 1 – Afloramento alterado da associação dos biotita-hornblenda gnaisses bandados (Pca1). **52**

Foto 2 – Afloramento alterado da associação dos biotita gnaisses miloníticos (***P***ca2) **49**

Foto 3 – Afloramento de biotita gnaisse rosado (***P***ca3) **53**

Foto 4 – Afloramento alterado de sericita xistos (***M***s1) **52**

Foto 5 – Afloramento de quartzito fino com dobra intrafolial (***M***s2). **54**

Foto 6 – Afloramento em pedreira desativada de metacalcário milonítico (***M***s3). **54**

Foto 7 – Afloramento em pedreira de metacalcário dolomítico maciço (***M***c2) da Formação Capiru. **57**

Foto 8 – Afloramento da associação dos metacalcários finos bandados (***M***c3). **57**

Foto 9 – Afloramento alterado de filito avermelhado (Mc5). **59**

Foto 10 – Afloramento de filito rítmico na região do Morro Grande dentro da associação dos filitos avermelhados (***M***c5). **59**

SIGLAS, E ABREVIATURAS UTILIZADAS

SIGLAS

COMEC: Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba
CPRM: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DNPM: Departamento Nacional da Produção Mineral
ICMS: Imposto sobre a Circulação de Mercadorias e Serviços
PIB: Produto Interno Bruto
MINEROPAR: Minerais do Paraná
RFFSA: Rede Ferroviária Federal S.A.
SUREG/SP: Superintendência Regional de São Paulo (CPRM)

ABREVIATURAS

ZCT: Zona de Cisalhamento Transcorrente
ZC: Zona de Cisalhamento
RMC: Região Metropolitana de Curitiba

AGRADECIMENTOS

A conclusão desta dissertação foi possível graças ao apoio de diversas pessoas e instituições que colaboraram nas diversas etapas da pesquisa. A todos, meus sinceros agradecimentos:

Ao professor, orientador, Doutor Mário da Costa Campos Neto - pelas críticas, sugestões, discussão que incentivaram o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, na pessoa do Sr.Geremi, geólogo Luiz Antônio Chieregati - pela facilitação e apoio proporcionado.

À CAPES - pela concessão de bolsa de pesquisa.

Aos geólogos e amigos Paulo Cézar Santarém da Silva, Claudemir Severiano de Vasconcelos, Sílvia Maria de Morais e Nolan Delher, cujas críticas, sugestões e acompanhamento nos trabalhos de campo deram outra dimensão à presente dissertação.

À Marina das Graças Perin e geólogo Lauro Gracindo Pizzatto - pelo auxílio na editoração de mapas, figuras e ilustrações.

Aos técnicos Roylane Barbosa e Antônio do Carmo Rosa - pelo auxílio nos trabalhos de campo e finalização do trabalho.

À blibliotecária Fátima Franzé - pelo auxílio à pesquisa bibliográfica e revisão das citações bibliográficas.

Especial agradecimento ao amigo, geólogo e "pensador", Vilmário Antunes da Silva pela revisão e crítica, na fase final desta pesquisa.

A todos amigos e colegas que torceram pela finalização deste trabalho.

RESUMO

O presente trabalho teve por objetivo realizar o mapeamento geológico de uma área, em escala 1: 50.000, localizada na região do Morro do Setuva e adjacências, no município de Bocaiúva do Sul – PR, cenário de exposição do Complexo Atuba e das formações Setuva, Capiru e Votuverava.

Foram cartografadas onze associações litológicas, três dessas correspondendo ao Domínio do Complexo Atuba: associação dos biotita-hornblenda gnaisses bandados (***P***ca1), associação dos biotita gnaisses miloníticos (***P***ca2) e associação dos biotita gnaisses porfiroclásticos (***P***ca3).

No Domínio da Formação Capiru expõem-se cinco associações litológicas, a saber: metarritmitos silto-arenosos (***M***c1), metacalcários dolomíticos maciços (***M***c2), metacalcários dolomíticos finos bandados (***M***c3), quartzitos finos a grossos (***M***c4) e filitos avermelhados (***M***c5). Para as rochas dessas associações foi postulada sedimentação em seqüência regressiva de plataforma rasa.

Ao Domínio da Formação Setuva correspondem as seguintes associações: sericita xistos (***M***s1), quartzitos finos (***M***s2) e metacalcário dolomíticos miloníticos (***M***s3).

A bacia de sedimentação das formações Capiru e Setuva tem sua origem presumida num evento extensional que produziu um rifte inicial evoluindo até atingir condições de margem continental passiva, com uma plataforma estável.

No Domínio da Formação Votuverava ocorre uma associação litológica metapelítica (***M***v1) e outra de metabasitos (***M***v2). Às associações ***M***v1 e ***M***v2 foram atribuídos ciclos tectono-sedimentares distintos daqueles nos quais se depositaram as formações Capiru e Setuva; a ZCT Lancinha é considerada o limite tectônico entre este domínio e os demais.

O Complexo Atuba constitui a infra-estrutura dos metassedimentos das formações Capiru e Setuva com as quais possui contatos marcados por cavalgamentos no sentido WNW⇨ESE. Este evento promoveu a deformação da Formação Setuva gerando tectonofácies.

Evento transpressivo, com geração de dobramentos e zonas de cisalhamento, desenvolveu-se na região, tendo como principal estrutura dobrada a Antiforma do Setuva.

O metamorfismo que afetou as formações Votuverava, Capiru e Setuva é do fácies xisto verde, zona da clorita. No Complexo Atuba identificou-se polimetamorfismo com estágios em grau alto, médio e baixo.

ABSTRACT

The present research was undertaken in the "Morro do Setuva" region and neighborhoods, countryside of Bocaiúva do Sul – Paraná, emphasizing geological mapping. In this area outcrops the Atuba Complex and the Setuva, Capiru and Votuverava formations. The area was mapped in 1:50.000 scale.

Eleven associations were mapped and three of them are related to Atuba Complex Domain: banded biotite-hornblende gneisses association (***P***ca1), mylonitics biotite gneisses association (***P***ca2) and porphyroclastic biotite gneisses association (***P***ca3).

The Capiru Formation Domain is represented by five lithological associations: silt-sand meta-rhythmites (***M***c1), massive dolomitic meta-limestone (***M***c2), fine-coarse quartzites (***M***c4) and red phyllite (***M***c5). These associations suggested marine regressive sequence to the sedimentation in the shallow carbonate platform.

The Setuva Formation Domain corresponds to the following association: sericite schists (***M***s1), fine-coarse quartzite and milonitics dolomitic meta-limestone (***M***s3).

Capiru and Setuva sedimentation basin was originated by an extensional event that produced an initial rift, which reached passive continental margin conditions with a stable platform.

In the Votuverava Formation Domain occurs meta-pelites (***M***v1) and meta-basites (***M***v2). ***M***v1 and ***M***v2 assigned different tectonic-sedimentary cycles from the ones that were deposited in Capiru and Setuva formations; the Lancinha Shear Zone is the tectonic limit between this domain and the others.

The Atuba Complex is the local basement of Capiru and Setuva formations, and with them the complex has contacts through thrust shear zones with WNW-ESE transport. This event was responsible for a wide deformation of Setuva Formation and it had originated tectonofacies.

A transpressive event, with major shear zones and associated folding, was recognized; the "Antiforma do Setuva" was the most important fold register.

The metamorphism affected the Votuverava, Capiru and Setuva formations is green schist, chlorite zone. In the Atuba Complex was detected a development under high, medium and low polymetamorphism conditions.

CAPÍTULO 1
INTRODUÇÃO

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Os dados apresentados são decorrentes do levantamento geológico realizado em parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2, escala 1:50.000), localizada na região leste do Estado do Paraná, cobrindo aproximadamente 280 km^2; esta área está inserida entre as coordenadas 25°05'e 25°15' de latitude Sul e 49°03'e 49°15' de longitude Oeste de Greenwich, e compreende parte dos municípios de Bocaiúva do Sul, Colombo e Rio Branco do Sul.

O acesso à área é facilmente realizado pela rodovia Régis Bittencourt (BR-116), principal ligação entre as cidades de São Paulo e Curitiba. Não menos importante para se atingir a área em estudo é a PR-476 que, do anel viário de Atuba, na zona urbana de Curitiba, estende-se rumo a nordeste do estado do Paraná; entretanto, essa rodovia é asfaltada apenas no trecho entre a Capital e a cidade de Bocaiúva do Sul (**figura 1**).

Além das rodovias já mencionadas, a região dispõe de uma razoável malha de estradas vicinais, com setores fortemente comprometidos pelo mau estado de conservação, ou mesmo com acesso e trânsito não permitidos, sob a alegação de constituírem vias privativas de proprietários rurais. Esta condição de trafegabilidade agrava-se no período de chuvas freqüentes - meses de dezembro, janeiro e fevereiro - quando os caminhos tornam-se quase intransitáveis em razão de freqüentes quedas de barreiras; e, na área em estudo, esses movimentos de massa costumam acontecer no trecho da rodovia PR-476, entre os municípios de Bocaiúva do Sul e Tunas.

O transporte ferroviário é realizado através dos ramais da RFFSA, que servem Paranaguá, Curitiba e Rio Branco do Sul, entre outras localidades, e expandem-se para o sul e sudeste do País. Por outro lado, a cidade de Paranaguá abriga um importante porto marítimo brasileiro, dotado de terminal retroportuário alfandegado, onde se manuseiam e acondicionam mercadorias importadas ou destinadas à exportação.

1.2. OBJETIVOS

A finalidade principal deste estudo foi a cartografia geológica de uma área previamente selecionada, visando ao entendimento das relações entre as unidades metassedimentares nela representadas, seja sob o ponto de vista de paleoambientes e ciclos de sedimentação, seja

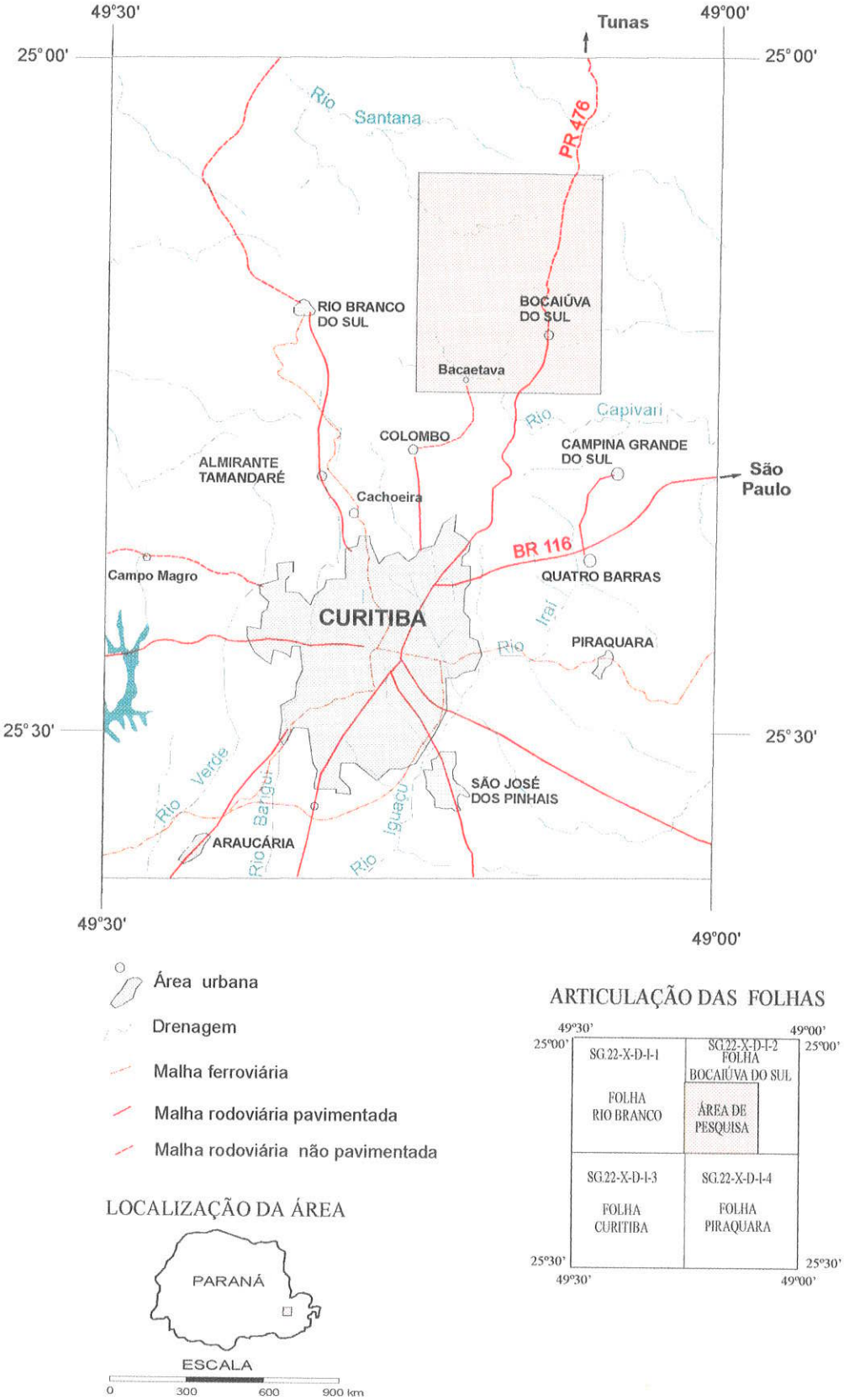


Figura 1 - Localização e acessos da área de pesquisa.

quanto aos aspectos tectonossedimentares. Para isso, em associações litológicas apropriadas, procurou-se identificar estruturas reliquiares preservadas, estabelecer equivalências de fácies sedimentares, visando à análise e interpretação das seqüências sedimentares, vinculando-as a episódios de evolução da bacia Açungui.

Estas seqüências metassedimentares, quanto às litologias, eqüivalem ao originalmente definido como Formação Setuva, Formação Capiru e Formação Votuverava, e estão presentes na área de pesquisa tendo como infra-estrutura o Complexo Atuba. Sob o prisma da estruturação regional, as seqüências foram submetidas a esforços deformacionais com desenvolvimento de estruturas dobradas, planares e lineares que obliteraram o empilhamento estratigráfico das seqüências metassedimentares, sendo, portanto, necessário o entendimento daqueles eventos para a compreensão da tectônica e relações estratigráficas existentes atualmente.

O produto desta pesquisa é o texto da dissertação com um mapa geológico da área na escala 1:50.000.

1.3. MATERIAIS UTILIZADOS, MÉTODOS e TÉCNICAS.

- **Materiais utilizados**

Os materiais e instrumentos utilizados nesta pesquisa são a seguir discriminados:

a) fotografias aéreas em escala 1:40.000 (COMEC/CRUZEIRO, 1976) e imagens de satélite (TM-LNDSAT, 1994);

b) cópias de bases planimétricas em escala 1:50.000 e 1:20.000 (COMEC, 1976).

c) martelo, bússola, máquina fotográfica, GPS GARMIN 45 e um veículo automotor foram os equipamentos utilizados nos trabalhos de campo;

d) lâminas petrográficas, material bibliográfico, base de dados de afloramentos.

- **Métodos e técnicas**

Na fase de pesquisa cumpriram-se as seguintes etapas:

1a etapa: Levantamento e aquisição da documentação básica: recuperaram-se os trabalhos de cunho geológicos que têm relação direta com a área de pesquisa, tanto os que tratam de aspectos específicos como os de abrangência regional; bases planimétricas em escala 1:50.000 e 1:20.000 (COMEC, 1976) fotografias aéreas em escala 1:40.000 (COMEC/CRUZEIRO, 1976) e imagens de satélite (TM-LANDSAT, 1994) foram também obtidas durante esta etapa.

2a etapa: Compilação e análise bibliográfica: análise de trabalhos publicados sobre a geologia da área e seu contexto regional objetivando reconstruir a evolução do conhecimento geológico do Grupo Açungui quanto às relações estratigráficas, paleoambientes, modelos deformacionais e evolução geológica.

3a etapa: Fotointerpretação: envolveu a análise das fotografias aéreas , empregando-se método de análise de lineamentos de relevo; por este método, partindo-se do registro de uma série de elementos texturais pode-se individualizar ou mapear zonas de mesma característica (zonas homólogas). Este tipo de análise possibilitou a elaboração do mapa de zonas homólogas, que constituiu a base dos trabalhos posteriores.

4a etapa: Mapeamento geológico: com o suporte de mapas geológicos compilados, bem como do mapa de zonas homólogas, planejaram-se os perfis de campo, que foram executados ao longo das principais estradas, preferencialmente utilizando-se um veículo automotor como meio de locomoção. Contudo, em áreas de maior complexidade geológica ou de exposição contínua de litotipos pouco intemperizados, a perfilagem a pé foi o procedimento adotado. A evolução da cartografia baseou-se nas descrições pontuais e também nas observações assinaladas nos mapas de serviço, onde se procurou, através de uma convenção de cores, assinalar os tipos litológicos predominantes entre os pontos descritos. A atualização do mapa geológico foi também acompanhada por fotointerpretação, aliada a eventuais retornos a campo para cheque das áreas mais complexas.

Como as rochas aflorantes na área apresentam diferentes estágios de deformação, procurou-se identificar inicialmente o protólito desta deformação e, sempre que possível, as estruturas de deformação ou reliquiares/sedimentares. Do ponto de vista estrutural o estudo buscou a identificação das foliações, lineações e dobras associadas, utilizando quando possível com a identificação de critérios cinemáticos de transporte ou deslocamento.

Do ponto de vista sedimentar a identificação de estruturas sedimentares procurou associá-la aos litotipos diretamente relacionados, com suas relações de contato, distribuição, e critérios de polaridade de camadas. Estes aspectos conduziram a uma interpretação da faciologia e da seqüência deposicional em que estão inseridos.

No campo, as amostras obtidas para o exame petrográfico foram sempre que possível orientadas; no laboratório, na maioria das vezes o cortes foram efetuados segundo o plano XZ do elipsóide de deformação.

5a etapa: Interpretação e consolidação dos dados I: fase na qual o mapa de campo foi retrabalhado como um todo, integrando-se os dados obtidos, com fotointerpretação mais

direcionada a problemas específicos. Neste aspecto foram realizados tratamento dos dados estruturais, petrografia em seções delgadas que objetivaram o esclarecimento e/ou determinação de estruturas e microestruturas, a caracterização petrográfica e mineralógica e o grau metamórfico envolvido nos processos deformacionais.

6a etapa: "Cheque" final: de posse do mapa geológico obtido na etapa anterior procedeu-se ao detalhamento de campo para depuração do mesmo pelo detalhamento em áreas selecionadas por apresentarem pouca informação, serem estruturalmente complexas ou mesmo por conterem melhores exposições de unidades cartografadas.

7a etapa: Interpretação e consolidação dos dados II: elaboração do mapa geológico final na escala 1:50.000, com perfis.

8a etapa: Elaboração da dissertação: procedeu-se à sistematização e integração dos dados obtidos ao longo da execução das diferentes frentes de trabalho de pesquisa (litotipos/litofácies, estruturas sedimentares e tectônicas, metamorfismo) visando a elaboração de um texto claro e sucinto que abarcasse os principais temas cobertos pelo mesmo. A dissertação ora apresentado é fruto das etapas realizadas em texto com figuras, fotos e ilustrações e uma mapa geológico com perfis que o acompanha.

1.4.GEOMORFOLOGIA, FISIOGRAFIA E CLIMA

A região pode ser dividida em dois compartimentos geomorfológicos distintos, a saber:
1) Serra do Mar, com um relevo bastante acidentado, é sustentada por um maciço granitóide , regionalmente chamado de Granito Anhangava;
2) Primeiro Planalto Paranaense, que se inicia nas encostas ocidentais da Serra do Mar, em altitudes variando entre 800 a 1000m , atingindo a cota máxima de 1454 m pouco a norte de Bocaiúva do Sul, na Serra da Bocaina, composta essencialmente por quartzitos. Neste planalto ocorre grande diversidade litológica, o que condiciona o seu relevo. Apresenta como compartimento menor e bem distinto a Bacia de Curitiba, em que dominam colinas suaves;

A porção norte-nordeste tem suas drenagens ligadas à bacia de captação do Rio Ribeira de Iguape, tendo como principais afluentes os rios Açungui e Piedade/Santana, enquanto a porção sul-oeste voltam-se para o interior do continente, ou seja, a bacia do Rio Paraná, através do Rio Iguaçu e de seus afluentes Atuba, Iraí e Barigui.
Quanto ao clima, a classificação de Köppen indica ser do tipo C - mesotérmico, subtipo f - subtropical úmido, sem estação seca, apresentando duas variações quanto ao número de

geadas anuais: Cfb: zona temperada sempre úmida, que ocorre na maior parte da área, apresentando mais de cinco geadas noturnas e Cfa: zona subtropical úmida, que abrange a porção norte-nordeste da área, com ocorrência de até três geadas noturnas.

A mata nativa foi quase totalmente substituída, dela restando vestígios em locais mais afastados do processo de ocupação e nas encostas dos morros mais íngremes. Esta mata é classificada como do tipo floresta caducifólia subtropical com pinheiros (*araucaria* angustifolia), e em seu lugar são comuns os reflorestamentos de bracatinga (notadamente nas proximidades das regiões produtoras de cal, onde é usado como combustível para os fornos), de pinheiros (*araucaria* brasiliensis), pastagens e culturas de cítricos e de subsistência.

As precipitações pluviométricas ocorrem em todos os meses, com média anual de cerca de 1000 mm. No mês mais seco as precipitações atingem sempre mais de 60 mm. A temperatura média do mês mais quente é menor que 22°C e decresce no sentido norte-sul.

1.5. ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

Como reflexo da sua condição de principal pólo econômico do Estado, com maiores perspectivas de oportunidades econômicas e de geração de empregos, a RMC possui a maior concentração populacional do Paraná, ostentando taxas de crescimento geométrico anual maiores que as do próprio Estado (entre 1980 e 1991 de 2,91% e 0,90% respectivamente para a RMC e para o Estado). Este crescimento fez-se notar principalmente nos eixos Araucária-Almirante Tamandaré e Araucária-Pinhais, onde o tecido urbano extrapola os limites da capital em direção aos municípios, com a perda, por parte destes, de singularidades próprias e início da divisão de sérios problemas urbanos. A ocupação da periferia urbana com a disponibilização de serviços públicos básicos passou a ser problema de caráter supramunicipal.

Somando-se a isto, a maciça propaganda sobre a qualidade de vida da capital paranaense fez com que houvesse maior afluxo de populações carentes e levas migratórias para a região, acarretando a ocupação de terrenos impróprios e criando pressão ocupacional sobre áreas de proteção ambiental. Atualmente apenas 25% da população da RMC possui rede de esgoto e no máximo 40% da população tem coleta e tratamento do lixo gerado.

Problema considerado de primeira ordem nas prioridades da RMC, a pressão pelo abastecimento de água leva ocasionalmente a soluções imediatistas que causam novos problemas, sem a solução daqueles anteriores. Exemplo disto, a localidade de Fervida (município de Colombo) têm tido seu aqüífero explorado de forma desordenada em local de recarga de aqüíferos subterrâneos, com a direta anuência do poder público. Isto têm acarretado sérias demandas entre o Estado e o superficiário, prejudicados pela forma e método de exploração adotado.

Do ponto de vista econômico, inegável é a importância dos minerais não metálicos na economia de mais da metade dos municípios da RMC. É notável a atividade relacionada a extração e beneficiamento de calcário, utilizado como insumo tanto para a agricultura quanto para a indústria do cimento, que conta com importante fábrica no município de Rio Branco do Sul (Cia. de Cimento Portland Rio Branco). De modo genérico, podemos afirmar que tanto este município quanto os de Colombo e Bocaiúva do Sul têm sua economia fortemente centrada a esta atividade e seus desdobramentos(p.ex., parte da produção extrativa da madeira, utilizada nos fornos de cal).

A RMC responde por 65% do ICMS arrecadados no Estado, e os municípios de Curitiba e Araucária, conjuntamente, recolhem 91% deste total regional. Essa desigual geração de receitas tributárias justifica, em parte, a enorme escassez de recursos financeiros alegada pela maioria dos municípios paranaenses, que assiduamente recolhem ao Erário estadual para suprir ou resolver suas realidades técnico-administrativas, e promover o bem-estar da população.

O **Quadro 1** sintetiza os aspectos sócio-econômicos dos municípios da região.

PARTICIPAÇÃO NO PIB MUNICIPAL						
		SETOR			PIB (U$)	
Município	**População**	**Agropecuária**	**indústria**	**Serviços**	**Bruto**	**Per Capita**
Bocaiúva do Sul	7.217	25,25% Madeira: Lenha, Madeira em tora, Milho - Safra normal	5,06% Mobiliário, Metalurgia, Prod. Minerais não Metálicos, Madeira	69,69%	11.813.839,74	1548,14
Colombo	157.323	6,26% Couve-flor, Tomate Safrão, Chuchu	33,27% Prod. Minerais não Metálicos, Metalurgia, Mobiliário	60,47%	178.544.138,13	1374,35
Curitiba	1.419.685	0,03% Ornamentais, Leite, Uva	34,13% Mecânica, Mat. Elétrico e de Comunicação, Prod. Alimentícios, Mat. de Transp., Madeira, Papel e Papelão, Química, Metalurgia	65,84%	5.573.796.668,02	4.122,34
Rio Branco do Sul	30.716	2,57% Tangerina, Madeira em tora e outras finalidades, Milho-Safra normal	50,39% Prod. Minerais não Metálicos, Extração de Minerais, Química	47,04%	155.769.155,00	5.444,95
Tunas	2736	29,32% Madeira em tora, Madeira: Lenha, Milho - Safra normal	5,43% Madeira, Extração de Minerais	65,25%	2.761.373,18	981,65

Quadro 1: Participação no PIB municipal por setor (fonte: http://www.pr.gov.br/paranacidade, *in* Silva *et al.* 1998).

CAPÍTULO 2
EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO

2.1. INTRODUÇÃO

O início do desbravamento no Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná, está ligado, segundo vários historiadores, à procura de metais, principalmente ouro e prata. As primeiras descobertas ocorreram entre 1560 e 1580 (Derby, 1878).

No final do século XIX, com as descobertas de mineralizações de chumbo e conseqüente exploração, que ocorreu pioneiramente na mina de Furnas, despertou o interesse por empreendimentos na região e implementaram-se as atividades de lavra e pesquisa, através de entidades públicas ou particulares.

2.2. FASE PIONEIRA

O primeiro trabalho de reconhecimento regional foi realizado por Derby (1878), que em seu relato de excursão à província do Paraná reconheceu duas *séries metamorphicas*, denominando-as de *crystallina e não crystallina*, compostas respectivamente de *gneiss* e outras rochas semelhantes (*gneiss graníticos, porphyríticos e xistosos*), e por *rochas feldspáthicas chorítícas-griistone* envolta com *gneiss schistosos*.

Em 1916, Oliveira apresenta um quadro sinóptico da geologia do Estado do Paraná, denominando de *Complexo Predevoniano* compostos pelos *Schistos crystallinos* (*gneiss e outros schistos crystallinos*) e *Série Assunguy (schistos argilosos, calcareos e quartzitos)*. Os *schistos crystallinos* aflorariam na Serra do Mar e as rochas da *Série Assunguy* ocorreriam principalmente a norte de Curitiba.

Oliveira (1927) apresenta um novo quadro sinóptico, atribuindo idade ordoviciana à *Série Assunguy* e renomeando os chamados *schistos crystallinos* de *Complexo Crystallino*. Ao texto o autor anexa o "Mapa Geológico do Estado do Paraná", em escala 1:1.000.000, e datado de 1925, o primeiro documento gráfico a exibir a área de exposição do *Complexo Crystallino* e da *Série Assunguy*.

Nos anos subseqüentes, com a incorporação de dados e informações produzidas por diversos pesquisadores (Paiva, 1929; Moraes Rego, 1933; Leonardos, 1934, Barbosa, 1941; Barbosa & Guimarães, 1946; e Bastian, 1946) a área de exposição das rochas da *Série Assunguy* foi ampliado, estendendo-se para além das fronteiras paranaense rumo a São Paulo,

contudo criou-se um outro problema, visto que muito dos citados autores preferiam denominá-la de *Série São Roque*, seja como equivalente às rochas da região de Curitiba, ou como denominação distinta.

Carvalho & Pinto (1937) em perfis de reconhecimento geológico na *Série Assunguy* também comprovam a continuidade física com a *Série São Roque*, preferindo a denominação original para as rochas metamórficas entre Curitiba e São Paulo.

Moraes Rego & Almeida (1946) em seção geológica realizada de Capela da Ribeira a Curitiba reconhecem no *Complexo Brasileiro* como constituinte majoritário da Serra do Mar no Paraná, e sendo recoberta pela *Série Assunguí*. Nas observações efetuadas, comprovam mais uma vez *"a perfeita continuidade entre a Série São Roque, do sul paulista, e a Série Assunguí"*.

Maack (1947) em seu trabalho sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina apresenta uma nova divisão estratigráfica, separando o Arqueano abrangendo as rochas metamorfoseadas do *Complexo Brasileiro* com os granitos intrusivos gnaissificados de uma orogenia mais antiga. Superpostas ao *Complexo Brasileiro* teriam rochas *Eo-algonquianas* reunidas no Paraná pelas rochas da *Série Açungui*.

Bigarella (1948) apresenta mapa simplificado com a distribuição dos xistos e das rochas calcárias da Série Assunguí no Estado do Paraná, segundo faixas com orientação NE.

Maack (1953) apresenta Mapa Geológico do Estado do Paraná, na escala 1:750.000, onde as rochas da *Série Assunguí* (calcários e dolomitos, quartzitos, filitos e rochas gnáissicas recentes) estão com orientação nordeste, posicionados cronologicamente no *Eo-Algonquiano*, recobrindo o embasamento da *Era Azóica* composta por granitos antigos, rochas do Complexo Brasileiro e do Complexo Cristalino.

2.3. FASE DOS TRABALHOS CLÁSSICOS

Bigarella & Salamuni (1956a) em *Estudos preliminares da Série Açungui* trabalham em área situada entre as cidades de Rio Branco do Sul, Colombo e Bocaiúva do Sul, reconhecendo duas formações separadas por uma discordância. À mais antiga propuseram a denominação Setuva, composta por sericita quartzito, quartzitos e filitos. A Formação Setuva constituiria o núcleo de uma anticlinal com um granito pórfiro intrudido no seu núcleo com desenvolvimento de metamorfismo de contato, gerando anfibolitos, biotita xistos e rochas de textura gnáissica. Para a formação sobreposta discordantemente à Formação Setuva foi proposto o nome Capiru, composta dominantemente por camadas de quartzitos e dolomitos, e subordinadamente filitos, e restritamente por itabiritos.

Bigarella & Salamuni (1956b) descrevem nas rochas calcárias (dolomitos) da Formação Capiru estruturas primárias e uma origem essencialmente clástica. Encontram estromatólitos, reconhecendo as algas do gênero *collenia*.

Bigarella & Salamuni (1958) reconhecem uma terceira formação, além das duas já descritas (formações Setuva e Capiru) para a porção centro-leste da Série Açungui no Estado do Paraná. Denominada de Formação Votuverava seria composta por dolomitos, filitos rítmicos, quartzitos e anfibolitos, distribuídos a noroeste da cidade de Rio Branco do Sul. Distinguiram da Formação Capiru pela qualidade das rochas calcárias (baixo teor de MgO), pela baixa ocorrência de quartzitos e pela ausência de estruturas orgânicas fósseis (algas do gênero *collenia* s.p.). Em um resumo da estratigrafia da Série Açungui, colocam em ordem cronológica da base para o topo, separadas por discordâncias as formações Setuva, Capiru e Votuverava. A Série Açungui repousaria em discordância também sobre o Complexo Cristalino (**figura 2**).

Bigarella & Salamuni (1959) apresentam *Planta geológica (provisória) de parte dos municípios de Rio Branco do Sul, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo*, na escala 1:50.000, com esboço das distribuições das formações Setuva, Capiru e Votuverava (**figura 3**), e proposta estratigráfica semelhante àquela apresentada pelos pesquisadores em 1958.

Os geólogos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, realizaram uma série de levantamentos geológicos, com produção de mapas provisórios nas escalas 1:50.000 e 1:70.000, contribuindo para o aprimoramento do conhecimento do Grupo Açungui. Estes levantamentos foram sintetizados em publicação apresentados por Marini *et al.* (1967) no qual foi apresentado um mapa com a distribuição das formações (**figura 4**); neste trabalho o Grupo Açungui é subdivido em 4 formações dispostos da base para o topo por: 1) Formação Setuva; 2) Formação Capiru; 3) Formação Votuverava; 4) Formação Água Clara (proposição pioneira) (**figura 5**); conquanto as cartografias das formações não tenham sido apresentadas individualmente nos mapas da Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Bigarella & Salamuni (1967) propuseram a mudança da denominação Série para Grupo Açungui, por julgar mais adequado, mantendo as três unidades (formações Setuva, Capiru e Votuverava) apresentadas no trabalho destes mesmos autores em 1958.

Salamuni & Bigarella (1967) relatam para a Formação Setuva fenômenos de migmatização no núcleo do anticlinório do morro Setuva reconhecendo que os gnaisses gradam para xistos e quartzitos. Descrevem ainda intercalações de quartzitos nos gnaisses atestando caráter metassedimentar dos mesmos. Amostras do migmatito foram datadas com idade em 783±18 Ma (método K-Ar, em rocha total).

Cordani & Bittencourt (1967) apresentam 56 idades K-Ar efetuadas em minerais separados de 45 amostras (somente 3 análises em rocha total) de rochas metamórficas do Grupo Açungui, e rochas graníticas associadas, mostrando que o metamorfismo teria ocorrido entre 600-650 ma.. Apenas uma amostra de filito (análise em rocha total) poderia ser correlacionada às seqüências definidas por Marini *et al.* (1967), correspondendo a Formação Votuverava.

Série Açungui (Pré-cambriano)	Formação Votuverava (calcáreos, filitos rítmicos, quartzitos e anfibolitos) . . . . . .discordância . . . . . Formação Capirú (dolomitos, filitos rítmicos, quartzitos, itabiritos) . . . . grande discordância . . . . Formação Setuva (sericita-quartzitos, quartzitos, filitos, ausência de rochas calcáreas). . . . . . .discordância? . . . . .
Complexo cristalino	

Figura 2: Coluna estratigráfica da Série Açungui (*In:* Bigarella & Salamuni, 1958)

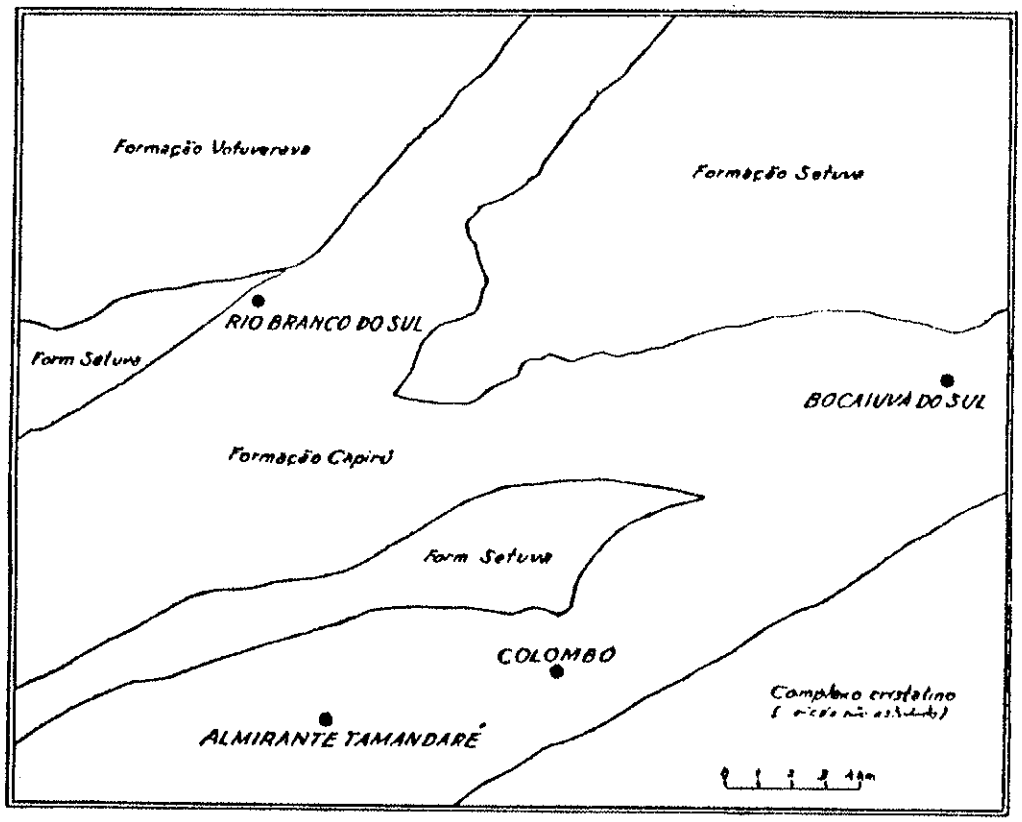


Figura 3: Esboço da distribuição das formações Setuva, Capiru e Votuverava a norte de Curitiba (*In:* Bigarella & Salamuni, 1958).

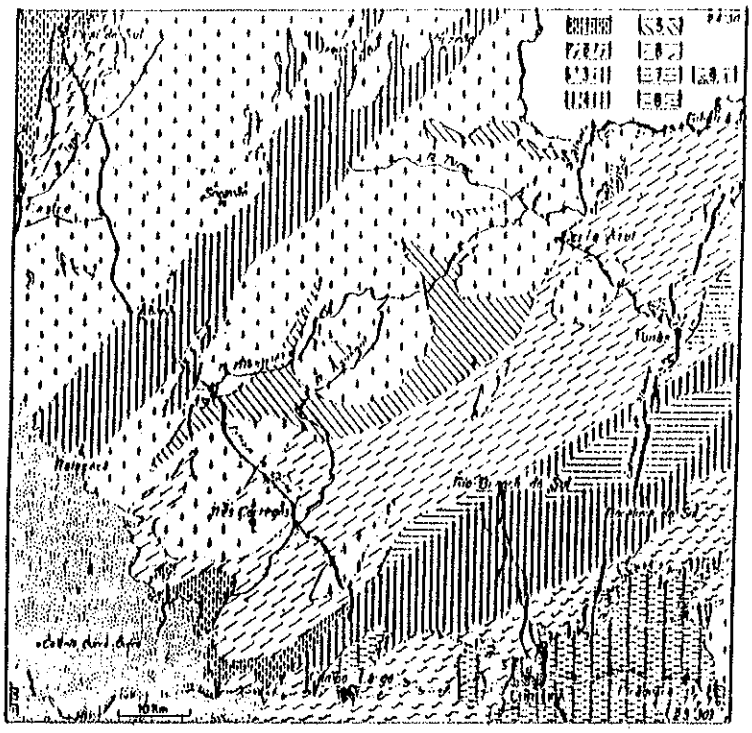


Figura 4 – Mapa da distribuição das formações do Grupo Açungui e os corpos graníticos intrusivos: 1- Grupo Castro; 2- Gnaisses do Complexo Cristalino; 3- Granitos; 4- Formação Capiru; 5- Formação Água Clara; 6- Formação Votuverava; 7- Formação Setuva; 8- Formação Guabirotuba (Bacia de Curitiba); 9- Rochas sedimentares da Bacia do Paraná. (In: Marini et al., 1967).

		Formação	Litologias	Espessura avaliada
Pré-Cambriano Superior	GRUPO AÇUNGUI	Água Clara	Filito-calcário, calcários e metabasitos	cá. 2.000 m
			Discordância ?	
		Votuverava	Filitos, quartzitos, calcários, metaconglomerados e metabasitos.	cá. 3.500 m
			Discordância ?	
		Capiru	Dolomitos, quartzitos, filitos e metabasitos	cá. 2.000 m
			Discordância ?	
		Setuva	Gnaisses, quartzitos, quartzo-xistos, xistos e metabasitos	cá. 2.500 m
			Discordância ?	
Complexo Cristalino			Migmatitos (embréchitos e epibolitos), xistos e ultrabásicas	

Figura 5 – Coluna estratigráfica proposta por Marini *et al.* (1967).

Muratori *et al.* (1968) apresentam *Mapa Geológico preliminar da porção sul-oriental do Estado do Paraná* , em escala 1:250.000, com empilhamento estratigráfico para o Pré-Cambriano superior constituído por 2 conjuntos: o basal, composto por migmatitos e rochas associadas; e o topo, pelas rochas do Grupo Açungui. A cartografia apresentada não distingue as formações geológicas propostas por diversos autores para o Grupo Açungui, limitando-se a uma separação litológica. Na área de exposição da Formação Setuva, descrevem como rochas mais comuns biotita gnaisses, biotita-muscovita xistos, biotita-quartzo xistos, às vezes com granada e estaurolita, além de quartzitos puros, muscovita quartzitos, itabiritos, metabasitos e raras lentes de mármore dolomítico, diferindo da descrição original de Bigarella & Salamuni (1956a).

Petri & Suguio (1969) em estudo sobre os ambientes deposicionais do Grupo Açungui concluem que as formações Itaiacoca, Votuverava e possivelmente Capiru são contemporâneas, sendo que a Formação Itaiacoca deveria ser mantida como unidade independente em relação à Formação Capiru, uma vez que não possuem continuidade física.

Marini (1970) apresenta a geologia da Folha Rio Branco do Sul, com proposta de divisão estratigráfica, na qual exclui a Formação Setuva do Grupo Açungui, colocando-o como unidade intermediária entre o Complexo Cristalino e o Grupo Açungui, que seria composto pelas três formações remanescentes: Capiru, Votuverava e Água Clara. Tal proposta deve-se às seguintes observações: discordância angular entre as formações Setuva e Capiru; diferenças nas direções dos eixos de dobras entre as Formação Setuva (eixos de dobras mergulhantes para SW) e as formações mais jovens (eixos de dobras mergulhantes para NE); e fraca deformação das rochas mais jovens (formações Capiru, Votuverava e Água Clara), em oposição à forte deformação, com segregação de lentes de quartzo na Formação Setuva. Apesar de apresentar mapa esquemático com a distribuição das formações e corpos graníticos, no mapa apresentado da Folha Rio Branco do Sul, na escala 1:70.000, omite a proposição apresentada no texto, onde não apresenta a cartografia das distintas formações.

Este último trabalho, aliado ao trabalho de Bigarella & Salamuni (1967) consolidaram, para diversos pesquisadores, duas idéias que influenciaram os trabalhos posteriores: 1) gradação dos migmatitos e gnaisses para xistos; 2) Formação Setuva distinta do Grupo Açungui face às diferenças estruturais e metamórficas.

Neste contexto Ebert (1971) em perfil realizado ao longo do núcleo Setuva (**figura 6**), suportado por análise petrológica, restringe a denominação Setuva aos xistos e quartzitos e engloba-a na parte basal do Grupo Açungui e aponta que "a única diferença notável é a falta de rochas carbonáticas". As rochas gnáissicas foram englobados no Grupo Pré-Setuva (proposição original), tendo uma seqüência de paragnaisses e um complexo granítico intrusivo, posteriormente milonitizado. Sugere uma tectônica de *nappes* que afetaria as formações contemporâneas Capiru, Votuverava e Água Clara (**figura 7**).

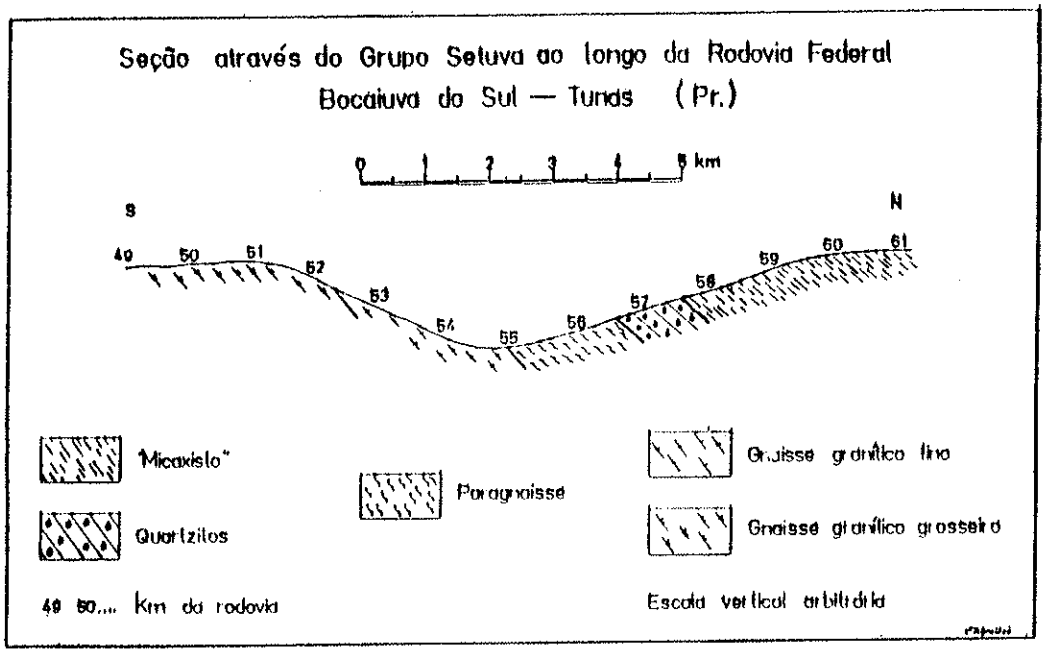


Figura 6 - Seção através do Grupo Setuva ao longo da Rodovia Federal Bocaiúva do sul - Tuna (PR). (*In:* Ebert, 1971).

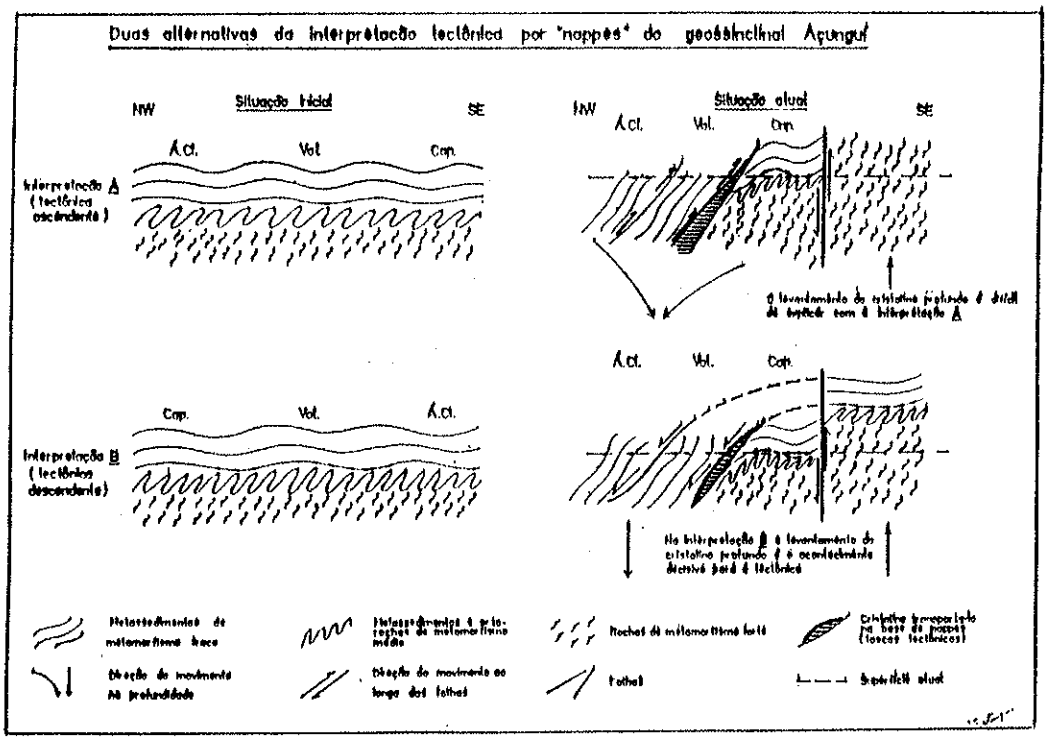


Figura 7 - Interpretação tectônica por "nappes" do geossinclinal Açungui. (*In:* Ebert, 1971).

Fuck *et al.* (1971) expõem os resultados levantados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná envolvendo todo o pré-cambriano paranaense. Separam a Formação Setuva do Grupo Açungui e ampliam suas áreas de exposição nos núcleos Setuva e Anta Gorda-Ouro Fino e citam a possibilidade de ocorrência a norte de Castro. O Grupo Açungui é apresentado com um empilhamento estratigráfico tendo a Formação Capiru na base, seguida da Formação Votuverava e a Formação Água Clara no topo.

2.4. FASE DAS PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS

A partir do fim da década de 70 e na década de 80 intensificaram os trabalhos na região com a proliferação de nomenclaturas e denominações informais, além das correlações para extensão de unidades descritas. Este fatos propiciaram a difusão de propostas de colunas estratigráficas para o pré-cambriano paranaense e paulista

Popp *et al.* (1979) apresenta proposta de subdivisão para a Formação Setuva e elevam-na à categoria de Grupo, composto por duas novas formações: Meia Lua e Betara. A primeira descreve como sendo constituída por paragnaisses, quartzitos, micaxistos e metabasitos e tendo como área de ocorrência o núcleo Betara; a segunda seria constituída por quartzo xistos, quartzitos e quartzo filitos que ocorrem nas regiões dos morros Betara e da Glória e no morro do Setuva.

Schöll *et al.* (1980) em trabalho realizado na região do anticlinal do Setuva apresentaram uma mapa geológico simplificado (**figura 8**) com proposta de coluna litoestratigráfica composta por três unidades principais: Complexo Pré-Setuva, Formação Setuva e Grupo Açungui (**figura 9**). Ao Complexo Pré-Setuva é atribuída a mesma proposição de Ebert (1971). A Formação Setuva seria separada deste Complexo por falhamento de empurrão de baixo a médio ângulo, com diferenças metamórficas e estruturais, e composta principalmente por mica xistos, quartzo-mica xistos, quartzitos e participação subordinada de cálcio xistos, mármores dolomíticos, filitos com magnetita e quartzitos ferruginosos e conglomeráticos. O contato com o Grupo Açungui se daria na maioria das vezes por falhas e a diferença, em relação à Formação Setuva, seria pelo grau metamórfico que é maior e em função de uma fase isoclinal anterior ao dobramento Açungui presente nas rochas.

Veiga & Salomão (1980) propuseram a denominação Formação São Sebastião para uma seqüência vulcanossedimentar, na região do baixo do rio São Sebastião (Vale do Ribeira), composta por mica xistos, quartzitos, filitos grafitosos, metabasitos e clorita/calcio-clorita xistos com calcários intercalados. Esta seqüência apresentaria pelo menos duas fases de deformação, com presença de dobras isoclinais relacionadas. A posição estratigráfica desta unidade se situaria entre a Formação Setuva e o Grupo Açungui.

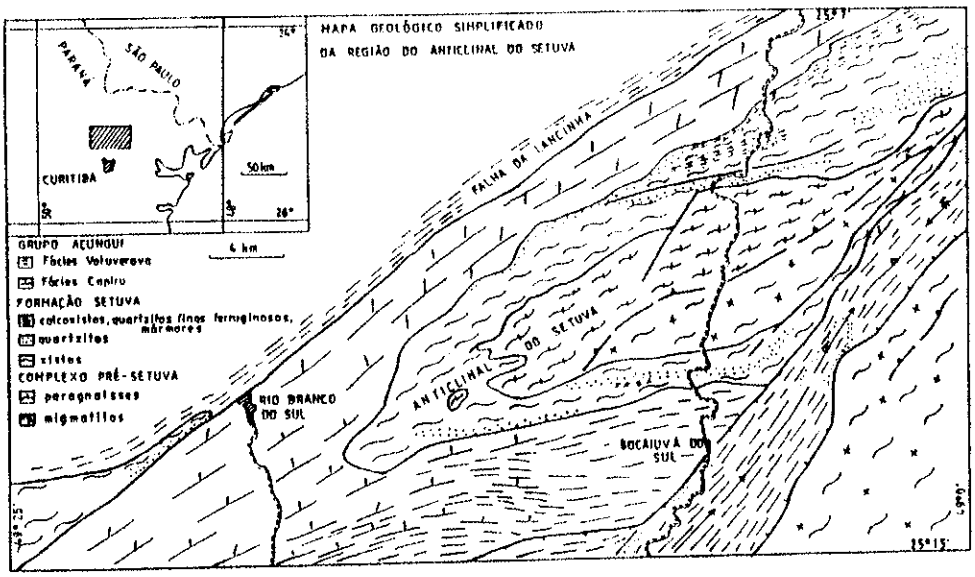


Figura 8 - Mapa geológico simplificado da região do Anticlinal do Setuva. (*In:* Schöll *et al.*, 1980).

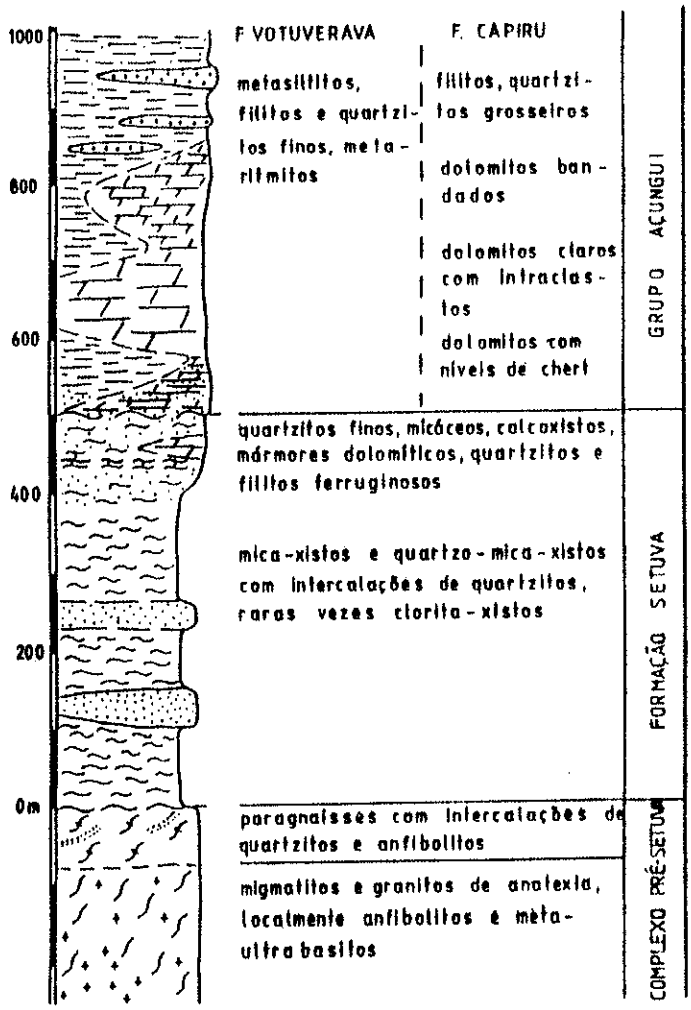


Figura 9 - Proposta de Coluna litoestratigráfica na região do Anticlinal do Setuva. (*In:* Schöll *et al.*, 1980).

Piekarz (1981), em trabalho realizado na área da mina do Perau, propõe a denominação Seqüência Perau para um conjunto litológico composto por quartzitos basais, mármores, mica xistos e anfibolitos, por vezes com rochas metavulcânicas félsicas e metatufos e anfibolitos que formariam a base do Grupo Açungui e a Formação Setuva constituiria seu embasamento.

Silva *et al.* (1981) retiram da Formação São Sebastião o pacote carbonático portador da jazida de fluorita e incluem-no na Formação Votuverava. O restante da formação foi correlacionado com a Seqüência Perau, posicionada estratigraficamente na base do Grupo Açungui.

Fritzsons Júnior *et al.* (1982), em proposta para nova coluna estratigráfica, concebem a Formação Água Clara como uma unidade posicionada na parte superior do Grupo Setuva e que teria como porção basal a Formação Perau. O contato entre as duas formações seria por discordância angular. O Grupo Açungui, mais jovem, apresentaria as formações Capiru e Votuverava contemporâneas.

Schöll *et al.* (1982) apresentam uma revisão crítica da Formação Setuva no pré-cambriano do estado do Paraná e comparam as diversas propostas de empilhamento estratigráfico (**figura 10**). Reconhecem uma distribuição nos núcleos anticlinais Setuva, Anta Gorda, Ribeirão da Barra, Ribeirão Perau, Cerne e Betara. Subdividiu a formação em quatro unidades litoestratigráficas: 1) unidade clástica-carbonatada inferior composto por paragnaisses "derivados de sedimentos clásticos parcialmente margosos" e xistos; 2) seqüência química inferior composto por espesso pacote de *metacherts*; 3) seqüência química superior a clasto-química composta, por "calcoxistos" (quartzo-calcita-plagioclásio-mica xisto) que gradariam para mica xistos.; 4) seqüência vulcanossedimentar formada por quartzo-mica xistos/filitos e clorita xistos com intercalações de anfibolitos. Destas seqüências apresentadas somente a vulcanossedimentar não seria reconhecida no Anticlinal do Setuva, conforme ilustrado no mapa geológico esquemático (**figura 11**).

2.5. FASE DOS MODELOS GEOTECTÔNICOS E ESTRUTURAIS.

Nesta fase os trabalhos publicados mudam do enfoque basicamente estratigráfico, com preocupações quanto as unidades litológicas e suas relações estratigráficas, para uma análise dentro de um contexto geotectônico e de mecanismos de deformação.

Chiodi Filho (1984) apresenta um quadro tectono-geológico regional onde inclui o Grupo Setuva em um evento aulacogênico composto pelas formações Itaiacoca, Água Clara, Perau e Seqüência Turvo-Cajati. Segue-se um evento de rifte-sinéclise que propiciaria a sedimentação do Grupo Açungui composto pelas formações Votuverava, Iporanga e Capiru.

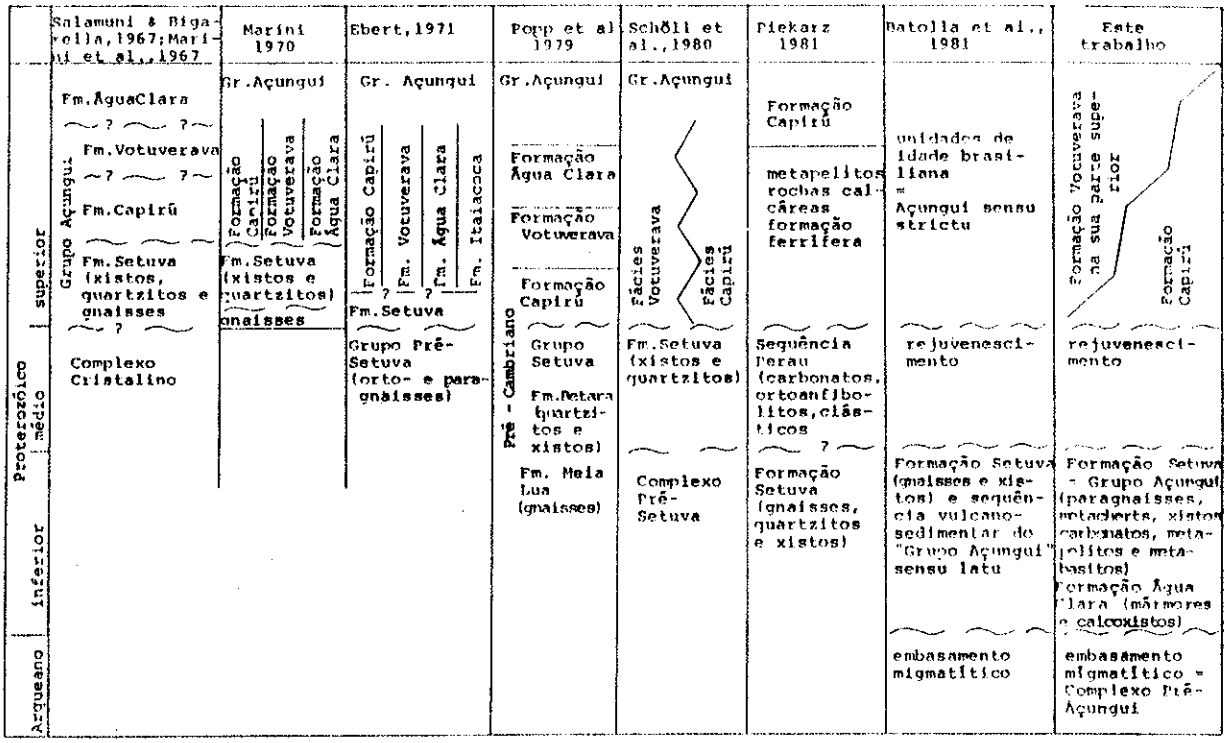


Figura 10 – Quadro comparativo com as diferentes propostas de colunas estratigráficas para o Grupo Açungui e Formação Setuva (In: Schöll *et al.*, 1982).

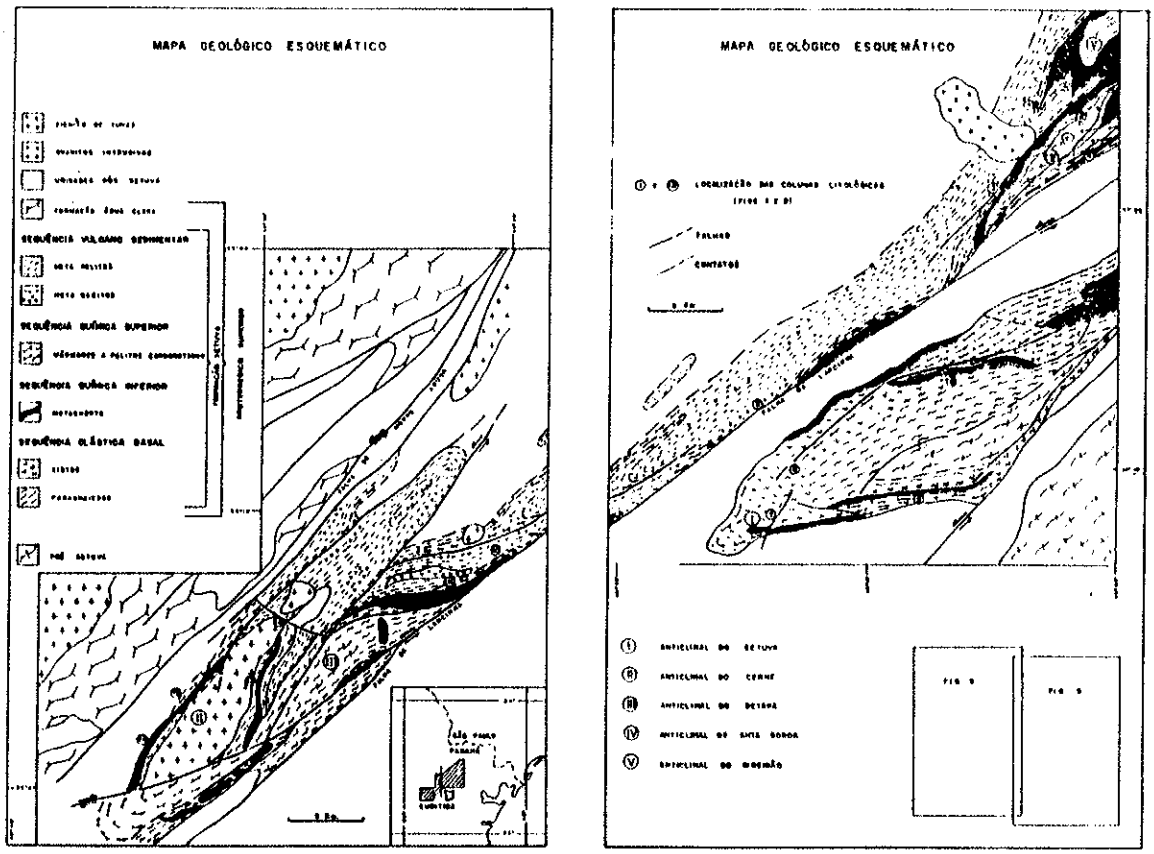


Figura 11 – Mapas geológicos esquemáticos das regiões dos anticlinais do Setuva, Cerne, Betara, Anta Gorda e Ribeirão (In: Schöll *et al.*, 1982).

Hasui *et al.* (1984) reconhecem um forte evento tectônico de baixo ângulo que afetou as rochas metassedimentares dificultando o empilhamento estratigráfico. Propõem, por isso, o uso genérico de Complexo Setuva no qual englobariam as unidades Betara, Meia Lua, Perau, São Sebastião, Setuva e parte da Formação Votuverava, nas quais ocorrem litologias com evidências de cisalhamento dúctil, pelos autores reconhecidos. As demais unidades seriam subdivididas segundo os compartimentos tectônicos, nos grupos Itaiacoca, Açungui e Capiru.

Nota-se o emprego do nome "Setuva", seja como Grupo ou Complexo, com a conotação estratigráfica de uma unidade que precede o Grupo Açungui, e que apresenta metamorfismo de grau maior e evolução estrutural complexa. Seguiram-se trabalhos onde não existem correspondências entre as descrições litológicas originais, como nos trabalhos de Takahashi *et al.* (1984,1986), Campanha *et al.* (1985, 1986), Hasui (1986).

Com a aplicação de novas teorias de quantificação e mecanismos de deformação, novos modelos envolvendo o pré-cambriano paranaense foram propostos, destacando-se os trabalhos de Fiori (1985, 1990, 1992, 1994), Fiori *et al.* (1984,1987a,b,c, 1993), Soares (1987), Hasui *et al.* (1989), Althoff (1989), Campanha (1991) e Fassbinder (1996).

Os trabalhos desenvolvidos tiveram um enfoque estrutural. Fiori *et al.* (1984) analisa o sistema de lineamentos no pré-cambriano paranaense. Fiori (1985) reconhece um complexo sistema de deformação envolvendo diversas falhas de cavalgamento (**figura 12**) e falhas transcorrentes. Fiori *et al.* (1987a) descreve a geologia entre as regiões de Batéias e Bocaiúva do Sul, reconhecendo quatro conjuntos litológicos estratigraficamente distintos que são: 1) Complexo Pré-Setuva, composto por gnaisses e migmatitos aflorantes no antiforme do Setuva e no núcleo Betara; 2) Grupo Setuva, composto por quartzitos, carbonatos, metacherts e formações ferríferas representado pelas formações Água Clara e Perau. Os autores citam possível ocorrência do grupo no Bloco Tectônico II (Fiori, 1985) e incluindo-se os quartzitos da serra de Bocaina. Reconhecem, os autores, características deformacionais em que a unidades Pré-Setuva e Setuva, na região do antiforme do Setuva, são "tectono-fácies dos gnaisses, migmatitos e de xistos do próprio Setuva"; 3) Grupo Açungui representado na área pelas formações Capiru e Votuverava e composto por mármores, filitos e quartzitos. As diferenças mais marcantes entre as duas formações ocorreriam nos mármores calcíticos e filitos rítmicos avermelhados da Formação Votuverava e mármores dolomíticos e filitos carbonosos escuros intercalados com filitos caulínicos da Formação Capiru; 4) Formação Camarinha composta por conglomerados intraformacionais, arenitos arcosianos, arcósios, siltitos e argilitos.

Fiori *et al.* (1987b) apresentam compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba a partir da evolução do trabalho publicado por Fiori (1985), onde os sistemas de transcorrências e de cavalgamentos são responsáveis pela estruturação regional com reflexos

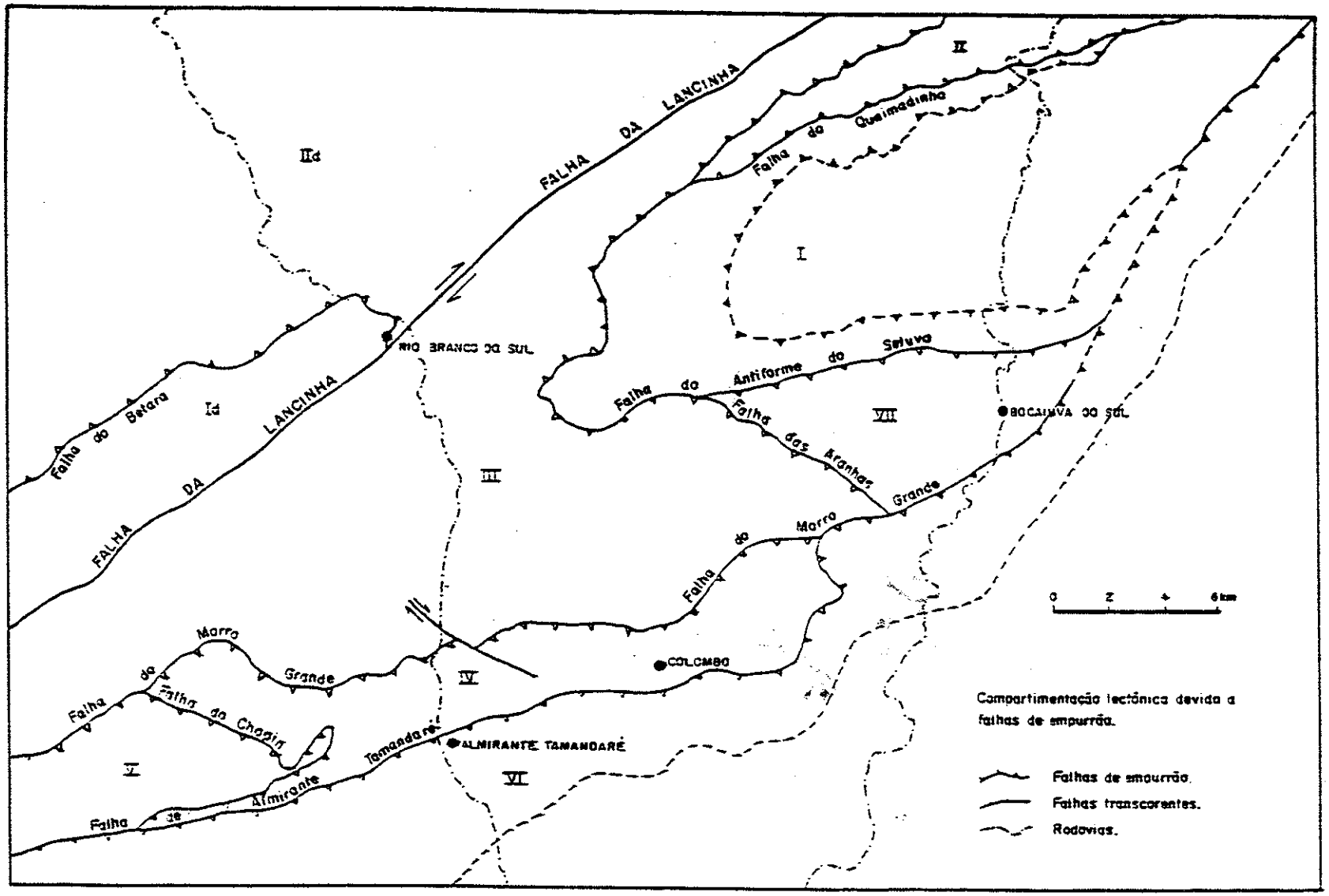


Figura 12 - Compartimentação tectônica devido a falhas de Empurrão. (*In:* Fiori, 1985)

na estratigrafia. Fiori *et al.* (1987c) analisa geometricamente as sinformas, antiformas e diversas falhas na região de Rio Branco do Sul - Bocaiúva do Sul (**figura 13**).

Althoff (1989) em pesquisa realizada na região do morro do Setuva segue a mesma linha de trabalho, descreve as estruturas presentes e caracterização petrológica. Reconhece as mesmas características deformacionais observadas por Fiori *et al.* (*op. cit.*) no Bloco Tectônico II (Fiori *op. cit.*) e relacionam "às litologias do Capirú".

Reis Neto & Soares (1987) apresentam um estudo com a caracterização termodinâmica de microestruturas dos grupos Açungui (Capiru, Itaiacoca e Votuverava) e Setuva (Água Clara e Perau). Neste estudo não foi apresentado nenhum dado referente a região de definição original da Formação Setuva, ou seja , o Morro do Setuva.

Soares (1987) apresenta trabalho relacionando a tectônica deformadora às seqüências estratigráficas. Estas seqüências foram separadas em quatro conjuntos: 1) Complexo Água Clara-Perau-Setuva, 2) Complexo Votuverava-Itaiacoca-Capiru; 3) Seqüência Camarinha-Antinha; 4) Seqüência Castro. O modelo geotectônico envolveria um ciclo completo de geração e destruição de margem continental ou de oceano. A bacia Setuva teria sido formada em uma bacia marginal que precedeu uma subducção crosta oceânica/margem continental, com formação de um arco magmático. Esta bacia teria sido deformada com a colisão arco-continente sobre uma litosfera continental superatenuada. A bacia Açungui Ter-se-ia desenvolvido após o resfriamento, em decorrência da colisão do tipo Cordilherano. Posteriormente foi submetida a um evento de cavalgamento rúptil/dúctil e metamorfismo no fácies xisto verde como conseqüência de uma colisão continente/continente. (**figura 14**).

Fiori (1990), em estudo do Grupo Açungui a norte de Curitiba, apresenta proposta de estratigrafia e evolução segundo os compartimentos estruturais definidos em trabalhos anteriores. O Grupo Açungui seria constituído pelas seguintes formações: 1) Capiru, composto pelas seqüências Juruqui, Rio Branco, Morro Grande, e Bocaina (correspondente ao Bloco Tectônico II de Fiori *op. cit.*, anteriormente incluída no Grupo Setuva); 2)Votuverava composto pelas seqüências Bromado, Coloninha e Saivá; e 3) Antinha composto pelas seqüências Bom Jardim, Capivara e Vuturuvu. Estas associações poderiam ser correlacionadas na bacia, como ilustra a **figura 15**. Reconhece três sistemas de deformação no Grupo Açugui denominados de: Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA), Sistema de Dobramento Apiaí (SDA) e Sistema de Transcorrência Lancinha (STL). Adota como modelo geotectônico o proposto por Soares (1987). O autor *op. cit.* publica ainda trabalhos complementares de tectônica e estratigrafia (Fiori, 1992) e evolução geológica (Fiori 1994) do Grupo Açungui.

Campanha (1991), em trabalho realizado no alto e médio vale do Ribeira, estuda a estratigrafia e tectônica das seqüências de rochas supracrustais de idade proterozóica aflorantes na região. Apresenta um modelo de evolução para a "bacia"Açungui, em termos

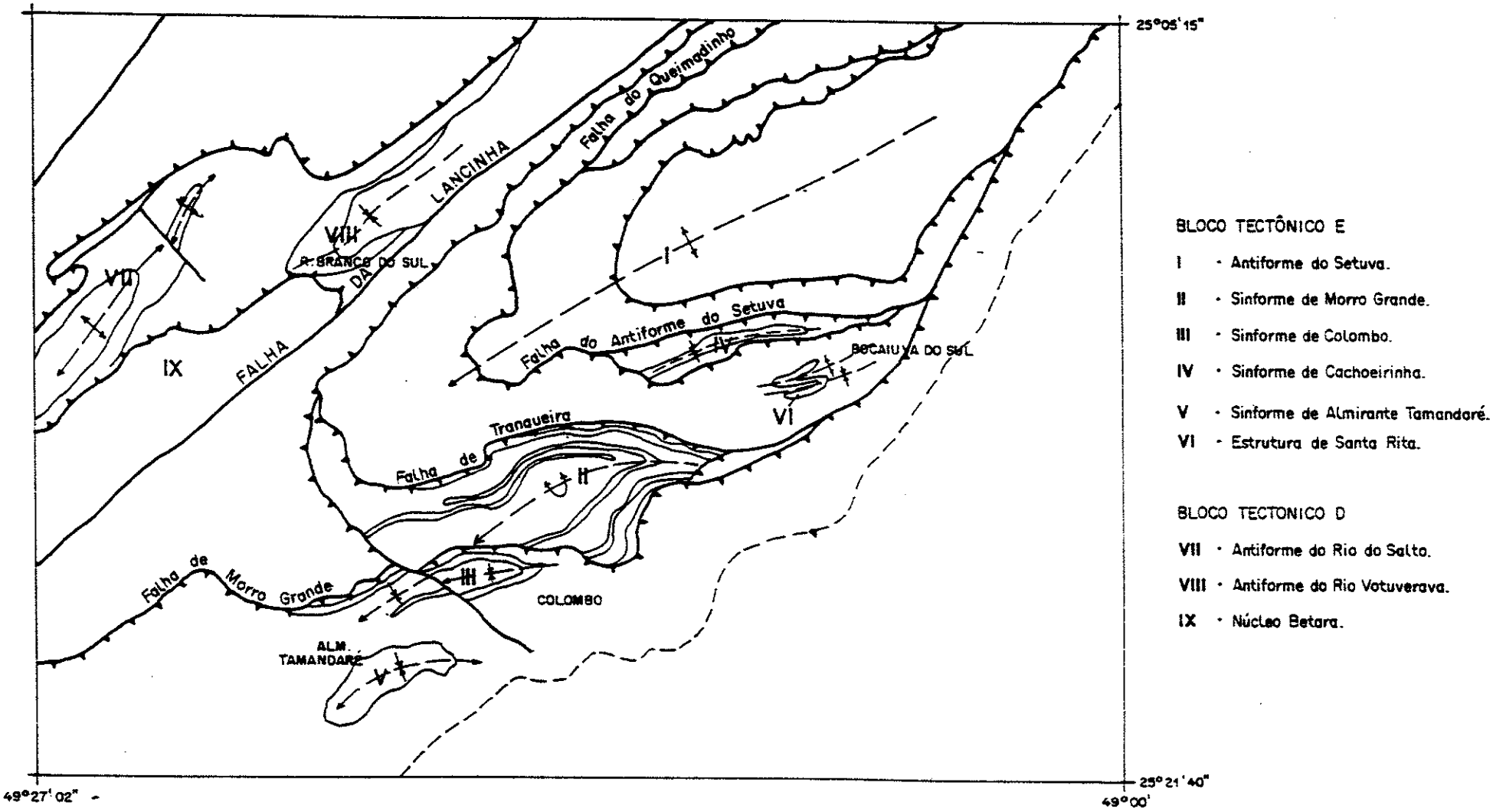


Figura 2:

Mapa geológico-estrutural simplificado da região de RIO BRANCO - BOCAIÚVA DO SUL.

Figura 13 - Mapa geológico-estrutural amplificado da região de Rio Branco - Bocaiúva do Sul. (*In:* Fiori *et al.*, 1987c)

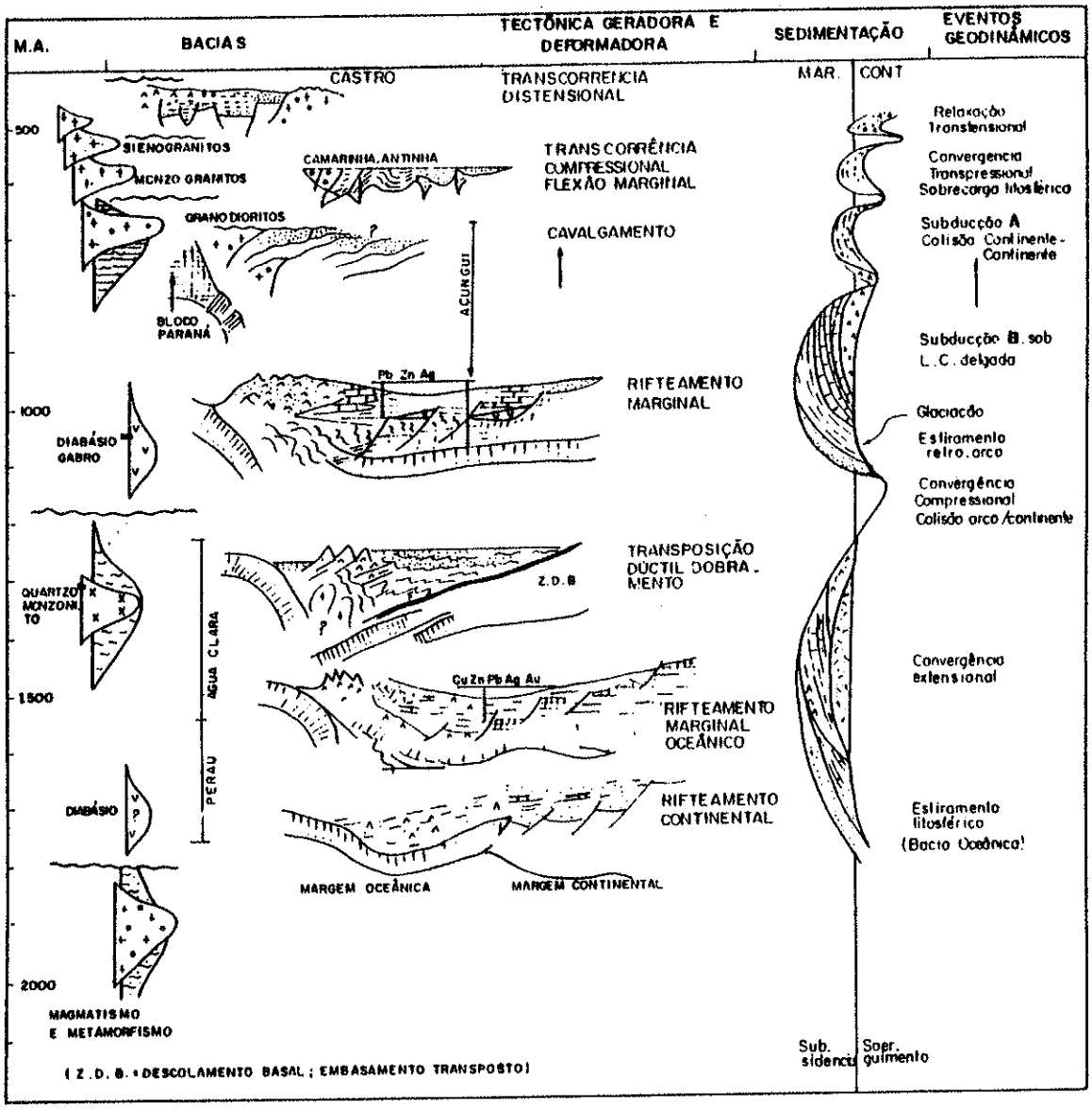
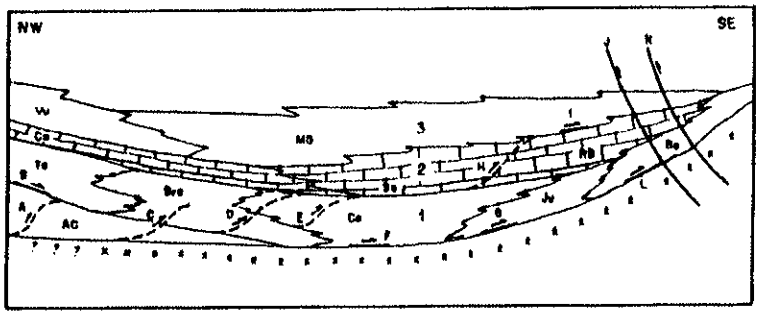


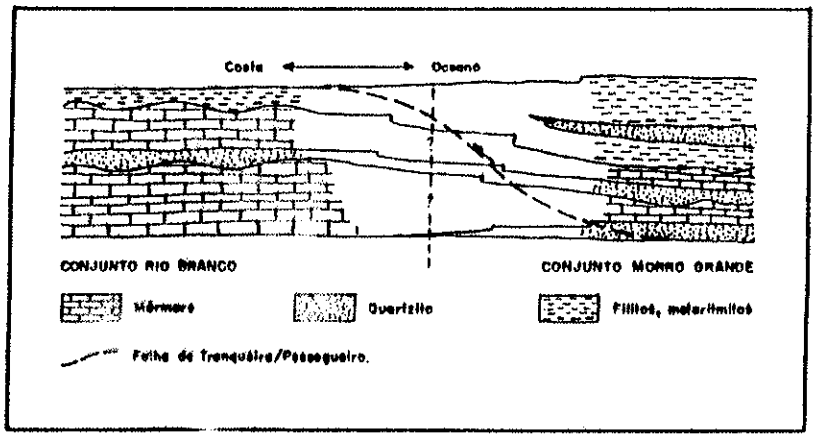
Figura 14 - Representação diagramática dos tipos de bacias, seqüências tectono-sedimentares, tectônica deformadora e eventos geodinâmicos correspondentes, superpostos na região leste paranaense durante o Meso e Neoproterozóico e Eo-Paleozóico. (*In:* Soares, 1987)

(A)



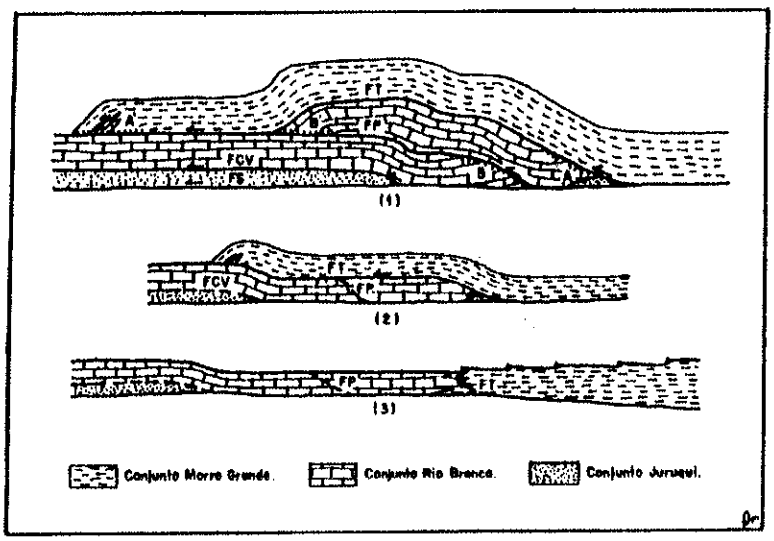
Seção esquemática NW-SE da Bacia Açungui, evidenciando as relações estratigráficas entre as unidades do Grupo Açungui, antes do evento do SCA. 1. Unidade A, 2. Unidade B, 3. Unidade C. AC, Formação Água Clara. Futuras falhas de cavalgamento (em tracejado): A, da Chacrinha; B, do Brejal; C, da Boa Vista; D, do Bromado; E, da Votuverava; F, da Betara; G, do Setuva; H, do Pesseguelro; I, da Tranqueira; J, de Morro Grande; K, de Almirante Tamandaré, e, L, da Colônia Venâncio. Conjuntos litológicos: Vu = Vuturuvu, Ca = Capivara, Ta = Tacanica, Bro = Bromado, Co = Coloninha, Sa = Salvá, Ju = Juruqui, Bo = Bocaina, RB = Rio Branco, MG = Morro Grande.

(B)



Relação estratigráfica esquemática entre os conjuntos Rio Branco e Morro Grande. A linha tracejada representa o sítio da futura Falha de Tranqueira/Pesseguelro, com sentido de movimento indicado.

(C)



Reconstituição da estratigrafia original do Grupo Açungui (Formação Capiru). 1. Organização estrutural atual. 2. Seção após a retirada do efeito da Falha do Pesseguelro (FP). 3. Organização estratigráfica antes do evento de cavalgamento. FT = Falha de Tranqueira; FCV = Falha da Colônia Venâncio; FS = Falha do Setuva. A-A' e B-B' representam rampas inicialmente contíguas, respectivamente. (figuras sem escala).

Figura 15 - (A) Seção esquemática NW-SE da Bacia Açungui evidenciando as relações estratigráficas. (B) Relação estratigráfica entre os conjuntos Rio Branco e Morro Grande. (C) Reconstituição da estratigrafia original do Grupo Açungui (Formação Capiru). *In:* Fiori, 1994 (adaptado)

atualísticos com o ciclo de Wilson completo (**figura 16**). As formações Setuva e Capiru Ter-se-iam desenvolvido em uma margem continental passiva formado pela evolução que envolveu estiramento crustal com a instalação de um rifte. A evolução geotectônica presupõem o Maciço Catas Altas como um arco magmático associado a uma subducção do tipo B de SE para NW com porterior colisão de dois blocos continentais; esta subducção e colisão teriam ocorrido de modo oblíquo, com movimentação dextral.

Fassbinder (1996) em trabalho na unidade Água Clara propõem uma coluna estratigráfica tendo a Formação Água Clara na base, seguido pela Formação Votuverava e no topo, as formações Capiru e Itaiacoca, dentro de um modelo transpressional. Assim um primeiro estágio ocorreria o encurtamento por cisalhamento puro gerando foliações por dobramentos cerrados a isoclinais rompidos invariavelmente na base (Formação Água Clara), fechadas a cerradas com raras isoclinais na Formação Votuverava, e dobras fechadas na Formação Capiru. Com a evolução do encurtamento , com convergência oblíqua, o mecanismo de deformação seria através de cisalhamento simples que se acomodariam através de transcorrências e iniciando um processo de verticalização de estruturas.

Silva *et al.* (1998) em mapeamento geológico da Folha Curitiba apresentam um trabalho mais descritivo das unidades cartografadas, separando-as em domínios geográficos delimitados pelas ZCT Lancinha e Morro Agudo. No bloco Curitiba são cartografadas as litologias a sul da ZCT Lancinha que incluem as unidades do Complexo Atuba, Formação Capiru e Granito Anhangava e reconhecem para as litologias da Formação Setuva, na região do morro do Setuva, como sendo tectonofácies que afetaram a Formação Capiru, conforme reconhecido por Althoff (1989) e Fiori (1990), porém em área restrita no flanco norte da antiforma do Setuva entre as falhas Setuva e Queimadinho.; no Bloco Paraná, a norte da ZCT Lancinha, reconhecem as unidades do Complexo Meia Lua, Seqüência Perau, e as formações Betara, Água Clara, Votuverava, Antinha e intrusivas granitóides. A identificação dos eventos de cavalgamento e transcorrências que propiciaram grande aloctonismo nas unidades identificadas com contatos tectônicos dificultaram o entendimento estratigráfico.

Com relação as rochas do embasamento gnáissico-migmatítico na região da cidade de Curitiba a partir da década de 90 são citadas, predominantemente em trabalhos de caráter geotectônico, que apresentam uma interpretação em comum: tratam-se de terrenos antigos, com idades mínimas paleoproterozóicas, intensamente retrabalhadas no Neoproterozóico, com geração de migmatitos e intensa aloctonia dos terrenos.

Basicamente são apresentados dois modelos distintos para a evolução dos terrenos precambrianos do Paraná e norte de Santa Catarina:

1) *Interação entre duas microplacas* (Basei *et al.* 1992a): as Microplacas Curitiba e Luís Alves seriam separadas por um oceano, (localizado a sul da cidade de Piên, sul do Paraná) e "coladas" quando do fechamento deste.

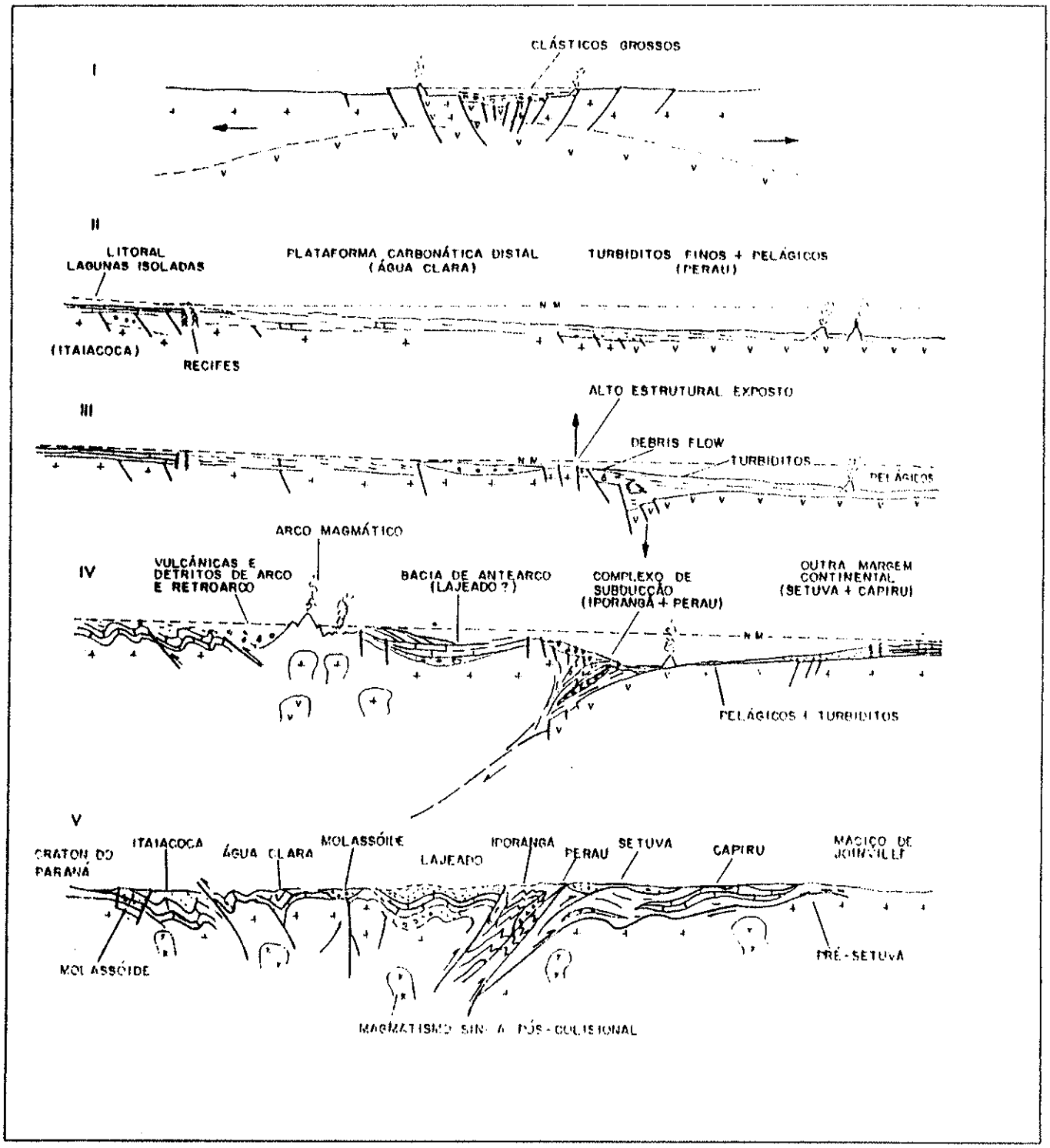


Figura 16 - Modelo de evolução para a "Bacia do Açungui" em termos atualísticos como um ciclo de Wilsom completo. I. Estiramento crustal, com instalação de rifte e início de formação de fundo oceânico. II. Instalação de margem continental passiva. III. Rompimento da margem passiva. IV. Instalação de margem ativa. V. Colisão continental com outra margem. (*In:* Campanha, 1990)

A abertura deste oceano a 800±50 Ma seria a causa do início do processo de subducção da Microplaca Curitiba sob o Cinturão Ribeira; o fechamento deste oceano a 700±50 Ma geraria o arco magmático em Piên (Machiavelli 1991), provocando a colisão e *underthrusting* entre a microplaca e o cinturão citados; a Zona de Cisalhamento da Lancinha poderia representar, segundo os autores, a materialização da sutura destes terrenos a norte.

2) *Retrabalhamento da borda da microplaca* (Siga Júnior. *et al.* 1993; Siga Júnior. 1995): o Domínio Curitiba não representaria uma microplaca mas sim "a margem nordeste da Microplaca Luís Alves, envolvida e transformada pela tectônica brasiliana, reflexo da colisão desta microplaca com o Cráton do Paraná".

Em 1996 Siga Júnior. *et al.* subdividem o Domínio Curitiba (Siga Júnior. *op. cit.*) em duas grandes unidades: a Suíte Rio Piên e o Complexo Atuba, esta última representada na Folha Curitiba. Compreenderia em sua maioria "*rochas gnáissicas bandadas, migmatíticas, do fácies anfibolito, representadas principalmente por biotita-anfibólio gnaisses contendo leucossomas de composições tonalito-granodioríticas além de graníticas*". A migmatização teria ocorrido em pelo menos dois eventos importantes, com idades paleoproterozóicas e neoproterozóicas.

2.6. CONCLUSÕES

Diversos trabalhos efetuados no pré-cambriano paulista e paranaense apontam para a grande proliferação de denominações informais, muitas vezes desrespeitando o Código de Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*,1986), onde alguns autores como Fiori (1990) reconhece 21 propostas e Fassbinder (1996) reconhece 31 propostas de colunas estratigráficas.

Fassbinder levantou alguns problemas em relação a trabalhos anteriores regionais:

1) constante mudança de hierarquia das unidades ou conjuntos litológicos, agrupados em torno das denominações Açungui e Setuva;

2) Aspecto da contemporaneidade ou sucessão sedimentar do Grupo Açungui.

Analisando os trabalhos relativos a Formação Setuva observa-se extrapolação abusiva do nome baseado em propostas de modelos. As descrições litológicas originais na área tipo – Morro do Setuva - apresentam problemas de correlação com as unidades extrapoladas (Formações Perau, Água Clara). Muitos dos trabalhos de correlação basearam-se nas características metamórficas e estruturais distintas do Grupo Açungui para associá-las com unidades de outras áreas.

Outro aspecto observado é a pequena quantidade de trabalhos de cartografia geológica efetuados na região, destacando-se os mapas geológico do Estado do Paraná de Maack

(1953), na escala 1:750.000; Biondi (1983), na escala 1:650.000; Biondi *et al.* (1989), na escala 1:500.000. Temos os trabalhos envolvendo mapeamento de quadrículas nas escalas 1:250.000 (Algarte *et al.*, 1972 – Folha Itararé -), na escala 1:100.000 temos Marini (1970), e o Projeto Leste do Paraná (Batolla *et al.*, 1977) e na mesma escala (Silva *et al.*, 1998 – Folha Curitiba -); na escala 1:50.000 temos Lopes *et al.* (1965, Folha Curitiba). Outras cartas foram apresentadas pelos geólogos da Comissão da Carta Geológica do Estado Paraná apresentados por Marini *et al.* (1967). Ressalta-se, contudo, que as cartas geológicas regionais foram realizadas principalmente de trabalhos de compilação e integração de dados existentes, com poucas atividades de mapeamento geológico sistemático.

CAPÍTULO 3
ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES

3.1. INTRODUÇÃO

A demanda crescente de recursos minerais estratégicos, principalmente petróleo, impulsionou o entendimento da origem e evolução das bacias sedimentares, ao mesmo tempo que se concebiam esquemas alternativos de classificação dessas porções deprimidas da crosta terrestre. Dessa forma, nos últimos 30 ano foram criados e aprimorados diversos sistemas de classificação, não obstante a teoria da Tectônica de Placas tenha propiciado o mais robusto instrumental para a modelização de bacias sedimentares, lastreado no arcabouço geotectônico no qual elas se situam. E o conhecimento acumulado nesse período tem sido utilizado no estudo de bacias proterozóicas deformadas, principalmente na caracterização e individualização dos sistemas deposicionais.

3.2. FORMAÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES

A formação de bacias sedimentares, segundo Chang *et al.* (1990), são decorrentes de alterações do estado de tensão da litosfera que se iniciam por situações de desequilíbrio da distribuição da massa litosférica e passam para mum estágio de compensação dessa situação e , finalmente, resulta na elevação ou subsidência da superfície alterada. A **tabela 1** mostra os processos termomecânicos envolvidos na formação e evolução de bacias sedimentares.

3.2.1.Tipos de desequilíbrio.

A origem de uma bacia sedimentar é resultado de fatores de desequilíbrio envolvendo a crosta e subcrosta, induzidas por processos termomecânicos (mecânicos e/ou termais) decorrentes de modificações na estrutura térmica da litosfera ou por movimentações tectônicas. A origem dos desequilíbrios podem ser agrupadas em três tipos: 1) decorrentes de mudança na espessura crustal; 2) decorrentes de alteração da estrutura térmica da litosfera; 3) decorrentes de alteração do estado de tensão da litosfera (**figura 17**).

NATUREZA DO DESEQUILÍBRIO	TIPO DE DESEQUILÍBRIO			TIPO DE DEFORMAÇÃO		TIPO DE COMPENSAÇÃO	TIPO DE SOERGUIMENTO/ SUBSIDÊNCIA
TRANSPORTE DE MASSA	ALTERAÇÃO DA ESPESSURA CRUSTAL/ SUBCRUSTAL	AUTOCTONE	ESTIRAMENTO LITOSFÉRICO	AFINAMENTO CRUSTAL	PERMANENTE	LOCAL/ REGIONAL	MECÂNICA LOCAL/FLEXURA
		ALOCTONE	EMPURRÃO	ESPESSAMENTO CRUSTAL			
	ALTERAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE ESFORÇOS (DISTENSIVO ⇄ COMPRESSIVO)			FLAMBAGEM	NÃO PERMANENTE	REGIONAL	MECÂNICA FLAMBAGEM
TRANSPORTE DE ENERGIA	ALTERAÇÃO DA ESTRUTURA TÉRMICA DA LITOSFERA			MUDANÇAS DE FASE	PERMANENTE	LOCAL/ REGIONAL	TÉRMICA LOCAL / REGIONAL
				EXPANSÃO E CONTRAÇÃO TÉRMICA	NÃO PERMANENTE	REGIONAL	TÉRMICA REGIONAL

Tabela 1 – Processos termomecânicos na formação de bacias sedimentares (*in* Chang *et al.*, 1990)

Mudança da espessura crustal

Existem vários modelos que explicam a alteração na espessura crustal:

- erosão superficial (Sleep, 1971);
- afinamento litosférico/crustal (Artemjev & Artyushkov, 1971);
- estiramento homogêneo litosférico (Mckenzie, 1978) (**figura 17b**);
- estiramento não homogêneo litosférico (Royden & Kleen, 1980; Wernicke, 1985); Kusznir & Karner, 1987);
- espessamento decorrente de regime compressivo (*thrust*) (**figura 17b**).

Alteração da estrutura térmica da litosfera

Este processo termal ocorre devido a modificações nas densidades da litosfera por expansão ou contração térmica que levam a uma redistribuição da massa litosférica (**figura 17a**). Um mecanismo típico conhecido é o *hot spot* , contudo, esta alteração térmica pode ocorre associado a um afinamento litosférico ou associado a alteração da espessura da crosta/subcrosta, conhecido na literatura como "densificação da litosfera".

Alteração do estado de tensão da litosfera

A alteração ocorre por mudanças rápidas de um regime compressivo para distensivo, ou vice-versa, causada por reorganização de placas litosféricas (**figura 17c**).

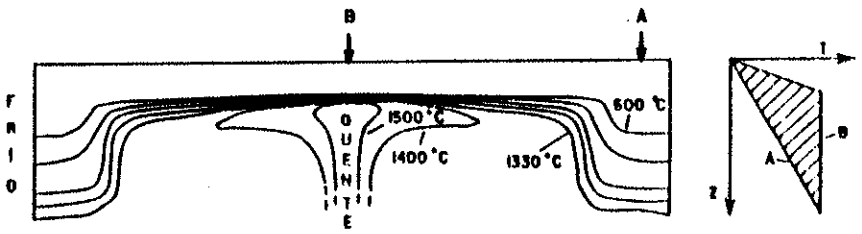
3.2.2. Tipos de compensação

Baseado no princípio de conservação de massas, qualquer que seja o desequilíbrio, haverá o mecanismo de compensação (isostasia). Este mecanismo pode ser de dois tipos: a) mecanismo local; b) mecanismo regional (**Figura 18**).

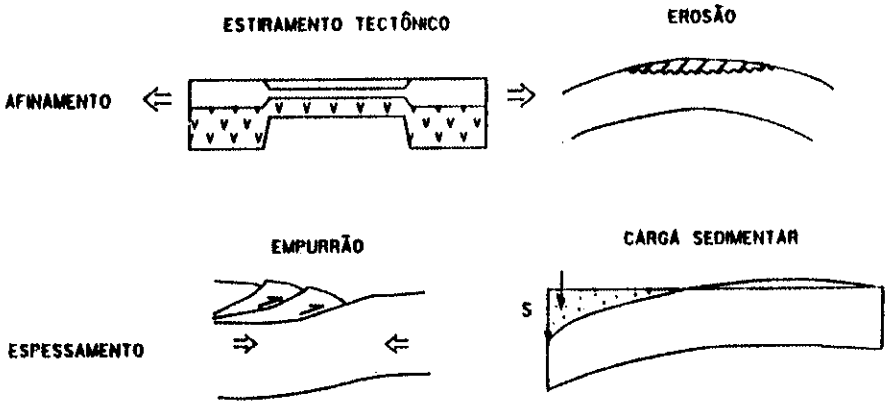
No mecanismo de compensação local o ponto de compensação ocorre diretamente abaixo ou acima do ponto de aplicação da carga. Têm-se duas teorias: Modelo de Airy (crosta e subcrosta têm densidades constantes) e Modelo de Pratt (densidades laterais, crosta e subcrosta, são variáveis).

No mecanismo de compensação regional a área compreendida será maior que a área compreendida pelo limite da carga. Tem-se o modelo flexural (Heiskanen & Vening-Meinnesz, 1958), na qual a litosfera é associada a uma placa elástica e delgada que está sobrejacente a um fluido viscoso.

a) Alteração da Estrutura Térmica da Litosfera



b) Alteração da Espessura Litosférica



c) Alteração do Estado de tensões da Litosfera

Figura 17 – Representação esquemática dos três tipos de desequilíbrio de distribuição de massa que podem afetar a litosfera: a) alteração da estrutura térmica ilustrando o possível efeito de um hot spot (ponto **A** – estrutura térmica inicial em equilíbrio; **B** – estrutura térmica transiente anômala). Perfil de temperatura a direita indica o excesso de calor gerado pela anomalia térmica (hachureado); b) alteração da espessura litosférica. O afinamento pode ser causado por esforços distensivos e/ou por erosão. O espessamento pode ser causado por esforços compressivos e/ou sobrecarga sedimentar; c) alteração dos estado de tensão da litosfera, ocasionado por esforços tectônicos laterais compressivos. (*in* Chang *et al.*, 1990)

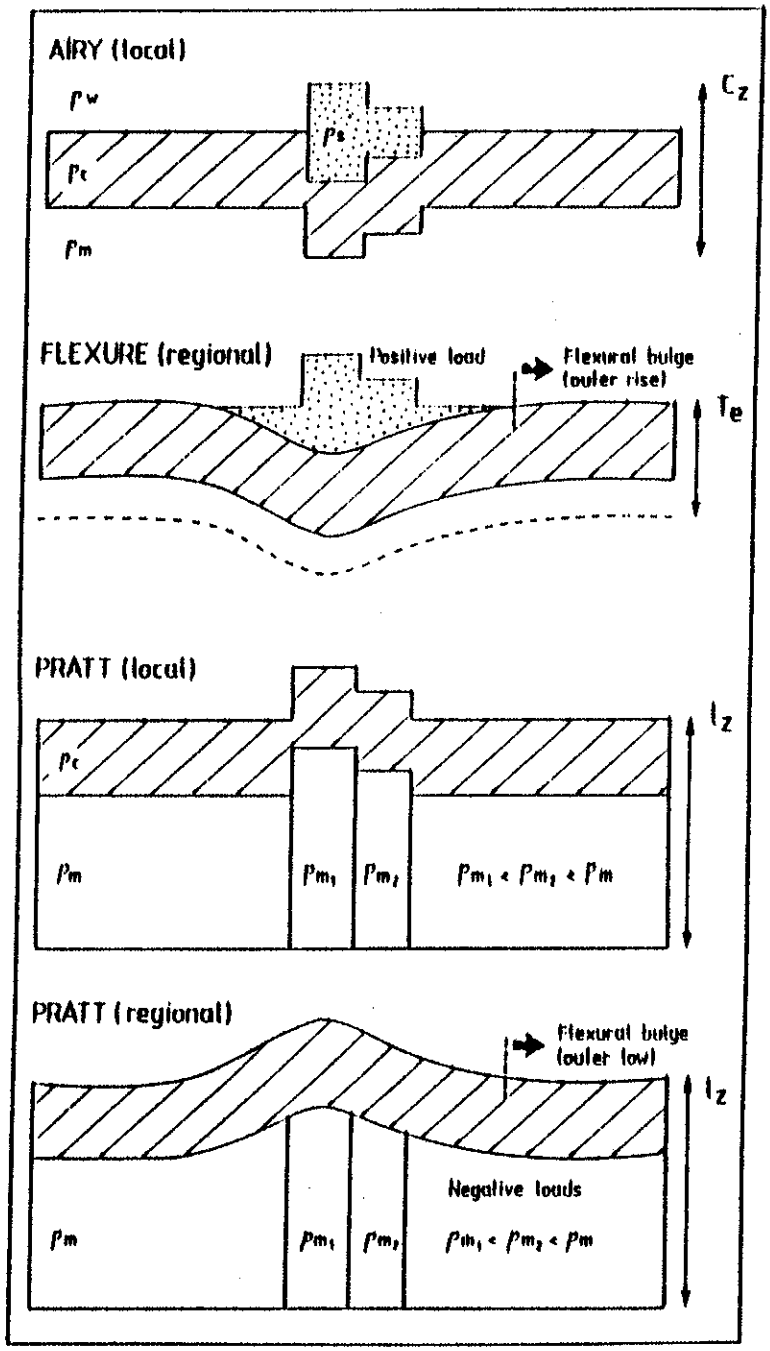


Figura 18 - Tipos de compensação (isostasia): local e regional. (A) Modelo de Airy. (B) Modelo de Pratt. (*In:* Karner & Dewey, 1985)

3.2.3. Tipos de subsidência.

Os tipos de subsidência em bacias sedimentares podem ser agrupados como sendo de origem mecânica ou térmica. Conforme o critério que acompanha (estímulo, compensação, e subsidência) podem ser separados em cinco tipos:

a) Subsidência mecânica local.

Este tipo de subsidência é associado aos estágios iniciais das bacias marginais, ou rifte.

b) Subsidência mecânica regional (flexural)

É a subsidência flexural produzida pela carga da pilha sedimentar depositada em uma bacia ou uma carga tipo *thrust* (empurrão), gerando bacias *Foreland*.

c) Subsidência mecânica regional (flambagem)

São subsidências ou soerguimentos em decorrência de mudanças rápidas de um regime distensivo para compressivo. Karner (1986), em modelagem matemática mostrou que estas variações provocam subsidência no centro de uma bacia e soerguimento nas bordas que chegam de 50 a 80 m. Um exemplo mencionado é o das ilhas oceânicas Afanazy-Nikitin (Karner, 1987).

d) Subsidência térmica local

Neste mecanismo, mudanças contínuas de densidade das rochas provocadas pela restauração da estrutura térmica original da litosfera provocam ajustes isostáticos (ou subsidência térmica).

e) Subsidência térmica regional

A origem está relacionada à contração térmica que é compensada regionalmente e comumente ocorre na fase pós-rifte das bacias extensionais.

3.3. CLASSIFICAÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES.

As primeiras classificações de bacias sedimentares surgiram no fim do século passado, baseadas na Teoria Geossinclinal e amplamente aceitas até 30 anos atrás. A partir da década de 60, à luz da Teoria da Tectônica de Placas, foram elaboradas novas classificações, entre elas merecendo destaque a de Dewey & Bird (1970), Dickinson (1974), Perrodon (1977), Huff (1978), Bally & Snelson (1980), Klein (1980), Miall (1984). Por terem sido mais bem acolhidas pelos especialistas, destacamos, na presente dissertação, a classificação de Klemme (1980) - consolidada a partir dos trabalhos de 1970, 1971, e 1975 – e a classificação de Kingston *et al.* (1983).

3.3.1.Classificação de Klemme (1980, *in* Raja Gabaglia & Milani, 1990)

Esta classificação baseou-se nos seguintes critérios: tipo de crosta; posição geotectônica da bacia em relação aos limites da placa; forma e idade da bacia; presença de um ou mais ciclos deposicionais; elementos associados a ocorrência de hidrocarbonetos. Foram definidos oito tipos de bacias (**Figura 19**):

- Bacias do Tipo I (interior cratônico): formadas em áreas cratônicas pré-cambrianas e têm fundo chato. Depósitos sedimentares relacionados a plataforma rasa – arenitos, folhelhos, carbonatos e evaporitos. Exemplo: bacia de Illinois.
- Bacias do Tipo II (intracontinental composto): São bacias multicíclicas, localizadas em margens de crátons, perfil assimétrico irregular de forma elíptica. Ciclo deposicional semelhante ao tipo I, seguido de um segundo ciclo terrígeno. Exemplos: bacias de Alberta e do Mar do Norte.
- Bacias do Tipo III (rifte): são bacias cratônicas, de tamanho médio a pequeno, lineares e falhadas. Este tipo de bacia pode ocorrer em vários estágios de desenvolvimento de quase todos os tipos de bacias sedimentares. Exemplos: bacias de Sirte, do Recôncavo e do Golfo de Suez.
- Bacias Tipo IV (extracontinental): são associadas com pequenas bacias oceânicas, podendo ser fechada, em fossa e aberta. Exemplos: bacias do Oriente Médio (fechadas); Bacia de Indus (em fossa); bacias da Costa do Golfo, North Slope (abertas).
- Bacias do Tipo V :são bacias lineares com falhamentos *down to sea*, ocorrendo ao longo da costa e que foram separadas por distâncias oceânicas. Associa-se a um estágio inicial rifte que evoluiria com a formação e espalhamento de um fundo oceânico. Exemplos: bacias de Campos e Cabinda-Angola.
- Bacias do Tipo VI: são bacias formadas entre o continente e as bacias oceânicas, paralelas às zonas de subducção, de pequeno tamanho, e sobre antigos eugeossinclinais deformados. Podem ser de três tipos: ante-arco (bacia de Talara); retro-arco (Bacia de Sumatra) e não arco (bacia de Los Angeles).
- Bacias do Tipo VII: são bacias formadas devido a esforços compressivos em decorrência do choque de placas litosféricas, ao longo da zona de subducção, ou ao longo de zona de colisão de massas continentais. Exemplo: bacias de Maracaibo e Gippsland.
- Bacias do Tipo VIII (delta): são bacias formadas por deposição de grande quantidade de sedimentos terrígenos. Exemplos: bacias dos rios Níger, Mississipi, Amazonas, etc.

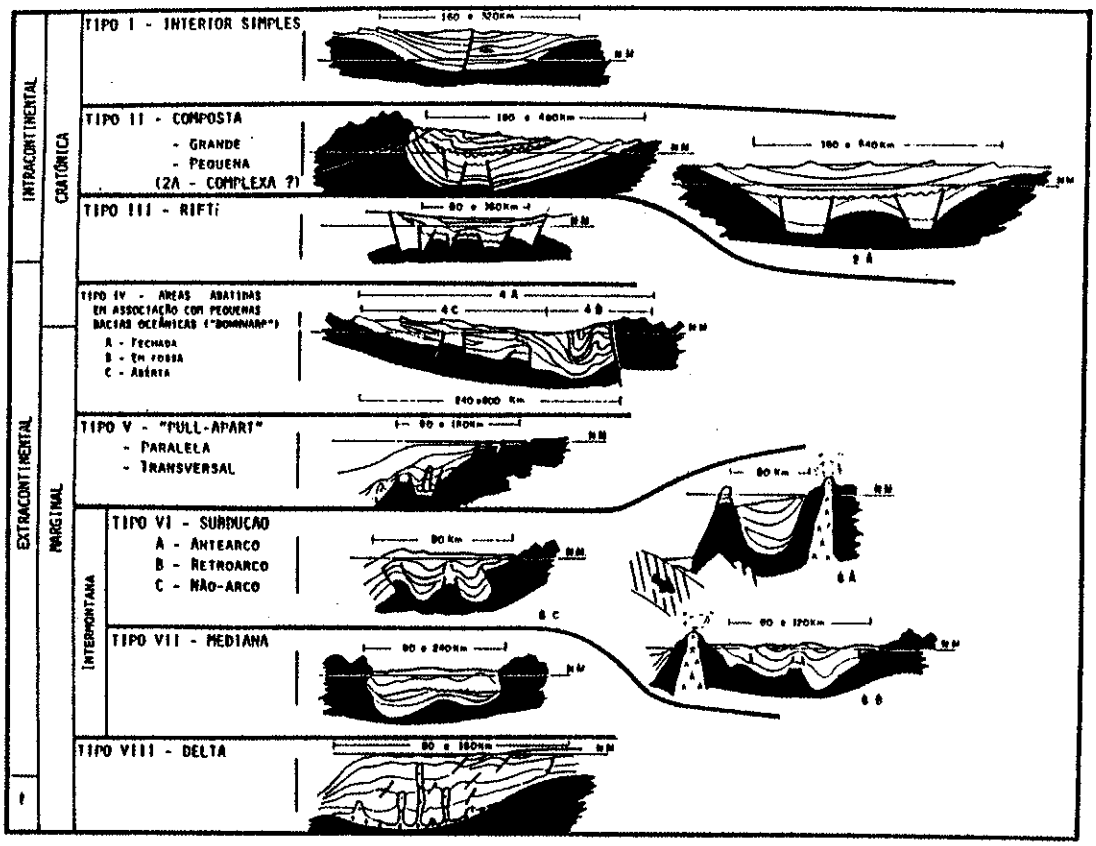


Figura 19 - Classificação de bacias propostas por Klemme, 1980. (*In:* Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986)

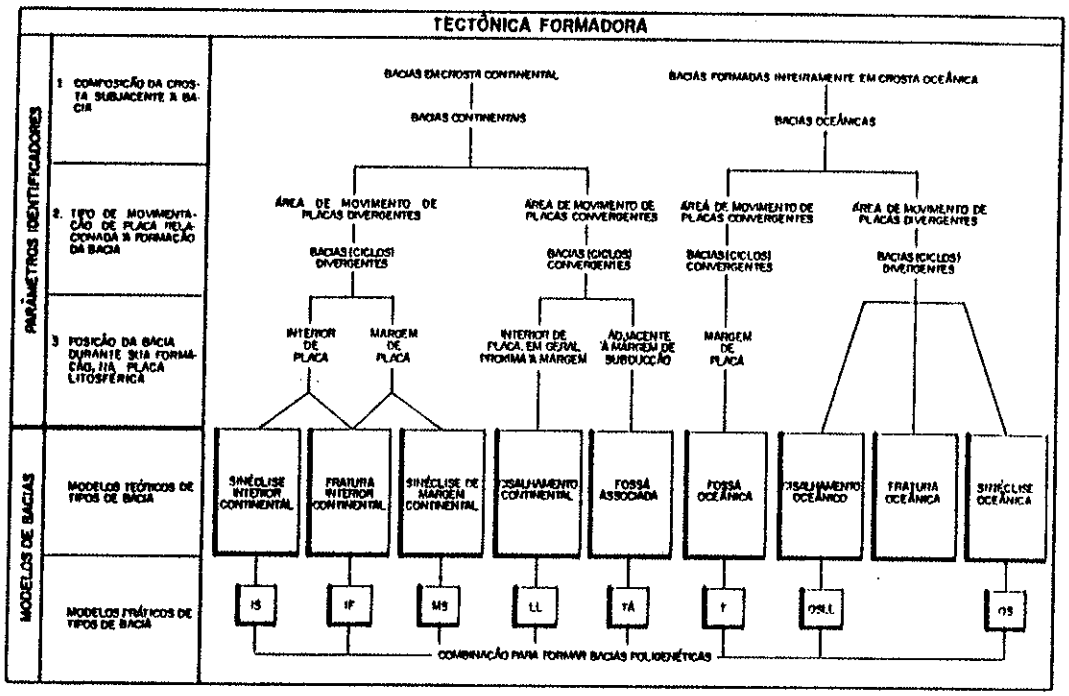


Figura 20 - Classificação de bacias proposta por Kingston *et al.*, 1983. (*In:* Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986)

3.3.2. Classificação de Kingston, Dishroon & Williams (1983)

Esta classificação foi denominada de Sistema Global de Classificação de Bacias, elaborado a partir da avaliação de bacias sedimentares relacionados ao movimento de placas litosféricas. Os parâmetros identificados para esta análise foram: a) composição da crosta subjacente a bacia; b) tipo de movimentação de placa relacionada a formação da bacia; c) posição da bacia durante sua formação na placa litosférica. Com esses parâmetros os autores chegaram aos modelos teóricos e práticos de tipos de bacias (**Figura 20**).

3.4. CARACTERÍSTICA DAS BACIAS SEDIMENTARES

As bacias sedimentares podem ser classificadas, segundo Karner (1984, *in* Raja Gabaglia & Milani, 1990), como originalmente formadas sob regimes extensionais ou compressionais, associadas à cinemática da Tectônica de Placas na qual estão ligadas.

Chang *et al.* (1990) a partir deste enfoque, baseado no ambiente tectônico atuante durante a sua formação, englobam as bacias nestes dois grandes grupos. As bacias intracratônicas são analisadas a parte, face a controvérsia quanto à origem e à evolução.

3.4.1. BACIAS EXTENSIONAIS

Neste grupo estão as bacias marginais do tipo Atlântico, os riftes interiores e as bacias transtensionais.

- **Bacias marginais do tipo Atlântico**

Estas bacias são explicadas pela conjugação de mecanismos que se inicia com um estágio de rifteamento – sin-rifte I, II e III - e que está acompanhado de uma fase de subsidência mecânica local, expansão térmica. Ocorrem ainda manifestações de vulcanismo básico, subaquoso e subaéreo. O segundo estágio de desenvolvimento é o que acompanha a deriva continental – seqüência transicional e marinha -, durante a qual predominam subsidência térmica local, e depois regional.

<u>Seqüência continental (fase rifte)</u>

Sin-rifte I: depósitos de leques aluviais e fluviais grosseiros, vulcanismo básico.

Sin-rifte II: depósitos flúvio-deltáicos, folhelhos em depósitos lagunares, e vulcanismo básico.

Sin-rifte III: depósitos flúvio-deltáicos, coquinas formadas por calcarenitos e calciruditos e folhelhos.

Seqüência transicional

Sedimentos típicos de transição entre os ambientes continentais e marinhos: depósitos clásticos grosseiros eventuais recobertos por folhelhos ricos em matéria orgânica de natureza euxímica e salina; deposição de uma suíte completa de evaporitos. Esta fase e as relacionadas às seqüências sin-rifte estão ilustradas na **figura 21** que mostram as reconstruções paleogeográficas.

Seqüência marinha

Carbonática de plataforma rasa: depósitos de calcários de água rasa com eventuais aportes de depósitos clásticos do tipo fan-delta; calcilutitos e calcissiltitos intercalados com margas e folhelhos no centro da bacia.

Marinha regressiva: Os carbonatos dão lugar a uma seqüência de baixa energia composta por calcilutitos, margas e folhelhos em ambientes cada vez mais profundos; sedimentação turbidítica ao longo das margens e eventualmente turbiditos profundos também ocorrem.

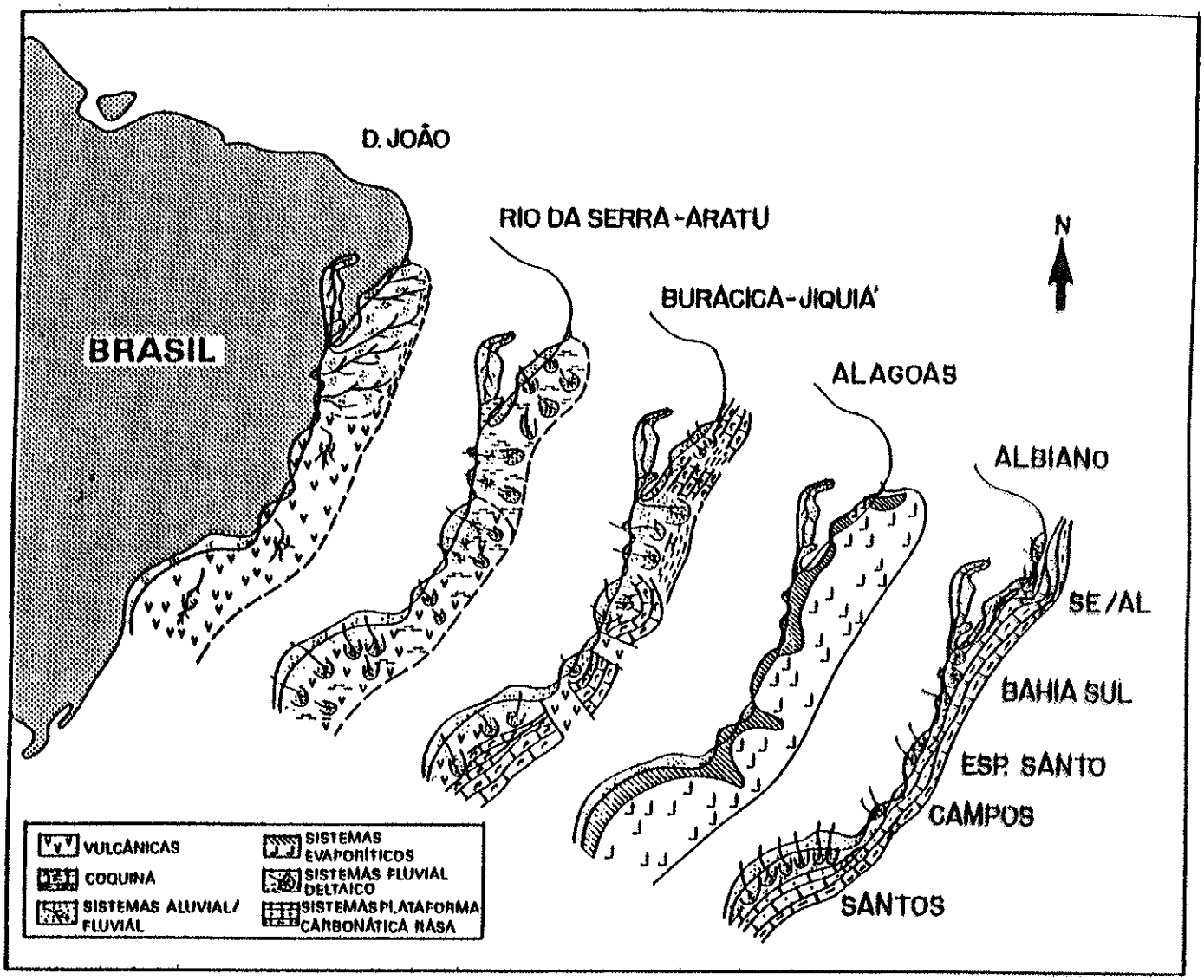
Marinha transgressiva: compõem-se de um grupo de sistemas deposicionais sincrônicos: fan-delta, flúvio-deltáico, plataforma terrígena, plataforma carbonática, talude e bacia. Normalmente depositados de forma progradante.

- **Riftes Interiores**

Estes tipos de bacias apresentam grande similariedade com as bacias marginais, pois representam bacias que não evoluíram até a fase de deriva continental. Normalmente são alongadas e estreitas, com perfil transversal assimétrico e com muitos falhamentos envolvendo o embasamento. Na **figura 22** mostra três possíveis situações de desenvolvimento de uma extensão continetal iciciada por rifteamento.

Existem vários modelos para explicar o mecanismo de rifteamento, sendo a maioria deles relacionados ao afinamento da crosta. De modo simplificado pode se dividido em duas classes: ativos e passivos. No ativo, a ascensão convectiva do manto astenosférico desencadearia o processo de rifteamento (Neugebaues, 1978; Artyushkov, 1981; Moretti & Froidevaux, 1986; *in* Raja Gabaglia & Milani, 1990). No passivo, as tensões causadas pela interação de placas geraria a ascensão do manto e conseqüente o rifteamento (Bott, 1976; Mckenzie, 1978; *in* Raja Gabaglia & Milani, 1990).

O mecanismo de extensão, apresenta ainda trêsmodelos principais: cisalhamento puro (Mckenzie, 1978), com afinamento uniforme da crosta e do manto litosférico; cisalhamento simples (Wernicke, 1985), que envolve uma atenuação diferencial lateral do manto e da



Reconstruções paleogeográficas para as seqüências Sin-Rifte I (Dom João), II (Rio da Serra-Aratu), III (Buracica-Jiquiá), e as megasseqüências Evaporítica Transicional (Alagoas) e Plataforma Carbonática Rasa (Albiano).

Figura 21 - Reconstruções paleogeográficas para as seqüências sedimentares da margem continental do Atlântico. (*In:* Chang *et al.*, 1990)

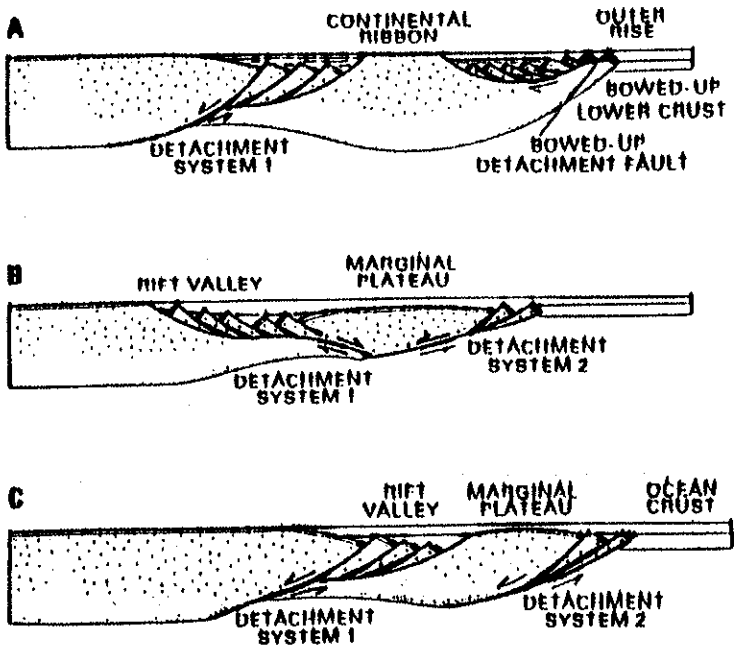


Figura 22 - Desenvolvimento de bacias iniciadas por rifteamento. (A) Rifte continental. (B) Rifte evoluindo para margem de placa. (C) Rifle evoluindo para margem de placa com desenvolvimento de crosta oceânica. (*In:* Karner & Dewey, 1985)

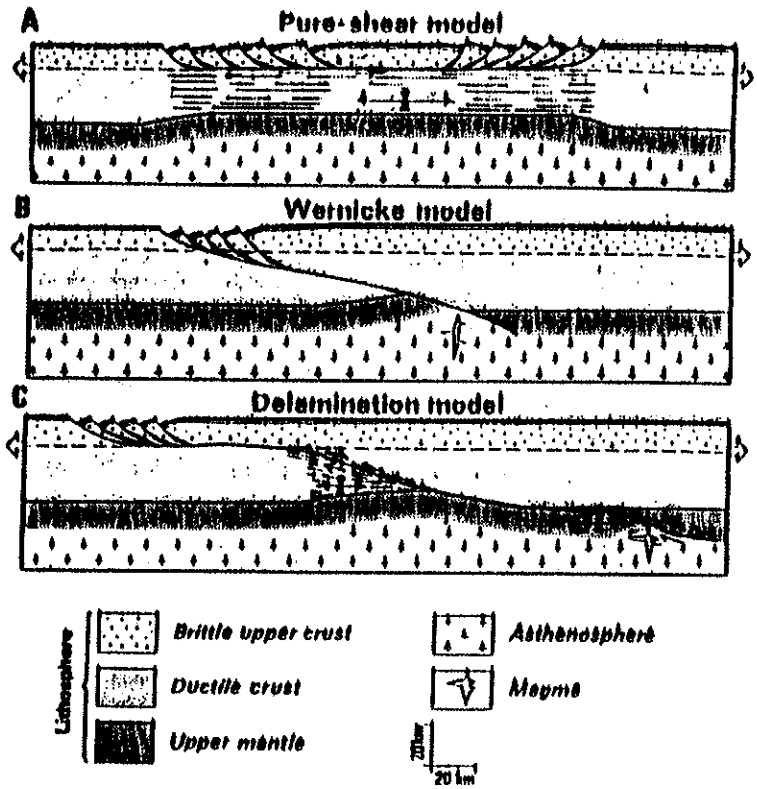


Figura 23 - Modelos de extensão continental. (A) Cisalhamento puro. (Mckenzie 1978) Cisalhamento simples (Wernicke, 1985), (C) Modelo de delaminação. (Davis *et al.*, 1986) *In:* Karner & Dewey, 1985

crosta, controlada por uma superfície inclinada de deslocamento e o modelo de delaminação da litosfera em que a zona de deslocamento ocorreria horizontalmente no limite entre faixa rúptil e a dúctil da crosta superior e depois no limite do manto superior; o restante do deslocamento ocorreria através de cisalhamento puro (Davis *et al.*, 1986) (**Figura 23**).

- **Bacias transtensionais.**

São bacias cujas origens de desenvolvimento e evolução estão relacionadas às atividades de grandes sistemas de cisalhamento transcorrentes, como por exemplos: a Falha de San Andreas (bacia da Califórnia); a Falha da Anatólia (bacias de Niksar, Susehri e Erzinean; (Hempton & Dune, 1984; *in* Raja Gabaglia & Milani, 1990)) e a Falha do Mar Morto (Freund et al., 1970; *in* Raja Gabaglia & Milani, 1990).

Estes tipos de bacias de afastamento (*pull-apart basin*) são formados ao longo das zonas de cisalhamentos direcionais, onde o estiramento crustal normalmente não atinge a subcrosta. Neste contexto, formam bacias pequenas, alongadas, com grandes taxas de subsidência de curta duração. Desenvolvem-se na junção S de duas falhas descontinuas sinistrais ou na junção Z de duas falhas descontínuas dextrais (**Figura 24a**).

Nas bacias transtensionais as falhas associadas convergem em profundidade juntando-se às zonas de cisalhamento principais, configurando uma estrutura em flor negativa.

3.4.2.BACIAS COMPRESSIONAIS

Neste grupo estão as bacias do tipo foreland e as bacias transpressionais.

- **Bacias *Foreland*.**

Estes tipos de bacias estão relacionados aos cinturões de cavalgamento que se associam às zonas de convergência de placas, sendo portanto, formados basicamente pela subsidência mecânica regional flexural induzida pelo peso de um *thrust sheet* (Beaumont, 1981) (**Figura 24c**).

Em um ambiente compressional, grandes *nappes* tendem a ser produzidas e o seu tamanho (peso), associado com a rigidez litosférica, condicionam a forma da bacia *foreland*. O processo de preenchimento da bacia está diretamente associado à cinemática do posicionamento da cunha de empurrão que reflete na intensidade da elevação topográfica a ser erodida. A taxa de sedimentação induzirá uma curva de sedimentação *onlap* sobre o embasamento da bacia *foreland*. Este padrão de onlap pode ser formado simplesmente pela forma flexural da subsidência da bacia associada ao progressivo aumento do comprimento de

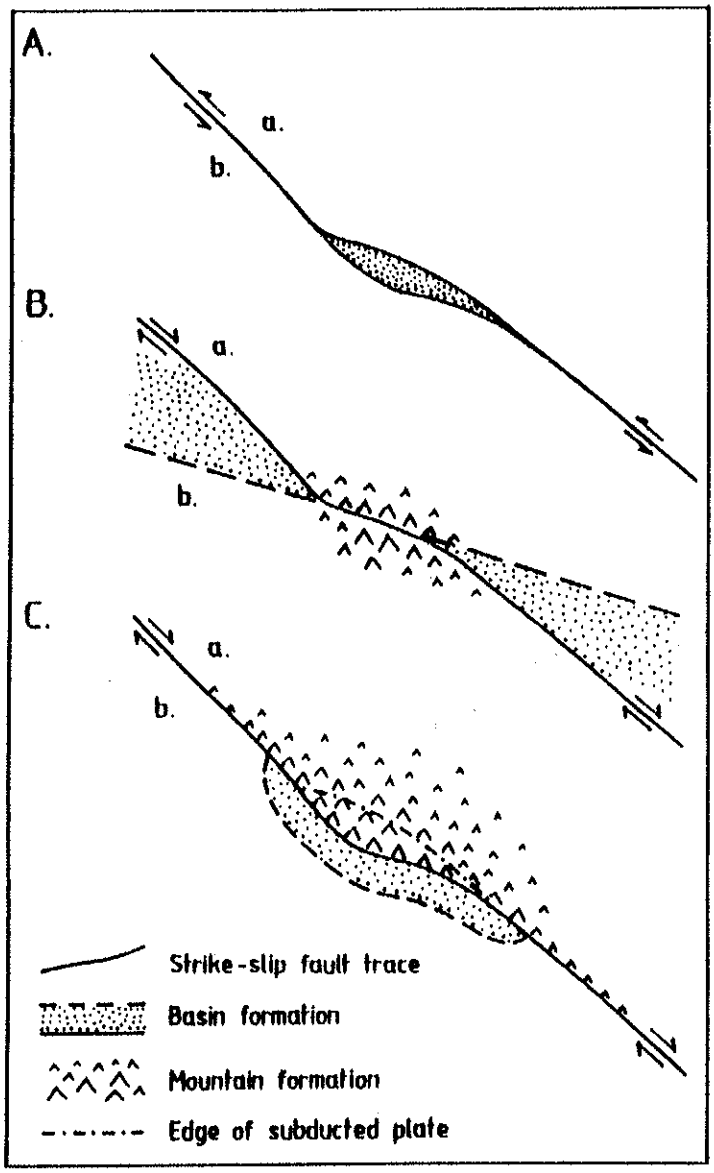


Figura 24 - Desenvolvimento de bacias associadas a ZC transcorrentes. (A) Bacia do tipo *pull apart*; (B) Bacias transpressionais; e (C) Bacias compressionais do tipo *foreland*. (*In:* Karner & Dewey, 1985)

onda da topografia (peneplanização), semonda da topografia (peneplanização), sem a necessidade de migração lateral contínua da frente de cavalgamento.

Com a peneplanização os sedimentos são depositados em ambientes mais distais em relação a topografia original.

Outro aspecto característico destes tipos de bacias é o magmatismo que normalmente tende a ser de composição ácida a intermediária. Esta situação geológica favorável à geração de magmas ácidos são encontrados em regiões colisionais, face ao espessamento da crosta continental que leva a um incremento da temperatura através da geração de calor radiogênico e pela despressurização causada pela erosão (Coward & Ries, 1986).

- **Bacias transpressionais.**

São bacias geradas próximas às zonas de cisalhamento transcorrentes nas regiões denominadas *restraining bend* (**figura 24b**). Estão localizadas, inversamente ao que ocorre nas bacias transtracionais, nas junções S de duas falhas descontínuas dextrais, ou na junção em Z de duas falhas descontínuas sinistrais. Estas bacias apresentam grande subsidência inicial, normalmente com taxas de sedimentação que não conseguem acompanhar, gerando um ambiente de águas profundas, favoráveis a deposições de folhelhos ricos em matéria orgânica. Cessando a subsidência inicial, a bacia é preenchida por sedimentos deltaicos e de leques aluviais.

3.5. BACIAS INTRACRATÔNICAS

A gênese e a evolução das bacias interiores cratônicas são complexas. As feições tectônicas destas bacias variam desde as que não apresentam uma fase inicial de falhamento até as com uma fase de rifeteamento.

Apresentam taxas de subsidência bastante variáveis que são interrompidos por períodos de inversão e redistribuição de sedimentos. A origem pode estar associada a anomalia térmica que produziria uma densificação da litosfera e conseqüente subsidência. Outro mecanismo que poderia explicar a subsidência seria em decorrência de desequilíbrio mecânico produzido pela aplicação de esforços horizontais intraplaca (Chang *et al.* 1990), contudo não explica adequadamente, pois necessitaria de recorrências dos processos, o que não é facilmente explicado.

CAPÍTULO 4
GEOLOGIA DA ÁREA

4.1. INTRODUÇÃO

Com a cartografia geológica realizada na área foi possível separar diferentes associações litológicas que se associam a formações diversas (Votuverava, Setuva e Capiru), e ao Complexo Atuba, este comportando-se como infra-estrutura destas associações metassedimentares. A **figura 25** identifica os diferentes domínios cartografados na área.

Neste capítulo serão descritas as diferentes associações litológicas mapeadas, enfatizando-se as características litoestruturais observadas.

4.2. DOMÍNIO DO COMPLEXO ATUBA (*P*ca)

O domínio apresenta área de exposição predominantemente a norte da cidade de Bocaiúva do Sul, na região conhecida como Setuva, cujo relevo é acidentado e elevado (cotas superiores a 900-1000 m), e no extremo sudeste da área de pesquisa.

As exposições das diferentes associações deste complexo costumam ser bastante intemperizadas, estando melhor expostas ao longo da PR-476. Foram mapeadas três associações litológicas: biotita-hornblenda gnaisse bandados, gnaisses porfiroclásticos, e biotita gnaisse milonítico. Esses três tipos foram cartografados segundo a predominância dentro da associação, mas estão presentes nas outras, em caráter subordinado. O contato com o domínio adjacente é de natureza tectônica, realizando-se seja por cavalgamentos seja por transcorrências.

4.2.1.Associação dos biotita-hornblenda gnaisses bandados (*P*ca1)

Esta unidade distribui-se na região central e no canto sudeste da área, sob a forma de faixa alongada, com orientação aproximada leste-oeste. Normalmente muito alterada, com cores avermelhadas, esbranquiçadas, e ocre, a unidade é litologicamente heterogênea , com bandamento característico (**foto 1**), alternando faixas de biotita gnaisse fino, bandas quartzo-feldspáticas, biotita gnaisse porfiroclástico, gnaisse granítico leucocrático, e anfibolito de granulação fina.

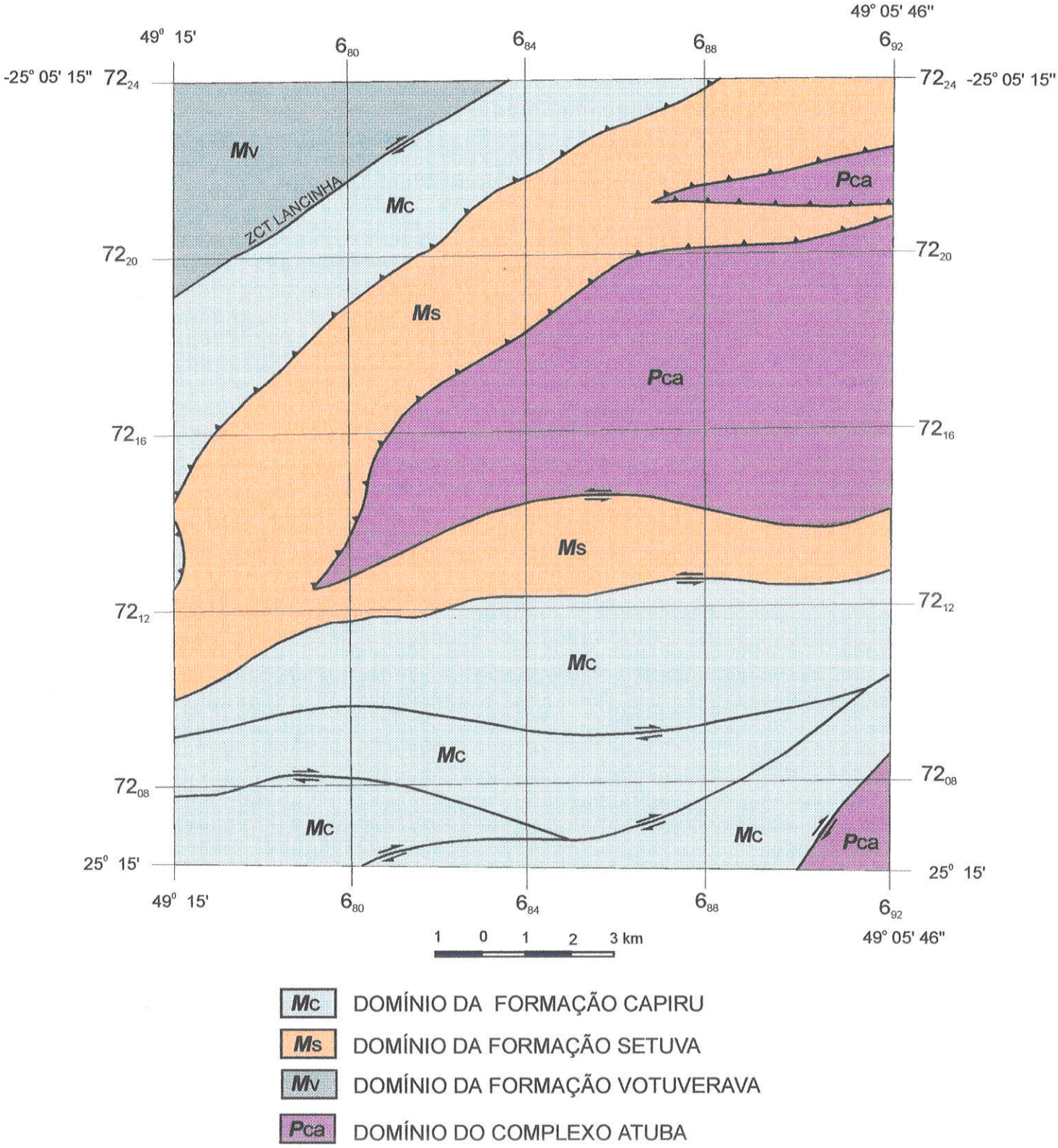


Figura 25 - Distribuição dos Domínios cartografados na área.

Observa-se nesta unidade o registro de importante fase de migmatização, em condições de metamorfismo alto. As feições predominantes em afloramento são as do tipo estromático, paralelas a foliação milonítica Sm, não raro sendo encontrados dobramentos intrafoliais, marcados por bandas quartzo-feldspáticas leucocráticas (leucossoma) com foliação plano-axial dada por biotita e material quartzo-feldspático. Ainda permanece a dúvida sobre a estrutura original destes migmatitos, uma vez que a milonitização acabou por causar total paralelismo entre os litotipos.

Uma fase tardia, relacionada a injeções de pegmatitos discordantes leuco a hololeucocráticos rosados (e mais subordinadamente, esbranquiçados), é comum nesta unidade.

Predominam em suas rochas as texturas porfiroclásticas a granoblástica inequigranular, com porfiroclastos de microclina e/ou plagioclásio, podendo este estar epidotizado; hornblenda, biotita e clorita são os principais máficos encontrados, havendo passagem da hornblenda para a biotita e esta para clorita, em retrometamorfismo no fácies xisto verde baixo, zona da clorita.

Subordinadamente, ocorrem cianita-biotita-muscovita gnaisses cinza, com granulação média e padrão deformacional compatível com o das demais rochas da unidade, e que não puderam ser cartografados pela exposição restrita desta litologia. A foliação principal é milonítica com forte deformação e estiramento dos litotipos, a qual comumente associam-se lineações de estiramento. Ocorre, entretanto, uma incompatibilidade metamórfica, uma vez que as paragêneses indicam condições de grau médio, aliado a natureza metassedimentar da rocha, distinta do que predomina nesta associação.

4.2.2. Associação dos biotita gnaisse miloníticos (*P*ca2)

Expõem-se na porção norte da região do Morro do Setuva como uma faixa alongada com orientação nordeste, em área de exposição nas localidades de Santana do Bom Jardim, Santana e Barra do Passa Vinte, transpondo o limite da Folha Curitiba (SG.22-X-D-I) e adentrando à Folha Antonina (SG.22-X-D-II).

Trata-se de um conjunto de rochas bandadas, predominando biotita-gnaisses porfiroclásticos a finos, biotita-xistos feldspáticos e, subordinadamente, bandas quartzo-feldspáticas leucocráticas e restritas ocorrências de anfibolitos de granulação fina.

Todo o conjunto apresenta-se deformado em diferentes estágios chegando a formar xistos como produto da deformação milonítica (**foto 2**). No geral a rocha apresenta uma textura

porfiroclástica ressaltada pelos cristais de microclina e plagioclásio, alternados por faixas predominantemente micáceas e faixas quartzo-feldspáticas.

A mineralogia básica é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita; a muscovita observada é secundária. Os minerais acessórios são epidoto (pistacita), zircão, apatita, sericita, clorita, e mica branca. A presença de plagioclásios sericitizado e epidotos, ocorrendo de forma disseminada, permite interpretar à maioria dos xistos feldspáticos encontrados como sendo gerados por intensa deformação e retrometamorfismo sobre os gnaisses da unidade.

4.2.3. Associação dos biotita gnaisses porfiroclásticos (*P*ca3)

Aparecem principalmente entre os quilômetros 49 e 52 da BR 476, (conforme já indicado por Ebert, 1971) segundo um corpo alongado com orientação aproximada leste oeste. Trata-se de biotita gnaisse de provável composição no campo dos granitos 3A, com granulação grossa, cores cinza- rosadas a avermelhadas e porfiroclastos de feldspato potássico róseo da ordem média de 3-4 cm, podendo atingir até 10 cm (**foto 3**). Há variações texturais para termos inequigranulares médio a grossos. Como em todas as unidades do embasamento, a foliação principal corresponde a uma superfície milonítica importante, com o registro de estiramento de minerais e geração de sombras de pressão nas bordas dos porfiroclastos.

Os porfiroclastos são constituídos por microclina e subordinadamente ortoclásio e plagioclásio; a matriz tem granulação variável, ocorrendo desde termos com granulação fina a média. A deformação imposta a estes porfiroclastos é rúptil, com microfraturamentos associados e não ocorrendo recristalização pela deformação. As texturas presentes são porfiroclásticas não raro com domínios finamente bandados, marcados por faixas milimétricas com variação tanto na taxa de deformação quanto em sua composição mineral (alternância de faixas lepidoblásticas e granoblásticas); como principais máficos ocorrem biotita (freqüentemente cloritizada), epidoto (massas ou cordões disseminados na matriz), clorita e muscovita; como acessórios, zircão, allanita e apatita.

Conforme já descrito por Althoff (1989) foi evidenciado importantes reações retrometamórficas que, associados à deformação, transformam os minerais em:

Plagioclasios ⇒ epidoto – calcita – apatita – sericita

Feldspato K ⇒ argilo minerais – mica branca

Biotita ⇒ clorita

Alanita ⇒ epidoto

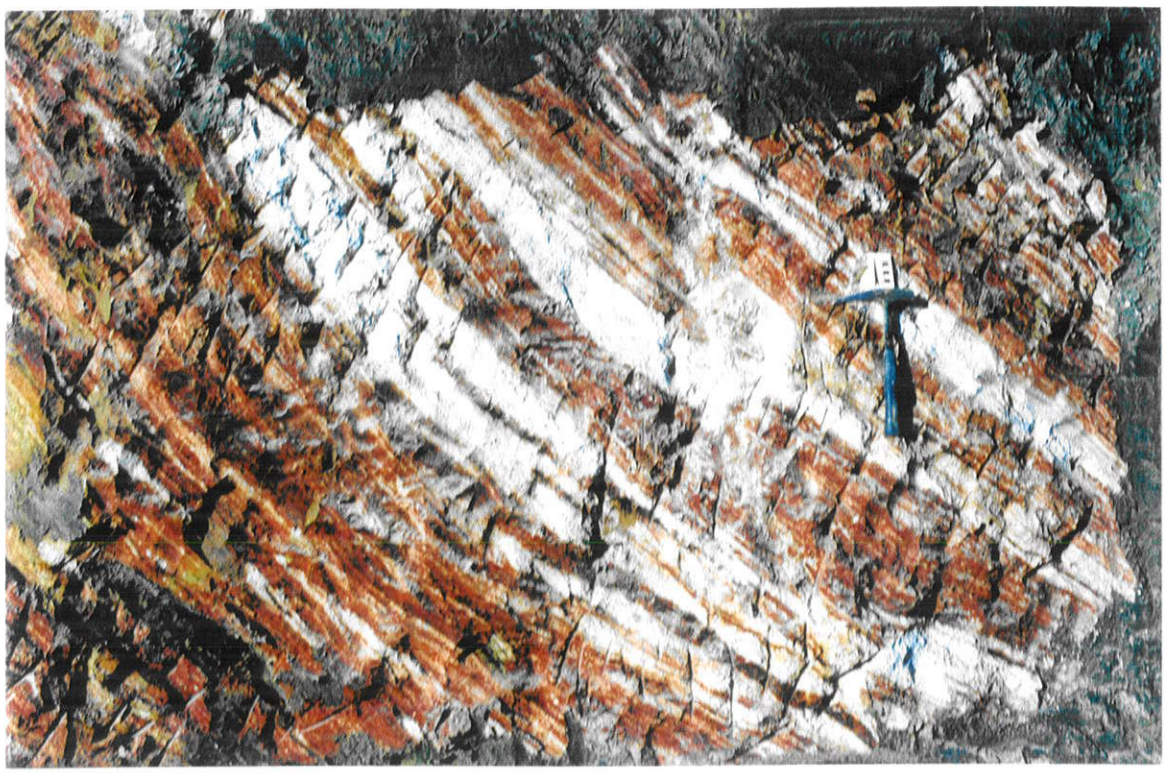


Foto 1 - Afloramento alterado da associação dos biotita-hornblenda gnaisses bandados (*P*ca1).

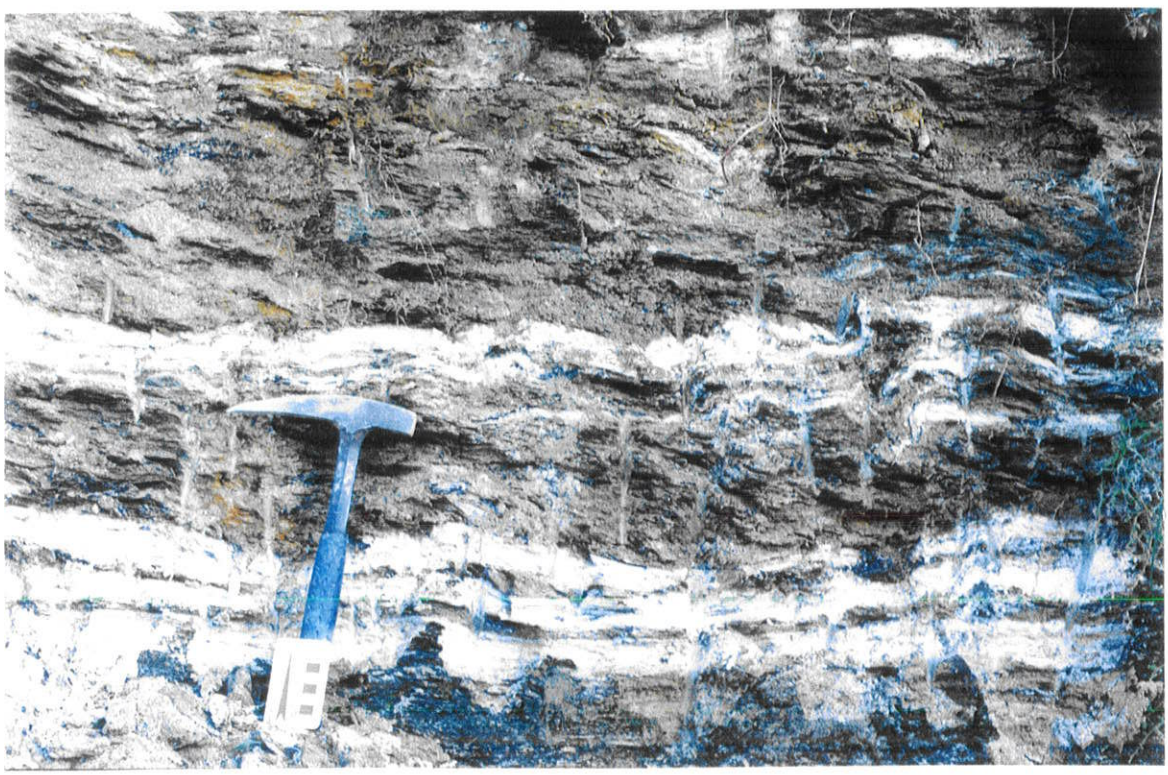


Foto 2 - Afloramento alterado da associação dos biotita gnaisses miloníticos (*P*ca2).

4.3. DOMÍNIO DA FORMAÇÃO VOTUVERAVA (*M*v)

Este domínio compreende as associações cartografadas a norte da ZCT Lancinha. Inclui rochas pertencentes à Formação Votuverava. Expõem-se na porção noroeste da área, na localidade de Boqueirão da Serra, e estão muito alterados. Foram mapeadas duas associações litológicas: a metapelítica, e a metabásica.

Trata-se de uma seqüência metavulcanossedimentar integralmente de baixo grau metamórfico, fácies xisto-verde, zona da clorita.

4.3.1. Associação metapelítica (*M*v1)

Esta associação é representada por filitos de coloração avermelhada a alaranjada, bastante homogêneos, intercalados com metarritmitos e filitos carbonosos. Quando próximos a essas últimas, via de regra apresentam coloração arroxeada, muito provavelmente devido a pigmentação causada pela presença de manganês. Os metarritmitos apresentam contribuição de filitos carbonosos cinza escuros, metassiltitos finos cinza esbranquiçados, metamargas e subordinadamente metarenitos finos e pequenas lentes de metabásicas de granulação fina. Estes litotipos descritos não puderam ser cartografados na escala desta pesquisa.

A deformação observada é intensa, variando de intensidade, com faixas com intensa transposição e faixas onde estão preservados o acamamento reliquiar.

Apresenta como estruturas sedimentares mais predominantes laminações plano-paralelas marcadas por alternância de camadas milimétricas a centimétricas de silte, argila e areia fina, com grande distribuição espacial e estruturas maciças em filitos.

4.3.2. Associação de metabasitos (*M*v1)

Foram cartografados dois pequenos corpos lenticulares, alongados e orientados segundo a estruturação regional. São representadas principalmente por metadiabásios e metagabros muito alterados de coloração esverdeada quando mais preservados do intemperismo, a ocre-avermelhados quando mais alterados, fraturados e foliados nas bordas. Suspeita-se de atuação de processos hidrotermais (carbonatização). O metamorfismo é de baixo grau, zona da clorita.

Estas rochas da Formação Votuverava, segundo Silva *et al.*(1998), encontram-se posicionadas na porção mais distal, constituindo um domínio metavulcanossedimentar no qual se associam metapelitos carbonosos, formações ferro-manganesíferas e metacalcarenitos,

distribuídos ao longo de uma faixa que se estende, na Folha Curitiba (SG.22-X-D-I), desde a porção sudoeste, adjacente ao Núcleo Betara, até o domínio do Núcleo Tigre.

4.4. DOMÍNIO DA FORMAÇÃO SETUVA (*Ms*)

4.4.1. Associação de Sericita xistos (*Ms*1)

Esta unidade aflora como uma faixa que contorna a região do Morro do Setuva no centro da área. Tem seus contatos com as rochas do Complexo Atuba e da Formação Capiru marcados por superfícies de cavalgamentos.

Apresenta intensa alteração em cores cinza a ocre a cinza esverdeadas. As litologias mais características são sericita xistos (**foto 4**) e mica-quartzo xistos com intercalações de filitos com magnetita, filitos carbonosos e quartzitos.

A mineralogia básica é composta por mica branca, sericita, quartzo, carbonato. Apresenta como acessórios a turmalina, apatita, opacos e zircão e raros feldspatos. A biotita presente é porfiroblástica e pós-cinemática.

Toda a unidade está bastante deformada, com porções mais ou menos preservadas, reconhecendo-se muitas vezes o protólito original que são compostos predominantemente de filitos e, secundariamente, de quartzitos. Apresenta ainda xistos, tendo como o protólito gnaisses ortoderivados, que não puderam ser individualizados neste domínio. A deformação imposta propiciou o desenvolvimento de micas brancas, *ribbons* de quartzo estirados e recristalizados em textura granolepidoblástica. A granulação é predominantemente fina a média.

Esta unidade, na região de Santana, é denominada por Althoff (1989) e Fiori (1990) como sendo litologias relacionadas às da Formação Capiru. A deformação imposta produziu tectonofácies que afetaram os metassedimentos e os gnaisses ortoderivados do núcleo Setuva, pertencente ao Complexo Atuba.

No trabalho de mapeamento litológico pôde-se reconhecer os protólitos envolvidos nesta deformação, principalmente em áreas pouco deformadas (*pods*). As litologias preservadas ao longo da faixa são constituídas por filitos esverdeados a acinzentados, filitos carbonosos e metarritmitos psamo-pelíticos, por vezes com magnetita idiomórfica milimétrica. Xistos tendo como protólitos os gnaisses do Complexo Atuba também estão presentes.

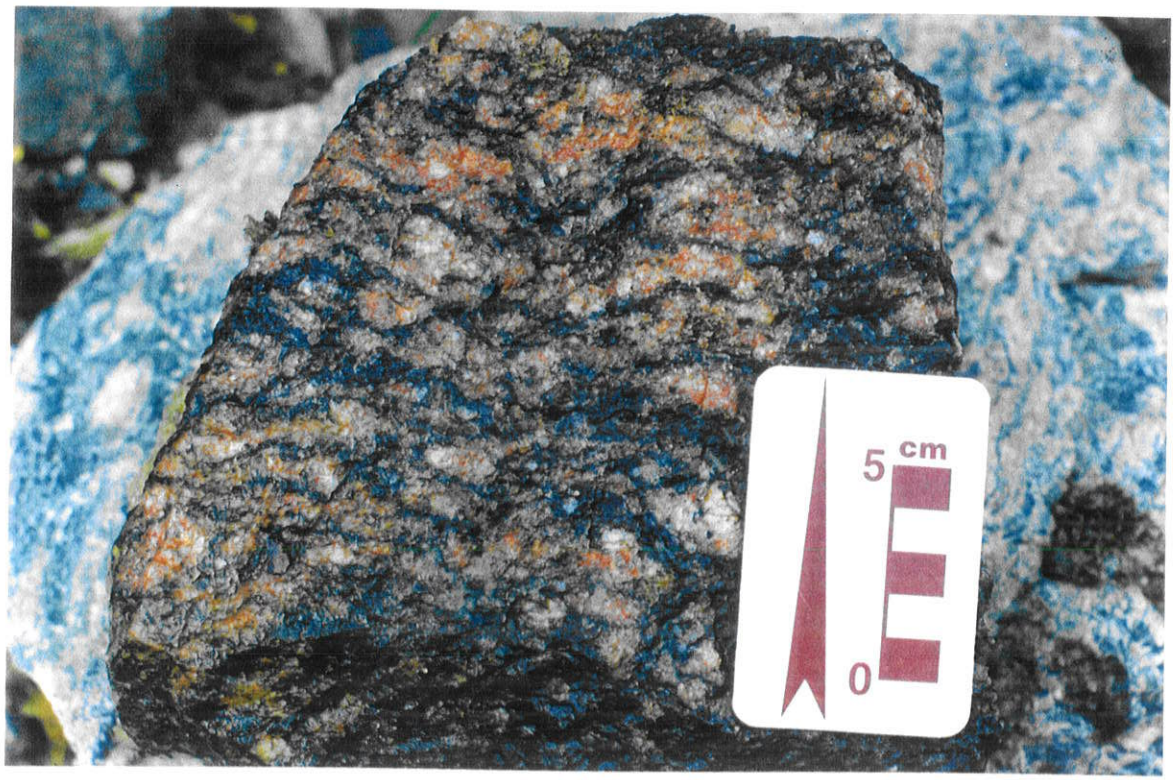


Foto 3 – Amostra de biotita gnaisse rosado (***P***ca3)

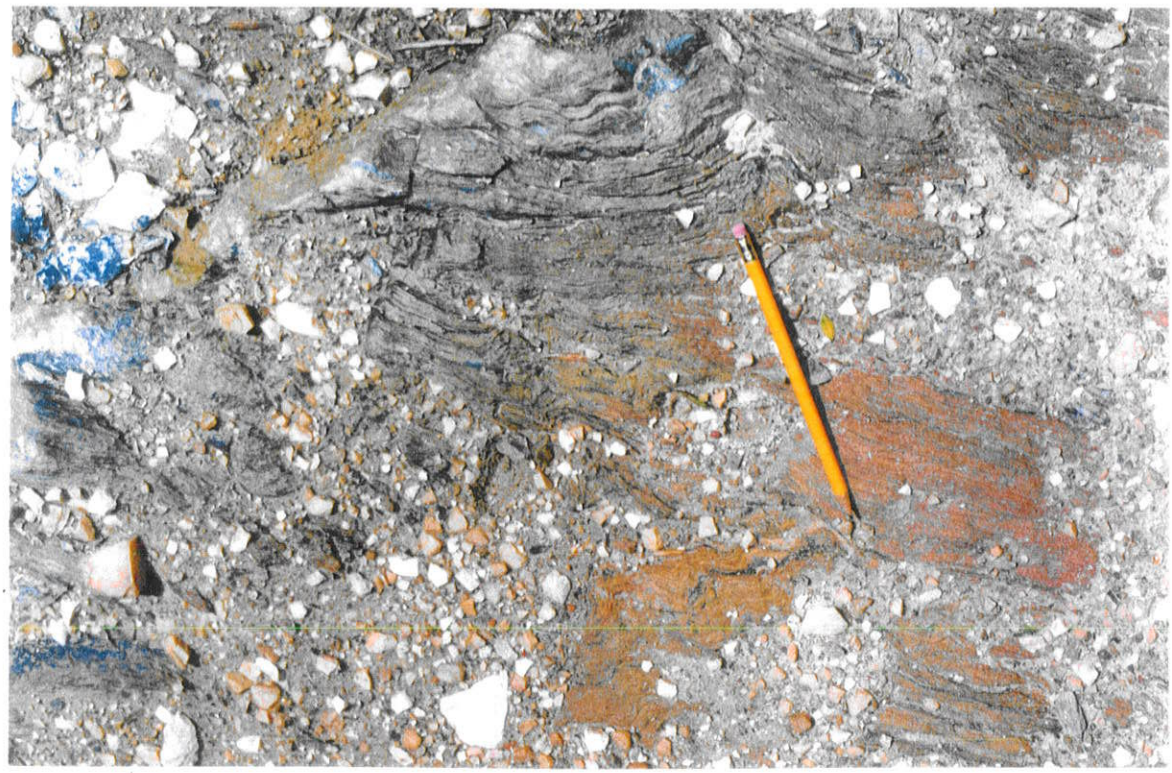


Foto 4 – Afloramento alterado de sericita xisto (***M***s1).

4.4.2. Associação dos quartzitos finos (*M*s2)

Esta unidade ocorre intercalada na associação dos sericita xistos como lentes alongadas e orientadas com direções nordeste a leste-oeste. Distribui-se-se em torno do núcleo do embasamento do Morro do Setuva.

Os quartzitos apresentam coloração amarelada a esbranquiçada. A alteração da rocha ocorre de maneira a torná-la friável ou, quando pouco recristalizado, é possível observar boa seleção de grãos de quartzo (**foto 5**). A granulação é predominantemente fina, podendo ocorrer granulação média a grossa.

A mineralogia básica é formada por quartzo (em alguns casos em até 100%), sericita, mica branca, zircão, turmalina, feldspatos e opacos.

A foliação é bem marcada, sendo no geral milonítica, desenvolvendo uma textura porfiroclástica fitada, onde os *ribbons* de quartzo acham-se imersos em fina matriz milonítica quartzosa com alternância de alguns filmes sericíticos. Subordinadamente ocorrem, dobras intrafoliais.

As estruturas sedimentares são raras, mas associadas a filitos é possível observar laminações plano-paralelas e granodecrescência normal.

Os quartzitos presentes na região do morro do Setuva foram apontadas por Schöll *et al.* (1982) como integrantes de uma seqüência química inferior caracterizada por espessos pacotes de metacherts. As observações das litologias indicam uma semelhança para as descrições efetuadas por Schöll *et al.* (1980) e Althoff (1989).

4.4.3. Associação dos metacalcários dolomítico milonítico (*M*s3)

Foi cartografada uma lente no norte da área, dentro da associação de sericita-xistos, distribuindo-se com orientação leste-oeste. A melhor exposição encontra-se em antiga pedreira abandonada, onde puderam ser observadas a similaridade desta associação com os metacalcários da Formação Capiru.

Trata-se de metacalcário dolomítico esbranquiçado, muito fino, submetido a forte deformação cisalhante, com geração de pares de cisalhamento e desenvolvimento de micas brancas orientadas (**foto 6**).

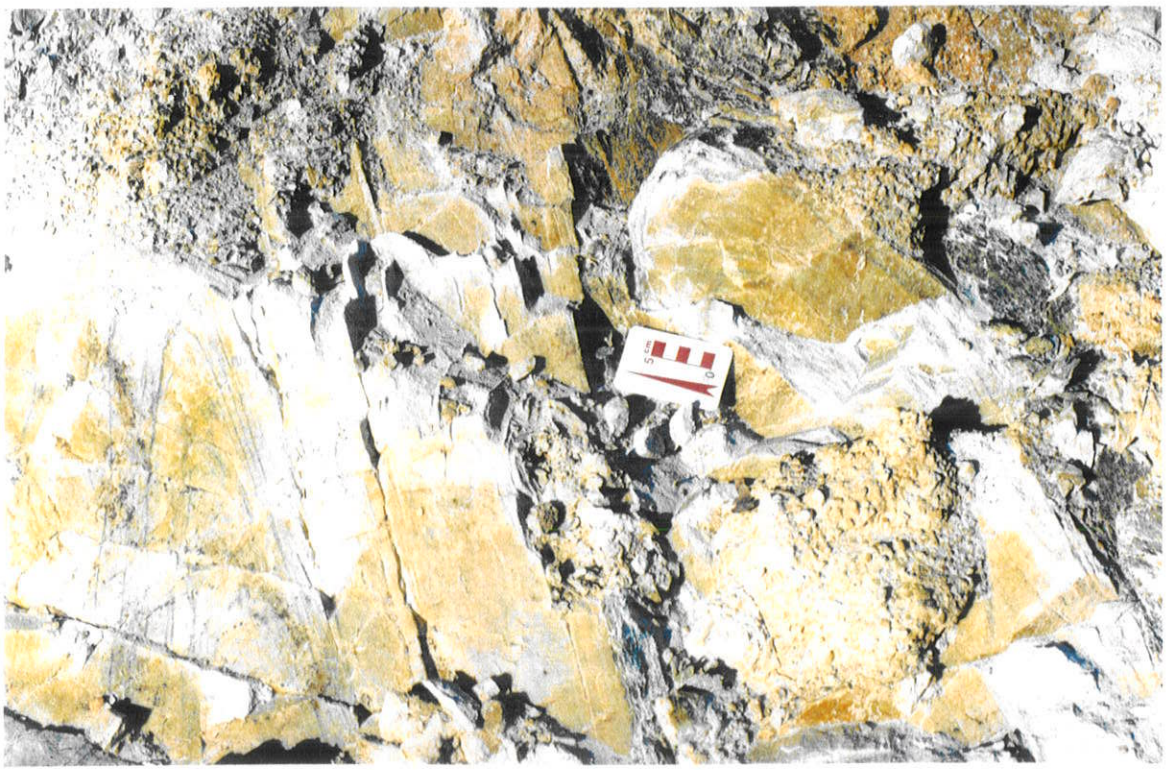


Foto 5 - Afloramento de quartzito fino com dobra intrafolial (***M***s2).

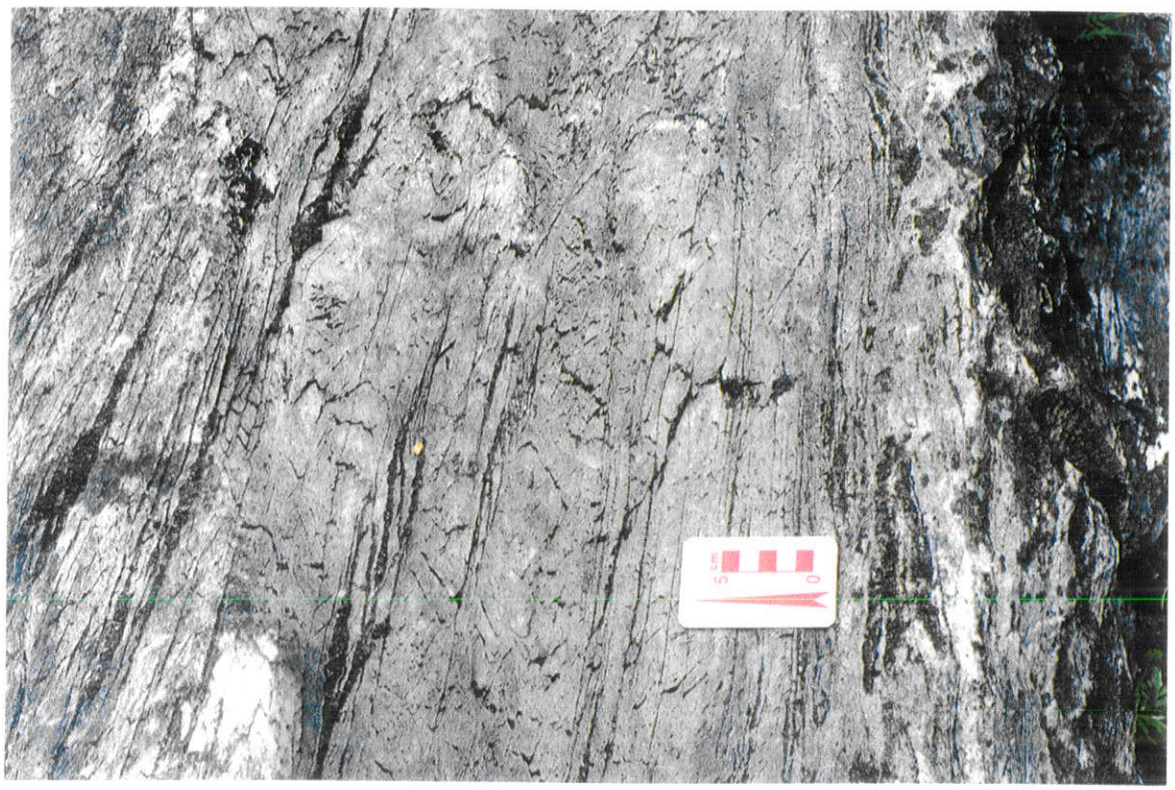


Foto 6 - Afloramento em pedreira desativada de metacalcário dolomítico milonítico (***M***s3).

4.5. DOMÍNIO DA FORMAÇÃO CAPIRU (*M*c)

A área de exposição deste domínio aparece em duas faixas alongadas orientadas com direção nordeste e leste-oeste. A primeira faixa está entre a ZCT Lancinha e a ZC Setuva, e a segunda ocorre ao sul do núcleo do Morro Setuva.

Os contatos observados com a Formação Setuva são tectônicos, marcados por superfície de cavalgamento com o transporte da massa correspondente à Formação Capiru com direção WNW-ESSE.

Foram cartografadas cinco diferentes associações litológicas: 1) associação dos metarritmitos silto-arenosos; 2) associação dos metacalcários dolomíticos maciços; 3) associação dos metacalcários dolomíticos finos bandados; 4) associação dos quartzitos finos a grossos; 5) associação dos filitos avermelhados.

4.5.1. Associação dos metarritmitos silto-arenosos.(*M*c1)

Esta associação está presente em toda a área de exposição da Formação Capiru sendo constituída predominantemente por metarritmitos com alternância de silte e areia fina, de coloração cinza a branco. Subordinadamente ocorrem alternâncias de filitos carbonosos, filitos com magnetita, siltitos maciços e quartzitos finos a grosseiros.

Por análise petrográfica essas rochas são classificadas como sericita-quartzo filitos, quartzo-sericita filitos, biotita sericita filitos e sericita quartzitos. A mineralogia essencial é composta por quartzo, sericita. Acessoriamente ocorrem opacos, zircão e clorita muscovita, biotita, cianita, turmalina, carbonato e feldspatos. A sericita é placóide, com granulação dominante menor que 0,1 mm, extinção ondulante. Normalmente ocorrem orientadas nas foliações S_1. Os quartzos são anedrais, ou bastante alongados em faixas de maior deformação, com granulação em torno de 0,1 mm, chegando até a 0,5 mm. A extinção é ondulante e seus contatos são justapostos ou engrenados. As biotitas ocorre como microporfiroblástos concordantes e discordantes à foliação S_1 , e não está sempre presente nas litologias. Os feldspatos identificados estão bastante alterados ou sericitizados, com formas anedrais e da ordem de 0,3 mm. A textura identificada é comumente lepidoblástica e subordinadamente granolepidobástica, onde o quartzo se encontra enriquecido.

Puderam ser observadas laminações plano-paralelas e acamamento reliquiar, como no ponto AY-326, marcado por alternâncias de lentes e camadas centimétricas de areia em argilas, formando possíveis esttruturas tipo *linsen* . Este acamamento poderia ser do tipo *tidal beddind*. Contudo, de um modo geral, as transposições tectônicas ocorridas não preservam grande parte das estruturas sedimentares.

4.5.2. Associação dos metacalcários dolomíticos maciços .(*M*c2)

Ocorre ao longo do contato da Formação Capiru com as formações Votuverava e Betara, balizado pela ZCT Lancinha e a sul da região do morro do Setuva. Seus afloramentos são marcados pela cor homogêneamente esbranquiçada dos litotipos, essencialmente constituídos por metacalcários maciços de granulação fina (**foto 7**), com bandas decimétricas e níveis localizados de metarenitos finos, também esbranquiçados. As melhores exposições puderam ser observadas em pedreiras ativas ou paralisadas.

A mineralogia é constituída por carbonato e mica branca, com granulação fina, equigranular e textura granoblástica.

Estruturas sedimentares não foram reconhecidas nesta litologia.

4.5.3. Associação dos metacalcários dolomíticos finos bandados .(*M*c3)

Esta associação aflora próximo das unidades descritas no item anterior, distinguindo-se pela presença de bandamento litológico marcado por alternâncias de metalcalcários, filitos, metassiltitos e eventualmente quartzitos. Apresenta ainda estruturas sedimentares e acamamento reliquiar preservados.

A estratificação plano-paralela é freqüente, principalmente quando observadas em afloramentos com predominância de metacalcários dolomíticos (**foto 8**). Destacam-se, contudo, as estruturas biossedimentares estromatolíticas identificadas na região de Bacaetava. Tratam-se de estromatólitos com colunas cilíndricas ou turbinados de 3 cm de diâmetro; ocorrem ainda laminitos algais.

As relações estratigráficas do tipo topo-base observadas apontam disposição normal, sem inversões estratigráficas.

Observou-se que, nesta unidade e na anteriormente descrita, a competência reológica age no sentido de atenuar a deformação da rocha; em pacotes espessos, grande parte da deformação é refratada.

4.5.4. Associação dos quartzitos finos a grossos .(*M*c4)

Esta unidade apresenta-se como lentes de quartzitos de pequenas espessuras, descontínuas ou contínuas, distribuídos na área de exposição da Formação Capiru e sustentando serras alinhadas. Estes quartzitos associam-se aos metacalcários dolomíticos e

Foto 7 - Afloramento em pedreira de metacalcário dolomítico maciço (***M***c2) da Formação Capiru.

Foto 8 - Afloramento da associação dos metacalcário finos bandados (***M***c3).

aos filitos, com os primeiros por contato de base abrupta, e com os filitos através de contato de base abrupta ou transicional.

A granulação destes metassedimentos varia de areia fina a conglomerático. A característica da associação são os quartzitos cinza médios de granulação grossa, com grãos de quartzo escuro, mal selecionados, intercalados por filitos carbonosos e metarritmitos em lentes descontínuas. Localmente exibem porções ferruginosas decorrentes de uma maior concentração original de minerais pesados (com eventual formação de cristais idiomórficos de magnetita) ou ainda devido a processos secundários de migração do ferro.

Do ponto de vista petrológico exibem sericita quartzitos, que tem por mineralogia quartzo, mica branca, sericita e opacos, secundariamente ocorrem muscovita, feldspatos, biotita (clorita) e magnetita. O quartzo varia de 50 a 90%, mica branca de 0 a 15%, sericita de 0 a 5%. A textura é granoblástica, granolepidoblástica ou porfiroclástica (milonítica).

Estruturas sedimentares são pouco freqüentes em face da recristalização e deformação. Em alguns afloramentos foi possível observar gradação normal, e erosão sobre a litologia subjacente.

4.5.2. Associação dos filitos avermelhados .(*M*c5)

Esta associação distribui-se no quadrante sudeste da área, como uma faixa alongada, orientada segundo a direção nordeste.

Apresenta como litologias predominantes filitos alterados de coloração avermelhada (**foto 9**), filitos maciços, filitos rítmicos metassiltitos (**foto 10**). Subordinadamente ocorre pequenas lentes de quartzitos de granulação fina a média.

A deformação imposta a esta associação foi muito intensa com transposição do acamamento reliquiar por dobramentos centimétricos que desenvolveram as foliações S_1 e S_2, com sericitas. Em locais pouco deformados observam-se intercalações de bandas milimétricas a centimétricas de argila, silte e areia fina, com grande continuidade e distribuição das litologias, insinuando a atuação de processos de correntes de turbidez nesta associação.

Algumas lentes de quartzito fino estão intercalados aos filitos, com espessuras variando de centimétrica a métrica, e com boa seleção de grãos. Estes quartzitos podem apresentar intensa recristalização, associado a estiramento dos quartzos ao longo dos planos de foliação.

As estruturas sedimentares mais freqüentes são as laminações plano-paralelas, estruturas maciças e prováveis turbiditos Td/e e Tc.

Foto 9 - Afloramento alterado de filito avermelhado (***M***c5).

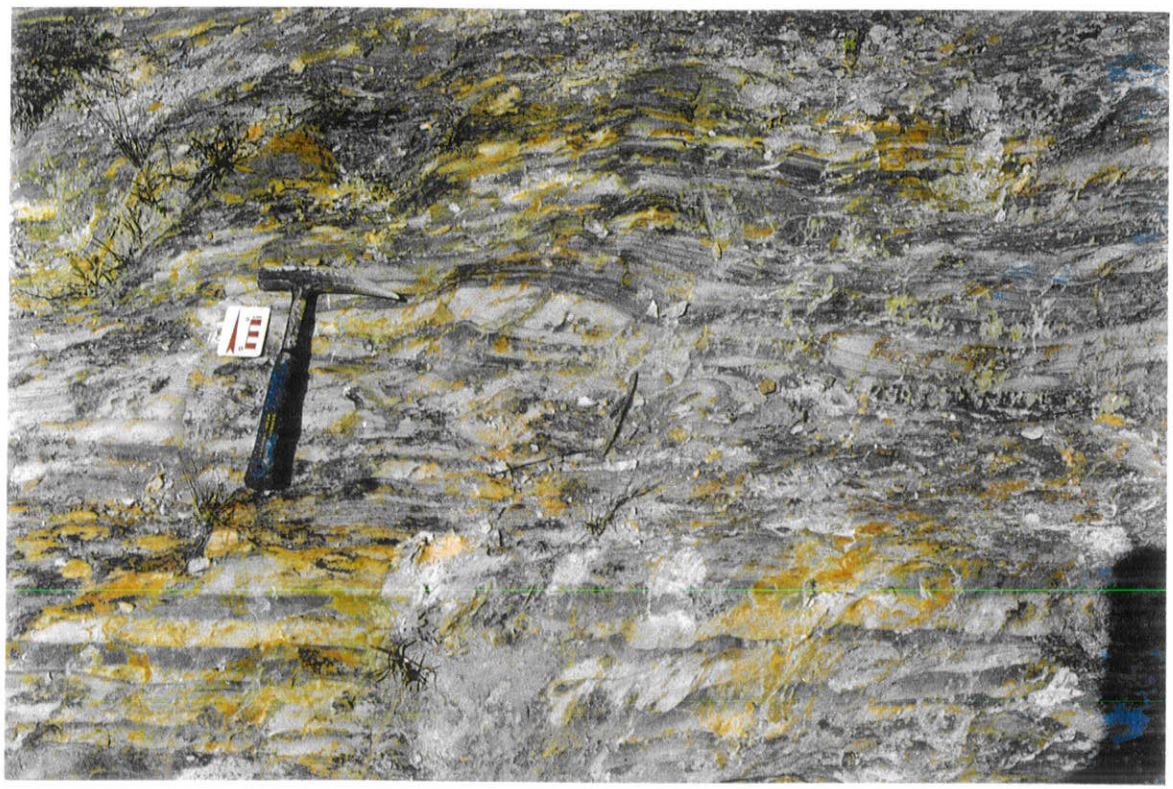


Foto 10 - Afloramento de filito rítmico na região do Morro Grande dentro da associação dos filitos avermelhados (***M***c5).

4.6. DIQUES BÁSICOS (*Jk*d)

Os diques de rochas básicas estão distribuídos por toda a área pesquisada, ressaltados por um relevo invariavelmente ressaltado, observáveis nas fotografias aéreas e imagens de satélites.

Posteriores a toda tectônica pré-cambriana os diques apresentam direção de intrusão noroeste, com extensões métricas a quilométricas. Incluem entre seus litotipos diabásios, quartzo diabásios, dioritos pórfiros e quartzo dioritos. Os primeiros correspondem a rochas melanocráticas cinza escuras e de granulação fina; os dioritos pórfiros possuem as mesmas características descritas, ocorrendo nos diques de maior espessura e acrescentando-se a presença de megacristais centimétricos de plagioclásio em meio a matriz fina, textura esta bastante ressaltada quando este litotipo está alterado. Afloram como blocos arrendondados centimétricos a métrico e alteram para colorações marrom a ocre.

Integram os "enxames "de diques no domínio do Arco de Ponta Grossa, gerados no Evento Sul-Atlantiano, de idade Mesozóica.

4.7. SEDIMENTOS ALUVIONARES (*Q*ha)

São depósitos de sedimentos constituídos por argilas, siltes areias, cascalhos e argilas turfosas de idade holocênica que não ultrapassam 7 m de espessura. Estão presentes ao longo das áreas de várzeas dos rios São Pedro, Bacaetava e Capivari – presentes na área de pesquisa – e seus afluentes. Contudo na escala de trabalho não foi possível cartografá-los.

Kaefer *et al.* (1991) realizaram 424 sondagens tipo banka nas várzeas do Rio Iguaçu e de seus afluentes principais na Região Metropolitana de Curitiba, excluídas as áreas urbanas. As análises granulométricas indicam uma classe dominante de 0,6 a0,3 mm (areia média-fina) e maior que 4,8 mm (seixo) em 415 análises; em 553 amostras a análise obtida para queima a temperaturas superiores a 950°C indicaram que mais de 90% das amostras apresentaram resultados positivos para utilização em cerâmica (estrutural, branca e refratária).

Bigarella & Mousinho (1965) assinalaram a presença marcante de estratificações cruzadas acanaladas, relacionando-se a canais anastomosados formados durante fase climática seca. Estes mesmos autores apontam uma seqüência de 3 depósitos, a saber: *i*) depósitos de cascalhos: mais antigos, em contato erosivo sobre o assoalho da bacia; depósitos arenosos sobrejacentes, formados no surgimento dos canais anastomosados, com estratificação cruzada acanalada predominante; na porção superior ocorrem lâminas de

camadas argilosas; *ii*) depósitos arenosos de canais meandrantes e de enchentes e *iii*) depósitos de coluviação, muito localizados, interdigitando-se com sedimentos das várzeas.

CAPÍTULO 5
ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTAÇÃO

5.1. INTRODUÇÃO

A proliferação exagerada de colunas estratigráficas do pré-cambriano paranaense ensejou a moldura de quadro caótico, onde as mesmas unidades associadas ao evento de sedimentação do Grupo Açungui apresentam diferentes denominações e/ou posições na coluna, quando se confrontam os distintos esquemas estratigráficos, além de incongruências relativas à categoria formal de certas unidades.

Bastante complexo é estudo do ambiente de formação de rochas sedimentares que foram afetadas por metamorfismo regional, com recristalização parcial ou total dos minerais originais e obliteração de estruturas primárias. O estudo das litologias, focalizando especialmente a composição mineralógica, estruturas sedimentares preservadas, distribuição espacial dos litotipos, o ciclo tectônico correspondente de deposição, permitem uma tentativa de interpretação das condições de sedimentação à época em que se depositaram.

Diversos autores, ao discutirem o ambiente de sedimentação do Grupo Açungui, são unânimes em admitir condições marinhas para a deposição dos estratos, embora os argumentos de que se utilizam para suas assertivas tenham essencialmente caráter sedimentológico/deposicional/paleontológico. Em outras palavras: embora sejam categóricos quanto à origem marinha desses sedimentos, são, entretanto, omissos na abordagem e descrição dos estágios de evolução que se processaram no ambiente tectônico, desde o início da abertura até o momento da efetiva sedimentação Açungui.

5.2. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS E SISTEMAS DEPOSICIONAIS.

As unidades reconhecidas e mapeadas, na área de pesquisa, são relacionadas ao Complexo Atuba e Grupo Açungui. O Complexo Atuba (Siga Júnior., 1995) tem área de exposição muito restrita, constituindo-se dominantemente por rochas retrometamorfizadas e alteradas. Conforme Bigarella e Salamuni (1956,1958), Ebert (1971) e Schöll *et al.* (1980), Althoff (1989), Fiori (1990) e Silva *et al.* (1998), na região do Morro do Setuva o complexo compõe-se de rochas gnáissicas e graníticas, xistos, quartzitos, filitos e mármores.

5.2.1. Complexo Atuba

Definido por Siga Júnior. *et al.* (1995) a partir de estudos geocronológicos, mostrou uma evolução complexa com duas ou mais gerações de migmatitos. Este complexo ter-se-ia desenvolvido segundo duas linhagens distintas de geração de migmatitos ocorridas num cinturão paleoproterozóico, faixa esta que, por sua vez, foi passiva de intenso retrabalhamento no Neoproterozóico. Tais migmatitos são comumente constituídos por mesossomas que incluem anfibólio gnaisses, biotita gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses, gnaisses granulíticos, granitos-gnaisses, granitóides álcali-cálcicos e anfibolitos; os leucossomas, por outro lado, mostram-se homogênea a heterogeneamente distribuídos, e ostentam composições graníticas, granodioríticas ou tonalíticas.

O complexo apresenta evidências de polimetamorfismo com eventos: de grau alto e anatexia (migmatização) afetando as associações cartografadas *P*ca1, *P*ca2 e *P*ca3; de grau médio sobre seqüência metassedimentar (cianita-biotita-muscovita gnaisses) que estão possivelmente imbricados tectonicamente na associação dos biotita-hornblenda gnaisses; retrometamórfico de baixo grau com transformações mineralógicas marcadas pela presença de clorita, zoizita e epidoto.

Diferenças de metamorfismo entre o Complexo Atuba e os metassedimentos do Grupo Açungui foram registradas e relatadas por Siga Júnior. (1995), Siga Júnior. *et al.* (1995) e Basei *et al.* (1997). Sugerem uma intensa migmatização ocorrida no Neoproterozóico e conseqüente abertura dos sistemas de rocha total e mineral: tal hipótese é corroborada por dados geocronológicos obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total e minerais, em amostras procedentes da pedreira Atuba, na periferia de Curitiba. Os dados analíticos relativos ao sistema rocha total, em diagrama isocrônico Rb-Sr, revelaram idade de 598±48 Ma; os resultados de análises Rb-Sr em minerais (biotita e anfibólio) indicam, em diagrama isocrônico, idade de 617±14 Ma. Contudo os dados apresentados para este domínio, segundo os métodos U-Pb, Rb-Sr, K-Ar e Sm-Nd, com idades paleoproterozóicas, indicam que este processo de migmatização não afetou homegeneamente este domínio, dela estando preservando algumas faixas.

Apesar da intensa migmatização ocorrida no Neoproterozóico sugerida pelos autores (*op. cit.*), não foi constatada a presença de neossomas, gerados neste processo, que afetassem os metassedimentos do Grupo Açungui, e, em especial, a Formação Capiru; cavalgamentos marcam o contato entre os metassedimentos Capiru e o Complexo Atuba.

O Complexo Atuba ainda carece de dados geocronológicos relativos aos eventos de intensa migmatização: apesar de as fases de injeção de neossomas serem bastante marcantes, na área as diferenças metamórficas com as formações Capiru e Setuva são notáveis; além disso, se forem considerados os eventos tectônicos que promoveram o

transporte dos metassedimentos sobre a infra-estrutura deste complexo, razoável é admitir-se interpretações extensivas a respeito do embasamento das seqüências metassedimentares das formações Capiru e Setuva, bem como em relação à magnitude do evento de migmatização neoproterozóica.

5.2.2.Formação Setuva

Designação original de Bigarella & Salamuni (1956) para uma unidade composta por gnaisses, filitos e sericita quartzitos, tendo como área-tipo o Morro do Setuva, que constitui um núcleo de granito pórfiro intrusivo; a Formação Setuva seria a unidade basal do Grupo Açungui. Em 1958, os autores (*op. cit.*), incluem a Formação Votuverava no Grupo Açungui, como uma unidade de topo, e descrevem para a Formação Setuva sericita-quartzitos, quartzitos, filitos, e ausência de rochas calcárias.

Marini *et al.* (1967) reconhecem as características observadas por Bigarella e Salamuni (1956, 1958) na região do Morro do Setuva, admitindo, contudo, que o contato entre as formações Setuva e Capiru na estrada da Ribeira é gradacional, com passagem imperceptível dos filitos da Formação Capiru para os xistos da Formação Setuva. Descrevem ainda corpos restritos de rochas calcárias na porção setentrional do anticlinal do Setuva.

A partir do trabalho de Marini (1970), no qual propõe uma divisão estratigráfica excluindo a Formação Setuva do Grupo Açungui, baseando-se em características estruturais distintas, o autor (*op. cit.*), omite esta subdivisão no mapa geológico da Folha Rio Branco do Sul, na escala 1:70.000, não apresentando a cartografia das distintas formações.

O estudo realizado por Ebert (1971), na região do Morro do Setuva separou os paragnaisses e migmatitos no Complexo Pré-Setuva, e a Formação Setuva em contato tectônico composto por micaxistos, quartzitos; discutiu ainda o autor (*op. cit.*) que litologicamente "Setuva" devia ser reservado aos xistos e quartzitos, como uma unidade do Açungui e a única diferença notável é a falta de rochas carbonáticas, mas estas rochas foram descritas por Marini *et al.* (*op. cit.*) na mesma região.

A suposição de uma unidade mais antiga que o Grupo Açungui reavivou-se com o trabalho realizado por Popp *et al.* (1979) nas regiões dos morros Glória, Betara e Setuva. Propõem à Formação Setuva a elevação para a categoria de grupo - Grupo Setuva - que seria composto pelas formações Meia Lua e Betara, e constituindo uma unidade basal em relação ao Grupo Açungui. Observe-se que as litologias descritas para a Formação Betara são análogas aos da Formação Setuva de Bigarella & Salamuni (1958) e Ebert (1971).

Schöll *et al.* (1980), trabalhando também na região do anticlinal do Setuva, descreve para a Formação Setuva micaxistos, quartzo-mica xistos e quartzitos como litologias

dominantes, e, subordinadamente calcioxistos e mármores dolomíticos, filitos com magnetita e quartzitos ferruginosos. Esta Formação seria mais antiga e distinta do Grupo Açungui, composto pelas formações Capiru e Votuverava. Reconhece ainda o Pré-Setuva composto por duas unidades: migmatitos e paragnaisses.

Os trabalhos que se seguiram consagraram a distinção da Formação/Grupo Setuva como uma unidade distinta do Grupo Açungui, baseados em critérios de deformação e metamorfismo. Nota-se ainda, os trabalhos de correlação envolvendo os núcleos gnáissicos Setuva, Perau, Betara e Tigre, como os propostos por Pierkarz (1981),Schöll *et al.* (1982),Fritzsons *et al.* (1982).

Fiori *et al.* (1985) compartimentam o pré-cambriano paranaense em função das falhas de empurrão. Na região do Morro do Setuva observa no Bloco II, que está limitado pelas falhas de Setuva e Queimadinho, xistos e quartzitos do Grupo Setuva e o restante do anticlinal pelo Complexo Pré-Setuva composto por gnaisses e migmatitos no núcleo e na zona mais externa xistos.

Althoff (1989) em trabalho na região do anticlinal utiliza a compartimentação proposta por Fiori (*op. cit.*) mas faz algumas observações baseadas em aspectos petrológicos e estruturais. No domínio I descreve gnaisses bandados, xistos e quartzitos, cortados por granito gnaisses; no domínio II descreve rochas miloníticas compostas por xistos e quartzitos; e no domínio III reconhece litologias do Capiru, incluindo o Bloco II de Fiori (*op. cit.*).

Fiori (1990) aprofunda os estudos efetuados em 1985 e apresenta a tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Neste trabalho considera o Grupo Açungui constituído pelas formações Capiru, Votuverava e Antinha, reconhecendo ainda as seqüências litológicas correspondentes a cada uma destas unidades que são: seqüências Juruqui, Rio Branco, Morro Grande e Bocaina (Formação Capiru); seqüências Bromado, Coloninha e Saivá (Formação Votuverava); e seqüências Bom Jardim, Capivara e Vuturuvu. Note-se que a seqüência Bocaina foi anteriormente descrita como pertencente ao Grupo Setuva (Fiori, 1985), porém o autor reconhece que a denominação Formação Setuva deva se restringir à faixa de gnaisses, xistos e quartzitos que bordejam a anticlinal do Setuva e que em grande parte correspondem a tectonofácies, e não propriamente uma unidade estratigráfica.

O identificação do padrão de deformação – tectonofácies – descrito por Fiori *et al.* (1987a) para a Formação Setuva foi importante no trabalho efetuado por Silva *et al.* (1988) em mapeamento geológico na Folha Curitiba, escala 1:100.000. Neste mapeamento reconhecem uma deformação heterogênea que preserva áreas pouco deformadas onde estão impressas características reliquiares das litologias originais. Comparando com as litologias que bordejam a região do Morro do Setuva reconhecem que os xistos e quartzitos da Formação Setuva são derivadas essencialmente a partir da deformação de filitos e quartzitos da Formação Capiru, sendo portanto, unidades litológicas destas.

No trabalho desenvolvido na área de pesquisa foi possível comprovar que, sob o aspecto litológico, tanto os trabalhos de Bigarella & Salamuni (1956,1958), Marini *et al.* (1967), Marini (1970), Ebert (1971), Popp *et al.* (1979), Schöll *et al.* (1980) Fiori (1985, 1990), Althoff (1989), Silva *et al.* (1998) descrevem para a região do Morro do Setuva, a Formação Setuva como sendo um conjunto litológico formado por micaxistos, quartzitos, e filitos. Alguns dos autores (*op. cit.*) descrevem ainda a presença de uma pequena lente de mármore dolomítico, comprovada no presente trabalho.

Do ponto de vista metamórfico, a Formação Setuva é muito semelhante às formações Capiru e Votuverava, com paragêneses idênticas. Muitas vezes as litologias estão no limite entre filitos e micaxistos típicos. O metamorfismo é xisto verde, zona da clorita e/ou biotita.

A distinção pode ser atribuída à deformação da Formação Setuva, constituindo toda a faixa de exposição correspondente a uma tectônica de cavalgamento gerando textura lepidoblástica a granolepidoblástica, foliação anastomosada, recristalização e lineações minerais de estiramento. Contudo, em algumas faixas restritas das formações Capiru e Votuverava puderam ser observadas estas características deformacionais em menor intensidade.

Portanto, as litologias da Formação Setuva podem ser atribuídas como sendo tectonofácies que afetaram em grande parte litologias da Formação Capiru. Existe a possibilidade de que parte destas litologias possam ser originadas da Formação Votuverava, embora mereçam maior detalhamento para comprovação de litologias típicas desta formação.

A presença de estruturas primárias não puderam ser observadas em face do elevado estágio de deformação, mas em áreas pouco deformadas apresentam, em filitos, laminações plano-paralelas. Os quartzitos, em sua grande maioria são bem selecionados, finos, indicando possíveis retrabalhamento marinho, inobstante ocorram ainda quartzitos médios a grosseiros.

Do ponto de vista da estratigrafia, respeitando o Código de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986) que rege a "imutabilidade de nome consagrado", a Formação Setuva está sendo mantida como uma unidade litoestratigráfica por apresentar homogeneidade litológica (com dois tipos principais: micaxistos e quartzitos) e características deformacionais próprias.

Esta formação foi incluída no Grupo Açungui, como proposição original de Bigarella & Salamuni (1956, 1958), corroborado por Ebert (1971) e Silva *et al.* (1998), e ainda carece de dados de correlação litoestratigráfica que levem em conta a evolução, o registro dos ciclos tectono-sedimentares e os diferentes paleoambientes. As formações a norte da ZCT Lancinha apresentam características distintas quanto aos paleoambientes e às seqüências deposicionais, podendo relacionar-se a distintos ciclos tectono-sedimentares ou sítios geotectônicos. Portanto, as incertezas relativas ao posicionamento estratigráfico e ao ambiente geotectônico das formações a sul da ZCT Lancinha não permitem concluir pela inclusão das formações Capiru e Setuva no Grupo Açungui.

Interpretação do Paleoambiente

Foram identificadas três fácies litológicas: fácies pelito-arenosa (filitos), fácies arenosa (quartzitos finos) e fácies carbonática (mármores).

As fácies apresentam grande deformação promovida pelo cavalgamento que deslocou a Formação sobre o Complexo Atuba. Esta deformação obliterou grande parte das estruturas reliquiares, das quais se destacam as laminações plano-paralelas e estruturas maciças. Os contatos tectônicos entre as fácies evidenciam que a estratigrafia da unidade não é original, mas tectônica, dificultando o entendimento do paleoambiente.

Estas fácies permitem supor um ambiente de plataforma carbonática rasa tendo como predomínio as fácies pelíticas que podem ser de ambientes mais distais ou proximais.

5.2.3. Formação Votuverava

Esta unidade, definida por Bigarella & Salamuni (1958), apresentaria como litologias típicas filitos rítmicos, quartzitos mármores e metabásicas. Apresenta área de exposição a norte da Zona de Cisalhamento Lancinha.

Na área de pesquisa a exposição da unidade é muito restrita, aflorando somente parte da denominada Seqüência Saivá (Fiori, 1990). Foram reconhecidas as seguintes litologias: filitos rítmicos ou maciços e homogêneos, e lentes de metabásicas.

Interpretação do paleoambiente

Foram identificadas duas fácies litológicas na área de pesquisa: fácies pelítica (filitos) e fácies vulcanogênica (metabásicas).

As estruturas sedimentares reconhecidas (laminações plano-parelelas, estruturas maciças) associadas às relações entre as fácies e dados obtidos em trabalhos anteriores permitem algumas suposições:

1) deposição em ambiente euxínico, formando principalmente folhelhos, associados a manifestações de vulcanismo básico ou;

2) deposição em ambiente marinho profundo, fora da área de influência das ondas, associado a vulcanismo básico em ambientes distensivos ou compressivos;

3) ou ressedimentação por retrabalhamento de correntes de fundo oceânico. Atividade vulcânica relativa à expansão do assoalho vulcânico.

As hipóteses sobre o ambiente deposicional desta unidade presente na área permitem supor que a deposição ocorreu em ciclos deposicionais distintos quando comparados com os sistemas deposicionais das formações Setuva e Capiru.

5.2.4. Formação Capiru

Definida por Bigarella & Salamuni (1956), apresenta área de exposição a sul da Zona de Cisalhamento de Lancinha.

Na área de pesquisa aflora tão somente parte da unidade total , onde foram reconhecidas as seguintes associações litológicas:1) associação dos metarritmitos silto-arenosos; 2) associação dos metacalcários dolomíticos maciços; 3) associação dos metacalcários dolomíticos finos bandados; 4) associação dos quartzitos finos a grossos; 5) associação dos filitos avermelhados.

Os contatos da Formação Capiru com a Formação Setuva e o Complexo Atuba são tectônicos, marcados por transcorrências ou cavalgamentos.

Interpretação do paleoambiente

As associações litológicas podem ser englobadas em quatro fácies distintas que compõem um episódio regressivo de sedimentação materializada por uma seqüência progradacional. As fácies reconhecidas foram: fácies areno-conglomerática (quartzitos), fácies pelito-arenosa (metarritmitos), fácies carbonática (metacalcários dolomíticos), fácies turbidítica (filitos).

A transposição das litologias dificultou a observação das relações de contato e distribuição espacial, mas a presença de estruturas preservadas aliado às associações que podem ser feitas com as litologias identificadas autorizam as seguintes inferências:

1) a presença de estromatólitos colunares nos metacalcários indicam ambientes de águas marinhas rasas (Hoffman, 1973); se tais bioconstruções forem associadas com estruturas sedimentares indicativas de exposição subaérea e outras, como as observadas por Silva et al. (1998) – *muds cracks*, marcas de ondas, *teppees*, oncólitos – presumíveis serão os subambientes de supramaré, intermaré ou submaré. As condições de alta energia podem ser deduzidas da deposição de calcarenitos com marcas de ondas.

2) a associação com quartzitos grosseiros que podem retrabalhar os carbonatos indicam proximidade com a costa e eventos episódicos de aporte de areias pouco trabalhadas em ambientes do tipo fan-delta.

3) associação de filitos e quartzitos finos com laminações do tipo *tidal bedding* indica ambiente de sedimentação localizado na faixa de transição mar-continente.
4) filitos avermelhados rítmicos com prováveis processos de deposição de correntes de turbidez associados a filitos maciços. Deposição em ambientes marinhos fora da influência das ondas. Ocorrem pequenas lentes de quartzitos finos bem selecionados intercalados.

As fácies reconhecidas na Formação Capiru induzem a interpretação de que esta unidade foi depositada num estágio de evolução da bacia em que prevaleciam condições estáveis e peculiares, e num sítio particularíssimo – a plataforma carbonática.

Por outro lado, difícil é estabelecer a verdadeira posição desta unidade na coluna estratigráfica regional, considerando a natureza de seus contatos eminentemente tectônicos, a carência de dados geocronológicos e a precariedade do estudo de seu conteúdo fossilífero

5.3. DISCUSSÃO SOBRE O TIPO DE BACIA.

As primeiras teorias envolvendo o tipo de bacia para o Grupo Açungui eram baseados na teoria geossinclinal. Almeida (1964) aponta para o Grupo Açungui um conjunto de sedimentos detríticos epimetamórficos do Geossinclíneo Paraíba. Marini *et al.* (1967) apregoam sedimentação marinha associado com magmatismo ofiolítico e granítico depositados em condições de geossinclinal. Autores como Petri & Suguio (1969) e Marini (1970) baseiam-se neste modelo para a sedimentação do Grupo Açungui. Ebert (1971) propõem para o "pré-Setuva" caráter eugeossinclinal, enquanto o Açungui incluindo o Setuva, caráter de sedimentação miogeossinclinal.

Hasui (1982) e Chiodi Filho (1984) adotam um modelo aulacogênico com dois eventos sedimentares distintos paras as bacias Setuva, mais antiga, e Açungui, mais jovem.

Com o desenvolvimento da teoria da tectônica de placas, vários autores como Campos Neto (1983), Hasui *et al.* (1984, 1986, 1989), Soares (1987), Campanha *et al.* (1987), Fiori (1990), Campanha (1990), Reis Neto (1994) apresentam propostas utilizando-se deste modelo teórico. Um quadro com a caracterização de diversos sítios geotectônicos apresentados por diversos autores foi sintetizado por Fassbinder (1996, **Figura 26**).

Observa-se uma divergência de interpretação envolvendo o sentido de subducção, a posição do arco magmático, e os tipos de colisão. Nestes modelos os metassedimentos que compõem as bacias Setuva e Açungui poderiam ser relacionados a ambientes de sedimentação em sítios geotectônicos de rifte interior, margem passiva e ativa ou retro-arco.

Analisando-se os três grandes sítios geotectônicos interpretados para a sedimentação das bacias Setuva e Açungui supõem-se que a origem da bacia seria relacionado a em evento

MODELO DE TECTÔNICA DE PLACAS										
AUTOR	MODELO	PLACAS ENVOLVIDAS	BACIA RETRO ARCO ①	ARCO MAGMÁTICO ②	BACIA ANTE-ARCO ③	COMPLEXO DE SUBDUCÇÃO ④		SUTURA ⑤	SENTIDO DE SUBDUCÇÃO/ COLISÃO ⑥	PLACA SUBDUCTADA ⑦
CAMPANHA et al. (1987) CAMPANHA (1991)	SUBDUCÇÃO DO TIPO B (PLACAS OCEÂNICA-CONTINENTAL) E POSTERIOR COLISÃO DE BLOCOS CONTINENTAIS	BLOCOS CONTINENTAIS DO MACIÇO DE JOINVILLE (7) E SUPOSTO CRÁTON DO PARANÁ (2, 3, 4)	?	MACIÇO CATAS ALTAS	SUB GRUPO LAJEADO	FAIXA INTERNA: OFIOLITOS + LASCAS DE *FLYSCH* + RXS METAMORF. + MELANGES TECTÔNICAS. Fm. IPORANGA E PERAU (VOTUVERAVA NO PARANÁ).	FAIXA EXTERNA OU BACIA T: INTEIRAMENTE DE FLYSCH, COM PORÇÕES MENORES DE RXS IGNEAS. (FOSSA ABISSAL) Fm. IPORANGA (DEPÓSITOS DO TIPO *WILDFLYSCH*	LINEAMENTO FIGUEIRA (SÃO PAULO) LINEAMENTO MORRO AGUDO (PARANÁ)	PLACA OCEÂNICA SUBDUCTADA DE SE ⇒ NW	MACIÇO DE JOINVILLE FM. CAPIRÚ - (SEDIMENTOS LITORÂNEOS) FM. SETUVA (PLATAFORMA CONTINENTAL/ EMBASAMENTo
HASUI (1986)	COLISÃO CONTINENTAL (1 OROGÊNESE ARQUEANA)	BLOCO SÃO PAULO (À NORTE) BLOCO VITÓRIA (À SUL)	?	?	?	?		LINEAMENTO LANCINHA	SUL ⇒ NORTE	-
SOARES (1987)	SUBDUCÇÃO DO TIPO B (PROTEROZÓICO MÉDIO) SUBDUCÇÃO DO TIPO A (PROTEROZÓICO SUPERIOR) (2 OROGÊNESES)	CRÁTON DO PARANÁ E ?	BACIA SETUVA (PROTEROZÓICO MÉDIO) BACIA ACUNGUI (PROTEROZÓICO SUPERIOR)	COMPLEXOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS	ENCOBERTA PELA BACIA DO PARANÁ	ENCOBERTA PELA BACIA DO PARANÁ		ENCOBERTA PELA BACIA DO PARANÁ	W ⇒ E	PLACA PARANÁ
FIORI (1990)	SUBDUCÇÃO TIPO B (1 OROGÊNESE)	CONTINENTE SITUADO A SE. E ARCO MAGMÁTICO A NW	BACIA ACUNGUI	BATÓLITOS CUNHAPORANGA E 3 CÓRREGOS	?	?		?	W ⇒ E	?
REIS NETO (1994)	SUBDUCÇÃO TIPO B (3 OROGÊNESES)	?	?	CUNHAPORANGA (750 - 650 MA) TRÊS CÓRREGOS (650 - 550 MA)	?	?		LINEAMENTO ITAPIRAPUÃ	E ⇒ W	?

Figura 26 – Caracterização dos diversos sítios tectônicos baseados no modelo de tectônica de placas, segundo diversos autores (In: Fassbinder, 1996).

distensivo, com formação de um rifte que poderia levar a formação de uma crosta oceânica, ou não, e que precederia o evento compressivo de colisão continental

A área de exposição envolvendo as bacias Setuva e Açungui demonstram que ela foi formada em antigas faixas móveis paleoproterozóicas, ou seja, locais que apresentam antigas zonas de cisalhamento. Outro aspecto a notar é a distribuição espacial, segundo uma faixa alongada com direção nordeste. Estes fatos corroboram a proposta de uma origem relacionada a uma fase inicial de rifteamento e consequentemente sendo formadas em um evento distensivo. Contudo a imprecisão dos limites dos sítios geotectônicos, associados a falta de dados paleoambientais não permitem a delimitação segura dos limites destas "bacias".

O modelo proposto por Soares (1987) e adotado por Fiori (1990, 1994) supõem uma formação de uma margem passiva, relativa à bacia Setuva, formada por um evento distensional e posteriormente por uma inversão, passando para uma compressão com subducção do tipo B que formaria um arco magmático e uma bacia retro-arco, ambiente de sedimentação da bacia Açungui. Estes estágios estariam dentro de um mesmo ciclo que envolveria abertura e fechamento de um oceano que se completaria com uma colisão do tipo A (**figura 14**).

Fiori (*op. cit.*), baseado no modelo geotectônico descrito acima, atribui a bacia Açungui origem e desenvolvimento em ambiente do tipo retro-arco, com embasamento siálico representado pelos metassedimentos do Grupo Setuva e/ou Complexo Pré-Setuva. Neste contexto identifica as seqüências sedimentares presentes na região antes de sofrerem os efeitos deformacionais a que foram submetidos (**figura 15**). No bloco E, correspondente a área de exposição da Formação Capiru, reconhece as unidades A, B e C, correspondentes respectivamente as seqüências Juruqui, Rio Branco e Morro Grande. A seqüência Juruqui apresentaria depósitos litorâneos, com um provável delta na região de Bocaiúva do Sul, essencialmente terrígenos; a seqüência Rio Branco constituiria depósitos de plataforma carbonática de águas rasas com intensa atividade biológica; e a seqüência Morro Grande representaria depósitos plataformais terrígenos em evento transgressivo. Neste contexto, a ausência de vulcanismo que refletissem a presença de um arco magmático associado aos metassedimentos do Grupo Açungui foi apontado por Fassbinder (1996)

Os modelos relativos a presença de uma margem continental passiva com colisão do tipo B de SE para NW que evoluiria para uma colisão tipo A, como proposto por Campanha *et al.* (1987) e Campanha (1991) pressupõem uma cunha de acreção e uma sutura que seria marcado entre as Formações Iporanga e Lageado. O arco magmático seria representado pelo Maciço Catas Altas. Campanha (*op. cit.)* pressupõem um desenvolvimento da bacia Açungui, com estágio de rifteamento inicial que evoluiria para estágios de mar restrito e, finalmente, mar aberto em margem continental passiva (**figura 16**). Os estágios iniciais de sedimentação seriam representados por depósitos de clásticos grosseiros que não estão muito bem identificados no registro geológico, segundo o autor (*op. cit.*); o estágio seguinte corresponderia

a um mar restrito, com a instalação de uma plataforma carbonática rasa, constituída pelas formações Itaiacoca e Capiru; o prosseguimento de desenvolvimento da bacia seria representado por um estágio de mar aberto, com desenvolvimento de crosta oceânica, com registro sedimentar representado por plataformas distais do Subgrupo Lageado e possivelmente a Formação Água Clara e os complexos turbidíticos distais da Formação Iporanga e Perau. A inversão tectônica ocorreria por mecanismo de delaminação da base da crosta que levaria a uma subducção e geração de um arco magmático, e formação de bacias do tipo retro-arco e ante-arco (**figura 14**)

Os dados não evidenciam a presença de depósitos tipo *flysch* em ambientes de bacia de fossa abissal, cunha de acreção com melanges tectônicas, rochas de alta pressão (xistos azuis) e ofiolitos, como apontados por Fassbinder (1996).

Os metassedimentos presentes e cartografados na área são relativos a estágios de desenvolvimento que pressupõem uma plataforma estável (margem passiva), composta por uma seqüência carbonática regressiva, e ciclos de desenvolvimento de plataforma terrígena.

O aloctonismo presente que propiciou o cavalgamento dos metassedimentos da Formação Capiru sobre o Complexo Atuba, associados as zonas de cisalhamento transcorrentes, principalmente a ZCT Lancinha, dificultou o entendimento dos estágios de sedimentação e evolução da bacia, uma vez que os contatos são tectônicos, e na área os ciclos de sedimentação entre as formações Capiru e Votuverava são distintos e não correlacionáveis. O reconhecimento dos diferentes ciclos de sedimentação que marcariam a evolução de uma bacia não puderam ser reconhecidos.

5.4. RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

A evolução tectono-sedimentar de uma bacia leva em conta a deposição das seqüências sedimentares admitindo-se uma desenvolvimento a partir de uma bacia formada por rifteamento e que chegou estágios de invasão marinha e formação de uma margem continental marcada por uma plataforma carbonática.

Dentro desta proposta ocorrem ciclos deposicionais que acompanham o desenvolvimento desta bacia que são: fase rifte, fase transicional e fase marinha.

A fase que representa o início da sedimentação, estágio rifte, são pouco conhecidos, como aponta Campanha (1990), em função da própria evolução da bacia que apresenta subsidência e modelos de compensação que envolvem retrabalhamento de parte dos sedimentos continentais depositados e em função dos eventos deformacinais superimpostos, que propiciaram cavalgamentos e falhas transcorrentes. O registro deste estágio inicial ocorreriam principalmente na forma de leques aluviais e sistema fluvial continental do tipo

braided. Com o processo de abertura em desenvolvimento, a fase de rifeteamento atinge condições de formação de um lago restrito interagindo com sistema fluvial e de leques aluviais. Durante esta fase as manifestações de vulcanismo básico são freqüentes. Analisando-se as unidades presentes na área que poderiam representar estes estágios iniciais de sedimentação.

A fase transicional seria representada pela presença de sedimentos típicos de transição de ambientes continentais e marinhos associado a formação de mar evaporítico não são evidenciados principalmente pela facilidade de metamorfismo e pouca espessura de sedimentos relativos a este evento.

A fase transicional seria sucedida pelo desenvolvimento de uma seqüência marinha, inicialmente com a formação de uma plataforma carbonática rasa que durante a evolução da bacia apresentaria um estágio de sedimentação transgressivo e depois regressivo.

A Formação Capiru foi interpretada com sendo desenvolvido dentro de um estágio regressivo de sedimentação tipificado por padrão progradante composto por um conjunto de sistemas deposicionais sincrônicos representados por fan-deltas, plataforma terrígena, plataforma carbonática, e depósitos de talude.

O reconhecimento da Formação Capiru como uma seqüência regressiva poderá ser importante para a identificação dos ciclos tectossedimentares desta bacia, uma vez estes eventos têm extensão regional.

Pires (1990) em trabalho realizado na região de Iporanga e Apiaí interpreta para as seqüências metassedimentares Betari e Furnas-Lajeado, do Grupo Açungui, como tendo sido sedimentados respectivamente em seqüência marinha transgressiva e regressiva.

Fiori (1990, 1994) apresenta proposta de evolução geológica da bacia Açungui com correlações entre as unidades reconhecidas (**figura 15**) antes do evento do Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA), interpretando como tendo sido sedimentados dentro de uma mesma bacia, as formações Votuverava, Capiru e Antinha. Contudo, a presença da ZCT Lancinha que separa tectonicamente a Formação Capiru das demais formações metassedimentares dificulta estas correlações. Outro aspecto a considerar é o aloctonismo ocorrido pelo evento de cavalgamento que afetou a Formação Capiru, colocando-a sobre a infra-estrutura representada pelo Complexo Atuba.

Abordamos em alguns capítulos que o posicionamento estratigráfico das unidades reconhecidas na área é difícil em função da deformação imposta que promoveu cavalgamentos e transcorrências e que delimitou contatos tectônicos entre as formações. Portanto as formações Capiru e Setuva puderam ser interpretadas como tendo sido depositados, em grande parte, dentro de uma seqüência regressiva em ambiente de plataforma carbonática rasa; contudo o registro de evolução sedimentar desta bacia apresenta-se incompleto na área de pesquisa, principalmente quanto ao registro dos estágios iniciais de desenvolvimento desta bacia, não permitindo fazer inferências estratigráficas e de correlação com as unidades a norte

da ZCT Lancinha. Devido a dificuldade na definição dos sítios geotectônicos, a adoção de um modelo pressupondo uma única bacia para o desenvolvimento e sedimentação dos metassedimentos presentes torna-se inconsistente.

Na **figura 27** apresentamos um perfil esquemático envolvendo as unidades reconhecidas na área de pesquisa e uma interpretação da estratrigrafia das associações cartografadas, dentro das faixas limitadas por zonas de cisalhamento transcorrentes.

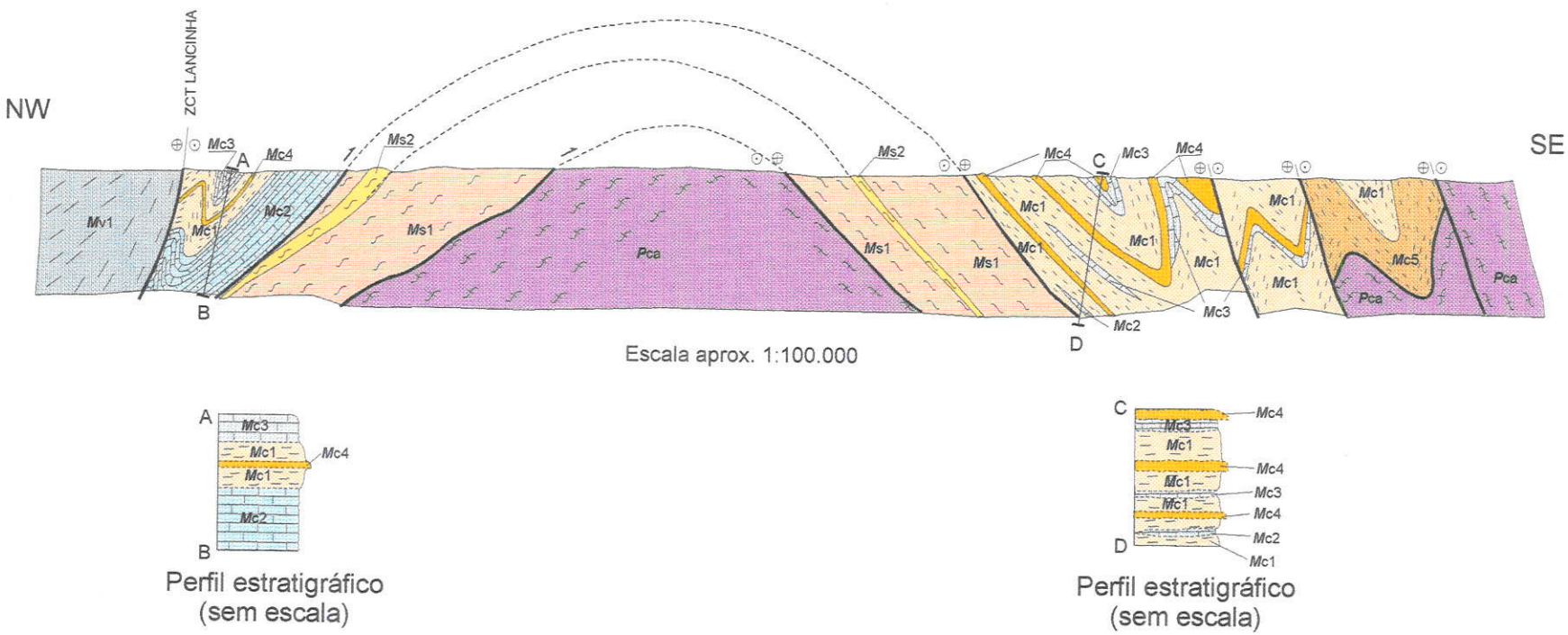


Figura 27: Perfil esquemático NW-SE evidenciando as relações estratigráficas e tectônicas do Complexo Atuba e das formações Setuva, Capiru e Votuverava.

CAPÍTULO 6
GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.1. ESTRUTURAS PLANARES

Determinados processos físicos ou termomecânicos atuando sobre corpos rochosos aparentemente homogêneos deformam esses materiais produzindo neles anisotropias planares regionais ou de caráter local.

As denominações clássicas de estruturas planares, tais como, clivagem (ardosiana, fratura, e de crenulação), xistosidade (de fluxo, *strain-slip* e de transposição) foram utilizadas no trabalho descritivo de campo tomando como base o sumário de Wilson (1961). Adotou-se ainda as denominações de Sibson (1977) para rochas miloníticas, e milonitos S-C de Berthé *et al.* (1979) e Lister & Snoke (1984).

As estruturas planares descritas foram reunidas em dois grupos, conforme o mecanismo de deformação gerador: a) foliações relacionadas a planos axiais de dobramentos; b) foliações relacionadas a zonas de cisalhamento.

a) Foliações relacionadas a planos axiais de dobramentos (S_1, S_2).

Estas foliações estão presentes nos metassedimentos das formações Setuva, Capiru e Votuverava, distribuídos regionalmente na área. As principais estruturas são as clivagens de fratura e de crenulação, e as xistosidades de fluxo, *strain-slip* e de transposição. As duas primeiras representam os estágios iniciais do desenvolvimento de uma xistosidade e foram descritas principalmente nos filitos e metarritmitos das formações Votuverava e Capiru, por meio de dobras métricas, onde é possível identificar o acamamento reliquiar (S_0), parcialmente obliterado. A evolução destes processos levam a geração de xistosidades de *strain-slip* e de fluxo, onde praticamente o acamamento reliquiar é transposto ou reorientado por recristalização, rotação interna e achatamento contínuo. Um outro tipo particular de xistosidade é a clivagem ardosiana, também conspícua na área; caracteriza-se por uma infinidade de superfícies, com desenvolvimento de sericitas em rochas de granulação fina, com aspecto sedoso e cor prateada.

O metamorfismo determinado para este processo deformacional foi caracterizado como sendo do fácies xisto verde.

b) Foliações relacionadas a zonas de cisalhamento (S_m, S_{s-c}).

São foliações penetrativas geradas por cisalhamento simples, presentes na área, principalmente em zonas de cisalhamento relacionados a cavalgamentos ou transcorrências. Foram observadas em todas as unidades descritas, afetando as rochas metassedimentares, e as rochas ortoderivadas conferindo-as aspecto anastomosado (S_{s-c}), ou planar (S_m), normalmente associados com estiramento mineral e recristalização, ou fragmentação e reorientação de minerais.

As zonas de cisalhamento transcorrentes constituem-se em importante local onde desenvolvem-se as foliações miloníticas (S_m), em diferentes estágios de deformação, com várias faixas que cortam a área, tendo como elemento principal a ZCT Lancinha.

As litologias mais afetadas pelo cisalhamento, em termos de grandeza, foram os filitos e metarritmitos, quartzitos, e metacalcários dolomíticos, principalmente as que bordejam a região do "anticlinal do Setuva" conferindo a grande parte do que foi cartografado, aspecto de xistoso, associado ao desenvolvimento anastomosado da foliação (S_{s-c}), crescimento de micas brancas sin-deformacionais, e raras biotitas pós-deformacionais. Ao longo deste trabalho de pesquisa foi possível identificar similaridade destas associações litológicas cartografadas como sendo pertencentes à Formação Setuva, com às da Formação Capiru. A principal distinção seria quanto ao grau de deformação submetido em ambas.

As rochas ortoderivadas que compõem a região do Morro do Setuva também foram afetadas em diferentes estágios de deformação, nas quais chegaram a gerar tectonofácies, que afetaram os gnaisses bandados e graníticos, conferindo-as aspecto xistoso, associado a um retrometamorfismo ocorrido durante este processo. Este processo reordenou e recristalizou os minerais existentes, segundo o grau de resistência à deformação, sendo que para os feldspatos ocorreu um fraturamento, rotação, e reorientação, além das transformações mineralógicas ocorridas pelo retrometamorfismo. O quartzo, porém, foi submetido a deformação intracristalina, que o levou a formar lamelas de deformação e pequenos grãos recristalizados, atestados pela extinção ondulante.

As rochas ortoderivadas cartografadas apresentam um registro deformacional, anterior, em condições metamórficas mais elevadas, fácies anfibolito, que não puderam ser analisados nesta pesquisa, pela restrita área de exposição , aliados ao retrometamorfismo e estágios avançados de alteração. As foliações identificadas que fariam parte de eventos anteriores podem ser identificados pelo bandamento gnáissico, deformados em condições de cisalhamento dúctil.

6.2. ESTRUTURAS DOBRADAS.

Os dobramentos descritos nas unidades cartografadas são observados principalmente em nível mesoscópico, onde invariavelmente apresentam as seguintes características: assimetria dos flancos; espessamento da região de charneiras; eixos sub-horizontais; planos axiais inclinados, concordante com S_1; adelgaçamento e rompimento dos flancos. Esta característica foi observada nas formações Votuverava e Capiru. Em nível macroscópico puderam ser inferidos dobras inversas com caimento (sinformas e antiformas), contudo, a nível de afloramento é incerta, porque o flanco curto normalmente permanece com topo normal, sub-verticalizado, e com rompimento dos flancos. Outro aspecto observado for quanto a posição estratigráfica da camada, onde foi observado invariavelmente topo normal, nos metassedimentos com acamamento reliquiar ou estruturas primárias preservadas. Pressupõem-se uma preservação da região da charneira em função da competência das litologias intercaladas (quartzitos e metacalcários), definindo regiões topograficamente mais elevadas ou rebaixadas.

Ocorreria, na porção sul da área, parte de uma estrutura definida por Fiori (1990), como sendo a Sinforma de Morro Grande, contudo, através de perfis realizados na região apical e nos flancos desta chegou-se às seguintes conclusões: ao longo dos flancos não foi caracterizado inversão de camadas; na região de charneira não foi notado a presença de dobras parasíticas, tipo M, recuperando-se o acamamento reliquiar (S_0 // S_1) por vezes com poucas dobras assimétricas e incipiente clivagem oblíqua (S_2);nos flancos não foi observado relação de obliqüidade entre S_0 // S_1 e S_2 que indicasse fechamento de dobramento sinformal; zona de cisalhamento truncando a estrutura.

Outro tipo de dobras são as intrafoliais, presentes ao exame microscópico e mesoscópico, muito comum nos metassedimentos rítmicos, xistos e mais raramente observado nos quartzitos. Apresentam planos axiais concordantes com as xistosidades e foliações, normalmente com eixos sub-horizontalizados.

A principal estrutura dobrada é a Antiforma do Setuva que envolve os metassedimentos da Formação Setuva, na parte externa, e os gnaisses graníticos e bandados do Complexo Atuba no núcleo, na região a norte da cidade de Bocaiúva do Sul. A foliação predominante nos metassedimentos é uma xistosidade marcada por deformação heterogênea, observada por faixas miloníticas gerando S_m , dobras intrafoliais, lineações de estiramento, em regime dúctil-rúptil. O dobramento da foliação S_m , cilindricamente, originou a estrutura.

6.3. ESTRUTURAS LINEARES

Foram identificados, em escala mesoscópica, dois grupos segundo o mecanismo de deformação: 1) não penetrativas: lineações b, relacionados a eixos de dobras, e lineações de intersecção S_0xS_1; 2) penetrativas: lineações de estiramento, e mineral.
Lineações do tipo b foram observados nas crenulações, dobras assimétricas, isoclinais, colunares ou *mullions*, porém não são freqüentes nas unidades cartografadas, em virtude da transposição da xistosidade. O outro tipo é a lineação de intersecção de S_0 x S_1, também não tão freqüente.

As lineações de estiramento constituem-se nas mais importantes estruturas lineares, pois elas se orientam segundo o eixo de maior elongação, ou seja, o eixo x, normalmente deformando e reorientando quartzo, feldspatos e outros minerais, segundo formas alongadas. Este desenvolvimento, normalmente envolve um estiramento gradativo e cominuição em subgrãos, ou dependendo do nível crustal e do metamorfismo atuante, com uma combinação com os mecanismos citados, somados a recristalização de alguns minerais. Esta recristalização metamórfica dada por orientação de cristais, segundo formas alongadas ou prismáticas e a lineação mineral (L_m).

As lineações minerais(L_m) e de estiramento(L_x) foram identificados nas Formação Setuva, e no embasamento, associadas às foliações miloníticas (S_m) e S-C. (S_{s-c}). Nos metassedimentos, em função da granulação muito fina e recristalização incipiente são de difícil identificação.

6.4. INDICADORES CINEMÁTICOS.

Foram utilizados as estruturas planares, lineares, dobradas e suas relações para indicar o caminho da deformação. Neste aspecto dois conceitos foram utilizados para entendimento dos mecanismos de transporte: a) a utilização da xistosidade nas determinação da vergência das dobras; b) as relações das feições de uma deformação por cisalhamento simples para entendimento de rotação e transporte.

No primeiro mecanismo observou-se que predominam nas formações metassedimentares planos axiais registrados como clivagens e xistosidades (S_1) que se apresentam com um padrão uniforme, quando analisados separadamente, os metassedimentos a norte e a sul da região do Setuva.

No segundo mecanismo formam utilizados indicadores de rotação em zonas de cisalhamento transcorrentes e de cavalgamentos, baseados no conceito das lineações

minerais e de estiramento, como indicadores da direção da movimentação, e critérios cinemáticos tais como: estruturas S-C, assimetria de lamelas de quartzo, assimetria de dobras (Lister & Snoke, 1984; Simpson, 1986), assimetria de porfiroclastos (Passchier & Simpson, 1987). Estas feições foram observadas ao exame mesoscópico e microscópico (lâminas de seções delgadas orientadas de rochas).

6.5. METAMORFISMO

6.5.1. Introdução

Os principais trabalhos petrológicos e metamórficos efetuados na região são os realizados por Ebert (1971), Schöll *et al.* (1980; 1982), Reis Neto & Soares (1987) e Althoff (1989).

Ebert (*op. cit.*) distinguiu duas fases de metamorfismo na região da Antiforma do Setuva, sendo uma de contato, causada pela intrusão de rocha granodiorítica em rocha cálcio-grauvaca fina, gerando metablastos de biotita e feldspato e minerais de fácies hornfels (pseudomorfoses de andaluzita e cordierita); o segundo metamorfismo teria sido retrógrado com forte deformação, recristalização e transformação de aluminossilicatos em muscovita, com ou sem silimanita. Esta fase de metamorfismo seria progressiva em condições de epizona, portanto com temperatura moderada e pressão baixa.

Schöll *et al.* (1980), na região do "anticlinal do Setuva", reconhecem no Complexo Pré-Setuva um evento metamórfico de grau alto (segundo classificação de Winkler, 1977), tendo como base a paragênese feldspato K + plagioclásio + quartzo, sem muscovita; posteriormente teria ocorrido evento retrometamórfico. Na Formação Setuva identificam grau metamórfico mais baixo, sem retrometamorfismo.

Schöll *et al.* (1982) em trabalho realizado na Formação Setuva, reconhecem uma evolução metamórfica com dois eventos; a primeira de caráter progressivo que não ultrapassa a zona da granada nas unidades superiores, descritas pelos autores, e verificando nos gnaisses, localmente migmatização; o segundo evento importante seria retrometamórfico, na zona da clorita. Identifica ainda crescimento de biotitas pós-tectônicas ou tardi-tectônicas, com fraca orientação.

Reis Neto & Soares (1987) realizam um estudo de caracterização termodinâmica de microestruturas dos grupos Açungui e Setuva. Nos metapelitos do Grupo Setuva (analisadas as formações Água Clara e Perau) reconhecem a foliação S_{st1} associada ao metamorfismo M_{st1} com presença de porfiroblastos de granada e estaurolita sin-tectônicos (fácies é no máximo anfibolito, zona da estaurolita). Ao metamorfismo M_{st1} sobrepôs-se o evento Açungui, que

ocasionou o retrometamorfismo e "mascaramento" das feições anteriores. Os metapelitos do Grupo Açungui foram caracterizados pelo desenvolvimento da foliação "filítica" S_{al}, associada ao metamorfismo M_{al} reconhecida como sendo a primeira superfície desenvolvida no Grupo é muito fina, pervasiva e extensiva, tendo como minerais diagnósticos a clorita, epidoto, actinolita, biotita e cianita (metamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita e/ou biotita) A foliação filítica S_{al} sofreu uma deformação posterior com geração da foliação S_{tc1} e metamorfismo M_{stc1}, caracterizadas pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação heterogênea e descontínua. Este seria o primeiro evento a afetar as rochas da Seqüência Antinha e da Formação Camarinha produto de deformação de dobramento por mecanismo de flambagem, e teriam como minerais característicos a sericita e clorita (fácies xisto verde, zona da clorita).

Althoff (1989) em trabalho realizado na Antiforma do Setuva divide a área em domínios I, II e III, correspondendo, respectivamente, ao Complexo Atuba, Formação Setuva e Formação Capiru. No Domínio I, composto por granito-gnaisses, gnaisses bandados, quartzitos e xistos reconhece um bandamento, xistosidade ou localmente uma foliação milonítica. Aponta uma ausência de paragênese característica de metamorfismo de alto grau, e considera esses litótipos formados por metamorfismo regional de baixo grau. No Domínio II, composto por quartzitos e xistos, a foliação caracteriza-se por uma xistosidade ou foliação milonítica; a mineralogia identificada é compatível com metamorfismo no fácies xisto verde, eventualmente atingindo o fácies anfibolito. O Domínio III é constituído por xistos, quartzitos, mármores e rochas pouco metamorfizadas, com desenvolvimento de xistosidade ou clivagem de crenulação; estas rochas foram interpretadas como sendo metamorfizadas no fácies xisto verde, no subfácies quartzo-albita-epidoto-muscovita (Winkler, 1977), ou zona da clorita (Turner, 1968).

6.5.2. Resultados da área

- **Rochas do Complexo Atuba**

O complexo é constituído basicamente por biotita-hornblenda gnaisses bandados, biotita gnaisses porfiroclásticos e biotita gnaisses miloníticos.

As rochas foram deformadas gerando foliações predominantemente marcadas por um bandamento composicional milonítico ou foliação milonítica (protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, segundo classificação de Simpson, 1986), com granulação grosseira a fina.

As análises petrográficas realçam o retrometamorfismo sobre a mineralogia das amostras, o qual obliterou as evidências do evento metamórfico anterior. Contudo em trabalhos realizados por Siga Júnior (1995) e Silva *et al.* (1998), que analisaram o Complexo Atuba em uma área de exposição maior, as condições metamórficas de deformação, com geração de foliação milonítica e bandamento gnáissico milonítico ocorram no fácies anfibolito.

Análises mesoscópicas de afloramento efetuada pelos autores (*op. cit.*), evidenciam condições metamórficas distintas entre as rochas do Complexo e os metassedimentos das formações Setuva e Capiru (metamorfismo no fácies xisto verde).

Em análise microscópica, constata-se basicamente as modificações metamórficas de fases hidratadas, com transformações retrometamórficas dos minerais. Deste modo o feldspato potássico se modifica para sericita, mica branca e minerais de argila; plagioclásio se modifica para epidoto, sericita; e biotita se modifica para clorita. Outro aspecto a considerar é o comportamento rúptil dos feldspatos durante este evento, marcado por deformação através de fraturamentos e cominuição.

Este evento deformacional/metamórfico produziu tectonofácies das rochas do Complexo, principalmente no flanco norte da Antiforma do Setuva, com geração de xistos miloníticos

A presença de metassedimentos metamorfizados em grau médio (cianita-biotita-muscovita gnaisses dentro do complexo permite uma interpretação de uma evolução polimetamórfica face aos diferentes estágios identificados:

1) metamorfismo de grau forte em gnaisses bandados ortoderivados com migmatização (± anatexia);

2) metamorfisno de grau médio em paragnaisses com micas branca e cianitas;

3) metamorfismo de grau baixo nas rochas do complexo com retrometamorfismo.

- **Rochas da Formação Votuverava**

São essencialmente metarritmitos, filitos e metabásicas que exibem uma foliação de transposição de dobramentos ou foliação milonítica, gerados por processos associados a ZCT Lancinha. Os minerais desenvolvidos na foliação são a sericita, clorita, quartzo e raras muscovitas de granulação fina. Ao microscópio a textura observada é classificada como lepidoblástica a granolepidoblástica, com faixas quartzosas e faixas sericíticas.

A paragênese mineral indica condições de metamorfismo no fácies xisto verde, zona da clorita. Este metamorfismo tem sido relatado em diversos trabalhos realizados na região.

- **Rochas da Formação Setuva**

As rochas da Formação Setuva petrograficamente representam xistos, quartzitos e uma pequena lente de metacalcário dolomítico. A foliação predominante é uma xistosidade, foliação milonítica e/ou foliação S-C marcadas pela deformação do quartzo, desenvolvimento de sericita e muscovita.

Os xistos mostram textura eminentemente granolepidoblástica com ocasionais porfiroblastos pós-tectônicos de biotita, tendo como mineralogia básica a sericita, muscovita, biotita e quartzo; têm como minerais acessórios clorita, cloritóide, turmalina e opacos.

Os quartzitos apresentam textura granolepidoblástica, com o quartzo formando *ribbons* alongados, gerando foliações do tipo S-C. Além do quartzo tem como minerais básicos a sericita, raras muscovitas e como minerais acessórios turmalina, opacos e zircão.

A lente de mármore dolomítico tem textura blastomilonítica, e nela foram gerados pares de cisalhamento S-C marcados essencialmente por carbonato de granulação fina, com algumas faixas de grãos alongados de quartzo e/ou talco.

A mineralogia das rochas da Formação Setuva mostram paragênese metamórfica enquadrável no fácies xisto verde, zona da clorita, como apontados por Marini (1970), Althoff (1989) e Silva *et al.* (1998) para a região da Antiforma do Setuva.

Autores como Schöll *et al.* (1982) e Reis Neto e Soares (1987) sugerem condições metamórficas respectivamente na zona da granada e zona da estaurolita, embora não tenham sido identificados minerais-índices para esta evolução, assim como paragênese e evidências de metamorfismo de contato com andaluzita, cordierita, biotita e feldspato potássico como apresentado por Ebert (1971).

- **Rochas da Formação Capiru**

A Formação Capiru representa uma seqüência metassedimentar que inclui metacalcário dolomíticos, quartzitos finos a grosseiros e filitos e metarritmitos. Apresentam principalmente foliações relacionadas com o processo de dobramentos (clivagens de fratura, de crenulação, e as xistosidades de fluxo, *strain-slip*, e de transposição) marcadas principalmente pelo desenvolvimentos de sericita, e rara muscovita; em nível microscópico desenvolvem textura lepidoblástica e/ou granolepidoblástica. Estas características são observadas principalmente nos filitos e nos metarritmitos e subordinadamente nos quartzitos e nos metacalcários dolomíticos que se apresentam com estruturas sedimentares preservadas.

Ocorrem, ainda, foliações desenvolvidas em zonas de cisalhamento e marcadas por xistosidade e/ou foliação milonítica; a mineralogia é composta também por sericita, rara muscovita, cloritóide, clorita e cianita. Esta deformação afetou todas as litologias.

A presença de biotita pós-tectônica é notável em todas as rochas metassedimentares; ocorre como porfiroblástos com a foliação ou dela discordante.

As paragêneses minerais indicam condições metamórficas no fácies xisto verde, zona da clorita, de caráter regional, ou localizado, com maior pressão e temperatura possibilitando o surgimento da cianita.

O metamorfismo no fácies xisto verde para a Formação Capiru vem sendo reportado por diversos autores que pesquisaram a região.

6.6. TRATAMENTO DOS DADOS ESTRUTURAIS

Foram tratados os dados relativos às foliações (S_n, S_m, S_1) e lineações (L_m e L_x) de acordo com as formações existentes na área, separando-se, para efeito de análise, quatro domínios distintos: I – Complexo Atuba, II – Formação Setuva, III – Formação Capiru e IV – Formação Votuverava (**figura 28**).

As estruturas observadas são relacionadas aos eventos deformacionais/metamórficos que atuaram sobre as rochas da área.

6.5.1. Domínio I - Complexo Atuba.

Os dados coletados neste domínio referem-se ao núcleo da Antiforma do Setuva, uma vez que no restante da área, no extremo sudeste, poucos dados foram obtidos, devido a escassez de afloramentos.

A estrutura dominante é representada por foliação milonítica, ou bandamento composicional milonítico (S_m) que atingiu condições de deformação no fácies anfibolito no máximo (Fiori *et. al.*, 1987a), ou no fácies anfibolito (Siga Júnior., 1995; Siga Júnior. *et al.*. 1996; Silva *et al.*, 1998)) associado a eventos de migmatização.

As datações apresentadas por Siga Júnior (*op. cit.*) e Siga Júnior. *et al.* (1996) apontam para o Complexo Atuba idades paleoproterozóicas intensamente retrabalhadas no Neoproterozóico, mas as diferenças metamórficas com os metassedimentos indicam que o complexo não estaria "aquecido" por ocasião do cavalgamento do Grupo Açungui sobre a infra-

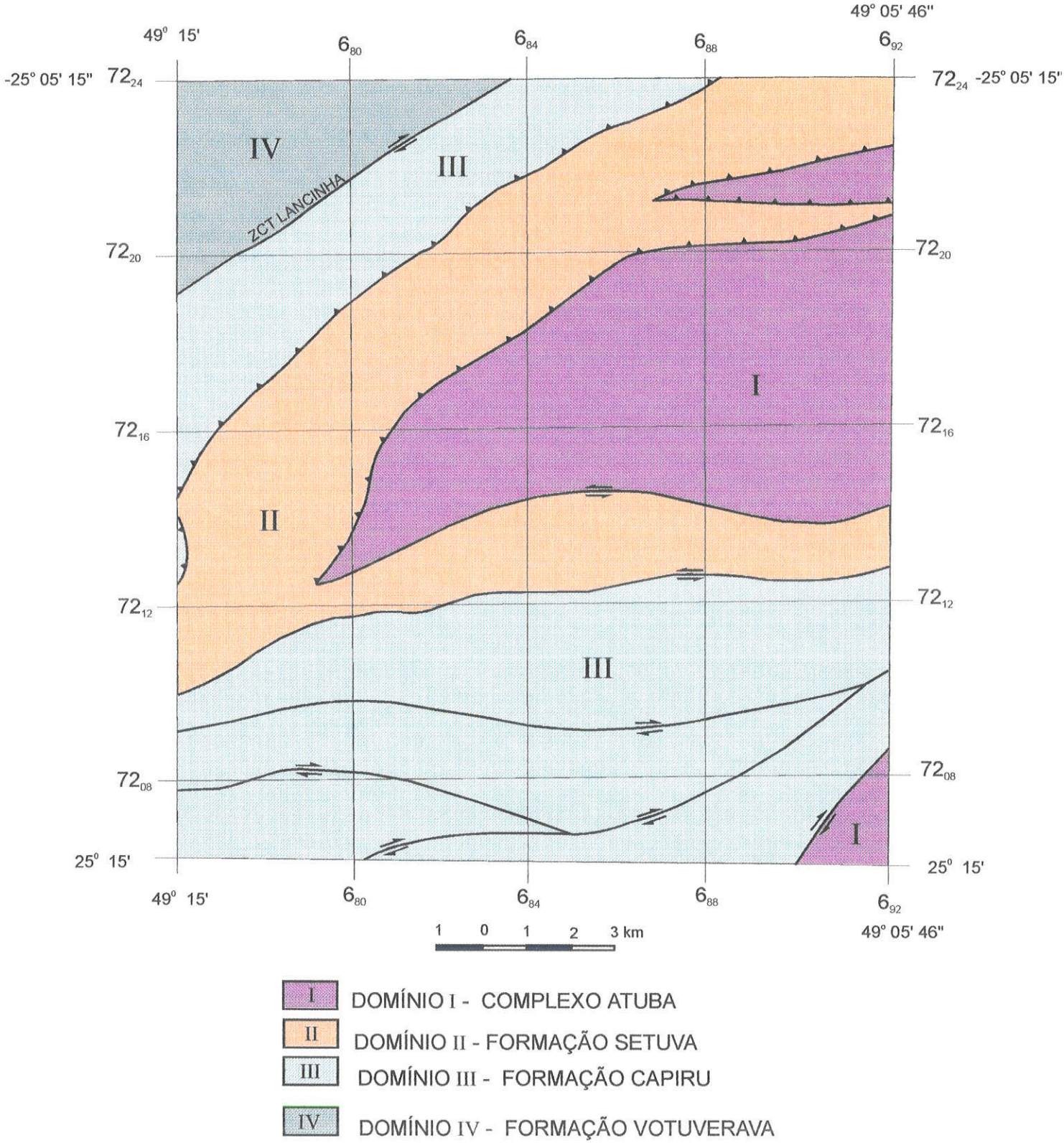


Figura 28 - Distribuição dos Domínios estruturais da área.

estrutura. Este cavalgamento provocou uma deformação local nas rochas, com retrometamorfismo em fácies xisto verde, zona da clorita.

Os dados de pólos das foliações miloníticas, em estereograma, mostram uma distribuição com direção preferencial E-W, com mergulhos variando ao longo de uma guirlanda (**figura 29a**) e pólos de planos axiais S3, próximos a esta, sugerindo um provável dobramento cilíndrico; o pólo estatístico construído é β= S88°W/13°. Este dado é muito semelhante ao apresentado por Althoff (1989) e Fiori (1990), com eixos obtidos em diagrama decorrente deste dobramento (**figura 30**), respectivamente, β=N87W/15° e β=S78W/15° (região apical). Fiori (*op. cit.*) argumenta que, analisando os dados envolvendo toda a estrutura da Antiforma do Setuva, a figura geométrica que representaria o dobramento, em função dos esforços gerados na ZCT Lancinha, seria um cone e não um cilindro.

As lineações miloníticas, plotadas em diagrama, apresentam uma concentração preferencial no setor noroeste - oeste, distribuídas ao longo do eixo e com poucos reflexos do dobramento cilíndrico (**figura 29b**). Os indicadores cinemáticos apontam transporte para ESE.

6.5.2. Domínio II - Formação Setuva

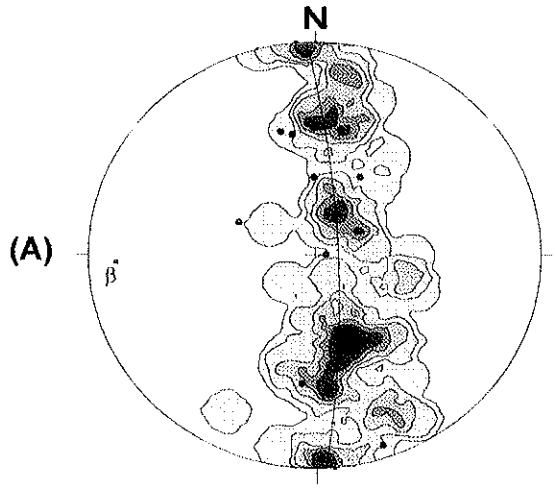
Em diagramas, os dados das foliações miloníticas (S_m) e das lineações de estiramento (L_x), produtos de uma tectônica de cavalgamento, apresentam a distribuição de pólos distinta do observado no domínio I, com orientações preferenciais E–W, apresentam polos de concentração que possibilitam a construção de um círculo mínimo, e eixo de um cone projetado β = S82°W/27°.(**figura 31 a**).

Quando comparados com o diagrama do domínio I, estes dados permitem comprovar um comportamento distinto da foliação S1 em relação a Sm, antes dos efeitos do dobramento; existe, provavelmente, uma descontinuidade estrutural entre o Complexo Atuba e a Formação Setuva.

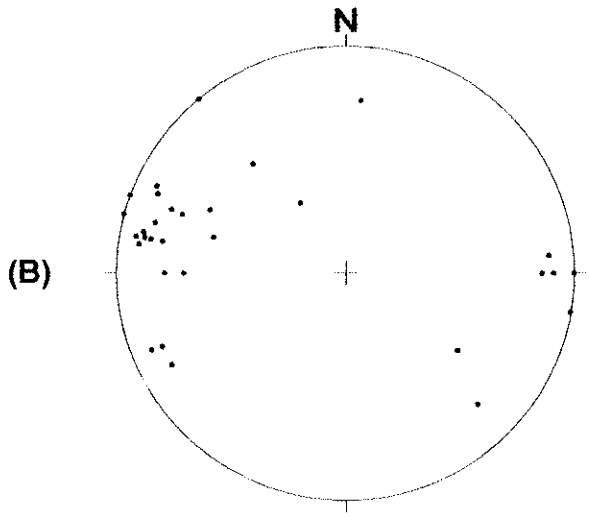
As lineações de estiramento também estão distribuídas segundo a orientação WNW-ESE (**figura 31b**). Os indicadores cinemáticos apontam transporte para ESE.

As lineações dos domínios I e II, plotadas em mapa, mostram o comportamento de mudança da direção do transporte: no flanco norte da antiforma do Setuva as orientações WNW ⇨ ESE passam para orientações essencialmente W ⇨ E na região apical e no flanco sul.

DOMÍNIO I



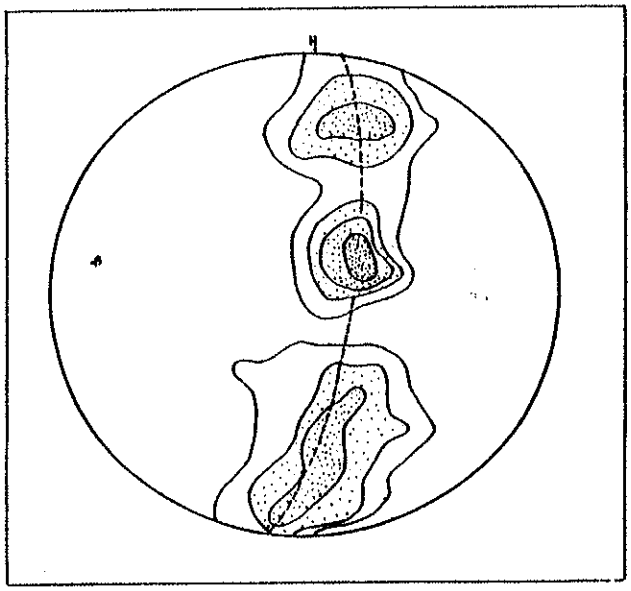
COMPLEXO ATUBA - Sm
N=80
1 -1,25%; 2 - 2,50%; 3 - 3,75%; 4 - 5,00%;
5 - 6,25%; 6 - 7,50%; 7 - 8,75%
cada ponto representa 1,25%
β = S88°W/13°
● polos de S_3 = plano-axial
n=10



COMPLEXO ATUBA - Lx
N=34

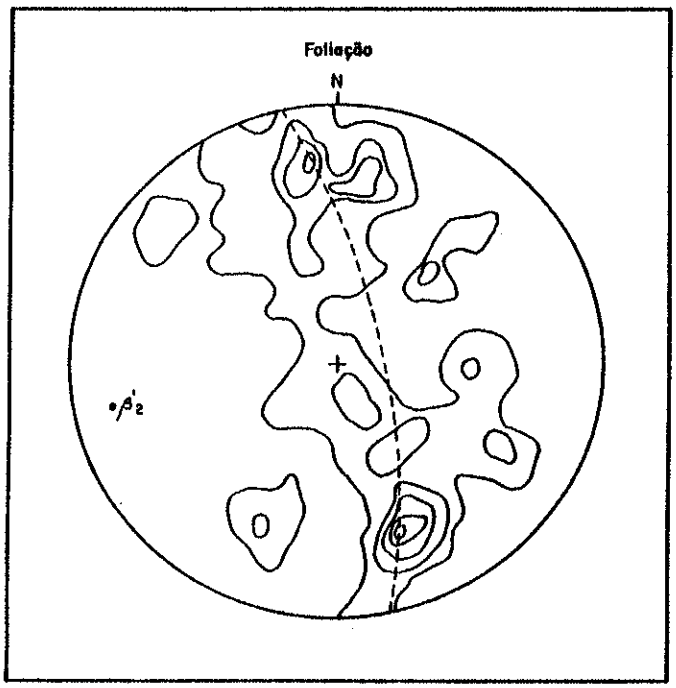
FIGURA 29 - (A): Distribuição dos polos de foliações miloníticas.
(B): Polos de lineações de estiramentos.

(A)



Polos de foliação S (100) no Domínio I. Curvas de 1 - 3 - 5 e 7 %. B: N277/15.

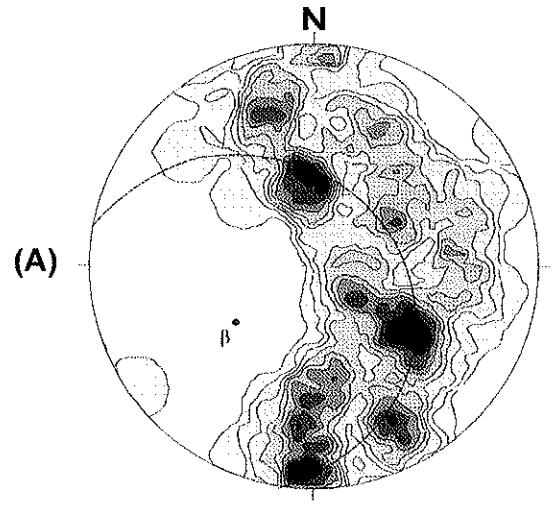
(B)



Antiforma do Setuva.
Curvas de 1.3.5.7.9%
84 polos de S1.
Atitude de β'_2=S78W/15º.

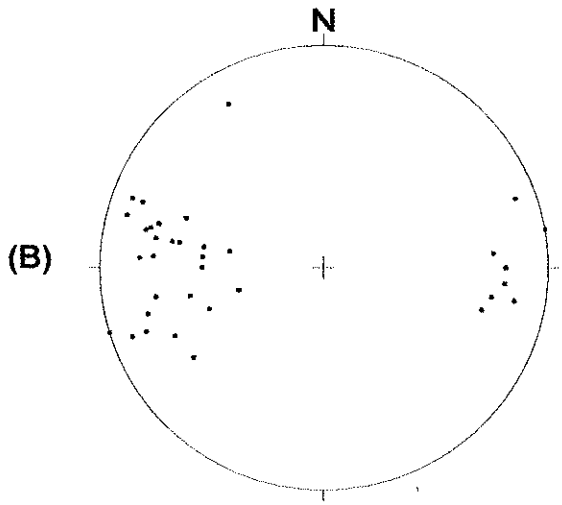
Figura 30 – Diagramas de polos de foliações na Antiforma do Setuva: (A) – Althoff, 1989; (B) – Fiori, 1990.

DOMÍNIO II



FORMAÇÃO SETUVA - Sm
N=115

1-0,87%; 2-1,74%; 3-2,61%; 4-3,48%; 5-4,35%;
6-5,28%; 7-6,09%; 8-6,96%; 9-7,83%; 10-8,70%
Cada ponto representa 0,87%
eixo projetado do cone = β = S54°W/53°



FORMAÇÃO SETUVA - Lx
N=38

FIGURA 31 - (A): Distribuição dos polos de foliações miloníticas.
(B): Polos de lineações de estiramentos.

6.5.3. Domínio III - Formação Capiru

No domínio III as foliações coletadas são dominantemente S_2, nos metassedimentos pelíticos e, subordinadamente $S_0//S_1$, melhor preservadas nos metacalcários dolomíticos espessos. As S_2 apresentam distribuição preferencialmente na direção E-W e mergulhos médios a 40° para Sul. É possível desenhar uma guirlanda com pólo estatístico β = S82°W/10°(**figura 32a**), semelhante ao dobramento cilíndrico constatado para o domínio I, com os pólos de planos axiais S_3 próximos à guirlanda. Os dobramentos observados, em nível mesoscópicos, são do tipo assimétricos, com flanco longo e foliação S_2 mergulhando para sul.

As lineações relativas aos eixos de dobras L_2 e lineações minerais L_2 exibem comportamentos semelhantes em diagrama, com distribuição com direções principalmente E – W e mergulhos para oeste ou leste, entre 5° a 30° (**figura 32b**).

Nos três domínios analisados ressalta-se a descontinuidade estrutural das foliações pré-dobramento, marcado por superfícies de cavalgamentos.

6.5.4. Domínio IV - Formação Votuverava

Os dados analisados em diagrama são relativos as foliações S_2 que estão muito bem marcadas na área. Apresentam distribuição segundo a atitude N45E/55NW, preferencialmente, e também uma pequena concentração na atitude N45E/85NW, reflexos de dobramentos assimétricas com flanco longo mergulhando para NW e flanco curto em alto ângulo e megulhando para SE (**figura 33a**). O padrão da foliação S_2, plano-axiais dos dobramentos refletem forte influência da ZCT Lancinha com direções nordeste em oposição aos dados das foliações dos domínios I, II e III, que apresentam direções leste-oeste.

Os dados relativos aos eixos de dobras L2 são escassos devido a pequena exposição da unidade na área, mas apresentam uma tendência a apresentar orientações segundo a direção SW-NE, com mergulhos médios (45°)(**figura 33b**).

6.6. ANÁLISE DOS EVENTOS TECTÔNICOS

Foram reconhecidos pelo menos três eventos tectônicos, que serão analisados e discutidos: a) tectônica extensional associada a formação e sedimentação da Bacia Açungui; b) tectônica compressional associada aos cavalgamentos; c) tectônica transpressional associada às transcorrências.

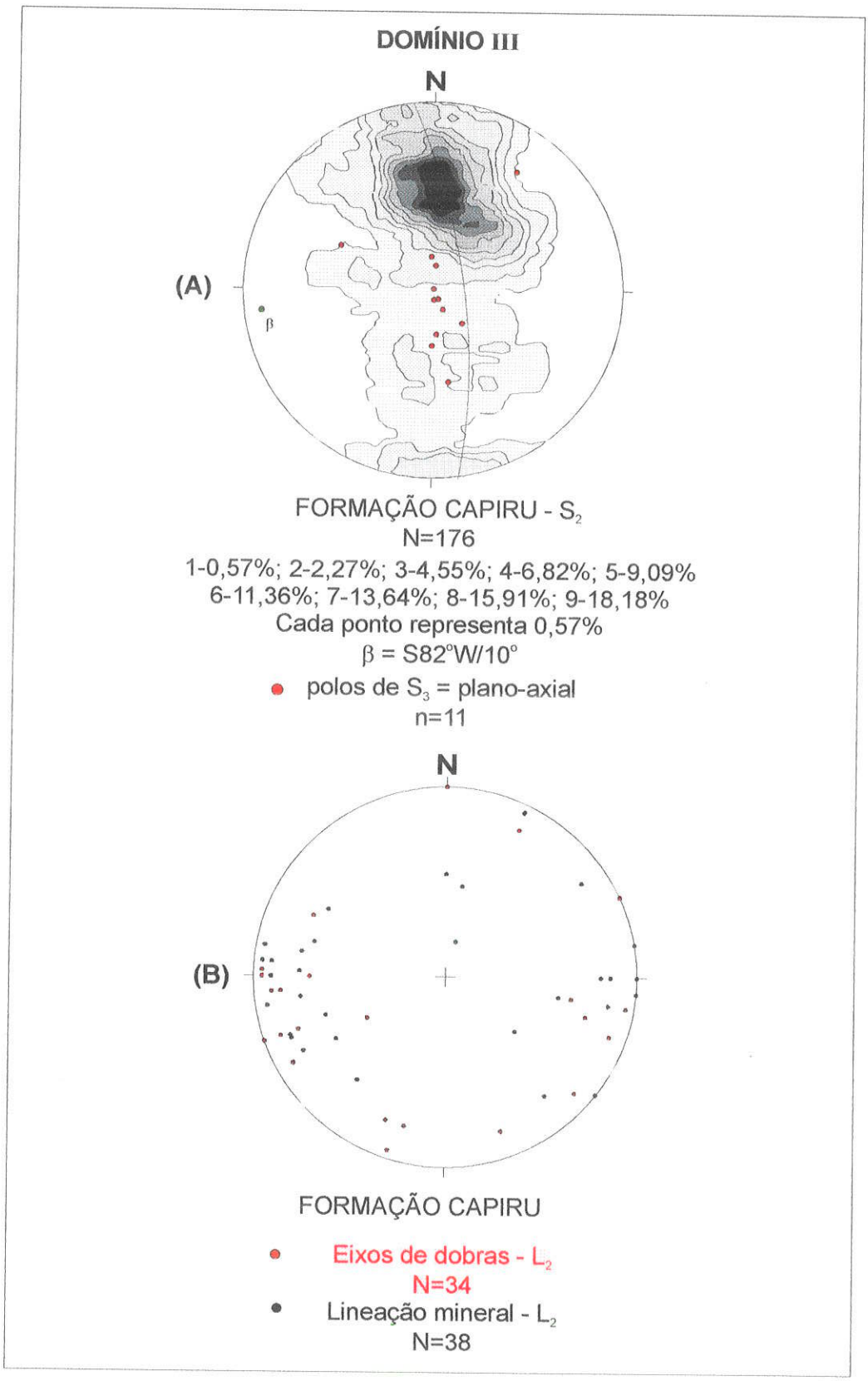
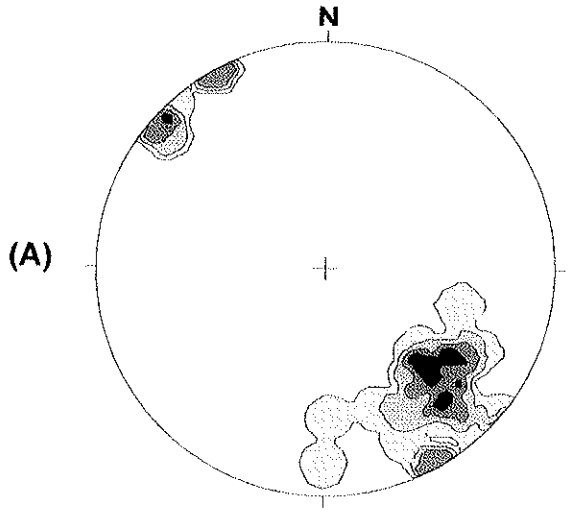


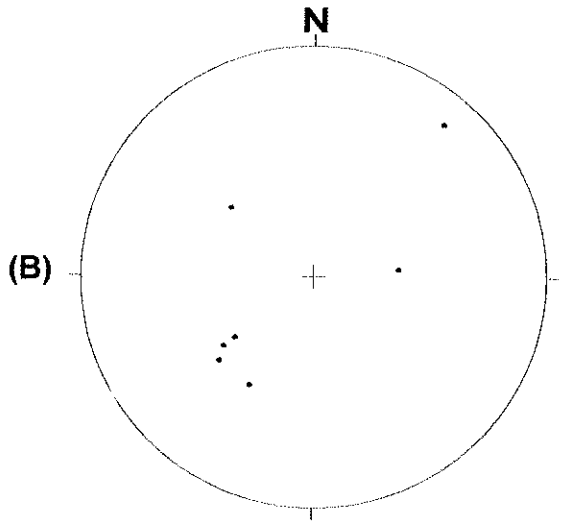
FIGURA 32 - (A): Distribuição dos polos de foliações S_2.
(B): Polos de lineações minerais e de eixos de dobras (L_2).

DOMÍNIO IV



FORMAÇÃO VOTUVERAVA - S_2
N=25

1 - 4%, 2 - 8%, 3 - 12%, 4 - 16%, 5 - 20%
Cada ponto representa 4,0%



FORMAÇÃO VOTUVERAVA

EIXOS DE DOBRAS - L_2
N=7

FIGURA 33 - (A): Distribuição dos polos de foliações S_2.
(B): Polos de eixos de dobras (L_2).

a) Tectônica extensional

O trabalho de pesquisa realizado na área apontam para condições de sedimentação da Formação Capiru como sendo desenvolvido em uma plataforma carbonática rasa dominada por uma seqüência regressiva e talvez seguido por um evento regressivo. O desenvolvimento desta plataforma iniciou-se a partir de um estágio de rifteamento inicial, produto de uma tectônica extensional, com estágios intermediários de rifte continental, transicional e marinho restrito e culminou com o desenvolvimento de uma plataforma carbonática em margem passiva.

Devido aos eventos tectônicos não puderam ser feitos correlações estratigráficas entre as seqüências metassedimentares correspondentes as formações Setuva, Capiru e Votuverava, onde os contatos são marcados por Zonas de Cisalhamentos com deformação concentrada e apresentam transporte tectônico que não puderam ser dimensionados.

Os ciclos tectono-sedimentares presentes na área permitem supor que a sedimentação das formações Capiru e Setuva são relativos a estágios de evolução distinta da Formação Votuverava.

b) Tectônica de cavalgamentos

Os reflexos deste evento estão bem registrados na região da antiforma do Setuva, envolvendo a Formação Setuva e Complexo Atuba e promoveu o "deslocamento" das unidades correspondentes à Formação Capiru sobre o Complexo Atuba, tendo como produto uma faixa com deformação concentrada que afetou a Formação Setuva. Este "deslocamento" possivelmente iniciou-se em condições plásticas que levaram a um rompimento e desenvolvimento rúptil a rúptil-dúctil, preservando as relações de topo normal das seqüências metassedimentares. Durante este evento ocorreu o desenvolvimento da deformação correspondente a Formação Setuva (S_m) e nas unidades fora da faixa ocorreu o desenvolvimento da foliação $S_0//S_1$. Dobras associadas a este evento seriam dominantemente intrafolial com flancos rompidos e charneiras espessadas do tipo isoclinal ou assimétricas (Ramsay, 1967).

Este evento tectônico promoveu o encurtamento do registro deformacional correspondente às unidades metassedimentares e o mecanismo gerador estaria relacionado a movimentação de placas em regime compressivo. O tipo de compressão não foi possível caracterizar devido a área reduzida, ocorrendo diversos modelos como apontados na figura 26 (Fassbinder, 1996).

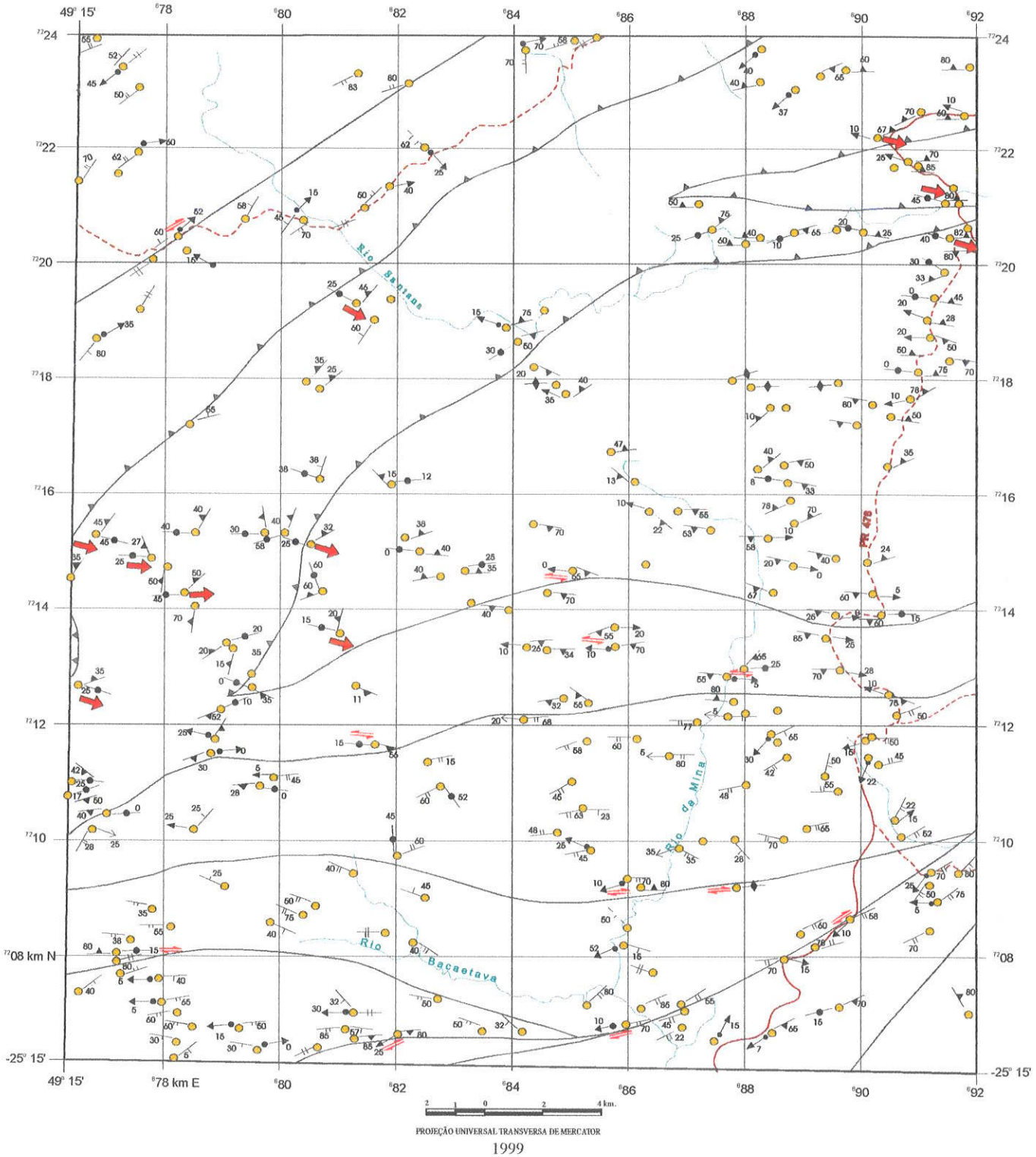
Foi possível caracterizar na área a direção do transporte, como visto, no geral de WNW → ESE. A **figura 34** ilustra através do reconhecimento dos indicadores cinemáticos a trajetória do transporte ao longo da área.

c) Tectônica transpressional.

A tectônica transpressional é reflexo do encurtamento da bacia que promoveu o cavalgamento das seqüências metassedimentares; a evolução deste regime promove a geração de dobramentos normalmente assimétricos, associados a ZC transcorrentes que se instalaram em algumas das ZC de cavalgamento e formaram regiões transpressionais. O desenvolvimento deste mecanismo propiciou a formação de ZCT secundárias, rompimento de flancos de dobras, cavalgamentos e falhamentos normais.

As principais feições relativas a este evento seriam as dobras com desenvolvimento da foliação (S_2), faixas miloníticas transcorrentes(S_m), lineações minerais(L_2), de estiramento (L_x) e eixos de dobras (L_2). Observa-se analisando os dados em diagrama polar um padrão de distribuição essencialmente com direções SW-NE a W-E. e mergulhos variando tanto para o quadrante N-NW como para o quadrante S-SE. As lineações L_2 e L_x apresentam distribuição e orientação muito semelhantes com direções WSW-ENE, com mergulhos subhorizontais até médio ângulo.

Outra feição marcante é o dobramento cilíndrico da Antiforma do Setuva deformando a foliação formada pelo evento de cavalgamento, construído em diagramas polares das foliações dos domínios I, II e III.



CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Estrada pavimentada
- Estrada não pavimentada
- Drenagem

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Foliação $S_0//S_1$ com mergulho medido / vertical
- Foliação S_2 com mergulho medido / vertical
- Foliação milonítica S_m com mergulho medido
- Lineação L_2 com caimento medido
- Lineação B_2 com caimento medido
- Lineação de estiramento mineral L_x com caimento medido
- Direção e sentido de transporte do cavalgamento em afloramentos com indicadores cinemáticos.
- Zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais com indicadores cinemáticos.
- Zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais com indicadores cinemáticos.
- Limite geológico marcado por ZC Transcorrente
- Limite geológico marcado por ZC de Cavalgamento
- Afloramento descrito

Figura 34 - mapa com elementos estruturais exibindo indicadores cinemáticos de cavalgamentos e transcorrências.

CAPÍTULO 7
CONCLUSÕES

•Nos trabalhos publicados sobre a geologia da área pesquisada são propostas inúmeras alternativas de colunas estratigráficas para os terrenos pré-cambrianos dos estados de São Paulo e Paraná.

•Nos últimos anos, a evolução geotectônica da região tem sido focalizada sob o prisma da teoria da Tectônica de Placas, com destaques para os processos de convergência, subducção do tipo B e colisão continental. E os metassedimentos cartografados na área têm sido associados aos ambientes geotectônicos referidos como bacias de retro-arco e ante-arco, ou ainda margem continental passiva.

•Em face da dificuldade de caracterização dos paleoambientes das formações mapeadas na região, permitindo a definição das relações entre os diversos sítios deposicionais inferidos, difícil também é enquadrar esses metassedimentos em qualquer grupo ou supergrupo (no caso, Açungui), uma vez que eles representam o produto de distintas fases de evolução de ciclos geotectônicos

•Na área pesquisada foram reconhecidas seqüências metassedimentares que eqüivalem, respectivamente, ao originalmente definido como formações Setuva Capiru e Votuverava.

•O Complexo Atuba foi identificado como infraestrutura das Formações Setuva e Capiru.

•Na Formação Setuva foram identificadas as fácies pelítica, arenosa e carbonática. As litologias correspondentes, mesmo deformadas, preservam, em locais específicos, as feições originais. Os litotipos atribuídos à unidade Setuva foram correlacionados com os da Formação Capiru, embora distintos quanto à deformação a que foram submetidos.

•Na Formação Capiru foram identificadas as fácies pelito-arenosa, carbonática e turbidítica. A distribuição espacial das fácies e relações entre elas, a presença de estruturas estromatolíticas (biossedimentares) e outras, como *mud cracks*, marcas de ondas, *tepees*, oncólitos, etc, todos esses elementos conjugados permitem a inferência do paleoambiente de deposição dos sedimentos Capiru: seqüência deposicional regressiva em plataforma carbonática rasa (a região de Bocaiúva do Sul-PR corresponderia a área de transição continente-plataforma rasa).

•A Formação Votuverava exibe uma fácies pelítica e outra vulcanogênica (metabásicas). Esta unidade está limitada pela ZCT Lancinha e apresenta características

deposicionais relativas a ciclos tectono-sedimentares distintos, quando comparada com as formações Setuva e Capiru.

•A bacia de evolução e desenvolvimento das formações Capiru e Setuva foi interpretada como tendo sido formada a partir de um evento extensional, com uma fase inicial de rifteamento até atingir condições de margem passiva, com instalação de uma plataforma.

• Na área faltam evidências de associações litológicas representativas de ciclos tectono-sedimentares das fases iniciais de formação da bacia, como por exemplo, sedimentos associados a sistemas de leques aluviais, ou fluvial *braided*.

•Ausência de vulcanismo nos metassedimentos cartografados da Formação Capiru.

•Interpretativamente, segundo o modelo da Tectônica de Placas, a inversão tectônica que afetou a sedimentação produziu o cavalgamento de parte destas coberturas sobre a infra-estrutura (Complexo Atuba), originando também, faixas transpressivas limitadas por zonas de cisalhamento.

•Os indicadores cinemáticos do evento de cavalgamento apontam na região, transporte de W-NW ⇨ ESSE.

•O cavalgamento promoveu o desenvolvimento de extensa faixa de metassedimentos deformados atualmente atribuídos a Formação Setuva.

•Os contatos tectônicos entre as unidades estratigráficas cartografadas foram efetivados mediante processos de cavalgamentos e trancorrências.

•A ZCT Lancinha é uma estrutura regional que separa a Formação Votuverava a norte, das formações Setuva e Capiru., a sul.

•A região constitui uma faixa transpressiva dextral que propiciou o desenvolvimento de dobramentos, zonas de cisalhamentos, falhas normais e cavalgamentos.

•A Antiforma do Setuva é a principal estrutura dobrada da região - β = S82°W/20° ⁻, expondo no núcleo a infra-estrutura (Complexo Atuba). As foliações correspondentes às formações Capiru, Setuva e Complexo Atuba pré-dobramento indicam, em estereogramas, diferenças estruturais e contatos tectônicos.

•Os pólos de foliações (S_2) a sul da antiforma indicam concentração em atitudes E-W/40° S, e a norte indicam concentração N50° E/50°NW. Os eixos de dobras e lineações minerais apresentam concentração a sul e a norte da antiforma, respectivamente S80°W/15° e S45°W/20°.

•Os eventos de cavalgamento e de transpressão geraram metamorfismo no fácies xisto verde, zona da clorita, que na área de estudo, afetou as formações Votuverava, Capiru e Setuva. No Complexo Atuba foi manifestado através de um retrometamorfismo.

CAPÍTULO 8
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALGARTE, J. P. ; DAITX, E. C. ; CUNHA, H. C. da S. ; CAVALCANTE, J. C. ; YAMAMOTO, K. ; KAEFER, L. Q. ; CHIEREGATI, L. A. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo : Folha Itararé (SG. 22-X-B) mapa geológico. São Paulo : DNPM/CPRM, 1972.

ALTHOFF, F. J. Geologia estrutural da Antiforme do Setuva - PR. Belém : UFPa, 1989, 147p. (Dissertação de Mestrado)

ARTEMJEV, M. E. ; ARTYUSHKOV, E. V. Structure and isostasy of the Baikal rift and mechanism of rifting. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH,* v. 76, p. 1179 - 1211, 1971.

BALLY, A. W. ; SNELSON, S. Realms of subsidence. *CAN. SOC. PETR. GEOL.*, Mem. N. 6, p. 9 - 24, 1980.

BARBOSA, O, A chamada Série Ribeira. *MINER. METAL.* Rio de Janeiro, v.13, n. 75, p.187 - 189, 1948.

BARBOSA, O. Geologia e petrologia na região de Apiaí (SP). São Paulo : Escola Politécnica/USP, 1941, 76p. (Tese p/ concurso de Cadeira de Geologia, Petrologia e Mineralogia)

BARBOSA, A. F. ; GUIMARÃES, J. E. P. Contribuição ao conhecimento da província metalogenética da região da Ribeira, estado de São Paulo. In: CONGRESSO PAN-AMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, Rio de Janeiro, 1946, *Anais.* Rio de Janeiro, 1946, v.2, p. 35 - 100.

BASEI, M. A. S. ; SIGA JÚNIOR, O. ; MACHIAVELLI, A. ; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, São Paulo, v.22, n. 2, p. 216-221, 1992.

BASTIAN, L. Ocorrências de minério de chumbo em Lageado, município de Iporanga, estado de São Paulo. In: CONGRESSO PAN-AMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, Rio de Janeiro, 1946, *Anais.* Rio de Janeiro, 1946, v.2, p. 199-221.

BATOLLA JÚNIOR, F. ; CARVALHO, M. A. da S. ; COLANERI, S. ; AGUIAR NETO, A. Projeto Leste do Paraná : Folha Curitiba (SG. 22-X-D-1) - geologia e anexos. São Paulo : DNPM/CPRM, 1977, 2v.

BATOLLA JÚNIOR, F. ; SILVA, A. T. S. F. da ; ALGARTE, J. P. O pré-cambriano da região sul-sudoeste do estado de São Paulo e este-nordeste do estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, *Atas...* Curitiba : SBG, 1981, p. 94-108.

BERTHÉ, D. ; CHOUKROUNE, P. ; JEGOUZO, P. Ortho-gneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the exemple of the south Armorican shear zone. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, v.1, p. 31-42, 1979.

BIGARELLA, J. J. Estudos preliminares da Série Açungui II: rochas calcárias. *ARQ. BIOL. TECN*, Curitiba, v.3, p. 201-354, 1948.

BIGARELLA, J. J. ; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui V: estruturas orgânicas nos dolomitos da Formação Capiru (PR). *DUSENIA*, Curitiba, v.7, n. 6, p. 317-323, 1956a.

BIGARELLA, J. J. ; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui VI: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. *ARQ. BIOL. TECN*, Curitiba, p. 11-97. , 1956b,

BIGARELLA, J. J. ; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui VIII: a Formação Votuverava. *BOL. INST. HIST. NAT*, Curitiba, v.2, 6p, 1958.

BIGARRELLA, J. J. ; SALAMUNI, R. Planta geológica (provisória) de parte dos municípios de Rio Branco, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo, escala 1: 50.000. Curitiba : Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas/UFPR, 1959.

BIGARELLA, J. J. ; SALAMUNI, R. Geologia do pré-devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná. *BOLETIM PARANAENSE GEOCIÊNCIAS*, Curitiba, v. 23/25, p. 43-103, 1967.

BIONDI, J. C. Mapa geológico da área do embasamento do estado do Paraná, escala 1: 250.000. Curitiba : Mineropar, 1983.

BIONDI, J. C. ; CAVA, L. T. ; SOARES, P. C. Mapa geológico do estado do Paraná, escala 1: 650.000. Curitiba : MINEROPAR/DNPM, 1989.

BOYER, S. E. ; ELLIOTT, D. Thrust systems. AM. ASS. PETR. GEOL. BULL, v.66, n. 9, p. 1196-1230, 1982.

BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL Mapa geológico do estado do Paraná, escala 1: 650.000. Curitiba : DNPM/MINEROPAR, 1989.

CAMPANHA, G. A. da C. Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. São Paulo : IG/USP, 1991. (Tese de Doutoramento)

CAMPANHA, G. A. da C. ; GIMENEZ FILHO, A. ; CAETANO, S. L. V. ; PIRES, F. A. ; DANTAS, A. S. L. ; TEIXEIRA, A. L. ; DEHIRA, L. K. Geologia das folhas Iporanga (SG. 22- X- B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1). São Paulo : IPT/PRO-MINÉRIO, 1985. (Rel. 22.352)

CAMPANHA, G. A. da C. ; GIMENEZ FILHO, A. ; CAETANO, S. L. V. ; PIRES, F. A. ; DANTAS, A. S. L. ; TEIXEIRA, A. L. ; DEHIRA, L. K. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986, *Anais*... Goiânia : SBG, 1986, v.2, p. 1058-1073.

CAMPANHA, G. A. da C. ; SADOWSKI, G. R. Tectônica da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994, *Anais*... Camboriú : SBG, 1994, v.1, p. 271-272. (Bol. Res. Exp.)

CAMPANHA, G. A. da C. ; BISTRICHI, C. A. ; ALMEIDA, M. A de Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987, *Atas*... Curitiba : SBG, 1987, v.2, p. 725-742.

CAMPOS NETO, M. da C. Contribuição a litoestratigrafia e estrutura do Grupo Açungui no sudeste do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983, *Atas*... São Paulo : SBG, 1983, 11p. (Separata)

CAMPOS NETO, M. da C. Os gnaisses do Alto Rio Jacupiranguinha e Xistos Cajati: relações estruturais e estratigráficas. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983, *Atas*... São Paulo : SBG, 1983, p. 91-102.

CAMPOS NETO, M. da C. ; FIGUEIREDO, M. C. H. de A orogênese Rio Doce. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992, *Anais*... São Paulo : SBG, 1992, p. 276-277. (Bol. Res. Exp.)

CAMPOS, J. M. Estudos petrográficos de algumas rochas da Série Açungui no estado do Paraná. Rio de Janeiro : DNPM/Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1937, p. 27-29. (Boletim 71)

CARVALHO, P. I. ; PINTO, E. A. Reconhecimento geológico na Série Açungui. Rio de Janeiro : DNPM, 1937, 29p. (Boletim 71)

CHANG, H. K. ; KOWSMANN, R. O. ; BANDER, A. A. ; MELLO, U. T. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G. P. ; MILANI, E. J. (Coord.) Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás : Rio de Janeiro, 1990, p. 49-71.

CHIODI FILHO, C. Contribuição a geologia das regiões sul paulista e leste paranaense, grupos Açungui e Setuva. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Atas*... Rio de Janeiro : SBG, 1984, v.5, p. 2394-2406.

COIMBRA, A. M. ; AMARAL, G. ; OYEDA, H. A. ; FÚLFARO, V. J. ; PONÇANO, W. L. (CENE/SBG: Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica da Sociedade Brasileira de Geologia) Código de nomenclatura estratigráfica, Guia de nomenclatura estratigráfica. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, v.16, n. 4, p. 370-415, 1986

CORDANI, U. G. ; BITTENCOURT, I. Determinações de idades potássio/argônio em rochas do Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967, *Anais*... Curitiba : SBG, 1967, p. 159-165.

DAITX, E. C. Uma análise crítica dos chamados Grupo Setuva e Açungui na região do Vale do Ribeira (SP e PR). São Paulo : IG/USP, 1985. (Exame de Qualificação - Tema geral n. 1)

T2710

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

DERBY, O. Geologia da região diamantífera da província do Paraná no Brasil. *ARQ. MUS. NAC.* Rio de Janeiro, v.3, p. 89-96, 1978

DEWEY, J. F. ; BIRD, J. M. Plate tectonics and geosynclines. *TECTONOPHYSICS*, v.10, n. 5/6, p. 625-638, 1970

EBERT, H. Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no estado do Paraná: com sugestões à tectônica geral do "Geossinclíneo Açungui". CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971, *Anais...* São Paulo : SBG, 1971, v.1, p. 131-146.

EBERT, H. D. ; HASUI, Y. ; QUADE, H. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988, *Anais...* Belém : SBG, 1988, v.5, p. 2318-2331.

EBERT, H. ; BROCHINI, M. F. ; MARINI, O. J. Observações sobre os gnaisses da "Formação Setuva", estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971, *Anais...* São Paulo : SBG, 1971, p. 185-186. (Resumos das Comunicações)

EBERT, H. D. ; HASUI, Y. Tectônica transpressiva no Sub-bloco Tunas, Vale do Ribeira (PR). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13, Fortaleza, 1989, *Atas...* Fortaleza : SBG, 1989, p. 255-257. (Bol. 11)

FAIRCHILD, T. R. New stromatolites, from he upper precambrian Açungui Group, eastern Parana, Brazil and their potential stratigraphic use. *BOL. IG/USP*, São Paulo, v.13, p. 43-50, 1982

FASSBINDER, E. Análise estrutural da Falha da Lancinha. São Paulo : IG/USP, 1990. (Dissertação de Mestrado)

FASSBINDER, E. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozóico paranaense. São Paulo : IG/USP, 1996, 207p. (Tese de Doutoramento)

FIGUEIREDO, A. M. ; RAJA GABAGLIA, G. P. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, v.16, n. 4, p. 350-369, 1986

FIORI, A. P. (coord.) Estudos geológicos integrados do pré-cambriano paranaense. Curitiba : UFPR/MINEROPAR, 1985, 192p., mapas.

FIORI, A. P. Evolução geológica da Bacia Açungui. *BOLETIM PARANAENSE DE GEOCIÊNCIAS,* v.42, p. 1-27, 1994

FIORI, A. P. Geologia do Grupo Açungui na região de Batéias, Bocaiúva do Sul, escala 1: 100 000. Curitiba : UFPR/MINEROPAR, 1989, 251p.

FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. São Paulo : IG/USP, 1990. (Tese de Livre Docência)

FIORI, A. P. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3 , São Paulo, 1991, *Atas*... São Paulo : SBG/UNESP, 1991, p. 134-136.

FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui (PR). *BOLETIM IG/USP - SÉRIE CIENTÍFICA*, São Paulo, v.23, p. 55-74, 1992.

FIORI, A. P. ; SALAMUNI, E. ; FASSBINDER, E. Geologia da região de batéias Bocaiúva do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987ª, *Atas*... Curitiba : SBG, 1987ª, v.2, p. 773-787.

FIORI, A. P. ; FASSBINDER, E. ; GÓIS, J. R. de ; FUMAGALLI, C. E. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987b, *Atas*... Curitiba : SBG, 1987b, v.1, p. 183-196.

FIORI, A. P. ; FUMAGALLI, C. E. ; GÓIS, J. R. de ; SALAMUNI, R. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco e Bocaiúva do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987c, *Atas*... Curitiba : SBG, 1987c, v.1, p. 281-301.

FIORI, A. P. ; GASPAR, L. A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (proterozóico superior), Paraná, sul do Brasil. *BOLETIM IG/USP - Série Científica* ,v.24, p. 1-19, 1993

FLORENCE, G. ; PACHECO, J. Carta geológica do estado de São Paulo, escala 1:2.000.000. São Paulo : Comissão Geográfica e Geológica, 1929.

FRITZSONS JÚNIOR, O. ; PIEKARZ, G. F. ; FALCADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982, *Anais*... Salvador : SBG, 1982, v.3, p. 987-1001.

FUCK, R. A. ; MARINI, O. J. ; TREIN, E. ; MURATORI, A. Geologia do leste paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971, *Anais*... São Paulo : SBG, 1971, v.1, p. 121-130.

GREY, K. Handbook for the study of stromatolites and associated structures (second draft). *STROMATOLITE NEWSLETTER*, v.14, p. 82-171, 1989

HASUI, Y. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo : IPT, 1986, 68p. (Rel. 23.742)

HASUI, Y. ; CREMONINI, O. A. ; BORN, H. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacentes do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais*... Rio de Janeiro : SBG, 1984, v.7, p. 3297-3306.

HASUI, Y. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do estado de São Paulo. São Paulo : SCTDE/PRO-MINÉRIO, 1989, 3v. (Rel. 27.394)

HUFF, K. F. Frontiers of word exploration. *OIL & GAS JOURNAL*, v.76, n. 40, p. 214-220, 1978

KAEFER, L. Q. ; CONSONI, J. O. C. ; CAMPOS, L. E. de G. Projeto Integração Geológica da região metropolitana de Curitiba: relatório final. São Paulo : CPRM/DNPM, 1988, 2v

KAUL, P. F. T. Significado dos granitos anorogênicos da suite intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas Curitiba - SG.22 e Iguape SG.23. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais*... Rio de Janeiro : SBG, 1984, v.6, p. 2815-2825.

KARNER, G. D. Effects of lithosphere in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *TECTONICS*, v.5, p. 576-588, 1986

KARNER, G. D. ; DEWEY, J. F. Rifting: lithospheric versus crustal extensional as applies to the Ridge Basin of southern California. *AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST BULLETIN*, Memoir, 40, p. 317-337, 1986

KINGSTON, D. R. ; DISHROON, C. P. ; WILLIAMS, P. A. Global basin classification system. *AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST BULLETIN*, v.67, n. 12, p. 2175-2193, 1983

KLEMME, H. D. Petroleum basins: classification and characteristics. *JOURNAL PETR. GEOL.*, v.3, n. 2, p. 187-207, 1980.

KUSNIR, N. J. ; PARK, R. G. The extensinal strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. In: COWARD, M. P. ; DEWEY, P. P. ; HANCOCK, P. L. ; Ed. Continental extensional tectonics. *GEOLOGICAL SOCIETY PUBLICATION*, v.28, p. 35-52, 1987.

LISTER, G. S. ; SNOKE, A. W. S-C mylonites. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, v.6, p. 617-638, 1984

LEONARDOS, O. H. Notas petrográficas sobre a Série Ribeira do Sul do estado de São Paulo. *BOL. FAC. FIL. CIÊNCIAS LETRA/USP*, São Paulo, v.4, p. 7-13, 1934. (Bol. 21)

LOPES, J. A. ; BIGARELLA, J. J. ; SALAMUNI, R. ; FUCK, R. A. ; MURATORI, A. Folha geológica de Curitiba, escala 1: 50.000. Curitiba : Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1965. (Provisória)

LOPES, O. F. Compartimentação paleogeográfica, faciológica e estratigráfica em terrenos do Grupo Açungui da região Tigre/Colônia Marques de Abrantes, municípios de Cêrro Azul e Bocaiúva de Sul (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, *Atas*... Curitiba : SBG, 1981, p. 155-169.

LOPES, O. F. Um modelo de sedimentação epicontinental do pré-cambriano: análise comparada da área cratonizada do médio São Francisco à Faixa Móvel do Ribeira e suas conseqüências metalogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982, *Anais*... Salvador : SBG, 1982, v.3, p. 957-971.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *ARQ. BIOL. TECN*, v.2, p. 63-154, 1947

MAACK, R. Mapa geológico do estado do Paraná, escala 1: 750.000. Curitiba : Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, 1953.

MACHADO, R. ; ENDO, I. Cinturão de cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica. In: SIMP. NAC. EST. TECT, 4, Belo Horizonte, 1993, *Anais...* Belo Horizonte : SBG, 1993, p. 189-191. (Bol. 12)

MACHIAVELLI, A. Os granitóides deformados da região de Piên (PR): um provável arco magmático do proterozóico superior. São Paulo : IGC, 1991. (Dissertação de Mestrado)

MACHIAVELLI, A. ; BASEI, M. A. S. ; SIGA JÚNIOR, O. Suite granítica Rio Piên: um arco magmático do proterozóico superior na microplaca Curitiba. *GEOCHIMICA BRASILIENSIS,* v.7, n. 2, p. 113-129, 1993

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS,* v.40, p. 25-32, 1978

MANIESI, V. ; OLIVEIRA, M. A. F. Anfibolitos de alto magnésio da região de Rio Branco do Sul (PR). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Penedo, 1997, *Atas...* Penedo : SBG, 1997, p. 97-99.

MARINI, O. J. Geologia da Folha Rio Branco do Sul (PR). Rio Claro : UNESP, 1970, 190p. (Tese de Doutoramento)

MARINI, O. J. ; TREIN, E. ; FUCK, R. E. O Grupo Açungui no estado do Paraná. In: BIGARELLA, J. J. ; SALAMUNI, R. ; PINTO, V. M. (ed.). Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná. *BOLETIM PARANAENSE GEOCÊNCIAS,* Curitiba, n. 23/25, p. 43-103, 1967

MARINI, O. J. ; TREIN, E. ; MURATORI, A. ; FUCK, R. A. Folha geológica Rio Branco do Sul, escala 1: 70.000. Curitiba : Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1970.

MINEROPAR Geologia do estado do Paraná, escala 1: 400.000. Curitiba : Mineropar, 1986.

MORAES REGO, L. F. de Contribuição estudo das formações pré-devonianas de São Paulo. São Paulo : IAG, 1933, 60p.

MORAES REGO, L. F. de : ALMEIDA, F. F. M. de Seção geológica de Capela da Ribeira a Curitiba. *BOL. GEOL. METAL,* São Paulo, v.3, p. 5-30, 1946

MURATORI, A. A. ; TREIN, E. ; MARINI, O. J. ; FUCK, R. Mapa geológico preliminar da porção sul-oriental do estado do Paraná, escala 1: 250.000. Curitiba : Comissão da Carta Geológica do Paraná/CODEPAR/UFPR, 1968.

OLIVEIRA, E. P. Geologia do estado do Paraná. *BOLETIM MIN. AGRICULTURA IND. COM,* Rio de Janeiro, v.5, n. 1, p. 77-143, 1916

OLIVEIRA, E. P. Mapa geológico do estado do Paraná, escala 1: 1.000.000. Rio de Janeiro : DNPM/Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1925.

PAIVA, G. de Jazidas de minério de chumbo do estado de São Paulo. Rio de Janeiro : DNPM/Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, v.42, n. 6, 25p, 1929

PASSCHIER, C. W. ; SIMPSON, C. Porphyroclast system as kinematic indicators. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, n. 8, p. 831-843, 1986

PERRODON, A. Concepts, modèles et logique des bassins sédimentaires. *BULL. CENTR. RECH. EXPL. - PROD. ELF. AQUITAINE*, v.1, n.1, p. 111-130, 1977

PETRI, S. ; SUGUIO, K. Sobre os metassedimentos de extremo sul do estado de São Paulo. São Paulo : USP/DAEE, 1969.

PETRI, S. ; COIMBRA, A. M. ; AMARAL, G. ; OJEDA, H. O. ; FÚLFARO, V. J. ; PONÇANO, W. L. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, São Paulo, v.16, n. 4, p. 370-415, 1986

PIEKARZ, G. F. Reconhecimento geológico na região da anticlinal do Setuva setor ultrametamorfitos: tabelas, resultados de análises químicas de rochas, mapas do geológicos, mapa de pontos, mapa de controle legal, microfotos. Curitiba : Mineropar, 1982, 11p.

PIEKARZ, G. F. Geologia e potencial econômico da Seqüência Perau, escala 1: 100.000. Curitiba : Mineropar, 1980. 85p.

PIEKARZ, G. F. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, *Atas*... Curitiba : SBG, 1981, v.1, p. 148-154.

PIRES, F. A. Análise paleoambiental e estratigráfica das seqüências Betari e Furnas Lageado (Grupo Açungui), na região Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. São Paulo : IG/USP, 1990, 151p. (Dissertação de Mestrado)

POPP, J. H. ; ANGULO, R. ; BIGARELLA, J. J. Geologia. In: Região metropolitana de Curitiba: recursos minerais - Ouro Fino. Curitiba : Secretaria do Estado de Planejamento/ADEA/UFPR, 1979, p. 22-26.

PORADA, H. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brazilian cycle in Namíbia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental colision. *TECTONOPHYSICS*, Amsterdan, v.57, p. 237-265, 1979

RAMSAY, J. G. Shear zones geometry: a review. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, v.2, p. 83-99, 1980

RAMSAY, J. G. Folding and fracturing of rocks. New York : McGraw-Hill, 1967, 568p.

REIS NETO, J. M. dos ; SOARES, P. C. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro estruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987, *Atas*... Curitiba : SBG, 1987, v.1, p.147-165.

REIS NETO, J. M. dos Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico. São Paulo : IG/USP, 1994, 253p. (Tese de Doutoramento)

ROYDEN, L. ; KLEEN, C. E. Rifting processes and the thermal of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS*, v.51, p. 343-361, 1980

SALAMUNI, E. Análise estrutural do núcleo Betara, Rio Branco do Sul (PR). Rio Claro : UNESP, 1991. (Dissertação de Mestrado)

SALAMUNI, R. ; BIGARELLA, J. J. Contribuição a geologia do Grupo Açungui. Curitiba : UFPR/Instituto de Geografia, 1967, 28p. (Bol. Geologia,23)

SANDERSON, D. J. ; MARCHINI, W. R. D. Transpression. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, v.6, p. 449-458, 1984

SCHÖLL, W. U. ; LOPES, O. F. ; ANDRADE e SILVA, A. C. G. de ; PROZZI, C. R. Geologia do pré-cambriano na região do anticlinal do Setuva (município de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980, *Anais...* Camboriú : SBG, 1980, v.5, p. 3003-3012.

SCHÖLL, W. U. SIVA, A. C. G. de A. ; MONASTIER, M. S. A Formação Setuva do pré-cambriano do estado do Paraná: uma revisão crítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982, *Anais...* Salvador : SBG, 1982, v.1, p. 55-63.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanism. *BULL. GEOL. SOC*, London, v.133, p. 191-213, 1977

SIGA JÚNIOR, O. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. São Paulo : IG/USP, 1995, 212p. Tese de Doutoramento)

SIGA JÚNIOR, O. ; BASEI, M. A. S. ; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica na porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná com base em interpretações geocronológicas. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, São Paulo, v.23, n. 3, p. 215-223, 1993

SIGA JÚNIOR, O. ; BASEI, M. A. S. ; REIS NETO, J. M. ; MACHIAVELLI, A. O complexo gnáissico - migmatítico Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retrabalhado no neoproterozóico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, *Anais...* Salvador : SBG, 1996, v.6, p. 121-123.

SILVA, A. T. S. F. da ; ALGARTE, J. P. Contribuição à geologia da Seqüência Turvo - Cajati entre Rio Pardo e Pariqüera-Açu (SP), litologia e petrografia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, *Anais...* São Paulo : SBG, 1981, p. 109-120.

SILVA, D. C. da ; FELIPE, R. da S. ; PONTES, J. B. Notas sobre as ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, *Atas.* Curitiba : SBG, 1981, p. 21-35.

SILVA, P. C. S. da ; YAMATO, A. A. ; VASCONCELOS, C. S. ; LOPES JÚNIOR, I. Projeto Folha Curitiba (SG. 22-X-D-I): relatório final. São Paulo : CPRM, 1998, 91p. (mapas).

SIMPSON, C. Determination of movement sense in milonites. *JOURNAL GEOL. EDUC*, v.43, p. 246-261, 1986

SLEEP, N. H. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental breakup. *GEOPHYSICAL JOURNAL OF THE ROYAL ASTRONOMICAL SOCIETY*, v.24, p. 325-350, 1971

SOARES, P. C. Algumas observações sobre as faixas proterozóicas e seus sistemas colisionais no sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992, *Anais*... São Paulo : SBG, 1992, v.1, p. 277-278. (Bol. Res. Exp.)

SOARES, P. C. Seqüências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste de escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987, *Atas*...Curitiba : SBG, 1987, v.2, p. 743-771.

SOARES, P. C. Tectônica colisional em torno do bloco Paraná. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988, *Anais*... Belém : SBG, 1988, v.1, p. 63-79.

SOARES, P. C. ; FIORI, A. P. ; CARVALHO, S. G. de Tectônica colisional oblíqua entre o bloco Paraná e a margem sul do cráton São Francisco, no maciço de Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990, *Anais*... Natal : SBG, 1990, v.6, p. 2723-2734.

VEIGA, A. T. C. ; SALOMÃO, E. P. A Formação São Sebastião e sua importância econômica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980, *Anais*... Camboriú : SBG, 1980, v.2, p. 826-831.

TAKAHASHI, A. T. ; FERREIRA, J. C. G. ; THEODOROVICZ, A. Projeto Guapiara: relatório final. São Paulo : CPRM/PRO-MINÉRIO, 1984, 104p.

TAKAHASHI, A. T. ; THEODOROVICZ, A. ; CÂMARA, M. M. ; GODOY, H. K. ; MORAES, S. M. Projeto Engenheiro Maia - Ribeirão Branco. São Paulo : CPRM/PRO-MINÉRIO, 1986, 1v.

TURNER, F. J. Metamorphic petrology: mineralogical and fiels aspects. New York : McGraw-Hill, 1968, 403p.

WERNICKE, B. Uniform-sense simple shear of the continental lithosfhere. *CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCE*, v.14, p. 95-106, 1985

WERNICKE, B. ; BURCHFIEL, B. C. Modes of extensional tectonics. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, v.4, p. 105-115, 1982

WILSON, G. The tectonic significance of small scale strutures, and their importance to the geologist in the field. *ANN. SOC. GEOL. BELG*, v.84, p. 423-548, 1961

WINKLER, H. G. F. Petrogênese das rochas metamórficas. São Paulo : Edgard Blücher, 1977, 254p.

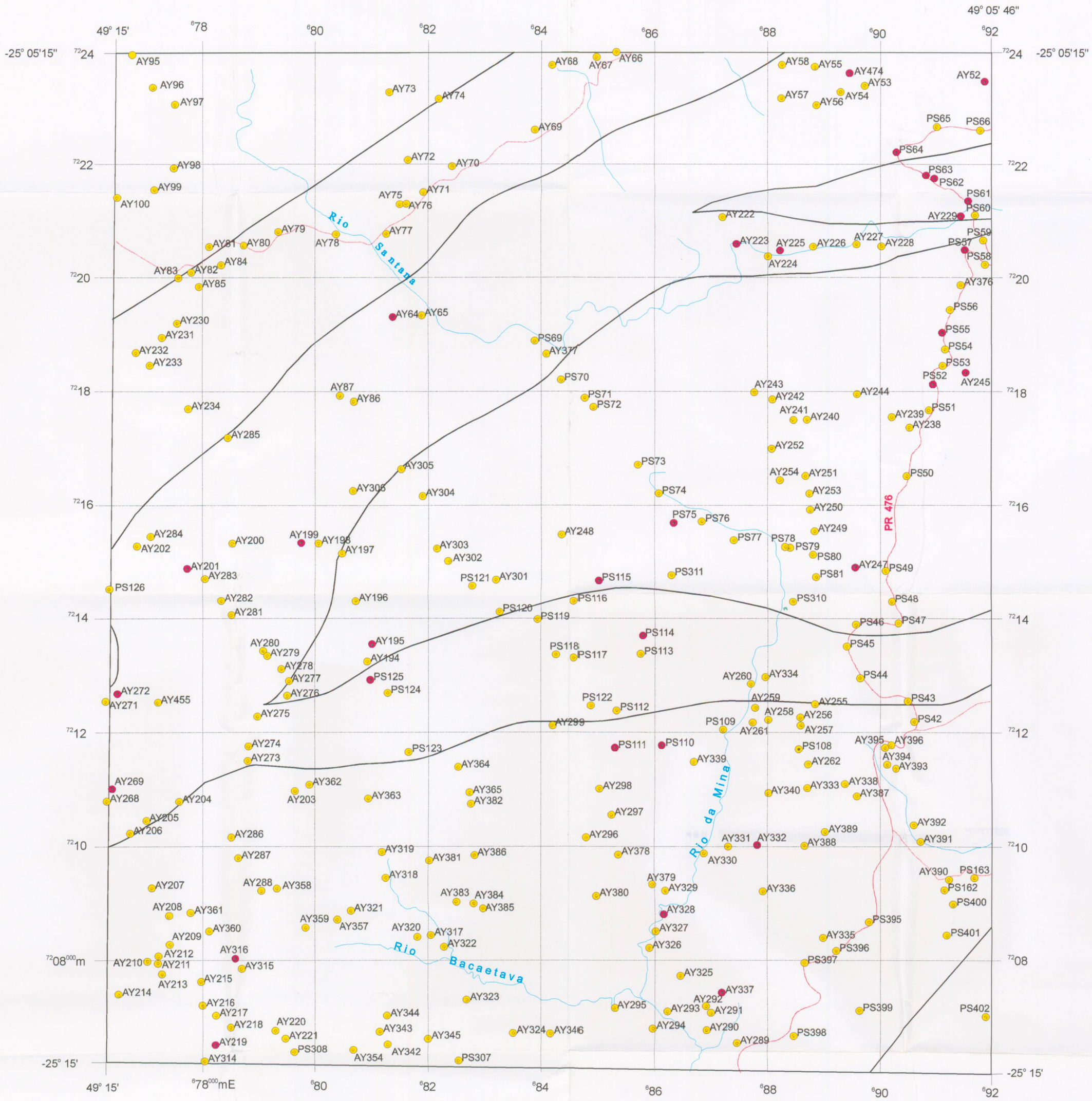
WOODCOCK, N. H. ; FISCHER, M. Strike-slip duplexes. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, v.8, n. 7, p. 725-735, 1986

YARDLEY, B. An introduction to metamorphic petrology. New York : Longman Scientific Techinical, 1992. 242p.

T2709
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —

ANEXO II

MAPA DE PONTOS DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS



Base cartográfica gerada a partir da Folha Bocaiúva do Sul, escala 1:50.000, COMEC, 1982, simplificada e processada por tecnologia digital.
Origem da quilometragem UTM:Equador e Meridiano Central 51° W. Gr., acrescidas as constantes : 10.000 km e 500 km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre - Minas Gerais
Declinação magnética no centro da folha em 1976 : 13° 14'. Cresce 10' anualmente.

Escala 1:50.000

2 1 0 2 4 km.

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

1999

PS402 — Afloramento descrito

AY219 — Afloramento descrito, com lâmina petrográfica

Limites geológicos

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

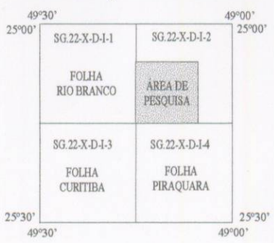
PR - 476

Estrada não pavimentada

Drenagem

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS



N

MAPA DE PONTOS DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS - ANEXO II

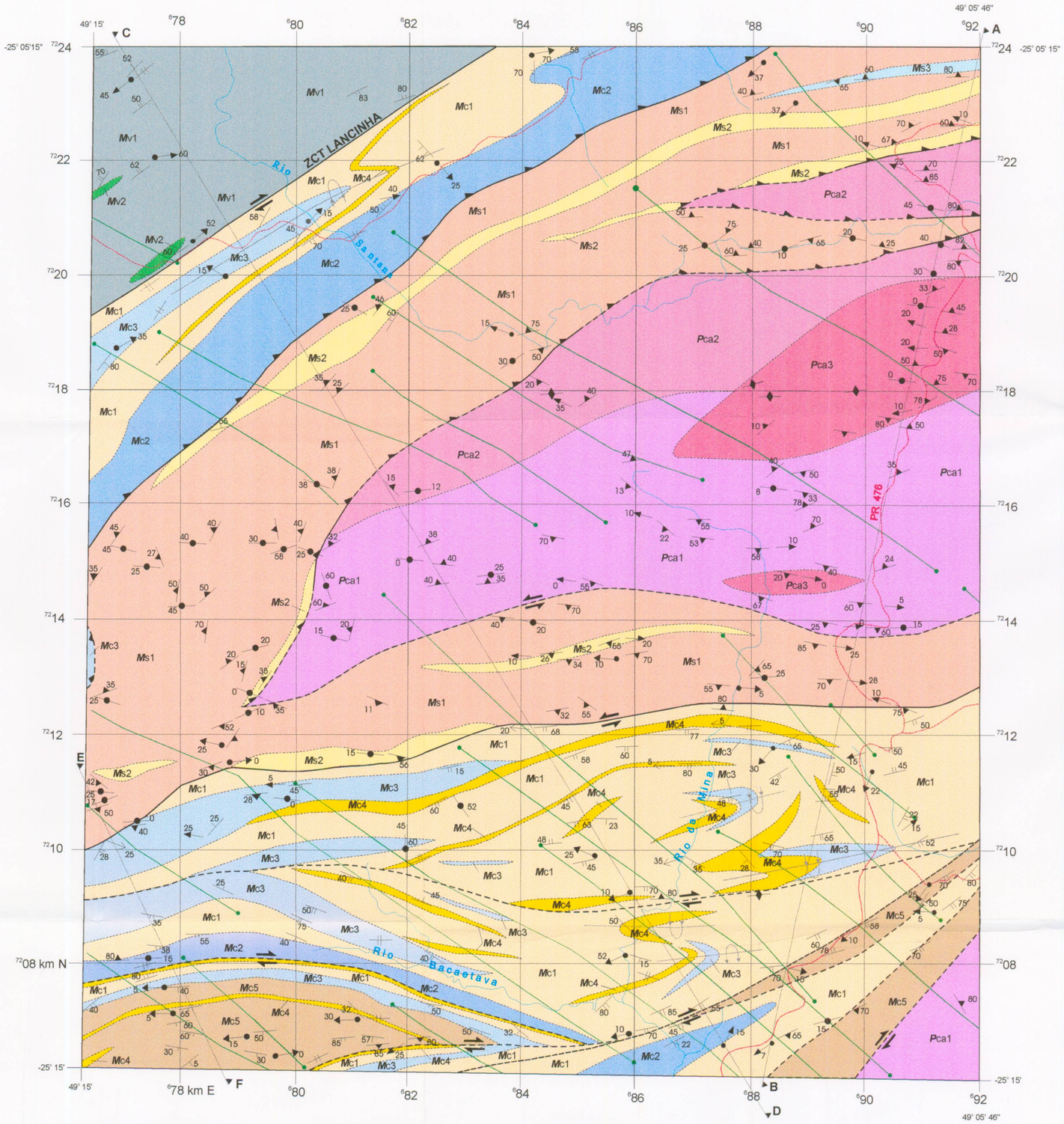
MAPA GEOLÓGICO DE PARTE DA FOLHA BOCAIÚVA DO SUL - PR (SG.22-X-D-I-2), ESCALA 1 : 50.000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Dissertação de Mestrado - Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto	1999	Autor: Arlindo Akio Yamato

T2709
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —

ANEXO I



Base cartográfica gerada a partir da Folha Bocaiúva do Sul, escala 1:50.000, COMEC, 1982, simplificada e processada por tecnologia digital.
Origem da quilometragem UTM:Equador e Meridiano Central 51° W. Gr., acrescidas as constantes : 10.000 km e 500 km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre - Minas Gerais
Declinação magnética no centro da folha em 1976 : 13° 14'. Cresce 10' anualmente.

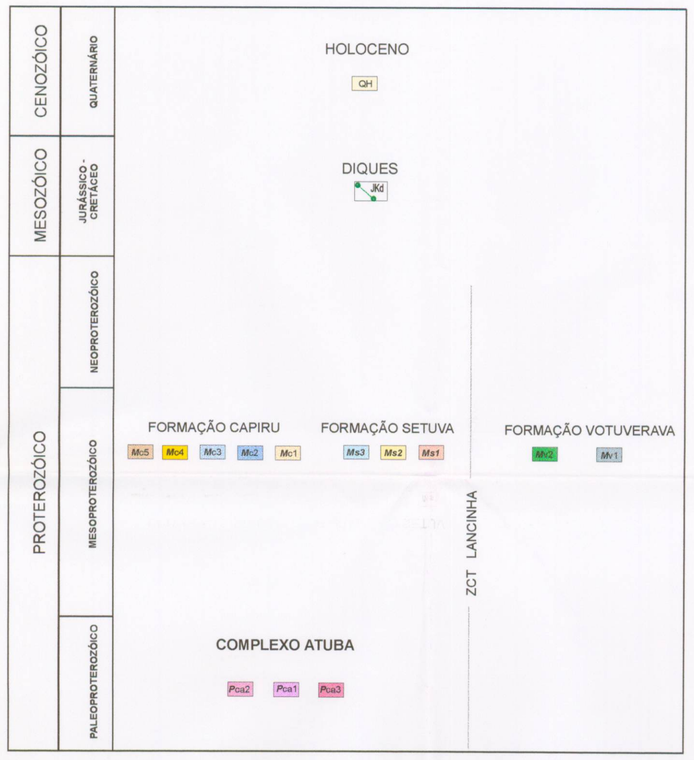
MAPA GEOLÓGICO

Escala 1:50.000

2 1 0 2 4 km.

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

1999



QUATERNÁRIO

HOLOCENO

QH — Sedimentos aluvionares em geral

JURÁSSICO - CRETÁCEO

Jkd — Diques básicos em geral, predominantemente constituídos por diabásios, gabros e olivina gabros

MESOPROTEROZÓICO

FORMAÇÃO CAPIRU

- Mc5 — Associação dos filitos avermelhados
- Mc4 — Associação dos quartzitos finos a grossos
- Mc3 — Associação dos metacalcários dolomíticos finos bandados
- Mc2 — Associação dos metacalcários dolomíticos maciços
- Mc1 — Associação dos metarritmitos silto-arenosos

FORMAÇÃO SETUVA

- Ms3 — Associação dos metacalcários dolomíticos miloníticos
- Ms2 — Associação dos quartzitos finos
- Ms1 — Associação de sericita xistos

FORMAÇÃO VOTUVERAVA

- Mv2 — Associação de Metabasitos
- Mv1 — Associação metapelítica

PALEOPROTEROZÓICO

COMPLEXO ATUBA

- Pca3 — Associação dos biotita gnaisses porfiroclásticos
- Pca2 — Associação dos biotita gnaisses miloníticos
- Pca1 — Associação dos biotita-hornblenda gnaisses bandados

CONVENÇÕES ESTRUTURAIS

Estruturas Tectônicas

Contatos
- definido
- aproximado

Foliações
- 55 — Foliação $S_0//S_1$ com mergulho medido / vertical
- 65 — Foliação S_2 com mergulho medido / vertical
- 35 — Foliação milonítica S_m com mergulho medido / vertical

Lineações
- 5 — Lineação L_2 com caimento medido
- 7 — Lineação B_2 com caimento medido
- 10 — Lineação de estiramento mineral L_x com caimento medido

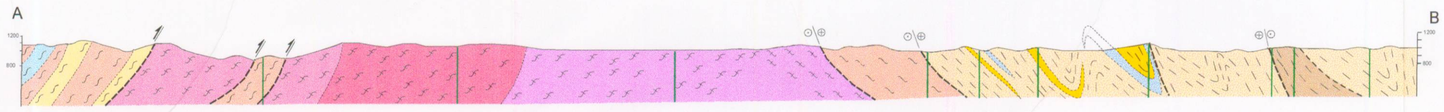
Diques
- Diques (sem indicação de mergulho)

Zonas de Cisalhamento
- zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- zona de cisalhamento transcorrente sinistral, com limite aproximado
- zona de cisalhamento transcorrente dextral
- zona de cisalhamento transcorrente dextral, com limite aproximado
- zona de cavalgamento
- zona de cavalgamento, com limite aproximado

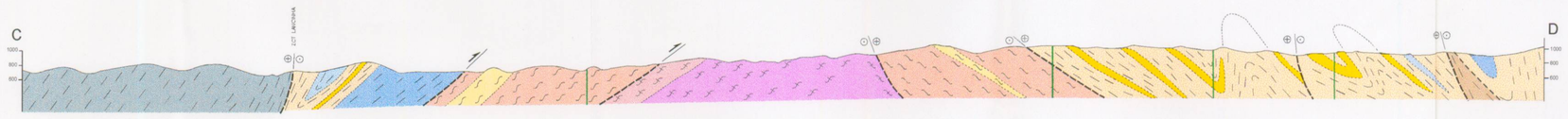
Dobras maiores
- anticlinal invertido com eixo horizontal
- sinclinal com eixo horizontal

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

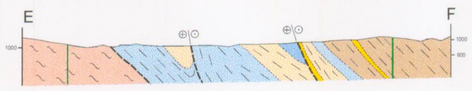
- Estrada pavimentada
- Estrada não pavimentada
- Drenagem



SECÇÃO GEOLÓGICA A-B
Eh = Ev = 1:50.000



SECÇÃO GEOLÓGICA C-D
Eh = Ev = 1:50.000



SECÇÃO GEOLÓGICA E-F
Eh = Ev = 1:50.000

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO DE PARTE DA FOLHA BOCAIÚVA DO SUL - PR (SG.22-X-D-I-2), ESCALA 1 : 50.000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Dissertação de Mestrado - Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto	1999	Autor: Arlindo Akio Yamato